GEOLOGIA DO MACIÇO ULTRAMÁFICO DE SANTA FÉ, GOIÁS

ALEDIR PAGANELLI BARBOUR

Tese apresentada em concurso para a obtenção
do Título de Livre Docente
Departamento de Geologia Econômica e Geofísica Aplicada

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004613

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**SÃO PAULO
1 9 7 6**

ÍNDICE

CAPÍTULO I	
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO II	
TRABALHOS ANTERIORES	3
CAPÍTULO III	
METODOLOGIA	4
CAPÍTULO IV	
LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA	7
CAPÍTULO V	
RELEVO DO DISTRITO	9
CAPÍTULO VI	
EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA DO DISTRITO	12
CAPÍTULO VII	
GEOLOGIA GERAL	14
VII.I - ROCHAS E SUA IDENTIFICAÇÃO	19
VII.1.1 - GNAISSES	22

VII.1.2 - HORNBLENDA GNAISSE	22
VII.1.3 - IDENTIFICAÇÃO DOS DUNITOS, PERIDOTITOS E PIROXENITOS NO CAMPO	24
VII.1.4 - DUNITOS	29
VII.1.5 - PERIDOTITOS	30
VII.1.6 - PIROXENITOS	31
VII.1.7 - MISSOURITOS	33
VII.1.8 - MALIGNITOS	33
VII.1.9 - SERPENTINITOS	35
VII.II - TRAÇOS ESTRUTURAIS	45

CAPÍTULO VIII

ALTERAÇÃO DAS ULTRAMÁFICAS	50
VIII.I - CONCREÇÕES OOLÍTICAS - SOLO FERRALÍTICO MARROM	63
VIII.II - CONCREÇÕES PISOLÍTICAS - SOLO FERRALÍTICO MARROM	70
VIII.III - DISTRIBUIÇÃO DO Ni, Fe, MgO, Cr e Co	79

CAPÍTULO IX

MINERAIS SINGENÉTICOS E EPIGENÉTICOS	93
IX.I - VERMICULITA	93
IX.II - GARNIERITA	98
IX.III - CALCEDÔNEA	101
IX.IV - MINERAIS OPACOS	106

CAPÍTULO X

SUMÁRIO E CONCLUSÕES

127

CAPÍTULO XI

AGRADECIMENTOS

132

CAPÍTULO XII

BIBLIOGRAFIA

134

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de Santa Fê	8
Figura 2 - Esquema da evolução morfológica do distrito	15
Figura 3 - Mapa geológico do distrito de Santa Fê	anexo
Figura 4 - Mapa geológico e locação dos poços e furos de sondagem	anexo
Figura 5 - Perfil do furo de sondagem nº2, 47+50 W,I em piroxenito e peridotito	20
Figura 6 - Perfil do furo de sondagem nº18, N10+50 E7 em área de dunito e peridotito	21
Figura 7 - Análise termo diferencial da ultramáfica serpentinizada	36
Figura 8 - Serpentinização de dunito de acordo com profundidade. Amostras coletadas no furo de sonda. F-27	41
Figura 9 - Coluna esquemática genérica - ultramáfica de Santa Fê, Goiás - área plana e baixa	52
Figura 10 - Coluna esquemática genérica - ultramáfica de Santa Fê - área de topo e encostas íngremes das elevações	53
Figura 11 - Profundidade do nível hidrostático medida em zonas planas e rasas, a distâncias superiores a 300m dos córregos (número de medidas 121)	57
Figura 12 - Perfil dos poços e sondagem ao longo da linha E6	58
Figura 13 - Perfil dos poços ao longo da linha E 10	59
Figura 14 - Profundidade do nível hidrostático e teores de Ni a distâncias variáveis dos córregos	61
Figura 15 - Variação da densidade com a profundidade em áreas de dunitos	62

Figura 16 - Distribuição granulométrica das concreções na zona topográfica superficial	66
Figura 17 - Distribuição granulométrica das concreções coletadas em segmentos verticais de trinta centímetros em solo ferralítico marrom	67
Figura 18 - Difractogramas de pó de raios X	72
Figura 19 - Distribuição do Ni e Co em áreas planas	81
Figura 20 - Distribuição do Ni em áreas de topo ou encosta de morro	82
Figura 21 - Distribuição do Fe em áreas planas	86
Figura 22 - Distribuição do Fe em áreas de topo ou encosta de morro	87
Figura 23 - Distribuição do MgO em áreas planas	89
Figura 24 - Distribuição do MgO em área de topo ou encosta de morro	90
Figura 25 - Distribuição do Cr em áreas planas	91
Figura 26 - Distribuição do Cr em áreas de topo ou encosta de morro	92
Figura 27 - Esquema das zonas de mineralização de vermiculita e opacos, em dunitos, peridotitos e piroxenitos	96
Figura 28 - Difractogramas de pó de raios X	100

FOTOGRAFIAS

- Foto 1 - Vista geral do distrito, olhando para NNW. Zona rasa e baixa central (dunito), circundada por morros arredondados de dunito. Ao fundo, no centro da foto, ciclo de aplainamento em arenitos com costão junto ao Morro Pontal (P). A W, região mais baixa e plana do Vale do Araguaia.

- Foto 2 - Vista do Vale do Araguaia para NW. Zona baixa, plana com o Morro do Pontal, que é um testemunho do nível de erosão que atingiu também a superfície aplainada ao fundo, à direita, e que são rochas sedimentares e ultramáficas capeadas por uma crosta de calcedônia 11
- Foto 3 - Gnaiss milonitizado com textura em moldura. Massa constituída de quartzo e feldspato. Aumento 20 X; Nícleis semi-cruzados 23
- Foto 4 - Furo 8 - Profundidade de 36m. Hornblenda gnaiss com sinais de cataclase. Massa fragmentada de quartzo e feldspato. Porfiroblasto de hornblenda. Nícleis cruzados. Aumento 20 X 23
- Foto 5 - Solo ferralítico marrom constituindo um manto sobre as zonas planas e baixas do distrito. De saparece nas encostas suaves dos morros ou em pequenas elevações 26
- Foto 6 - Solo ferralítico amarelo que se forma sobre piroxenito, peridotito ou dunito, sendo mais espesso e rico em Ni sobre esta última rocha 26
- Foto 7 - Dunito alterado, com verde escura com manchas marrons. Fragmentos grosseiros predominantes. Alto teor de Ni 27
- Foto 8 - Peridotito serpentizado alterado. Cor verde mais clara, maior percentagem de finos e teor de Ni inferior em comparação ao dos dunitos 27
- Foto 9 - Piroxenito alterado constituindo material predominantemente fino, cor verde clara, às vezes amarelada. Os teores de Ni são baixos 28
- Foto 10 - Furo 27 - Profundidade de 6,3m. Dunito parcialmente serpentizado, com relictos de olivinas - opacos - Nícleis descruzados. Aumento 20 X.
- Foto 11 - Furo 1 - Profundidade de 61m. Peridotito com cristal de olivina parcialmente serpentizado. Piroxênio predominante, com agulhas finissimas de rutilo(?). Biotita e opacos. Nícleis descruzados. Aumento 20 X 32
- Foto 12 - Furo 6 - Profundidade de 47,5m. Piroxenito com opacos. Nícleis descruzados. Aumento 20 X 32

- Foto 13 - Missourito, com piroxênio (Pi) predominante, leucita(Le) e opacos. Nicóis descruzados. Aumento 20 X 34
- Foto 14 - Malignito - Textura poiquilítica mostrando fenocristais de ortoclásio (Or) englobando nefelina(Ne), piroxênio, biotita e opacos. Nicóis semi-cruzados. Aumento 20 X 34
- Foto 15 - Furo 27 - Profundidade de 5,8m. Dunito pouco serpentizado - Minerais opacos - Nicóis cruzados - Aumento 20 X 38
- Foto 16 - Furo 27 - Profundidade de 78,9m - Serpentinização acentuada por processo ascendente. Relictos de olivina - Nicóis descruzados. Aumento 20 X 38
- Foto 17 - Lâmina delgada de zona de alteração hidrotermal. Perowskita escura envolvida por magnetita cinza clara, olivina serpentizada cinza escura com opacos e cristais de mica(Mi)-Nicóis descruzados. Aumento 20 X 42
- Foto 18 - Seções A-1 a A-7 - Micrografia eletrônica e microsonda de seção polida de zona de alteração hidrotermal. Perowskita rica em Ca, Ti e algum Nb; magnetita rica em Fe e ilmenita rica em Ti 43 e 44
- Foto 19 - Escalonamento da topografia formado por um sistema de fraturas. Morro do Tirapressa 46
- Foto 20 - Sistema de fraturas circulares provocando um aparente "descascamento" do Morro do Tirapressa. A dimensão não permite representação no mapa. Ao fundo maciço gnáissico capeado pelo Arenito Furnas. 46
- Foto 21 - Sistema de fraturas circulares, paralelo ao plano da foto, visível também no morro ao fundo. Outro sistema perpendicular ao primeiro, é visível no morro em primeiro plano. As faixas escuras são desníveis topográficos provocados pelos planos de fratura 48
- Foto 22 - Sistema horizontal de fraturas em zona de dunitos serpentizados. Morro do Tirapressa 48

Foto 23 - Concreções oolíticas soltas, imersas em massa ferruginosa fina. Alguns pisólitos dispersos (tamanho natural)	64
Foto 24 - Concreções oolítica soltas. Microscópio eletrônico de varredura. Aumento 100 X	64
Foto 25 - Foto de concreções pisolíticas soltas no solo	74
Foto 26 - B-1 a B-5 - Micrografia eletrônica e microsonda - Elementos Ni e Co dispersos, respectivamente, nas seções B-3 e B-4. Na seção B-2, cristal de ilmenita. Seção B-5 com cristais de cromita. Notar que onde ocorre cromita(B-5) a porcentagem de Ti(B-2) é elevada. Para identificação completa da ilmenita e cromita, ver Capítulo IX	75
Foto 27 - C-1 a C-8 - Micrografia e microsonda. A distribuição do Cr, Al e Co é preferencial. Deve corresponder a um cristal de cromita, em cuja fórmula é admitido também Al. O Fe com pensa negativamente o Cr; Ni, Si e Mn estão dispersos homogêneamente na seção	76 e 77
Foto 28 - D-1 a D-4 - Microsonda eletrônica e microsonda. Fe, Cr e Ni estão dispersos, sem distribuição preferencial na composição, indicando um cimento homogêneo, se bem que heterogêneo no aspecto físico. O Cr apresenta-se levemente concentrado em alguns pontos, mas não chega a caracterizar a presença de cromita agregada na concreção	78
Foto 29 - Controle estrutural dos veios de vermiculita fina. Rocha encaixante é um dunito. Morro do Tirapressa.	94
Foto 30 - "Xenólito" de dunito (Du) dentro de um veio de vermiculita(Ve) fina. Região Sul do Tirapressa.	94
Foto 31 - Placas de vermiculita grosseira, sem orientação preferencial. Dimensão máxima de 25 cm. Região S do Tirapressa	97
Foto 32 - Vênulas de calcedônia em fraturas predominantemente horizontais. Encosta dunitica do morro do Tirapressa	103

- Foto 33 - Microfraturamento paralelo preenchido por sílica de cor branca 103
- Foto 34 - "Box Work" silicoso, de coloração branca. Morro do Tirapressa 104
- Foto 35 - Crosta maciça de calcedônia, de coloração branca ou rosada. Restos de ultramáfica alterada englobados. SW do Morro do Tirapressa 104
- Foto 36 - Seções de E-1 a E-6 - Micrografia eletrônica e microsonda. Magnetita com lamelas de ilmenita. A ilmenita é menos rica em Fe, mas contém bastante Ti e algum Mg e Mn 107 e 108
- Foto 37 - Martitização (cinza-claro) da magnetita (cinza médio) ao longo dos planos (111). Notar lamelas de ilmenita (cinza mais escuro) delgadas, seguindo o mesmo sistema. Escala: 440 X. Seção APB 102 110
- Foto 38 - Seções F-1 a F-5 - Micrografia eletrônica e microsonda. Magnetita com lamelas de ilmenita ao longo dos planos (111) da magnetita transformada. Superfície picotada e a ilmenita resistindo à oxidação 112 e 113
- Foto 39 - Lamelas de ilmenita em um dos planos (111) da magnetita. Notar martitização da magnetita ao longo de uma zona de fratura. Ilmenita cinza escura; magnetita cinza mais clara e hematita formada por martitização, cor cinza bem clara. Aumento 128 X 115
- Foto 40 - Seções G-1 a G-5 - Micrografia eletrônica e microsonda. Magnetita titanífera; alguns cristais tem mais Ti que outros. Notar que os cristais são idiomórficos 119 e 120
- Foto 41 - Galena (cinza mais clara) com marcas triangulares incipientes e riscos de polimento. Ilmenita cinza clara, e ganga, cinza escura. Aumento 320 X 125

TABELAS

Tabela 1 - Profundidade do nível hidrostático em função da distância aos córregos - topografia plana	56
Tabela 2 - Concentrados naturais de minerais opacos	69
Tabela 3 - Análise química do solo ferralítico marrom	71
Tabela 4 - Número de amostras coletadas segundo a litologia e a topografia	80
Tabela 5 - Análise química de agregado de ilmenita e magnetita - Amostra SF-502	116
Tabela 6 - Análise química de agregados de minerais de magnetismo forte	117
Tabela 7 - Análise química de agregados de minerais de magnetismo fraco	124

ANEXO

Figura 3 - Mapa geológico do distrito de Santa Fé	
Figura 4 - Mapa geológico e locação dos poços e furos de sondagem	

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

O maciço ultramáfico de Santa Fé está situado a NW do Município de Jussara, Estado de Goiás, e foi estudado por várias companhias particulares, com vistas ao seu conteúdo de Ni e de vermiculita. Dada a sua litologia, algumas tentativas também foram feitas para verificar a presença de elementos associados a rochas alcalinas e, em alternativa mais remota, a carbonatitos.

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais executou para o DNPM trabalhos de mapeamento regional, visando caracterizar a faixa serpentínica que corta o Estado de Goiás e que se estende para o norte.

Nos últimos anos, a Mineradora Montita Ltda. executou extensivos trabalhos de pesquisa para Ni, acumulando numerosos dados químicos de superfície e subsuperfície. A geologia parcialmente conhecida, assim como a disponibilidade de inúmeras análises químicas de poços e furos de sondagem, induziram o autor a iniciar uma pesquisa acadêmica, buscando definir os principais traços geológicos da jazida.

De setembro de 1973 a novembro de 1975 foram feitas várias campanhas de campo, de modo a elaborar um mapa geológico da área e coletar amostras representativas de perfis horizontais e verticais.

Os trabalhos de campo foram baseados em mapas topográficos de grande parte do distrito e em fotografias

aéreas cedidas pela Companhia Montita. Esta companhia forneceu, também, resultados de análises químicas e colocou à nossa disposição testemunhos de sondagem e meios para executar os trabalhos de campo.

A região de Santa Fê está contida na superfície denominada "Planaltos Cristalinos da Bacia Araguaia-Tocantins" e, segundo Geiger (*in* GALVÃO, M.V., 1960), é cortada pelos afluentes do Rio Araguaia, apresentando altitudes médias variáveis de 300 a 600 m.

O maciço é ressaltado na topografia local apenas através dos testemunhos de erosão, que são constituídos de morros isolados a N e de um espigão contínuo a S, denominado Serra do Tirapressa.

A pluviosidade média anual da região está em torno de 1.700 mm, com isoietas médias de verão (dezembro, janeiro, fevereiro) de 770 mm e isoietas médias de inverno (junho, julho, agosto) de 25 mm. Os meses de outubro a abril representam mais de 80% da precipitação anual. Segundo Köppen, o clima da área é classificado como Aw, correspondendo a savanas tropicais, com verão úmido e inverno seco.

A vegetação local é do tipo cerrado ou, segundo fitogeógrafos, "savana" com vegetação arbustiva, constituída de indivíduos espaçados, adensados apenas ao longo das "matas galerias". Alguns destes aspectos são vistos na Foto 1.

A alteração das rochas do distrito, especialmente os dunitos, peridotitos e piroxenitos, levou à formação de uma capa de alteração enriquecida em Ni, coberta em suas zonas mais baixas por um solo ferralítico de cor marrom. Veios de vermiculita, com comprimento, espessura e profundidade variá

veis, cortam a ultramáfica alterada aflorante e estão associados, localmente, a agregados de minerais opacos disseminados.

Dunitos, peridotitos e piroxenitos, associados a pequenas intrusões de gabros alcalinos, cortam gnaisses pré-cambrianos que são as rochas regionais.

CAPÍTULO II

TRABALHOS ANTERIORES

Menção à geologia do distrito e seus depósitos níquelíferos foi feita por vários autores, entre eles ANGEIRAS (1968), BERBERT (1970) e SCHOBENHAUS FILHO (1975).

Em 1971, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Agência Goiânia, imprimiu um relatório denominado "Geologia da Quadrícula de Britânia, Santa Fé, Araguapaz e Jussara: Projeto Jussara", de autoria de M.L. Sobrinho e R.S. Andrade. Foi elaborado um mapa geológico do distrito, na escala 1:50.000, com observações gerais sobre a geologia local. Naquele mesmo ano foi apresentado um resumo no XXV Congresso Brasileiro de Geologia, realizado em São Paulo, onde M.L. Sobrinho e R.S. Marques descreveram missouritos e rochas alcalinas associadas do distrito de Santa Fé. Ainda em 1971, Lindenmayer fez uma previsão da estimativa de reservas de minério e de Ni contido no distrito.

Pesquisas de Ni e de vermiculita foram efetuadas no distrito por companhias particulares, sem, entretanto, terem sido divulgados os resultados obtidos.

Em 1972, Axel de Ferran apresentou relatório à Terraservice Projetos Geológicos Ltda. sobre pesquisa geoquímica e estimativa de reservas de Ni. Os resultados deste relatório interno são desconhecidos.

Em 1975, a Mineradora Montita Ltda. entregou ao DNPM relatório de pesquisa de Ni de parte da jazida, denominado "Projeto Santa Fé - Relatório de Pesquisa". Nes-te relatório inédito, a litologia do distrito é mais pormenorizada, distinguindo-se os contatos entre os dunitos, peridotitos e piroxenitos. Consta do mapa geológico a localização de dioritos e missouritos.

CAPÍTULO III

METODOLOGIA

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos entre setembro de 1973 e novembro de 1975, em campanhas correspondentes aos períodos de férias escolares. Os resultados obtidos do estudo de fotografias aéreas da área, descrição e análise de amostras foram lançados em um mapa topográfico, na escala 1:10.000, que cobre 4/5 da região levantada. Tratando-se de uma área de intrusão com dimensões aproximadas de 9,5 por 6,5 km, constituída de 12 morros isolados e uma maciço contínuo e com um número de poços perfurados superior a 1.250, os trabalhos de campo foram extremamente prolongados e exigiram a descrição e amostragem de grande parte dos poços localiza-

dos na ultramáfica. Essa descrição e amostragem foram feitas descendo nos poços por meio de cordas suspensas e enroladas em um sarilho. Poços desmoronados ou inacessíveis foram descritos pelo material correspondente a segmentos de um metro, retirados e depositados na borda imediata dos poços.

As análises químicas por via úmida e absorção atômica foram efetuadas pelo Dr. Raphael Hypólito, do Departamento de Mineralogia e Petrologia, nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, com resultados em SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , Cr^{3+} , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O^- e H_2O^+ . Análises complementares de Sn, Sb, Mo, Nb, Ga, Sr, Rb, Zr, Ni, Cr, TiO_2 , Y, Pb, Zn, Th, Cu e Co, foram efetuadas pelo Dr. Marcos Berenholc, do Departamento de Geologia Geral, no laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências, utilizando fluorescência de raios X.

As análises químicas dos perfis de poços, encaminhadas pela Companhia Montita de Mineração S.A., foram efetuadas pela Companhia Geologia e Sondagens Ltda. (Geosol) e pela Metais de Goiás S.A. (Metago). Ni, MgO, Fe, Co e Cr foram dosados por espectrografia óptica, absorção atômica e fluorescência de raios X.

As lâminas delgadas foram estudadas em microscópio Ortolux-pol, de fabricação Leitz. A descrição do grau de serpentinização das olivinas do Furo 27 foi efetuada através de contagem de pontos, com espaçamento adequado à granulação da rocha, com valor médio de 300 pontos por lâmina.

Um total de 75 seções polidas de minerais opacos e concreções oolíticas e pisolíticas foi estudado em microscópio de luz refletida de fabricação Reichert.

Vários espectros de difração de raios X de amostras

totais e de minerais separados foram obtidos no difratômetro Philips-Norelco do DMP. Em geral, os difratogramas foram obtidos utilizando-se radiação Cu K α , velocidade de giro de amostra = $2^\circ/\text{min}$, 35 KV, 15mA, velocidade do papel de 30 cm/min, varredura de 2θ entre 2° e 80° .

O estudo da alteração da ultramáfica e correspondente enriquecimento de Ni foi complementado por determinações de peso específico aparente, em amostras coletadas ao longo de um perfil de solo. As determinações de amostras coesas foram feitas em balança de peso específico, do tipo Westphal Mohr, do DGG. Os valores finais obtidos foram corrigidos, pelo fato das amostras porosas terem sido envolvidas em parafina.

Amostras incoerentes foram colocadas em provetas graduadas, onde foi obtido o volume aparente, tendo sido, então, calculado o peso específico aparente.

Seções polidas foram preparadas para estudo da concentração de elementos por meio de microsonda eletrônica. O Prof. Dr. Kenkichi Fugimori utilizou aparelho do tipo JAX-5, com as seguintes características:

- Voltagem de aceleração: 5 a 50 KV;
- Vácuo: 10^{-5} a 10^{-6} mm Hg;
- Amperagem: 10^{-5} a 10^{-9} A

Nesta técnica de estudo, denominada Variação Bidimensional, a concentração do elemento é proporcional ao número de pontos brilhantes detectados no papel fotográfico. Foi uma técnica auxiliar útil para a determinação de alguns minerais opacos e também para verificação da dispersão e associação dos elementos entre si nas camadas constituintes das concreções lateríticas.

O Prof. Dr. Gildo Fuck providenciou as análises ter-

modiferenciais de polimorfos de serpentina. Esta técnica foi utilizada em aparelho Rigaku Thermoflex, com termopar de Platina-Alumel e provido de registrador gráfico, pertencente ao Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências.

CAPÍTULO IV

LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A cidade de Santa Fê possui coordenadas geográficas de $15^{\circ}40'$ de latitude S e $51^{\circ}15'$ de longitude W e está localizada a 130 km a W de Goiás Velho. O corpo ultramáfico, objeto deste trabalho, dista 3 km a NW desta cidade, motivo pelo qual recebeu o mesmo nome.

De Goiânia, ponto comum para todos que se encaminham para W, Goiás Velho dista 150 km por pista asfaltada (Figura 1). Segundo previsões do "Prodoeste", uma via asfaltada, passando a 14 km a S de Santa Fê, deverá ligar Brasília a Cuiabá. O contato leste do maciço é tangenciado por uma estrada estadual (GO-28) que liga Santa Fê a N, Britânia, em direção à bacia do Rio Araguaia.

LEGENDA

- △ Distrito de Santa Fé
- ⊙ Capital
- Cidades
- Estradas pavimentadas
- - - Estradas transitáveis
- ~ Rios

Fig. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE SANTA FÉ

CAPÍTULO V

RELEVO DO DISTRITO

O relevo da região é caracterizado por duas unidades morfológicamente distintas: uma, a predominante no distrito, que é constituída de uma superfície plana, baixa arrasada, coberta por lateritas concrecionárias oolíticas soltas, localmente cimentadas, e formando crostas; e, outra que é representada pelos morros testemunhos de dunitos, com a única exceção de parte do Morro Caiçara, localizado na área IV. A altitude predominante da primeira unidade situa-se entre 420 e 450 m, com suave declive para N em direção à bacia do Rio Araguaia, visto a NW da Foto 1. A zona rasa desenvolveu-se sobre gnais-ses, dunitos, peridotitos e piroxenitos serpentinizados, ro-chas alcalinas associadas e litologias menores. Apenas os du-nitos formam morros isolados e linhas de cumeadas. Outras li-tologias são mais facilmente arrasadas pela erosão.

Parece que o fato da alteração do dunito levar a uma rocha menos desagregável do que o piroxenito e, também, mais ferruginosa, dá, como produto final, uma rocha estruturada, coberta de blocos mais resistentes ao intemperismo físico. Esta rocha preserva mais facilmente as elevações do distrito. O pi-roxenito alterado é extremamente friável, fino, adquirindo as-pecto argiloso, facilitando sobretudo a alteração e erosão da capa superficial intemperizada. Os peridotitos, quando altera-dos, tem características médias entre os dunitos e os piroxe-nitos.

Vale observar que o dunito que constitui os morros

Foto 1 - Vista geral do distrito, olhando para NNW. Zona rasa e baixa central (dunito), circundada por morros arredondados de dunito. Ao fundo, no centro da foto, ciclo de aplainamento em arenitos com costão junto ao Morro Pontal (P). A W, região mais baixa e plana do Vale do Araguaia.

Foto 2 - Vista do Vale do Araguaia para NW. Zona baixa, plana com o Morro do Pontal, que é um testemunho do nível de erosão que atingiu também a superfície aplainada ao fundo, à direita, e que são rochas sedimentares e ultramáficas capeadas por uma crosta de calcedônia.

do Tirapressa tem uma textura diferente e se enriquece menos de Ni, possivelmente partindo de rocha portadora com "deficit" de Ni. Parece válido inferir que corresponde a outra intrusão, diferente daquela que originou as zonas duníticas do restante do distrito. A cor do produto de alteração, a textura, a presença mais comum de vênulas de calcedônia e os teores de Ni inferiores falam por si sô de uma intrusão distinta. Além do mais, a tectônica local denota esforços horizontais, que não são exatamente os mesmos do resto da tectônica do distrito. O Tirapressa, que está localizado ao sul do distrito, constitui um maciço grupado de morros, diferente do estilo isolado do restante das elevações. As altitudes médias do distrito são as seguintes:

<u>Região</u>	<u>Altitude média</u>
Planura	400 a 450 m
Morros	550 m (excepcionalmente mais)
Tirapressa	650 m

Os morros testemunhos da ultramáfica, assim como o platô de calcedônia onde se localiza o distrito de Água Branca, a N (Foto 2), constituem uma sô superfície semi-aplainada, com altitude média de 550 a 650 m. A erosão regional atual está orientada para a rede hidrográfica que se estende para o vale do Rio Araguaia, localizado a NW do distrito.

CAPÍTULO VI

EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA DO DISTRITO

Uma análise do relevo atual do Distrito de Santa Fé

indica claramente formas remanescentes de um relevo antigo, aplainado, submetido a um processo contínuo de rejuvenescimento em um ritmo de erosão mais rápido do que aquele que permitiria o enriquecimento das ultramáficas em Ni. A destruição sistemática das crostas de calcedônea com a consequente formação de eluviões de blocos, assim como a existência de crostas lateríticas em zonas baixas, também submetidas à degradação física, falam por si sô do regime acelerado de denudação da região.

A reconstituição da evolução geomorfológica do distrito é possível, pelo menos, se evidenciarmos apenas os fenômenos geológicos mais marcantes que deixaram vestígios para correlações diretas ou indiretas com outros fenômenos subsequentes.

A evolução deve se ter operado em ciclos, cuja sequência é esquematizada genericamente a seguir:

1º Ciclo - Aplainamento das rochas regionais e locais

Após a intrusão da ultramáfica, as rochas foram submetidas a um longo e ativo processo de aplainamento, evidenciado pelo nivelamento regional do topo dos morros do Distrito de Santa Fé, do gnaissé capeado pelo Arenito Furnas, a SSW, e pelo Arenito Furnas intercalado com ultramáficas e capeado por calcedônea no distrito de Água Limpa, a NNW. Tanto quanto se pode depreender dos remanescentes deste período, deve ter sido pré-Terciário, com a formação da calcedônea em crostas locais. Esta silicificação, aliada a diferenças litológicas, mesmo diferenças do próprio dunito, criou condições para que uma erosão seletiva iniciasse o desnivelamento da superfície aplainada (Ver Figura 2-1).

2º Ciclo - Erosão e desnivelamento da superfície regional

A alteração das rochas, seguida de erosão de um substrato litologicamente diferente, culminou com a formação de zonas proeminentes onde prevaleciam dunitos, mesmo com silicificação incipiente. O arenito Furnas, a SSW, cimentado pela própria sílica, e a área denominada Água Limpa, a NNW, coberta por uma espessa capa de calcedônea, permaneceram, a partir deste ciclo, como testemunhos da pretérita superfície de aplainamento. As zonas baixas foram denudadas ao nível da drenagem regional.

3º Ciclo - Laterização

Estabilidade do perfil de equilíbrio por um período que permitiu a formação de lateritas locais nos vales suspensos intermontanos, nas encostas suaves e nas zonas baixas niveladas segundo a altitude média regional.

4º Ciclo - Rejuvenescimento e degradação mecânica

Degradação mecânica das lateritas e das crostas de calcedônea, evidenciada pelos eluviões de blocos de calcedônea e pelas lateritas baixas cortadas pelos pequenos córregos ou torrentes de vales em regime fluvial intermitente. Erosão mais intensa nos topos e nas encostas dos morros, com remoção acelerada do serpentinito superficial enriquecido em Ni.

CAPÍTULO VII

GEOLOGIA GERAL

A correlação cronológica da ultramáfica de Santa Fé

I - Peneplanização com silificações locais

II - Erosão diferencial e formação de relevo dissecado

III - Laterização

IV - Rejuvenescimento com degradação mecânica das lateritas e crostas de calcedônea.

Esquema sem escala

Fig. 2- ESQUEMA DA EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA DO DISTRITO

com as rochas locais e sua posição na coluna estratigráfica exigem algumas considerações bibliográficas. A borda oriental da Bacia do Paraná está delimitada grosseiramente por uma faixa descontínua de complexos alcalinos conhecidos na bibliografia por suas peculiaridades genéticas. Essas intrusões, cujas dimensões são variáveis, desde diques até maciços com várias centenas de Km², que se localizam na periferia da Bacia do Paraná, em sua quase totalidade possuem idades entre 50 e 90 milhões de anos.

Considera-se o maciço de Santa Fé de idade cretácica, pertencente ao Grupo Iporã. Este grupo foi definido por GUIMARÃES et al. (1968) e contém rochas que variam desde ultramáficas até rochas graníticas, sendo correlacionadas ao vulcanismo alcalino da borda da Bacia do Paraná. Recebeu o nome de um maciço ultramáfico localizado próximo à cidade de Iporã, a 80 km a SW de Santa Fé.

PENA & FIGUEIREDO (1972), baseados em observações regionais de dados estruturais e correlação estratigráfica, assim como datações radiométricas, colocam o Grupo Iporã no Cretáceo superior. Os termos mais básicos do grupo são considerados mais antigos, passando a uma sequência mais nova de rochas intermediárias e, finalmente, ácidas. A Formação Furnas, assim denominada por OLIVEIRA (1912), é constituída de arenitos grosseiros e mal selecionados, sendo considerada de idade devoniana. Esta formação é cortada pelos maciços de Iporã e Água Limpa, ambos considerados contemporâneos ao maciço de Santa Fé. No distrito restou apenas uma cobertura arenosa recente, provavelmente produto do retrabalhamento do Arenito Furnas que nele não ocorre.

As relações regionais entre o embasamento, Grupo Iporã e Formação Furnas podem ser verificadas na folha Goiás - SD - 22 da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, DNPM, 1975.

Após estas considerações de caráter regional, destaca-se a geologia local do maciço, constituído de um corpo ovalado, com maior diâmetro na direção N-S, medindo aproximadamente 9,5 por 6,5 km.

O maciço corta gnaisses regionais com direção preferencial NNW e mergulho acentuado para SW. Segundo se observa no mapa geológico da Figura 2 e no perfil AB, a distribuição das rochas do distrito indica uma estrutura em domo zonado, com um núcleo de dunito serpentizado envolvido por camadas descontínuas e concêntricas de peridotitos e piroxenitos, seguidas de manchas da encaixante gnáissica afetadas por metamorfismo de contato, e, finalmente, pequenas intrusões dispersas de rochas alcalinas. Foram observados diques de piroxenitos cortando os dunitos e os peridotitos, provocando fenômenos de recristalização nas bordas imediatas do contato.

TAYLOR (1960), NOBLE (1960) e RUCKMICK (1969) descreveram, pormenorizadamente, intrusões ultramáficas zonadas da região SE do Alaska. No distrito de Santa Fé o zoneamento é mais nítido, talvez pelo fato da litologia ser mais simples.

Gnaisses envolvem todo o maciço ultramáfico, mas, na porção N, esta rocha é capeada por rochas sedimentares provenientes, principalmente, do intemperismo e remanejamento do Arenito Furnas, formando uma delgada cobertura sobre o embasamento, denominada cobertura areno-argilosa.

Antecipando a descrição das rochas, que será feita em um dos capítulos seguintes, cumpre observar que o dunito, na área N e S do distrito, apresenta variações físicas e, em parte, químicas, deixando supor que o núcleo dunítico é formado por intrusões múltiplas.

Vários furos de sondagem rotativa atravessaram as rochas do distrito até profundidades superiores a 60 m. Den-

tre estes furos foram selecionados dois, o número 2, (Figura 5), que corta piroxenito e termina em peridotito, e o número 18, (Figura 6), perfurado inicialmente em dunito serpentiniizado. Entre estes dois furos, diferenças provenientes da litologia e perfil de alteração deram origem a características distintas. Dentre estas, vale ressaltar as seguintes:

O furo nº 2 passa de solo ferralítico marrom para amarelo, voltando novamente a solo ferralítico marrom antes de atingir o piroxenito alterado. Mesmo localizado em piroxenito, o teor de Ni chega a atingir, em um pequeno segmento, 1,1%, valor este alto demais para tal tipo de rocha. Segundo se pode notar no mapa da Figura 3, a mancha de piroxenito onde se acha este furo está rodeada de peridotitos, que devem ter fornecido o Ni em sucessivas solubilizações e precipitações laterais.

O teor de Ni não apresenta acréscimo sensível na zona de solo ferralítico amarelo, comumente bastante enriquecido naquele elemento em perfis localizados em dunitos. Aliás, o solo ferralítico amarelo devia se colocar entre o solo ferralítico marrom acima e o piroxenito alterado abaixo.

O furo nº 18 não apresenta em seu perfil o solo ferralítico amarelo. O grau de silicificação é incipiente, mantendo, desde os primeiros metros de perfuração, teores médios de Ni mais elevados. Este teor vai caindo com a profundidade, mantendo-se, entretanto, acima de 0,2%. O piroxenito pode, por sua vez, apresentar teores de Ni inferiores a 0,2%.

A despeito da litologia diferente, o solo de ambos os furos mostra características físicas homogêneas que impedem a identificação da rocha subjacente. Em condições normais, nota-se diferença apenas na composição química, especialmente quanto a porcentagem de Ni, que é indicativa, muitas vezes, do tipo de rocha encontrada em subsuperfície.

Algumas suaves elevações do distrito estão cobertas por delgados eluviões de minerais opacos. Estes são provenientes da alteração da ultramáfica, que contém estes minerais dispersos ou em delgadas vênulas. As vênulas são comuns em zonas com veios de vermiculita. Segundo pode ser verificado no mapa da Figura 4, foram delimitadas algumas áreas de eluviões nos dunitos da zona central N do distrito, que constitui uma zona rasa, baixa, com morros isolados. No Tirapressa não foram localizados eluviões de opacos, correspondendo a uma área onde estes se acham muito disseminados. Coincidentemente, a vermiculita é também menos comum.

VII.I - ROCHAS E SUA IDENTIFICAÇÃO

Para a elaboração do mapa geológico do distrito e o conhecimento da distribuição das diferentes rochas, foram estudadas amostras coletadas em afloramentos, furos de sonda e poços, principalmente nestes últimos. Os poços forneceram mais de 90% das informações necessárias à classificação e delimitação das rochas olivínicas do distrito.

A análise petrográfica das rochas do distrito é preliminar, atendendo apenas ao objetivo do mapeamento geológico, sem orientação de caráter genético. Além disto, a serpentinização e a alteração superficial dificultaram a identificação das amostras descritas nos poços de amostragem. Localmente, furos de sonda próximos permitem a delimitação do zoneamento litológico subsuperficial do maciço, assim como dos contatos com as encaixantes.

Fig. 5 - PERFIL DO FURO DE SONDAGEM Nº 2, 47+50 W, I EM PIROXENITO E PERIDOTITO

Fig. 6-PERFIL DO FURO DE SONDAÇÃO Nº 18, N 10 + 50 E 7 EM ÁREA DE DUNITO E PERIDOTITO

VII.1.1 - GNAISSES

Os gnaisses apresentam variações em sua composição, desde leuco até melanocráticos, localmente com cavidades forradas de cristais grosseiros de feldspato, evidência da ação de soluções metassomáticas. Além da variação na composição mineralógica, o grau de cataclase também varia de amostra para amostra em um extremo, com ultramilonitos, passando por fases intermediárias de milonitização, textura em moldura (Foto 3), encurvamento das lamelas de plagioclásio, extinção ondulante do quartzo e fragmentação, chegando, no outro extremo, a uma cataclase restrita e incipiente. Em uma faixa periférica à zona de contato do maciço, nas regiões S, SE e SW, a textura cataclástica é comum, evidenciando, com a milonitização, a fragmentação generalizada das rochas no processo de intrusão do maciço.

Em ordem quantitativa decrescente, esses gnaisses compõem-se de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, mica e acessórios. Estes são representados pela apatita e opacos. A porcentagem de biotita (mais comum) ou muscovita é bastante variável.

A estrutura bandada ou paralela é evidenciada pela orientação da mica e alternância de bandas dos minerais citados acima.

VII.1.2 - HORNBLENDA GNAISSE

Rocha formada no contato da ultramáfica com o gnaiss. Pela localização e composição deve ter se formado por metassomatismo. Essa rocha está sendo descrita em separado, pe-

Foto 3 - Gnaiss milonitizado com textura em moldura. Massa constituída de quartzo e feldspato. Aumento 20 X; Nicóis semi-cruzados.

Foto 4 - Furo 8 - Profundidade de 36 m. Hornblenda gnaiss com sinais de cataclase. Massa fragmentada de quartzo e feldspato. Porfiroblasto de hornblenda. Nicóis cruzados. Aumento 20 X.

lo fato de ocorrer em áreas mapeáveis do contato e ter sido encontrada em vários pontos do distrito, como mostra o mapa da Figura 3. Sua constituição mineralógica, em ordem quantitativa decrescente, é a seguinte: hornblenda, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, quartzo, granada e epídoto. A hornblenda apresenta-se em grandes cristais englobando outros minerais e pode se alterar para biotita, como também minerais opacos. Epídoto e granada foram vistos em pequena quantidade em algumas lâminas.

Localmente essa rocha é bandada, com alternância de bandas claras, com quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, e escuras, com hornblenda, biotita e epídoto. Textura cataclástica é visível em muitas amostras (Foto 4). Essa textura deve ter facilitado a ação de soluções hidrotermais, responsáveis pela formação de cristais grosseiros de epídoto. As melhores amostras para estudo microscópico provêm dos furos de sonda F1, F7, F8 e F68, coletadas em profundidade de algumas dezenas de metros. Amostras superficiais foram coletadas em alguns contatos do maciço, quase todas com um certo grau de alteração.

VII.1.3 - IDENTIFICAÇÃO DOS DUNITOS; PERIDOTITOS E PIROXENITOS NO CAMPO

Estas rochas foram identificadas através de lâminas delgadas e foram coletadas de escassos afloramentos bastante alterados e de furos de sonda. Foram consideradas como dunitos rochas portadoras de, no mínimo, 90% de olivina. Evitando-se toda a discussão terminológica criada em torno do termo peridotito, foi considerada a classificação de HYNDMAN (1972) que coloca os limites de 30 e 90% de olivina para este grupo. Finalmente, os piroxenitos, segundo a mesma classi

ficação, limitam a 30% a olivina, contendo basicamente piroxênios.

O mapeamento das rochas do distrito é dificultado pela presença de uma capa de alteração constituída de solo ferralítico solto, de cor marrom. As rochas apenas afloram quando "emergem" desta capa nas encostas dos morros ou em pequenas elevações. Este obstáculo foi superado pela descrição e comparação dos perfis de poços perfurados no distrito, de modo a permitir a identificação da rocha pelo seu produto de alteração, logo abaixo do solo ferralítico amarelo. Assim a partir do saprólito fino, localizado abaixo do solo ferralítico amarelo, até o fundo do poço, foram estudadas as várias características da rocha alterada, entre elas a coloração, granulação (agregação), estrutura e, quando necessário, os teores de Ni.

A avaliação quantitativa da olivina na rocha alterada pode ser feita com certa facilidade pela porcentagem de manchas ferruginosas marrons formadas pela alteração deste mineral. Do solo ferralítico amarelo para cima é praticamente impossível identificar a rocha subjacente.

As Fotos coloridas de números 5, 6, 7, 8 e 9 dão uma idéia do perfil do solo e as diferenças dos produtos de alteração formados a partir de dunitos, peridotitos e piroxenitos. A cor e o estado de agregação são os fatores físicos mais distintos na identificação destes três tipos de rochas. Este tipo de identificação foi utilizado pelos geólogos da Companhia Montita de Mineração, resultando, nas condições locais de alteração, um mapa de distribuição das rochas com razoável precisão. A distribuição dos dunitos, peridotitos e piroxenitos foi confirmada verificando-se os teores médios de Ni em cada um dos poços amostrados e analisados.

Foto 5 - Solo ferralítico marrom constituindo um manto sobre as zonas planas e baixas do distrito. Desaparece nas encostas suaves dos morros ou em pequenas elevações.

Foto 6 - Solo ferralítico amarelo que se forma sobre piroxênio, peridotito ou dunito, sendo mais espesso e rico em Ni sobre esta última rocha.

Foto 7 - Dunito alterado, cor verde escura com manchas mar-
rons. Fragmentos grosseiros predominantes. Alto
teor de Ni.

Foto 8 - Peridotito serpentizado alterado. Cor verde mais
clara, maior porcentagem de finos e teor de Ni in-
ferior em comparação ao dos dunitos.

Foto 9 - Piroxenito alterado constituindo material predominantemente fino, cor verde clara, às vezes amarelada. Os teores de Ni são baixos.

Foto 10 - Furo 27 - Profundidade de 6,3 m. Dunito parcialmente serpentinizado, com relictos de olivina - opacos - Nicóis descruzados. Aumento 20 X.

O solo ferralítico marrom e amarelo, assim como os três tipos de rochas ultramáficas, acham-se representados em cada uma das cinco fotos coloridas anexadas ao capítulo.

VII.1.4 - DUNITOS

Sob este título consideraremos a rocha que originou os serpentinitos e que ocupa 80% da área superficial do distrito. Sua importância, então, é óbvia, pela representatividade geográfica e por ser a rocha original portadora de níquel.

Os dunitos ocupam o centro do maciço e estão envolvidos por peridotitos e piroxenitos (Figura 3). São rochas de coloração verde escura, esmaecendo para verde-amarelado quando sujeitas à intempérie superficial em topos ou encostas de morros. A granulação é fina a média, sendo constituída predominantemente de olivina magnesiânica (mais de 90%), algum clinopiroxênio, minerais opacos dispersos (magnetita, cromita, ilmenita) e uma pequena porcentagem de biotita e flogopita. A alteração da olivina leva à formação de minerais ferruginosos (magnetita, goethita) que são adicionados aos opacos originais da rocha. Tanto em profundidade quanto na superfície, os dunitos acham-se serpentinizados em maior ou menor intensidade, identificando-se com facilidade os relictos de olivina (Foto nº 10).

Foram caracterizadas, no mínimo, duas intrusões com base na textura, traços tectônicos locais e morfologia, além de outras características evidenciadas no campo e no estudo das lâminas de rochas. Assim, distinguiu-se na zona do Tira-pressa, ao sul do distrito, dunitos com teores originais de

Ni mais baixos, possivelmente introduzidos no maciço posteriormente. Correspondem a uma zona onde são mais ferruginosos, formam rochas com relevo mais alto e com um sistema distinto de fraturas e falhas de direção NW e NE. A textura dos dunitos alterados parece favorecer a formação de um sapróilito mais grosseiro, agregando com mais facilidade os cristais de olivina alterados. A ausência de furos de sonda mais profundos não permite avaliar se se trata de uma zona de serpentinização maior ou menor. O "deficit" original de Ni também não auxilia, pois, segundo FAUST et al. (1956), a serpentinização não altera a porcentagem original deste elemento.

A zona rasa, plana, com morros isolados ao leste, oeste e norte do distrito (Foto nº 1), deve corresponder a uma faixa mais antiga, originariamente mais rica em Ni. Embora contendo apenas morros testemunhos, quase todos constituídos de dunitos, nota-se que os traços tectônicos não são proeminentes como aqueles descritos anteriormente.

A passagem dos dunitos para peridotitos na zona periférica é gradual, como consequência do aumento paulatino da porcentagem de clino-piroxênio cálcico. Os contatos podem ser mais bruscos, dependendo da área considerada.

VII.1.5 - PERIDOTITOS

Os peridotitos constituem um anel descontínuo e irregular distribuído em torno dos dunitos e que tem expressão superficial na forma de lentes, faixas ou camadas. Esta distribuição é coerente com o fato observado de que as rochas do maciço gradam de uma zona olivínica central até uma zona piroxenítica periférica, passando por uma zona intermediária

de rochas peridotíticas. Esta distribuição deve ser espa
cial. Localmente, a passagem de uma rocha para outra pode
ser brusca, como atestam contatos diretos entre dunitos e
piroxenitos. Estes contatos bruscos talvez pudessem, em
parte, ser explicados por descontinuidades de contato de
duas ou mais intrusões.

Os peridotitos têm granulação submilimétrica e são
constituídos essencialmente de olivina e piroxênios (Foto
nº 11). Feldspatoides, biotita ou opacos ocorrem como aces
sórios em algumas amostras. Os piroxênios estão represen
tados predominantemente por augita-diopsídio e dialágio. Os
produtos de alteração secundária dependem da porcentagem de
olivina da rocha original. São friáveis quando pobres de
olivina e mais grosseiros e coesos quando há predominância
desse mineral.

VII.1.6 - PIROXENITOS

Rocha de granulação média a grossa, cor cinza escu
ra, constituída de augita, olivina, alguma biotita e opa-
cos. Sua distribuição assemelha-se, grosso modo, àquela
dos peridotitos, com a diferença, visível no mapa da Figu
ra nº 3, de sua maior continuidade horizontal e, provavel
mente, vertical. É mais representativa em área no distrito
do que os peridotitos, avizinando-se, na parte externa do
maciço, das encaixantes.

Em escala microscópica e local, cristais de piroxê-
nio podem ser serpentinizados. Os piroxenitos alterados
formam material pulverulento de coloração verde clara, con
trastando, devido a sua grande friabilidade, com as rochas

Foto 11 - Furo 1 - Profundidade de 61 m. Peridotito com cristal de olivina parcialmente serpentinizado. Piroxênio predominante, com agulhas finíssimas de rutílo(?). Biotita e opacos. Nicóis descruzados. Aumento 20 X.

Foto 12 - Furo 6 - Profundidade de 47,5 m. Piroxenito com opacos. Nicóis descruzados. Aumento 20 X.

alteradas portadoras de olivina.

VII.1.7 - MISSOURITO

Rocha pertencente à clã dos gabros alcalinos. Constitui um pequeno afloramento na região centro norte do distrito, mas, como descrito por LESSA SOBRINHO et al. (1971), não foi localizada na área sul. Apresenta granulação média e, em sua composição, confirma a mineralogia descrita pelos autores acima citados, contendo: piroxênio do tipo diopsídio-augita, olivina, leucita e biotita. Apatita e opacos são os acessórios mais comuns. Da alteração dos minerais acima pode-se formar sericita e clorita.

VII.1.8 - MALIGNITOS

Gabro alcalino que ocorre em uma restrita e pequena área ao sul do distrito. Tem granulação submilimétrica e é constituído de nefelina, ortoclásio, diopsídio-augita, biotita, opacos e apatita. A nefelina e a apatita estão intercrescidas em textura poiquilítica no ortoclásio. Parte destes minerais é vista na Foto nº 14.

Esta rocha foi mencionada e descrita em relatório anterior não publicado.

Foto 13 - Missouriite, com piroxênio (Pi) predominante, leucita (Le) e opacos. Nicóis descruzados. Aumento 20 X.

Foto 14 - Malignito - Textura poiquilítica mostrando fenocristais de ortoclásio (Or) englobando nefelina (Ne), piroxênio, biotita e opacos. Nicóis semi-cruzados - Aumento 20 X.

VII.1.9 - SERPENTINITOS

Trata-se da litologia mais representativa no distrito. Apresenta coloração verde escura a verde clara, é coesa e localmente friável. Formou-se pela serpentinização a partir de dunitos e, em áreas mais restritas, a partir de peridotitos.

Estudos petrográficos em lâminas delgadas indicam que os serpentinitos do distrito sempre apresentam vestígios de olivina, mesmo quando em estádios avançados de alteração secundária. Localmente, os grãos reliquiais de olivina podem ser identificados pelo material ferruginoso formado ao seu redor. Também em lâminas delgadas foi observada serpentinização de piroxênios, mas apenas em escala reduzida, sem constituir um fenômeno representativo no distrito.

Três polimorfos constituem as serpentinas de Santa Fê: lizardita, crisotila e antigorita. Como a identificação destes polimorfos por meios ópticos não é segura, foram feitas análises termo-diferenciais de amostras que foram divididas em quatro frações granulométricas:

Acima de 0,50 mm	- Amostra nº 1
Entre 0,50 - 0,35 mm	- Amostra nº 2
Entre 0,35 - 0,12 mm	- Amostra nº 3
Abaixo de 0,12 mm	- Amostra nº 4

Da observação da Figura nº 7, que contém os resultados das análises termo diferenciais das quatro amostras acima, nota-se que a granulação não afetou a intensidade e/ou posição dos picos.

De acordo com ZEISSINK (1969), FAUST & FAHEY (1962)

Fig. 7-ANÁLISE TERMO DIFERENCIAL DA ULTRAMÁFICA SERPENTINIZADA

mostraram que as curvas de ATD podem ser aplicadas para detectar antigorita e o par não diferenciável crisotila-lizardita. O mínimo do pico endotérmico para antigorita cai na variação 790° - 802° C. Para crisotila e lizardita este mínimo ocorre entre 637 e 795° C. Em adição, para o par crisotila-lizardita, um pico exotérmico está presente, 83 a 145° C acima da temperatura do pico endotérmico. A Figura nº 7 indica que as amostras analisadas são de crisotila-lizardita. DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1962, p. 185), afirmam que "crisotila-lizardita tem um pico endotérmico entre 680 e 750° C, apresentando, em seguida, um pico exotérmico com a formação de olivina, entre 800 e 820° C". Ainda segundo estes autores, um pico fraco e largo de baixa temperatura pode ocorrer se houver expulsão de água.

Em quantidade menor, podem ocorrer nos serpentinitos, flogopita, vermiculita, biotita e clorita, assim como calcedônia e carbonatos.

O grau de serpentinação dos serpentinitos é variável com a profundidade. Na Figura nº 8 nota-se um ligeiro, mas, progressivo aumento da porcentagem de olivina serpentizada com a profundidade. É evidente a variação brusca da porcentagem de serpentinação de um ponto para outro, fato este devido ao fraturamento local maior ou menor da ultramáfica que facilitou o acesso dos agentes de alteração. O gráfico é resultado da contagem de pontos de setenta e três lâminas delgadas de amostras coletadas ao longo do furo de sondagem nº 27 localizado em dunito. As Fotos nrs. 15 e 16 mostram dunito superficial pouco serpentizado e mais profundo ($78,9$ m) com acentuada serpentinação.

Serpentinização tem sido definida em numerosas pesquisas como um fenômeno provocado por soluções ascendentes, em temperaturas acentuadamente elevadas em relação à

Foto 15 - Furo 27 - Profundidade de 5,8 m. Dunito pouco serpentinizado - Minerais opacos - Nicóis cruzados - Aumento 20 X.

Foto 16 - Furo 27 - Profundidade de 78,9 m - Serpentinização acentuada por processo ascendente. Relictos de olivina - Nicóis descruzados. Aumento 20 X.

ambiente. Entre estas pesquisas merece menção BOWEN & TUTTLE (1949), SCARFE & WILLIE (1967) e JOHANNES (1968). Em contra posição, BARNES & O'NEIL (1969) observaram que este fenômeno pode ser provocado por agentes intempéricos superficiais, em temperaturas próximas da ambiente.

No gráfico anexo observa-se que o maior grau de serpentinição em profundidade parece indicar um processo hipógeno ascendente. Além disto, nota-se a maior porcentagem de opacos em profundidade, decorrente do processo simul tâneo de serpentinição e liberação de ferro para a forma ção de opacos (magnetita, goethita, etc.). É também eviden te a maior homogeneidade no grau de serpentinição das lâmi nas coletadas em profundidades mais rasas, sugerindo a atua ção dos agentes intempéricos descendentes. Resta mencionar que, mesmo amostras bem próximas da superfície não são total mente serpentinizadas, dada a existência de núcleos de olivi na nos grãos de serpentina.

Os serpentinitos localizados em encostas de morros, submetidos aos processos meteóricos superficiais, têm uma textura mais grosseira devido à agregação dos relictos de olivina. Conforme aumenta a profundidade, o serpentinito torna-se menos agregado e de textura mais fina, mas ainda sob ação de fenômenos intempéricos descendentes. Após uma certa profundidade, praticamente inacessível aos processos intempéricos descendentes, o serpentinito adquire cor verde mais escura, torna-se menos poroso e o sistema de microfratu ras deixa de ser visível, reduzindo-se substancialmente a porcentagem de calcedônea.

Todos estes fatos nos levam a admitir inicialmente um processo de serpentinição hipógeno ascendente, seguido de serpentinição superficial secundária.

Aumento de grau de serpentinição com a profundi

dade foi observado nos maciços de Barro Alto e de Tocantins, Goiás, segundo FIGUEIREDO et al. (1975).

Merece menção neste capítulo, sem contudo constituir um item à parte, a presença no distrito de faixas de alteração hidrotermal com dimensões máximas de alguns metros de espessura e pouco mais de duas dezenas de metros de comprimento. Seu aparecimento nas zonas onde veios de vermiculita são comuns empresta um significado genético comum a ambos. Observa-se que algumas dessas zonas de alteração contêm, em sua área central, veios de vermiculita. Além disso, nota-se que a quantidade de opacos é maior nas proximidades imediatas dessas zonas. Um estudo mais pormenorizado de amostras de poços e trincheiras mostrou grande quantidade de talco e carbonato constituindo uma massa de cor esbranquiçada com uma certa quantidade de minerais opacos dispersos (Foto nº 17). Ao microscópio, foi identificada perowskita, em fenocristais, e apatita. A perowskita, estudada também em seções polidas, quando associada a agregados de minerais opacos, mostra cristais idiomórficos de cor cinza escura, com reflexões internas amareladas e intensas. Micrografia eletrônica e análises para Ca, Ti, Fe, Mg, Si e Nb em microsonda (Foto nº 18), constataram também a presença de magnetita e ilmenita. Restos de uma rocha olivínica com algum clinopiroxênio foram notados. Evidências de quebramento e milonitização são comuns, visíveis na rocha dunítica encaixante. Em se tratando de alteração hidrotermal, as evidências cataclásticas, assim como a paragênese mineralógica, são próprias e indicativas desse fenômeno.

Foto 17 - Lâmina delgada de zona de alteração hidrotermal. Perowskita escura envolvida por magnesita cinza clara, olivina serpentinizada cinza escura com opacos e cristais de mica (Mi) - Nicóis descruzados. Aumento 20 X.

Seção A-1 - Comp. 400 X

Seção A-2; Ca(K α)
Cristal de perowskita

Seção A-3; Ti(K α)
Cristais de perowskita e il-
menita

Seção A-4; Fe(K α)
Cristais de magnetita e ilme-
nita

Seção A-5; Mg(K α)

Seção A-6; Si(K α)

Seção A-7; Nb(K α)

Foto 18 - Seções A-1 a A-7 - Micrografia eletrônica e microsonda de seção polida de zona de alteração hidrotermal. Perowskita rica em Ca, Ti e algum Nb; magnetita rica em Fe e ilmenita rica em Ti.

VII. 2 - TRAÇOS ESTRUTURAIS

O complexo ultramáfico de Santa Fê tem forma oval, com o eixo maior na direção N-S. Observações de campo assim como de fotografias aéreas indicam que um sistema de fraturas paralelas ressalta os contatos externos de parte do complexo.

A estrutura dômica do maciço não é visível pela morfologia local, mas pode ser inferida da observação da seqûência litológica dos furos de sonda locados na borda E e W do mesmo (Figura 4). Nesta última borda observa-se que:

O furo de sonda F-35 (Área VI) passa, em profundidade, a dunito.

O furo de sonda F-33 (Área VI) é constituído de dunito em toda sua extensão, como também os furos de sonda F-34 e F-37.

Os poços N10W39, N18W39, N20W39, N22W39, N8W40, N10W40, N20W40, N21W40, N22W40, N18W41 e N22W41 da Área I, apresentam teores de Ni mais elevados em profundidade que devem corresponder a dunitos enriquecidos.

A seqüência litológica vertical dos furos de sonda e dos poços e a configuração das rochas no mapa geológico indicam que o flanco W do maciço mergulha neste mesmo sentido.

O flanco E, por sua vez, apresenta traços mais complexos, observados nos seguintes furos:

F-6 (Área III), localizado em peridotito, passa a piroxenito, aproximadamente aos 48,0 m e volta a peridotito na profundidade de 53,0 m;

Foto 19 - Escalonamento da topografia formado por um sistema de fraturas. Morro do Tirapressa.

Foto 20 - Sistema de fraturas circulares provocando um aparente "descascamento" do Morro do Tirapressa. A dimensão não permite representação no mapa. Ao fundo maciço gnáissico capeado pelo Arenito Furnas.

F-1 (Área II), localizado em hornblenda gnaiss, alcança peridotito aproximadamente aos 61,0 m);

F-9 (Área IV), começa com dunito e passa, cerca dos 34,5 m, a peridotito;

F-12 (Área VI), cuja seqüência inicia-se com dunito e passa a peridotito na profundidade aproximada de 25,0m;

F-13 (Área IV), localizado em dunito, atinge o peridotito aos 27,0 m;

F-17 (Área IV), que se inicia num dunito e atinge o peridotito aos 21,0 m;

F-18 (Área IV), que atravessa inicialmente dunito e, em seguida, intercalações de dunitos e peridotitos;

F-11 (Área IV), que passa de dunito a peridotito aproximadamente aos 22,6 m.

Os demais furos de sonda atravessaram dunitos até o limite inferior de perfuração.

A seqüência litológica da borda E do maciço indica uma deformação original do domo ou, então, um adernamento, com os contatos dunito/peridotito infletindo também para W. Perturbações tectônicas posteriores, talvez relacionadas às intrusões mais recentes, poderiam também afetar a atitude original destes contatos.

Na área do Tirapressa, estruturas paralelas, com certo ângulo de mergulho, foram confundidas com pseudo-estratificação, mas, na realidade, correspondem à expressão superficial de um sistema de fraturas que escalona a topografia (Foto nº 19) e segue grosseiramente os contatos do maciço com as encaixantes, aparentemente "descascando" a intrusiva (Foto nº 20). Nesta mesma área podem ser vistos dois sistemas de fraturas em atitude grosseiramente perpendicular, como o caso da Foto 21.

Foto 21 - Sistema de fraturas circulares, paralelo ao plano da foto, visível também no morro ao fundo. Outro sistema perpendicular ao primeiro, é visível no morro em primeiro plano. As faixas escuras são dos níveis topograficos provocados pelos planos de fratura.

Foto 22 - Sistema horizontal de fraturas em zona de dunitos serpentizados. Morro do Tirapressa.

Um exame mais pormenorizado do mapa da Figura 3 ressaltava os seguintes traços estruturais:

Porção SE do Tirapressa (Áreas IV, VI e VII)

Sistema principal do distrito, com fraturas e falhas de direção entre N 40 - 65° E.

Porção S do Tirapressa (Área VII)

Pequenas fraturas de direção predominante E-W.

Porção SW do Tirapressa (Áreas VI e VII)

Vales encurvados segundo os contatos com as encaixantes.

Porção a N da área central do maciço (Morros do Nióbio, Abandonado e da Vermiculita)

Sistema de fraturas locais, não mapeáveis, de direção predominante N 20° E.

Generalizando os traços estruturais de todo o distrito, três sistemas podem ser evidenciados:

1) Sistema de fraturas paralelo ao contato da intrusiva com as encaixantes, sendo de pequena extensão horizontal e responsável pelo escalonamento das encostas dos morros periféricos. Devem ter se originado dos esforços de intrusão, motivo pelo qual são circulares;

2) Sistema constituído por grandes fraturas e falhas de direção não coincidente com os contatos. Orienta algumas escarpas, vales e espigões. Originou-se de esforços dirigidos, talvez relacionados à intrusão ou intrusões posteriores; e

3) Um terceiro sistema de microfraturamento, originado durante a serpentinização das ultramáficas e que facilitou sobretudo a alteração secundária das rochas, o enrique

cimento em Ni e a formação de "box-work" silicoso.

Um denso sistema de fraturas, de atitude horizontal a sub-horizontal, partiu toda a rocha em alguns locais do Tirapressa. Deve ter se originado, direta ou indiretamente, do processo de serpentinição das ultramáficas. Este sistema é mais visível no topo de alguns morros na área do Tirapressa (Foto 22).

A hidrografia na área do distrito é grosseiramente radial sem mostrar qualquer controle estrutural. Todavia, há uma visível influência do mergulho regional com caimento para NW, em direção à bacia do Rio Araguaia.

CAPÍTULO VIII

ALTERAÇÃO DAS ULTRAMÁFICAS

Os principais agentes de alteração, assim como os produtos formados e seu posicionamento no perfil vertical, são tratados mais especificamente neste capítulo. A distribuição vertical predominante da calcedônea, magnesita e garnierita é discutida dentro dos aspectos mais significativos do modo de ocorrência e relacionamento com o solo ferralítico marrom, solo ferralítico amarelo e rocha ultramáfica em seus graus de alteração. Como controle atuante na alteração, foi considerada a posição do nível hidrostático, sua variação sazonal e variação com o afastamento dos córregos que cortam o distrito.

Antes de considerarmos os efeitos da alteração secundária sobre as rochas do distrito, é oportuno lembrar que este processo deve ter sido precedido por uma serpentinização generalizada das rochas olivínicas e que teve origem mais profunda, atuando por agentes hipógenos ascendentes.

Nas colunas esquemáticas descritas a seguir foi tentada uma generalização do comportamento de alguns minerais nos perfis verticais, evitando-se as mudanças e variações locais dependentes da litologia e topografia.

Centenas de poços descritos, testemunhos de sondagens e trincheiras permitiram traçar duas colunas esquemáticas genéricas, a primeira para topos e encostas de elevações e a segunda para áreas planas e baixas. Nestas, tentou-se delimitar a distribuição quantitativa aproximada da vermiculita, magnesita, garnierita, laterita oolítica solta, calcedônia, crostas de laterita e tipos de minérios. O perfil de solo (Figuras 9 e 10) foi dividido em zonas de alteração, de acordo com os minerais encontrados e o grau de alteração. Resultados de análises químicas complementaram as observações.

Na Figura 9, representativa de áreas planas e baixas, observa-se que:

além da crosta de laterita formada em alguns pontos superficiais, existe outra de origem química, de pequena espessura, formada na interfâcies entre o solo ferralítico marrom e o solo ferralítico amarelo. Esta interfâcies corresponde a uma zona de maior permeabilidade, aliada a uma zona de variação do grau de oxidação do elemento Fe que muda de coloração. Esta crosta não é encontrada em todos os po

Fig. 9 - COLUNA ESQUEMÁTICA GENÉRICA - ULTRAMÁFICA DE STA. FÉ
GOIÁS-ÁREA PLANA E BAIXA

Fig. 10- COLUNA ESQUEMÁTICA GENÉRICA - ULTRAMÁFICA DE STA. FÉ
ÁREA DE TÔPO E ENCOSTAS INGREMES DAS ELEVações

ços, mas, nota-se, quando de sua ausência, uma incipiente la terização. Aparentemente, ela não tem relação direta com a variação do nível hidrostático que se localiza atualmente bem abaixo, mas, com o mais livre fluxo lateral da água de infiltração ao longo da interfaces. Mudanças físico-químicas de terminam a deposição do Fe neste nível;

o solo ferralítico marrom e amarelo constitui minério do tipo oxidado, passando, abaixo, a minério silicatado, pela presença de silicatos portadores de Ni, a exemplo da garnierita;

a calcedônia já está presente, se bem que quantitativamente subordinada, no solo ferralítico amarelo. Abaixo deste ela constitui vênulas predominantemente horizontais ou blocos silicificados, passando em profundidade para material disseminado ou "box work" silicoso;

A garnierita, assim como outros minerais portadores de Ni, são representativos quantitativamente no saprólito fino, logo abaixo do solo ferralítico amarelo, diminuindo em direção ao serpentinito menos alterado;

as vênulas de magnesita, que são visíveis no topo do serpentinito alterado, diminuem com a profundidade; e

a vermiculita fina não tem um comportamento previsível, motivo pelo qual pode ser originada também no processo prévio de serpentinização.

Quanto à Figura nº 10, referente às áreas de topo e encostas das elevações, observa-se que:

a calcedônia está presente, ao longo de todo o perfil, na forma de crosta de ocorrência esporádica, na superfície topográfica, ou em zonas do "box work" silicoso, no saprólito fino superficial ou grosseiro, mas diminuindo em direção à base do perfil;

a garnierita e a magnesita estendem-se desde o topo até a base do perfil, mas, ambas diminuem com a profundidade.

Nesta coluna não está presente minério do tipo oxidado. Minério silicatado estende-se desde o topo até a base do perfil.

A intensidade do processo de alteração das rochas ao longo do perfil vertical depende da posição do nível hidrostático, assim como sua variação sazonal. Em mais de uma centena de poços, terminados ao atingir o nível hidrostático, foram feitas medidas de profundidade, do nível de água, e, em muitos casos, mais de uma medida, de modo a registrar a variação do nível em duas épocas diferentes do ano. A Tabela nº 1 mostra a profundidade do nível hidrostático a distâncias horizontais crescentes dos córregos locais, evidenciando o aprofundamento do nível com a distância horizontal crescente aos córregos mais próximos.

A elevação máxima e mínima do nível hidrostático, da qual foi calculada a média da Tabela nº 1, não representa os valores máximos e mínimos reais. As medidas foram feitas em várias épocas do ano, desconhecendo-se quando estes valores são extremos.

Para simples efeito de comparação, foi colocada na última linha da mesma tabela, a média de três medidas feitas em encostas de morros.

Em áreas planas, distantes mais de 300 m de córregos, foram feitas cento e vinte e uma medidas da profundidade do nível hidrostático, colocando-se em histograma as porcentagens dos valores obtidos (Figura nº 11).

Cinco a dez metros representam a profundidade mais comum do nível hidrostático em zonas planas e rasas. Esta profundidade coloca, estatisticamente, o nível hidrostático

TABELA 1

PROFUNDIDADE DO NÍVEL HIDROSTÁTICO EM FUNÇÃO DA
DISTÂNCIA AOS CÔRREGOS - TOPOGRAFIA PLANA

Distância aos córregos (m)	Profundidades médias nível hidroestático (m)	Número de medidas
0 - 25	2,7	9
25 - 50	3,5	7
50 - 75	4,1	9
75 - 100	3,8	8
100 - 125	4,3	9
125 - 150	4,5	5
150 - 175	4,5	5
175 - 200	5,1	10
200 - 225	5,2	13
Encosta de morro	5,1	3

75

no saprólito fino, no topo da ultramáfica alterada, indo até zonas mais profundas de saprólito médio a grosseiro.

As Figuras nrs. 12 e 13 representam perfis com a posição do nível hidroestático, assim como sua variação, ao longo das linhas E 6 e E 10. Alguns poços ou furos de sonda contêm a descrição das zonas de alteração. Confirma-se a observação feita antes de que a zona de variação do nível hidroestático localiza-se abaixo do solo ferralítico amarelo.

Nota-se, também, nestes dois perfis, que o nível hidroestático segue grosseiramente a topografia, com uma pequena defasagem. O fato do nível não emergir na superfície no córrego Ponta de Pedra em ambos os perfis indica que as medidas foram tomadas em período de menor pluviosidade, caracterizando a intermitência deste segmento do córrego.

A verificação do comportamento do Ni, em relação à posição do nível hidroestático dentro de suas variações lo

Fig. II - PROFUNDIDADE DO NÍVEL HIDROSTÁTICO MEDIDA EM ZONAS PLANAS E RAÇAS, A DISTÂNCIAS SUPERIORES A 300m DOS CÔRREGOS. (nº de medidas: 121)

Fig. 12-PERFIL DOS POÇOS E SONDAGEM AO LONGO DA LINHA E 6

LEGENDA

	Solo ferralítico marrom		Poços - N 10 E 6
	Solo ferralítico amarelo		Sondagem rotativa - S 17
	Dunito alterado		Variação do nível hidrostático

Fig.13-PERFIL DOS POÇOS AO LONGO DA LINHA E 10

LEGENDA

- Solo ferralítico marrom
- Solo ferralítico amarelo

- Dunito alterado
- Variação do nível hi - drostático

cais, foi feita combinando-se em um perfil vários poços, com os respectivos teores de Ni e a profundidade do nível hidrostático, e, quando possível, sua variação. Todas essas variáveis foram comparadas em poços com distâncias crescentes aos córregos próximos. A Figura nº 14 indica que os maiores teores de Ni estão no saprólito fino, no topo da ultramáfica alterada, e que os "picos" de teores vão desaparecendo conforme o poço localiza-se mais próximo do córrego, a W do perfil. Nas zonas mais distantes dos córregos o enriquecimento de Ni se dá acima da zona de variação do nível hidrostático. Conforme se aproxima do córrego, este comportamento já não fica muito nítido, com aumento da porcentagem de Ni mesmo abaixo do nível hidrostático registrado. Os "picos" desaparecem e dão lugar a uma distribuição mais homogênea do Ni no sentido vertical. É igualmente óbvio o aprofundamento do nível hidrostático nos poços mais afastados dos córregos locais.

O processo de alteração leva à formação de agregados de minerais e rochas mais ou menos porosos e de densidades variáveis com a profundidade. Amostras coletadas em área de dunito foram submetidas à determinação da densidade aparente, obtendo-se variações ao longo do perfil vertical.

X O solo ferralítico marrom e amarelo foi coletado e trazido para o laboratório, colocando-se este material incoerente em uma proveta graduada. De posse do volume aparente, as demais variáveis foram determinadas, obtendo-se os valores do gráfico da Figura nº 15. Amostras coesas, coletadas desde o saprólito fino, abaixo do solo ferralítico amarelo, até a base do perfil, foram envolvidas em parafina, obtendo-se o peso específico aparente em balança Westphal Mohr.

Comparando-se as Figuras 15 e 19, observa-se que, em áreas de dunitos e peridotitos, a densidade pode ser con

Fig. 14- PROFUNDIDADE DO NÍVEL HIDROSTÁTICO E TEORES DE Ni A DISTÂNCIAS VARIÁVEIS DOS CÓRREGOS

Fig.15-VARIAÇÃO DA DENSIDADE COM A PROFUNDIDADE EM ÁREAS DE DUNITOS

siderada inversamente proporcional aos teores de Ni e que esta assertiva é válida para as zonas de ultramáfica "in situ", excetuando-se as zonas de solo ferralítico marrom e amarelo que não mantêm esta proporcionalidade.

As interpretações feitas neste capítulo devem, naturalmente, ser analisadas sob o ponto de vista de um processo de alteração dinâmico no tempo e no espaço, dependente também de condições climáticas e topográficas pretéritas. A sobreposição no perfil de alteração de várias mudanças físicas e químicas não permite observações mais precisas sobre o processo de alteração das rochas do distrito, além de tornar difícil o estabelecimento da cronologia e duração destas mudanças.

VIII.I - CONCREÇÕES OOLÍTICAS - SOLO FERRALÍTICO MARROM

A alteração das ultramáficas e a erosão das partes topograficamente mais salientes concorreram para o acúmulo, nas zonas mais baixas, de um solo ferralítico de cor marrom que capeia a rocha alterada "in situ". Este solo tem espessura média de 4 m e é composto de concreções sub-milimétricas, soltas, imersas em uma massa (matriz) fina, ferruginosa, contendo concreções pisolíticas dispersas (Foto 23).

As concreções são arredondadas, predominantemente de forma esférica, e de alta suscetibilidade magnética (Foto 24).

Antes de estudarmos a sua composição, vejamos sua distribuição granulométrica. Pela topografia pode-se avaliar a variação da espessura do solo ferralítico marrom. Ele é delgado nas encostas suaves dos morros e espesso nas zonas

Foto 23 - Concreções oolíticas soltas, imersas em massa ferruginosa fina. Alguns pisólitos dispersos (tamanho natural).

Foto 24 - Concreções oolíticas soltas. Microscópio eletrônico de varredura. Aumento 100 X.

entre-morros, atingindo valores máximos nas zonas baixas ar rasadas pela erosão.

De modo a confirmar a homogeneidade da granulação das concreções na horizontal e verificar a fração predominante, três amostras coletadas em pontos diferentes mostraram os seguintes resultados:

A freqüência em porcentagem predominante situa-se entre 32 e 115 mesh. Se bem que três amostras não devam re apresentar toda a área, elas parecem indicar uma distribuição granulométrica horizontal homogênea, com predominância das frações citadas acima.

O concrecionamento e as frações predominantes em um perfil vertical mostraram os mesmos valores do gráfico an terior, indicando, talvez, um processo de concrecionamento homogêneo com a profundidade ou, o que é possível e mais viável, um processo de erosão e abaixamento topográfico muito rápido que homogeneizaria a dimensão das concreções tanto nos níveis de formação mais novos quanto nos mais antigos.

O núcleo das concreções pode ser constituído de cristais de magnetita (25%), sem núcleo visível (61%) e de fragmentos de concreções (14%). A parte central de algumas concreções sem núcleo visível tem maior refletividade, menor porosidade, indicando talvez um grau de desidratação maior, com a formação de minerais intermediários menos hidratados, a exemplo da goethita.

Uma mesma concreção admite mais de um núcleo, assim como pode ter octaedros de magnetita e cristais de quartzo dispersos sem qualquer preferência nas camadas internas ou externas da concreção.

A presença de núcleos formados de fragmentos de concreções deve indicar que algumas delas fragmentaram-se

Fig.16-DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS CONCREÇÕES
NA ZONA TOPOGRÁFICA SUPERFICIAL

Fig. 17-DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DAS CONCREÇÕES
COLETADAS EM SEGMENTOS VERTICAIS DE TRINTA CENTÍMETROS
EM SOLO FERRALÍTICO MARROM

ainda na fase coloidal e vieram a constituir os núcleos das novas concreções. Tanto quanto é possível observar, fragmentos das zonas centrais do núcleo são mais comuns, talvez indicando sua parcial desidratação e endurecimento, possibilitando fragmentação e transporte.

Alguns cristais de magnetita agregados nas concreções apresentam lamelas de ilmenita ao longo dos planos (111). Tanto quanto se pode notar, não houve tempo para a oxidação dos cristais de magnetita durante o processo de crescimento.

Esporadicamente são vistos grãos de cromita cimentados nas concreções, assim como grãos constituídos de goethita fibrosa, levemente anisotropa, com refletividade maior do que aquela apresentada pelos minerais constituintes das camadas das concreções.

Concreções cimentadas apresentam um sistema de micro-fraturamento que toma atitude radial, concêntrica ou anastomosada e que se estende apenas até a borda da concreção, sem atingir o cimento. Deve ter sido originado da desidratação das camadas concêntricas, com redução de volume e conseqüente fraturamento.

A alteração e intemperismo das ultramáficas com opacos disseminados levam à formação de concentrados de cristais pela ação laminar das enxurradas. Estes cristais misturam-se às concreções na zona imediatamente superior do solo formando uma delgada cobertura. Uma cuidadosa separação dos cristais e das concreções em lupa binocular permitiu a preparação de duas amostras que, submetidas a análise química, mostraram os resultados das Tabelas 2 e 3.

Da comparação das duas tabelas pode-se observar as porcentagens maiores, no solo ferralítico marrom, de SiO_2 .

TABELA 2 - CONCENTRADOS NATURAIS DE MINERAIS OPACOS

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Co ²⁺
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
1	9,51	39,21	25,37	7,17	0,66	n.d.	0,02	0,04	0,46	2,33	0,039
2	4,88	28,52	36,13	6,98	0,84	n.d.	0,02	0,02	0,54	1,16	-

	Sr	Mo	Nb	Ga	Sr	Rb	Zr	Ni	Cr	TiO ₂	Y	Pb	Zn	Th	Cu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	<30	<10	40	08	13	09	220	0,48	10,3	2,8	<10	<30	220	<50	≤35
2	<30	<10	35	09	09	08	490	0,22	13,8	3,6	<10	<30	490	<50	≤35

- Não foi analisado

n.d. Não detectado

< menos de

≤ igual ou menor de

Fe_2O_3 , MnO , H_2O^+ e Nb . Assim, também notamos uma porcentagem maior nos concentrados naturais de minerais opacos dos seguintes componentes: Al_2O_3 , FeO , Zr e Cr .

Os dois grupos de amostras foram submetidos também à análise de raios X, obtendo-se os difratogramas da Figura 18.

No difratograma 2 foi notada a presença de maghemita, difícil de ser identificada microscopicamente, principalmente devido ao fato de ocorrer na forma microcristalina. Este mineral deve ter se formado pela alteração de magnetita, contida em ambas as amostras. Os resultados obtidos no difratograma poderiam ser melhor utilizados se fosse feita uma separação prévia dos componentes mineralógicos.

VIII.II - CONCREÇÕES PISOLÍTICAS - SOLO FERRALÍTICO MARROM

A capa imediatamente superior do solo ferralítico marrom pode ser localmente constituída de concreções pisolíticas soltas. Estas apresentam a continuação do processo de crescimento concrecionário em condições ambientais restritas e predominantes em algumas áreas do distrito. Estas condições, dimensionadas em seus limites físicos e químicos, formaram crostas contínuas pela cimentação dos pisólitos superficiais. Este capítulo trata deste tipo de concreção, enfocando sua composição químico-mineralógica e as condições ambientais de formação. No estudo da composição foram utilizados os recursos da microscopia de luz refletida em associação com o estudo de imagens eletrônicas de microsonda.

Em zonas mais úmidas, sujeitas a uma deposição química mais intensa, as concreções desenvolveram-se mais rapidamente.

TABELA 3 - ANÁLISE QUÍMICA DO SOLO FERRALÍTICO MARROM

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Co ²⁺
AMOSTRA	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
1	6,93	6,88	57,05	n.d.	2,66	n.d.	0,23	n.d.	2,35	10,19	0,04
2	4,74	22,48	52,35	4,27	0,97	n.d.	0,05	0,02	0,64	2,26	0,04

	Sn	Mo	Nb	Ga	Sr	Rb	Zr	Ni	Cr	TiO ₂	Y	Pb	Zn	Th	Cu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
1	<30	<10	70	06	13	08	95	0,33	8,7	3,1	<10	<30	380	<50	≤32
2	<30	<10	125	06	21	13	95	0,37	6,6	3,6	10	<30	310	300	≤34

n.d. Não detectado

< menos de

≤ igual ou menor de

LEGENDA

- Quartzo
- △ Maghemita
- NiZn, Ferrosfenio
ou Magnetita

Fig. 18-DIFRATOGRAMAS DE PÓ DE RAIOS X

damente, constituindo pisólitos (Figura 15). Em zonas planas e baixas, de convergência de águas superficiais e de nível freático raso, formaram-se crostas contínuas e espessas. Onde as crostas são contínuas, na época da chuva o nível freático elevado atinge a superfície e forma correntes intermitentes.

As concreções são constituídas de camadas concêntricas, delgadas, depositadas em torno de um núcleo algumas vezes diferenciado. A dimensão média dos pisólitos cimentados está em torno de 3 mm, variando de 1 a 10 mm. Grãos de ilmenita e cromita são vistos raramente nas seções, estes últimos costumando apresentar bordos de refletividade maior, provavelmente em consequência de fatores secundários de alteração que tornam a cromita mais ferrífera (UYTENBOGAARDT, 1951). O grau de desidratação dos núcleos dos pisólitos é maior, levando à formação de fases intermediárias mais próximas da hematita, com refletividade maior.

No estudo da concentração dos elementos pela imagem eletrônica de microsonda, observa-se a distribuição do Cr, Fe, Ni, Ti, Co, Al, Mn e Si nos grãos residuais dos minerais agregados e nas camadas constituintes das concreções.

Elementos concentrados
em grãos de minerais

Elementos dispersos nas camadas
concêntricas:

Mineral	Elemento
Ilmenita	Ti
Cromita	Cr, Co, Ti, Al

Cr, Fe, Ni, Co, Al, Mn e Si

É interessante notar a concentração de Cr na ilme

Foto 25 - Foto de concreções pisolíticas soltas no solo

Seção B-1, comp. 150 X

Seção B-2, Ti(K α)

Seção B-3, Ni(K α)

Seção B-4, Co(K α)

Seção B-5, Cr(K α)

Foto 26, B-1 a B-5 - Micrografia eletrônica e microsonda-
Elementos Ni e Co dispersos, respectivamente, nas
seções B-3 e B-4. Na seção B-2, cristal de ilmeni-
ta. Seção B-5 com cristais de cromita. Notar que on-
de ocorre cromita (B-5) a porcentagem de Ti(B-2) é
elevada. Para identificação completa da ilmenita e
cromita, ver Capítulo IX.

Seção C-1, Comp. 600 X

Seção C-2, Cr(K α)

Seção C-3, Fe(K α)

Seção C-4, Ni(K α)

Seção C-5, Si(K α)

Seção C-6, Al(K α)

Seção C-7, Co(K α)

Seção C-8, Mn(K α)

Foto 27 - C-1 a C-8 - Micrografia e microsonda. A distribuição do Cr, Al e Co é preferencial. Deve corresponder a um cristal de cromita, em cuja fórmula é admitido também Al. O Fe compensa negativamente o Cr; Ni, Si e Mn estão dispersos homogêneamente na seção.

Seção D-1 - Comp. 300X

Seção D-2, Fe(Kα)

Seção D-3, Cr(Kα)

Seção D-4, Ni(Kα)

Foto 28 - D-1 a D-4 - Micrografia eletrônica e microsonda. Fe, Cr e Ni estão dispersos, sem distribuição preferencial na composição, indicando um cimento homogêneo, se bem que heterogêneo no aspecto físico. O Cr apresenta-se levemente concentrado em alguns pontos, mas não chega a caracterizar a presença de cromita agregada na concreção.

nita e de Co na cromita, se bem que em porcentagem baixa em relação ao elemento ou elementos principais. Por outro lado, na coluna da direita, verifica-se que todos os elementos de tectados pela microsonda podem estar dispersos nas concreções pisolíticas.

VIII.III - DISTRIBUIÇÃO DO Ni, Fe, MgO, Cr e Co

Neste capítulo serão feitas considerações a respeito da distribuição de alguns elementos analisados em amostras de poços abertos na área de pesquisa numa malha variável de 50 a 200 m. O estudo da distribuição vertical média dos elementos conduziu a algumas observações a respeito do comportamento e distribuição de acordo com a litologia e topografia locais. Amostras localizadas em zonas de dunitos, peridotitos e piroxenitos foram agrupadas, pois, de acordo com a topografia local e a profundidade, cujas análises estão representadas na Tabela 4. A amostragem levada a efeito pela Companhia é do tipo calha, coletada na parede de poços cuja profundidade chegou a atingir até 15 m. Cada amostra representa um segmento de 1 m, desde a boca do poço até sua profundidade máxima limitada pela impossibilidade de fragmentar a rocha ou, então, pelo fato de atingir o nível hidrostático. Desse modo, os poços são interrompidos, em geral, em ultramáfica coesa, pouco alterada, com teores baixos de Ni, portanto, sem interesse econômico imediato.

Os gráficos mostram as curvas de teores de cada elemento, separadas para cada tipo de rocha. É forçoso lembrar que as análises químicas são de rochas totais coletadas sem uma separação dos níveis do perfil de alteração. Entretanto, como são centenas de amostras, elas são representativas

TABELA 4 - NÚMERO DE AMOSTRAS COLETADAS SEGUNDO A LITOLOGIA E A TOPOGRAFIA

ROCHA	PROFUNDIDADE (m)	ÁREA PLANA					TÔPO OU ENCOSTA DE MORRO				
		Ni	MgO	Fe	Cr	Co	Ni	MgO	Fe	Cr	
PIROXENITO	0 - 1	28	22	22	22	-	3	3	3	3	
	1 - 2	28	22	22	22	-	3	3	3	3	
	2 - 3	26	21	21	21	-	3	3	3	3	
	3 - 4	25	20	20	20	-	3	3	3	3	
	4 - 5	23	19	19	19	-	3	3	3	3	
	5 - 6	21	17	17	17	-	3	3	3	3	
	6 - 7	22	17	17	17	-	3	3	3	3	
	7 - 8	17	13	13	13	-	3	3	3	3	
	8 - 9	17	12	12	12	-	3	3	3	3	
	9 - 10	12	6	6	6	-	3	3	3	3	
	10 - 11	2	2	2	2	-	2	2	2	2	
	11 - 12	1	1	1	1	-	-	-	-	-	
Totais		222	172	172	172	-	32	32	32	32	
PERIDOTITO	0 - 1	16	6	6	12	-	1	1	1	1	
	1 - 2	16	12	12	12	-	1	1	1	1	
	2 - 3	15	12	12	12	-	1	1	1	1	
	3 - 4	16	12	12	12	-	1	1	1	1	
	4 - 5	15	11	10	10	-	1	1	1	1	
	5 - 6	16	11	11	11	-	1	1	1	1	
	6 - 7	13	10	10	10	-	1	1	1	1	
	7 - 8	9	7	7	7	-	1	1	1	1	
	8 - 9	7	5	5	5	-	1	1	1	1	
	9 - 10	8	8	8	8	-	1	1	1	1	
	Totais		131	94	93	99	-	10	10	10	10
	DUNITO	0 - 1	66	32	33	36	9	35	24	24	29
1 - 2		71	32	32	36	9	30	22	22	24	
2 - 3		65	28	29	31	9	19	13	13	15	
3 - 4		62	26	26	25	9	14	9	9	9	
4 - 5		46	17	16	15	10	8	5	5	5	
5 - 6		30	13	13	13	9	6	3	2	3	
6 - 7		21	7	7	7	4	5	3	2	3	
7 - 8		13	5	5	5	4	5	2	2	2	
8 - 9		5	2	2	2	1	-	-	-	-	
9 - 10		4	2	2	2	2	-	-	-	-	
Totais			383	163	165	172	66	122	81	79	91
TOTAL GERAL 2.644			736	429	430	443	66	164	123	121	133

Fig.19-DISTRIBUIÇÃO DO Ni E Co EM ÁREAS PLANAS

Fig.20.DISTRIBUIÇÃO DO Ni EM ÁREAS DE TÔPO
OU ENCOSTA DE MORRO

de certos aspectos da distribuição dos elementos analisados.

Inicialmente, o comportamento dos elementos de zo nas baixas, planas, cobertas por solo ferralítico marrom, constituído de material "in situ" e transportado das encos tas e morros próximos será comparado com os mesmos elementos de áreas de topo ou encosta de morros. Não foi feita uma se paração entre o topo dos morros e as vertentes, pelo fato de não terem sido encontrados platôs com continuidade horizon tal. Os morros são em espigões em linhas de cumeadas ou iso lados com formas arredondadas. Apenas um local do distrito apresenta um pequeno platô, capeado por uma crosta de calce dônea, local este denominado Morro do Caiçara (Mapa da Figu ra 3).

Os limites entre o "solo ferralítico marrom", o "solo ferralítico amarelo" e a "rocha ultramáfica alterada" são determinados por valores médios obtidos a partir de vá rias centenas de medidas. Quase todos os perfis elaborados em zonas baixas, planas, contêm estes horizontes.

Distribuição dos elementos Ni e Co

Das três rochas analisadas e representadas na Figu ra 19, o teor de Ni é mais alto no dunito, médio no peridotito e baixo no piroxenito. No dunito os teores de Ni crescem da superfície até 7 m de profundidade, atingindo valores mé dios superiores a 1%. Abaixo daquela profundidade o teor decresce paulatinamente. No peridotito a concentração de Ni aumenta da superfície até 5 m, decrescendo em seguida. Os piroxenitos mostram teores relativamente baixos ao longo do perfil, com um sensível decrêscimo em torno de 11 m. Apesar da garnierita não ser visível no solo ferralítico marrom e amarelo, supõe-se que o Ni esteja associado, pelo menos em parte, à goethita, segundo caracterizado por COMBES (1963).

O cobalto por sua vez apresenta concentração relativamente alta na zona superficial. É um elemento bastante solúvel, concentrando-se na zona imediatamente superior do perfil e decrescendo paulatinamente com a profundidade.

Na Figura 20, que representa o perfil de distribuição do Ni em áreas de topo ou encosta de morro, com circulação mais fácil de água subterrânea, devido à posição topográfica elevada o Ni concentra-se nos dunitos, atingindo valores superiores a 1% de 4 a 5 m até 6 a 7 m de profundidade. Nota-se que este elemento segue o abaixamento da frente de alteração, sendo remobilizado da zona superficial e concentrado a valores maiores entre 5 e 6 m. Em outras palavras, a sua distribuição em áreas planas tem maior dispersão vertical e menor concentração, dando-se o inverso nos perfis de topo e encosta de morros. Assim, pode-se inferir que em zonas planas as reservas de Ni são maiores, a despeito de um teor máximo médio menor. Neste particular, entretanto, deve-se considerar a representatividade geográfica de cada uma das áreas.

Os valores obtidos para o peridotito seguem esquema semelhante, mas não serão comentados pelo fato de cada ponto ser representado por apenas uma análise química.

O Ni nos piroxenitos mantém-se com valores extremamente baixos.

Comparando-se os dois perfis, verifica-se que o Ni tem uma distribuição mais homogênea nas áreas planas que nas encostas de morros, onde depende de fluxos de água de infiltração menos constantes e mais direcionais, condicionados às irregularidades e tendências topográficas.

Distribuição do elemento Fe

O Fe está presente na olivina e em vários minerais opacos disseminados nas ultramáficas. Conseqüentemente, as análises químicas de solo e rocha alterada incluem Fe das olivinas residuais, das serpentinas, de minerais opacos e Fe solubilizado e precipitado ao longo do perfil na forma de óxidos e hidróxidos.

Comparando-se os perfis das áreas planas (Figura 21) com os das de topo ou encosta de morro (Figura 22), nota-se que os teores de Fe total nas primeiras são superiores e mais homogêneos até a profundidade de 8 m, a partir de onde tornam-se próximos nos dois tipos de áreas. Mais uma vez é forçoso lembrar que o perfil do peridotito não será considerado, pelo fato de vários pontos serem representados apenas por uma análise química (Tabela 4). Nota-se uma porcentagem menor de Fe no primeiro segmento de um metro do perfil de áreas de topo ou encosta de morro, que corresponde a serpentinito alterado. Até a profundidade aproximada de 5 m é explicável que o Fe mantenha uma média superior, desde que corresponda aos níveis de solo ferralítico marrom e amarelo; contudo, abaixo deste valor, até 7 m, nota-se um enriquecimento maior do elemento Fe. No traçado geral, observa-se que o Fe é residual e acumulativo, decrescendo vagarosamente a partir do topo do perfil. Os maiores teores superficiais advêm da facilidade com que ele se oxida. Conforme pode se verificar no capítulo "MINERAIS OPACOS", o Fe quantificado pelas análises químicas provém primariamente da olivina, serpentina, magnetita, ilmenita, cromita, magnetita titanífera e a partir de minerais secundários, como a hematita, maghemita e goethita. Minerais amorfos e hidratados devem estar presentes no perfil, mas não foram estudados.

Fig.21-DISTRIBUIÇÃO DO Fe EM ÁREAS PLANAS

Fig.22-DISTRIBUIÇÃO DO Fe EM ÁREAS DE TÔPO
OU ENCOSTA DE MORRO

Distribuição do MgO

Os teores de MgO nos dunitos são visivelmente mais elevados que nos peridotitos e piroxenitos, tanto na zona superficial quanto em profundidade (Figuras 23 e 24). De todos os elementos analisados, o MgO é o mais solúvel, sendo lixiviado com grande facilidade no topo do perfil e carreado pelas águas de infiltração.

É interessante notar que a porcentagem de MgO no solo ferralítico de zonas planas equivale, em média, à porcentagem de MgO do serpentinito lixiviado em encostas de morros. Este comportamento confirma o caráter extremamente solúvel deste elemento.

Distribuição do Cr

O elemento Cr está presente na cromita, mineral considerado como tipicamente residual. Está disseminado ou constituindo delgadas vênulas na rocha ultramáfica.

No perfil da figura correspondente às áreas planas (Figura 25), os teores de Cr são muito mais altos, possivelmente devido à atuação dos processos mecânicos de concentração que carregam cromita das encostas dos morros para o solo ferralítico das zonas planas. Abaixo da zona de concentração mecânica, a cromita é enriquecida relativamente pela lixiviação dos demais componentes da rocha.

É oportuno lembrar que várias dezenas de poços foram considerados, alguns com solos ferralíticos mais espessos, outros mais delgados, podendo ampliar para cima ou para baixo os limites de acumulação mecânica.

Em áreas planas e até a profundidade de 3 m, dunitos possuem teores nitidamente mais elevados de Cr que peridotitos e piroxenitos.

Fig.23.DISTRIBUIÇÃO DO MgO EM ÁREAS PLANAS

Fig.24 DISTRIBUIÇÃO DO MgO EM ÁREAS DE TÔPO
OU ENCOSTA DE MORRO

Fig.25-DISTRIBUIÇÃO DO Cr EM ÁREAS PLANAS

Fig.26-DISTRIBUIÇÃO DO Cr EM ÁREAS DE TÔPO
OU ENCOSTA DE MORRO

CAPÍTULO IX

MINERAIS SINGENÉTICOS E EPIGENÉTICOS

Os minerais constituintes do solo e das rochas alteradas "in situ" podem ter origem primária, ter sido formados por alteração hidrotermal e, finalmente, podem ter se originado pela ação dos processos intempéricos. Estes últimos são de fácil identificação; entretanto, os primeiros associam-se tão intimamente nos agregados e apresentam dimensões tão pequenas que sua separação é praticamente impossível. Em face destas dificuldades, estes minerais serão descritos juntos em um mesmo capítulo. Os agregados de opacos foram separados de acordo com o grau de magnetismo, descritos em sua mineralogia e submetidos a algumas análises químicas, de modo a verificar a proporção dos elementos maiores e/ou detectar elementos raros.

IX.I - VERMICULITA

Mineral comum na área da ultramáfica, em veios de distribuição errática e sem continuidade horizontal ou vertical. Algumas zonas preferenciais do distrito são cortadas por dezenas de veios, com maior ou menor proximidade geográfica.

Ocorre de duas maneiras distintas no distrito de Santa Fé. A primeira, de granulação fina, sub-milimétrica,

Foto 29 - Controle estrutural dos veios de vermiculita fina. Rocha encaixante é um dunito. Morro do Tirapressa.

Foto 30 - "Xenólito" de dunito (Du) dentro de um veio de vermiculita (Ve) fina. Região Sul do Tirapressa.

formada pela alteração das rochas ultramáficas, disseminada ou, então, em minúsculas vênulas anastomosadas, comumente nos locais de ocorrência de piroxenitos. É difícil precisar se é produto de alteração hipógena ou supergena. A segunda, constituindo veios orientados segundo um sistema de fraturas (Foto nº 29) ou em faixas irregulares, cortando as ultramáficas.

Os veios de vermiculita têm espessura bastante variável, desde alguns centímetros até aproximadamente 2m, sem contar as pequenas digitações que se alongam perpendicularmente ao veio. O contato é abrupto. As placas de vermiculita se dispõem em todas as direções, atingindo até 20 cm de comprimento (Foto nº 31). Pelo menos em um local, o dunito é cortado por fraturas anastomosadas, ao longo das quais soluções hidrotermais subiram formando vermiculita de granulação fina e, ao mesmo tempo, descoloriram a ultramáfica.

Tanto quanto se pode observar em superfície e algumas dezenas de trincheiras, os veios de vermiculita não mantêm a espessura na horizontal e podem adelgaçar na vertical, desaparecendo quase que abruptamente. A granulação da vermiculita é mais grosseira no bordo superior do veio e diminui em direção ao contato inferior. Nas proximidades do contato inferior, tanto no veio quanto na encaixante, a quantidade de opacos, segundo observações de campo, é maior.

Nos contatos dos veios de vermiculita com a encaixante, pode se formar piroxênio recristalizado grosseiro. Estas variações estão representadas no esquema da Figura nº 27. Se bem que os veios sejam contraditórios em quase todo o complexo ultramáfico, algumas zonas são preferenciais, com veios potentes, contendo placas de vermiculita mais grosseiras. Estas características parecem indicar uma origem hidrotermal para a vermiculita e os opacos associados.

Fig.27-ESQUEMA DAS ZONAS DE MINERALIZAÇÃO DE VERMICULITA E OPACOS, EM DUNITOS, PERIDOTITOS E PIROXENITOS

LEGENDA

- Rocha ultramáfica
- Veio de vermiculita grosseira às vêzes gradando a vermiculita fina na base.
- Digações de vermiculita fina
- Opacos disseminados ou em vênulas na vermiculita ou ultramáfica

Foto 31 - Placas de vermiculita grosseira, sem orientação preferencial. Dimensão máxima de 25 cm. Região S do Tirapressa.

IX.II - "GARNIERITA"

Sob este título não será definido restrita ou amplamente o mineral "garnierita". Apesar da controvérsia sobre os minerais portadores de Ni incluídos nesta designação, os termos mais comuns utilizados para os componentes niquelíferos das lateritas da Nova Caledônia são a garnierita, a nepouita e a noumeita.

SPANGENBERG (1938) definiu três principais tipos de silicatos magnesianos hidratados portadores de Ni. Sua sugestão foi seguida por FAUST (1966), caracterizando os três seguintes tipos:

- a. pimelita, mineral do tipo montmorillonita;
- b. schuchardita, uma clorita niquelífera; e
- c. membros do grupo da serpentina, portadores de Ni.

FAUST (op.cit.) sugere que o termo "garnierita" não tenha conotação de espécie mineral, mas, seja relacionado a hidrosilicatos magnesianos portadores de Ni. DEER et al. (1962, p. 175) define a garnierita como uma Ni-serpentina que ocorre naturalmente; contudo, BETEKHTIN (p. 544) coloca este mineral como sinônimo da noumeita.

Deixando de lado a controvérsia na definição do termo, observa-se que no distrito de Santa Fé a "garnierita" ocorre na forma disseminada, constituindo parte do "preenchimento" de "box work" silicosos locais, ou, formando vênulas nas ultramáficas alteradas, com espessura máxima de alguns centímetros. Não ocorre de forma visível no solo ferralítico marrom ou amarelo. Sua coloração varia de branca a verde-garrafa, sendo esta última a cor típica. Foi vista em du

nitos e peridotitos, em topografia inclinada e em zonas planas e rasas.

A formação de crostas de calcedônea protege a topografia local, permitindo a atuação dos fenômenos intempéricos sem a interferência direta da erosão. Estas condições favorecem a formação de garnierita disseminada e em vênulas logo abaixo da crosta de calcedônea, elevando os teores de Ni a valores extremamente altos.

Vênulas de garnierita, aparentemente isentas de impurezas, indicaram em difratogramas de pó de raios X a presença de quartzo, clorita (montmorillonita), antigorita e lizardita, além de garnierita.

As cores da garnierita variam de amostra para amostra. Seu campo de estabilidade parece se estender desde o saprilito fino, abaixo do solo ferralítico amarelo, até o limite inferior de alteração da ultramáfica, em profundidades ao redor de 20 m. Duas vênulas de garnierita, uma de cor verde, superficial, e outra branca, a 19 m de profundidade, foram dosadas em seu conteúdo aproximado de Ni, utilizando-se dimetilglioxima. Ambas apresentaram teores de Ni próximos, e apesar do contraste de cor, mesma composição mineralógica para os componentes portadores daquele elemento. Nos difratogramas da Figura 28 observa-se que as duas primeiras raia nítidas correspondem às duas principais reflexões das serpentinas. Desde que a hoshiita apresenta-se nos dois difratogramas, com uma raia individual, e segundo esta raia, com representação quantitativa semelhante, conclui-se que as reflexões do difratograma 1 são intensas devido à quantidade de magnesita, o que, aliás, é confirmado pela cor da amostra.

Fig.28 - DIFRATOGRAMAS DE PÓ DE RAIOS X

IX.III - CALCEDÔNEA

São encontrados ainda no distrito de Santa Fé alguns raros vestígios de crostas locais de calcedônea capeando parte de morros isolados. Em espessura bastante variável, chegam a atingir localmente 4 m.

O estudo de várias lâminas delgadas revelou serem elas constituídas de quartzo microcristalino, depositado em camadas sub-horizontais, localmente curvas, seguindo o substrato rochoso alterado ou os espaços vazios disponíveis para a deposição. A cor varia de branca a rosa, esta última aparentemente com hidróxidos de ferro finamente distribuídos.

Adotamos a definição de calcedônea dada por MIDGLEY (1951), explicada por DEER (1962), p. 209, V. 4, como sendo quartzo microcristalino com um grande número de microporos. Segundo estes autores, evidências de raios X indicam que a quantidade de opala, se houver, deve ser consideravelmente menor que 10%.

Complementação da bibliografia sobre calcedônea pode ser obtida em SOSMAN (1927), que faz considerações sobre as cores, além de seu aspecto bandado ou maciço. Com base em investigações roentgenográficas, KLOCKMAN, p. 436, não faz distinção entre a calcedônea e o quartzo.

Em estudo microscópico de amostras de calcedônea do distrito, ficou evidente a presença local de quartzo de granulação mais grosseira, mas quantitativamente não representativo nas amostras estudadas.

A sílica, em seu processo de deposição, é condicionada por elementos planares ou semi-retilíneos da rocha

ou tectônica superimposta. Todavia, o processo de deposição, uma vez iniciado, passa pelas seguintes fases:

a - preenchimento de um sistema esparso de pequenas fraturas de atitude predominante horizontal (Foto 32) e, localmente, microfraturas paralelas de maior densidade (Foto 33). Neste processo inicial de silicificação a sílica permanece com a cor branca;

b - adensamento e compartimentação, com a formação de um "box work" silicoso de coloração branca. Lixiviação quase completa da rocha alterada envolvida no "box work" (Foto 34);

c - cimentação dos espaços vazios, formando zonas descontínuas preenchidas por sílica de coloração branca ou rosada;

d - cimentação completa e formação de camadas horizontais, constituindo uma crosta maciça de sílica de cor branca ou rosada (Foto 35). No processo de transporte a sílica permanece em solução coloidal e é arrastada com o Mg.

Uma vez depositada, ela não é mais solubilizada, sendo removida apenas com o abaixamento da superfície de erosão, por degradação física. Estas fases não são continuas nem consecutivas e, via de regra, são interrompidas antes da formação da crosta maciça.

A silicificação ocorre em níveis ou zonas específicas, entre as quais podemos enumerar:

1º - capeando a superfície de alguns morros, hoje constituindo crostas residuais em estado de desagregação física;

2º - constituindo platôs de pequena altitude, formando, no momento, soleiras que impedem a erosão. Estes

Foto 32 - Vênulas de calcedônia em fraturas predominantemente horizontais. Encosta dunítica do morro do Tira-pressa.

Foto 33 - Microfraturamento paralelo preenchido por sílica de cor branca.

Foto 34 - "Box Work" silicoso, de coloração branca. Morro do Tirapressa

Foto 35 - Crosta maciça de calcedônia, de coloração branca ou rosada. Restos de ultramáfica alterada englobados. SW do Morro do Tirapressa.

platôs não foram localizados nas zonas baixas. A completa destruição dos platôs pode acarretar a formação de um horizonte clástico de blocos de calcedônea na forma de elúvio, próximo e logo abaixo do local original de formação da crosta. Como exemplo de platô de certa altitude, observou-se a soleira de calcedônea que atravessa ao longo dos poços N 48 W 7, N 49 W 7 e N 50 W 7 na área III, com um comprimento total de aproximadamente 300 m;

3º - em caráter mais restrito e local, podem-se formar horizontes de calcedônea celular a alguns metros de profundidade, correspondendo a interfaces de diferentes zonas, comumente entre o solo ferralítico amarelo e o saprólito fino. No poço AD-1, um horizonte de calcedônea celular estende-se desde os 3,0 m de profundidade até os 5,2 m. Mudança de pH deve ser o principal fator provocador da precipitação da sílica neste horizonte. Alguns níveis de silicificação localizam-se também dentro da ultramáfica alterada, possivelmente condicionados pela posição do lençol freático; e

4º - constituindo vênulas distribuídas na ultramáfica alterada, que se adensam com o avanço do frente de erosão, segundo foi descrito no item b.

Quanto à distribuição na vertical, as Figuras 9 e 10 indicam que a sílica é comumente depositada desde o solo ferralítico amarelo até o limite inferior da ultramáfica alterada. Vênulas de calcedônea na rocha serpentizada mais profunda são raras. Pode-se inferir que a silicificação, na forma como foi descrita, não deve ter relação com os processos ascendentes responsáveis pela serpentização. Consequentemente, deve se relacionar aos processos intempéricos descendentes.

Vale lembrar que, ao longo do perfil, parte da sí

lica seria consumida para a formação de silicatos hidratados de Ni e Mg, e, que a alteração e concentração de Ni processa-se em um quadro dinâmico de evolução gradual e contínua. Estas condições emprestam características próprias ao perfil esquemático da Figura 10 que se localiza em topo ou encosta de morros.

IX.IV - MINERAIS OPACOS

Os minerais opacos constituem uma delgada e descontínua cobertura na superfície topográfica baixa do distrito, mas, também, ocorrem em zonas preferenciais (Figura 27) aparentemente relacionadas geneticamente à vermiculita. Opacos dispersos nas rochas ultramáficas e opacos concentrados localmente nos contatos dos veios de vermiculita com as encaixantes são, após alteração e liberação, a fonte de suprimento para a concentração superficial.

Amostras representando cristais individuais de granulação fina e agregados de cristais grosseiros foram separadas com um ímã manual do tipo alnico, distinguindo-se três grupos:

- 1º) agregados de minerais de magnetismo forte;
- 2º) agregados de minerais de magnetismo fraco; e
- 3º) agregados de minerais não magnéticos.

1º - Agregados de minerais de magnetismo forte

Os minerais desse primeiro grupo são os mais representativos no distrito e ocorrem constituindo um eluvião de concentração maior em áreas onde aparentemente os veios de

Seção E-1 - Comp. 300 X

Seção E-2 - Comp. 1000 X

Seção E-3; Fe(K α)

Seção E-4; Ti($K\alpha$)

Seção E-5; Mg($K\alpha$)

Seção E-6; Mn($K\alpha$)

Foto 36 - Seções de E-1 a E-6 - Micrografia eletrônica e microsonda. Magnetita com lamelas de ilmenita. A ilmenita é menos rica em Fe, mas contém bastante Ti e algum Mg e Mn.

vermiculita são mais comuns. Pertencendo a este grupo foram identificados os seguintes minerais: magnetita, maghemita e ilmenita.

Descrição de cada um dos minerais deste grupo:

a) magnetita

FeFe_2O_4 - O Fe II pode ser substituído por

Mg, Mn, Zn, Ni e Ti. O Fe III pode ser substituído por:

Al, Ti, V e Cr.

Pertence ao sistema cúbico.

Características observadas: Este mineral é predominante no grupo de magnetismo forte. Constitui cristais de dimensões milimétricas até agregados de 20 cm. Os cristais individuais chegam a ser decimétricos. O magnetismo é forte, dependendo do grau de martitização.

Cor cinza, com matiz marrom rosada, provavelmente devido à presença de TiO_2 . A refletividade é baixa, com clivagem não distinta. Isótropo, com predominância aparente de octaedros. Oxidação ao longo dos planos (111) de octaedro, formando um reticulado triangular de lamelas de hematita (martitização). A Foto 37 ilustra magnetita em fase de martitização.

Além da martitização normal, lamelas de hematita podem se formar na borda do contato da ilmenita com a magnetita.

De acordo com KABESH et al., 1958, magnetita pode ser de origem hidrotermal ou pneumatolítica. Na serpentinização da olivina o Fe é remobilizado e forma magnetita.

Segundo vários autores, as situações em que a mag

Foto 37 - Martitização (cinza-claro) da magnetita (cinza médio) ao longo dos planos (111). Notar lamelas de ilmenita (cinza mais escuro) delgadas, seguindo o mesmo sistema. Escala: 440 X; Seção APB 102.

netita se forma em condições de baixa temperatura são quantitativamente tão pouco representativas que, invariavelmente, a presença de magnetita indica temperatura de formação relativamente alta.

b) Maghemita

Forma instável de Fe_2O_3 , pertencente ao sistema cúbico.

Características observadas: Cor cinza, isotropa, bastante magnética. Refletividade maior do que a da magnetita e menor do que a da hematita.

A maghemita deve ter se formado a partir da magnetita, formando uma superfície esponjosa, salpicada de minúsculos furos. Esta substituição é irregular, sem qualquer orientação cristalográfica. Segundo RAMDOHR (1969), impurezas de V ou Ti parecem favorecer a formação de maghemita e a tornam mais estável. BASTA (1969, a, b) concluiu que deve haver uma série transicional entre a magnetita e a maghemita, sendo que neste processo a dimensão da cela unitária diminui de aproximadamente 0,06 Å. Mesmo com a transformação da magnetita em maghemita, as lamelas de ilmenita, formadas no primeiro mineral, resistem à oxidação.

c) Ilmenita

Pertence ao sistema hexagonal.

Características observadas: Cor cinza clara com matizes marrons. Anisotropia forte, com reflexões internas marrons escuras.

A ilmenita ocorre na forma de lamelas de espessura constante, via de regra ao longo dos planos (111) da magneti

Seção F-1 - Comp. 300 X

Seção F-2 - Comp. 1000 X

Seção F-3; Ti(K α)
Lamela de ilmenita

Seção F-4; Fe(K α)

Seção F-5; Mg(K α)

Foto 38 - Seções F-1 a F-5 - Micrografia eletrônica e microsonda. Maghemita com lamelas de ilmenita ao longo dos planos (111) da magnetita transformada. Superfície picotada e a ilmenita resistindo à oxidação.

ta, formando um reticulado. Lamelas em magnetita, orientadas segundo apenas um plano, podem ser vistas na Foto 39. Pode formar, além de lamelas, zonas ou faixas irregulares dentro dos cristais de magnetita, herdada também na maghemita. Clivagem não é visível. É mais resistente à oxidação do que a magnetita.

Lamelas de ilmenita ou hematita no plano (111) da magnetita têm sido interpretadas como evidência indiscutível de solução sólida por vários autores, entre eles, EDWARDS (1965), RAMDOHR (1969) e UYTEMBOGAARDT (1951).

Em sua forma pura é não magnética (RAMDOHR, 1969) na temperatura ambiente. Segundo o mesmo autor, a ilmenita é formada apenas muito raramente em depósitos hidrotermais ascendentes. É um importante "termômetro geológico" e forma-se exclusivamente a altas temperaturas, certamente acima de 500° C.

Uma amostra de ilmenita e magnetita foi submetida à análise química por absorção atômica para dosagem de Zn, Cu e Ni e por via úmida para os demais componentes obtendo-se os resultados contidos na Tabela 5.

Quinze amostras de agregados de minerais de magentismo forte foram submetidas à análise química por via úmida e absorção atômica para Zn, Cu e Ni, obtendo-se os resultados constantes da Tabela 6.

29 - Agregados de minerais de magnetismo fraco

Este grupo de minerais foi coletado em bordas de trincheiras e poços, próximo a zonas com veios de vermiculita. Corresponde, no mapa geológico, à zona NE da área VI. Os minerais podem ocorrer como rolados na superfície, mas, via de regra, nas proximidades das rochas fontes, que são zonas de vermiculita e, também, a própria ultrabásica com mine

Foto 39 - Lamelas de ilmenita em um dos planos (111) da magnetita. Notar martitização da magnetita ao longo de uma zona de fratura. Ilmenita cinza escura; magnetita cinza mais clara e hematita formada por martitização, cor cinza bem clara. Aumento 128 X.

TABELA 5
ANÁLISE QUÍMICA DE AGREGADO DE ILMENITA E MAGNETITA
AMOSTRA SF-502

	%
SiO ₂	2,37
TiO ₂	2,79
Al ₂ O ₃	0,45
Fe ₂ O ₃	74,05
FeO	17,80
MnO	0,40
MgO	1,87
CaO	0,03
	ppm
Cr ³⁺	247
Zn	250
Cu	30
Ni	840

TABELA 6 - ANÁLISE QUÍMICA DE AGREGADOS DE MINERAIS DE MAGNETISMO FORTE

AMOSTRA	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	MnO %	MgO %	CaO %	Cr ³⁺ (ppm)	Zn (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)
Op 1	0,21	3,90	1,54	63,57	25,66	0,43	3,71	0,06	866	230	32	550
Op 2	0,16	3,61	1,53	64,33	25,02	0,36	3,32	0,06	569	210	46	530
Op 3	0,20	2,34	4,05	63,63	24,20	0,47	3,61	0,06	545	250	21	530
Op 4	0,19	3,90	3,31	62,89	25,08	0,38	3,23	0,04	593	230	25	580
Op 5	0,09	2,86	4,14	62,29	25,83	0,38	3,56	0,06	493	210	25	520
Op 6	0,16	3,95	0,92	64,34	25,56	0,36	3,32	0,03	741	200	36	590
Op 7	4,17	4,47	1,20	61,91	23,29	0,47	3,32	0,04	373	240	35	600
Op 8	3,32	5,07	2,15	61,03	23,45	0,59	3,12	0,04	249	210	35	870
Op 11	1,81	2,44	4,08	64,30	21,44	0,49	3,78	0,22	545	210	22	680
Op 13	1,22	3,64	2,02	63,02	25,11	0,45	3,23	0,04	3548	240	18	670
Op 14	0,95	3,86	1,14	71,65	18,02	0,37	3,27	0,08	1802	210	27	880
Op 15	0,94	3,30	1,18	64,45	25,81	0,47	2,64	0,03	1343	250	17	520
Op 16	10,64	3,64	10,09	49,90	21,17	0,38	3,43	0,06	871	170	21	940
Op 17	12,67	3,18	1,41	51,60	26,20	0,31	3,47	0,10	1559	170	26	1200
Op 18	2,37	2,79	0,45	74,05	17,18	0,40	1,87	0,03	247	250	30	840

rais disseminados.

A dimensão dos cristais ou agregados é menor do que a do primeiro grupo, isto é, entre 1 mm e 3 cm.

Pertencendo a este grupo foram identificados os seguintes minerais: magnetita titanífera, hematita, ilmenita, rutilo e galena.

Descrição de cada um dos minerais:

a) Magnetita titanífera

Sistema cúbico.

Características observadas: Cor clara, com matiz marrom; alguns cristais adquirem cor mais amarronzada, dependendo da porcentagem de Ti. Isótropo, com hábito predominante em octaedros e dodecaedros. Nenhum outro mineral associa-se à magnetita titanífera.

Segundo UYTENBOGAARDT (Nova edição p. 169), magnetita titanífera pode ser formada pelo resfriamento rápido de uma solução em alta temperatura, composta de magnetita com ilmenita ou ulvoespínlio.

Segundo HEIER (1956, p. 510), há uma tendência geral para magnetitas de alta temperatura conterem altos teores de Ti, mas, adverte, a composição química das soluções mineralizantes influenciam mais diretamente, a porcentagem de Ti contida na magnetita.

SEMENOV (1974) observa que titano-magnetita em rochas ultramáficas alcalinas pode ser de origem pneumatolítica, baseando-se na descrição do distrito de Kovdor (Rússia), caracterizado por TERNOVOY et al. (1969).

Seção G-1 - Comp.140 X

Seção G-2 - Comp.300 X

Seção G-3; Fe(K α)

Seção G-4; Ti ($K\alpha$)

Seção G-5; Mg($K\alpha$)

Foto 40 - Seções G-1 a G-5 - Micrografia eletrônica e microsonda. Magnetita titanífera; alguns cristais têm mais Ti que outros. Notar que os cristais são idimórficos.

b) Hematita

Fe_2O_3 (pode conter algum FeTiO_3 ou MgTiO_3).

Sistema hexagonal.

Características observadas: Cor cinza clara, refle
tividade alta, birrefletância fraca, anisôtr^opa, com refle
xões internas marrons.

Do estudo de várias seções polidas de magnetita, ob
serva-se que a martitização efetua-se em três fases distin
tas, iniciando-se, na primeira fase, com a alteração da mag
netita ao longo dos planos de octaedro e constituindo uma
rede triangular. Bordas de grãos são martitizados irregular
mente. Numa segunda fase, a hematita pseudomórfica, é re
cristalizada, formando uma textura sacaróide fina e equi
granular. Restam, ainda assim, alguns remanescentes de mag
netita, pequenas "ilhas" de refletividade menor, isótr^opos.
A terceira fase processa-se ao longo de fraturas e vênulas,
com fatores posteriores à martitização anterior que recrista
lizam a hematita novamente, tornando-a mais grosseira e, ain
da, de textura sacaróide. Não se nota nenhuma orientação
óptica preferencial na hematita formada nas três fases des
critas.

O processo de martitização é operante também ao
longo do contato das lamelas de ilmenita com a magnetita. For
ma-se, então, um invólucro de hematita em torno da ilmenita.
Raramente a ilmenita é substituída pela hematita. Com a mar
titização praticamente desaparece o magnetismo da amostra.

A martitização pode ser considerada como um prosse
guimento do processo de serpentinização, provocada talvez pe
lo decréscimo de temperatura. Segundo RAMDOHR (1969), marti
tização provocada por alta temperatura parece favorecer uma
direção predominante para as lamelas de hematita. Mas, via

de regra, a martitização é um processo secundário de alteração, desenvolvendo-se ao longo dos planos (111) de octaedro da magnetita.

É interessante notar que a hematita deve ter se formado, apenas às expensas da magnetita. Não é geneticamente primária (1a. geração).

c) Ilmenita

Idem à ilmenita do grupo I, excluindo-se seu relacionamento com a maghemita.

d) Rutilo

TiO_2 (pode conter algum Fe, Nb, Ta, V, Sn e Cr em solução sólida).

Sistema tetragonal

Características observadas: Cor cinza, com matiz azulado. Birrefletância visível, com reflexões internas intensas de cores amareladas a marrom avermelhadas. Anisótropo. Cristais com clivagem visível e geminação, embora não muito comum.

Quanto à origem deve ter se formado pela alteração da ilmenita. Raramente está presente em veios hidrotermais, mas se forma freqüentemente nas paredes, a partir da ilmenita.

Tende a ocorrer em assembléias de alta pressão e alta temperatura. É um mineral comum de alteração de minerais titaníferos, principalmente ilmenita, magnetita titanífera e perowskita. Ilmenita pode se transformar em rutilo em condições supérgenas, segundo ZIV (1956). Ver também YAROSH (1955) (metamorfismo de rochas e pegmatitos com ilmenita, dando rutilo).

e) Galena

PbS - pode conter algum Te ou Se substituindo o S e Ag em solução sólida.

Sistema cúbico.

Características observadas: Cor clara, refletividade alta, isotropa. Clivagem cúbica perfeita, com cavidades triangulares típicas. É substituída por magnetita, que mantém as cavidades triangulares.

Galena pode se originar em condições de alta, mē dia e baixa temperatura.

Na paragénese de depósitos minerais a galena é um mineral formado posteriormente. Por este motivo, minerais mais antigos são encontrados como inclusões. Galena pode ocorrer em veios pneumatolíticos e em substituições de contato metassomático. Mas, seu modo mais comum de ocorrência é a associação em soluções hidrotermais de vários tipos.

Uma amostra de agregado de minerais de magnetismo fraco foi analisada por via úmida e absorção atômica (Zn, Cu e Ni), obtendo-se o resultado constante da Tabela 7.

39 Agregados de minerais não magnéticos

Com exceção da magnetita, este grupo de agregados de minerais ocorre apenas em zonas com veios de vermiculita e raramente constituindo vênulas hidrotermais delgadas na ultrabásica. Não foi encontrado formando eluviões, talvez pelo fato de constituir pequena porcentagem dos opacos co muns no distrito. A granulação é fina, em torno de 1 mm pa ra baixo, e o grupo é quantitativamente pouco representativo.

Os minerais identificados foram os seguintes: chromi

TABELA 7

-124-

ANÁLISE QUÍMICA DE AGREGADOS DE MINERAIS DE MAGNETISMO FRACO

AMOSTRA Op 19

	%
SiO ₂	3,48
TiO ₂	4,00
Al ₂ O ₃	3,75
Fe ₂ O ₃	80,80
FeO	5,98
MnO	0,18
MgO	1,00
CaO	0,03
	ppm
Cr ³	350
Zn	290
Cu	51
Ni	770

Foto 41 - Galena (cinza mais clara) com marcas triangulares incipientes e riscos de polimento. Ilmenita cinza clara, e ganga, cinza escura. Aumento 320 X.

ta, hematita (produto de martitização), rutilo e goethita.

Descrição dos minerais:

a) Cromita

(Fe, Mg) (Cr, Al, Fe)₂O₄. Pode conter até 12% de ZnO, 8% de V e algum Mn, Ti, etc.

Sistema cúbico.

Características observadas: Agregados de cristais idiomórficos homogêneos, às vezes com textura cataclástica. Cor cinza escura, isótropo, sem reflexão interna (rica em Fe).

A refletividade é média. A amostra foi coletada em vênulas milimétricas que tomam aspecto arboriforme na ultramáfica. Veeiros de cromita já foram descritos por BERBERT & MELLO em 1967 e BERBERT, MELLO & CORRÊA em 1968. Estes autores descreveram cromita nas localidades de Morro Feio, Maiipotaba, Interlândia e Morrinhos.

Nos primeiros anos de pesquisa, a cromita era considerada anterior aos silicatos, portanto, "magmática precoce". Estudos posteriores a colocaram também na posição de "magmáticas tardias" e, algumas vezes mesmo, injetadas nas rochas em uma fase final. Assim, a concentração do Cr pode ser precoce, mas o fim da cristalização da cromita pode ser tardio, podendo constituir disseminações ou delgadas vênulas na fase de migração pneumatolítica-hidrotermal.

b) Hematita (produto de martitização)

Idem ao item b) do grupo 2 (Agregados de minerais de magnetismo fraco).

A única observação referente a este mineral é a total martitização da magnetita, sem vestígios reliquiais.

c) Rutilo

Idem ao item d) do grupo 2 (Agregados de minerais de magnetismo fraco).

d) Goethita

α - FeOOH (com quantidades variáveis de água adsorvida). Sistema ortorrômbico.

Características observadas: Agregado de cristais muito finos, cor cinza clara, anisotropia distinta. Reflexões internas marrom avermelhadas. É um produto de alteração da magnetita e ocorre em zonas de certa porosidade, indicando também sua origem a partir de processos supêrgenos. Só foi observada em seções coletadas de rolados superficiais, confirmando sua origem secundária. Não é um mineral representativo e ocorre muito raramente no distrito.

CAPÍTULO X

SUMÁRIO E CONCLUSÕES

1 - Após a intrusão ultramáfica a região foi submetida a um processo regional de aplainamento, comprovado pelo nivelamento regional ainda existente nos morros testemunhos de dunitos e gnaisses capeados pelo Arenito Furnas na região a N e a S do distrito. A este ciclo seguiram-se fases de formação de crostas de calcedônia e laterita e, após, rejuvenescimento, com erosão e degradação mecânica dessas crostas.

2 - O maciço de Santa Fé compõem-se de um domo zonado, com núcleo de dunito serpentizado e circundado por

camadas descontínuas e concêntricas de peridotitos e piroxenos que, por sua vez, são localmente envolvidos por gnaiss cataclasados e hornblenda gnaisses gerados por metamorfismo de contato.

Pequenas intrusões de missouritos e malignitos intruseram-se no maciço ultramáfico ou estão entremeadas nos contatos do maciço com as encaixantes gnáissicas. Diferenças químicas e físicas observadas no dunito, assim como na tectônica e morfologia do distrito, levam a admitir mais de uma intrusão, seguida de algumas alcalinas associadas. Estas intrusões posteriores poderiam ser responsáveis pelo fato dos contatos E e W do maciço mergulharem para W, sugerindo perturbações tectônicas pelo menos em uma das bordas da intrusão.

A serpentinização mais intensa em profundidade, e as características físicas diferentes indicam que aquele fenômeno é ascendente e causador da formação de dois polímorfos predominantes, que são a crisotila e a lizardita. Processo superficial descendente atuou posteriormente, serpentinizando mais uniformemente as zonas olivínicas ainda preservadas do fenômeno anterior.

Veios de vermiculita, concentrações de opacos e alteração da ultramáfica com formação de talco e carbonatos têm indicado atividades de soluções hidrotermais em faixas e zonas irregulares. Nestas foi identificada perowskita, apatita, magnetita e ilmenita.

A identificação de dunitos, peridotitos e piroxenitos pela cor e estado de agregação, em certa profundidade e grau de alteração, constituiu um simples e efetivo método de mapeamento de campo das rochas do distrito.

3 - O corpo intrusivo é limitado em sua periferia por um sistema de fraturas paralelas aos contatos, de expres

são superficial visível na região do Tirapressa, ao sul do distrito. Nesta mesma região outro sistema de fraturas e falhas de maior amplitude tem expressão topográfica, delimitando os espigões e algumas escarpas daquela área. Sua atitude é variável e não coincidente com os contatos do maciço, talvez relacionada aos esforços dirigidos de intrusões posteriores. Um terceiro sistema deve se relacionar à serpentinização e é expressado por um intenso microfraturamento das rochas.

4 - O perfil de alteração representativo das áreas baixas e planas está representado, de cima para baixo, por um nível de solo ferralítico marrom, composto de concreções ferruginosas oolíticas e pisolíticas imersas em poeira ferruginosa, com espessura média de 4 m. A fração predominante das concreções oolíticas distribui-se entre 32 e 115 mesh e não varia com a profundidade. O núcleo das concreções contém cristais de magnetita, fragmentos da própria concreção e, raramente, cromita.

As concreções pisolíticas envolvem com seu cimento cristais de magnetita, ilmenita e cromita. Contêm dispersos em suas camadas concêntricas elementos tais como Cr, Fe, Ni, Ti, Co, Al, Mn e Si. Análises de microsonda pela "Variação bidimensional" constituíram uma técnica útil na identificação de minerais opacos englobados nas concreções, assim como no estudo da distribuição dos elementos dispersos nas camadas constituintes das concreções.

Abaixo do solo ferralítico marrom, outro, de composição química semelhante, concrecionário, porém mais fino, de cor amarela e espessura média de 0,9 m, contém teores mais elevados de Ni. Sotoposto a este nível localiza-se a ultramáfica alterada "in situ", com teor elevado de Ni, mas que decresce com a profundidade. As vênulas de garnieri

ta, magnesita e vermiculita disseminada fina restringem-se a este terceiro nível. A calcedônea distribui-se neste nível e também no solo ferralítico amarelo.

Nas encostas de morros ou topo de elevações, a ultramáfica alterada "in situ" aflora sem capeamento laterítico, localmente com restos de crostas de calcedôna. Vênulas de magnesita, garnierita e calcedônea estão presentes em todo este perfil, diminuindo em profundidade, em direção à ultramáfica serpentizada coesa.

5 - No grupo de minerais de magnetismo forte é comum a oxidação da magnetita com a formação de maghemita e hematita. Lamelas de ilmenita na magnetita resistem a este processo. Agregados de minerais de magnetismo fraco associam-se às zonas de ocorrência de veios de vermiculita; a hematita é formada exclusivamente às expensas da magnetita. O rutilo formou-se, preferencialmente, pela alteração da ilmenita. Finalmente, observa-se que os agregados de minerais não magnéticos não formam eluviões e ocorrem apenas em zonas que contêm veios de vermiculita. É um grupo quantitativamente pouco representativo, em que a goethita forma-se pela alteração da magnetita.

A paragênese mineralógica dos opacos associa minerais originais na ultramáfica, principalmente a magnetita e cromita, seguida de minerais formados por ação hidrotermal-metassomática (ilmenita, rutilo e galena), e, finalmente, minerais originados da alteração supérgena dos anteriores, representados pela hematita, maghemita, goethita e provavelmente rutilo.

6 - Em zonas baixas, de topografia plana, a profundidade do nível hidrostático aumenta quando se afasta dos córregos, atingindo, a pouco mais de 200 m destes, a média

de 5,2 m. Em áreas planas, distantes mais de 300 m de córregos, o nível hidroestático encontra-se entre 5 e 10 m de profundidade, portanto, localizado na ultramáfica alterada, abaixo do solo ferralítico amarelo. Observa-se também que, ao se aproximar dos córregos, os "picos" de teores de Ni, normalmente localizados acima da zona de variação do nível hidrostático, desaparecem e dão lugar a uma distribuição mais homogênea daquele elemento no sentido vertical, inclusive com um certo enriquecimento abaixo do nível hidroestático atual. Como resultado do processo de alteração e enriquecimento, os teores de Ni podem ser considerados como inversamente proporcionais às densidades do dunito alterado "in situ".

7 - Em perfis verticais, derivados de mais de 2.500 análises químicas de amostras de poços, observa-se o caráter residual acumulativo dos elementos Fe, Cr e Co, que se concentram no início do perfil e decrescem com a profundidade.

O MgO, por sua vez, é extremamente solúvel, sendo lixiviado intensamente no topo do perfil de solo. Suas porcentagens mantêm-se mais elevadas nos dunitos do que nos peridotitos e piroxenitos, tanto no topo quanto na base do perfil de solo.

O Ni tem um comportamento seletivo, concentrando-se distintamente nos dunitos, especialmente no nível do solo ferralítico amarelo e, logo abaixo, no saprólito fino formado por alteração da ultramáfica.

8 - A vermiculita constitui veios sem continuidade horizontal ou vertical. Ocorre nos locais de maior concentração de minerais opacos e tem localmente controle estrutural. O modo de ocorrência, assim como as características

citadas anteriormente, indicam uma origem hidrotermal para este mineral.

9 - A garnierita ocorre na forma disseminada, preenchendo parte dos espaços reticulados de estruturas de "box work" silicosos, ou, então, constituindo vênulas delgadas. As vênulas não são visíveis no solo ferralítico marrom ou amarelo, se bem que neste último os teores de Ni sejam elevados. Vênulas típicas em sua cor, analisadas em raios X, mostraram na composição mineralógica garnierita, hoshiita e serpentina.

10 - Silicificação incipiente ou formação de crostas de calcedônia são fenômenos observados em alguns morros isolados ou em zonas planas de pequena altitude. Horizontes de calcedônia celular podem se formar na interfâcies de diferentes zonas de alteração, a alguns metros de profundidade. As crostas de calcedônia são constituídas de quartzo microcristalino, bandado ou maciço, com zonas recristalizadas de granulação mais grosseira.

CAPÍTULO XI

AGRADECIMENTOS

Consigno os meus agradecimentos pela inestimável cooperação prestada pelas seguintes pessoas e organizações:

Mineradora Montita Ltda. pela permissão de consulta dos dados de pesquisa e visitas à área pertencente à Companhia. Dos geólogos Carlito, Eduardo e do Engenheiro Rikio

aproveitamos especialmente as discussões francas e acompanhamento nos trabalhos de campo. Neste mister fomos auxiliados também pelo geólogo Hilton S. Lellis.

Professor Doutor Kenkichi Fujimori, pelos estudos de seções polidas por microsonda eletrônica.

Professor Doutor José Vicente Valarelli e Paulo E. Mori que providenciaram e interpretaram espectros de difração de raios X.

Professor Doutor Raphael Hypólito, pelas análises químicas por via úmida e absorção atômica.

Professor Doutor Marcos Berenholc pelas análises por fluorescência de raios X.

Professores Doutor Vicente Antonio Vitório Girardi, Doutor Marcos Aurélio Farias de Oliveira e Doutor José Moacyr Vianna Coutinho, pelo acompanhamento constante nos estudos de microscopia de lâminas delgadas.

Professor Gildo Fernando Fuck pelas análises termo-diferenciais.

Professor Doutor Evaristo Ribeiro Filho, pelas microfotografias de seções polidas.

Aos Professores Doutor José Vicente Valarelli, Doutor Reinholt Ellert e Doutor Vicente A.V.Girardi, e o pós-doutorando Everaldo Zeferino de Mello pelas revisões do texto, e inúmeras e valiosas sugestões.

Ao Sr. José Ponchirolli, Sra. Nair de Campos Louza da e Sra. Aparecida Nunes Comi, pelo esmero na redação preliminar e final da tese.

A Srta. Itacy Kroehne e Srta. Nami Koseki pelos cuidadosos serviços de desenho.

Ao Sr. Jaime de Souza Marcos que encarregou-se das ilustrações e reproduções fotográficas.

A Sra. Melany Thereza Isauk, Sr. Cláudio Hopp e Sra. Almerinda Palmeira pela preparação cuidadosa de lâminas delgadas das rochas do distrito.

Finalmente os agradecimentos são extensivos à equipe que sob orientação do Sr. Jaime Alves da Silva, tornaram viável a impressão da tese.

A numerosos outros colegas externamos nossos agradecimentos pela sôlicita e desinteressada cooperação. Pelo estímulo constante lembramos o nome do Professor Doutor Viktor Leinz.

CAPÍTULO XII

BIBLIOGRAFIA

- ANGEIRAS, A.G. (1968) A Faixa de serpentinitos da região central de Goiás; Anais da Acad. Bras. de Cien; Vol. 40, Suplemento, Rio de Janeiro.
- BARNES, I. & O'NEIL, J.R. (1969) The relationship between fluids and some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinitization, Western United States; Bull. Geol. Soc. Am., V. 80, pp. 1947-1960.

- BASTA, E.Z. (1959a) Some mineralogical relationships in the system $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_3\text{O}_4$ and composition of titanomaghemite; *Econ. Geol.*; V.54, pp.698-719.
- BASTA, E.Z. (1959b) New data on the system $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeTiO}_3 - \text{TiO}$ (Ferriilmenites and Titano-maghemites); *Egypt. Acad. Sci. Proced.* XIV.
- BERBERT, C.O. (1970) Geologia dos complexos básicos ultrabásicos de Goiás; *Anais do XXIV Congr. Bras. de Geol., Brasília*; pp.41-50.
- BERBERT, C.O.; MELLO, J.C.R. de (1967) Cromita no Morro Feio, Hidrolândia, Goiás; *Anais do XXI Congr. Bras. de Geol.*, pp.108-112.
- BERBERT, C.O.; MELLO, J.C.R. de & CORRÊA, J.A. (1968) - Ocorrências Minerais de Interêsse Econômico na Área de Interlândia-Abadiânia, Goiás; *Comunicação ao XXII Congr. Bras. de Geol.*, Belo Horizonte, MG.
- BETKHTIN, A.; *A Course of Mineralogy*; Peace Publishers, Moscow, p. 544.
- BOWEN, N.L. & TUTTLE, O.F. (1949) The system $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$; *Bull. Geol. Soc. Am.*, V.60, pp.439-460.
- COMBES, P.J. (1963) A propos du nickel dans les laterites nickelifères de la Nouvelle Calédonie; *Compt. Rend. Acad. Sci.* 256, pp.211-212.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN (1962) *Rock-Forming Minerals*; V.5, 3, John Wiley and Sons Inc. N.Y.
- EDWARDS, A.B. (1965) *Texture of the ore minerals*; Austral. Instit. of Min. and Metal., Melbourne.
- FAUST, G.T.; MURATA, J. & FAHEY, J.J. (1956) Relation of minor-element content of serpentines and their geological origin; *Geoch. et Cosmoch. Acta*, V.10, pp. 316-320.

- FAUST, G.T. & FAHEY, J.J. (1962) The serpentine group minerals; Prof. Pap; U.S. Geol. Surv; 384A, pp. 1-92.
- FAUST, G.T. (1966) The hydrous nickel-magnesium silicates. The garnierite group; Am. Mineralogist; V. 51, pp. 279-298.
- FAUST, G.T. & NAGY, B. (1967) Solution studies of chrysotile, lizardite and antigorite; Geol. Surv. Prof. Paper; 348-A.
- FIGUEIREDO, A.N.; MOTTA, J. & MARQUES, V.J. (1975) - Estudo comparativo entre os complexos de Barro Alto e do Tocantins, Goiás; Rev. Bras. de Geociências; V. 1, março de 1975, pp. 15-29.
- GALVÃO, M.V. (1960) Geografia do Brasil; Grande Região Centro Oeste, V. II; Série A, IBGE, Cons. Nac. de Geog., pp. 9-117.
- GUIMARÃES, G.; GLASER, I. & MARQUES, V.J. (1968) Sobre a ocorrência de Rochas Alcalinas na Região de Iporã, Goiás; Min. e Metal., V. XLVIII (283), pp. 11-15 - Rio de Janeiro.
- HEIER, K. (1956) Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite - Discussion; Am. Jour. Scie; V. 254, pp. 506-515.
- HUANG, W.T. (1962) Petrology; Baylor University.
- HYNDMAN, D.W. (1972) Petrology of igneous and metamorphic rocks; McGraw Hill.
- KABESH, M.L.; AFIA, M.S. & WIDATALLA, A.L. (1958) Fodiwan iron deposits; Geol. Surv. Dept. Rep. Sudam, Bull. 4 (In Deer, W.A. et al. 1962).
- KLOCKMAN, F. & RAMDOHR, P. (1955) Tratado de Mineralogia; 2^a ed. Editora Gustavo Gili S.A., Barcelona, p. 436.
- LINDENMAYER, D.H. & LINDENMAYER, Z.G. (1971) Intrusões Ultrabásicas-alcalinas e suas mineralizações a níquel - In: XXV Congr. Bras. Geol.; Soc. Bras. de Geol., Bol. Esp. n.º 1 (Resumo), São Paulo.

- MIDGLEY, H.G. (1951) Chalcedony and flint; Geol. Magazine; V.88, p.179.
- NOBLE, J.A. & TAYLOR JR., H.P. (1960) Correlation of the ultramafic complexes of southeastern Alaska with those of other parts of North America and the world; 21st Intern. Geol. Congr., Copenhagen, Repts. V.13, pp.188-197.
- PENA, G.S. & FIGUEIREDO, A.J.A. (1972) Projeto Alcalinas; DNPM/CPRM, Relatório Inédito, Goiânia.
- RAMDOHR, P. (1969) The ore minerals and their intergrowth; Pergamon Press, 3rd edition.
- RUCKMICK, J.C. & NOBLE, J.A. (1959) Origin of the ultramafic complex at Union Bay, southeastern Alaska; Bull. Geol. Soc. Am; V.70, pp.981-1018.
- SCARFE, C.M. & WYLLIE, P.J. (1967) Serpentine dehydration curves and their bearing on serpentine deformation in orogenesis; Nature, Lond; V.215, pp.945-946.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANO HASHI, J.T.; LINDENMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. (1975) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Goiás (SD 22), DNPM, DGG, Brasília.
- SEMENOV, E.I. Economic Mineralogy of Alkaline Rocks (In: Sorensen, H. (1974), John Wiley & Sons, p.544).
- SORENSEN, H. (1974) The Alkaline Rocks; John Wiley & Sons.
- 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.
- SOBRINHO, M.L.; ANDRADE, R.S. & MARQUES, V.J. (1971) Missouritos e rochas alcalinas associadas em Santa Fé, Município de Jussara, GO; Bol. Especial nº1, Resumo das Comunicações; XXV Congr. Bras. de Geol., São Paulo.
- SOSMAN, R.B. (1927) The properties of silica; New York.

- SPANGENBERG, K. (1938) Die wasserhaltigen Nickelsilicate; Cent. Mineral. Abt. A, pp.360-364.
- TAYLOR JR., H.P. & NOBLE, J.A. (1960) Origin of the ultramafic complexes in southeastern Alaska; 21st Intern. Geol. Congr; Copenhagen, Repts. V.13, pp.175-187.
- TERNOVOY, V.I.; AFANASIEV, B.V. & SULIMOV, B.I. (1969) Geology and Prospecting of the Kovdor Vermiculite-Phlogopite Deposit (Em Russo) Izd. "Nedra", Moskva, 287 pp. (In: Sorensen, H. 1974).
- UYTENBOGAARDT, W. (1951) Tables for microscopic identification of ore minerals; Princeton University Press.
- ZEISSINK, H.E. (1969) The mineralogy and geochemistry of a nickeliferous laterite profile; Mineralium Deposita, V.4; n°2, pp.134-135.
- ZIV, F. (1956) Rutilization of ilmenite under supergene conditions; Izvest. Akad. Nauk; SSSR, Ser.Geol. n° 12, p. 57.

MAPA GEOLÓGICO DO DISTRITO DE SANTA FÉ - GO

Fig. - 3

LEGENDA

QUATERNÁRIO

Eo Elúvios de opacos

TERCIÁRIO/QUATERNÁRIO

Ca Cobertura arenosa, retrabalhamento do Arenito Furnos

CRETÁCEO

Ma Malgaito

Mi Misscurito

Ho Hornblenda gnaíse

Pi Piroxênito

Pe Peridotito

Du Dunito

PRECAMBRIANO MÉDIO

Gn Gnaíse

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

Contatos inferidos

Falhas

Sistema de fraturas

Zona de ação cataclástica acentuada

CONVENÇÕES TOPOGRÁFICAS

IV Áreas

Limite do sopé dos morros

Córregos

Estreitos

Caminhos transitáveis

Repênsos

Curvas de nível

ESCALA

0 500 1000m

NV

WNW

PERFIL A-B
SEGUNDO A DIREÇÃO WNW - ESE

ESE

550

500

450

400

350

300

250

200

150

100

50

0

MAPA GEOLÓGICO DO DISTRITO
DE SANTA FÉ - GO

Fig. - 4