

FLAVIA GOULART PUCCI SCHEVCIW

ALTERAÇÃO INTEMPÉRICA DOS TERMOS ULTRAMÁFICOS
DO COMPLEXO DE PIÊN (PR) - ESTUDO MINERALÓGICO -
GEOQUÍMICO

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

T499

SÃO PAULO
1980

FLAVIA GOULART PUCCI SCHEVCIW

DEDALUS - Acervo - IGC

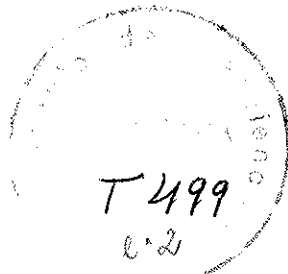


30900005631

ALTERAÇÃO INTEMPÉRICA DOS TERMOS ULTRAMÁFICOS
DO COMPLEXO DE PIÊN (PR) - ESTUDO MINERALÓGICO -
GEOQUÍMICO

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

Orientador:
Prof. Dr. Jean Jacques Trescases



SÃO PAULO
1980

Foram muitas as pessoas que durante dois anos e meio, contribuíram das formas mais diversas para a realização deste trabalho.

Ao Dr. Jean Jacques Trescases, muito especialmente, por seu zelo na orientação de todas as etapas : no campo, no laboratório, na redação do texto; pelo muito que me ensinou, por sua presença imprescindível em todos os momentos, seu exemplo de atitude científica e qualidades excepcionais como pesquisador, deixo gravadas minha gratidão e a admiração sem limites.

Ao Dr. Adolpho José Melfi, Dr. Adilson Carvalho e Dra. Sonia Maria Barros de Oliveira do Departamento de Geologia Geral do IGUSP, pelo exemplo de dinamismo, a colaboração atenta e constante, o apoio irrestrito, a amizade; o amor à pesquisa e particularmente pela geoquímica, que me transmitiram; por tudo que com eles aprendi, eu agradeço.

À Missão ORSTOM no IGUSP, especialmente ao Dr. Armand Chauvel, Dr. Jean Marie Wackermann, Dr. Boris Volkoff e ao químico Sylvain Raymond Locati; pela ajuda nos procedimentos de difração de raios-x, preparação especial de lâminas delgadas, microscopia óptica, análises químicas e bibliografia; por terem doado tantos conhecimentos, sempre que precisei; carinhosamente, muito obrigada.

À Anália, André, Mário, Cleide, Neide e Dna. Melany, pela ajuda nos trabalhos de laboratório, obtenção de diagramas de raios-X, confecção de lâminas delgadas e também por sua amizade.

Aos que contribuíram com dedicação, à realização da forma final desta pesquisa: à Claudete pela datilografia, à Itacy pelos desenhos, e ao Sr. Jayme pela impressão.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, cujo apoio financeiro, permitiu a realização deste projeto.

A Todos que estiveram ao meu lado, contribuindo de muitas formas: meus pais, irmãos, os amigos, colorindo a vida e meu trabalho.

Pela admiração como pesquisador e como pessoa, pelo muito que lhe devo, dedico ao Dr. Jean Jacques Trescases este trabalho, e àqueles que fizeram do amor, a trilha dos meus passos: para Oleg e André Gustavo.

ÍNDICE GERAL

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

1. Propósitos	1
2. Características Gerais da Área	.
A. Situação Geográfica	2
B. Situação Climática	3
C. Vegetação	3
D. Sistema Hidrográfico	5
E. Contexto Geológico	
1. Geral	6
2. Local	7
F. Aspectos Geomorfológicos	
1. Regional	12
2. Local	13

CAPÍTULO II - METODOLOGIA

1. Metodologia de Campo	14
2. Metodologia de Laboratório	
A. Moagem	18
B. Determinação de densidades aparentes	20
C. Lâminas Delgadas	22
D. Análise Mineralógica por Difração de Raio-X	
- Amostra total	22
- Estudo de argilas	22
- Eliminação da matéria orgânica	23
- Eliminação da sílica amorfa	23
- Eliminação da sílica e ferro amorfos	24
- Separação da fração argila	24
- Saturação com cátions trocáveis	25
- Glicolação	25
- Aquecimentos	25

- Estudos de argilas por ATD	26
E. Análises Químicas	26
- Ataque químico tipo seletivo	27
- Ataque total - Fusão	27

CAPÍTULO III - DUNITOS SERPENTINIZADOS

1. Evolução Mineralógica no Decorrer da Alteração	
A. Sequência Evolutiva I	30
B. Sequências Evolutivas II e III	32
C. Filiações Mineralógicas	38
2. Aspectos Geoquímicos da Alteração Superficial	40
A. Dados Ponderais	41
B. Dados Volumétricos	43
C. Interpretação Mineralógica	54

CAPÍTULO IV - HARZBURGITOS SERPENTINIZADOS

1. Evolução Mineralógica no Decorrer da Alteração	
A. Sequência Evolutiva IV	55
B. Sequência Evolutiva V	57
C. Sequência Evolutiva VI	58
D. Filiações Mineralógicas	62
2. Aspectos Geoquímicos da Alteração Superficial	
A. Dados Ponderais	65
B. Dados Volumétricos	71
C. Interpretação Mineralógica	77
- Composição da rocha fresca e dos ortopiroxênios	79
- Composição da esmectita (ex-serpentina)	79
- Composição do talco	82
- Composição da garnierita	82

CAPÍTULO V - OLIVINA-PIROXENITOS, NORITO E WEBSTERITOS

1. Evolução Mineralógica ao Longo da Alteração	
A. Sequência Evolutiva VII (olivina-piroxenitos e norito)	84
B. Sequência Evolutiva VIII (websteritos)	87
C. Filiações Mineralógicas	91
2. Aspectos Geoquímicos da Alteração Superficial	
A. Dados Ponderais	97
B. Dados Volumétricos	100
C. Interpretação Mineralógica	109

CAPÍTULO VI - TALCO-XISTOS

1. Evolução Mineralógica no Decorrer da Alteração	
A. Sequência Evolutiva IX	117
B. Filiações Mineralógicas	120
2. Aspectos Geoquímicos da Alteração Superficial	
A. Dados Ponderais	122
B. Dados Volumétricos	125
C. Interpretação Mineralógica	134

CAPÍTULO VII - RESUMO E CONCLUSÕES GERAIS

1. Hidratação das Rochas, Anterior à Alteração	138
2. Alteração Supérgena	
A. Filiações Mineralógicas	141
B. A Geoquímica da Alteração	
- A composição química das rochas de Piên	148
- A composição dos minerais na rocha e na alteração	149

- Tendência de evolução geral com a alteração	
- O destino dos elementos solúveis $\text{SiO}_2\text{-MgO}$	153
- O destino dos elementos residuais Fe, Cr e Mn	154
- O destino do níquel	156
C. Interpretação Paleoclimática	157
3. Conclusões Gerais	157
BIBLIOGRAFIA	161
FOTOMICROGRAFIAS	172

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1	- Situação da Folha de Campo Alegre	4
Figura 2	- Gráfico de Pluviometria e Temperatura	4
Figura 3	- Mapa Geológico	10
Figura 4	- Mapa de Amostragem	16
Figura 5	- Evolução Mineralógica da Sequência Evolutiva I	33
Figura 6	- Serpentinó (ex-dunito) P3-2 (<2 μ)	34
Figura 7	- Esquema do Ponto P1	34
Figura 8	- Balanço a Isovólume de SiO ₂ (ex-dunito)	47
Figura 9	- Balanço a Isovólume de MgO (ex-dunito)	47
Figura 10	- Balanço a Isovólume de Fe ₂ O ₃ e Al ₂ O ₃ (ex-dunito)	49
Figura 11	- Balanço a Isovólume de MnO ₂ e NiO (ex-dunito)	50
Figura 12	- Balanço a Isovólume de Cr ₂ O ₃ e Síntese de Balanço a Isovólume (ex-dunito)	52
Figura 13A	- Evolução Mineralógica dos Serpentinó (ex-harzburgitos)	60
Figura 13B	- Alteração de Serpentinó (ex-harzburgito) P5-3	60

Figura 14 - Alteração de Serpentinó (ex-harzburgito)	66
Figura 15 - Serpentinó (ex-harzburgitos) P4-3	66
Figura 16 - Balanço a Isovólume de SiO_2 -Serpentinó (ex-harzburgito)	72
Figura 17 - Balanço a Isovólume de MgO -Serpentinó (ex-harzburgitos)	72
Figura 18 - Balanço a Isovólume de Cr_2O_3 , Fe_2O_3 e MnO_2 (ex-harzburgitos)	75
Figura 19 - Balanço a Isovólume de Al_2O_3 e NiO Serpentinó (ex-harzburgito)	75
Figura 20 - Síntese do Balanço a Isovólume Serpentinó (ex-harzburgito)	76
Figura 21 - Amostra P13-1A (olivina-piroxenito) - R	86
Figura 22 - Amostra P10-2 (olivina-piroxenito) R/SG	86
Figura 23 - Amostra P7-6 (websteritos) R/SG (1)	90
Figura 24 - Alteração de Websteritos - P7-8 (<2 μ)	92
Figura 25 - Balanço a Isovólume de SiO_2 (olivina-piroxenitos, norito, websteritos)	103
Figura 26 - Balanço a Isovólume de MgO (olivina-piroxenitos, norito, websteritos)	103
Figura 27 - Balanço a Isovólume de CaO (olivina-piroxenitos, norito, websteritos)	105

Figura 28 - Balanço a Isovolum de Fe_2O_3 e Al_2O_3 (olivi- vina-piroxenitos, norito e websteritos)	105
Figura 29 - Balanço a Isovolum de Cr_2O_3 e NiO (olivi- na-piroxenitos, norito e websteritos)	106
Figura 30 - Balanço a Isovolum de MnO_2 e Síntese de Balanço a Isovolum (olivina-piroxenitos, norito e websteritos)	108
Figura 31 - Balanço a Isovolum de SiO_2 (talco-xistos)	129
Figura 32 - Balanço a Isovolum de MgO (talco-xistos)	129
Figura 33 - Balanço a Isovolum de Al_2O_3 e Fe_2O_3 (tal- co-xistos)	130
Figura 34 - Balanço a Isovolum de Cr_2O_3 e NiO (talco- xisto)	132
Figura 35 - Síntese de Balanço a Isovolum (talco-xis- to)	133
Figura 36 - Composição das esmectitas de Piên	151
Figura 37 - Evolução Mineralógico-Geoquímica Supérgena das Rochas	155

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1	- Filiações das Rochas	9
Tabela 2	- Sequências Evolutivas	19
Tabela 3	- Padrões Sintéticos	29
Tabela 4	- Sequências Evolutiva de Serpentin _o s (ex-dunitos)	35
Tabela 5	- Avaliação Semi-Quantitativa dos Mine- rais na Alteração de Dunitos Serpenti- nizados	39
Tabela 6	- Dados Ponderais-Serpentin _o s verde-a- amarelos	44
Tabela 7	- Dados Ponderais e Densidades Médios por Fácies de Alteração-Serpentin _o s (ex-dunitos)	45
Tabela 8	- Síntese dos Dados Volumétricos-Serpen- tinitos (ex-dunitos)	53
Tabela 9	- Sequências Evolutivas de Serpentin _o s (ex-harzburgitos)	59
Tabela 10	- Avaliação Semi-Quantitativa dos Mine- rais na Alteração de Harzburgitos Ser- pentinizados	63
Tabela 11	- Dados Ponderais - Harzburgitos Serpen- tinizados	69
Tabela 12	- Dados Ponderais Médios-Serpentin _o s(ex- harzburgitos)	70

Tabela 13 - Síntese dos Dados Volumétricos- <u>Porcentagens de Perdas-Serpentinitos (ex- harzburgitos)</u>	78
Tabela 14 - Composição Química Média dos Insolúveis-Serpentinitos (ex-harzburgitos)	80
Tabela 15 - Dados Ponderais de Ataque Seletivo Serpentinito (ex-harzburgito)	81
Tabela 16 - Sequência Evolutiva VII e VIII	88
Tabela 17 - Evolução Semi-Quantitativa dos Minerais de Olivina-Piroxenitos e Norito na <u>Alteração</u>	93
Tabela 18 - Evolução Semi-Quantitativa dos Minerais de Websteritos na <u>Alteração</u>	94
Tabela 19 - Dados Ponderais - Olivina- Piroxenitos, Norito e Websteritos	99
Tabela 20 - Dados Ponderais Médios-Olivina-Piroxenitos, Norito e Websteritos	101
Tabela 21 - Síntese do Balanço a Isovolum-Olivina-Piroxenitos, Norito e Websteritos	110
Tabela 22 - Composição Média dos Insolúveis-Olivina-Piroxenitos, Norito e Websteritos	112
Tabela 23 - Dados Ponderais Médios - Ataque Seletivo -Olivina-Piroxenitos, Norito e Websteritos	114
Tabela 24 - Dados Ponderais de Análise Seletiva - <u>Olivina-Piroxenitos, Norito e Websteritos</u>	115

Tabela 25 - Sequência Evolutiva IX	118
Tabela 26 - Evolução Semi-Quantitativa dos Minerais na Alteração de Talco-Xistos	121
Tabela 27 - Dados Ponderais (Talco-Xistos)	124
Tabela 28 - Dados Ponderais Médios (Talco-Xistos)	126
Tabela 29 - Síntese dos Dados Volumétricos (Talco-Xistos)	127
Tabela 30 - Dados Ponderais de Análise Seletiva e Composição dos Insolúveis, médios para Talco-Xistos	135
Tabela 31 - Dados Ponderais de Ataque Seletivo (Talco-Xistos)	136
Tabela 32 - Composição Química dos Minerais da Rocha e da Alteração	152
Tabela 33 - Filiações Mineralógicas na Hidratação endógena e na alteração supérgena	142
Tabela 34 - Alteração	147

CAPÍTULO I

1. PROPÓSITOS

A presente dissertação de Mestrado é resultado do trabalho de pesquisa realizado na região de Piên, sul do Estado do Paraná, como parte do Projeto Níquel- Ultrabásicas, instalado no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, e que visa caracterizar maciços-ultrabásicos do ponto de vista da alteração superficial, em regiões de climas diversos no Brasil.

O citado projeto pretende definir a distribuição mineralógica e geoquímica ao longo dos perfis de alteração originados destas rochas, elaborar mecanismos de gênese das acumulações econômicas de níquel associadas a essa alteração, e, possivelmente fornecer parâmetros para a prospecção de níquel e de outros elementos associados, tendo sempre em vista as diferentes situações morfo-climáticas.

Dentro deste projeto, o maciço máfico-ultramáfico da região de Piên, tem sido a localidade mais meridional estudada, e, embora não tenha produzido concentração econômica de níquel, sua caracterização torna-se interessante justamente por estar situada em clima praticamente temperado, tão diverso dos outros maciços estudados. Neste aspecto, o seu estudo pode fornecer dados para melhor compreensão de condições limites para outros depósitos.

No capítulo I são apresentadas as características gerais da área (clima, geologia, geomorfologia). A metodologia usada nesse trabalho, no campo e no laboratório, é detalhada no capítulo II. Os quatro capítulos seguintes analisam, para cada tipo de rocha mãe, os mecanismos da evolução supérgena, através do estudo mineralógico, petrográfico e químico de várias sequências evolutivas (perfis de al-

teração hipotéticos). É assim visada, a caracterização dos mecanismos de transformação mineralógica sucessivos, de cada componente das rochas frescas. Também é tentada, a avaliação da distribuição e da forma de ocorrência dos elementos a cada passo da alteração, ressaltando o balanço deste fenômeno, ou seja, a quantidade dos elementos que permanece, que é exportada e importada, no decorrer das várias fases de alteração. A tendência provável de evolução atual ou recente das rochas ultramáficas, em equilíbrio com as presentes condições morfo-climáticas do Sul-Brasileiro, poderá assim ser esboçada no capítulo VI.

2. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA

A. Situação Geográfica

O complexo máfico ultramáfico de Piên, situa-se próximo à divisa dos Estados do Paraná e Santa Catarina, e está representado na Folha Geológica de Piên, elaborada por Trein et al., 1969, através da Comissão da Carta Geológica do Paraná, Curitiba, PR.

Os corpos lenticulares de rochas máficas ultramáficas estudados posicionam-se entre 49° 22' a 49° 28' de longitude oeste e 26° 03' a 26° 10' de latitude sul.

O acesso de São Paulo é feito pela Br-116, Rodovia Regis Bittencourt, até Areia Branca dos Assis (460 Km) e depois por estrada de terra estadual até Piên (aproximadamente 30 Km).

A Fig. 1 mostra a localização da Folha de Campo Alegre, onde a área se localiza. Esta base topográfica usada, em escala 1:50.000, foi levantada, desenhada e impressa pelo Serviço Geográfico do Exército, em contrato com a Codepar, atualmente Banco do Desenvolvimento do Paraná.

B. Situação Climática

Os dados climatológicos disponíveis sobre a região são devidos a Maack, 1968, e referem-se a uma estação na cidade de Rio Negro, distante aproximadamente 36 Km de Piên. Como as duas localidades posicionam-se em igual condição em relação ao Rio Negro, a extrapolação parece bastante válida.

A cidade de Rio Negro situa-se no vale do rio de mesmo nome. A estação (847 m) está localizada a uma altitude um pouco superior à da cidade (793 m).

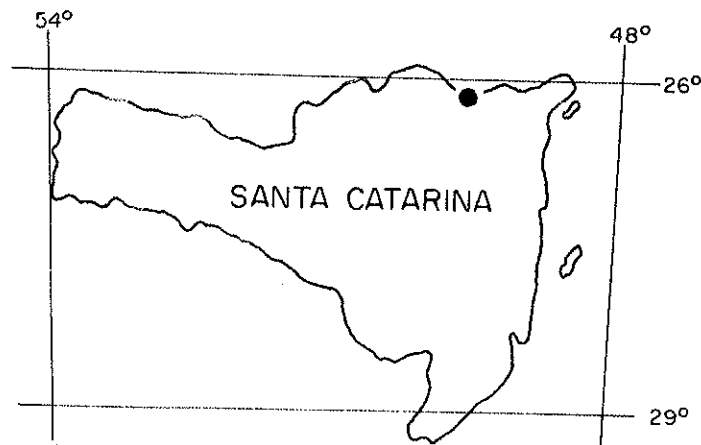
A temperatura média anual é de 16,4 °C, a temperatura média do mês mais quente, é 20,3 °C e a do mês mais frio 12,1 °C. A média das máximas diárias do mês mais quente está entre 25-27°C e a média das mínimas diárias do mês mais frio entre 5-7°C. A ocorrência média de geadas durante o ano está entre 10 e 15 vezes (IBGE, 1977).

As chuvas são muito bem distribuídas no decorrer do ano: o mês mais úmido é janeiro, com 168 mm; o mais seco é abril, com 70,5 mm. O total de precipitação anual é de 1300,5 mm. A classificação do clima segundo W. Köppen (in Maack, 1968), seria Cfb, temperado, sempre úmido (mais de 1000 mm anuais e mês mais seco maior que 60 mm), a temperatura do mês mais quente menor que 22°C, onze meses com temperatura maior que 10°C, e mais de cinco geadas por ano.

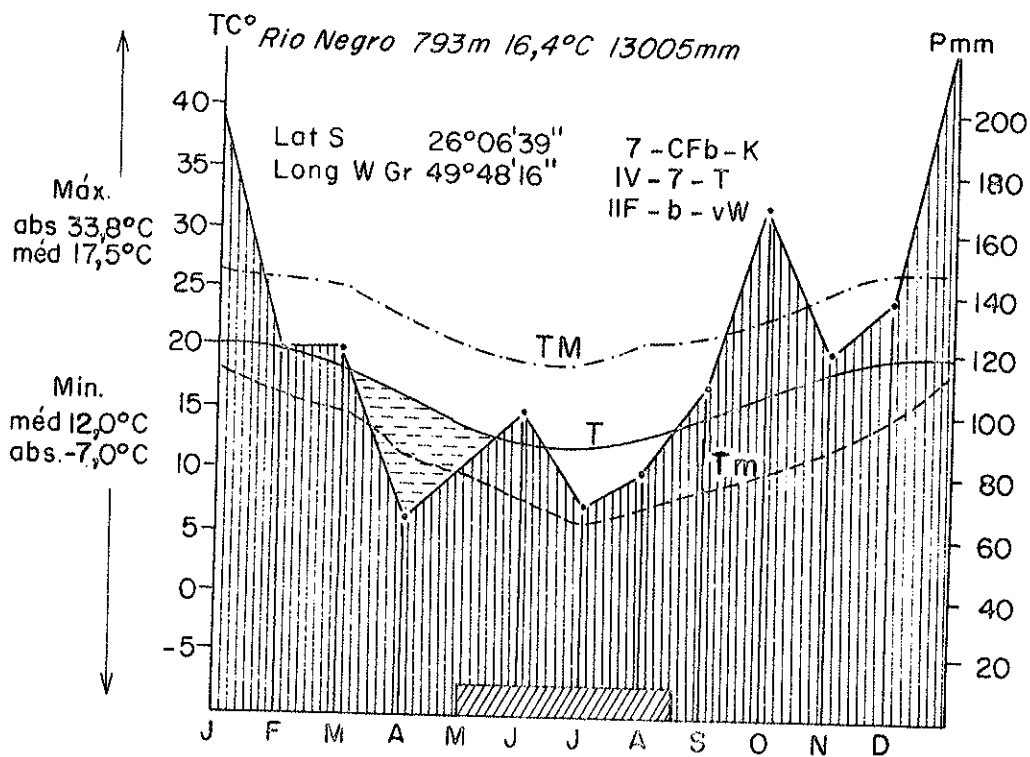
A Fig.2 mostra o gráfico de distribuição da precipitação durante o ano, as médias, as máximas e as mínimas mensais de temperatura (Maack, 1968).

C. Vegetação

Piên está enquadrada na "Região de Matas De



Situação da Folha de Campo Alegre
Fig. 1



Uma parte da escala esquerda T corresponde a 5°C de temperatura
Uma parte da escala direita P corresponde a 20mm de precipitação

- Meses com mínima absoluta abaixo de zero periodicamente
- Épocas secas ou semi-úmidas
- Pmm - Precipitações em mm

- T - Temperaturas médias
 - TM - Temperaturas máximas
 - Tm - Temperaturas mínimas
- } média

- CLASSIFICAÇÃO
- K - seg W Koeppen
 - T - seg C Troll
 - vW - seg v Wissmann

Fig. - 2

vastadas" segundo "Mapa Fitogeográfico do Estado do Paraná" organizado por Maack, 1968. O mato secundário seria predominante, com samambaias na zona de Araucárias. Região principal de colonização, com terras usadas periodicamente (sistema de roças; pouca rotação de cultura).

Atualmente, de modo geral, a cultura principal da região é o fumo. Ao longo dos rios, quase sempre estão presentes as matas-galerias.

D. Sistema Hidrográfico

Piên está sob a influência do Rio Negro, afluente principal do Rio Iguçu, por sua vez pertencente à Bacia Hidrográfica do Rio Paraná. O Rio Iguçu e seus afluentes constituem uma das três bacias mais importantes no estado paranaense (Paranapanema, Ivaí-Piquiri e Iguçu). Todos os três correm para oeste.

Quanto ao volume de água e às descargas na Bacia do Rio Iguçu realizadas pelo Rio Negro, os dados para um posto de observação na cidade de Rio Negro, às margens do rio de mesmo nome são as seguintes:

Período mais úmido - Mês de janeiro

Descarga média - 53,93 m³/seg

Média das máximas - 100,34 m³/seg

Média das mínimas - 29,33 m³/seg

Período mais seco - Mês de agosto

Descarga média - 49,78 m³/seg

Média das máximas - 98,82 m³/seg

Média das mínimas - 25,35 m³/seg

Dos dados, pode-se concluir um clima de igual umidade durante o ano todo, sem estações secas contrastantes.

E. Contexto Geológico

1. Geral

Toda a região ao longo da costa, do sul do Estado da Bahia até o Uruguai, que constitui o cinturão orogênico Ribeira (Almeida et al., 1973 in Girardi et al., 1974) sofreu um episódio tectonomagmático durante o final do Pré-Cambriano, relacionado ao Ciclo Brasileiro na América do Sul. Nos estados meridionais do Brasil, aparecem unidades geológicas tais como os grupos Açungui e Brusque, que representam material depositado em geossinclinais do final do Pré Cambriano, e que sofreram dobramentos e metamorfismo epizonal durante este ciclo.

Estas faixas de dobramentos, relacionadas aos Grupos Açungui e Brusque, estão separadas por um alto estrutural brasileiro (Piên-Morretes-Serra Negra), que representa o embasamento ante brasileiro exposto destas faixas, e, foram mapeadas como Grupo Taboleiro por Schultz et al., 1969 (in Girardi, 1974).

A região de Piên, que pertence a esse embasamento (granulítico-migmatítico), situa-se neste contexto regional amplo.

Ocorrem neste grupo Taboleiro rochas máficas e ultramáficas metamorfizadas, em estreita associação com granulitos e migmatitos (cujos contatos são de natureza não tectônica). A orientação geral das unidades pré cambrianas é NE-SW. Estas rochas são cortadas pelo maciço granítico de Agudos, que aparece a norte da região estudada.

Segundo estudos geocronológicos realizados por Girardi et al., 1974 e trabalhos mais recentes (Girardi e Ulbrich, 1980), os eventos geológicos que caracterizam a região podem ser descritos como:

- Metamorfismo de alto grau correspondente ao Ciclo Transamazônico (aprox. 2.000 m.a.), dando origem aos granulitos e parte das migmatíticas regionais.

Os migmatitos, as rochas mais intemperizadas da área, são caracterizados por bandas fêlsicas e máficas alternadas, as primeiras dominantes.

Constituindo intercalações nos migmatitos, encontram-se granulitos ácidos, básicos e intermediários. Os primeiros, raríssimos; os básicos e intermediários sendo constituídos de plagioclásio, piroxênio, quartzo, hornblenda, opacos e apatita (Girardi et al., 1974) e em geral mesocráticos.

- Durante o ciclo Brasileiro, ocorre metamorfismo de fácies anfibolito e migmatização), com idade de 650 m.a. (fase sintectônica registrada em outras regiões da faixa de dobramentos Ribeira). O granito Agudos, com idade aproximada de 580 m.a., e de grande expressão regional, apresentaria idade semelhante a outros granitos tarditectônicos em outras regiões da faixa de dobramentos Ribeira. Sua composição varia entre granítica a granodiorítica.

Depois do Ciclo Brasileiro, a história geológica da região passa por fase de plataforma estável, e após subsidência da área, depositam-se os sedimentos da Bacia do Paraná (que afloram a oeste de Piên). Diques de diábásio, orientados segundo NW, foram injetados durante fase de reativação de plataforma durante o Jurássico-Cretáceo. O último evento registrado é a formação de depósitos aluvionares quaternários, comuns ao longo dos Rios Negro, Piên e Poço Frio.

2. Local

Aparece, situado entre migmatitos e granulitos, e o granito Agudos, um corpo lenticular, máfico-ultramáfico, com área aproximada de 32 km², orientado segundo NE-SW, que foi reconhecido por Girardi- 1974, como principalmente constituído de hornblenda metagabros, anfibolitos, gnaisses anfibolíticos e rochas ultramáficas. A parte central desse corpo, é metagabrônica. (vide Fig.3).

Em vários locais, dentro do corpo de hornblenda metagabro, existem pequenas intercalações (métricas) de metapiroxenitos e serpentinitos. Contudo, ocorrem dois corpos ultramáficos maiores, adjacentes a esse corpo lenticular, ao sul (Campina dos Maias e a noroeste (Campina dos Crispins), cada um com aproximadamente 6,5 Km². Constituem-se de talco xistos, serpentinitos, e, subordinadamente, metaperidotitos, metapiroxenitos e metanoritos, estreitamente relacionados. Os contatos do corpo ao sul, com as rochas adjacentes, são em grande parte normais, enquanto que os do corpo a noroeste, se dão por falhamentos.

A partir das rochas ultramáficas iniciais (dunitos, harzburgitos, olivina-piroxenitos, norito, websteritos e ortopiroxenitos), por processos de hidratação e tectonismo, originaram-se as rochas listadas na tabela 1, onde são relacionados os tipos frescos atuais, às rochas que lhes deram origem.

Aparentemente, o papel da tectônica na hidratação é cada vez maior à medida que as rochas contêm menos olivina e clinopiroxênios.

O estudo de alteração de rochas da região de Piên, neste trabalho, refere-se a: serpentinitos originados de 1) dunitos e 2) harzburgitos; 3) olivina-piroxenitos, norito, websteritos e 4) talco-xistos, sendo destinado um capítulo para cada tipo.

TABELA 1 - FILIAÇÕES DAS ROCHAS

Rochas Iniciais	Rochas Frescas Atuais	
	Sem Tectônica	Com Tectônica
Dunito →	serpentinito verde-amarelo →	serpentinito verde-amarelo deformado
Peridotito →	peridotito ou serpentinito preto →	serpentinito preto deformado
Piroxenito →	piroxenito →	talco-xisto

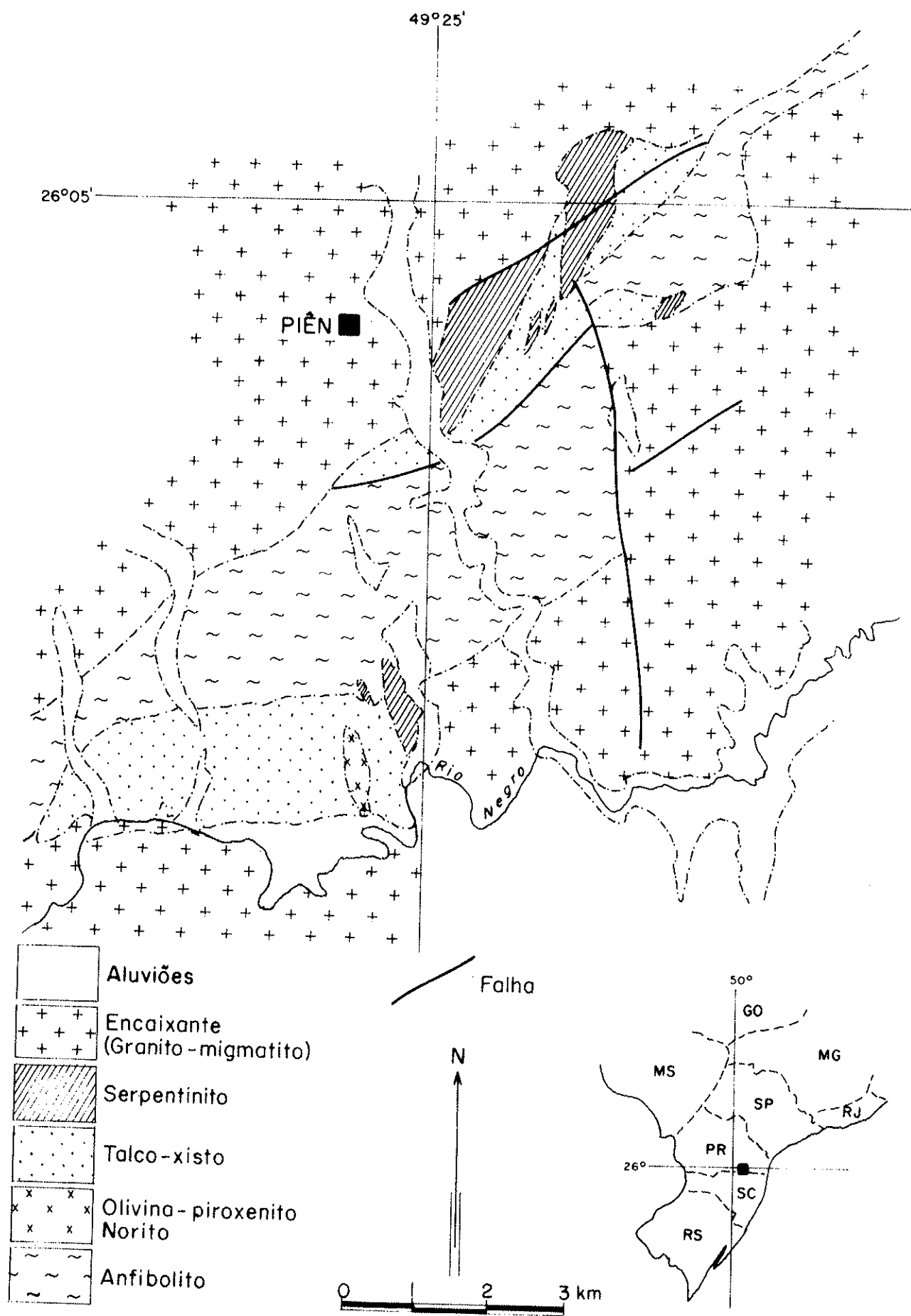


Fig. 3-MAPA GEOLÓGICO

O mapa geológico da região, Fig.3, demonstra as unidades citadas e suas correlações. Foi modificado de Girardi, 1974, pelo detalhamento das lentes de rochas ultrabásicas amostradas.

Assim como ocorrem intercalações de lentes ultramáficas nas rochas de composição gabróide e anfibolítica, existem também intercalações destas últimas, nas primeiras. Este fato, é forte indício da consangüinidade entre as rochas máficas e ultramáficas.

O corpo lenticular máfico-ultramáfico, achase extensamente falhado, segundo NE-SW (orientação geral das unidades pré-cambrianas); apenas um falhamento, de direção NW-SE, corta o mesmo, truncando-o em dois blocos.

Segundo estudos realizados por Girardi e Ulbrich, 1980, o modelo mais provável que explica a associação de rochas básicas-ultrabásicas de Piên, é a cristalização fracionada de um único magma primário, sendo que a suite ultramáfica representaria essencialmente uma primeira acumulação de cristais, e os membros máficos, o resíduo magmático cristalizado. Segundo esses autores, rochas dessa associação máfica ultramáfica são, sem dúvida nenhuma, de idade Transamazônica (2000 m.a.).

A migmatização regional, a formação do Granito Agudos, e a anfibolitização de rochas básicas, mostram que o evento Brasiliano caracterizou-se por apreciável disponibilidade de água, permitindo fusões e formação de minerais hidratados. Supõe-se que os processos intensos de esteatização e serpentinação que afetaram profundamente as ultramáficas, tenham ocorrido no fim deste ciclo (Girardi, 1974).

F. Aspectos Geomorfológicos

1. Regional

A observação da morfologia do sistema orográfico do Estado do Paraná evidencia claramente a correlação das formas existentes com a constituição geológica. O interior do Paraná, com seus planaltos, se apresenta como típica paisagem de degraus estruturais ou escarpas de estratos. A escarpa de falha da Serra do Mar, como serra marginal, o primeiro Planalto (onde a localidade de Piên está situada) e as duas escarpas do interior, constituídas por camadas paleozóicas e mesozóicas, caracterizam as principais zonas de paisagem natural (Maack, 1968).

O reconhecimento da superfície de aplainamento relacionada ao Ciclo Sul Americano (Braun, 1971) que marcou tão caracteristicamente todo o território brasileiro e propiciou extenso fenômeno de laterização, torna-se difícil nesta região, onde os falhamentos condicionados ã epirogêne se da Serra do Mar, resultaram em blocos escalonados na costa, constituindo numa série de platôs distribuídos em diversos níveis, e que se confundem com terraços mais jovens. Essa estruturação, desagregou o relevo sul-americano na fase final de aplainamento.

A porção sul do 1o planalto, domínio dos migmatitos, é tipicamente ondulada, marcada por colinas arredondadas (Fuck et al. 1969).

Segundo as superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná, que foram definidas por Ab'Saber e Bigarella (1961), a mais importante para a porção sul do primeiro planalto, é a de "Alto Iguaçu" (relacionada ao final do ciclo Sul Americano). Sua feição é característica, e bem preservada por ter truncado radicalmente velhas dobras complexas de núcleos do Escudo Brasileiro. Esta superfície contudo, está realmente desagregada por falhas, na frente principal da Serra do Mar.

2. Local

Na região estudada, o relevo é em geral suave, apresentando um certo desgaste.

A região próxima à Campina dos Crispins (ao norte), domínio de um dos dois blocos que concentram rochas ultramáficas, comporta-se como divisora das bacias dos Rios Palmito e Piên. A altitude máxima está por volta de 970 m e a mínima, 860 m sendo que em sua porção de maior altitude , configura-se em discreto platô.

A Campina dos Maias (ao sul), onde também se concentram corpos de rochas ultramáficas, já se encontra próxima à região de influência do Rio Negro. As altitudes são menores: máxima de 880 m e mínima, dentro do domínio das rochas ultramáficas, de 800 m. Os desniveis são portanto, mais suaves que da Campina dos Crispins.

Os talco xistos, e o corpo de hornblenda metagabro, anfibolitos e gnaisses anfibolíticos, atuam como zonas mais aplainadas na topografia. O padrão de drenagem é dendrítico nos dois corpos. Os desniveis estão entre 20 e 40 m.

As rochas ultramáficas se comportam com altos na topografia, sempre alongados segundo NE-SW; com desniveis entre 80 e 100 m. Estes corpos mantêm sua unidade e raramente são rompidos pela drenagem.

CAPÍTULO II

Como tese de Mestrado, é ressaltada neste capítulo, toda a metodologia usada, tanto de campo, quanto de laboratório.

O conhecimento específico das técnicas analíticas utilizadas, pode levar o leitor a uma avaliação mais precisa do trabalho, e subsidiar recursos para observação crítica quanto a extensão e validade das conclusões tiradas.

Assim, é feita uma listagem explicativa de todos os procedimentos a que as amostras foram submetidas.

1. METODOLOGIA DE CAMPO

O trabalho de campo, foi inicialmente destinado ao reconhecimento das principais unidades litológicas, e complemento do mapeamento geológico. Nesse trabalho de campo, foi também reconhecida a relação litologia-morfologia, a natureza das formações superficiais, e os tipos de perfis de alteração visíveis em pedreiras e cortes de estradas. Por fim foram amostradas rochas frescas e alteradas de cada tipo das ultramáficas presentes.

Os documentos de bases disponíveis foram:

- fotos aéreas da região em escala 1: 70.000 (Instituto de Terras e Cartografia - Curitiba - 1966).

- o mapa topográfico do Serviço Geográfico do Exército em escala 1:50.000 (Folha de Campo Alegre SG-222BI.1 - 1969).

- o mapa geológico 1:70.000 (Girardi, 1974).

Como meio de objetivar este trabalho de campo transferiu-se o mapa geológico preparado por Girardi, 1974, para a base topográfica fornecida pela Folha de Campo Alegre (escala 1:50.000), utilizada. Orientando-se pelo mapa de amostragem deste mesmo autor, foram ainda traçados previamente por sobre este novo mapa, os corpos de rochas ultramáficas. Estes serviram de guia para a localização das rochas de interesse e seus contornos foram melhorados durante a visita ao campo.

A amostragem na falta de poços de exploração, foi realizada em pedreiras, barrancos e cortes de estrada, em pontos que se concentram nas áreas de maior ocorrência das rochas ultramáficas (Campina dos Crispins e Campina dos Maias) num total de 19 pontos (63 amostras) (Vide mapa de amostragem - Fig.4).

Das 63 amostras coletadas, distinguiu-se 5 rochas-mãe diferentes: I-Serpentinitos derivados de Dunitos, II-Serpentinitos derivados de harzburgitos, III-Olivina-Piroxenitos, IV-Norito e V-Talco-Xistos. A cada um destes tipos está destinado um capítulo, onde será tratada sua evolução mineralógica e química frente à alteração supérgena.

A alteração meteórica das rochas ultramáficas na região de Piên é muito restrita: a rocha fresca aflora em numerosos lugares, ou é recoberta por uma camada delgada (menos de 1 m) de solo preto ou vermelho-marrom. Ao contato com o solo, a rocha se apresenta ainda dura ou um pouco friável, mas ainda coerente, embora com algumas mudanças de cor: as rochas ultramáficas verdes ou pretas, podem se esbranquiçar, ou se tornar marrom-amareladas. Essa zona pouco alterada tem espessura muito variável, de alguns cm a alguns dm, mas nunca chega até 1 m. Esse estágio foi chamado rocha pouco alterada, intermediário entre a rocha fresca (R) e o Saprolito Grosso descrito nos perfis lateríticos

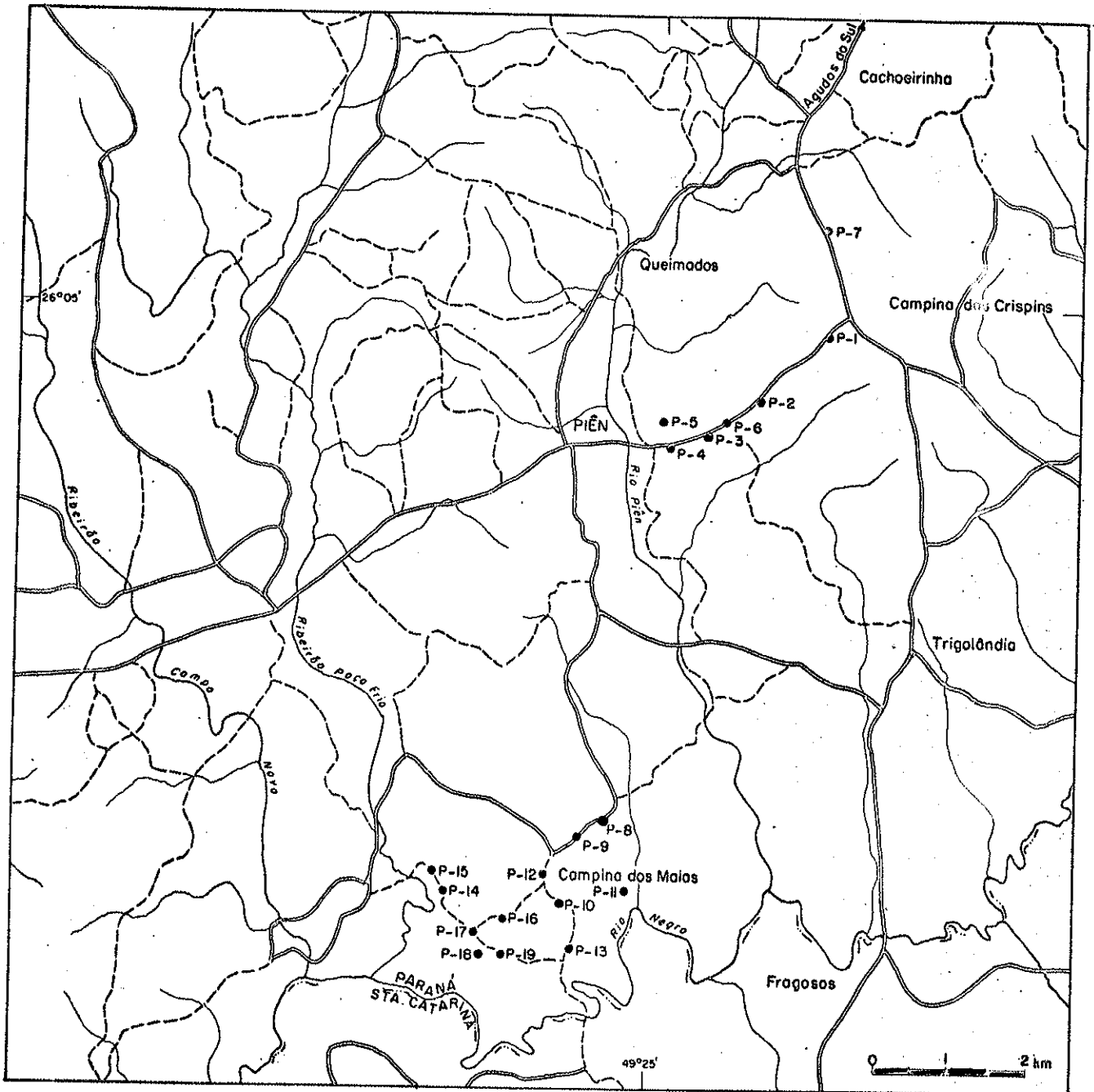


Fig. 4 - MAPA DE AMOSTRAGEM

(Trescases, 1975; Melfi et al, 1979), e por isso foi designado pela sigla R/SG.

Em alguns lugares, a alteração chega a ser mais completa, dando origem a uma rocha amarela a vermelha, com a estrutura da rocha fresca preservada, mas muito leve, muito friável e bastante argilosa. Esse estágio pode ser comparado com o saprolito grosso da base dos perfis lateríticos, com algumas tendências para o estágio saprolito fino, e foi designado pela sigla SG/SF. Sobre os serpentinitos, ele se encontra em alguns bolsões decimétricos, dentro da rocha fresca ou pouco alterada, em contato com o solo, ou em lugares particulares (como zonas de falha). Sobre os talco xistos esta fácies é bem mais frequente e um pouco mais espessa (pode chegar até 1 m), o que explica a diferença das formas de relevo entre estes dois tipos de rocha mãe.

As amostras coletadas em todo o trabalho levam a sigla P. Os dois números subsequentes, caracterizam a amostra da seguinte forma: o primeiro, denomina o local de amostragem; o segundo, caracteriza o estágio de alteração: quanto mais alto este número, mais alterada a amostra. Algumas amostras, apresentando vários tipos de cõrtex de alteração concêntricos, foram desdobradas no laboratório, colocando-se uma letra depois do segundo número (exemplo: a partir de P13-2 coletado no campo, foi separado um núcleo de rocha fresca P13-2A e dois cõrtex tipo R/SG, P13-2B e P13-2C).

Todas as amostras foram coletadas em sacos plásticos resistentes, vedados com fita crepe.

A disposição em lentes e camadas dos vários tipos de rocha fresca, explica porque num mesmo ponto (primeiro número idêntico) podem ser observados (na zona meteorizada), fácies de alteração de rochas mães diversas. Devi

do a quantidade pequena de material alterado, foi julgado melhor juntar numa mesma sequência evolutiva, todas as amostras nitidamente derivadas do mesmo tipo de rocha fresca.

Com as amostras desses 19 pontos, e em função da mineralogia e da estrutura da rocha fresca, observadas ou referidas, foram montadas nove sequências evolutivas, apresentadas na Tabela 2. Assim essas sequências compreendem todos os estádios de alteração (o que não acontece sempre nos perfis).

Portanto, essas sequências montadas a partir de dados de campo e do estudo petrográfico (principalmente lâminas delgadas) não representam sempre verdadeiros perfis verticais de alteração.

2. METODOLOGIA DE LABORATÓRIO

Os tratamentos de laboratório dispensados às amostras foram os seguintes: moagem; determinação de densidade aparente; estudo mineralógico-petrográfico através de lâminas delgadas; estudo mineralógico através de Difração de Raios X e Análise Térmica Diferencial; análise química de amostras, total e seletiva, por espectrometria de absorção atômica.

A. Moagem

Quando duras, as amostras foram inicialmente britadas. As friáveis (contendo teor em água mais alto), desagregou-se manualmente, e foram colocadas a secar em estufa (60°C). Assim preparadas, procedeu-se a moagem das 63 amostras em um pequeno moinho de bolas onde a granulometria alcançada é de aproximadamente 0,074 mm (200 mesh). As amostras foram utilizadas em quase todos os pro

TABELA 2 - SEQUÊNCIAS EVOLUTIVAS

Rocha Original	Hidratação Parcial	Rochas Frescas Hidratadas		Córtex		Solos	Sequência Evolutiva
		Pouco Deformadas	Muito Deformadas pela tectônica	Tipo R/SG	Tipo SG/SF		
DUNITO		3-1	-	-	3-2	-	I
		-	7-1 7-2	1-4 1-2 1-3 1-1	1-5 1-6 7-3 7-4	1-7	II
		-	2-1	5-4 1-8 2-4	-	-	III
PERIDOTITO	11-3A	11-2	-	11-4 11-3B 11-1	11-5 11-3C	11-6 12	IV
			5-2 5-1 4-1	5-3	4-3	-	V
			2-2	2-6 2-5	2-7 2-3	-	VI
PIROXENITO	13-1A 10-1	-	-	13-2C 13-3B 10-3A 13-2B 13-1B 10-2	13-5 13-4	-	VII
	7-5	-	-	18-7 7-7 7-6	7-8 7-9	-	VIII
			18-1 18-2 16	18-4 18-3 6-1	19-1 18-5	18-6 19-2 19-3 6-3	IX

cedimentos de laboratório citados, na forma deste pó obtido.

B. Determinação de Densidades Aparentes

A densidade aparente, coeficiente entre o peso seco (P_s) da amostra (conservada sua estrutura original), e o volume desta (V), foi calculada parafinando-se pequenos pedaços de amostra. (Bonifas e Millot, 1955 e Easton, 1972).

Ao mesmo tempo, é determinada a umidade do material. Pesa-se um pequeno pedaço da amostra úmida em uma cápsula e depois de 12 horas em estufa a 105°C, pesa-se a cápsula com a amostra seca (utiliza-se balança analítica nesta determinação):

Peso da cápsula	-	A
Peso da cápsula mais amostra úmida	-	B
Peso da cápsula mais amostra seca	-	C

A umidade (em porcentagem) relativa à amostra úmida (U), é dada por:

$$U = \frac{B-C}{B-A} \times 100$$

A partir do peso úmido da amostra (P_u), e a umidade, pode-se determinar o peso seco (P_s).

$$P_s = P_u - \frac{U \times P_u}{100}$$

O volume da amostra (V), é determinado como segue, em balança de prato livre, de precisão de centésimos de grama:

Pesa-se um fio metálico fino = (a). Amarra-se este fio ao pedaço da amostra úmida e pesa-se o conjunto = (b). Mergulha-se esta amostra, suspensa pelo fio, em parafina derretida. Pesa-se então a amostra protegida por esta capa endurecida (densidade da parafina = $0,9 \text{ g/cm}^3$) = (c).

Pesa-se nesta mesma balança, um bēquer cheio de água destilada (densidade = $1,0 \text{ g/cm}^3$) = (d).

Depois, é pesada a amostra suspensa pelo fio, e mergulhada na água do bēquer = (e): assim o peso da amostra é diminuído pela força de Archimedes (igual ao volume total de amostra parafinada).

Com os dados, o volume da amostra (V) é calculado:

$$\text{Volume da amostra} = V$$

$$\text{Volume da parafina} = v$$

$$\text{Peso da amostra úmida } P_u = b-a$$

$$e = d + \{c - [c - (V+v)]\}$$

$$e = d + (V+v) \qquad V = (e-d) - \frac{c-b}{0,9}$$

$$v = \frac{c-b}{0,9}$$

Com o peso úmido do pedaço de amostra que foi parafinado (P_u) e a umidade (U) podemos calcular o Peso Seco (P_s)

$$P_s = P_u - \frac{U \times P_u}{100}$$

$$P_s = (b-a) - \frac{U \times (b-a)}{100}$$

Com o valor de \underline{Ps} e \underline{V} , temos a Densidade aparente \underline{Da} .

$$Da = \frac{Ps}{V}$$

C. Lâminas Delgadas

Das amostras coletadas, foram confeccionadas 68 lâminas delgadas. As amostras duras, foram laminadas diretamente. Algumas necessitaram de um pré-cozimento com bálamo do Canadá, antes do corte. Outras ainda, amostras muito friáveis e solos, foram previamente endurecidas por meio de resina poliéster (Verbeke, 1969).

D. Análise Mineralógica por Difração de Raios X

- Amostra Total

Foi feita análise mineralógica de amostra total, nos 63 exemplares coletados, por meio desta técnica. O aparelho utilizado é de marca Rigaku Denki, de ano de fabricação, 1976. As condições de operação foram as seguintes:

1250	V	velocidade do goniômetro = 1º/min
35	KV	velocidade do papel = 10 mm/min
15	mA	radiação K_{α} do Cu
TC = 1		filtro de Ni
CPS = 1000		varredura - 3a. a 60º

Esta análise foi feita sem padrão interno, preparando-se sobre janela de vidro, o pó da amostra, não orientado.

- Estudo de Argilas

Todas as amostras que apresentaram pico a 14 Å distinto, nos diagramas de raios X de amostra total, foram tratadas para identificação do tipo de mineral correspondente. Assim, investigou-se o pico 14 Å, de 22 amostras.

Os tratamentos dispensados, tem a finalidade de melhorar a resposta destes picos. Entre eles estão:
- Eliminação da matéria orgânica. - Eliminação da sílica e /ou ferro amorfo. - Separação da fração argila.

Para fins de identificação propriamente dita, estão: - saturação com cátions trocáveis. - glicolação e - aquecimentos.

- Eliminação da matéria orgânica

Foi feita apenas para três amostras, pois, em geral nenhuma contém teor significativo de material orgânico.

A amostra é colocada em bēquer de 600 ml e coberta com 75 ml de H₂O₂ a 40 volumes. O bēquer é tampado com vidro de relōgio e deixado durante uma noite. Na manhã seguinte, é adicionado mais 25 ml de H₂O₂ a 40 volumes, e o bēquer é colocado, sobre placa aquecida: duas horas em temperatura mīnima e 4 a 5 horas em temperatura m̄xima, atē que o excesso de H₂O₂ seja eliminado. A destruição da matéria orgânica termina, quando o líquido sobrenadante ficar līmpido e n̄o produzir mais espuma.

- Eliminação da sílica amorfa

Junta-se ā amostra 50 a 100 cm³ de NaOH 0,5 N. Agita-se, em agitador magnētico, atē suspens̄o ho-

mogênea, e aquece-se a 80°C de 1 a 5 min (Weber, 1975).

- Eliminação de sílica e ferro amorfos

Foi feita apenas para 4 das amostras, que apresentavam grande quantidade de ferro. Adiciona-se à amostra 50 cm³ de HCl 8 N e deixa-se 30 min em agitador magnético. Em seguida, a solução é centrifugada, e o líquido sobrenadante, jogado fora. O material depositado ao fundo é recolocado em suspensão com 50 cm³ de NaOH 0,5 N e levado a aquecimento durante 5 min (80°C). A solução é centrifugada e o líquido, descartado. Este ciclo é repetido duas vezes (Segalen, 1968).

- Separação da fração argila

Oito, das 22 amostras investigadas, não eram passíveis de desagregação e peneiramento. Nestas amostras, do tipo R/SG (rocha pouco alterada) os tratamentos foram efetuados, sobre o pó da amostra total. Para as demais, friáveis o suficiente, os tratamentos citados (eliminação de matéria orgânica, sílica e/ou ferro amorfos), foram feitos numa fração menor que 0,074 mm, obtida previamente por peneiramento a úmido.

A separação da fração argila (<2 μ) é feita, após os tratamentos químicos e estabilização da suspensão, por lavagens sucessivas em centrífuga, com água destilada. Não foi utilizado nenhum dispersante químico ou mesmo o ultra-som nesta estabilização. Ao serem colocadas em proveta, e levadas a volume de um litro, os pHs destas soluções eram de neutros a básicos, e, em geral, mais perto da neutralidade. A solução contendo apenas a fração argila, foi sifonada a 30 cm da superfície, após 24 h da agitação. O cálculo deste tempo, foi feito segundo a lei de Stokes (Stokes, 1851 in Suguio, 1973), a fração assim isolada sen

do $<2\mu$.

- Saturação com cátions trocáveis

A saturação da fração argila, ou amostra total, com cátions de K e Mg, é feita logo após recolhida a fração $<2\mu$ da proveta (ou lavagens após tratamento, no caso de amostras totais). Os eletrólitos utilizados, são soluções 1 N, de cloretos de cada um dos cátions. O material, em bēquer de 100 ml, misturado à solução, é levado à agitação mecânica por 3 ciclos de duas horas cada um, sendo que em todos eles, o eletrólito é renovado (Walker, 1958 in Lucas et al, 1959).

Após essa saturação, o material é lavado na centrífuga três vezes com água destilada e uma última vez com mistura em partes iguais de água e álcool etílico, 96%. A função do álcool é manter a pasta argilosa assim preparada, livre de fungos e impedir a formação de cristais dos sais utilizados para saturação.

- Glicolação

A argila saturada com Mg^{2+} é utilizada aos raios X nas mesmas condições indicadas para amostras totais. É suficiente uma varredura de 30 a 250. Em seguida, ela é deixada por uma semana, em dessecadora com vapores de etileno-glicol. Investiga-se aos raios X, de 30 a 150. Este teste de expansibilidade, permite distinguir esmectitas, de cloritas e vermiculitas (saturadas com Mg^{2+} , estas últimas não são expansivas).

- Aquecimentos

Inicialmente, é feito um aquecimento a 1100C,

das lâminas saturadas com K^+ . Isto permite distinguir imediatamente, os minerais de argila expansivos (vermiculitas-esmectitas), onde a reflexão 001 de 14 ou 15 Å se desloca para 12 ou 10 Å, dos minerais interestratificados e das cloritas, onde os espaçamentos não variam a esse aquecimento (Robert, Tessier, 1974). O aquecimento a 525°C, distingue esmectitas e vermiculitas, de cloritas expansivas. Enquanto nas duas primeiras, verifica-se o colapso da estrutura para 10 Å, clorita se mantém a 14 Å (Brown, 1971).

Nos dois testes de aquecimento, é suficiente investigar de 30 a 150. As condições da aparelhagem são as mesmas já descritas.

- Estudo de Argilas por Análise Térmica Diferencial

Para as amostras onde as análises dos picos a 14 Å, por intermédio dos raios X, identificaram esmectitas, foi realizado um estudo de ATD, com a finalidade de distinguir o caráter di ou trioctáédrico das mesmas, ou seja, a natureza dos cátions presentes nestas esmectitas (Chantret et al., 1971).

O aparelho utilizado é de marca Rigaku e foi utilizado nas condições:

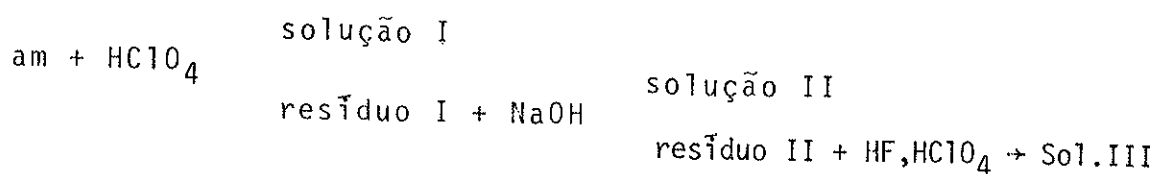
velocidade de aquecimento da amostra - 200/min
velocidade do papel - 5 mm/min

E. Análises Químicas

Para o estudo geoquímico das 63 amostras, realizou-se 72 análises de amostra total do tipo seletivo (ataque perclórico) e 31 análises do tipo ataque total (fluorização e fusão alcalina) para amostras portadoras de mais de 5% de piroxênios e/ou talco.

- Ataque químico tipo seletivo

Este tipo de análise, permite distinguir a quantidade, de duas formas diferentes de sílica: a sílica dos silicatos (juntamente com a amorfa), da sílica livre (quartzo). Se a amostra contém piroxênio ou talco, e não é portadora de sílica livre, este mesmo tipo de análise, serve para determinar a quantidade destes minerais presentes na rocha. O esquema (Trescases, 1975, Oliveira, 1980) de de composição é:

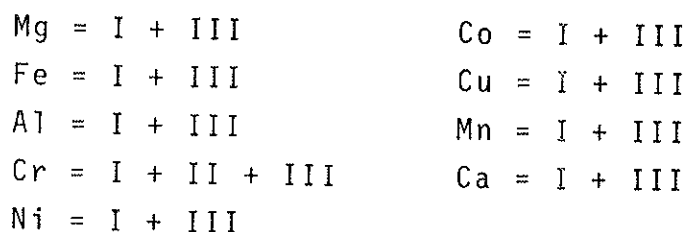


resíduo II = piroxênio, talco, quartzo

A soma de sílica amorfa e dos silicatos (sílica solúvel), é calculada como:

$$\underline{\text{SiO}_2 \text{ sol.}} = \text{resíduo I} - \text{resíduo II}$$

Das soluções, são dosados os elementos:



- Ataque total - Fusão

Algumas das amostras, com teor elevado em talco e/ou piroxênios, insolúveis ao ataque perclórico, não foram bem decompostas por fluorização posterior do resíduo insolúvel (resíduo II). Para estas, realizou-se fusão com

carbonato de sódio anidro.

am + Na₂CO₃ $\xrightarrow[\Delta]{1000\text{ }^{\circ}\text{C}}$ massa de fusão + HCl + HClO₄ solução
resíduo

O peso do resíduo é o peso da sílica (inclui sílica dos silicatos, amorfa e livre).

Da solução, são dosados: Mg, Fe, Al, Cr, Ni, Co, Cu, Mn e Ca.

Todos os elementos das soluções obtidas dos diversos tipos de ataque, foram dosados por espectrofotometria de absorção atômica. O aparelho utilizado, é de marca Varian Techtron (modelo 1250).

Para isso, foram utilizados dois tipos de padrões sintéticos, de composições aproximadas às de dunitos frescos (padrão D) e alterados (padrão L). (Tabela 3).

A perda ao fogo, em todos os tipos de análise, foi calculada à parte, sobre uma alíquota (seca a 110°C) de 0,1 g, e calcinada a 1000°C durante 1 hora.

TABELA 3 - PADRÕES SINTÉTICOS

Elementos	Concentração dos Elementos na Solução - Mãe Padrão D (ppm)	Padrão L (ppm)
Ni	30,09	25,16
Cr	20,00	80,00
Co	1,00	2,00
Cu	0,59	0,68
Mn	6,72	23,20
Al	50,00	160,00
Ca	3,00	0,40
Mg	350,00	50,00
Fe	430,00	800,00

CAPÍTULO III

Dezessete amostras compõem as três sequências evolutivas de alteração de rochas originalmente duníticas. Nos três casos, os exemplares encontram-se totalmente serpentinizados. A diferença entre as três, reside no grau dos esforços tectônicos sofridos e, em alguma diferença mineralógica.

Para os serpentinitos verde-amarelos, a densidade das amostras caracterizadas como rocha (R), está entre 2,54 e 2,33 g/cm³. No próximo estágio de alteração, rocha pouco alterada (R/SG), as densidades situam-se no intervalo de 2,23 a 2,04 g/cm³. O fácies saprolito grosseiro a fino (SG/SF) está representado por amostras na faixa de 1,68 a 0,98 g/cm³. Existe apenas um exemplar característico de solo, amostrado, sobre a alteração destes serpentinitos verde-amarelos.

1. EVOLUÇÃO MINERALÓGICA NO DECORRER DA ALTERAÇÃO

A. Sequência Evolutiva I (Tabela 4)

O ponto de amostragem é localizado em encosta suave, quase no topo de uma elevação. A sequência é representada por dois exemplares (P3-1 e P3-2). Afloramento quase sem alteração, esta aparece apenas na forma de alguns bolsões (métricos), mais alterados, na própria rocha fresca.

A rocha (R) é de coloração esverdeada e às vezes mostra uma alternância de camadas pretas e amareladas, milimétricas. Sua textura é afanítica e ocasionalmente pode ser notado a olho nu, uma estrutura reticulada, onde os centros são de cor clara, amarelo-esverdeados, e o

retículo propriamente dito, é preto.

Microscopicamente, representa um serpentinito de estrutura reticulada, com pouca deformação tectônica, evidenciada por discreto alongamento de um retículo originalmente poliédrico. O reticulado é formado de magnetita em grãos muito finos. No centro existem serpentinas de dois tipos: envolvendo o núcleo, está uma serpentina fibrosa (I) bem cristalizada, cujas fibras são dispostas perpendicularmente ao retículo. O núcleo é uma massa de serpentina microcristalina (II). Essas duas serpentinas, parecem mineralogicamente constituídas de lizardita (Girardi, 1974). Além dessas serpentinas ocorrem alguns cristais xenomórficos de cromita com borda de reação, envolta por mineral microcristalino micáceo, tipo clorita ou vermiculita. A quase totalidade das rochas com olivina, parcialmente serpentinizadas do mundo, mostra esse tipo de estrutura com retículo de malhas de serpentina (I) e magnetita, envolvendo núcleos de olivina (Caillère, 1936; Deer et al., 1962; Trescases, 1975; Oliveira, 1980). Estes últimos, sendo aqui substituídos por serpentina II microcristalina. Essa pode ser considerada como sendo formada posteriormente à primeira.

Essa rocha é comprovadamente derivada da serpentinação de um dunito, a olivina sendo transformada em serpentina em duas gerações, com produção de magnetita.

O único representante da alteração meteórica da rocha nesta sequência evolutiva, amostra P3-2, coletada num bolsão de alteração, como citado anteriormente é de fácies saprolito grosseiro a fino (SG/SF). Macroscopicamente, mantém a estrutura herdada da rocha mãe. A coerência ainda é muito forte, o mesmo reticulado permanece, mas apresenta-se amarelo-claro esbranquiçado a esverdeado. Microscopicamente, confirma-se a manutenção da estrutura. Num estágio primário da alteração, nota-se mudança na cor de interferência da serpentina I de cinza para amarelo, enquanto a ser

pentina II permanece cinza. O reticulado de magnetita entretanto, começa a ser oxidado. Depois, as serpentinas I e II sofrem transformação num argilo-mineral do tipo esmectita: essa alteração conserva a forma dos cristais de serpentina, e se traduz ao microscópio, apenas pela mudança de cor (verde), e da birrefringência. A fig.5 mostra a evolução mineralógica da sequência evolutiva I, vista nos diagramas de difração de RX: o serpentinito fresco (P3-1) e seu correspondente no fácies SG/SF (P3-2). A identificação do pico 14 Å de P3-2 está representado na fig.6 seguinte onde foi separada a fração argila para este fim. Os picos são característicos de argilas expansivas, tipo esmectitas, o que identifica o produto de alteração da serpentina. Pelo que se pode inferir da análise química desta amostra (vide adiante), trata-se de uma esmectita ferruginosa: nontronita. Foi feito também diagrama de ATD do pó de P3-2 total, este mostrando essencialmente a presença de serpentina. Pelo que se pode deduzir, ainda neste fácies, a maior parte da serpentina resiste à alteração meteórica.

B. Sequências Evolutivas II e III (Tabela 4)

As duas podem ser discutidas ao mesmo tempo, pois a única diferença, é um esforço tectônico mais intenso nesta última. Estas sequências são representadas essencialmente por amostras de serpentinito do ponto P1, com alguns exemplares dos pontos P7, P2 e P5 completando a evolução. Todos estes pontos situam-se em platôs ou encostas suaves.

A rocha (R) é cinza escura ou verde. Eventualmente, nota-se alternância de camadas verdes ou amarelas, com camadas pretas (ambas milimétricas). Podem aparecer filões milimétricos, discordantes da estrutura da rocha. A rocha fresca aflora, coberta apenas por delgada camada de solo vermelho a amarelado de no máximo um metro.

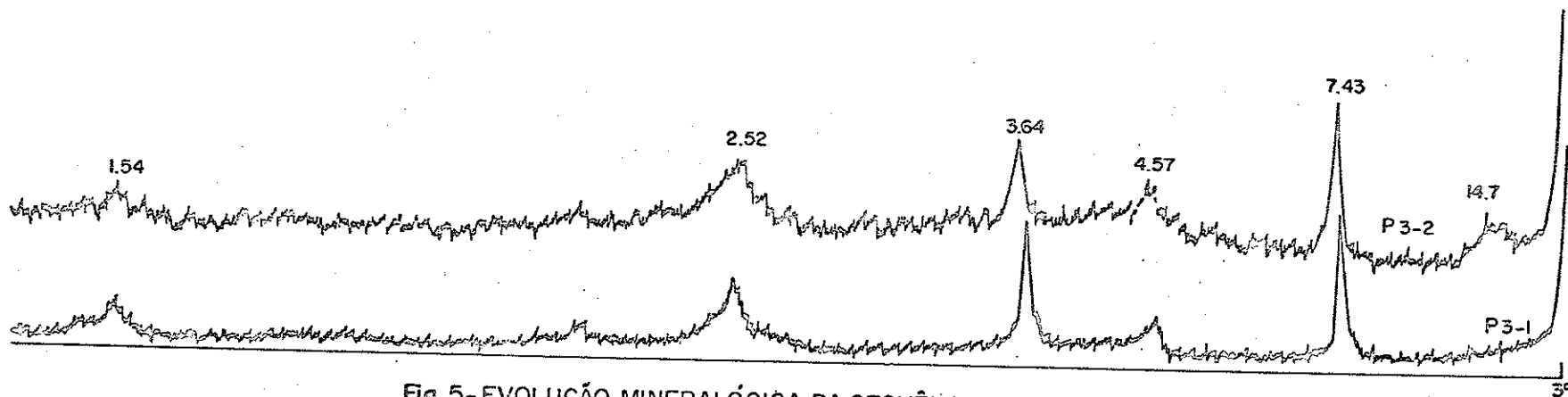


Fig. 5- EVOLUÇÃO MINERALÓGICA DA SEQUÊNCIA EVOLUTIVA -I

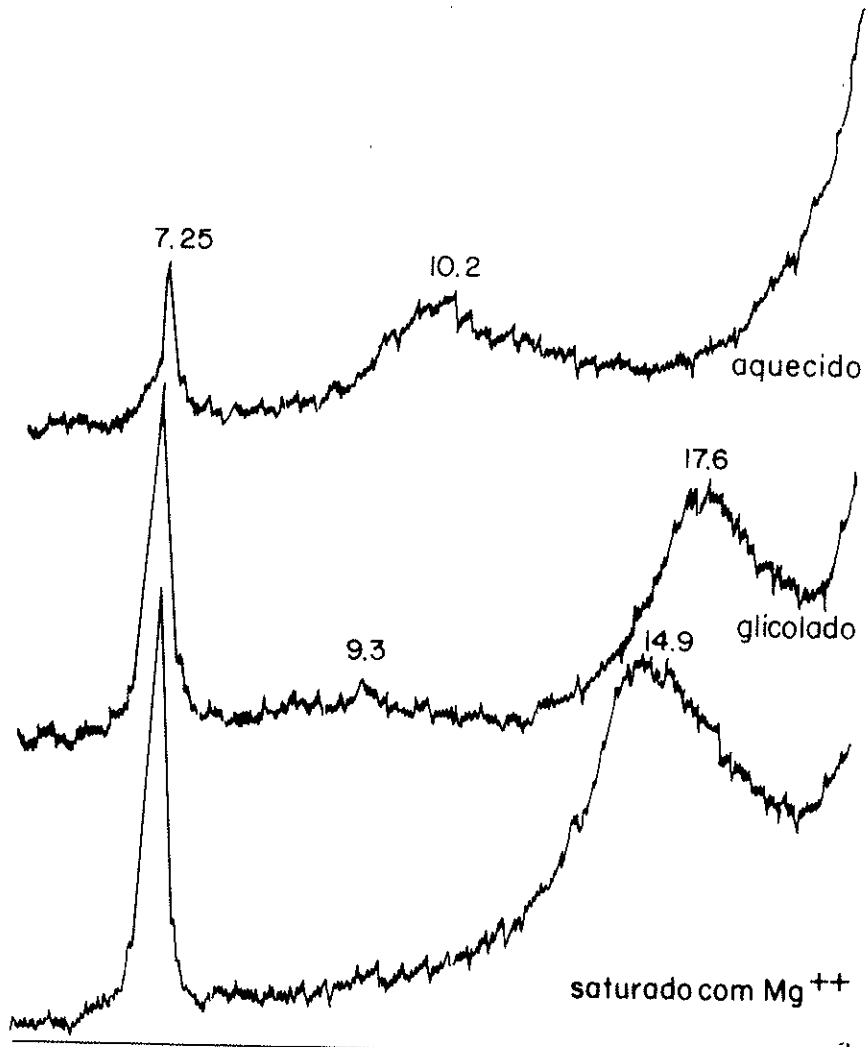


Fig. 6 - SERPENTINITO (ex-dunito) P_{3-2} ($< 2\mu$) 3°

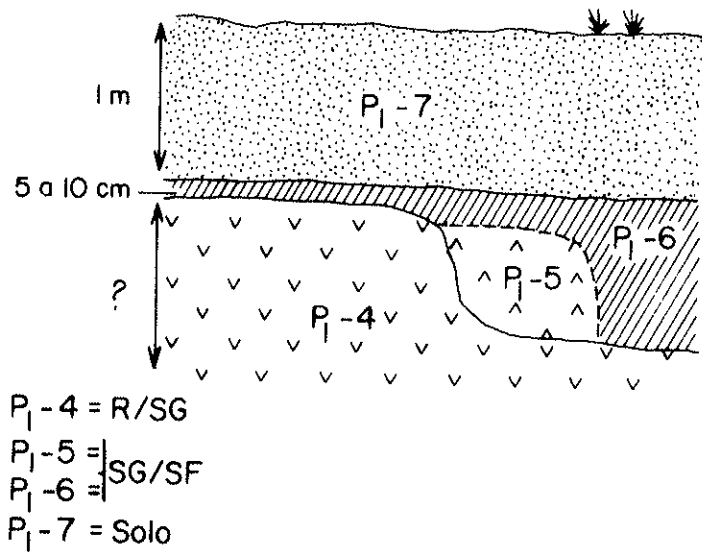


Fig. 7 - ESQUEMA DO PONTO P_1

TABELA 4 - SEQUÊNCIAS EVOLUTIVAS DE SERPENTINITOS (EX-DUNITOS)

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA I
SERPENTINITO VERDE - POUCO DEFORMADO

Amostra	Tipo	D.A.	U(Ps)
P3-2	SG/SF	1,68	18,83
P3-1	R	2,33	5,77

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA II
SERPENTINITO VERDE - CINZA
DUNITO SERPENTINIZADO E TECTONIZADO

Amostra	Tipo	D.A.	U(Ps)
P1-7	Solo	-	39,23
P1-5	SG/SF	0,98	57,12
P1-6	SG/SF	1,05	8,00
P7-3	SG/SF	1,18	18,13
P7-4	SG/SF	1,19	30,44
P1-4	R/SG	2,04	11,35
P1-2	R/SG	1,80	16,76
P1-3	R/SG	1,98	7,56
P1-1	R/SG	2,03	7,01
P7-1	R	2,49	1,04
P7-2	R	2,54	0,90

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA III
SERPENTINITO CINZA
DUNITO SERPENTINIZADO E MUITO TECTONIZADO

Amostra	Tipo	D.A.	U(Ps)
P5-4	SG/SF	1,65	17,34
P1-8	R/SG	1,92	2,47
P2-4	R/SG	2,23	0,23
P2-1	R	2,52	1,31

D.A. = Densidade aparente

U(Ps) = Umidade relativa ao peso seco

Tipo = Fácies de alteração

Microscopicamente, os componentes do serpentinito fresco (R) são dispostos em camadas mais ou menos paralelas, refletindo o esforço tectônico sofrido. Na sequência II ainda pode ser reconhecido o retículo de magnetita e serpentina I, mas deformado, achatado. Na sequência III (amostra P2-1) a serpentina ocorre em grandes fibras alongadas (crisotila) associadas a clorita, dispostas em camadas de feixes paralelos. Os serpentinitos II e III são mineralogicamente iguais aos da sequência I, acrescidos deste esforço tectônico maior com desaparecimento do retículo de magnetita à medida que o esforço tectônico aumenta. As amostras P7-1 e P7-2 (sequência II) possuem um mineral a mais que os serpentinitos habituais: trata-se de vermiculitas soltas, em grandes cristais, dispostas paralelamente às pseudocamadas de serpentina/magnetita (retículo achatado). A essas vermiculitas podem estar associados filões discordantes de quartzo microcristalino (P7-1) e de periclásio possivelmente (P7-2). O estudo mineralógico mostrou que a quantidade de vermiculita pode ser expressiva. Na amostra P7-1, chega a se equiparar à quantidade de serpentina.

A alteração, no caso das sequências II e III, sempre foi amostrada em bolsões ou em alguma alteração lateralmente à rocha fresca. No ponto P1 (Fig.7), a rocha pouco alterada, representada pelas amostras P1-1, P1-2, P1-3 e P1-4, cuja espessura não se conhece, é recoberta por uma delgada camada de 5 a 10 cm de saprolito escuro (P1-6) com bolsões amarelos (P1-5), que passa ao solo vermelho a amarelado, numa camada sobrejacente de no máximo 1 metro de espessura (P1-7). No caso dos pontos P2, P5 e P7, a alteração também é apenas lateral ou como bolsões dentro da rocha fresca.

Macroscopicamente, o fácies R/SG, amostras P1-1, P1-3, P1-2 e P1-4 da sequência II, e P2-4 e P1-8 da sequência III, mostra perfeitamente a estrutura original,

mantêm coesão forte a média, mas sua coloração entretanto, muda para verde claro a esbranquiçada. Ao microscópio, esta fácies já apresenta oxidação do retículo de magnetita; alguns núcleos de serpentina II são coloridos de marrom, quase amorfos, e a serpentina I muda sua cor de interferência de cinza para amarelo. Contudo, o estudo mineralógico não evidenciou neste estágio, a neoformação de nenhum mineral, sendo que a serpentina se mantém inalterada.

No fácies SG/SF (amostras P7-4, P7-3, P1-6 e P1-5, da sequência II e P5-4 da sequência III), ainda se reconhece macroscopicamente a estrutura original; contudo, sua coloração é bem avermelhada, ou amarelo-esverdeada no caso de P7-4 e P7-3, e marrom escuro no caso de P1-6 e P1-5; e a rocha já perde francamente sua coesão. Microscopicamente é comprovada a conservação da estrutura da rocha (à exceção de P1-5). A serpentina está quase totalmente transformada em esmectita microcristalina, com conservação da forma geral da serpentina inicial. Em P7-3 e P7-4, a vermiculita sofre o mesmo tipo de transformação em esmectita esverdeada, mas de cristalinidade melhor. A magnetita existente transforma-se totalmente em goethita. Cromita aparece sempre parcialmente corroída. P5-4 (amostra alterada de uma zona de falha) apresenta a mesma textura fibrosa que a rocha fresca P2-1, mas as fibras de crisotila são parcialmente alteradas em esmectita, enquanto clorita permanece intacta; além destes minerais, esta amostra possui um pouco de talco, e alguns filões de quartzo microcristalino. Todas as esmectitas foram quimicamente identificadas como nontronita. Em P1-6 e P1-5, os termos mais alterados deste fácies, a antiga estrutura da rocha é menos facilmente reconhecida, ou pode ser parcialmente apagada (P1-5). A baixa densidade, é devida a uma estrutura muitas vezes "esvaziada", com vários buracos. Nestas amostras já existe uma certa importação de material, principalmente sob forma de grãos de quartzo corroídos em P1-5. Os minerais dos serpentinitos ainda são reconhecíveis ao microscópio, corroi-

dos (cromita, espinélio verde) ou alterados em esmectitas (antiga serpentina), sempre muito coloridos por goethita, e imersos numa matriz goethítica criptocristalina. Os raios X revelam também a presença de talco e de caolinita abundantes nessa matriz, junto com a goethita e um pouco de clorita. Como os grãos de quartzo, talco e caolinita devem representar uma fração não derivada da alteração do serpentinitos, mas importada nesses horizontes superficiais ao contato do solo; o estudo geoquímico contribuirá para esclarecimento desse ponto.

No solo amostrado, Pl-7, não existe estrutura de rocha, tanto macroscópica quanto microscópicamente. A coesão é quase nula e a cor é marrom avermelhada. Quartzo é abundante numa matriz essencialmente goethítica e caolinitica.

A tabela 5 resume a visão semiquantitativa da presença dos diferentes minerais ao longo dos passos sucessivos da alteração.

C. Filiações Mineralógicas

A olivina, constituinte principal dos dunitos, passando por processo de serpentinização, produziu uma estrutura poliédrica, como já foi dito, onde o reticulado é desenhado por magnetita e os núcleos são ocupados por serpentina fina II (lizardita) envoltas por malhas de serpentina I, mais bem cristalizada (lizardita). Pode ainda, ocorrer serpentina III nos fácies mais tectonizados. Essas fibras são dispostas em filões ou mais geralmente em camadas de feixes paralelos, onde as fibras de crisotila se associam à clorita. Em alguns casos, a hidratação dos dunitos se traduziu também pela gênese de grandes cristais de vermiculita. Os minerais acessórios são a cromita e magnetita, essa última parecendo ocorrer em quantidades pro-

TABELA 5 - AVALIAÇÃO SEMI-QUANTITATIVA DOS MINERAIS NA ALTERAÇÃO DE DUNITOS SERPENTINIZADOS

Fácies Minerais	R	R/SG	SG/SF	Solo*
Olivina	-	-	-	-
Piroxênios	(+)	-	-	-
Espinélios verdes	(+)	(+)	(+)	-
Cromita	++	++	++	++
Vermiculita	+	+	-	-
Clorita	+	+	+	(+)
Serpentina	+++	++	+	(+)
Magnetita	++	+	-	-
Periclásio	(+)	-	-	-
Talco	-	-	+	+
Goethita	-	+	++	+++
Esmectita	-	+	+++	++
Kaolinita	-	-	(+)	++
Quartzo	(+) filões	(+) filões	+	++

*Solo = Produtos de intemperismo mais importados

- +++ abundante
- ++ frequente
- + escasso
- (+) traços
- ausente

porcionais à intensidade do esforço tectônico. Alguns raros ortopiroxênios presentes estão serpentinizados, apresentando textura bastítica.

A partir destes minerais existentes na rocha fresca, produzidos pela hidratação de rochas duníticas (por processos de serpentização e subordinadamente cloritização e vermiculitização), podemos resumir sua evolução mineralógica ao longo do processo intempérico:

No fácies R/SG, início da alteração, as serpentinas I, II (lizardita) e III (crisotila), parecem essencialmente resistir a alteração, a não ser um pouco de coloração por hidróxidos de ferro e uma discreta evolução em direção a argilo-minerais de estrutura 14 Å (clorita-vermiculita ou clorita), evidenciada em lâminas delgadas por um aumento do relevo e da birrefringência (os raios X dando basicamente os picos da serpentina). A magnetita sofre uma pequena oxidação também liberando hidróxidos de ferro. A clorita, a cromita e a vermiculita, mantêm-se inalteradas, neste estágio.

No fácies mais alterado, SG/SF, todas as serpentinas e também a vermiculita, sofrem transformação maciça em nontronita, associada a um pouco de goethita, embora a crisotila possa, em parte, permanecer. Toda a magnetita, é oxidada para goethita. As cromitas permanecem, mas bastante corroídas. A clorita em geral resiste.

Como a camada de solo é constituída por material essencialmente oriundo da alteração de granitos, não é possível acompanhar a evolução destes dunitos serpentinizados até este estágio.

2. ASPECTOS GEOQUÍMICOS DA ALTERAÇÃO SUPERFICIAL

O andamento da alteração do ponto de vista

químico, para os dunitos serpentinizados, é caracterizado pelas perdas e ganhos de seus elementos maiores: SiO_2 e MgO principalmente, e Fe_2O_3 . Entre os outros elementos do sados: Ni, Co, Cr, Mn, Al, Ca e Cu, o último não será discutido, pois em todas as amostras, desde rocha até solo, seu teor está sempre abaixo de 0,01%.

A. Dados Ponderais

A tabela 6 fornece a composição química de todas as amostras de serpentinitos derivados de dunito, por hidratação. Há uma semelhança muito grande entre todas as amostras representativas de um mesmo fácies de alteração, qualquer que seja a sequência evolutiva. Isso é particularmente evidente nos fácies R (rocha fresca) e R/SG (rocha pouco alterada). No fácies SG/SF, P3-2 e P5-4 são nitidamente menos evoluídas que as amostras P7-3, P7-4, P1-6 e P1-5. Assim sendo, neste estágio, distinguiu-se 3 populações distintas de amostras. Essa similaridade de comportamento em cada fácies, fez com que a evolução de cada elemento fosse discutida em conjunto para todos os serpentinitos verde-amarelos (ex-dunitos), independente mente das três sequências, que refletem apenas a intensidade do esforço tectônico sofrido, mas não se traduz por modificações químicas.

O comportamento de cada elemento pode ser discutido em termos relativos, a partir dos dados ponderais (análise química em porcentagens):

A perda ao fogo na rocha (R), situa-se por volta de 12,5%. À medida que a alteração meteórica avança, esta porcentagem aumenta gradualmente passando por 12,7% em R/SG, 12,9% em SG/SF até 15,1% nos solos. Este aumento reflete a presença de minerais mais hidratados com a progressão dos fácies.

A sílica aparentemente sofre conservação ou até mesmo enriquecimento relativo, especialmente na transição entre rocha pouco alterada (R/SG) e saprolito grosseiro a fino (SG/SF). De 40% em média na rocha (R), passa até 42,5% em R/SG e excepcionalmente a 51% (SG/SF) no caso de P5-4 (filões de quartzo).

A magnésia é evidentemente lixiviada: de 37,3% em média na rocha (R), passa a 34,6% na rocha pouco alterada (R/SG) e em etapas sucessivas no fácies SG/SF, a 26,4%; 8,2%; 6,1% (no solo até 1,2%).

Os teores de óxido de cálcio são muito baixos: em geral no limite de dosagem. Em consequência, nenhum comportamento pode ser traçado.

O teor em óxido de ferro sofre evidentemente o efeito da soma a 100 devido a grande lixiviação do magnésio, passando de 7,6% na rocha (R) até 18% e excepcionalmente a 38,6% (P1-6 e P1-5). Mais à frente será visto, que este, na realidade, sofre perfeita conservação.

A alumina tem um comportamento muito parecido com o óxido de ferro: de 1% em média na rocha fresca, passa a 1,6% na rocha pouco alterada (R/SG) e rapidamente a 11,8% no SG/SF. O fato se deve à importação de Alumínio encontrado nos fácies mais alterados, de origem extra-ultramáfica, dos granitos da vizinhança, presente nas caolinitas.

O óxido de cromo, é enriquecido relativamente, principalmente no fácies SG/SF. De 0,16% em média na rocha (R), passa nesse estágio, SG/SF, a 0,75%. Tal comportamento é explicado pela resistência da cromita aos processos intempéricos.

O óxido de manganês tem o mesmo comportamen

to do crômio: de 0,1% na rocha (R) chega até a 0,8% em SG/SF.

O óxido de níquel parece enriquecido relativamente. De 0,3% na rocha (R), chega até 0,9% na R/SG, para em seguida ir retomando o teor inicial.

Devido aos teores baixos, próximos ao limite de dosagem, o cobalto não pode ser bem caracterizado. Parece haver um enriquecimento em SG/SF onde o teor chega a 0,28%, frente a 0,01% da rocha (R).

A tabela 7 apresenta os dados ponderais médios para cada um dos fâcies: rocha (R) juntamente com a composição do serpentinito médio de Girardi, 1974, rocha pouco alterada (R/SG) e para três etapas de evolução do fâcies SG/SF. A conclusão mais importante que estes dados oferecem é que a discrepância existente entre o comportamento da sílica e da magnésia, ou seja: a pouca perda da primeira em relação à forte lixiviação da segunda, traduz a alteração de silicato magnésiano (serpentina) em silicato ferruginoso (nontronita).

B. Dados Volumétricos

A conservação da estrutura da rocha no decorrer da alteração, permite a avaliação do balanço absoluto da evolução supérgena (Millot e Bonifas, 1955): se considerarmos um volume constante para a rocha (caso em que a estrutura é mantida), durante todo o processo de alteração, as perdas e ganhos de cada elemento, ficam assim, bem caracterizadas. Estes dados são obtidos multiplicando-se os valores ponderais pela densidade de cada amostra. Os resultados expressos em gramas de óxido por 100 cm³ de amostra são plotados nas figuras: Fig.8 (SiO₂); Fig.9 (MgO) ; Fig.10 (Fe₂O₃); Fig.10 (Al₂O₃); Fig.11 (NiO); Fig.11 (MnO₂) e Fig.12 (Cr₂O₃).

TABELA 6 - DADOS PONDERAIS - SERPENTINITOS VERDE - AMARELOS

SEQUENCIA EVOLUTIVA I

	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total
SG/SF	P3-2	41,7	26,8	0,07	12,7	2,31	0,71	0,21	0,59	0,01	12,9	98,00
R	P3-1	38,8	37,2	0,06	7,6	0,37	0,12	0,05	0,28	0,01	13,9	98,39

SEQUENCIA EVOLUTIVA II

	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total
Solo	P1-7	39,1	1,24	0,02	27,19	15,49	0,58	0,31	0,33	0,04	15,1	99,40
	P1-5	24,5	6,96	0,01	38,60	13,00	1,87	0,82	0,94	0,19	12,7	99,59
SG/SF	P1-6	22,9	5,30	<0,005	38,60	17,76	1,61	0,60	0,66	0,18	12,3	99,91
	P7-3	39,0	9,03	0,63	16,71	18,80	0,10	0,26	0,38	0,28	13,8	99,00
	P7-4	40,3	7,29	0,25	18,07	17,47	0,06	0,27	0,19	0,02	15,1	99,05
R/SG	P1-4	38,7	30,67	0,02	12,52	1,48	0,35	0,20	0,97	0,03	12,2	97,14
	P1-2	38,6	37,6	0,05	11,30	1,22	0,13	0,10	0,75	0,02	12,7	102,47
	P1-3	42,0	35,4	0,06	8,60	0,74	0,20	0,09	0,72	0,02	13,1	100,93
	P1-1	38,5	37,8	0,05	9,60	1,22	0,10	0,09	0,72	0,11	12,9	101,09
R	P7-1	39,2	37,8	0,18	9,00	2,53	0,15	0,07	0,25	0,01	12,8	101,99
	P7-2	40,1	39,3	0,05	7,80	0,31	0,13	0,06	0,27	0,01	12,5	100,53

SEQUENCIA EVOLUTIVA III

	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total
SG/SF	P5-4	51,0	26,00	0,08	8,73	1,30	0,14	0,06	0,76	0,01	12,6	100,63
R/SG	P1-8	40,8	31,09	<0,005	10,34	1,98	0,21	0,12	0,41	0,01	13,4	98,36
	P2-4	42,5	35,23	0,01	7,08	1,07	0,24	0,10	0,33	0,01	12,0	98,57
R	P2-1	41,3	34,82	<0,005	7,48	1,11	0,25	0,11	0,34	<0,005	12,4	97,81

TABELA 7 - DADOS PONDERAIS E DENSIDADES MÉDIOS POR FÁCIES DE ALTERAÇÃO-SERPENTINITOS (EX-DUNITOS)

	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total	Nº de Amostras	D.A.
SG/SF(3)	23,7	6,1	<0,005	38,6	15,4	1,74	0,71	0,80	0,18	12,5	99,73	2	1,0
SG/SF(2)	39,7	8,2	0,44	17,4	18,1	0,10	0,26	0,29	0,15	14,5	99,14	2	1,2
SG/SF(1)	46,3	26,4	0,08	10,7	1,80	0,43	0,14	0,68	0,01	12,8	99,34	2	1,7
R/SG	40,2	34,6	0,03	9,9	1,28	0,21	0,12	0,65	0,03	12,7	99,72	6	2,0
R	39,9	37,3	0,07	8,0	1,08	0,16	0,07	0,28	0,01	12,9	99,77	4	2,5
R Girardi	39,75	39,19	0,02	7,2	0,92	0,30	0,07	0,26	0,01	12,3	100,02	-	-

O comportamento da sílica - conforme é visto no gráfico DA x g/100 cm³ (Fig.8), a sílica sofre evacuação ao longo dos fâcies de alteração: a partir da rocha fresca, passando por R/SG, até um estágio inicial do fâcies SG/SF representado pelas amostras P5-4 e P3-2, a velocidade de evacuação é constante. Desde então, sofre ligeira aceleração nesta velocidade de perda para a partir de um estágio intermediário de SG/SF (P7-4 e P7-3), esta velocidade aumentar visivelmente (momento em que a neoformação dos argilo-minerais do tipo nontronita cessa totalmente). Como resumido na tabela 8, da rocha fresca (R), (P3-1, P7-2, P7-1 e P2-1) até R/SG (P2-4, P1-3, P1-4, P1-1, P1-8, P1-2), a rocha perde 19% da sua quantidade total de sílica. A partir daí em direção ao fâcies SG/SF, pode-se separar na fig.8, três populações distintas de amostras: num estágio inicial deste fâcies (1) a rocha perde 21% da sílica total (P3-2 e P5-4), intermediariamente 52% (P7-3 e P7-4) e no termo mais alterado, essa perda chega rapidamente a 76% da sílica inicial (P1-6 e P1-5).

O comportamento do MgO - a perda de MgO, vista na Fig.9, é comparativamente mais rápida que a de sílica nos estádios de R a R/SG e de R/SG até o estágio menos alterado de SG/SF. A partir desse ponto, as perdas se dão cada vez mais vagorosamente, ao contrário do que ocorre com a sílica. Através desse esquema, podemos perceber que, a grosso modo, SiO₂ e MgO possuem o mesmo comportamento, embora no detalhe, ao longo dos fâcies cada vez mais evoluídos, suas tendências sejam a cada passo, opostas. Grande parte do intervalo onde a curva sofre uma quebra na velocidade de perda, corresponde ao estágio onde a formação de argilo-minerais do tipo nontronita é mais maciço, indicando alguma contribuição desse elemento à constituição desse mineral.

A tabela 8 mostra que a perda, a partir da rocha (R) até R/SG é de 26% do MgO inicial. Daí até o está

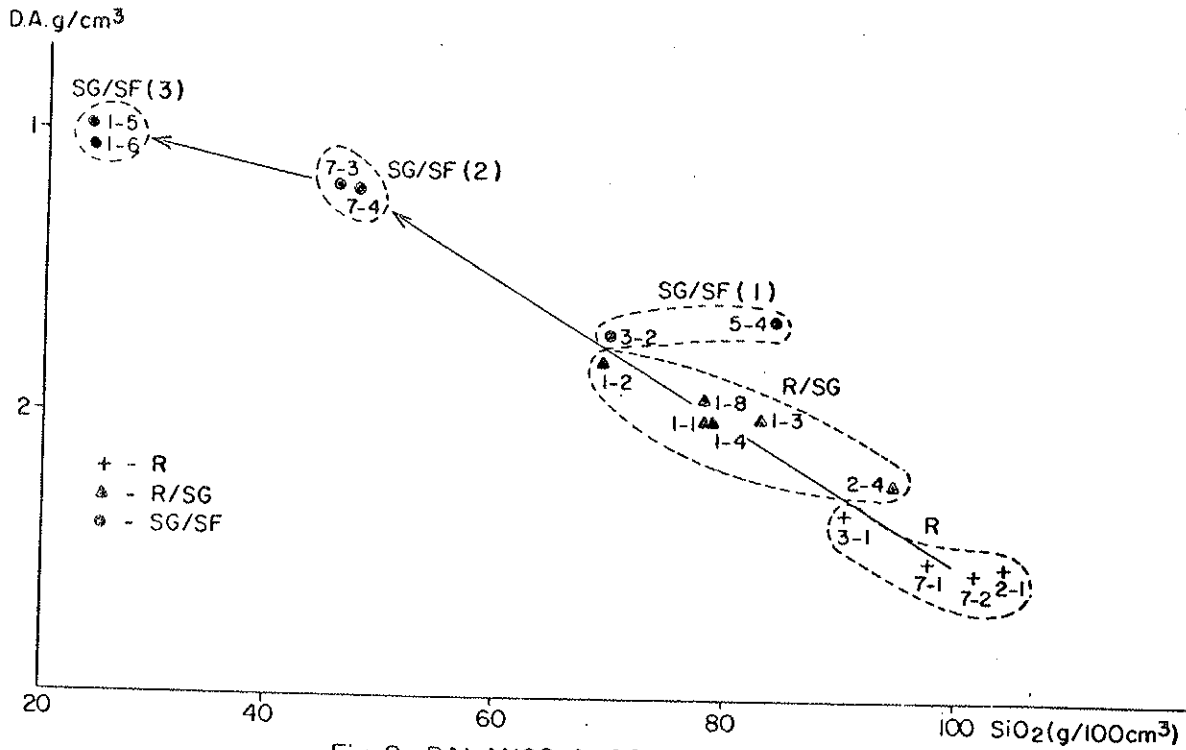


Fig. 8 - BALANÇO A ISOVOLUME DE SiO₂
(ex - dunito)

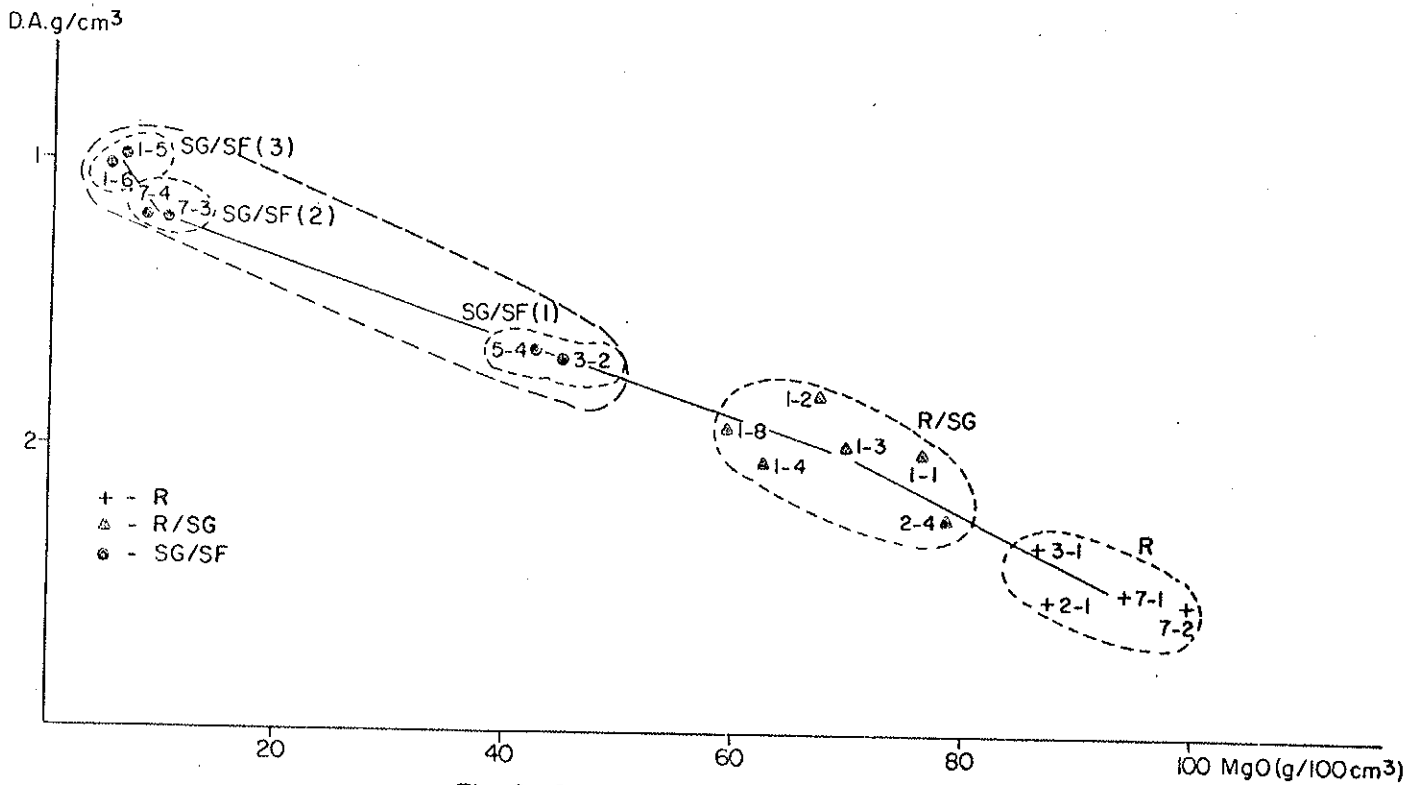


Fig. 9 - BALANÇO A ISOVOLUME DE MgO
(ex - dunito)

dio menos evoluído de SG/SF, hã uma perda de 52% do MgO inicial. Nos termos finais deste fãcies, 93% do MgO total jã foi lixiviado.

O comportamento do Fe_2O_3 , MnO_2 , Al_2O_3 e Cr_2O_3 - Os quatro õxidos, como se pode ver pelas figs. 10, 11 e 12, possuem comportamentos extremamente prõximos. Estes, nã sofrem nenhuma perda ao longo da alteraçã, agindo como elementos residuais. A Exceçã do Al_2O_3 , no termo extremo do fãcies SG/SF, todos õs outros õxidos apresentam uma porção importada de iluviaçã, denunciando o limite com o solo.

No caso do alumĩnio essa importaçã õ forte, principalmente na fase intermediãria do fãcies SG/SF. Isto faz supor o alumĩnio mais mõvel que o crõmio e tam bẽm o ferro, instalando-se em estãdios menos alterados que os dois õltimos.

O comportamento do NiO - Dentre os elementos pouco mõveis, o nĩquel possui comportamento peculiar. Como se pode ver pela fig. 11, apresenta tendẽncia ã conservaçã, mas ao contrãrio dos õxidos anteriormente discutidos, essa conservaçã nã õ igualmente distribuída por todos os fãcies: na transiçã entre rocha pouco alterada (R/SG) e a faixa menos evoluída de SG/SF, sofre um enriquecimento, para voltar ã quantidade inicialmente existente na rocha, ao termo final da evoluçã. No caso das amostras P7-3 e P7-4, parece haver tendẽncia ã perda de nĩquel durante o processo de alteraçã.

O CoO e o CaO - o comportamento do CoO e CaO nã são evidentes. A Exceçã de P7-3 e P1-1 para o cobalto, e P7-1, P7-4 e P7-3 para o cãlcio os teores são extremamente baixos e nenhum padrão pode ser definido.

A tabela 7 fornece dados ponderais e densi

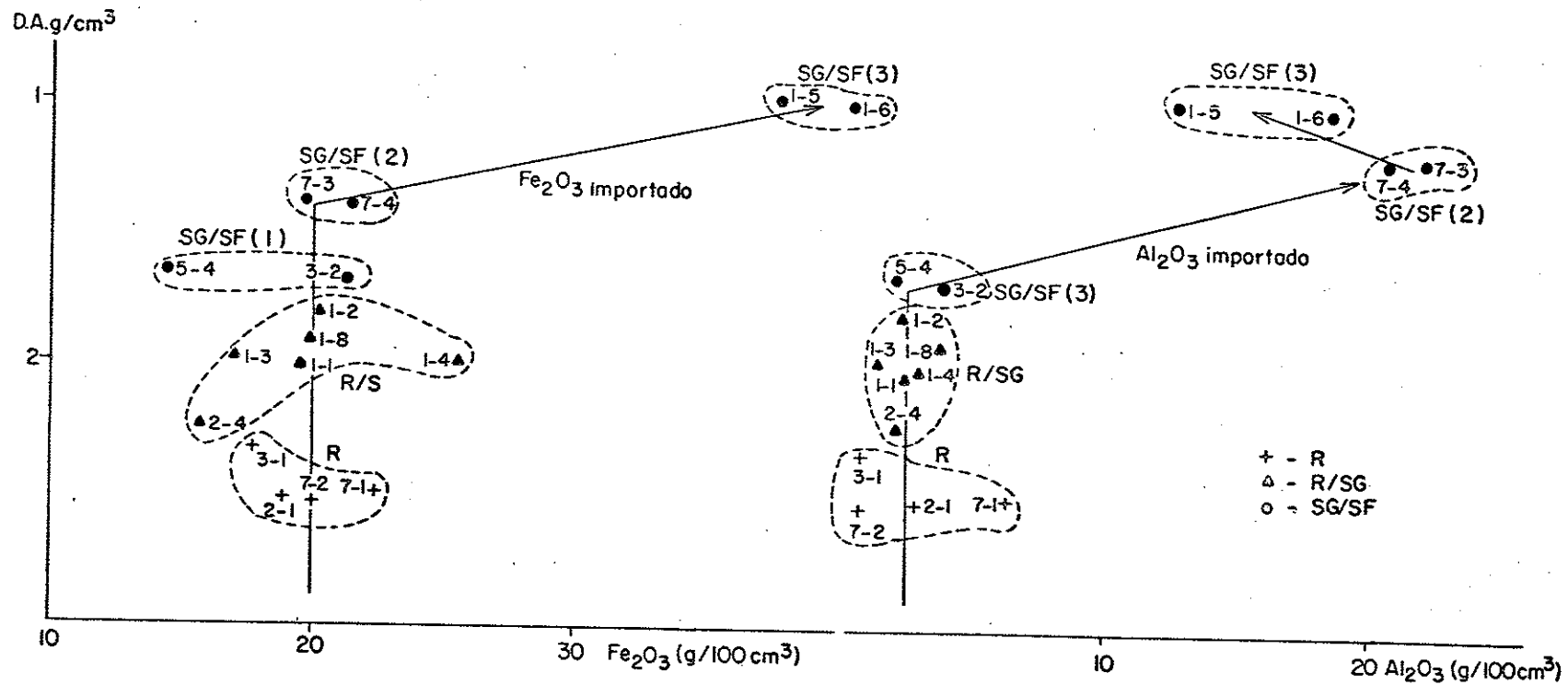


Fig.10 - BALANÇO A ISOVOLUME DE Fe₂O₃ E Al₂O₃
(ex - dunito)

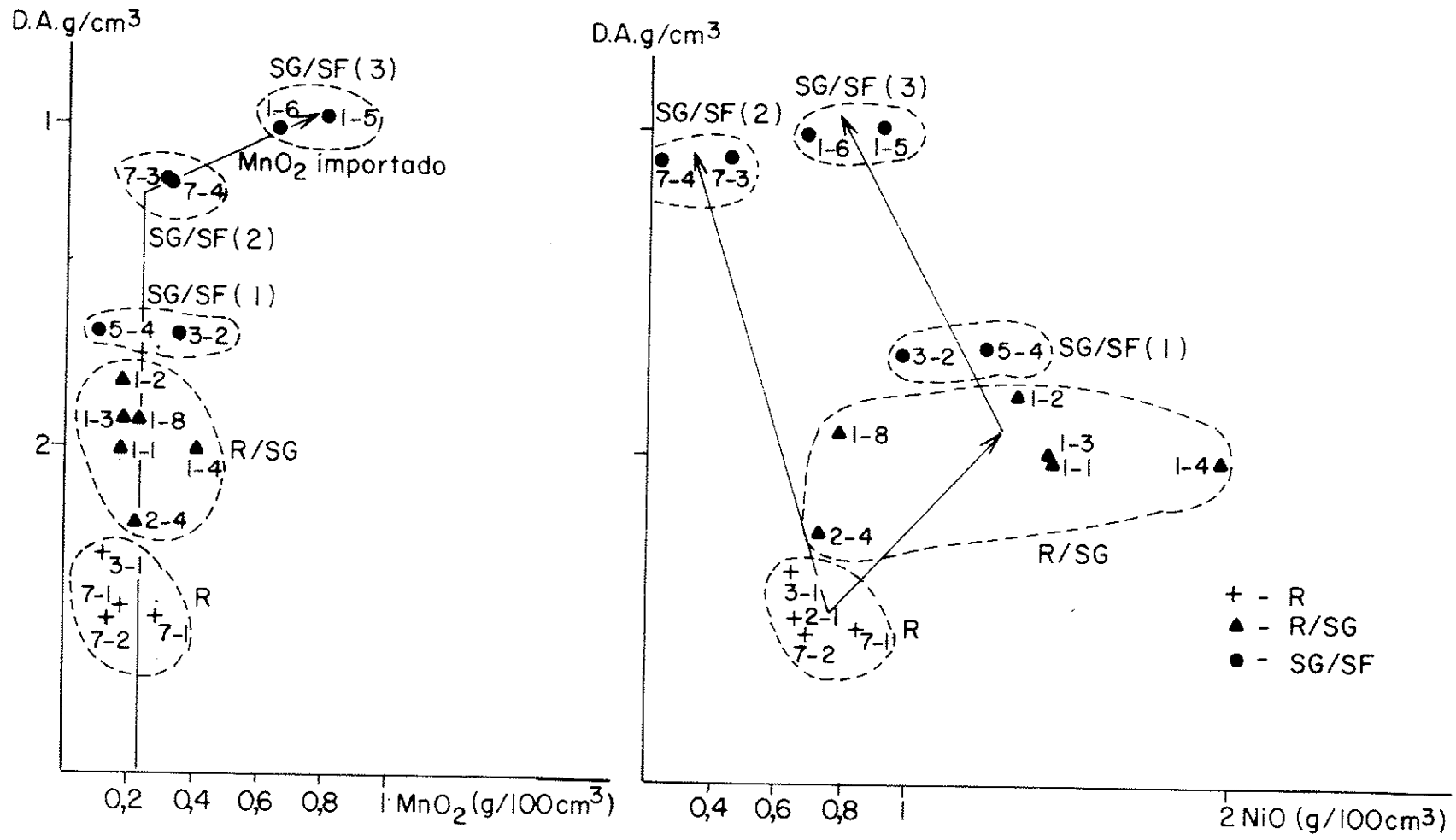


Fig. II - BALANÇO A ISOVOLUME DE MnO₂ E NiO
(ex - dunito)

dades médias para cada fácies das rochas deste capítulo. Com eles, foi construída a fig.12, que mostra o comportamento médio da SiO_2 , do MgO , Fe_2O_3 (Al_2O_3 , MnO_2 , Cr_2O_3) e NiO . A tabela 8 expressa as perdas de sílica e magnésia em porcentagem relativa à quantidade inicial e também a soma da perda dos dois relativamente à rocha inicial.

Dessa síntese de dados é evidenciado o seguinte comportamento para os elementos:

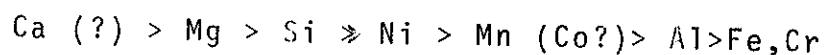
SiO_2 e MgO , os elementos maiores, são lixiados da rocha: MgO quase totalmente e SiO_2 em menor escala, ficando parcialmente retida.

Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MnO_2 , Cr_2O_3 não são perdidos ao longo da alteração. Não mostram contudo, enriquecimento nos estádios sucessivos: o excesso existente nos termos mais alterados é devido a material importado.

O NiO tem comportamento peculiar: também não é perdido ao longo da alteração, mas ao contrário dos outros quatro elementos residuais, citados, é enriquecido no estágio compreendido entre R/SG e SG/SF, para nos termos finais da alteração voltar à quantidade inicial.

Ainda, a tabela 8, nos mostra que sob as condições de intemperismo a que as rochas estão submetidas, estas comportam-se como parcialmente solúveis.

A partir da análise feita para cada óxido, da fig.12 e da tabela 8, podemos esboçar a seguinte escala de mobilidade dos elementos no caso da alteração destes serpentinitos verde-amarelos:



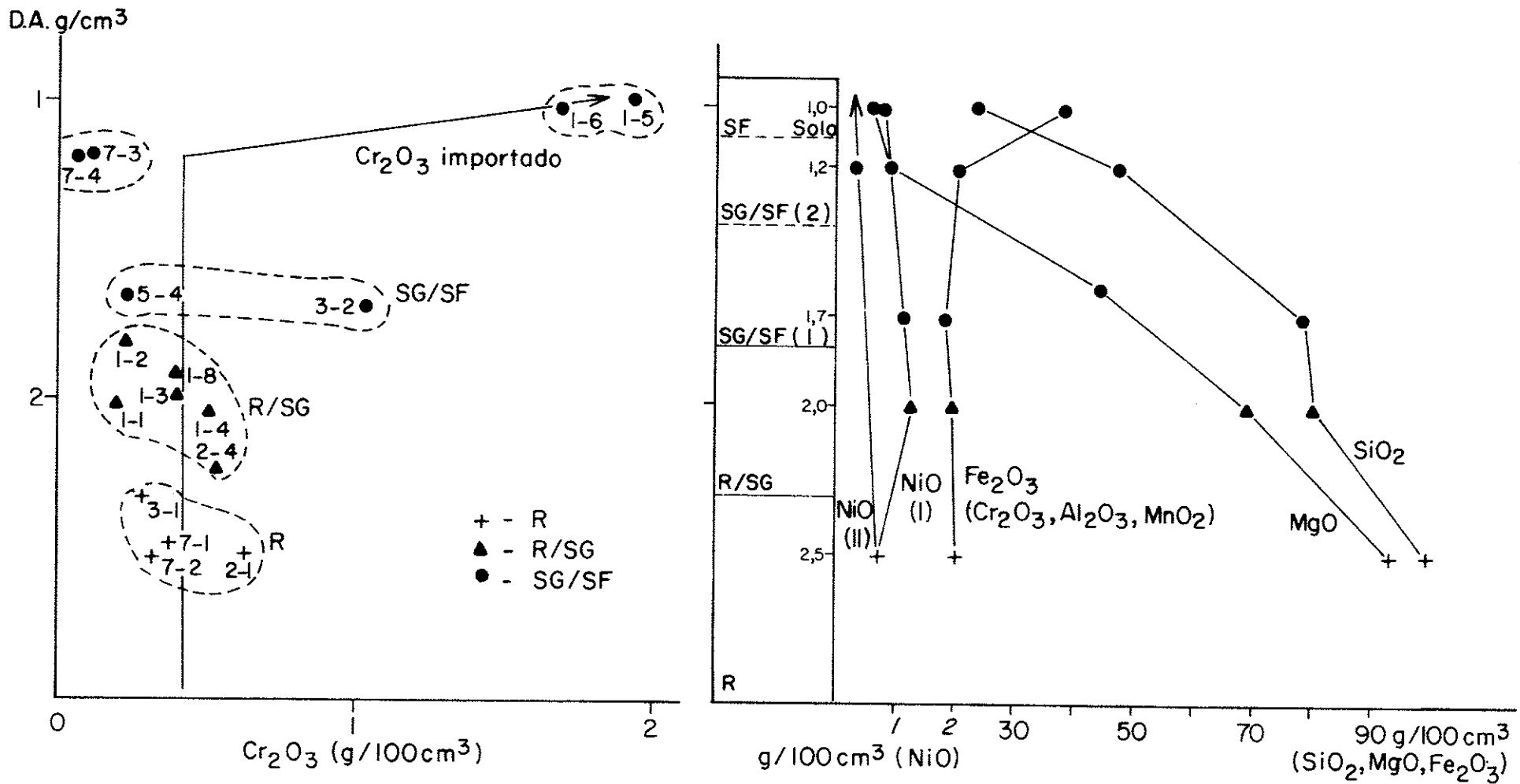


Fig. 12 - BALANÇO A ISOVOLUME DE Cr₂O₃ E SÍNTESE DE BALANÇO A ISOVOLUME (ex - dunito)

TABELA 8 - SÍNTESE DOS DADOS VOLUMÉTRICOS-SERPENTINITOS
(EX-DUNITOS)
PORCENTAGENS DE PERDAS DE SiO_2 e MgO

Fácies	SiO_2	MgO	Rocha
SG/SF(3)	-76%	-93%	-65%
SG/SF(2)	-52%	-90%	-54%
SG/SF(1)	-21%	-52%	-28%
R/SG	-19%	-26%	-17%
^R g/100 cm ³	99,75	93,25	249,4

Esta escala é exatamente igual àquela proposta por Trescases, 1975, para as ultrabásicas de Nova Caledônia e difere da apresentada por Oliveira, 1980, para Santa Fé, GO: lá o ferro é mais móvel que o Al, aqui é o inverso.

C. Interpretação Mineralógica

Os dados fornecidos pelo estudo mineralógico, através de lâminas delgadas, difração de raios-X, ATD e ainda os dados de análises químicas das amostras, levaram à conclusão de que a alteração intempérica destes serpentinitos verde-amarelos produz essencialmente edifícios 2:1 de argilo-minerais identificados como nontronita. O fato é apoiado pela constatação da razão SiO_2/MgO de lixiviação inferior a um (1). A formação desse mineral é possível, graças às condições de intemperismo e drenagem não muito intensos, que permitem retenção parcial da sílica.

Uma composição de nontronita, poderia ser exemplificada através da amostra P7-4, totalmente esmectitizada.

Óxidos	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	NiO	CaO	H_2O	Total
%	40,3	17,47	18,07	7,29	0,19	0,25	15,1	98,67

Esta composição indica pouca substituição na camada octaédrica, do Al por Fe e Mg, e ainda uma nontronita razoavelmente magnésiana. Difere bastante da apresentada por Trescases, 1975, (Nova Caledônia), Melfi e Oliveira, 1979 (Santa Fé, GO). Aqui, o teor em alumínio é muito mais alto. Mas também deve ser considerado que as rochas frescas P7-1 e P7-2, mães da amostra P7-4, são bastante ricas em vermiculita, mineral nitidamente aluminoso. Outras avaliações da composição da nontronita serão tentadas nos capítulos seguintes.

CAPÍTULO IV

Exemplificando a alteração deste tipo, existem 19 amostras, distribuídas em 3 sequências evolutivas, cujas diferenças residem, como no caso dos serpentinitos verde-amarelos, na intensidade dos esforços tectônicos sofridos. Todas essas amostras provêm de peridotitos, cujo piroxênio dominante é o orto, com quantidades muito subordinadas, mas sempre presentes, de clinopiroxênios, classificados como harzburgitos. Essas rochas passaram por processo de hidratação (serpentinização), embora esta tenha sido às vezes menos completa que no caso dos dunitos. A densidade da rocha fresca (R) varia de 2,55 a 2,39 g/cm³ (com exceção de P11-3A, não totalmente hidratada, com densidade 2,64 g/cm³). No estágio R/SG, o intervalo é de 2,16 a 1,67 g/cm³. O termo mais alterado da rocha, SG/SF fica entre 1,46 e 1,11 g/cm³. Há duas amostras de solo sobre estes harzburgitos serpentinizados.

1. EVOLUÇÃO MINERALÓGICA NO DECORRER DA ALTERAÇÃO

A. Sequência Evolutiva IV (Tabela 9)

Foi organizada com amostras do ponto P11, localizado em encosta, na parte sul da região estudada próximo ao Rio Negro. A alteração começa sempre sob forma de um cõrtex esbranquiçado, de 1 até 3 cm de espessura (R/SG). Como no caso dos serpentinitos verde-amarelos, alteração maior ocorre apenas em bolsões ou lateralmente à rocha fresca, como "faixas" verticais de penetração preferencial de água, deixando uma rocha esbranquiçada, coerente, ferruginizada e argilosa, mas sempre bem leve. O solo é marrom escuro até preto. Os contatos rocha-alteração-solo dão a impressão de uma verdadeira dissolução do serpentinito.

A rocha fresca (R) é cinza escura a preta esverdeada, de textura afanítica. Vários veios de serpentina III, de no máximo 2 cm de espessura, cortam toda a rocha. O mais leve traço de alteração, coloca em evidência uma estrutura reticulada milimétrica (como nos serpentinitos verde-amarelos), onde os núcleos são branco-esverdeados e o retículo é negro.

Microscopicamente, as amostras desta sequência, não exibem nenhuma deformação tectônica. O exemplar de rocha fresca P11-3A, não totalmente hidratado, exibe um reticulado poliédrico espesso de lizardita, onde os núcleos são várias vezes ocupados por olivinas não serpentinizada. Aparecem ortopiroxênios ainda não serpentinizados, associados a cromita xenomórfica e magnetita. Pequenas quantidades de talco associam-se às bordas dos piroxênios. O outro representante de rocha fresca P11-2, mostra simplesmente um reticulado poliédrico com núcleos de serpentina e retículo de magnetita, já sem nenhum traço de olivinas e pouco de ortopiroxênios. Em geral, estes peridotitos serpentinizados contêm muito menos cromita e de menor tamanho que os serpentinitos verde-amarelos do cap.III. A estrutura é a mesma que a dos serpentinitos verde-amarelos, com serpentinas I e II ocupando a mesma disposição anteriormente descrita no cap.III.

O estágio R/SG, mantém forte coesão; a cor entretanto torna-se verde-esbranquiçada, evidenciando a estrutura reticulada milimétrica (exatamente como nos serpentinitos verde-amarelos). Microscopicamente a alteração também é incipiente: começa sempre nas bordas e fraturas das serpentinas. Apenas no caso de P11-4 (termo mais alterado) a alteração avança exatamente como no caso dos serpentinitos verde-amarelos, com mudança da birrefringência, em especial da serpentina I. Contudo, os raios-X ainda evidenciam apenas serpentina, com quantidades subordinadas de clorita, talco e anfibólio.

No estágio seguinte, SG/SF a coesão cai levemente, e já existe uma diferença notável na densidade. No aspecto, a rocha se mantém como no estágio anterior, só que a cor é em geral mais amarelada, ao invés de verde esbranquiçada. Microscopicamente, a grande modificação em relação ao fácies anterior é que a maior parte dos núcleos de serpentina está fortemente colorida de ferro; o retículo de magnetita contudo, não mostra uma forte oxidação. A alteração mais extrema no caso, parece conduzir à produção de talco e clorita, embora sempre incipiente, respectivamente a partir de orto e clinopiroxênio.

As duas amostras de solo, apresentam coesão nula, nenhuma estrutura aparece e a densidade é muito mais baixa. A cor é marrom muito escuro (P11-6) ou marrom bem avermelhado (P12). Microscopicamente aparece grande quantidade de goethita e muitos grãos de quartzo corroídos, importados. Raras serpentinas, de pequeno tamanho, eventualmente subsistem. Os opacos apresentam forte corrosão. A estrutura é muito "esvaziada" com buracos de contorno nitidamente dos minerais pré-existentes.

B. Sequência Evolutiva V (Tabela 9)

Esta sequência foi montada com amostras dos pontos P4 e P5, ambos de base de encosta: a alteração, também neste caso, é muito incipiente: em P4, está presente na forma de bolsões avermelhados. Em P5, a amostragem de elementos alterados, refere-se a material proveniente de fraturas, onde a água pôde agir mais efetivamente. O ponto P5, mostra claramente um local tectonicamente movimentado. A direção das estruturas, medidas em campo, é N-S/70W.

Macroscopicamente, a rocha fresca (R) possui exatamente as mesmas características que na sequência evolutiva IV. Microscopicamente, o que se vê é um retícu-

lo deformado, onde quase não se distingue a disposição original de serpentina I e II (lizardita). Estas são várias vezes transformadas em serpentina III fibrosa (crisotila). Muitos filetes desta, inclusive, cortam toda a rocha, de forma muito orientada. O esforço tectônico contudo, não foi suficiente para segregar a magnetita do reticulado. Não se nota nenhum resto da olivina original. Ortopiroxênios são apenas parcialmente transformados em serpentina (bastita / antigorita segundo Girardi e Ulbrich, 1980) no centro e talco nas bordas. Algumas cromitas e preenchimentos das fraturas por dolomita (espessura de alguns milímetros), completam a mineralogia. (Vide Fig. 13-A - P5-1)

No fácies R/SG, a rocha se torna muito mais clara, amarelada, perde um pouco da sua coesão e a densidade cai razoavelmente. Serpentina ainda predomina, mas uma parte sofre esmectização. Esta evolução é do mesmo tipo descrito no capítulo III (inicialmente, só mudança da birrefringência). Magnetita já está bastante oxidada. Um pouco de clorita (dos clinopiroxênios) aparece. Nos ortopiroxênios, o talco é muito abundante, mas essa hidratação maior pode ser anterior à alteração meteórica, essas amostras correspondendo a zonas bem tectonizadas. (Vide Fig. 13-A-P5-3)

No estágio SG/SF, a rocha possui uma coesão bem mais baixa, a cor é mais clara ainda, avermelhada, mais argilosa e a densidade cai visivelmente. No entanto a estrutura ainda é bem nítida. Neste estágio, o talco e a goethita são minerais muito abundantes junto com a esmectita, e ainda um pouco de serpentina. Os antigos minerais hipógenos (serpentina, ortopiroxênio) aparecem muito ferruginizados (goethita), e são apenas reconhecíveis pelas formas e estruturas. Vide Fig. 13-B - P4-3 ($<2\mu$).

C. Sequência Evolutiva VI (Tabela 9)

TABELA 9 - SEQUÊNCIAS EVOLUTIVAS DE SERPENTINITOS
(EX-HARZBURGITOS)

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA IV
SERPENTINITO PRETO
HARZBURGITO SERPENTINIZADO

	Amostra	D.A.	U(Ps)
Solo	12	-	-
	11-6	-	8,40
SG/SF	11-5	1,39	2,38
	11-3C	1,46	3,70
R/SG	11-4	1,74	11,59
	11-3B	1,88	4,38
	11-1	2,16	6,68
R	11-2	2,45	2,24
	11-3A	2,64	0,77

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA V
SERPENTINITO PRETO LEVEMENTE TECTONIZADO
HARZBURGITO SERPENTINIZADO

Fácies	Amostra	D.A.	U(Ps)
SG/SF	4-3	1,11	41,80
R/SG	5-3	2,00	9,22
	5-2	2,39	4,37
R	5-1	2,42	2,37
	4-1	2,53	2,06

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA VI
HARZBURGITO SERPENTINIZADO MUITO TECTONIZADO
SERPENTINITO PRETO

Fácies	Amostra	D.A.	U(Ps)
SG/SF	P2-7	1,20	26,86
	P2-3	1,28	34,65
R/SG	P2-6	1,67	5,34
	P2-5	1,73	1,88
R	P2-2	2,55	1,41

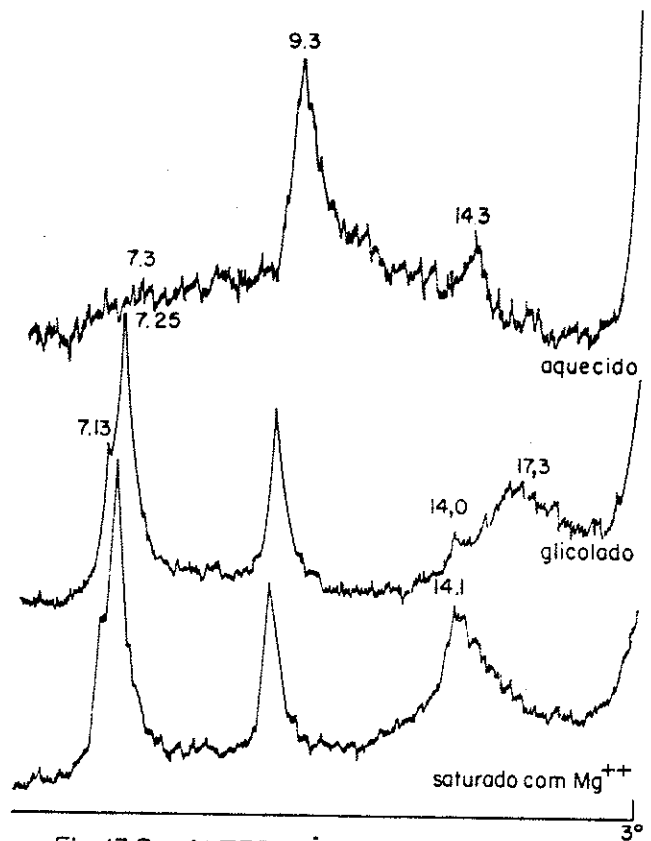


Fig. 13B - ALTERAÇÃO DE SERPENTINITO (ex-harzburgitos) P 5-3

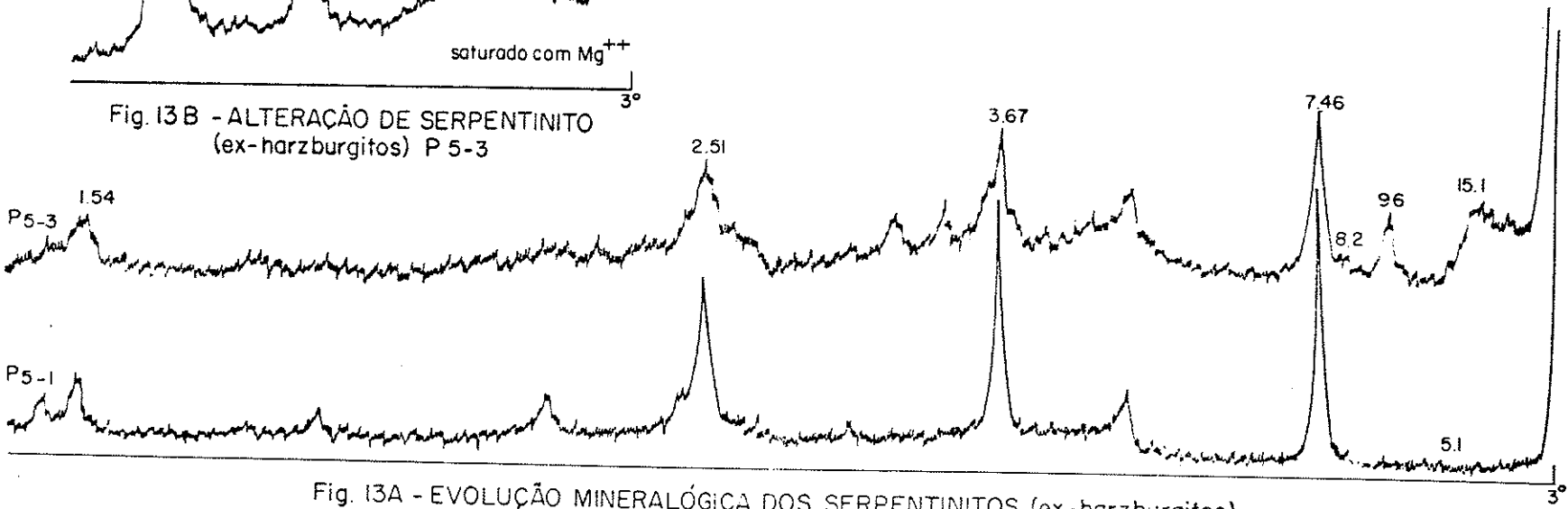


Fig. 13A - EVOLUÇÃO MINERALÓGICA DOS SERPENTINITOS (ex-harzburgitos)

Esta sequência é a mais tectonizada entre os peridotitos estudados. É composta de amostras do ponto P2, situado numa posição de baixada, no meio de talco-xistos. A alteração está presente na forma de "camadas" de 25-50 cm de espessura, alternando com camadas de rocha fresca. A alteração ressalta a deposição de finos filmes de material verde (vide adiante- interpretação mineralógica) nas fraturas ou destaca grânulos milimétricos deste, disseminados na rocha alterada.

A rocha fresca (R) é cinza bem escura a preta, com orientação marcante, dada por fraturamentos que ocorrem a cada 2 cm. Entre os fraturamentos pode-se notar de posição de finas películas do material verde citado. A textura é afanítica e a olho nu não se ressalta nenhuma estrutura. Microscopicamente, o intenso esforço sofrido pela rocha, transformou toda a estrutura de reticulado de serpentina I e II em feixes de pequenas fibras de serpentina III, intrincadas (crisotila). Clorita frequentemente se associa a essas fibras de serpentina. Alguns cristais de ortopiroxênios ainda podem ser vistos. Cromita e magnetita são muito escassas, em geral em pequenos grãos. Algumas vermiculitas soltas, em cristais grandes, ou muito fina, associada a borda de cromitas, eventualmente aparecem.

No fácies R/SG, a densidade não é modificada substancialmente, mas a coloração passa a ser muito clara, esverdeada ou rosada, de textura muito fina, afanítica. Películas do material verde ainda aparecem nas fraturas. Ao microscópio a oxidação da magnetita neste estágio é bem evidente. A esmectita ainda é subordinada. O talco (microcristalino) é abundante, mas, como na sequência V, ele pode ter sido formado anteriormente à alteração, por hidratação dos orto-piroxênios nas camadas que mais sofreram deformação tectônica.

O fácies SG/SF, mantém ainda uma cor bastan-

te clara. No termo mais alterado (P2-7) passa a marrom avermelhado claro, e é apenas nesta amostra que a rocha perde realmente sua coesão, que até este ponto havia sido mantida. A densidade neste estágio também cai sensivelmente. Microscopicamente, a tendência de evolução do estágio anterior se completa: magnetita passa toda a goethita e talco de longe predomina, seguido por quantidades subordinadas de esmectita e serpentina, que em alguns pontos ainda resiste. A vermiculita também parece transformar-se totalmente em esmectita.

A tabela 10 esquematiza semi-quantitativamente, a presença dos diversos minerais ao longo dos fácies de alteração, para as três sequências evolutivas amostradas na alteração de serpentinitos pretos (ex-harzburgitos).

D. Filiações Mineralógicas

A rocha tratada neste capítulo (harzburgito), originalmente constituída por olivina, ortopiroxênios, e clinopiroxênios subordinadamente, ao ser hidratada, passou a apresentar a seguinte mineralogia: a olivina foi quase toda serpentinizada, apresentando o retículo em malha já descrito de lizardita e magnetita ou uma estrutura deformada de feixes de fibras de serpentina, segundo a intensidade do esforço tectônico a que foi submetida durante ou após o processo de hidratação. Os ortopiroxênios, menos suscetíveis ao processo de serpentinação, resistem em parte ou transformam-se em antigoritas (no centro) e talco (nas bordas). Para as rochas deste capítulo, a textura bastítica nestes ortopiroxênios não é comum, sendo encontrada apenas excepcionalmente. Os clinopiroxênios transformam-se em clorita e anfibólio (actinolita), liberando cálcio, que é precipitado em fissuras como dolomita. Cromita é escassa e aparece em geral na forma de pequenos grãos, com clorita/vermiculita associadas como borda de reação.

TABELA 10 - AVALIAÇÃO SEMI-QUANTITATIVA DOS MINERAIS NA
ALTERAÇÃO DE HARZBURGITOS SERPENTINIZADOS

Fácies	R	R/SG	SG/SF	SOLO
Minerais				
Olivina	+	(+)	-	-
Ortopiroxênio	++	+	(+)	-
Clinopiroxênio	(+)	(+)	-	-
Cromita	++	++	++	++
Vermiculita	+	+	-	-
Serpentina	+++	+	(+)	(+)
Magnetita	++	+	(+)	-
Talco	+	++	+++	(+)
Anfibólios	+	+	-	-
Clorita	+	+	(+)	-
Esmectita	-	(+)	++	(+)
Goethita	-	(+)	++	+++
Quartzo	-	-	-	++

+++ abundante

++ frequente

+ escasso

(+) traços

(-) ausente

A partir destes minerais que constituem a rocha mãe, podemos analisar o destino de cada um durante o processo de alteração: Na rocha pouco alterada (R/SG), os pequenos núcleos de olivina porventura ainda existentes, são imediatamente dissolvidos, produzindo ferro amorfo, ou transformam-se em esmectitas, sendo o primeiro caso, mais comum. Serpentina mantém-se praticamente inalterada. Nota-se apenas mudança na birrefringência da serpentina I do retículo, assim como foi descrito no capítulo III. No caso das antigoritas (ex-ortopiroxênios) há um início de transformação nas bordas e fraturamentos reliquiais herdados do cristal, para esmectita. Magnetita apresenta início de oxidação. Os ortopiroxênios em geral parecem mais totalmente transformados em talco do que na rocha fresca. Como os fâcies mais alterados estão contudo, localizados nas zonas de fraturas, mais tectonizadas, é provável que este talco seja mais de hidratação hipogena do que de alteração supérgena. Clorita, actinolita e cromita permanecem inalterados. Os carbonatos em sua maior parte são dissolvidos. Películas finas de material verde (garnierita) depositam-se sobre os planos de fraturamentos da rocha (até a rocha fresca). Para ilustrar esse passo da alteração de rocha (R) a rocha pouco alterada (R/SG), a fig. 13 apresenta os diagramas de raios-X de rocha da sequência evolutiva V, (P5-1) e rocha pouco alterada (R/SG), P5-3, onde também a fração menor que 2μ foi separada para identificação do pico a 14 \AA (neste caso, esmectita e um pouco de clorita).

No fâcies SG/SF, a tendência de evolução mineralógica iniciada em R/SG, se completa. Todo o ortopiroxênio que não estava totalmente transformado em talco, é ferruginizado. O talco permanece inalterado, a quantidade de esmectita das serpentinas é muito maior que no fâcies anterior, mas esta, muitas vezes intacta, ainda se faz presente. Magnetita transforma-se totalmente em goethita. Cromita está bastante corroída. O destino da clorita e a actinolita não está muito claro, mas aparentemente, nes

te estágio são apenas parcialmente transformadas em esmectita. A amostra P4-3 da sequência evolutiva V, ilustra a mineralogia deste fácies (Fig.14). Na fração menor que 2 μ desta amostra, foi identificada a esmectita (Fig.15). Para a amostra P4-3, o diagrama de ATD, indicaria, segundo Chantré et al. 1971, uma esmectita trioctaédrica: saponita pouco substituída.

Os solos já apresentam forte importação de material, principalmente quartzo dos granitos vizinhos. Não existem, dados para seguir a evolução mineralógica total a te este fácies. Apenas notou-se que serpentina eventualmente pode subsistir neste estágio ainda que em condições transitórias.

Em resumo, a alteração destes harzburgitos serpentizados, leva a rocha essencialmente a um processo de esmectização, neste caso de um tipo aparentemente mais magnésiano que ferrífero, com conservação de talco oriundo dos ortopiroxênios.

2. ASPECTOS GEOQUÍMICOS DA ALTERAÇÃO SUPERFICIAL

Também para o caso dos harzburgitos serpentizados, a alteração do ponto de vista químico, é avaliada pelas perdas e ganhos de SiO_2 e MgO , seus elementos maiores. Dos outros elementos dosados: Fe, Ni, Co, Cr, Mn, Al, Ca e Cu, o cobre, assim como no caso dos serpentinitos verde-amarelos, não será considerado, pois seu teor esteve sempre abaixo de 0,01% em todos os fácies, exceto nos solos, mas devido provavelmente à importação.

A. Dados Ponderais

Nos casos destes harzburgitos, dois tipos

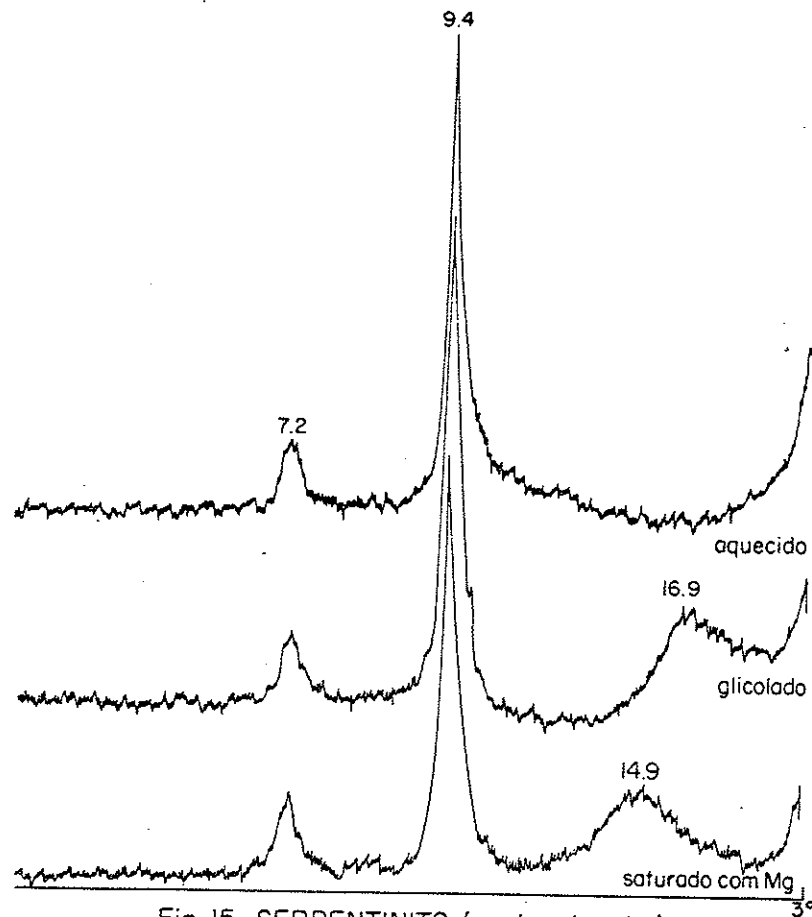


Fig. 15 - SERPENTINITO (ex-harzburgito)

P4-3

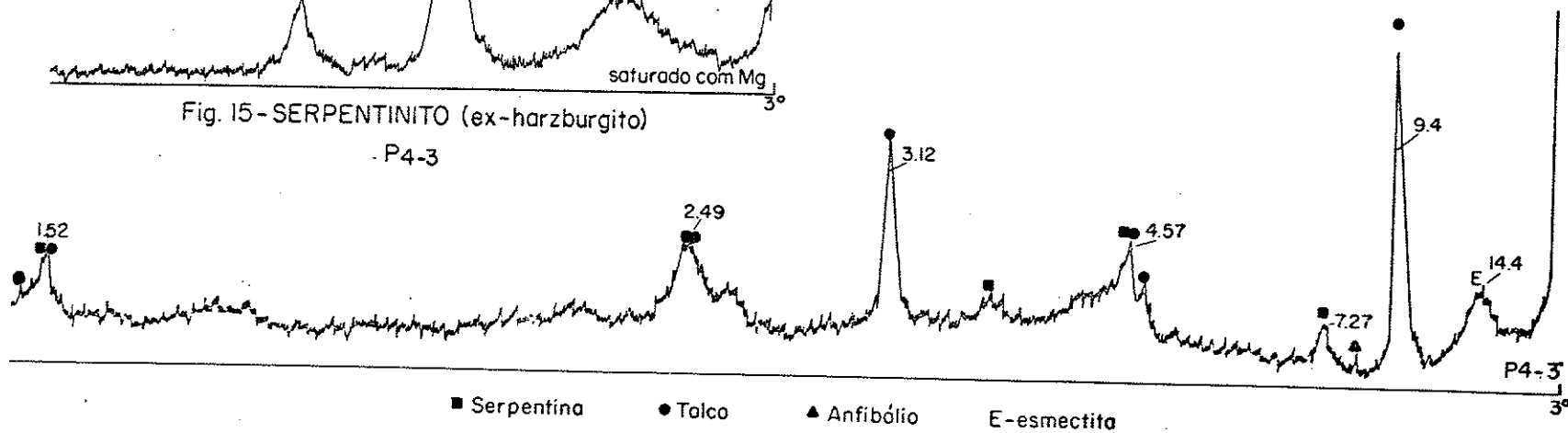


Fig. 14 - ALTERAÇÃO DE SERPENTINITO - (ex-harzburgito)

de análises químicas foram efetuadas: análise da amostra total (Tabela 11) e análise química seletiva (Tabela 15) (como descrito no capítulo II - Metodologia). Estes dois tipos permitem inferir a composição de um resíduo insolúvel que no caso destas rochas, trata-se de piroxênios e talco (será visto na interpretação mineralógica).

A tabela 11 fornece, para estes serpentinitos pretos a composição química total de cada amostra. Como no caso dos serpentinitos verde-amarelos do cap. III, existe grande homogeneidade de comportamento entre amostras do mesmo fácies, mas de sequências diferentes. A exemplo das rochas do capítulo III, confirma-se uma diferença apenas de estrutura, devido a esforço tectônico, sem diferenças mineralógicas. Por isso o destino de cada elemento poderá ser analisado em conjunto para as três sequências evolutivas:

As variações de perda ao fogo são difíceis de serem interpretadas, pois todos os minerais dominantes de cada fácies (serpentina, talco, esmectita, goethita) são hidratados.

O comportamento da sílica - Como se observa pela tabela 11, a sílica sofre enriquecimento relativo no decorrer da alteração, principalmente na transição entre rocha pouco alterada (R/SG) e o saprolito (SG/SF). De 40,2% em média na rocha (R), pode chegar até 53% e excepcionalmente em uma amostra (P11-4) até 58,9%. Ainda um caso especial dentro do fácies R/SG é constituído pelas amostras P11-1 e P5-3 (seq. evol. IV e V respectivamente), que não apresentam nenhum enriquecimento relativo, aparentemente são mineralogicamente menos evoluídas que outras do mesmo estágio, a densidade contudo sendo compatível com o fácies.

O comportamento do MgO - A magnésia sofre evidente lixiviação durante a alteração dos serpentinitos pretos. De 36% em média na rocha, pode chegar a um mínimo

de 15% (SG/SF), sendo quase ausente no solo. As amostras P-11 e P5-3, também quanto a este elemento apresentam comportamento distinto de outras do mesmo fácies: a perda do magnésio é comparativamente bem menor. Isto reforça a idéia de não serem muito evoluídas, constituindo um termo menos alterado neste fácies comparando-se a perda de MgO destes serpentinitos pretos com os verde-amarelos do capítulo III, podemos perceber que a lixiviação do MgO das rochas de composição originalmente peridotíticas é menor que nas originalmente duníticas.

O comportamento do Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 e MnO_2 - Os quatro óxidos agem como elementos residuais, mostrando teores cada vez mais altos durante todo o processo de alteração. O comportamento para os quatro é semelhante mesmo no solo.

O comportamento do NiO - Também agindo como elemento residual, este óxido não difere dos quatro últimos citados à exceção de um pequeno enriquecimento relativo na transição entre R/SG e SG/SF, mais discreto do que aquele que ocorria no caso dos serpentinitos do capítulo III.

Como aconteceu para os serpentinitos originados de dunitos, o CaO e CoO nos serpentinitos pretos possuem teores muito baixos (à exceção de P11-4, P11-5 e P5-3 para Ca e P2-5 e P11-5 para o Co) e nenhum comportamento pode ser inferido.

A tabela 12 fornece dados ponderais médios para cada um dos fácies dos serpentinitos pretos, ao lado da composição média deste tipo de rocha, de Girardi, 1974. (A amostra P11-1 não foi incluída no cálculo da média de dados ponderais totais do estágio inicial, R/SG, pois a densidade medida parece corresponder a fragmentos mais alterados que aqueles laminados e analisados quimicamente).

Comparando-se esta tabela 12 com aquela das

TABELA 11 - DADOS PONDERAIS - SERPENTINITOS (EX-HARZBURGITOS)

SEQUENCIA EVOLUTIVA IV													
	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	CuO	PF	Total
Solo	12	34,6	1,91	0,02	31,30	17,0	0,81	0,58	0,70	0,07	0,01	10,7	97,7
	11-6	24,4	2,03	0,02	38,1	13,9	2,48	0,79	0,41	0,09	0,08	15,9	98,2
SG/SF	11-5	40,2	24,9	0,61	16,9	4,52	0,76	0,31	0,63	0,14	<0,005	13,1	102,0
	11-3C	43,3	26,0	<0,005	15,2	1,06	0,40	0,13	0,81	0,02	<0,005	12,9	99,8
R/SG	11-4	58,9	15,4	0,71	8,22	4,17	0,34	0,19	0,46	0,06	<0,005	9,0	97,5
	11-3B	48,9	21,5	<0,005	13,4	0,53	0,40	0,08	0,26	0,02	<0,005	12,6	97,7
	11-1	38,9	36,9	0,06	9,20	0,85	0,21	0,08	0,46	0,02	<0,005	12,7	99,4
R	11-2	39,8	37,2	0,06	7,90	0,97	0,20	0,07	0,40	0,01	<0,005	13,2	99,8
	11-3A	38,8	39,8	0,16	7,86	1,46	0,41	0,09	0,36	0,08	<0,005	10,9	99,9

SEQUENCIA EVOLUTIVA V													
	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	CuO	PF	Total
SG/SF	4-3	49,81	17,97	0,05	16,41	2,12	1,17	0,24	0,41	0,03	<0,005	9,6	97,78
R/SG	5-3	42,04	29,9	0,58	8,60	2,59	0,40	0,27	0,30	0,02	<0,005	12,8	97,5
	5-2	43,96	32,6	0,08	8,60	1,36	0,38	0,09	0,35	0,01	<0,005	12,9	100,33
R	5-1	40,4	36,8	0,04	8,20	0,40	0,30	0,06	0,29	0,01	<0,005	12,9	99,40
	4-1	40,4	37,6	0,07	8,20	0,98	0,20	0,08	0,25	0,01	<0,005	12,8	100,59

SEQUENCIA EVOLUTIVA VI													
	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	CuO	PF	Total
SG/SF	2-7	45,46	15,0	0,06	19,13	4,06	3,67	0,37	0,80	0,03	<0,005	9,3	97,88
	2-3	44,2	24,7	0,12	13,59	2,83	0,30	0,30	0,46	0,03	<0,005	11,8	98,33
R/SG	2-6	53,16	23,00	<0,005	11,08	6,35	0,56	0,31	0,71	0,02	<0,005	6,2	101,39
	2-5	47,17	28,11	0,04	11,27	1,71	0,75	0,24	0,89	0,29	<0,005	8,7	99,17
R	2-2	37,7	34,1	0,04	12,6	1,92	0,20	0,10	0,40	0,01	<0,005	11,5	98,57

TABELA 12 - DADOS PONDERAIS MÉDIOS - SERPENTINITOS (EX-HARZBURGITOS)

Fácies	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total	Nº de Amostras	D.A.
Solo	24,38	2,03	0,02	38,10	13,88	2,48	0,79	0,41	0,09	15,9	98,08	1	-
SG/SF	44,59	21,7	0,17	16,25	2,92	1,26	0,27	0,62	0,05	11,34	99,17	5	1,3
R/SG	50,0	23,6	0,27	10,5	3,07	0,49	0,22	0,52	0,08	9,9	98,65	5	1,8
R	40,2	36,35	0,07	8,9	1,18	0,28	0,08	0,34	0,02	12,37	99,79	6	2,5
R Girardi	39,75	39,19	0,02	7,2	0,92	0,30	0,07	0,26	0,01	12,3	100,02	-	-

DADOS PONDERAIS MÉDIOS DE ANÁLISE SELETIVA - (EX-HARZBURGITOS)

Fácies	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	I*	Total	Nº de Amostras
Solo	10,54	2,03	0,02	38,10	13,88	2,48	0,79	0,41	0,09	15,9	13,84	97,69	1
SG/SF	33,57	17,05	0,13	13,9	2,79	0,96	0,23	0,55	0,03	11,34	15,71	96,26	5
R/SG	32,4	15,1	0,25	9,68	1,93	0,25	0,21	0,46	0,01	9,9	28,3	98,49	5
R	37,51	34,25	0,05	8,76	1,03	0,12	0,07	0,32	0,01	12,37	5,00	99,49	6

*I = insolúvel no ácido perclórico

serpentinitos verde-amarelos (Tab.7), vemos que no caso destes, a perda de SiO_2 e MgO da rocha é muito menor que para as rochas do III capítulo. A razão é certamente o tipo de produto de transformação durante a alteração: enquanto para os dunitos serpentinizados, a esmectita (ferruginosa) é o produto final de quase todas as filiações, para os peridotitos serpentinizados, o talco, mais magnesiano, oriundo dos ortopiroxênios, resiste bastante à alteração meteorica.

B. Dados Volumétricos

Como no caso das rochas do III capítulo, será considerada aqui, uma manutenção do volume ao longo da alteração dos harzburgitos hidratados (serpentinizados). Os dados volumétricos, expressos em gramas de óxido por 100 cm^3 de amostra (vide cap.III) estão plotados nas figs. 16 (SiO_2), 17 (MgO), 18 (Fe_2O_3), (MnO_2) e (Cr_2O_3), 19 (Al_2O_3) e NiO .

O comportamento da sílica - A sílica sofre lixiviação ao longo do processo intempérico. Como se vê pela fig.16, a partir da rocha, ela passa por uma perda lenta (10%) até o estágio R/SG, constituído pelas amostras P2-5, P2-6, P5-3, P11-4 e P11-3B* (vide tabela 13 de perdas), para em seguida a velocidade de lixiviação aumentar consideravelmente até a rocha atingir 42 % de perda deste óxido.

O comportamento do MgO - O Mg é um elemento bastante lixiviado, embora menos na alteração, dos harzburg

* A amostra P11-4 contudo, não mostra perda de sílica em R/SG, o excesso de SiO_2 em relação a MgO (vide adiante) devendo constituir sílica livre mal cristalizada, o que confirmou o ataque seletivo desta amostra.

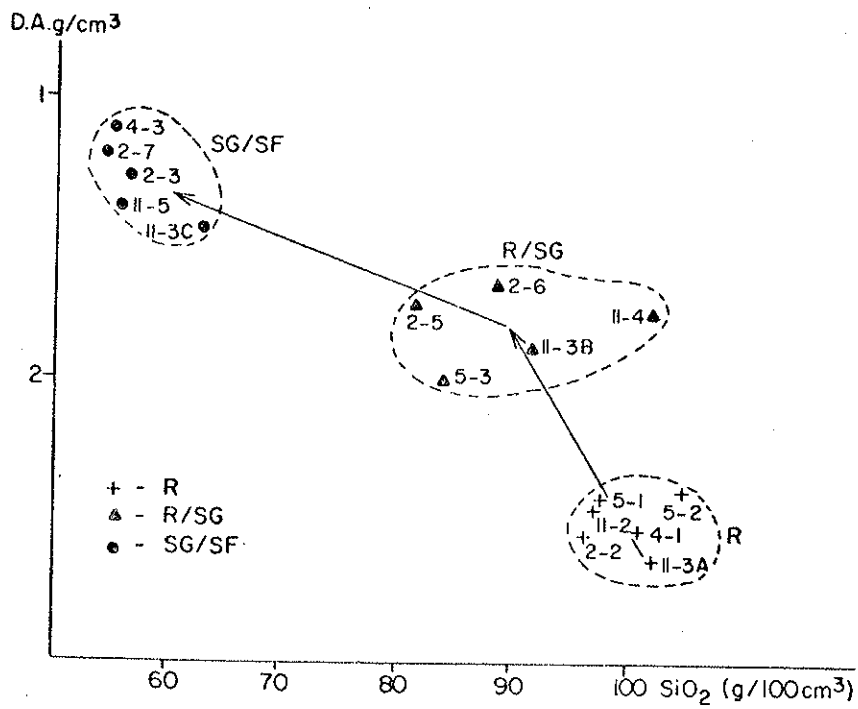


Fig. 16 - BALANÇO A ISOVOLUME DE SiO₂ serpentinito (ex-harzburgito)

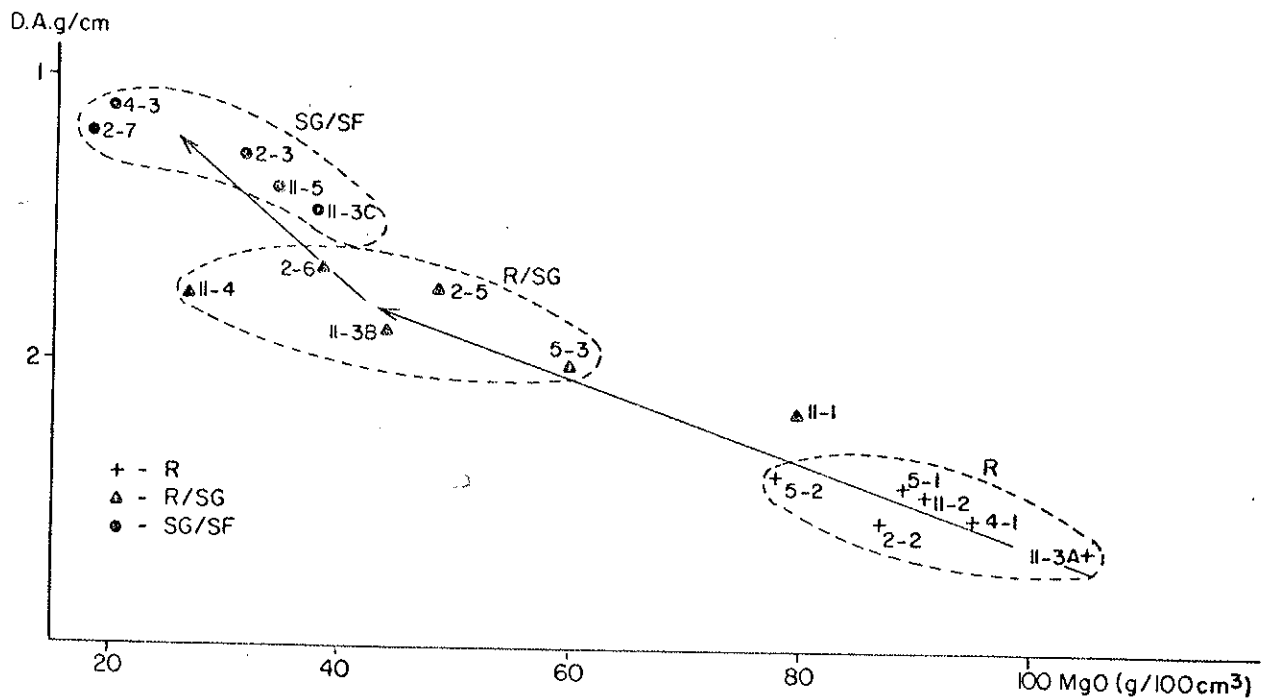


Fig. 17 - BALANÇO A ISOVOLUME DE MgO serpentinito (ex-harzburgito)

gitos, que para os dunitos igualmente serpentinizados. A fig. 17 mostra uma perda inicial rápida de MgO da rocha (R) até R/SG (53% do total de MgO). Na transição entre R/SG e SG/SF, a velocidade de perda de MgO sofre uma quebra considerável, alcançando 69% de perda total ao final da evolução (tabela 13). Esse refreamento da velocidade é reflexo da retenção parcial de Mg nos minerais de talco, resistentes à alteração. Como foi notado para a SiO₂ e MgO do cap. III, também aqui a tendência de ambos é a mesma (são lixiviados) mas com comportamentos de detalhe, opostos a cada passo. Assim, quando a velocidade de eliminação da sílica é lenta, a do magnésio é mais rápida e vice-versa.

O Fe₂O₃ - Para a alteração dos harzburgitos serpentinizados, o ferro, elemento residual, tem um comportamento semelhante àquele descrito nos dunitos hidratados: no decorrer da alteração o teor absoluto de ferro permanece constante. Como é visto na fig. 18, apenas a rocha P2-2 foge deste padrão uniforme, por ser anormalmente rica em ferro. (A razão do alto teor em Fe, desta amostra não é evidente, pois essa amostra é praticamente não portadora de magnetita). Importação deste elemento só existe no solo e aí chega a ser bastante forte), ao contrário das rochas do III capítulo, onde a importação já se fazia presente em SG/SF.

O Al₂O₃ - Comporta-se como elemento residual, mas como mostra a fig. 19, existe um enriquecimento, devido a material importado, na transição entre R/SG e SG/SF, quando neste último, quase volta à quantidade inicial. Este comportamento é exatamente o mesmo, mas em menor escala, que o constatado na alteração dos dunitos serpentinizados, e reforça a idéia deste elemento ser mais móvel que o ferro.

O MnO₂ - Este elemento mantém-se praticamente constante durante a alteração. Um discreto enriquecimento

no fácies R/SG perdura até os mais avançados como pode ser visto na fig. 18. Difere bastante das rochas do cap. III onde a importação de MnO_2 no último estágio era bastante forte.

O Cr_2O_3 - O crômio também é praticamente constante durante a alteração. Sofre enriquecimento no último fácies SG/SF (fig. 18) por importação eventual de Cr_2O_3 (junto com Fe, Al, Mn). No capítulo III, essa importação era bem mais marcante.

O NiO - O níquel mantém no último estágio, a quantidade inicial existente na rocha, com leve enriquecimento intermediário em R/SG (fig. 19). Comparando-se com os serpentinitos verde-amarelos, este enriquecimento situa-se em estágio mais avançado (densidade menor) que para as rochas de capítulo III.

Com os dados ponderais e densidades médias foi construída a fig. 20 que mostra em especial a evolução da sílica, MgO, Fe e Ni. Dessas médias apresenta-se também a tabela 13 que expressa as perdas de SiO_2 e MgO em porcentagem relativa à quantidade inicial e também a soma da perda dos dois relativamente à rocha inicial.

Da observação destes dados e comparando-se com as rochas do capítulo III podemos resumir o comportamento dos elementos destes harzburgitos serpentinizados:

Sílica e magnésia são lixiviadas da rocha, sendo o último em maior escala. Contudo a eliminação destes dois elementos maiores da rocha é muito menor para os harzburgitos hidratados que para os dunitos serpentinizados, o que leva a concluir a última (65% de perda da rocha) mais solúvel que a primeira (42%): o talco oriundo de ortopiroxênios, bastante resistente à alteração, permite a conservação de uma parte dos elementos solúveis nos fácies.

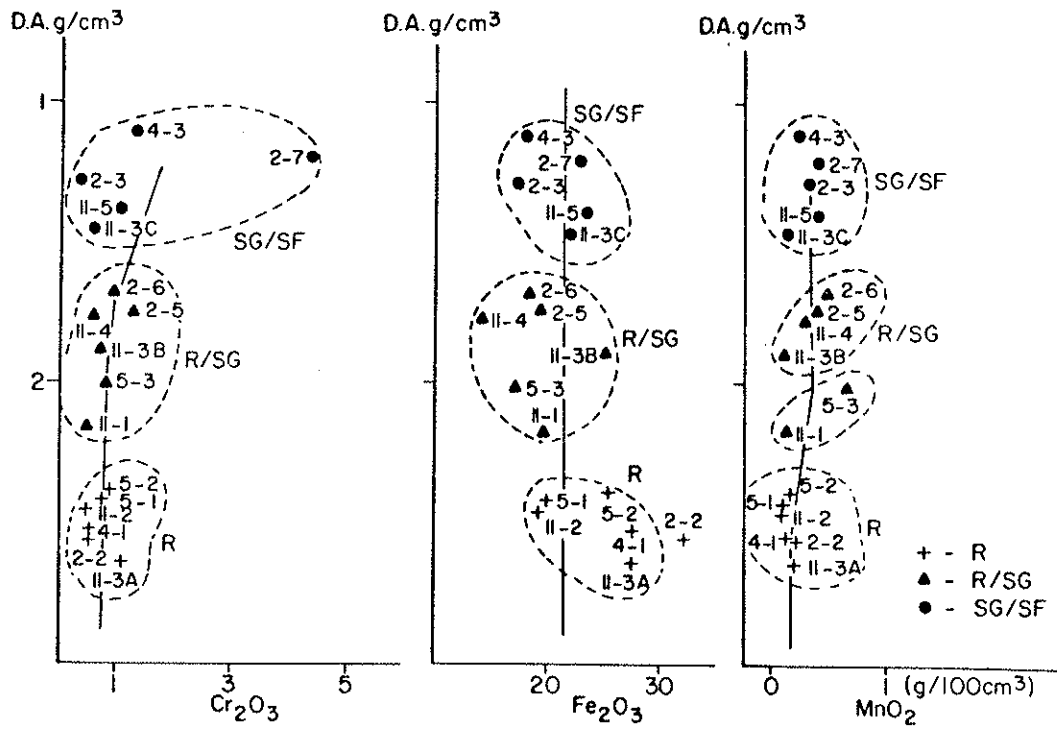


Fig.18-BALANÇO A ISOVOLUME DE Cr_2O_3 , Fe_2O_3 E MnO_2
(ex-harzburgitos)

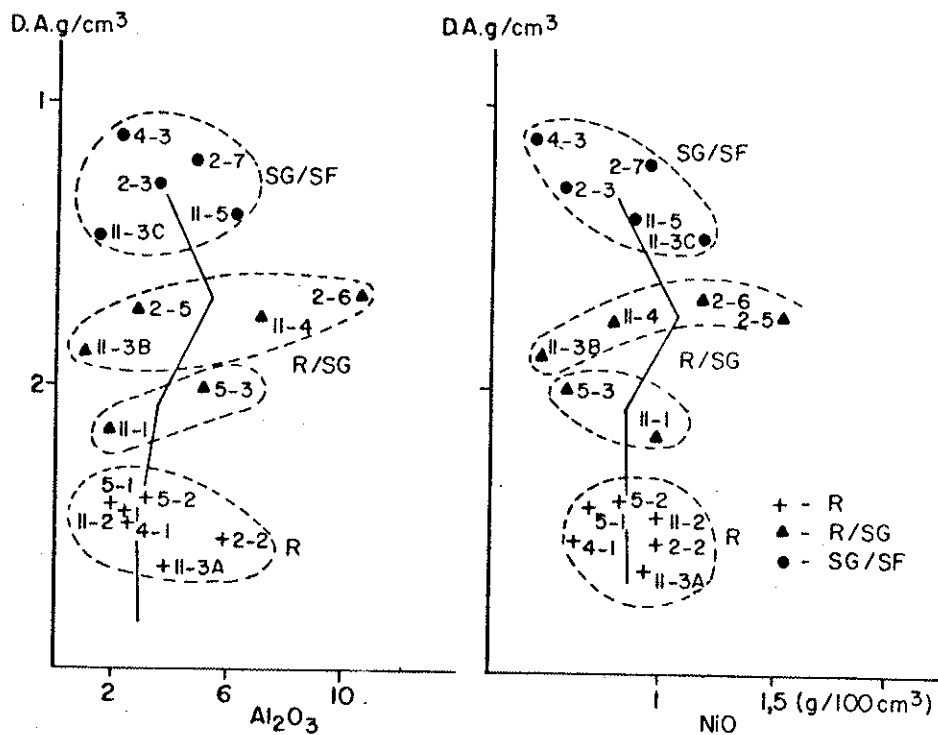


Fig. 19-BALANÇO A ISOVOLUME DE Al_2O_3 E NiO
serpentinito (ex-harzburgito)

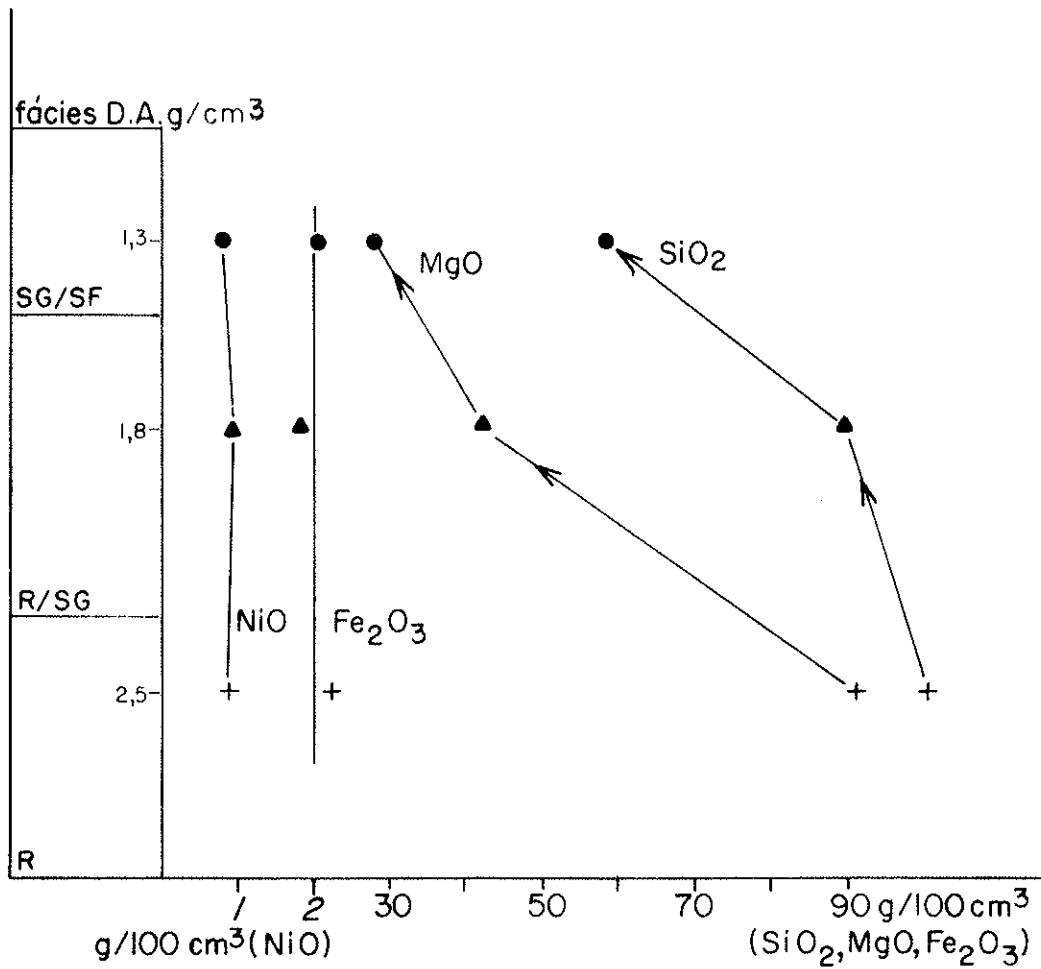


Fig. 20 - SÍNTESE DO BALANÇO A ISOVOLUME serpentinitos (ex-harzburgitos)

O Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MnO_2 , Cr_2O_3 e NiO não são perdidos ao longo da alteração e permanecem mais ou menos constantes. O comportamento contudo, pode ser um pouco mais diferenciado que nas rochas do cap. III. Existe enriquecimento em NiO e MnO_2 no fácies R/SG, enquanto o enriquecimento em Fe_2O_3 e Al_2O_3 , se dá apenas com material importado (no solo e em SG/SF respectivamente).

Baseando-se na análise feita para cada óxido e na tabela 13, podemos imaginar uma escala de mobilidade semelhante à das rochas do capítulo III:

$\text{Ca}(?) > \text{Mg} > \text{Si} \gg \text{Ni, Mn, Al, (Co?) > \text{Fe, Cr.}$

C. Interpretação Mineralógica

A alteração intempérica destes harzburgitos serpentinizados produz principalmente esmectitas originadas de serpentina e deixa inalterado o talco, oriundo dos ortopiroxênios.

A menor perda dos elementos principais SiO_2 e MgO formadores da rocha mãe (harzburgito serpentinzado) em relação às quantidades perdidas pelo dunito serpentinzado, é devida provavelmente, apenas à mineralogia original da rocha, que orientou os produtos finais. Convém ressaltar contudo, que não puderam ser amostrados, fácies de harzburgitos hidratados tão alterados como no caso dos dunitos hidratados (densidade média 1,3, contra 1,0 g/cm^3).

As análises químicas seletivas (cap. II- Metodologia) permitiram o conhecimento da quantidade de talco e/ou piroxênio, total contida na amostra. Além disso, o conhecimento da composição da parte solúvel, permite deduzir, por diferença entre a análise total, a composição deste talco e/ou piroxênio. Quando se tem certeza da presença de ape

TABELA 13 - SÍNTESE DOS DADOS VOLUMÉTRICOS-PORCENTAGENS DE PERDAS-SERPENTINITOS (EX-HARZBURGITOS)

Fácies	SiO ₂	MgO	Rocha
SG/SF	-42,32	-68,96	-42,16
R/SG	-10,44	-53,22	-15,17
(g/100cm ³) R	100,5	90,87	249,5

nas um dos dois, uma composição química do mineral pode ser tentada. Ainda, a composição da parte solúvel, pode oferecer uma idéia da composição da esmectita quando serpentina já fôr quase inexistente. Na tabela 12 aparecem os dados ponderais médios de análise seletiva para cada fácies, e na tabela 14 se vê a composição química média dos insolúveis (talco e/ou piroxênio) nos mesmos fácies:

- Composição da rocha fresca e dos ortopiroxênios

A análise seletiva da rocha (R) na tabela 12, mostra que a parte solúvel é constituída essencialmente por serpentina. Os piroxênios não serpentinizados (desde que as amostras do fácies parecem quase não conter talco) representam 5% do total da rocha (I= 5%).

A composição química desses insolúveis (tabela 14), corresponde a de ortopiroxênio (com clinopiroxênio insignificante). Esta composição pode ser comparada a aquela média dos piroxênios de Girardi e Ulbrich, 1980. A exceção de Cr_2O_3 que no caso de (R) é evidentemente cromita, os outros dados se equiparam, a não ser para MgO e Fe_2O_3 . Enquanto a amostra média de Girardi pode ser chamada de bronzita, (R) aproxima-se mais da enstatita.

- Composição da esmectita (ex-serpentina)

A medida que a alteração progride, podemos ver que a parte solúvel perde a composição característica de serpentina para se aproximar mais de uma composição de esmectita. A análise seletiva da amostra P4-3, cuja parte solúvel constitui-se quase só por esmectita (vide diagrama de RX, fig 14) pode oferecer uma aproximação da composição deste argilo-mineral:

TABELA 14 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA MÉDIA DOS INSOLÚVEIS - SERPENTINITOS (EX-HARZBURGITOS)

Fácies	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total	Nº de amostras
SoIo	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100,0	1
SG/SF	59,18	24,97	0,21	12,62	0,70	1,61	0,21	0,38	0,11	-	99,99	5
R/SG	61,8	29,9	0,07	2,88	4,00	0,84	0,03	0,21	0,25	-	99,98	5
R	50,75	39,62	0,38	2,64	2,83	3,02	0,19	0,38	0,19	-	100,0	6
Piroxênio Girardi	53,61	28,75	0,41	12,72	3,90	0,14	0,23	0,08	-	-	99,84	-

TABELA 15 - DADOS PONDERAIS DE ATAQUE SELETIVO-SERPENTINITO (EX-HARZBURGITOS)

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA IV

	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	I*	PF	Total
Solo	12	13,96	1,91	0,02	31,30	17,00	0,81	0,58	0,70	0,07	20,64	10,7	97,70
	11-6	10,54	2,03	0,02	38,10	13,88	2,48	0,79	0,41	0,09	13,84	15,9	98,16
SG/SF	11-5	31,93	22,38	0,40	16,28	3,87	0,62	0,29	0,62	0,03	12,62	13,1	102,14
	11-3C	35,28	22,80	<0,005	15,20	1,06	0,10	0,13	0,81	0,02	11,2	12,9	99,50
R/SG	11-4	46,59	14,92	0,68	8,08	4,06	0,31	0,19	0,46	<0,005	13,16	9,0	97,45
	11-3B	34,88	14,51	<0,005	13,42	0,53	0,05	0,05	0,26	0,02	21,1	12,6	97,42
	11-1	38,86	36,90	0,06	9,20	0,85	0,21	0,08	0,46	0,02	-	12,7	99,34
R	11-2	39,15	36,90	0,06	7,9	0,97	0,19	0,07	0,40	0,01	1,01	13,2	99,86
	11-3A	31,78	31,92	0,03	7,19	0,82	0,03	0,07	0,30	0,01	15,14	10,9	98,19

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA V

	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	I*	PF	Total
SG/SF	4-3	36,36	10,91	0,05	9,33	2,12	0,18	0,07	0,15	0,03	28,29	9,6	97,09
R/SG	5-3	36,00	26,94	0,58	7,37	2,59	0,16	0,27	0,30	0,02	13,04	12,8	100,07
	5-2	38,78	29,7	0,08	8,5	1,07	0,08	0,04	0,28	0,01	8,87	12,9	100,31
R	5-1	39,58	36,4	0,04	8,2	0,40	0,13	0,06	0,25	0,01	1,5	12,9	99,51
	4-1	38,89	36,9	0,07	8,2	0,98	0,10	0,08	0,25	0,01	2,33	12,8	100,61

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA VI

	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	I*	PF	Total
SG/SF	2-7	23,14	5,97	0,06	15,20	4,06	3,67	0,37	0,71	0,03	36,20	9,3	98,71
	2-3	41,16	23,21	0,12	13,59	2,83	0,23	0,30	0,46	0,03	5,98	11,8	99,71
R/SG	2-6	17,60	3,94	<0,005	9,12	0,87	0,28	0,29	0,52	0,02	59,48	6,2	98,32
	2-5	26,84	15,34	0,01	10,41	1,60	0,43	0,24	0,77	0,01	34,82	8,7	99,17
R	2-2	36,87	33,7	0,04	12,6	1,92	0,20	0,10	0,40	0,01	1,20	11,5	98,54

I* = insolúvel no ácido perclórico

Óxidos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	NiO	CaO	H ₂ O	Total
%	54,31	3,16	13,93	16,29	0,22	0,08	12,0	100,0

Esta análise foi recalculada para uma perda ao fogo maior, pois aquela da amostra total (9,6%) é influenciada pela presença de minerais de menor conteúdo em água (talco no caso).

Esta composição de esmectita difere daquela apresentada no cap. III aqui, a camada octaédrica é um pouco mais magnésiana que ferrífera. A razão desta diferença poderia estar ligada simplesmente ao fato da maior disponibilidade de MgO, já que a sua retenção parcial até estádios mais avançados é maior que no caso dos dunitos serpentinizados, ou mesmo, um pouco de serpentina poderia se misturar à esmectita, elevando o teor em Mg.

- Composição do talco

A porcentagem de insolúveis aumenta em valor relativo até atingir um máximo no estágio R/SG, para em seguida diminuir. A composição dessa parte insolúvel passa a ser nitidamente de talco (+cromita) já em R/SG (tabela 14). No solo, todo material insolúvel é apenas quartzo importado, sem resquícios de talco. As variações possíveis na rocha fresca, do conteúdo de ortopiroxênio e do grau de transformação em talco deste mineral, não permitem elucidar se ocorre realmente neoformação de talco na alteração meteórica, ou se este mineral é apenas herdado da rocha. Esse ponto será esclarecido nos dois capítulos seguintes onde piroxênios e/ou talco perfazem a maior parte da rocha fresca.

- Composição da garnierita

O material verde que preenche as fraturas da rocha (sequência evolutiva VI), analisado aos raios-X, colocou em evidência, essencialmente a estrutura de serpentina, com quantidades subordinadas de talco (aproximadamente 8%, como deduzido de ataque seletivo). A análise química da fração solúvel da amostra, parece concordar com o fato, mostrando ainda, que fortes quantidades de níquel participam juntamente com o Mg, da camada octaédrica, ou seja: uma serpentina níquelífera, cuja composição aproximada seria:

Óxidos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	NiO	H ₂ O	Total
%	38,8	0,98	8,28	27,9	11,4	12,8	100,2

A composição química do talco, material subordinado, não foi obtida. Talvez, também esse mineral possa ser enriquecido em níquel. A interestratificação de "talco - hidratado" (Kerolita-Pimelita) com serpentina níquelífera, parece ser comum à maior parte dos depósitos de níquel do mundo (Brindley, Pham, 1972).

Este material verde preenchendo fraturas, possui ainda 1,58% de MnO₂, cuja associação não foi reconhecida.

CAPITULO V

1. EVOLUÇÃO MINERALÓGICA AO LONGO DA ALTERAÇÃO

Este capítulo é destinado à alteração de rochas hidratadas: olivina-piroxenitos (P13-1A, P13-1B, P13-2A, P13-3A, P13-2B, P13-3B, P13-2C, P13-4 e P13-5) e norito (P10-1, P10-2, P10-3A e P10-3B) cujo comportamento semelhante permitiu que todas as amostras fossem englobadas numa mesma sequência evolutiva (VII). Ainda, os websteritos (P7-5, P7-6, P7-7, P18-7, P7-9 e P7-8), que por características próprias serão analisados na sequência evolutiva VIII separadamente.

Para os olivina-piroxenitos e norito, a densidade da rocha (R) é $3,07 \text{ g/cm}^3$ e $3,15 \text{ g/cm}^3$, respectivamente. No fácies R/SG foram separados 3 estádios, cujas densidades são: $2,84 \text{ g/cm}^3$ para R/SG (1), de $1,88$ a $1,45 \text{ g/cm}^3$ em R/SG (2) e $1,35$ a $1,11 \text{ g/cm}^3$ em R/SG (3). No fácies SG/SF, a densidade está entre $0,86$ e $0,75 \text{ g/cm}^3$.

A densidade da rocha (R), amostrada para os websteritos, é $2,71 \text{ g/cm}^3$. O fácies R/SG também foi separado, aqui em dois estádios: a densidade de R/SG (1) é $1,82 \text{ g/cm}^3$. R/SG (2) varia de $1,48$ a $1,33 \text{ g/cm}^3$. SG/SF varia de $1,07$ a $0,84 \text{ g/cm}^3$.

A. Sequência Evolutiva VII (Tabela 16) - Olivina-Piroxenitos e Norito

Esta sequência foi organizada com amostras dos pontos P13 (olivina-piroxenitos) e P10 (norito). O primeiro é de encosta, próximo à posição de sopê. O segundo, é encosta característica. Estes pontos localizam-se na Campina dos Maias, ao Sul de Piên, já próximos do Rio Negro.

A alteração em ambos os casos, é maior que para as rochas dos capítulos anteriores. Muito comuns, são os côrtex ou alteração tipo "casca de cebola" que à medida que progride, acaba deixando apenas pequenos núcleos resistentes mergulhados em matriz argilosa. Tanto os olivina- piroxenitos quanto os noritos, acham-se estreitamente relacionados aos xistos e serpentinitos. As amostras que apresentaram "cas-cas de cebola", foram separadas em núcleo e côrtex (este último em até três tipos conforme a intensidade de altera-ção).

A rocha fresca (R) é de cor negra em ambos os casos (P10-1 e P13-1A), de textura fanerítica muito fina e não mostra estrutura. Microscopicamente, (R) é um mosaico de cristais mais ou menos equidimensionais. Em P10-1 temos hiperstênio e plagioclásio (andesina) em quantidades equivalentes; diopsídio é um pouco menos importante quantitativamente. Olivina é mineral subordinado. Como acessórios, aparecem espinélios verdes, cromita e alguma biotita. No caso de P13-1A, não existem os plagioclásios; hiperstênio é predominante, com quantidades de clinopiroxênio apenas subordinadas. Espinélio verde é muito abundante e a olivina é acessório pouco importante, embora sempre presente. Aparecem ainda pequenas quantidades de anfibólio e talco. (vide diagrama de RX de P13-1A Fig.21).

O próximo fácies, R/SG, foi dividido em três estádios R/SG (1) é representado pela amostra P10-2. Macroscopicamente, assemelha-se muito à rocha original, mas com vários pontos esbranquiçados. Ao microscópio, a modificação importante é o desaparecimento de plagioclásio e micas. Aos raios-X, é marcada a presença de anfibólios derivados dos clinopiroxênios (vide diagrama de RX de P10-2- Fig.22). Pequenas quantidades de talco aparecem associadas às bordas dos ortopiroxênios e também algumas bastitas. Olivinas apresentam um início de dissolução, liberando um pouco de ferro amorfo (P13-2A). R/SG (2), é representado pe-

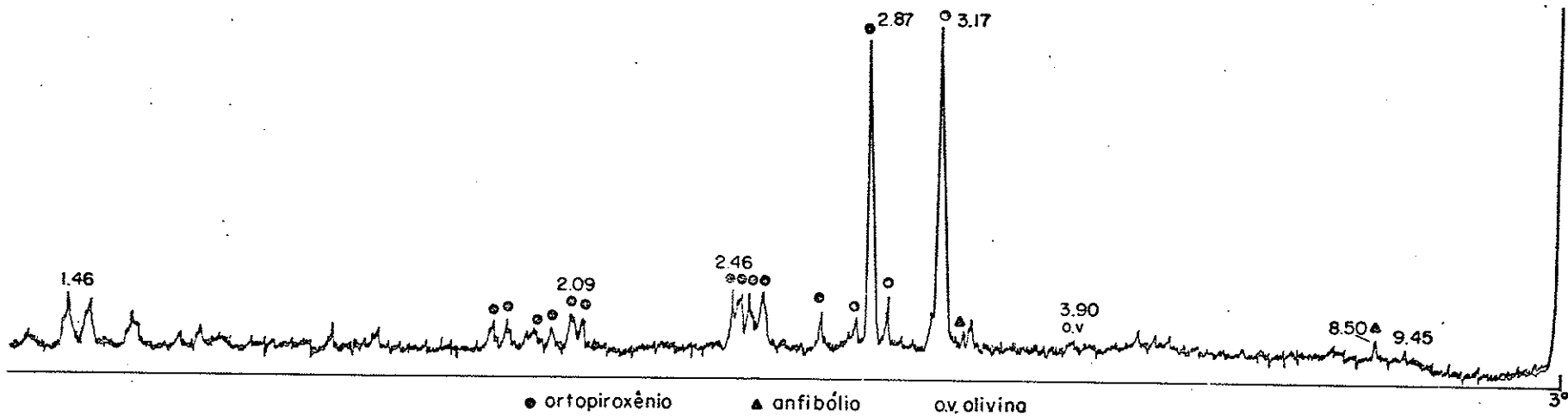


Fig. 21 - P_{13-1A} (Olivina - Piroxenito)

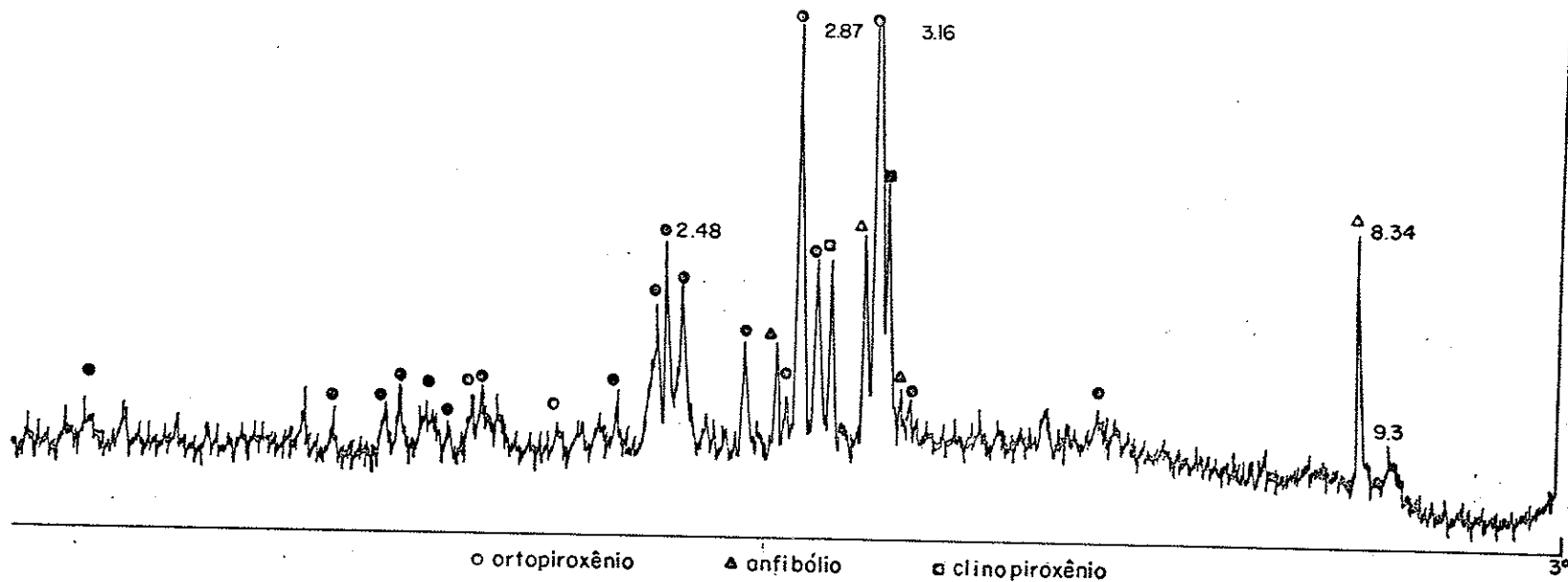


Fig. 22 - P₁₀₋₂ (Olivina - Piroxenitos) R/SG

las amostras P13-1B e P13-2B. A densidade cai consideravelmente, e o aspecto macroscópico da rocha muda, passando para uma cor marrom esverdeada, com alguns pontos pretos. Microscopicamente ainda é possível encontrar olivina inalterada, mas a liberação de ferro pela dissolução deste mineral é bem maior que no estágio anterior, instalando-se também nas clivagens dos piroxênios (orto predomina sobre clino). Eventualmente, o que se vê são olivinas envoltas por serpentina nas fraturas. Talco, derivado dos ortopiroxênios pode chegar a quantidades expressivas. Os raios-X demonstram que apenas ortopiroxênio subsiste, acompanhado de anfibólitos, serpentina, talco, espinélio e cromita em matriz goethítica. Em R/SG(3); P10-3A, P13-3B e P13-2C, a coesão é menor, a cor da rocha se torna bem amarelada e a densidade cai um pouco mais. Microscopicamente, o ferro está presente por todas as fraturas dos minerais e a rocha apresenta vários "buracos", devido à dissolução da olivina. A amostra P10-3B, apresenta uma mineralogia particular: gibbsita predomina ao lado dos ortopiroxênios.

No fácies SG/SF, a coesão é muito baixa, a cor é marrom amarelada ou avermelhada. Muito argilosas, as amostras deste possuem densidade menor que um (1). Ao microscópio, a estrutura é muito esvaziada, mas sempre com as réplicas ferruginosas das fraturas e clivagens dos piroxênios, permitindo perfeito reconhecimento da estrutura original. Fora a goethita, que é o mineral dominante, aparece um pouco de talco, restos de ortopiroxênio e espinélio, anfibólito e gibbsita. O estudo da fração argila na amostra P13-5 deste fácies SG/SF, indicou apenas a presença de talco e anfibólito.

B. Sequência Evolutiva VIII (Tabela 16) - Websteritos

Esta sequência foi elaborada com amostras do ponto P7. É o ponto mais ao norte estudado e sua posição é

TABELA 16

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA VII
OLIVINA-PIROXENITOS E NORITO

Fácies	Amostra	D.A.	U(Ps)
SG/SF	13-5	0,75	73,56
	13-4	0,86	37,49
	13-2C	1,11	16,64
R/SG(3)	13-3B	1,23	24,17
	10-3A	1,35	3,07
R/SG(2)	13-2B	1,45	50,68
	13-1B	1,88	4,52
R/SG(1)	10-2	2,84	1,33
R	13-1A	3,07	0,44
	10-1	3,15	0,61

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA VIII
WEBSTERITOS

Fácies	Amostra	D.A.	U(Ps)
SG/SF	7-8	0,84	70,38
	7-9	1,07	33,05
R/SG(2)	18-7	1,48	21,37
	7-7	1,33	27,09
R/SG(1)	7-6	1,82	16,49
R	7-5	2,71	1,34

de topo. Ainda, a amostra P18-7 contribuiu para complementação do fácies R/SG. Esta última é da Campina dos Maias, ao sul, posicionando-se em meia-encosta. A alteração local é mais intensa que no caso das rochas do capítulo III, IV e mesmo dos olivina-piroxenitos e norito. Ocorre como "faixas" (ã semelhança de diques), de até 3 metros de espessura, e mesmo na vertical, é possível distinguir horizontes distintos de alteração, embora pouco espessos (no máximo 1,5 m) e de continuidade lateral restrita.

A rocha (R) (representada por P7-5) é cinza esverdeada, de textura afanítica e possui bandeamento dado por faixas mais cinzas e mais verdes alternadas. Ao microscópio, apresenta-se como um mosaico de cristais de clino e ortopiroxênios com raros opacos em grãos pequenos. Os clino piroxênios predominam sobre os orto, e de modo geral estão mais frescos. Alguns parecem estar transformados em massas argilosas de cor esverdeada, com clorita provável. Foi nota da uralitização restrita de clinopiroxênios. Alguns ortopiroxênios apresentam bastitas, outros ainda, estão parcialmente transformados em talco, nas bordas e fraturas. Os raios-X confirmam a presença de anfibólios e estruturas a 14Å .

O fácies R/SG foi dividido em duas etapas: R SG (1), representado pela amostra P7-6 é de cor muito clara, levemente esverdeada, com alguns pontos mais escuros. Ainda se vê o bandeamento anterior e a rocha tem uma aparência às vezes porosa. A lâmina delgada desta amostra, apresenta vermiculitas desenvolvidas e grande quantidade de anfibólios em pequenos cristais. Grãos de opacos, são poucos e dispersos. De resto, a estrutura parece bastante esvaziada, com muitos buracos. Os raios-X confirmam a presença de estruturas a 14Å e os anfibólios (vide diagrama de raios-X de P7-6, Fig.23). Na etapa R/SG (2), a cor da rocha é clara, mas mais verde que no caso anterior. A estrutura banda da permanece, vermiculitas são abundantes, em palhetas visíveis a olho nu. A coesão e a densidade já sofrem uma queda

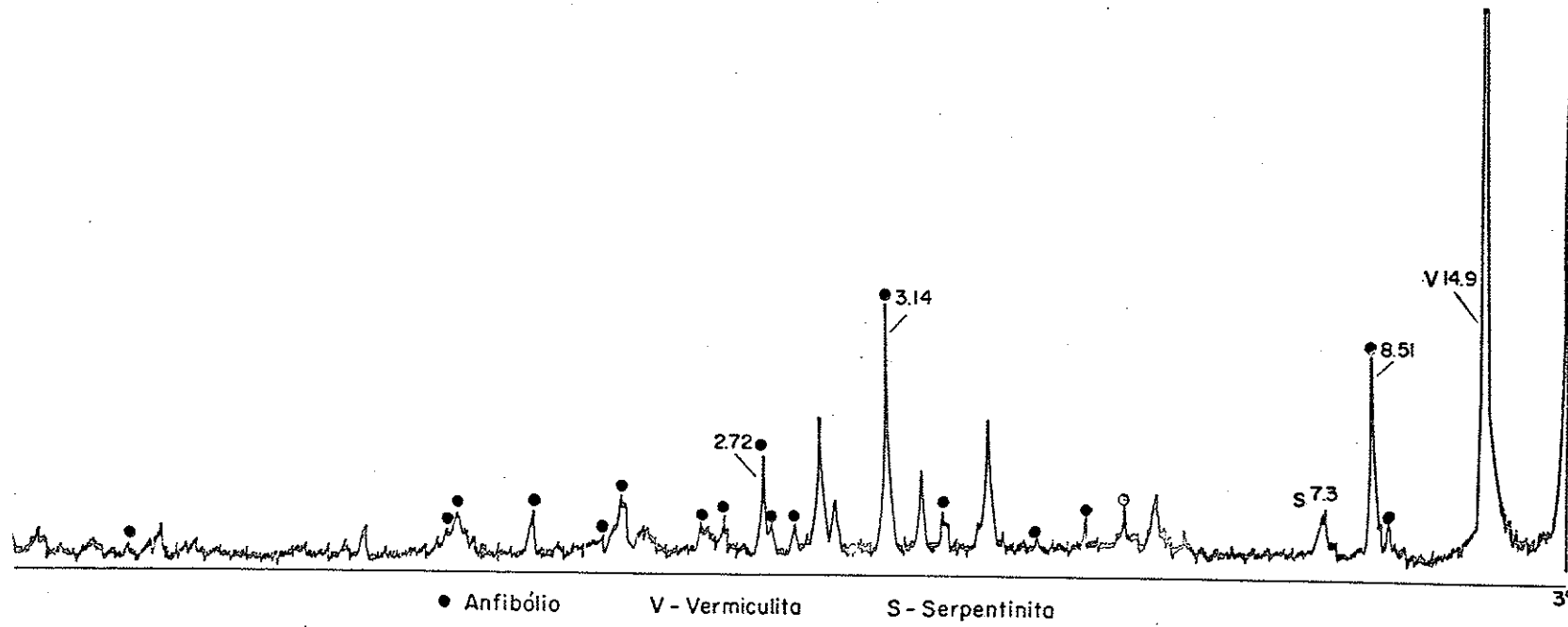


Fig. 23 - P 7-6 WEBSTERITOS

considerável em relação a (R). Ao microscópio, aparecem essencialmente vermiculitas e os anfibólios. A diferença é que vermiculitas estão muito coloridas por ferro e muitos anfibólios passam a massas argilosas quase sem relevo. Tanto os picos da vermiculita, quanto os do anfibólio, ficaram muito bem caracterizados nos diagramas de raios-X de P18-7 e P7-7.

No próximo fácies, SG/SF, a densidade e coesão são muito baixas. Ainda é possível distinguir a estrutura original, mas a cor da rocha é bem mais escura, esverdeada ou amarelada. A grande mudança em relação ao estágio anterior, é a perda do brilho dado pelas vermiculitas. Aqui, o aspecto é essencialmente argiloso. Ao microscópio a estrutura é muito esvaziada, com buracos em réplica dos cristais de anfibólio. Vermiculitas se transformam em massas microcristalinas fortemente coloridas de ferro. Opacos apresentam corrosão. Os diagramas de raios-X de amostra total mostram que estruturas a 14 \AA coexistem com anfibólios. O estudo da fração menor que 2μ , mostrou que esta estrutura já não é mais de vermiculita, e sim de esmectita (vide diagrama de fração menor que 2μ de P7-8 - Fig.24).

As tabelas 17 e 18 sintetizam semiquantitativamente a evolução dos minerais presentes em cada fácies, para olivina-piroxenitos (e norito) e websteritos.

C. Filiações Mineralógicas

As rochas deste capítulo, pouco ou não hidratadas (R), possuem em resumo a seguinte mineralogia:

No caso dos olivina-piroxenitos e norito: predomina o ortopiroxênio. Subordinadamente os plagioclásios são importantes nos noritos e os clinopiroxênios nos olivina-piroxenitos. A olivina perfaz cerca de 10% destes tipos

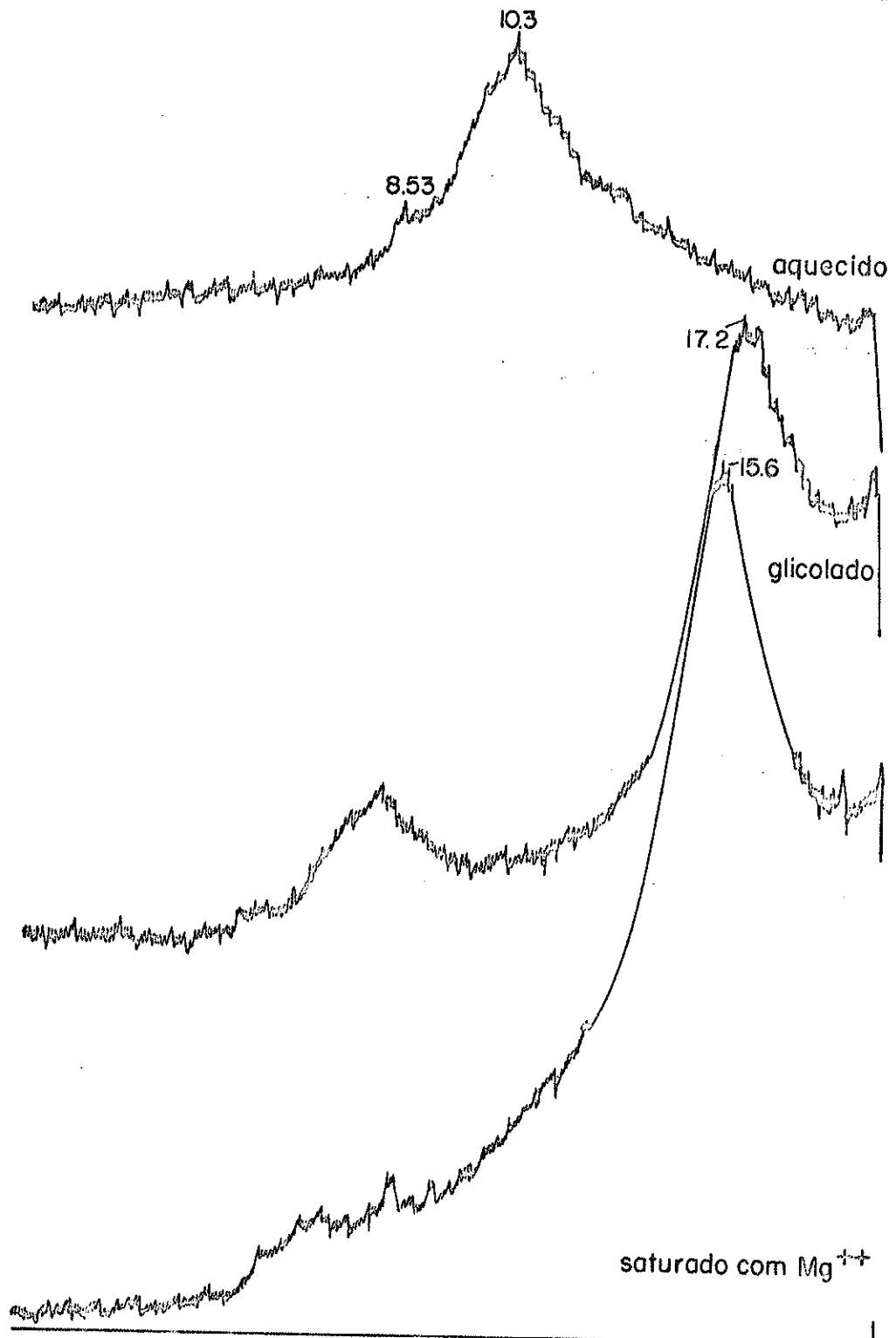


Fig. 24- ALTERAÇÃO DE WEBSTERITOS - P7-8 ($< 2 \mu$)
sequência evolutiva - VIII

TABELA 17 - EVOLUÇÃO SEMI - QUANTITATIVA DOS MINERAIS DE OLIVINA-PIROXENITOS E NORITO NA ALTERAÇÃO

Fácies	R	R/SG(1)	R/SG(2)	R/SG(3)	SG/SF
Minerais					
Ortopiroxênios	+++	+++	++	+	(+)
Clinopiroxênios	++	++	+	(+)	-
Olivina	+	(+)	(+)	-	-
Cromita	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)
Espinélio Verde ^{*1}	+	+	+	+	+
Plagioclásio ^{*2}	+	-	-	-	-
Anfibólios	(+)	++	+	+	+
Clorita	(+)	(+)	(+)	(+)	-
Serpentina	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)
Talco	(+)	+	++	+	+
Esmectita	-	-	(+)	(+)	(+)
Goethita	-	(+)	++	+++	+++
Gibbsita ^{*3}	-	-	++	?	+

*1 = principalmente nos olivina-piroxenitos

*2 = apenas nos noritos

*3 = apenas nos noritos (P10-3B)

+++ abundante

++ frequente

+ escasso

(+) traços

(-) ausente

TABELA 18 - EVOLUÇÃO SEMI-QUANTITATIVA DOS MINERAIS DE WEBSTERITOS, NA ALTERAÇÃO

Fácies Minerais	R	R/SG(1)	R/SG(2)	SG/SF
Clinopiroxênios	+++	(+)	-	-
Ortopiroxênios	++	++	+	(+)
Cromita	(+)	(+)	(+)	(+)
Vermiculita	?	++	+++	+
Anfibólios	+	++	++	+
Talco	(+)	(+)	+	++
Serpentina	(+)	(+)	(+)	-
Clorita	+	(+)	(+)	(+)
Esmectita	(+)	(+)	+	+++
Goethita	(+)	+	+	++

+++ abundante

++ frequente

+ escasso

(+) traços

- ausente

de rocha. Espinélio verde (principalmente nos olivina-piroxenitos), cromita, anfibólio, clorita e talco são os acessórios presentes.

Para os websteritos, clinopiroxênios e ortopiroxênios perfazem aproximadamente 60 e 40% da rocha. Serpentina (bastitas), talco, anfibólios e cloritas, aparecem como traços.

O destino dos minerais dos olivina-piroxenitos (norito) e websteritos é o mesmo, sendo as diferenças dos produtos finais, controladas pela maior ou menor quantidade de clino-piroxênios.

Em todos os três casos, os clinopiroxênios transformam-se em anfibólios (actinolita) com um pouco de clorita até o final de R/SG. Este processo de transformação parece completar um início de hidratação hipógena já existente na rocha fresca. Girardi, 1974 sugere para estas actinolitas, uma origem secundária. Nesta transformação parte do material é perdido, deixando apenas pequenos cristais destes anfibólios em meio a uma estrutura bastante esvaziada. No fácies SG/SF, boa parte destes anfibólios e clorita transformam-se em esmectitas. Este fato é bem visível no caso dos websteritos, onde partindo-se de uma grande quantidade de clinopiroxênios na rocha (R), passando a anfibólios em R/SG, chega-se a uma quantidade considerável de esmectita em SG/SF.

O ortopiroxênio resiste um pouco mais a alteração podendo eventualmente subsistir até SG/SF. A transformação em talco nas bordas e fraturas, ou seja, início de hidratação, é visível nos ortopiroxênios da rocha (origem hipógena). Aqui fica bem nítido, que este mineral não é formado durante o intemperismo destas rochas, pois com o avanço da alteração, não existe produção de talco além do já existente. Ao final do fácies R/SG, os ortopiroxênios são essen

cialmente dissolvidos, com precipitação de goethita que desenha os antigos planos de clivagem.

As bastitas existentes, originadas dos ortopiroxênios na rocha, resistem um pouco, até que em SG/SF são transformadas em esmectitas. Talco parece resistir até o final, contudo, intimamente misturado ao ferro.

A olivina em geral é corroída já nos primeiros estádios, não mais existindo como mineral individualizado em R/SG (3). No lugar, ela deixa um pouco de ferro amorfo. Esta dissolução da olivina, também contribui para o esvaziamento da estrutura. Ocasionalmente, algumas olivinas na rocha podem estar serpentinizadas, nas bordas. Estas serpentininas seguem o mesmo destino em SG/SF que as bastitas.

Os plagioclásios, presentes no fácies (R) dos noritos, são alterados em gibbsita muito rapidamente, já na transição de (R) para R/SG (1). A gibbsita ainda parece existir em grande quantidade no fácies R/SG (2) das rochas noríticas. Contudo seu destino ulterior não pode ser definido, devido ao baixo número de amostras deste tipo.

As vermiculitas não aparecem na rocha fresca amostrada, mas muito provavelmente não são produtos de alteração: os cristais bem desenvolvidos, semelhantes às vermiculitas da sequência evolutiva II (nos serpentinitos do capítulo III), contribuem para esta hipótese. Como na serpentina II, o destino destas vermiculitas no fácies SG/SF, é a transformação em esmectitas. Espinélio e cromita subsistem até SG/SF, mas corroídos.

Conclui-se que na alteração dos minerais destas rochas: olivina-piroxenitos, norito e websteritos, o processo predominante é o de dissolução, principalmente dos ortopiroxênios (criando uma estrutura muito esvaziada nos olivina-piroxenitos). A dissolução dos ortopiroxênios deixa co

mo resíduo, grande quantidade de ferro na forma de goethita. Esmectita é o produto secundário dos clinopiroxênios (diretamente ou dos anfibólios), sendo importante no caso dos websteritos, onde clinopiroxênio constitui a maior parte da rocha.

2. ASPECTOS GEOQUÍMICOS DA ALTERAÇÃO SUPERFICIAL

O comportamento geoquímico destes olivina-piroxenitos (e norito) e websteritos, é regido pelas perdas de SiO_2 , MgO , CaO (este último, especialmente no caso dos websteritos) e Al_2O_3 . Entre os outros elementos analisados: Fe, Cr, Mn, Ni, Co e Cu, o Cu não será considerado, pois como no caso de todas as outras ultramáficas já descritas, o teor esteve sempre abaixo de 0,01%.

A. Dados Ponderais

Também para as rochas deste capítulo V, dois tipos de análise química constam para cada amostra: total e seletiva (vide capítulo II - Metodologia). Neste caso, o resíduo insolúvel da análise seletiva, retém: piroxênios, talco, cromita e espinélios, como será visto adiante na interpretação mineralógica.

A tabela 19 apresenta os dados ponderais de análise química total para todas as amostras dos olivina-piroxenitos, norito e websteritos. Como o comportamento dos elementos maiores é semelhante nos três casos, a análise geoquímica será feita em conjunto, ressaltando-se o comportamento dos elementos menores.

A perda ao fogo tem um comportamento único para os três tipos: a partir da rocha não hidratada, a perda ao fogo vai aumentando nitidamente (variando dos extre-

mos 0,8 até 13%) em direção aos fácies mais evoluídos, devido à neoformação de minerais hidratados.

A silica, no caso dos olivina-piroxenitos e norito sofre perda continua até SG/SF: de 50% passa a 25% ao final da evolução. No caso dos websteritos existe conservação relativa durante todas as etapas como pode ser visto na tabela 19.

Parte da magnésia é perdida para os três tipos de rocha: para os websteritos a perda relativa é menos acentuada (de 20 passa a 10%) que para os olivina-piroxenitos e norito (de 25% em média para 5%).

O CaO passa a ser elemento importante para estes três tipos de rocha, quanto maior for a presença de clinopiroxênios e plagioclásios, já que participa da constituição destes minerais. Pela tabela 19, vemos que o CaO da rocha é perdido muito rapidamente ao menor sinal de alteração. De 7,5% nos olivina-piroxenitos, passa até 0,03% em SG/SF. Nos websteritos, de 14% na rocha, passam a 4% em R/SG (1), para atingir 2,3% em SG/SF.

O Fe₂O₃ tem um aumento relativo considerável: aproximadamente três vezes para os três tipos de rocha ao fim da evolução. Nos olivina-piroxenitos e noritos contudo, os teores são mais altos que nos websteritos, já a partir da rocha.

O Al₂O₃ aumenta de R a SG/SF até um máximo de três vezes no caso dos olivina-piroxenitos e norito. Nos websteritos mantêm-se constante.

O Cr₂O₃ passa por aumento gradativo até um máximo em SG/SF (de 0,35% na rocha, até 2,66% em SG/SF), no caso dos olivina-piroxenitos e norito, ou mantêm-se aproximadamente constante (com pequena quebra na transição R/SG

TABELA 19 - DADOS PONDERAIS

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA VII - OLIVINA PIROXENITOS E NORITO

Fácies	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	TOTAL
SG/SF	13-5	24,79	4,93	0,23	30,83	22,30	2,66	0,40	0,42	0,10	13,2	99,86
	13-4	25,48	4,02	0,03	37,29	17,76	2,19	0,43	0,64	0,03	12,0	99,87
R/SG(3)	13-2C	29,1	9,53	0,24	28,06	18,89	2,63	0,31	0,67	0,01	9,8	99,25
	13-3B	30,26	8,29	0,11	23,77	21,53	1,83	3,00	0,50	0,02	10,9	100,21
	10-3A	32,26	7,79	0,21	22,88	22,71	0,76	0,35	0,28	0,13	12,6	99,97
R/SG(2)	13-2B	47,4	18,4	0,19	18,6	6,1	0,44	0,18	0,38	0,04	8,8	100,54
	13-1B	39,54	18,36	0,42	16,23	15,40	1,17	0,17	0,32	<0,005	6,6	98,21
R/SG(1)	10-2	48,18	18,9	1,14	12,15	10,86	0,35	0,22	0,12	<0,005	3,9	98,78
R	13-1A	47,34	30,67	0,22	9,29	10,07	0,61	0,19	0,25	0,08	1,1	99,82
	10-1	50,0	21,7	7,45	9,6	7,23	0,35	0,16	0,13	0,01	0,8	97,44

SEQUÊNCIA EVOLUTIVA VIII - WEBSTERITOS

Fácies	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	TOTAL
SG/SF	7-8	49,01	10,61	2,38	13,76	10,39	0,57	0,50	0,35	0,09	11,6	99,26
	7-9	44,73	10,29	3,07	16,30	10,52	0,67	0,41	0,35	0,01	11,8	98,15
R/SG(2)	18-7	39,0	20,3	1,76	10,5	15,0	0,41	0,11	0,05	<0,005	12,8	99,93
	7-7	47,61	20,19	2,30	7,15	8,31	0,16	0,18	0,06	0,01	11,4	97,37
R/SG(1)	7-6	50,1	21,72	4,11	5,71	7,29	0,51	0,16	0,09	0,17	8,5	98,36
R	7-5	47,8	19,6	14,2	4,73	9,72	0,54	0,27	0,24	0,56	2,7	100,36

para SG/SF) no caso dos websteritos.

O MnO_2 nos olivina-piroxenitos e norito, aumenta em direção ao final da evolução. Em uma amostra (P13-3B), apresenta elevado teor (3%), devido à deposição de óxidos de manganês em finos filmes sobre as fraturas. No caso dos websteritos, há uma fraca tendência de aumento, que sofre uma quebra em R/SG.

O teor em NiO também aumenta para os olivina-piroxenitos e noritos, em direção à SG/SF (de 0,13% na rocha, até 0,6% em SG/SF). No caso dos websteritos há uma queda de teor no fácies R/SG, da mesma forma como ocorre para o MnO_2 .

O comportamento do cobalto não é evidente, pois excetuando-se o caso dos websteritos, onde na rocha (R) temos 0,56%, os teores são em geral, abaixo de 0,05%.

A tabela 20, apresenta os valores médios de dados ponderais para cada fácies dos olivina-piroxenitos (e norito) e websteritos, juntamente com a composição média de norito e websterito de Girardi, 1980. Os dados mostram claramente, forte lixiviação de MgO e CaO , parcial retenção da SiO_2 , e um quase aumento generalizado de todos os outros elementos. Estas tendências sugerem a transformação de silicatos magnesianos em ferríferos no decurso da alteração.

B. Dados Volumétricos

Considerando-se que houve manutenção de volume, durante a alteração destes tipos pouco ou não hidratados de rocha, os dados volumétricos, expressos em gramas de óxido por 100 cm^3 de amostra, foram plotados nas figuras 25 (SiO_2), 26 (MgO), 27 (CaO), 28 (Al_2O_3 e Fe_2O_3), 29

TABELA 20 - DADOS PONDERAIS MÉDIOS
OLIVINA-PIROXENITOS E NORITO

Fácies	Nº de Amostras	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	CoO	PF	Total
SG/SF	2	25,13	4,47	0,13	34,06	20,03	2,42	0,41	0,53	0,06	12,6	99,84
R/SG(3)	3	30,54	8,54	0,19	24,90	21,04	1,74	1,22	0,48	0,05	11,10	99,80
R/SG(2)	2	43,47	18,38	0,30	17,41	10,75	0,80	0,17	0,35	0,02	7,7	99,35
R/SG(1)	1	48,18	18,9	1,14	12,15	10,86	0,35	0,22	0,12	<0,005	3,9	98,78
R	2	48,67	26,18	3,83	9,44	8,65	0,48	0,17	0,19	0,04	0,95	98,60
(Norito) Girardi	-	50,25	20,91	7,43	10,86	9,57	0,35	0,11	0,13	-	0,6	100,2

WEBSTERITOS

Fácies	Nº de Amostras	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	CoO	PF	Total
SG/SF	2	46,87	10,45	2,72	15,03	10,45	0,62	0,45	0,35	0,05	11,7	98,69
R/SG(2)	2	43,30	20,24	2,03	8,82	11,65	0,28	0,14	0,05	<0,005	12,1	98,61
R/SG(1)	1	50,1	21,72	4,11	5,71	7,29	0,51	0,16	0,09	0,17	8,5	98,36
R	1	47,8	19,6	14,2	4,73	9,72	0,54	0,27	0,24	0,56	2,7	100,36
Girardi	-	47,6	20,4	12,6	10,4	7,10	0,25	0,12	0,07	-	0,4	98,9

(Cr_2O_3 e NiO) e 30 (MnO_2). Os dados aparecem na mesma figura, para os três tipos de rocha, permitindo o confronto.

A sílica é lixiviada nos três tipos de rocha, como se pode observar na fig.25. No caso dos olivina-piroxenitos e norito, 86,7% da sílica total é evacuada ao final da evolução, como é demonstrado na tabela 21. Nos websteritos, a perda atinge apenas 65,6% da SiO_2 original no fácies SG/SF (tabela 21). Contudo, as tendências em cada estágio, são muito semelhantes nos dois casos, haja visto o quase paralelismo dos segmentos representativos de cada fácies (Fig.25). A maior retenção da sílica nos websteritos, relativamente aos olivina-piroxenitos e norito, é explicada pelo tipo de mineral resultante ao final da evolução: enquanto nos websteritos os clinopiroxênios se transformam em anfibólios e posteriormente esmectitas, nos olivina-piroxenitos e norito, o que predomina é a dissolução dos ortopiroxênios, restando apenas um resíduo de goethita.

O MgO (Fig.26) também parte de quantidades iniciais diferentes para os dois tipos de rocha, e o comportamento na alteração é exatamente o mesmo descrito para a sílica: nos websteritos a perda total de MgO (81,3%-tab. 21) é menor que nos olivina-piroxenitos e norito (95,6%).

A razão desta discrepância, ainda é a mesma que para a sílica: a parte retida de MgO, é aquela utilizada na construção de silicatos secundários (anfíbólios, esmectitas). No primeiro segmento da curva dos olivina-piroxenitos e norito (de R a R/SG (1), que corresponde à porção a mais de MgO que estas rochas possuem em relação dos websteritos, a velocidade de perda de MgO é extremamente alta, e corresponde à alteração da olivina.

O CaO (Fig.27) também é fortemente lixiviado em ambos os casos: 100% nos olivina-piroxenitos e nori-

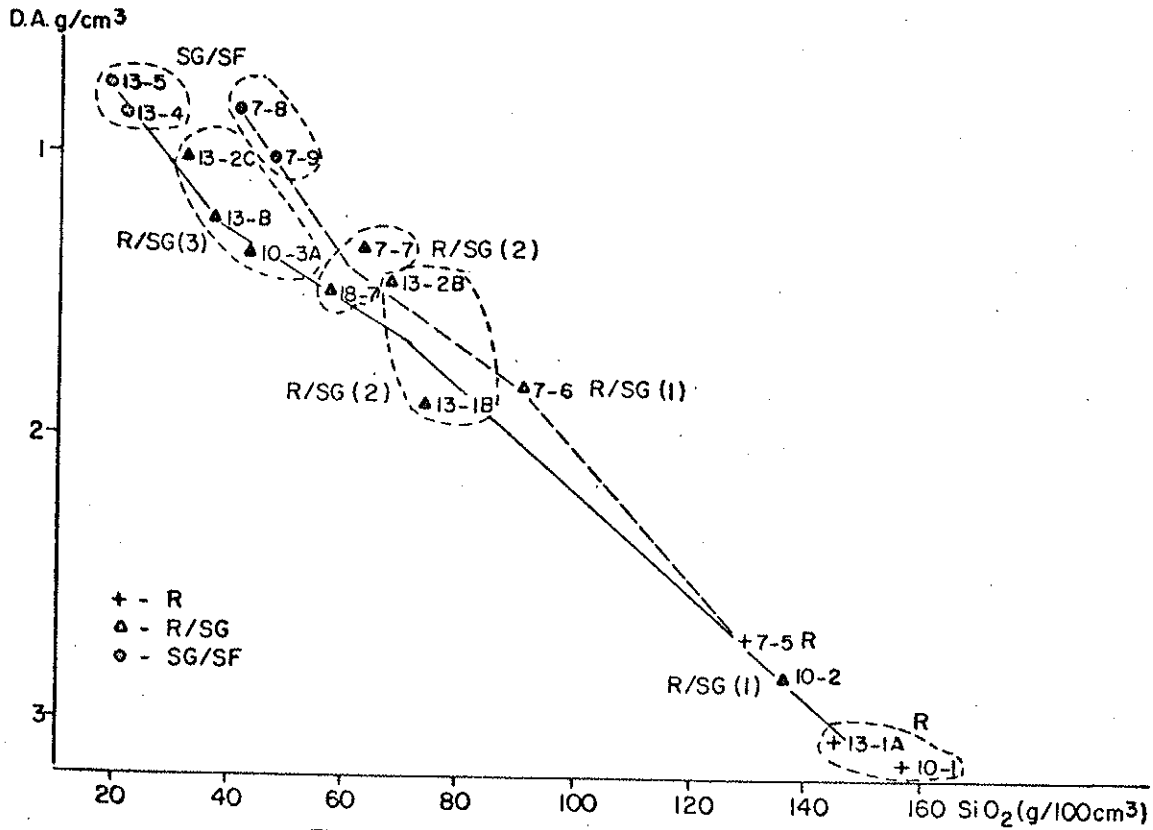


Fig. 25-BALANÇO A ISOVOLUME DE SiO₂
(olivina-piroxenitos, norito e websteritos)

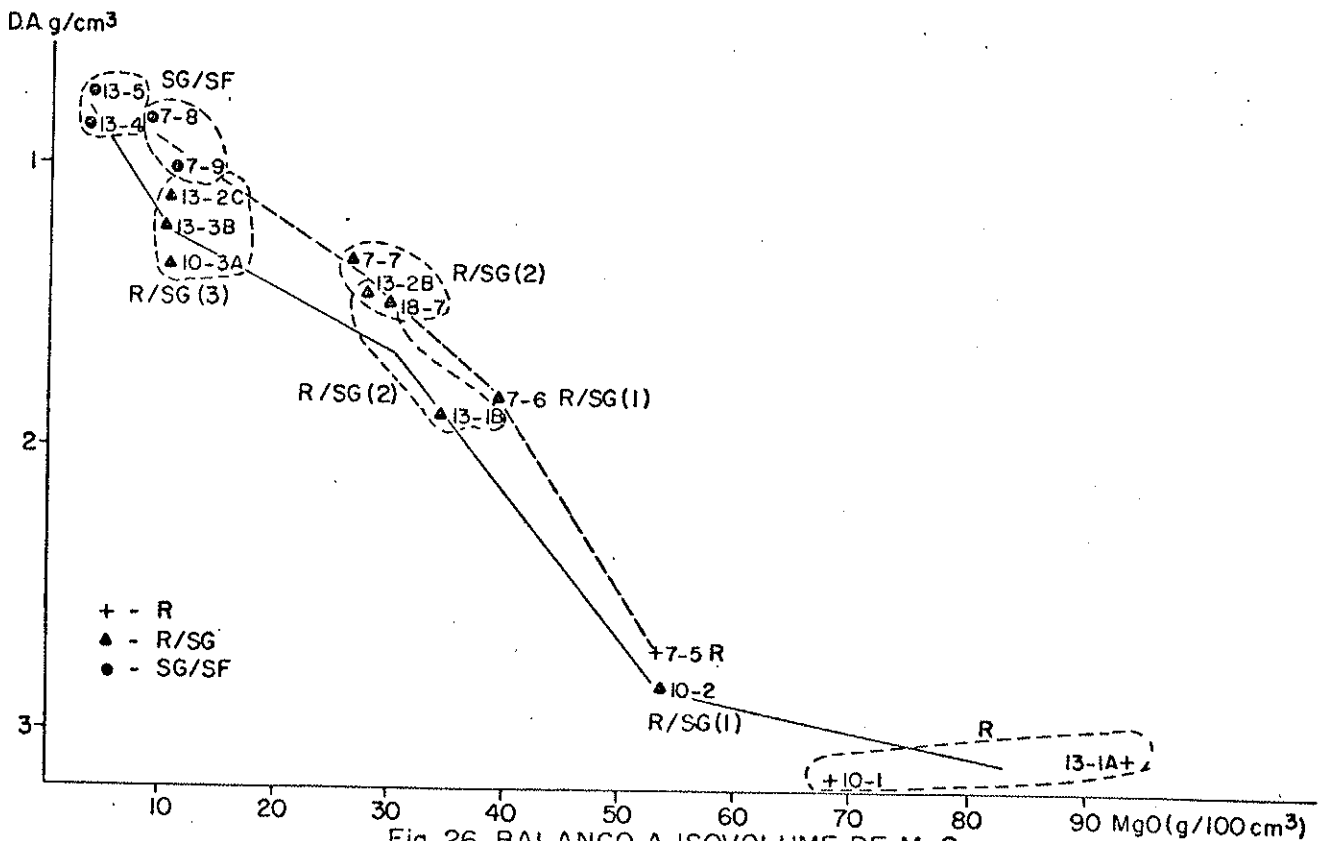


Fig. 26-BALANÇO A ISOVOLUME DE MgO
(olivina-piroxenitos, norito e websteritos)

to e 93,3% nos websteritos, ao fim da evolução. A tabela 21, mostra que para ambos os casos, já nos primeiros estádios de alteração, a perda de cálcio já perfaz 80% aproximadamente. Isto traduz a transformação dos clinopiroxênios em anfibólitos, com liberação de grandes quantidades de cálcio, solúvel e evacuado.

O Fe_2O_3 (Fig.28) é, em termos gerais, conservado para os dois tipos de rocha. No caso dos olivina-piroxenitos, a quantidade inicial presente na rocha, é bem maior que nos websteritos, e a amostra P10-2 constitui uma exceção anormalmente alta de Fe_2O_3 . A tendência de evolução dos dois tipos de rocha, é contrária apenas nos últimos estádios, onde há uma ligeira perda para os olivina-piroxenitos e um fraco enriquecimento absoluto para os websteritos.

O comportamento do Al_2O_3 (Fig.28) é semelhante para as rochas aqui tratadas, apenas na porção correspondente ao intervalo R/SG (3) e SG/SF, onde há lixiviação nítida. Esta perda de Al_2O_3 contudo, começa bem mais cedo (já no fácies R/SG (1)) para os websteritos, do que para os olivina-piroxenitos e noritos, onde o Al_2O_3 quase se mantém, até o fácies R/SG (3). Esta perda de alumínio em ambos os casos, parece refletir a dissolução parcial, de alguns espinélios, no fácies mais evoluído.

O Cr_2O_3 (Fig.29) tem comportamento diverso, e muito irregular, nos olivina-piroxenitos (e norito), e websteritos. Nos primeiros, o Cr_2O_3 é mais ou menos constante no início, e parece concentrado em valor absoluto no fim. Nos segundos, as amostras analisadas mostram uma perda de Cr_2O_3 com a alteração. A irregularidade na distribuição do conteúdo de cromita nas rochas, contudo, poderia explicar essas discrepâncias.

O MnO_2 (Fig.30) é mais ou menos conservado

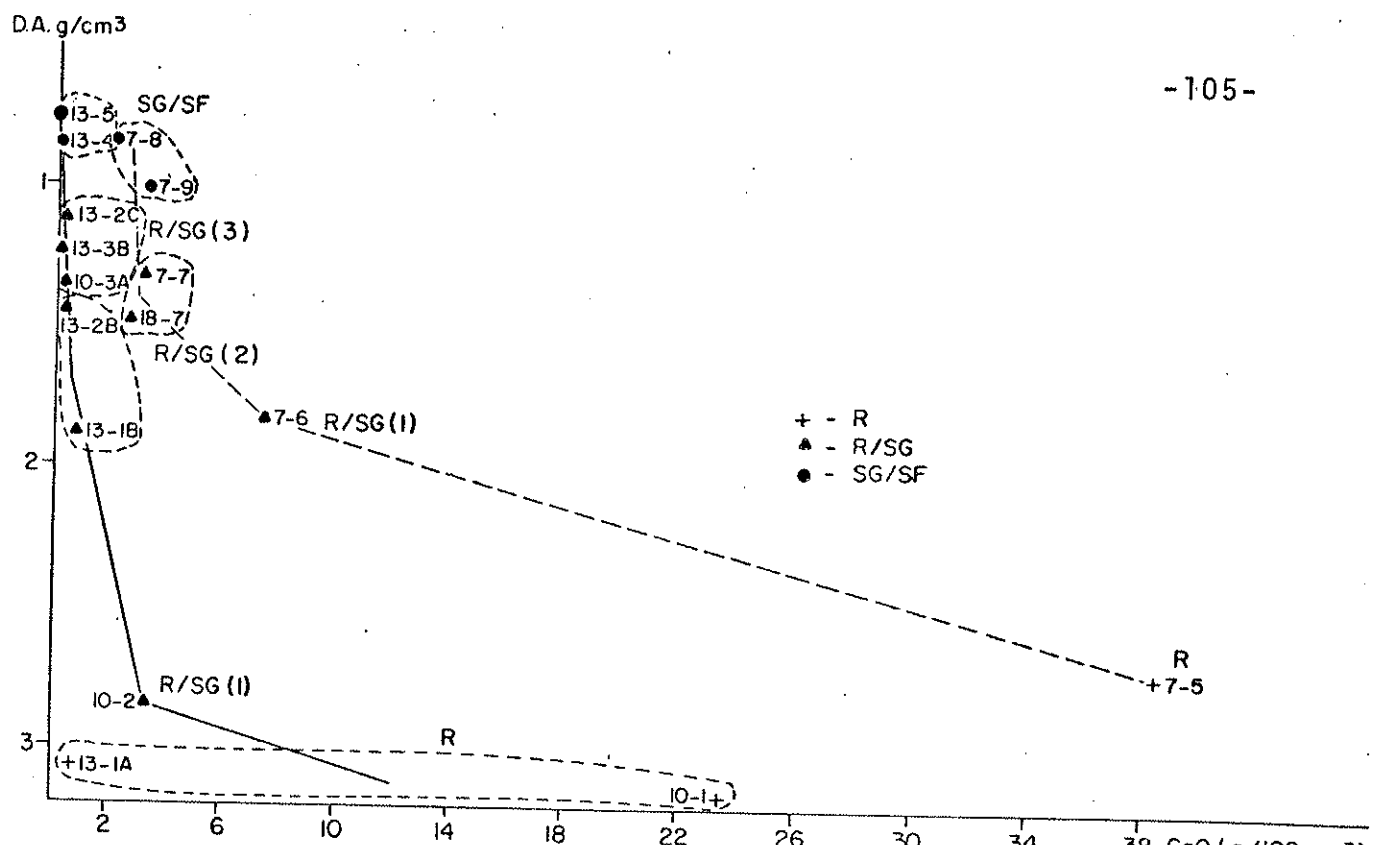


Fig. 27-BALANÇO A ISOVOLUME DE CaO (olivina-piroxenitos, norito e websteritos)

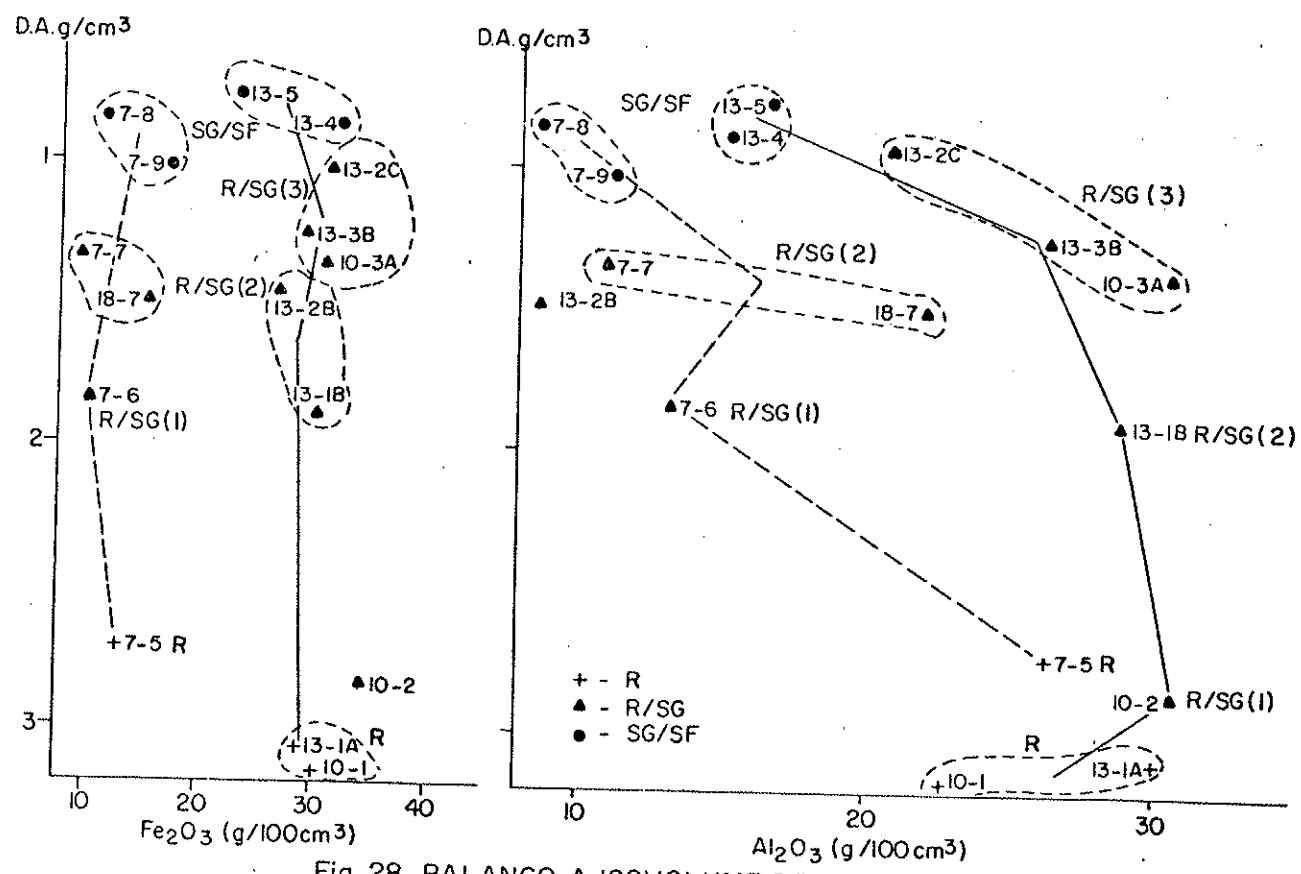


Fig. 28-BALANÇO A ISOVOLUME DE Fe₂O₃ E Al₂O₃ (olivina-piroxenitos, norito e websteritos)

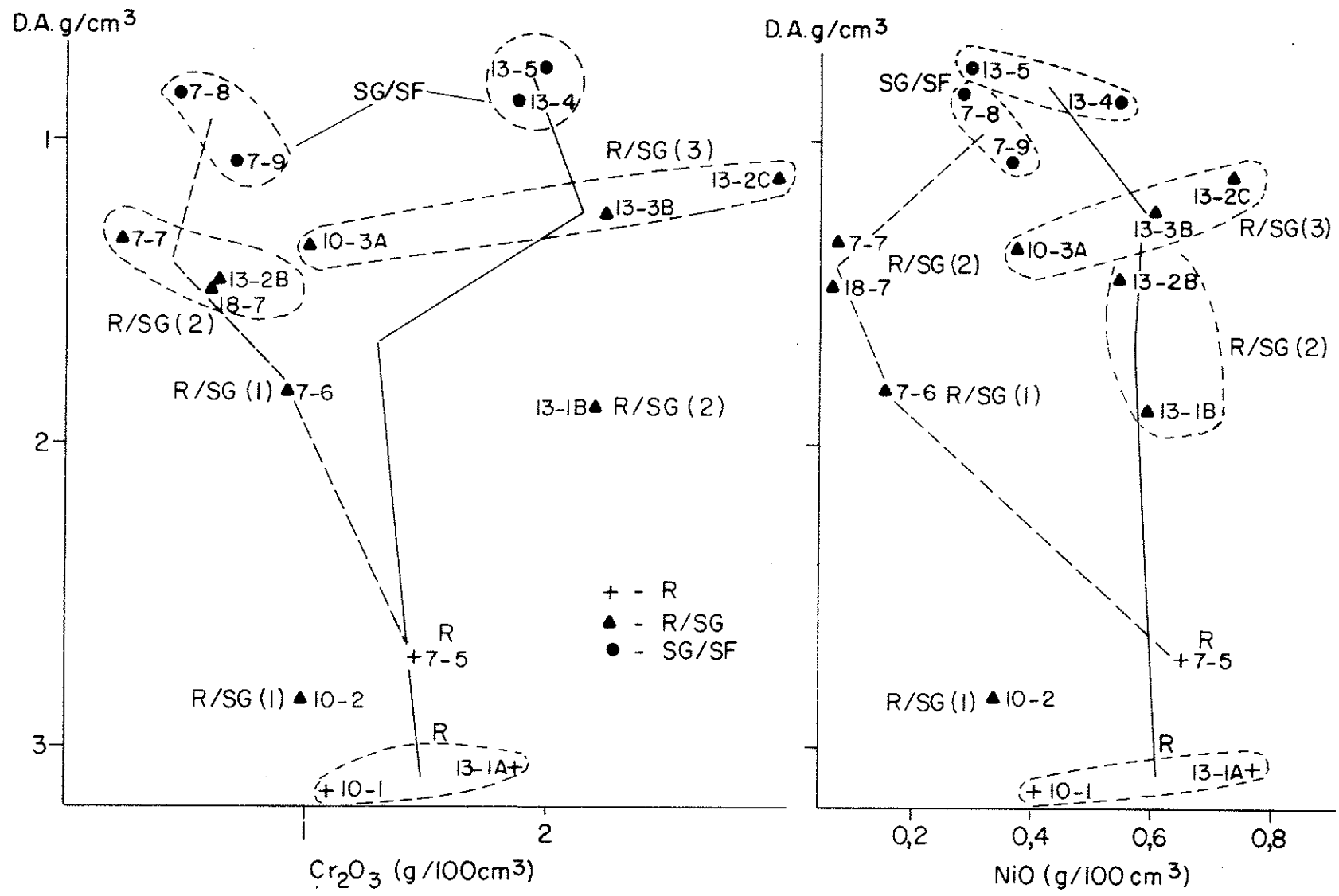


Fig. 29- BALANÇO A ISOVOLUME DE Cr₂O₃ E NiO
(olivina-piroxenitos, norito e websteritos)

nos três tipos de rocha, com acumulação absoluta no fácies R/SG (3). No caso dos websteritos, a tendência geral é mais para a lixiviação.

O NiO (Fig.29) também se comporta diferente mente para olivina-piroxenitos (e norito) e websteritos. Enquanto nos primeiros existe conservação quase absoluta em todos os fácies, apenas perdendo um pouco do NiO de R/SG (3) até SG/SF, no segundo existe lixiviação, de R até R/SG (2), para passar a um pequeno enriquecimento no trecho R/SG (2) a SG/SF.

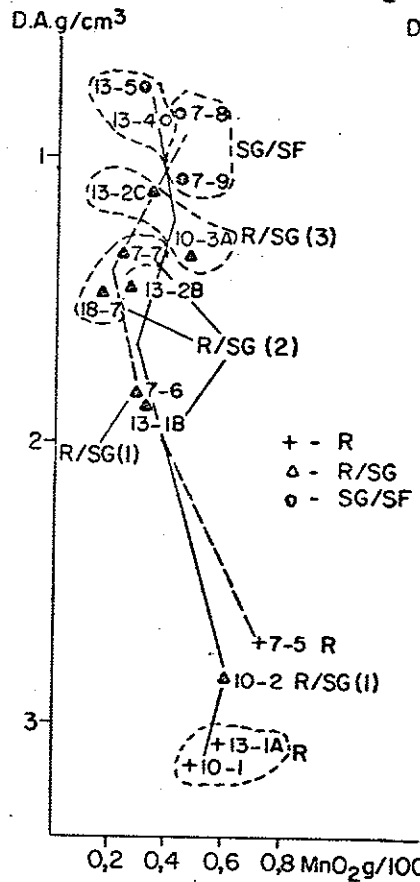
O CoO, devido aos baixos teores, não apresenta comportamento interpretável.

Com a tabela 20, que fornece os dados ponderais e densidades médias para cada fácies, foi construída a fig.30 - Síntese do Balanço a Isovolum, mostrando o comportamento médio da SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 (semelhante ao NiO, Cr_2O_3 e MnO_2) e Al_2O_3 . Com a visão fornecida por esta figura, e os dados da tabela 21, onde são computadas as porcentagens de perda de SiO_2 , MgO e CaO , em relação à quantidade inicial, e a perda de material na rocha, pode-se resumir o comportamento dos elementos:

Silica e MgO, os elementos maiores, e CaO, são muito lixiviados especialmente no caso dos olivina-piroxenitos. A diferença da evolução dos serpentinitos (capítulos III e IV), onde a perda de MgO , ultrapassa de longe a de SiO_2 , em relação às rochas piroxeníticas, é que as perdas dos dois elementos maiores, são sempre da mesma ordem de grandeza, comprovando a quase dissolução destas rochas.

O Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , NiO e MnO_2 , são mantidos mais ou menos constantes durante toda a alteração dos olivina-piroxenitos, mas Cr, Mn e Ni, parecem mais móveis na

BALANÇO A ISOVOLUME DE MnO₂



SINTESE DE BALANÇO A ISOVOLUME

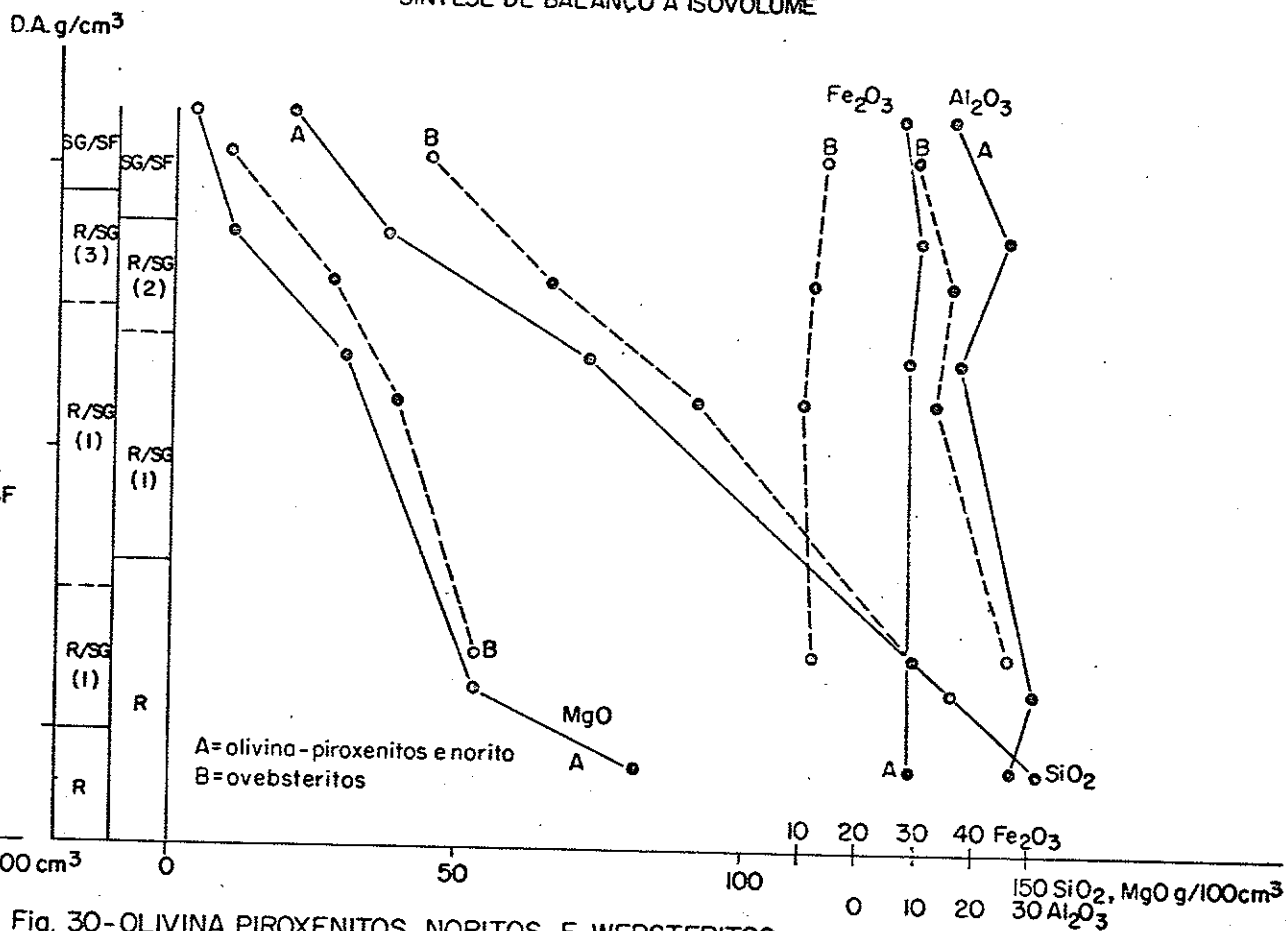


Fig. 30-OLIVINA PIROXENITOS, NORITOS E WEBSTERITOS

alteração dos websteritos.

O Al_2O_3 tem comportamento particular: até uma fase intermediária de R/SG age como elemento residual, para em direção ao final de SG/SF, mostrar certa mobilidade e ser parcialmente lixiviado.

A tabela 21 mostra que os olivina-piroxenitos (e norito) e os websteritos em menor escala, são praticamente dissolvidos durante o processo de alteração. No primeiro caso, ao fim da evolução, 92% da rocha é perdida, e para os websteritos, 79%.

Estes dados sugerem a seguinte escala de mobilidade para os elementos dos olivina-piroxenitos, norito e websteritos:

Ca > Mg > Si >> Al, Ni > Cr, Mn > Fe

Difere das duas propostas nos capítulos III e IV, principalmente no que se refere ao Al e Ni. Aqui Al parece mais e Ni menos móvel que no caso dos dunitos e peridotitos serpentinizados.

C. Interpretação Mineralógica

Os dados mineralógicos e químicos obtidos, permitem concluir:

A alteração dos olivina-piroxenitos e norito, leva a uma dissolução quase total da rocha - 92% (cujo principal mineral formador é o ortopiroxênio). Ao fim da evolução, resistem apenas alguns poucos anfibólios derivados de clinopiroxênios, talco, dos ortopiroxênios, e espinélio e cromita, esparsos numa matriz goethítica que é o principal produto secundário.

TABELA 21 - SÍNTESE DO BALANÇO A ISOVOLUME
OLIVINA-PIROXENITOS E NORITO

Fácies	SiO ₂	MgO	CaO	Rocha
SG/SF	-86,7%	-95,6%	-99,9%	-92,3%
R/SG(3)	-75,2%	-87,1%	-98,1%	-84,2%
R/SG(2)	-52,3%	-62,5%	-95,9%	-66,4%
R/SG(1)	- 9,6%	-34,1%	-72,8%	-36,8%
^R g/100cm ³	151,36	81,41	11,91	306,65

WEBSTERITOS

Fácies	SiO ₂	MgO	CaO	Rocha
SG/SF	-65,6%	-81,3%	-93,3%	-79,0%
R/SG(2)	-53,2%	-46,7%	-92,6%	-66,2%
R/SG(1)	-29,6%	-25,6%	-80,6%	-49,2%
^R g/100cm ³	129,5	53,12	38,48	271,98

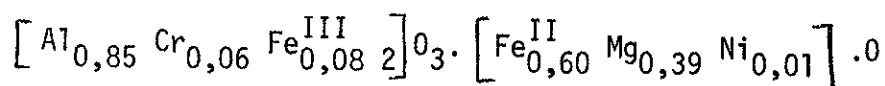
Não foi possível obter-se uma composição aproximada dos orto e clinopiroxênios, através de análise química seletiva, pois na rocha (R), o resíduo insolúvel é uma mistura destes dois, mais espinélio e cromita (vide tabela 22). A amostra P10-2 (R/SG (1)) de olivina-piroxenitos e norito - Tabela 22), contudo, poderia fornecer uma idéia da composição do ortopiroxênio destas rochas, pois nesta fácies, é de longe o insolúvel que predomina, já que clinopiroxênios e anfibólio são subordinados. Excluindo-se o Al_2O_3 , que é constituinte dos espinélios, a composição é bastante próxima daquela fornecida por Girardi, 1974, sendo apenas que, aqui a quantidade de ferro é um pouco menor.

No fácies SG/SF dos olivina-piroxenitos e norito (tabela 22), praticamente o que resta como insolúvel, são espinélios (principalmente), cromita e um pouco de talco. Da análise seletiva e total, médias para este estágio, foi estimada a composição e fórmula estrutural aproximadas do espinélio:

Composição

óxidos	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	MgO	NiO	Total
%	47,5	10,5	32,8	8,5	0,74	100,0

Fórmula Estrutural



Aproxima-se muito da composição e fórmula de espinélio fornecidas por Girardi 1974, apenas que o ferro parece ser mais importante que naquela:

Composição (Girardi, 1974)

TABELA 22 - COMPOSIÇÃO MÉDIA DOS INSOLÚVEIS

OLIVINA-PIROXENITOS E NORITO

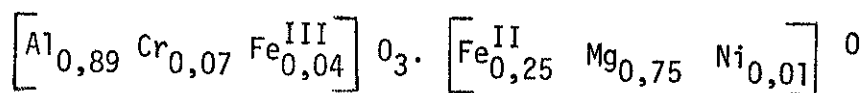
Fácies	Nº de Amostras	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total
SG/SF	2	9,78	12,07	-	27,80	40,39	8,92	0,23	0,63	0,17	-	99,99
R/SG(3)	3	31,16	15,85	-	15,56	29,21	4,54	3,26	0,32	0,09	-	99,99
R/SG(2)	2	50,63	27,61	-	7,78	12,33	1,36	0,14	0,14	-	-	99,99
R/SG(1)	1	53,04	23,82	-	13,83	8,46	0,48	0,28	0,09	-	-	100,0
R	2	47,40	28,15	4,82	9,81	8,80	0,60	0,18	0,18	0,05	-	99,99

WEBSTERITOS

Fácies	Nº de Amostras	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total
SG/SF	2	53,82	19,34	10,87	7,93	5,63	1,81	0,34	0,05	0,20	-	99,99
R/SG(2)	2	62,42	18,96	9,41	3,37	4,43	1,21	0,20	-	-	-	100,00
R/SG(1)	1	61,51	23,78	9,00	2,90	0,69	1,38	0,16	0,03	0,53	-	99,98
R	1	46,45	22,13	19,26	0,39	9,99	0,68	0,25	0,01	0,83	-	99,99

óxidos	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	NiO	Total
%	57,51	5,84	19,63	17,28	0,67	100,9

Fórmula Estrutural (Girardi, 1974)



Da fórmula dada aqui, podemos classificar o espinélio, de hercynita, como Girardi já o havia denominado (1974).

A alteração dos websteritos não leva a uma dissolução tão drástica quanto no caso dos olivina-piroxenitos e norito (79% da rocha é perdida durante o intemperismo dos websteritos). A parte dos clinopiroxênios, principal constituinte da rocha, que não é dissolvida, evolui para nontronita, após passar por uma fase de actinolita. A retenção parcial de sílica e magnésia por estas rochas, é devida à construção destes argilo-minerais. Juntamente com a nontronita, restam no fácies mais evoluído, SG/SF, alguns anfibólios (actinolita) que resistiram à alteração e um pouco de espinélio e cromita (vide tabela 22 - websteritos).

A análise seletiva de P7-8 (tabela 24), da idéia da composição desta nontronita, pois esta amostra parece conter apenas esta esmectita na porção solúvel e actinolita (~ 15%) que é retida na parte insolúvel. Como no caso da esmectita do capítulo IV, também aqui a composição foi recalculada para uma perda ao fogo maior, levando-se em conta, o peso da porcentagem de minerais menos hidratados presentes na amostra total.

óxidos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	NiO	CaO	H ₂ O	Total
%	49,5	11,5	15,5	9,03	0,41	0,89	13,2	100,0

O teor em Al alto, poderia indicar pouca

TABELA 23 - DADOS PONDERAIS MÉDIOS - ATAQUE SELETIVO

OLIVINA-PIROXENITOS E NORITO

Fácies	Nº de Amostras	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	I	Total
SG/SF	2	23,42	2,36	0,13	29,20	12,97	0,86	0,37	0,42	0,03	12,6	17,92	100,28
R/SG(3)	3	20,79	3,58	0,19	20,03	11,90	0,32	0,20	0,38	0,02	11,1	30,75	99,26
R/SG(2)	2	21,54	6,42	0,30	14,04	5,41	0,21	0,11	0,29	0,02	7,7	42,76	98,80
R/SG(1)	1	12,56	2,90	1,14	2,86	5,18	0,03	0,03	0,06	<0,005	3,9	70,52	99,18
R	2	12,27	4,56	0,13	1,91	1,89	0,02	0,03	0,05	<0,005	0,95	76,46	98,27

WEBSTERITOS

Fácies	Nº de Amostras	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	I	Total
SG/SF	2	35,88	6,50	0,50	13,41	9,30	0,25	0,38	0,34	0,01	11,7	20,48	98,75
R/SG(2)	2	30,89	16,47	0,16	8,15	10,77	0,04	0,10	0,05	<0,005	12,1	19,92	98,65
R/SG(1)	1	31,45	14,51	1,38	4,83	7,08	0,09	0,11	0,08	0,01	8,5	30,32	98,36
R	1	16,57	4,72	1,25	4,47	3,00	0,08	0,10	0,23	<0,003	2,7	66,80	99,92

TABELA 24 - DADOS PONDERAIS - ATAQUE SELETIVO

OLIVINA-PIROXENITOS E NORITO

Fácies	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	I*	Total
SG/SF	13-5	24,3	2,27	0,23	26,57	13,66	1,18	0,36	0,28	0,03	13,2	18,2	100,29
	13-4	22,54	2,45	0,03	31,84	12,28	0,54	0,39	0,57	0,03	12,0	17,64	100,32
R/SG(3)	13-2C	24,00	5,55	0,24	24,68	9,44	0,44	0,21	0,48	0,01	9,8	25,06	99,92
	13-3B	17,02	2,98	0,11	18,78	9,26	0,30	0,12	0,50	0,02	10,9	38,98	98,97
	10-3A	21,34	2,20	0,21	16,63	17,0	0,23	0,28	0,17	0,04	12,6	28,30	99,00
R/SG(2)	13-2B	26,70	7,67	0,19	18,60	6,1	0,30	0,18	0,38	0,04	8,8	29,00	97,97
	13-1B	16,38	5,18	0,42	9,48	4,72	0,13	0,05	0,21	<0,005	6,6	56,52	99,69
R/SG(1)	10-2	12,56	2,90	1,14	2,86	5,18	0,03	0,03	0,06	<0,005	3,9	70,52	99,18
R	13-1A	15,96	6,47	0,04	2,54	1,97	0,02	0,04	0,06	<0,005	1,1	69,46	97,64
	10-1	8,58	2,65	0,22	1,29	1,82	0,03	0,03	0,04	0,01	0,8	83,46	98,93

WEBSTERITOS

Fácies	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	I*	Total
SG/SF	7-8	40,9	7,46	0,73	12,88	9,54	0,20	0,45	0,34	0,02	11,6	15,14	99,26
	7-9	30,86	5,55	0,28	13,95	9,07	0,31	0,32	0,35	0,01	11,8	25,82	98,32
R/SG(2)	18-7	30,96	17,20	0,09	9,66	14,17	0,04	0,06	0,04	<0,005	12,8	14,66	99,68
	7-7	30,82	15,75	0,24	6,65	7,37	0,05	0,14	0,06	0,01	11,4	25,18	97,67
R/SG(1)	7-6	31,45	14,51	1,38	4,83	7,08	0,09	0,11	0,08	0,01	8,5	30,32	98,36
R	7-5	16,57	4,72	1,25	4,47	3,00	0,08	0,10	0,23	<0,005	2,7	66,80	99,92

*I = Insolúvel ao HClO₄

substituição na camada octaédrica, ou que estes minerais provêm ainda, da alteração de vermiculitas (minerais essencialmente aluminosos). Comparando-se às duas composições de esmectita apresentadas nos capítulos III e IV, esta possui mais SiO_2 que a nontronita do capítulo III, mas não é igual à esmectita do capítulo IV, pois o teor em Al_2O_3 é mais alto, e MgO , mais baixo.

Ainda da amostra P7-8, foi estimada uma composição para o anfibólio, usando-se a composição da porção insolúvel, e uma perda ao fogo teórica.

Óxidos	%
SiO_2	= 52,3
MgO	= 20,3
CaO	= 10,6
Fe_2O_3	= 5,65
Al_2O_3	= 5,46
Cr_2O_3	= 2,38
MnO_2	= 0,32
NiO	= 0,06
CoO	= 0,45
PF	= 2,5
Total	= 100,0

Esta composição difere da apresentada por Girardi no que diz respeito ao ferro e magnésio (nesta, o MgO é mais alto). É muito próxima da actinolita de Weeks 1956 (in Deer et al. 1963).

CAPÍTULO VI

1. EVOLUÇÃO MINERALÓGICA NO DECORRER DA ALTERAÇÃO

A. Sequência Evolutiva IX (Tabela 25)

Treze amostras compõem a sequência evolutiva IX, que exemplifica a alteração de talco-xistos (xistos magnesianos, em Girardi 1974), ex-piroxenitos, hidratados e tectonizados. Esta sequência foi elaborada com exemplares dos pontos P6, P16, P18 e P19.

À exceção de P6, todos os outros localizam-se ao Sul, na Campina dos Maias, muito próximos do Rio Negro. P16 posiciona-se num tópo; P6, P18 e P19 são de base de encosta.

O ponto P6 é o local onde a camada de alteração é mais delgada; o solo (P6-3) não ultrapassa 50 cm. Em P18 e P19, a alteração apresenta-se bem mais profunda, sendo que a porção compreendida pelo saprolito e solo chega a uma espessura de pelo menos 3 metros. Entre si, as amostras destes pontos são muito semelhantes: apenas em P6 ainda é possível distinguir restos de uma antiga estrutura, sendo também portadora de um pouco mais de serpentina que as outras amostras.

A rocha (R), P16, P18-2, P18-1, tem densidade de entre 2,6 e 2,4 g/cm³. A cor é branco-rosado ou esverdeado, apresenta forte orientação que lhe confere a característica de xisto e uma textura sedosa, afanítica. Microscopicamente, a hidratação de ortopiroxenitos (e websteritos), produziu um agregado microcristalino de talco quase puro. Algumas serpentinas e cristais um pouco maiores, alongados, de clorita, estão presentes. Cromita é escassa e em

TABELA 25 - SEQUÊNCIA EVOLUTIVA IX

Fácies	Amostra	D.A.	U(PS)
Solo	18-6	-	42,4
	19-2	-	37,9
	19-3	-	35,4
	6-3	-	20,2
SG/SF(2)	19-1	1,06	44,9
	18-5	1,23	12,6
SG/SF(1)	6-2	1,07	52,9
R/SG	18-4	1,60	15,6
	18-3	1,75	8,00
	6-1	2,04	4,9
R	18-1	2,40	2,05
	18-2	2,54	1,44
	16	2,59	0,52

D.A. = densidade aparente

U(Ps) = umidade relativa ao peso seco

geral corroída. Eventualmente, pequenos cristais de vermiculita e anfibólio (actinolita) aparecem. Em P18-1 e P18-2, há ainda um pouco de quartzo microcristalino.

No fácies R/SG (P6-1, P18-3 e P18-4) a densidade varia de 2,0 a 1,6 g/cm³. P6-1 é branco esverdeado, de estrutura muito orientada. As duas outras amostras tem coesão bem mais baixa, a cor é amarela-avermelhada, argilosa, mas o caráter de xisto ainda se mantém. Microscopicamente, a estrutura é um pouco esvaziada, principalmente em P18-3, onde estes vazios formam um "reticulado" marcado por ferro, feição que poderia ter sido causada por raízes de plantas. Talco predomina. Aparecem ainda clorita, serpentinas e raras vermiculitas e anfibólios. Cromitas apresentam-se muito corroídas. Ferro está disseminado por toda a amostra.

O fácies SG/SF, foi dividido em duas etapas. SG/SF (1), amostra P6-2, tem densidade 1,07 g/cm³, coesão baixa. A cor é verde, argilosa, e a estrutura xistosa já não é tão evidente. Ao microscópio, a estrutura é um pouco esvaziada. Em muitos pontos, ao lado de talco microcristalino, ainda o mineral predominante, nota-se a ocorrência de massas argilosas, esverdeadas. Cromitas são muito corroídas e goethita está disseminada por toda parte.

SG/SF (2), amostras P18-5 e P19-1, têm densidade 1,23 g/cm³ e 1,06 g/cm³, respectivamente. A cor é vermelha ou vermelha-amarelada, bem argilosa. A coesão é muito baixa e quase não se reconhece estrutura. Microscopicamente, P18-5 apresenta característica particular: um reticulado de quartzo microcristalino misturado à caolinita com núcleos preenchidos por goethita. P19-1 não possui nenhuma estrutura; muito esvaziada, goethita colore fortemente a amostra que constitui-se de caolinita quase pura. Cromitas estão muito corroídas.

Há quatro amostras de solos, P6-3, P19-3,

P19-2 e P18-6. A cor varia entre vermelho, amarelo-avermelhado e marrom quase negro (P6-3). Ao microscópio, nota-se grãos de quartzo angulosos, grandes, cromitas arredondadas e concreções argilosas (caolinitas) em matriz goethítica. Em P6-3, adicionalmente, ainda subsistem pequenas quantidades de talco e esmectita.

A tabela 26 resume semi-quantitativamente a presença dos minerais nos fácies de alteração.

B. Filiações Mineralógicas

O processo de hidratação (e tectonismo) ao qual os piroxenitos foram submetidos, produziu uma rocha (R) quase unimineralogicamente constituída (75%), por agregados microcristalinos de talco, derivado de ortopiroxênios. Completa a mineralogia, serpentinas e clorita em cristais alongados (originados de olivina e clinopiroxênios). Eventualmente podem estar presentes vermiculitas, anfibólio (actinolita) e quartzo.

A partir destes minerais da rocha (R), podemos seguir sua evolução ao longo dos fácies:

Em R/SG, a rocha apresenta sinais de esvaziamento; a quantidade de talco, parecendo diminuir um pouco (constituindo aproximadamente 55% da rocha neste fácies). À exceção da cromita muito corroída, a presença de ferro oxidado por toda a amostra, e essa dissolução parcial de talco, não há grandes mudanças mineralógicas.

Em SG/SF (1), a quantidade de talco continua diminuindo (perfaz 35% da rocha), criando uma estrutura ainda mais esvaziada neste fácies, a serpentina transforma-se totalmente em esmectita originando massas argilosas esverdeadas. Clorita, anfibólios e vermiculitas seguem pro-

TABELA 26 - EVOLUÇÃO SEMIQUANTITATIVA DOS MINERAIS NA ALTERAÇÃO DE TALCO-XISTOS

Fácies Minerais	R	R/SG	SG/SF(1)	SG/SF(2)	Solo
Talco	+++	+++	++	(+)	(+)
Clorita	+	(+)	(+)	-	-
Serpentina	+	+	(+)	-	-
Vermiculita	(+)	(+)	(+)	-	-
Anfibólio	(+)	(+)	(+)	-	-
Quartzo	(+)	(+)	(+)	++	+++
Magnetita	(+)	-	-	-	-
Cromita	+	+	+	+	+
Esmectita	-	(+)	++	(+)	(+)
Goethita	-	++	++	++	++
Kaolinita	-	-	(+)	+++	+++
Gibbsita	-	-	-	-	+

Solo = material de alteração mais importados

vavelmente o mesmo caminho. Aumenta a quantidade de goethita.

Em SG/SF (2) não é mais possível seguir o destino destes minerais, pois todo o material que constitui estas amostras, caolinita principalmente, e quartzo, provêm com certeza, da alteração dos granitos vizinhos.

2. ASPECTOS GEOQUÍMICOS DA ALTERAÇÃO SUPERFICIAL

A. Dados Ponderais

A evolução, durante o intemperismo, destes talco-xistos caracterizam-se essencialmente pelas perdas de SiO_2 e MgO , principais óxidos formadores da rocha. Dos elementos analisados: Mg, Ca, Fe, Al, Cr, Mn, Ni, Co e Cu, não serão discutidos o Ca, o Co e o Cu, devido aos teores muito baixos. No caso deste último, sempre esteve presente em quantidades inferiores a 0,01%.

Como foi feito para as rochas do capítulo IV e V, também os talco-xistos foram analisados total e seletivamente (vide capítulo II - Metodologia). O resíduo insolúvel retido na análise seletiva, representa no caso, os minerais de talco e muito pouco de anfibólio e cromita, como será visto na interpretação mineralógica.

A tabela 27, dá a composição química total das amostras tratadas neste capítulo:

A perda ao fogo aumenta sensivelmente da rocha em direção a fácies mais evoluídas, devido a presença de minerais hidratados, neoformados, passando de 4% em média na rocha, até 13,5% em SG/SF (2).

A sílica é lixiviada: de 64% em média na rocha (R), chega a 41% em SG/SF (2), provavelmente devido à dissolução parcial do talco.

O MgO parece manter inicialmente os teores (de R até R/SG), para em seguida ser francamente lixiviado até o final da evolução, quando passa de 26% (média em R/SG) para 1,4% (média em SG/SF (2)), acompanhado da sílica na dissolução do talco.

O Fe_2O_3 aumenta durante toda a evolução. Em SG/SF (2), os teores são excepcionalmente fortes, mostrando influência de material importado. De 4% em média na rocha, passa a 18% em SG/SF (2).

O Al_2O_3 inicialmente mantém teores constantes, de R até SG/SF (1), para em seguida aumentar violentamente, devido à importação de material dos granitos (caolinita), passando de 4% (SG/SF (1)) a 26% em SG/SF (2).

Os teores de Cr_2O_3 nos talco-xistos são mais baixos que em todas as outras rochas dos capítulos anteriores, pois cromita é acessório escasso: aumenta um pouco de R (0,3%) até SG/SF (1), (1%), para em seguida, diminuir (0,1%).

Os teores de MnO_2 na rocha também são muito baixos (por volta de 0,04%), mas aumentam durante a evolução, atingindo um máximo de 0,3% na transição entre R/SG e SG/SF (1), caindo para 0,2% no fácies SG/SF (2).

O NiO tem comportamento semelhante ao MnO_2 : de 0,2% em média na rocha, aumenta progressivamente até atingir o máximo de 0,67% em SG/SF (1), diminuindo logo em seguida para 0,03%.

O aumento excessivo e rápido dos teores de

TABELA 27 - DADOS PONDERAIS (TALCO-XISTOS)
 SEQUÊNCIA EVOLUTIVA IX

Fácies	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total
Solo	19-2	42,44	0,99	0,02	17,87	26,41	0,20	0,28	0,05	0,01	11,7	99,97
SG/SF(2)	19-1	41,37	1,32	0,07	16,04	26,45	0,17	0,22	0,02	0,01	13,8	99,48
	18-5	42,0	1,47	0,08	18,7	24,9	0,02	0,16	0,05	0,02	13,1	99,97
SG/SF(1)	6-2	53,62	19,81	0,10	12,49	3,81	0,99	0,30	0,67	0,26	8,0	100,05
	18-4	58,66	24,60	0,01	7,70	1,97	0,44	0,26	0,38	0,01	6,2	100,2
R/SG	18-3	58,56	26,32	<0,005	6,79	1,13	0,35	0,09	0,28	0,01	7,1	100,63
	6-1	51,07	28,26	0,04	8,44	2,36	0,46	0,07	0,36	0,01	9,0	100,07
R	18-1	74,2	17,62	0,02	2,93	1,00	0,10	0,03	0,14	0,01	2,8	98,85
	18-2	61,66	26,94	<0,005	3,75	0,57	0,28	0,02	0,19	<0,005	4,1	97,51
	16	57,94	28,18	0,07	5,58	1,84	0,44	0,06	0,30	0,01	5,44	99,93

Fe_2O_3 e Al_2O_3 , e a queda abrupta de Cr_2O_3 , MnO_2 e NiO , ao mesmo tempo, no fácies SG/SF (2), juntamente com a já nota da mudança radical de mineralogia, confirmam a origem extra-ultramáfica do material que constitui os horizontes mais superficiais nas áreas de talco-xistos: nessas áreas, topograficamente mais baixas, produtos aluminosos de alteração dos granitos vizinhos vem se misturar com o resíduo de alteração in situ dos talco-xistos.

A tabela 28 fornece os valores médios das análises químicas totais em cada fácies, juntamente com a composição média de xistos magnesianos de Girardi, 1980: o aumento dos teores de Fe_2O_3 frente à forte lixiviação de MgO e parcial retenção da sílica, sugere o aparecimento de silicatos a Fe e Mg (esmectitas) neoformados ao lado do talco (silicato magnésiano) que ainda subsiste nos fácies mais evoluídos.

B. Dados Volumétricos

Como constatado através das lâminas delgadas, para as rochas dos capítulos anteriores, também aqui será considerado que a alteração dos talco-xistos se dão a volume constante; as perdas e ganhos absolutos, podendo ser controladas através dos dados volumétricos, expressos em gramas de óxido por cem centímetros cúbicos de amostra. Estes dados estão plotados nas figuras 31 (SiO_2), 32 (MgO), 33 (Fe_2O_3) e (Al_2O_3), 34 (Cr_2O_3) e (NiO).

O comportamento da SiO_2 - A sílica é evidentemente lixiviada ao longo de todos os fácies (Fig.31). De (R) até R/SG a velocidade de perda é um pouco maior que de R/SG a SG/SF (2), a quebra contudo sendo discreta, refletindo retenção parcial de SiO_2 pela neoformação de silicatos ferro-magnesianos (esmectita) neste estágio. Pela tabela 29 de perda de óxidos, vemos que de R até R/SG, a rocha

TABELA 28 - DADOS PONDERAIS MÉDIOS (TALCO-XISTOS)
 SEQUÊNCIA EVOLUTIVA IX

Fácies	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total	n	D.A.
Solo	42,4	0,99	0,02	17,9	26,4	0,20	0,28	0,05	0,01	11,7	99,93	1	-
SG/SF(2)	41,7	1,39	0,07	17,4	25,7	0,09	0,19	0,03	0,01	13,5	100,1	2	1,14
SG/SF(1)	53,6	19,8	0,10	12,5	3,81	0,99	0,30	0,67	0,26	8,0	100,0	1	1,07
R/SG	56,1	26,4	0,02	7,64	1,82	0,42	0,14	0,34	0,01	7,4	100,3	3	1,80
R	64,6	24,2	0,03	4,09	1,14	0,27	0,04	0,21	<0,005	4,1	98,68	3	2,51
R Girardi	63,2	27,9	0,04	3,9	0,10	0,08	0,02	0,03	-	5,00	100,3	-	-

n = número de amostras

D.A. = densidade aparente

TABELA 29 - SÍNTESE DOS DADOS VOLUMÉTRICOS (TALCO - XISTOS)

PORCENTAGENS DE PERDA DE ÓXIDOS DA ROCHA
SEQUÊNCIA EVOLUTIVA IX

Óxidos Fácies	SiO ₂	MgO	Rocha
SG/SF(2)	70,7%	97,4%	70,1%
SG/SF(1)	64,6%	65,1%	57,0%
R/SG	37,7%	21,7%	19,3%
R*	162,1	60,7	247,7

* em g/100 cm³

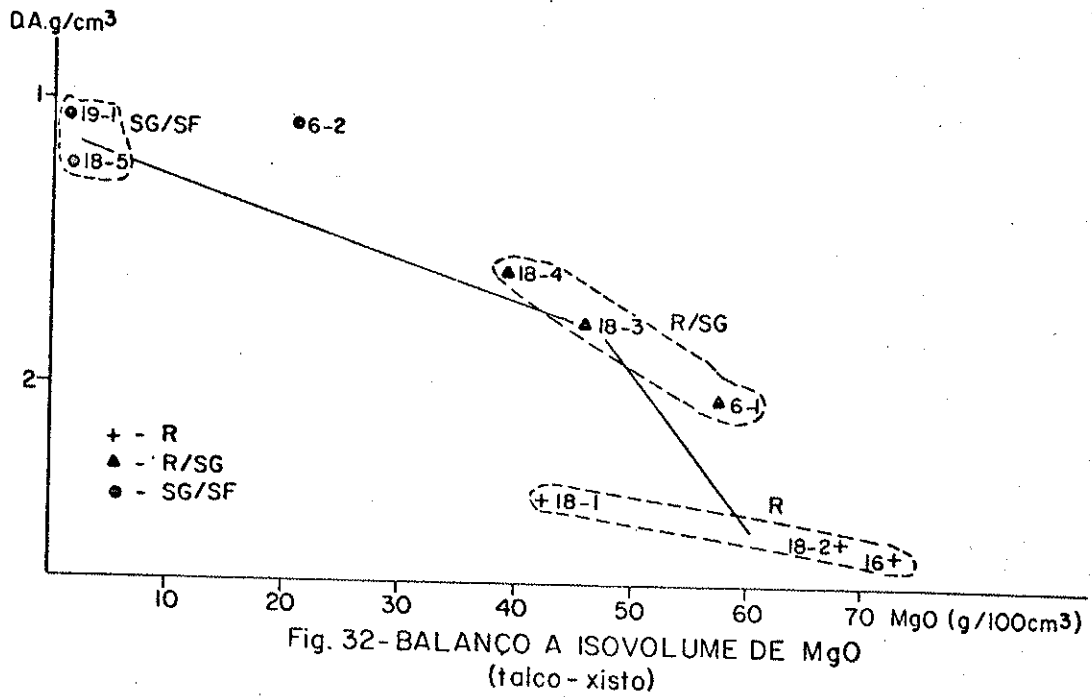
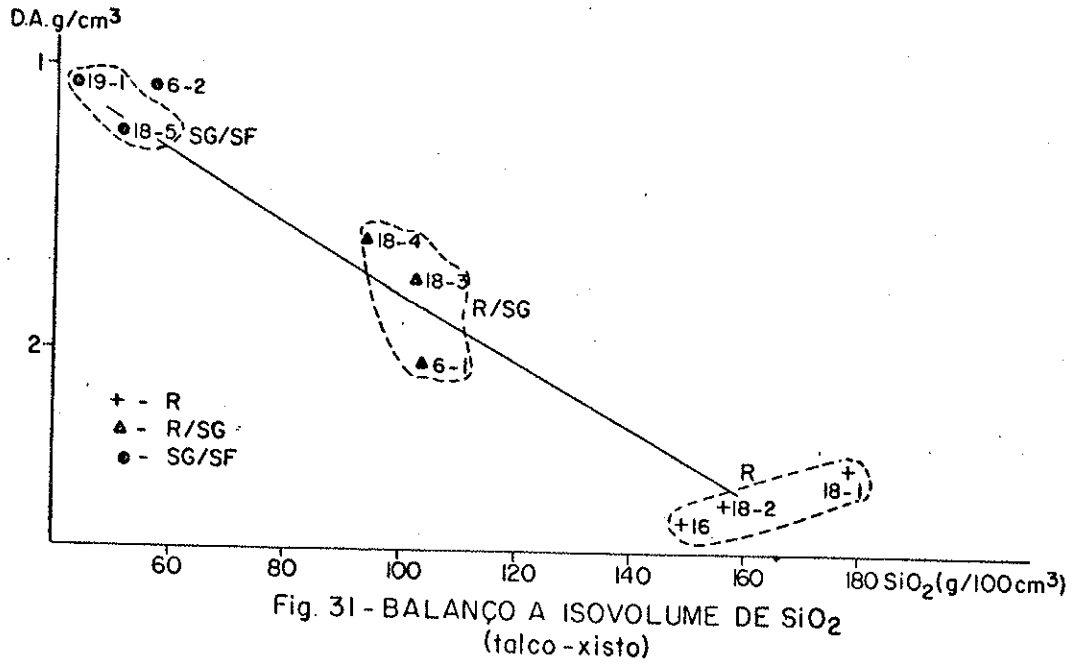
perde 38% da sílica inicial. De R/SG a SG/SF (1), a perda de SiO_2 totaliza 64%. Ao final, aparentemente, 71% da sílica contida na rocha, foi retirada. Contudo, a partir de SG/SF (1), o destino da sílica não é realmente conhecido, pois SG/SF (2), representa material em grande parte importado, estranho à rocha-mãe.

O comportamento do MgO - O magnésio também é lixiviado. Inicialmente a perda é relativamente lenta: de R até R/SG, 22%, refletindo a estabilidade do talco até este fácies. De R/SG a SG/SF (1) a velocidade aumenta mais um pouco, para de SG/SF (1) a SG/SF (2), passar por uma aceleração forte de perda que não pode ser interpretada dentro do contexto da rocha-mãe, em vista da importação de material já discutida.

Tanto no caso da evolução do MgO quanto SiO_2 (Figuras 31 e 32), o comportamento da amostra P6-2 poderia ser encarada como a tendência real de evolução da rocha mãe, ou seja: ao final da alteração, aproximadamente 65% de ambos os óxidos teriam sido evacuados (corresponde a uma dissolução congruente de talco). A retenção do restante sendo devida às esmectitas neoformadas e parte do talco que resiste à alteração.

O comportamento do Fe_2O_3 - A quantidade de ferro aumenta de R até R/SG. Deste estágio até SG/SF (1), mantém a quantidade, para em SG/SF (2), mostrar um aumento absoluto forte, devido à importação deste material. (Fig. 33).

Como é visto na fig.33, o Al_2O_3 é conservado durante o processo de alteração. De SG/SF (1) a SG/SF (2) há um incremento violento deste elemento, ocasionado pelo material quase totalmente importado (kaolinita), que constitui as amostras deste fácies.



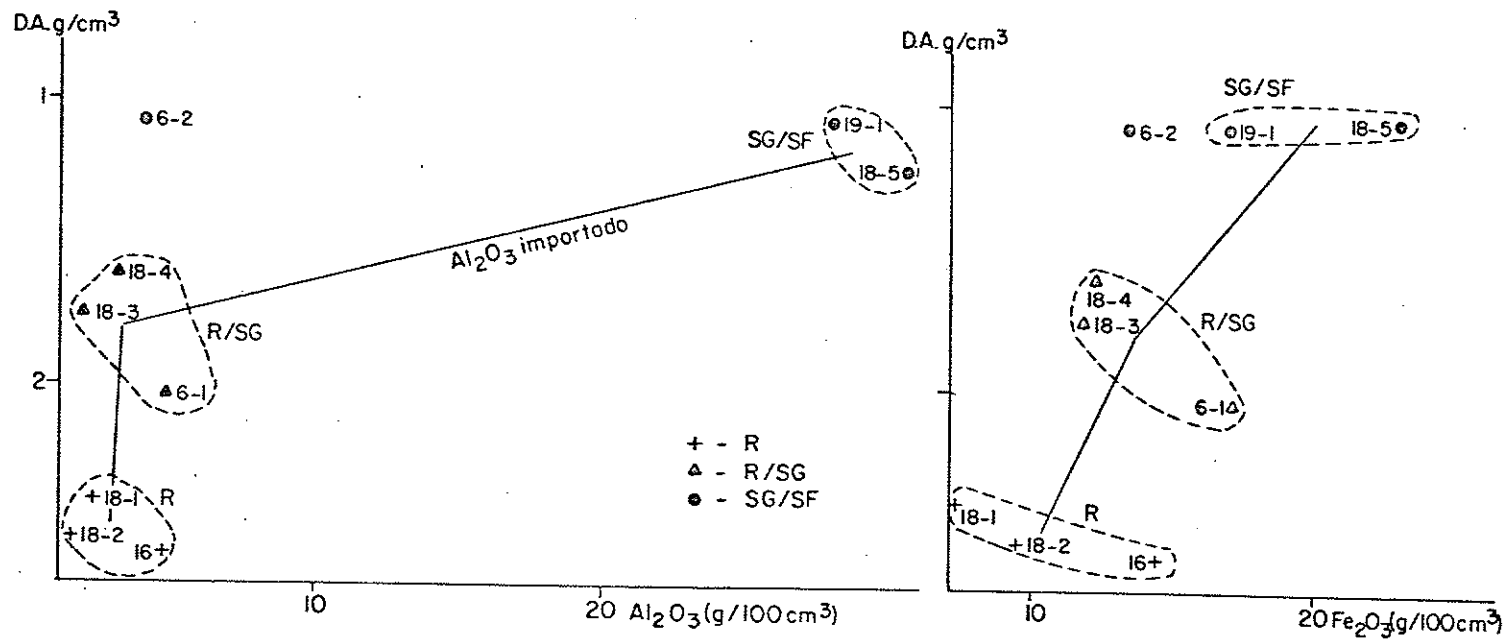


Fig. 33-BALANÇO A ISOVOLUME DE Al_2O_3 E Fe_2O_3
(talco-xisto)

O Cr_2O_3 como visto na fig.34, é levemente incrementado de R a R/SG e de R/SG a SG/SF (1), fato devido talvez a alguma compactação das amostras. De SG/SF (1) a SG/SF (2) há uma perda violenta que como já havia sido sugerido, deve-se ao material extra-máfico importado que constitui as amostras do fácies SG/SF (2), não portador de cromita. O MnO_2 comporta-se muito semelhantemente ao Cr_2O_3 , apenas que a queda neste último fácies não é tão violenta.

Também o NiO comporta-se como o Cr_2O_3 . Embora o aumento absoluto não seja tão forte quanto o do Cr_2O_3 , a quantidade de NiO atinge um máximo em SG/SF (1) para em seguida baixar fortemente. O NiO provavelmente é retido na formação das esmectitas. A aparente perda, é igualmente explicada pela substituição por material estranho à rocha-mãe nas rochas do fácies SG/SF (2). Com a tabela dos dados ponderais e densidades médios para cada fácies, foi elaborada a fig.35 que mostra a média do comportamento para a SiO_2 , o MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e NiO (Cr_2O_3 e MnO_2 semelhantes). Através dessa figura, pode ser resumido o comportamento dos elementos:

A sílica e o magnésio são lixiviados em igual proporção: no último estágio de evolução a forte lixiviação de MgO é apenas aparente pois em SG/SF (2) o material que constitui as amostras não é de origem ultramáfica. Desta forma, a quantidade total de material perdido pela rocha, fica apenas estimado em 57% que corresponde à perda no fácies SG/SF (1) (vide tabela 29). Comparando com as rochas descritas nos capítulos anteriores, os talcoxistos parecem ser o tipo menos solúvel, entre os dunitos e harzburgitos serpentinizados, olivina-piroxenitos, norito e websteritos; reflexo da melhor estabilidade do talco frente às condições supérgenas.

Al_2O_3 e Fe_2O_3 são a grosso modo conservados ao longo da evolução. No último estágio, sofrem forte acrés

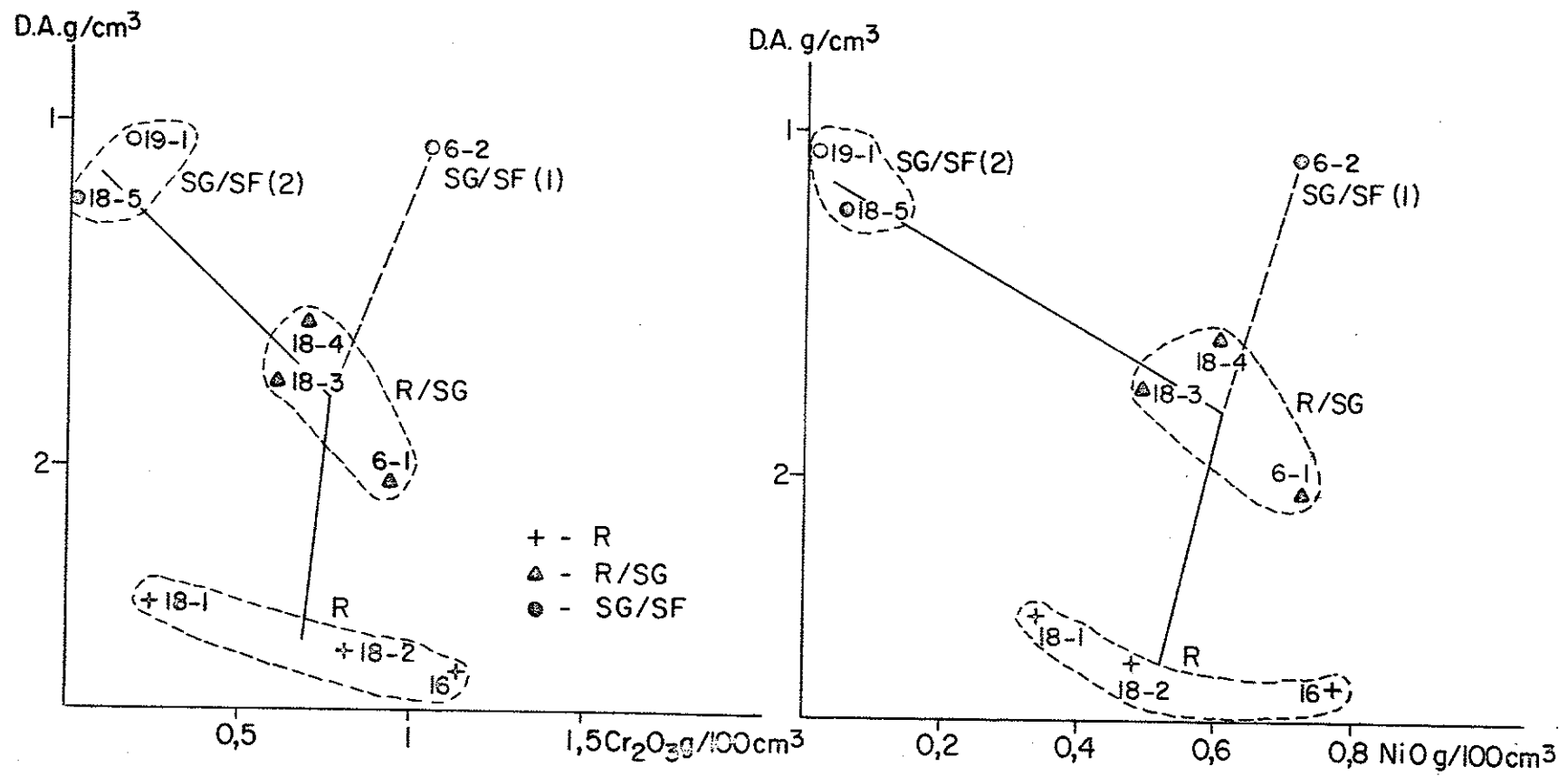


Fig. 34- BALANÇO A ISOVOLUME DE Cr₂O₃ E NiO (talco - xisto)

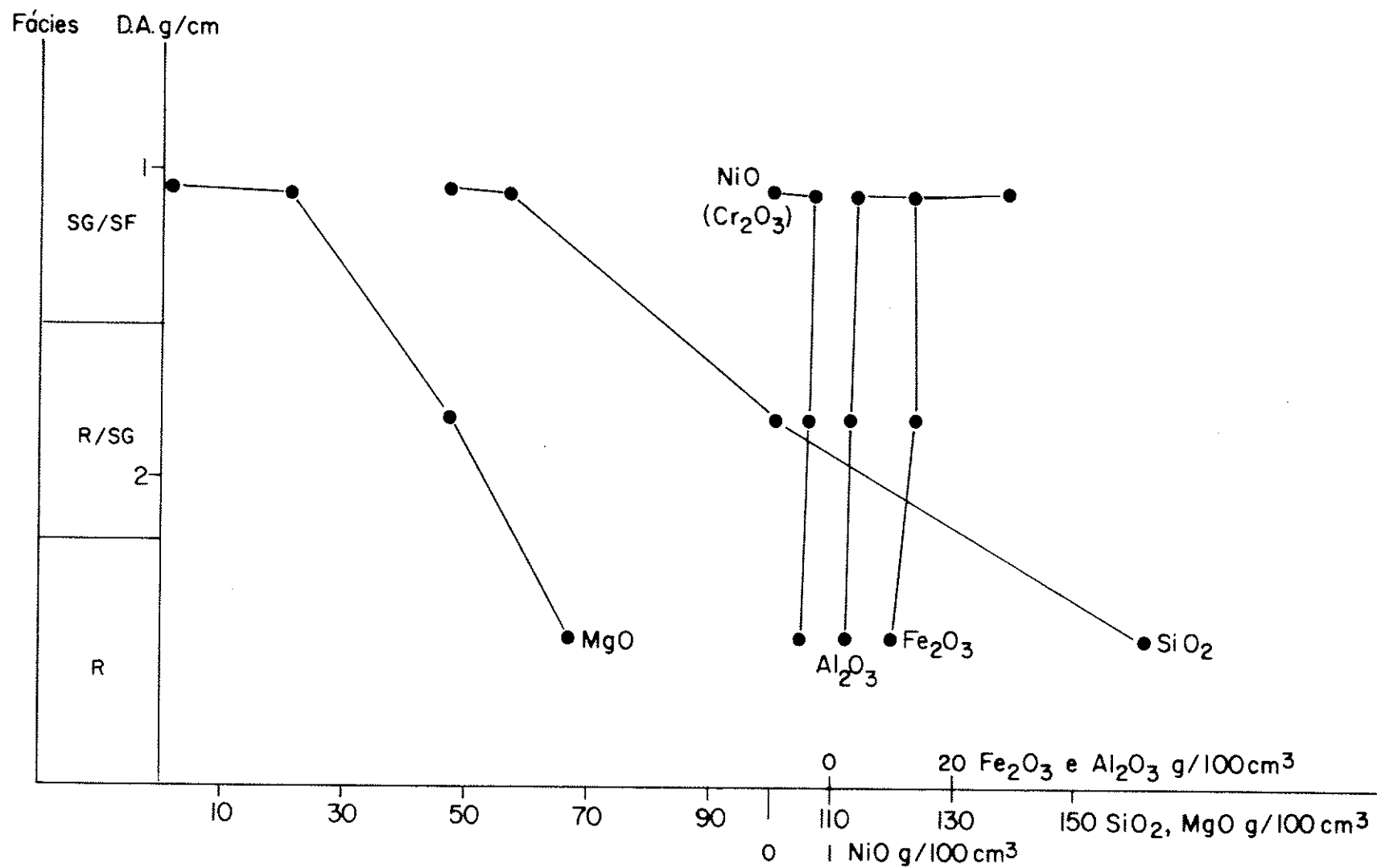
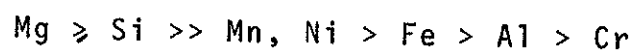


Fig. 35 - SÍNTESE DO BALANÇO A ISOVOLUME
(talco-xisto)

cimo devido à importação de material.

NiO, assim como Cr₂O₃ e MnO₂ também em linhas gerais são conservados. A perda destes óxidos em SG/SF (2), reflete apenas o material extra-ultramáfico que constitui as amostras deste fácies.

A mobilidade dos elementos dos talco-xistos poderia ser assim esquematizada:



C. Interpretação Mineralógica

A associação dos dados mineralógicos e químicos, expostos neste capítulo, leva à seguinte conclusão:

A alteração dos talco-xistos conduz à uma dissolução parcial dos minerais de talco. Até o fácies R/SG, as mudanças mineralógicas são mínimas. A partir de R/SG, ao lado dessa dissolução, que segundo a tabela 31, parece reduzir a quantidade inicial de talco (I) à metade; a neoformação de esmectitas originadas de serpentina e das pequenas quantidades de clorita, vermiculita e anfibólio, retêm um pouco de sílica e magnésio. Até onde a evolução mineralógica dos constituintes da rocha puderam ser seguidos, os produtos finais são esmectitas, o talco e cromita, que resistiram à alteração, misturados a um pouco de goethita.

A composição desta esmectita neoformada, pode ser dada através da composição química da parte solúvel do fácies SG/SF (1), onde serpentina e secundariamente clorita, vermiculita e anfibólios, parecem já ter se transformado totalmente em nontronita (vide tabela 30 de dados ponderais médios de ataque seletivo). Como nos capítulos IV e V, a perda ao fogo é estimada:

TABELA 30

DADOS PONDERAIS MÉDIOS DE ANÁLISE SELETIVA (TALCO-XISTOS)

Fácies	Nº de amostras	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	I*	PF	Total
Solo	1	31,38	0,67	0,02	16,81	20,31	0,03	0,22	0,04	0,01	16,66	11,2	97,35
SG/SF(2)	2	38,70	1,34	0,02	15,52	24,26	<0,001	0,17	0,03	0,01	5,51	13,5	99,06
SG/SF(1)	1	31,03	8,37	0,07	12,31	3,68	0,64	0,29	0,45	0,03	35,18	8,0	100,0
R/SG	3	22,83	7,29	<0,005	6,01	1,66	0,35	0,11	0,12	0,01	54,35	7,4	100,1
R	3	17,07	1,32	0,01	1,72	0,92	0,14	0,02	0,03	<0,005	73,36	4,1	98,69

I* = insolúvel ao HClO₄

COMPOSIÇÃO MÉDIA DOS INSOLÚVEIS (TALCO-XISTOS)

Fácies	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total
Solo	58,7	1,71	-	5,81	32,5	0,91	0,32	0,05	-	-	100,0
SG/SF(2)	45,9	0,77	0,77	28,8	22,0	1,38	0,31	-	-	-	99,9
SG/SF(1)	64,2	32,5	0,08	0,54	0,36	0,99	0,02	0,62	0,65	-	100,0
R/SG	61,0	35,1	0,03	2,99	0,29	0,12	0,05	0,40	-	-	100,0
R	64,8	31,2	0,02	3,23	0,29	0,17	0,02	0,24	-	-	100,0

TABELA 31 - DADOS PONDERAIS DE ATAQUE SELETIVO (TALCO-XISTOS)

Fácies	Amostra	SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	I	PF	Total
Solo	19-2	31,38	0,67	0,02	16,81	20,31	0,03	0,22	0,04	0,01	16,66	11,2	97,36
SG/SF(2)	19-1	40,52	1,27	0,02	12,35	26,00	<0,005	0,18	0,02	0,01	3,98	13,8	98,15
	18-5	36,89	1,41	0,03	18,7	22,52	0,01	0,16	0,05	0,02	7,04	13,1	99,93
SG/SF(1)	6-2	31,03	8,37	0,07	12,31	3,68	0,64	0,29	0,45	0,03	35,18	8,0	100,0
	18-4	18,08	2,35	0,01	7,15	1,60	0,31	0,17	0,11	0,01	63,66	6,2	99,65
R/SG	18-3	19,32	1,66	<0,005	3,93	1,13	0,29	0,09	0,02	0,01	67,18	7,1	100,7
	6-1	31,09	17,82	<0,005	6,94	2,25	0,46	0,06	0,24	0,01	32,2	9,0	100,1
R	18-1	18,72	1,57	0,02	0,93	0,76	0,10	0,01	0,04	<0,005	74,00	2,8	98,95
	18-2	14,76	0,85	<0,005	0,80	0,66	0,16	0,01	0,01	<0,005	76,20	4,1	97,55
	16	17,74	1,53	0,02	3,43	1,34	0,17	0,04	0,03	<0,005	69,88	5,44	99,63

Óxidos	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	NiO	CaO	H ₂ O	Total
%	49,6	6,18	19,7	13,4	0,72	0,11	10,5	100,2

A composição química média dos insolúveis (vide tabela 30) ao longo dos fácies, mostra que estes constituem-se essencialmente de talco e pequenas quantidades de cromita, até onde é possível seguir com certeza a evolução dos minerais da rocha (SG/SF (1)).

CAPÍTULO VII

A evolução supérgena das rochas máficas-ultramáficas tratadas neste trabalho, pode ser sintetizada como segue, a partir de considerações feitas sobre a mineralogia, desde aquela anterior à alteração; ao lado da geoquímica do intemperismo.

T. HIDRATAÇÃO DAS ROCHAS, ANTERIOR À ALTERAÇÃO

A maioria das rochas do complexo máfico-ultramáfico de Piên, PR, sofreu, antes de submetidas a processos intempéricos, hidratação hipógena, muitas vezes com deformações tectônicas. Essas transformações ocorreram pelo menos em grande parte durante o Evento Brasileiro (Girardi, 1974).

Antes dessas transformações hipógenas, os termos ultramáficos do Complexo de Piên parecem ter sido constituídos principalmente de:

- Dunitos (olivina dominante e cromita acessório).
- Harzburgitos (olivina dominante, ortopiroxênio subordinado às vezes com um pouco de clinopiroxênio, e cromita, acessório menos frequente que no caso dos dunitos).
- Ortopiroxenitos (bronzita dominante, frequentemente com pequenas quantidades de clinopiroxênio-augita ou diopsídio e olivina, raras cromitas, mas espinélio verde-hercynita-acessório comum).
- Além desses três tipos, ocorriam lentes de dimensões restritas de olivina-piroxenito e norito (hipersênio ou bronzita dominante) e websterito (bronzita e clino

piroxênio) ambos com espinélio hercynita e raras cromitas.

Os mecanismos de hidratação afetaram os três minerais principais - olivina, orto e clinopiroxênios - com intensidade variável:

- A olivina quase sempre sofreu uma serpentinização completa, em geral com formação de duas gerações de lizardita e liberação de ferro em magnetita. Nas áreas de maior esforço tectônico, houve cristalização de crisotila associada com clorita, e às vezes formação de vermiculita.

- A hidratação do ortopiroxênio foi com frequência, apenas parcial, com formação de antigorita e de talco. Nas áreas de maior esforço tectônico, o ortopiroxênio foi quase integralmente transformado em talco.

- O clinopiroxênio parece ter resistido ainda melhor à hidratação, que se torna significativa apenas nas zonas bem tectonizadas. Nessas, o clinopiroxênio deu lugar a anfibólios (actinolita) e clorita, com produção de dolomita precipitada nas fraturas.

Esse comportamento diferenciado, coloca em evidência, a importância da intensidade das ações tectônicas, na maior ou menor transformação da rocha. Assim, dunitos e harzburgitos, não mais subsistem, sendo os primeiros hidratados em serpentinitos verde-amarelos e o segundos em serpentinitos pretos; a tectônica apagando às vezes a estrutura inicial da rocha. Os ortopiroxenitos também foram quase totalmente hidratados, dando os talco-xistos. Entretanto, as rochas com menos olivina e mais clinopiroxênios resistiram melhor, a sua hidratação ficando apenas parcial, e restrita às zonas mais tectonizadas. Desta forma puderam ser expostas às condições supérgenas, os olivina-piroxenitos e noritos, bem como os websteritos.

Vários autores (Barnes e O'Neil 1969, Johannes 1968, Bogolepov 1969, Moody 1976, Wittaker e Wicks 1977) discutiram o processo de serpentinização; as suas condições de pressão e temperatura (Bowen e Tuttle 1949, Yoder 1952, Olsen 1963, Barnes, O'Neil e Trescases 1978); o problema da conservação ou modificação da composição química global (Hostleter et al. 1966, Shteinberg 1966, Coleman e Keith 1971, De Waal 1971, Rimsaite 1972); ou a conservação ou modificação do volume (Turner e Verhoogen 1960, Busé e Watson 1960, Raleigh 1963, Dickinson 1963, Thayer 1966). No caso de Piên, a transformação olivina → serpentina + magnetita, parece se dar com conservação da sílica, perda de MgO, e oxidação parcial do ferro. Esta hipótese é baseada na ausência total de brucita na rocha, e certo excesso de sílica, evidenciado por exemplo, na amostra P7-1 (dunito serpentinizado - Cap. III) na forma de quartzo microcristalino.

A comparação da razão do níquel contido nas olivinas e o contido nas serpentinas (Tabela 32), com a razão das densidades entre estes dois minerais (olivina - 3,3 g/cm³ e serpentina - 2,6 g/cm³),

$$\frac{\text{NiO (olivina)}}{\text{NiO (serpentina)}} = \frac{0,47}{0,30} > \frac{3,3}{2,6} = \frac{\text{dens. olivina}}{\text{dens. serpentina}}$$

mostra que houve perda de Ni na serpentinização da olivina, apoiando a idéia desse processo não ser isoquímico. (Edel'Shtein 1960).

A transformação ortopiroxênio → talco, também é feita com conservação da sílica, perda de MgO e formação de um pouco de quartzo, como ocorre nas amostras P18-1 e P18-2 (capítulo VI) na forma de filetes de quartzo microcristalino. A comparação da Fig. 25 - Balanço a Isovoluma da sílica dos olivina-piroxenitos (cap. V) com a Fig. 31 - Balanço a Isovoluma da sílica dos talco-xistos (cap. VI), sugere razoável conservação do volume, neste processo de estea-

tização, pois os valores são muito próximos: 155 g de SiO_2 em 100 cm^3 de olivina-piroxenitos, contra 160 g de SiO_2 no mesmo volume de talco-xistos. Resta levar em conta, a época do metamorfismo que afetou as rochas de Piên: pouco antes, concomitantemente ou após a hidratação, modificando a estrutura original destes olivina-piroxenitos.

A conservação do volume e da sílica na retromorfose contudo, poderia ser apenas aparente, se esses dois parâmetros tivessem mudado juntos.

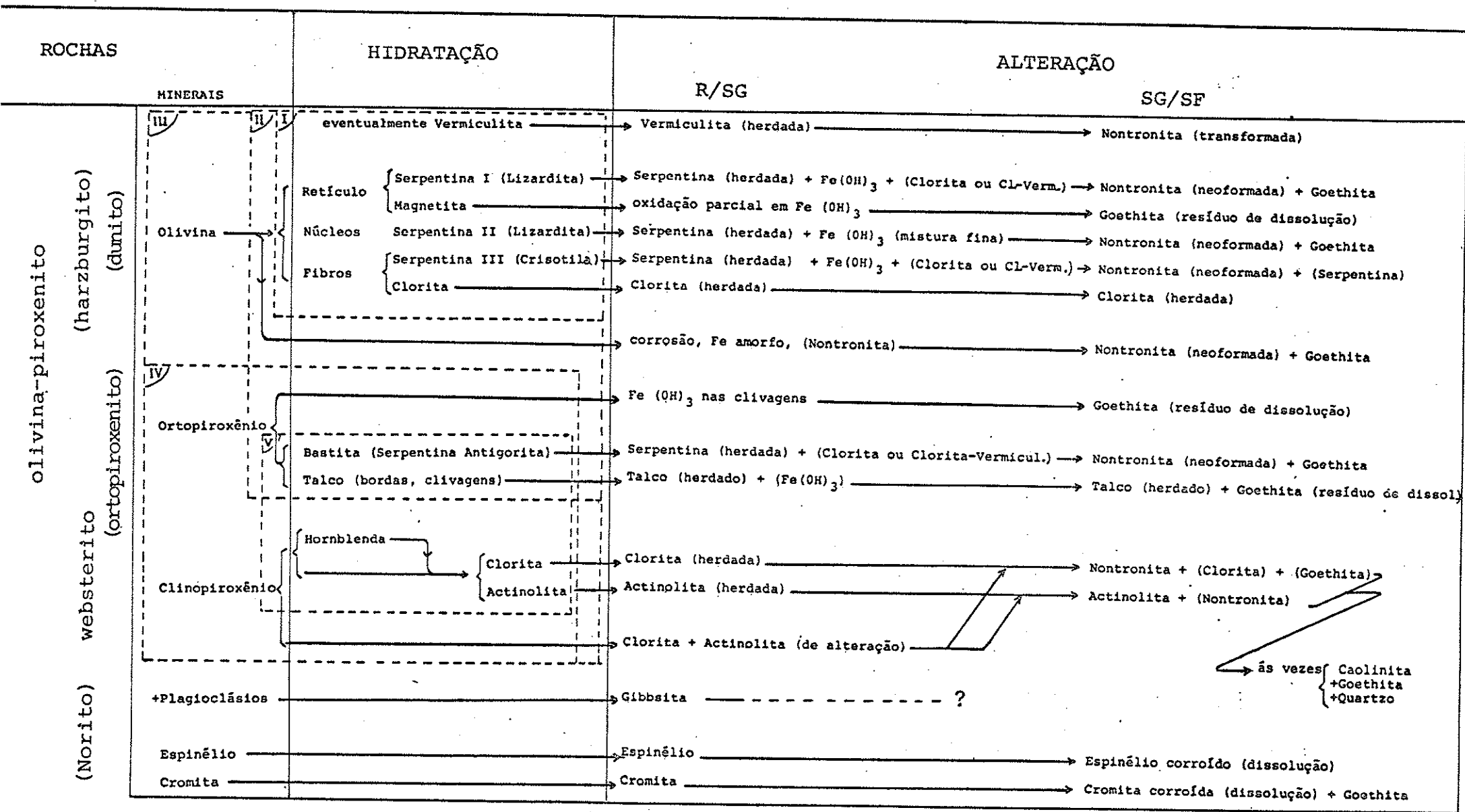
2. ALTERAÇÃO SUPERGENA

A. Filiações Mineralógicas

A tabela 33 apresenta as filiações mineralógicas completas, na hidratação hipogena já descrita e na alteração supergena ulterior, para os tipos de rochas considerados. O intemperismo ressalta quatro mecanismos que conduzem aos produtos finais: herança simples, transformação, neoformação e dissolução congruente.

No fácies R/SG, a maioria dos minerais são herdados da rocha, pois ainda subsistem às condições supergenas impostas: são vermiculitas, serpentina, clorita, talco, actinolita, espinélio e cromita. À exceção da gibbsita formada maciçamente, de plagioclásios nos noritos, e da oxidação da magnetita em hidróxidos de ferro, praticamente não existe neoformação de minerais neste estágio. Os minerais dissolvidos (apenas em parte) são aqueles formados nas condições de altas pressões e temperaturas, e não hidratados: ortopiroxênios, clinopiroxênios e olivinas.

No fácies SG/SF representativo dos produtos finais de evolução da rocha-mãe, predominam os minerais o



Serpentinitos verde-amarelos (dunitos hidratados)

Serpentinitos pretos (harzburgitos hidratados)

Olivina-piroxênitos (pouco hidratados)

Websteritos (parcialmente hidratados)

Talco-xistos (piroxenitos hidratados)

Tabela 33 - Filiações mineralógicas na hidratação endôgena e na alteração supérgena

riundos de neoformação: é nesta fase principalmente, que se formam as nontronitas, sejam derivadas de serpentinas, diretamente de olivinas, ou de actinolitas. No caso daquelas derivadas de vermiculitas e clorita, a nontronita surge por processo de transformação (degradação ou perda de material-processo típico em solos de climas frios a temperados, onde os mecanismos de intemperismo químico, moderados e lentos, são contudo, acompanhados por uma mobilidade razoavelmente marcada de óxidos de Fe e Al, favorecida por compostos orgânicos - Lelong et al. 1976). Como minerais herdados da rocha, resistentes ao intemperismo, restam: cromita e espinélio, embora corróidos muitas vezes por dissolução das bordas, talco, clorita e actinolita (os dois últimos em pequena escala). Neste estágio, a dissolução dos ortopiroxênios já está completa, deixando como resíduo, goethita. Este último mineral, acompanha ainda a cromita, como produto de dissolução das bordas e a nontronita (derivada de clorita, serpentina ou de olivina).

No caso destas rochas ultrabásicas, a maior ou menor velocidade de destruição dos minerais silicatos, está ainda relacionada à natureza do mineral primário, cuja estabilidade pode ser escalonada como segue: serpentina > piroxênio > olivina. Esse escalonamento torna-se muito marcado principalmente para climas pouco agressivos. Este fato ficou bem claro quando se comparou a perda de material da rocha original para os serpentinitos (capítulo III) frente aos olivina-piroxenitos (capítulo V). Contudo, nas rochas de Piên, a velocidade de lixiviação de sílica parece não estar sempre em equilíbrio com a velocidade de destruição dos silicatos, possibilitando assim, a formação de esmectitas.

Essas observações a respeito das afiliações mineralógicas, apresentadas na tabela 33 para os minerais de todas as rochas tratadas neste trabalho, levam à conclusão de que sob as condições a que a área de Piên está su-

jeita, ou seja: clima temperado, úmido e com razoáveis condições de drenagem nos pontos amostrados, o processo de alteração aciona um mecanismo de esmectização, conduzindo a produtos finais constituídos essencialmente por nontronita, com goethita associada e eventualmente cromita, espinélio, talco, clorita e actinolita, herdados da rocha-mãe; ou são parcialmente dissolvidas, enquanto que os piroxênios são quase todos dissolvidos.

É interessante comparar a evolução supérge-na das rochas ultramáficas de Piên:

- com a das rochas ultramáficas em outros climas.

- com rochas de outro tipo petrográfico no clima de Piên.

A formação de esmectitas pela alteração de rochas ultrabásicas, é o processo dominante em climas pouco agressivos, como descrito por De Kimpe e Zizka 1973, por exemplo, no depósito de Asbestos (Canadá). Sob climas tropicais, como em Nova Caledônia (Trescases 1975); em Borneo (Eswaram e Sys 1972); na Indonésia (Kühnel et al. 1978) e outros lugares, a formação de nontronita é possível, mas ocorre apenas em meios mal drenados e fica restrita à parte basal dos perfis de alteração.

O tipo de alteração que ocorre nas rochas máficas-ultramáficas de Piên, não encontra similar entre as alterações descritas em maciços ultrabásicos que ocorrem em regiões de clima tropical com estações contrastadas, onde o processo geral é a laterização:

- em outras partes do mundo: Cuba (de Vletter 1955); Venezuela (Jurkovic 1963); Porto Rico (Schellmann 1976); Etiópia (Clark 1978); África do Sul (De Waal

1971); Madagascar (Schellmann 1976), Filipinas (Santos-Ynigo 1964); Nova Caledônia (Trescases 1975); Bornéu (Eswaran e Sys 1972); Nova Guiné (Bonifas e Millot 1955, Percival 1964, Davies 1969) e Austrália (Zeissink 1969 e 1971).

- ou no Brasil, como por exemplo aquelas do Estado de Goiás (Godoy 1968, Vasconcellos et al. 1973, Andrade e Botelho 1974, Berbert 1977 e 1978); Niquelândia (Pecora 1944, Pecora e Barbosa 1944), Araujo et al. 1972, Barbosa 1968, Costa 1970, Schmaltz et al. 1976); Barro Alto (Figueiredo et al 1972 e 1975, Melfi 1974, Souza 1973, Stache 1974); Santa Fê (Barbour 1976, Lessa Sobrinho et al. 1971, Lages et al 1976, Oliveira 1980); Serra Água Branca (Lages et al. 1976, Justo 1973), Morro do Engenho (Chaban e Santos 1973, Lages et al 1976) e outros; em Minas Gerais: Morro do Niquel (Griffon e Richter 1976, Langer 1969, Santivanez 1965, Trescases e Oliveira 1978), Liberdade e Ipanema (Ferran 1974, Lages et al. 1975 e 1976, Esson e Santos, 1978).

Nos maciços ultramáficos brasileiros localizados em zona tropical, a evolução mineralógica é oposta à aquela que ocorre em Piên. Em Santa Fê, Niquelândia e Barro Alto, por exemplo, as serpentinas é que são dissolvidas e piroxênios evoluem para nontronita (Melfi et al. 1979, Oliveira 1980).

No caso, por exemplo, dos granitos da região de Piên, a alteração conduz maciçamente à formação de caolinita (Carvalho, comunicação oral). Esta caolinita, juntamente com quartzo corroído e rolado, constitui a maior parte do material da camada de solo, principalmente nas áreas de baixadas que coincidem com o substrato de talco-xistos. Em geral (Lelong et al. 1976), a caolinita é considerada como um mineral de alteração de maior grau do que as esmectitas: é a monossilicificação, de uma parte do domínio tropical (precipitação entre 500 e 1500 mm e temperatura maior que

150°C) que Pedro 1968, opõe a bissialitização do domínio temperado (temperatura entre 10 e 150°C).

Essa comparação, das alterações em Piên, em clima tropical bem marcado e em clima temperado, fornece a tabela 34, e leva às seguintes conclusões:

- As rochas graníticas em geral, são menos alteradas do que as rochas ultramáficas, particularmente na zona tropical. Em Piên, ao contrário, os granitos sofrem um processo de dessilicificação mais adiantado do que nas ultramáficas.

- Assim, pode-se dizer que o clima de Piên é "tropical" para os granitos e "temperado" para as ultramáficas.

- A evolução dos minerais das ultramáficas (serpentina e piroxênio) em Piên, é exatamente contrária àquela em clima tropical.

Para interpretar tudo isto, é preciso considerar os dois parâmetros da alteração: velocidade das hidrólises (V) e a velocidade de lixiviações (v).

A razão de destruição dos minerais silicatados e da lixiviação da sílica, controla o teor em sílica do meio. Nas rochas com alumínio, e em função desse teor em sílica, a alteração pode ser (Harriss e Adams 1966; Lelong et al. 1976, Loughnan 1969, Pedro et al. 1969):

a- alitização (laterização), quando toda a sílica é lixiviada (V e v altos).

b- monossilitização, quando uma parte da SiO₂ fica (V alto e v médio, ou V médio e v baixo).

TABELA 34

ALTERAÇÃO

Rocha ou mineral inicial	Clima Temperado	Piên	Clima Tropical
<u>Rocha granítica</u>	Bissialitização (esmectita)	Monossialitização (caolinita)	Monossialitização ou laterização (alitização)
<u>Rocha ultramáfica</u>	"Bissialitização" (esmectita)	"Bissialitização" (esmectita)	Laterização
<u>Serpentina</u>	-	Esmectita	Dissolução
<u>Piroxênio</u>	-	Dissolução	Esmectita

c- bissialitização, quando fica muita SiO_2 (v muito baixo, qualquer que seja V e, em geral, V baixo).

Nas rochas ultramáficas, sem alumínio, é o ferro que ocupa o lugar deste elemento, combinando-se com a sílica, mas sem o ponto b, porque não existe mineral Si Fe 1:1, portanto, quando há monossialitização nos granitos, a alteração das ultramáficas pode ser laterítica ou bissialítica, em função de pequenas variações da razão V/v.

Em Piên, clima pouco agressivo e topografia pouco acidentada, a velocidade V, das hidrólises, é moderada, mas superior no domínio ultramáfico (minerais magnesianos-menos resistentes) em relação à V no domínio ácido. Em todos os casos, a velocidade v das lixiviações é média a baixa. Isso conduz portanto, a teores em SiO_2 bem mais elevados no meio ultramáfico do que nos granitos, facilitando a gênese de esmectita no primeiro, e de caolinita no segundo.

Nas ultramáficas de Piên, no início da alteração, com baixos teores de sílica, a serpentina é respeitada e o piroxênio começa a dissolver-se; só depois, com a alteração da serpentina, é que o teor em sílica aumenta. Em climas agressivos, ao contrário, a intensidade das hidrólises mantêm elevados teores em SiO_2 na base dos perfis (piroxênio \rightarrow nontronita), e a alteração posterior da serpentina, se dá num meio já muito poroso e bem drenado (o que possibilita a dissolução deste mineral).

B. A Geoquímica da Alteração

- A composição química das rochas de Piên

A composição química das rochas frescas de Piên obtidas neste trabalho podem ser observadas nas tabe

Las de dados ponderais mēdios para o fācies R. No capĩtulo III, aparece a composiçāo dos serpentinitos derivados de dunitos na tabela 6; no capĩtulo IV, serpentinitos derivados de harzburgitos na tabela 11; na tabela 19 do capĩtulo V, tem-se a composiçāo dos olivina-piroxenitos (inclui norito) e websteritos. Os talco-xistos (derivados de ortopiroxenitos) por fim, aparecem na tabela 27. Estas composiçōes sāo plenamente concordantes com aquelas fornecidas por Girardi 1974 e Girardi e Ulbrich 1980. O menor teor em Fe_2O_3 e maior em MgO nas anālises quĩmicas desses autores (diferenças discretas) certamente se atribui ao fato de uma amostragem mais livre de traços de alteraçāo, do que as coletadas para este trabalho.

- A composiçāo dos minerais na rocha e na alteraçāo

Das anālises quĩmicas totais e seletivas, foi possĩvel deduzir as composiçōes de alguns minerais, exceto no caso das olivinas, vermiculita e clorita que se misturam na porçāo solũvel em quantidades muito pequenas e no caso dos clinopiroxēnios devido ā mistura com ortopiroxēnios, espinēlio e cromita na porçāo insolũvel.

A tabela 32 resume a composiçāo dos minerais da rocha e da alteraçāo, com anālises obtidas neste trabalho, e complementada pelos dados de Girardi, 1974 (para olivina e clinopiroxēnio).

A composiçāo de ortopiroxēnio (bronzita) ē mēdia entre a composiçāo dos insolũveis no $HClO_4$ no fācies R do capĩtulo IV (tabela 14) e R/SG (1) de olivina-piroxenitos do capĩtulo V (tabela 22).

O espinēlio (hercynita) ē referente ao obtido no capĩtulo V atravēs da composiçāo dos insolũveis no fācies SG/SF (Tabela 22).

A serpentina foi tirada da composição total da amostra P3-1 do capítulo III (tabela 6).

O talco é uma média da composição dos insolúveis de R/SG do capítulo IV (tabela 14) e R, R/SG e SG/SF do capítulo VI (tabela 30). No caso do talco, a composição dos insolúveis foi recalculada, considerando-se que este mineral é hidratado. Como não é possível utilizar a perda ao fogo da amostra total, pois ela corresponde a vários minerais, utilizou-se uma perda ao fogo de 4,5% teórica.

O anfibólio (actinolita) constitui os insolúveis do fácies SG/SF do capítulo V (tabela 22), a composição foi recalculada com perda ao fogo teórica de 2,5%.

A nontronita apresentada na tabela 32, é média daquelas deduzidas nos capítulos III, IV, V e VI. A figura 36 representa um diagrama triangular de vértices SiO_2 , MgO e Fe_2O_3 , onde foram plotadas cada uma das quatro nontronitas, sua média, a serpentina da tabela 32 e a vermiculita de Santa Fé (Oliveira 1980).

A linha tracejada que liga o vértice da sílica ao lado Fe-Mg, indica que a composição destas esmectitas é sempre mais ferrífera que magnesiana correspondendo a uma nontronita. A diferença mais marcante entre estas quatro, é no teor em alumínio. As esmectitas III e V, mais, alumino-sas, sofrem influência de vermiculitas que também contribuíram para sua origem e correspondem à beidelita ferruginosa (nontronita). No caso das esmectitas IV e VI, de baixo teor em alumínio, provavelmente há uma mistura de nontronita com um pouco de serpentina.

A composição da garnierita foi extraída da composição da porção solúvel ao ácido perclórico do material verde que preenche as fraturas da amostra P2-5 (vide capítulo IV).

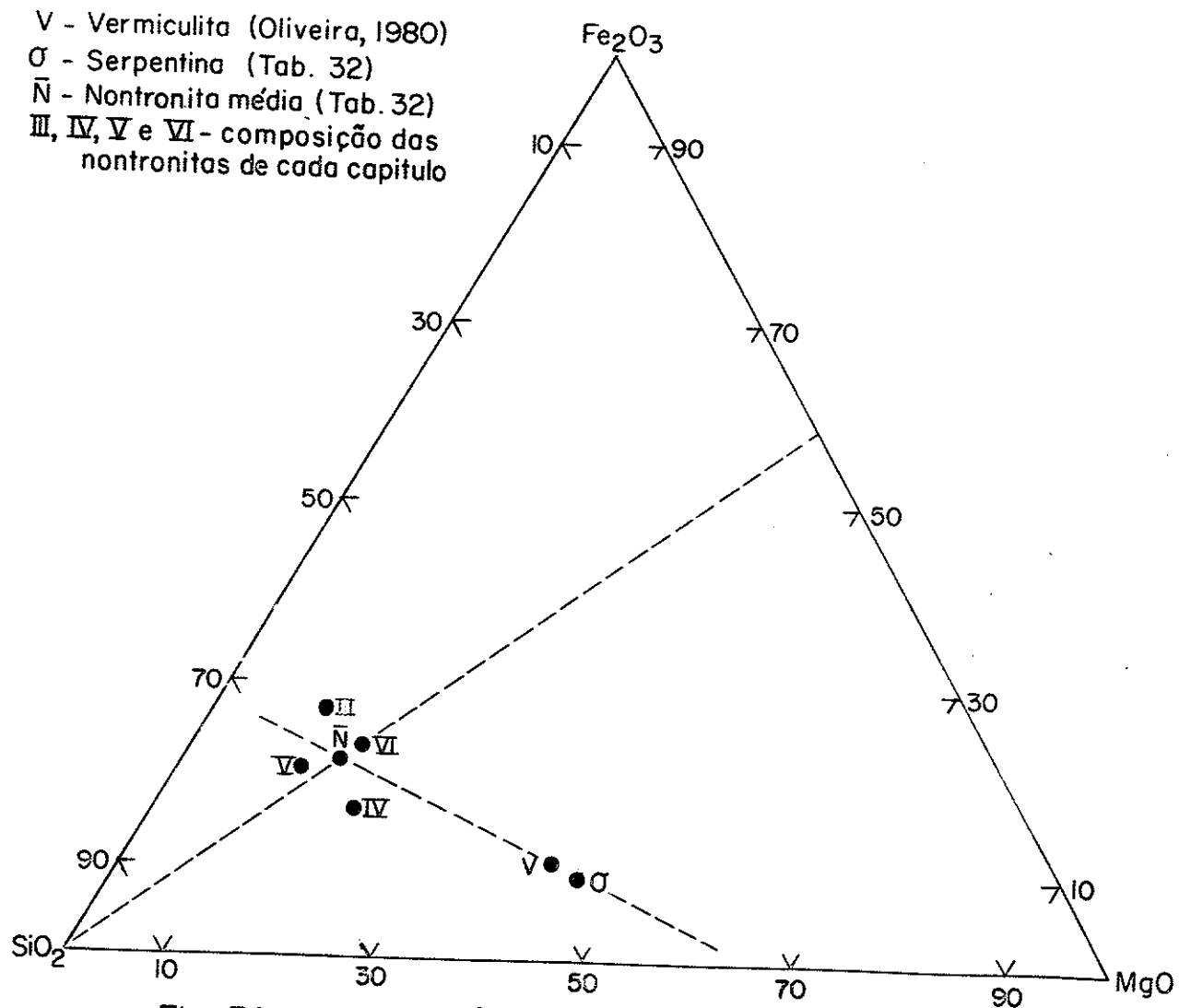


Fig. 36 - COMPOSIÇÃO DAS ESMECTITAS DE PIÊN

TABELA 32 - COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS MINERAIS DA ROCHA E DA ALTERAÇÃO

Óxidos		SiO ₂	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO	PF	Total
Minerais												
MINERAIS DA ROCHA	Olivina (Girardi 1974)	41,4	49,1	0,37	(FeO) 8,2	-	-	0,16	0,47	-	-	99,70
	Ortopiroxênio (Cap. IV+V)	51,9	31,7	0,19	8,24	5,64	1,75	0,23	0,23	0,09	-	99,97
	Clinopiroxênio (Girardi 1974)	50,5	13,7	22,2	(FeO) 7,73	3,66	0,17	0,14	0,05	-	-	98,15
	Espinélio (Cap. V)	-	8,5	-	32,8	47,5	10,5	-	0,74	-	-	100,0
	Serpentina (P3-1-Cap.III)	38,8	37,2	0,06	7,6	0,37	0,12	0,05	0,30	0,01	13,9	98,41
	Talco (Cap. IV+VI)	60,1	30,7	0,05	2,30	1,18	0,50	0,03	0,35	0,21	4,5	99,9
	Anfibólio (Actinolita) (Cap.V)	52,3	20,3	10,6	5,65	5,46	2,38	0,32	0,06	0,45	2,5	100,0
MINERAIS DA ALTERAÇÃO	Nontronita (Cap.III+IV+V+VI)	48,4	11,5	0,33	16,8	9,58	-	-	0,38	-	12,7	99,69
	Garnierita (Cap. IV)	38,8	27,9	-	8,28	0,98	-	-	11,4	-	12,8	100,2

A composição dos minerais formadores das rochas de Piên, deduzidas neste trabalho, são bastante comparáveis àquelas obtidas por Girardi 1974. As diferenças mais notáveis foram:

- para os ortopiroxênios - neste trabalho, a composição encontrada contém mais magnésio e menos ferro que o ortopiroxênio médio daquele.

- o espinélio de Girardi parece conter menos ferro que o deduzido no capítulo V.

- o anfibólio de Girardi (actinolita), contém menos MgO que aquele mencionado no capítulo V.

- Tendência de evolução geral com a alteração

- o destino dos elementos solúveis SiO_2 -MgO

A evolução mineralógico-geoquímica supérgena das rochas máficas-ultramáficas de Piên, pode ser compreendida em termos gerais através da comparação das razões MgO/SiO_2 absolutas ou isovolume médias que ocorrem a cada fácies (já que estes são os óxidos mais importantes na rocha). Estes dados foram plotados na Fig.37 juntamente com as curvas de dissolução dos minerais primários que compõem a rocha. As tendências de evolução de cada tipo de rocha podem ser definidas:

Para os serpentinitos verde-amarelos I (exdunitos a relativa retenção da sílica frente à perda forte de MgO em todos os trechos é ressaltada quando se compara a curva de evolução da rocha, com a dissolução da serpentina. Essa dissolução incongruente das serpentinas das rochas, possibilita a neoformação de nontronitas.

Nos serpentinitos pretos II (ex- harzburgitos) também ocorre retenção de sílica quando comparada à perda de MgO, principalmente nos estádios iniciais da alteração. A modificação dessa tendência nas fases finais de evolução, ou seja, maior retenção de MgO em relação a SiO₂, parece ter permitido a formação de esmectitas um pouco mais magnesianas (vide composição química no capítulo IV).

Nos olivina-piroxenitos e norito III, o trecho inicial mostra uma forte perda de MgO em relação a SiO₂, correspondendo mais à alteração da olivina, o mineral mais instável. Os trechos seguintes mostram que a evolução da rocha conduz praticamente a uma dissolução dos ortopiroxênios.

Para os websteritos IV, a evolução se aproxima a dissolução dos clinopiroxênios, embora com perda um pouco maior de MgO que de SiO₂. Apenas no último estágio, aparentemente possa ser melhor comparado à dissolução da serpentina.

Para os talco-xistos V, o primeiro trecho não corresponde à dissolução congruente de nenhum mineral componente da rocha, aparentemente com retenção de MgO em relação a SiO₂. O trecho intermediário aproxima-se à dissolução do talco. No último estágio, a perda de MgO é violenta em relação a SiO₂.

Em resumo, pode-se dizer que a alteração das rochas em Piên, leva em geral à uma dissolução incongruente da serpentina e da olivina, sempre com retenção de sílica, e a uma dissolução quase congruente dos piroxênios e do talco.

- o destino dos elementos residuais: Fe, Cr e Mn

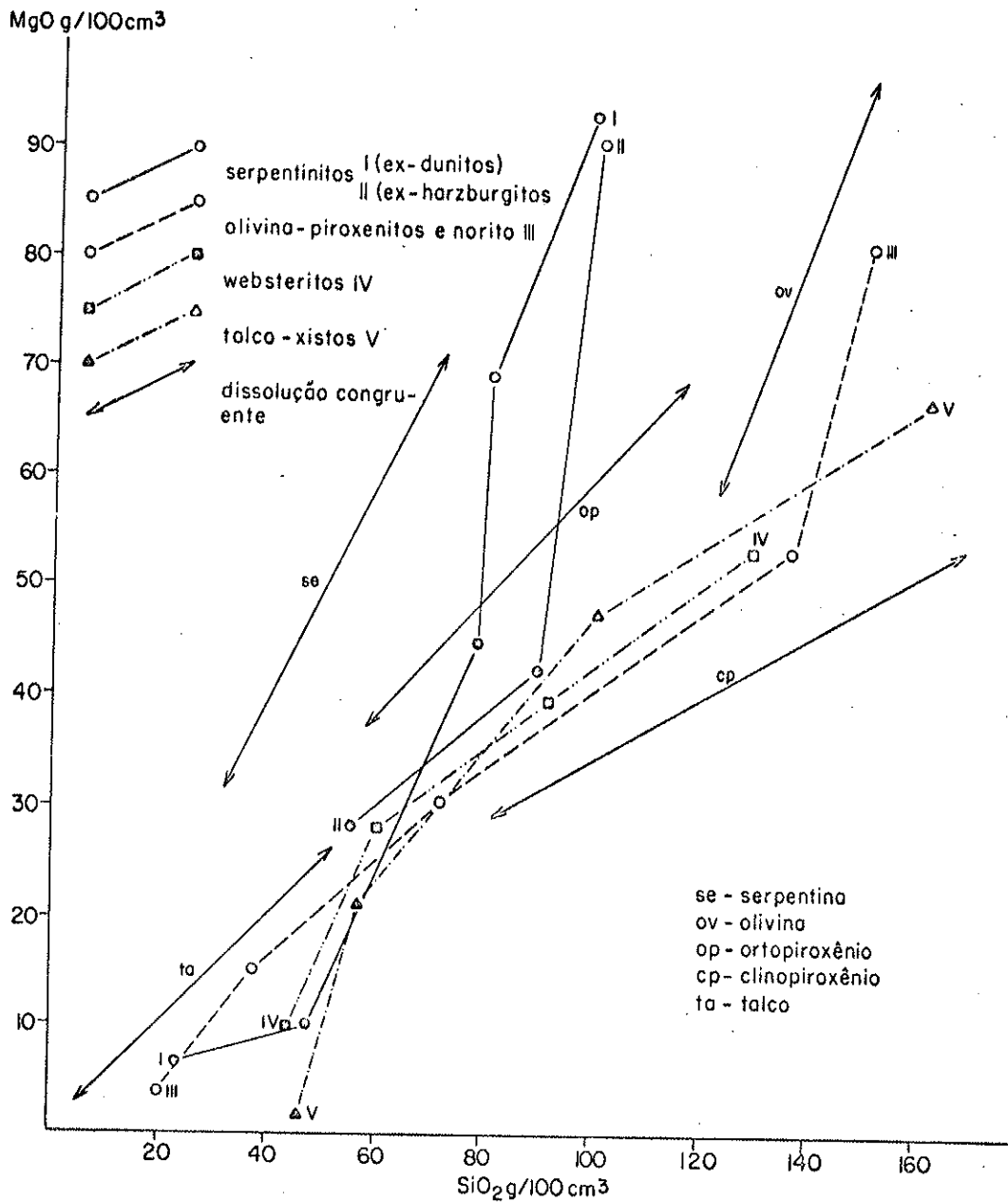


Fig. 37 - EVOLUÇÃO MINERALÓGICO-GEOQUÍMICA SUPÉRGENA DAS ROCHAS

Insolúvel no meio oxidante de alteração, o ferro permanece no local onde é liberado pela hidrólise dos seus minerais portadores. Uma parte é individualizada em hidróxido fêrrico $Fe(OH)_3$ que acaba evoluindo em goethita, mas uma parte importante é recombinação com a sílica (e um pouco de magnésio) para a neoformação de nontronita. Apesar das cores vermelho-amareladas de algumas amostras, o teor máximo de Fe_2O_3 nunca chega até 40%: a evolução das rochas ultramáficas de Piên não é laterítica.

Também residuais, os elementos traços crômio e manganês são enriquecidos relativamente nas fácies mais evoluídas, mas não mostram concentrações econômicas.

- o destino do níquel

As rochas com maior teor em níquel são os serpentinitos, herança da substituição do magnésio por este elemento nas olivinas* (teor aproximado em R= 0,31%). Para os piroxenitos o teor inicial é menor (0,2% aproximadamente) em R. Em todos os casos porém, este elemento, pouco móvel, é concentrado relativamente, em geral na transição de rocha pouco alterada para o saprolito, onde os teores em NiO alcançam 0,6%, excepcionalmente até 1% (raras amostras). A localização do Ni na assembléia mineralógica da alteração, não foi estudada em detalhe. Pode-se dizer porém, que a maior parte concorre com o Mg na formação das esmectitas ou está associado a goethita; em alguns casos ocorreu a neoformação de garnierita (serpentina níquelífera) em veios muito finos.

Estes teores baixos, e os pequenos volumes

* Embora não se saiba a localização do níquel depois da hidratação: substituindo o Mg na serpentina ou associado à magnetita.

alterados, demonstram que nas rochas de Piên não existe potencialidade econômica para minério de níquel, em consequência da idade muito recente da alteração, e da sua característica não laterítica.

C. Interpretação Paleoclimática

No Brasil, um mecanismo de gênese de perfis desenvolvidos sobre rochas ultrabásicas, foi proposto por Melfi et al. 1979, e compreende: silicificação (clima seco) seguida de laterização (clima mais úmido) sobre a Superfície Sul Americana, durante o Terciário inferior a médio; no Terciário superior, o ciclo Velhas de erosão, reentalharia a Superfície Sul-Americana, permanecendo como relíquias desta, a superfície silicosa agora a descoberto, dos antigos perfis. A evolução recente, com exceção do Nordeste semi-árido é sempre laterítica, restando apenas concentração residual de goethita e as crostas silicosas quando estas não foram erodidas.

Em Piên, a alteração muito restrita, data sem dúvida, do Recente. Em território brasileiro é comparável apenas àquela que ocorre em São João do Piauí, PI, onde o clima semi-árido permite a neoformação de esmectita, embora lá, as superfícies altas sejam recobertas por crostas silicosas. (dois ciclos de erosão)- Santos 1974. Fica assim evidenciado que, no Sul do Brasil, nunca aconteceram as antigas silicificações e laterização, que ficam limitadas por volta de uma latitude 25º Sul (maciço ultramáfico de Jacupiranga, SP, Melfi et al. 1979).

3. CONCLUSÕES GERAIS

As conclusões que mais se ressaltam entre os

resultados obtidos neste trabalho, podem ser listadas como segue:

1- O mapeamento mais preciso dos termos ultramáficos, nas porções do complexo que concentram estes tipos, foi efetuado.

2- Antes de submetidas a processos de alteração supérgena, as rochas do complexo máfico-ultramáfico de Piên, foram hidratadas hipogenamente (serpentinização e esteatização). Os exemplos mais extremos, são os serpentinitos e talco-xistos. A serpentinização atingiu extensamente as olivinas, e em muito menor escala, os piroxênios. A natureza original, antes da hidratação hipógena, de cada tipo de rocha, foi reconhecida.

3- Resume-se a evolução supérgena de cada mineral como:

olivina	dissolução com resíduo de goethita e esmectização.
ortopiroxênio	dissolução e resíduo de goethita.
clinopiroxênios	dissolvem-se ou transformam-se eventualmente em clorita e actinolita; estas evoluem para nontronita + goethita ou permanecem até o fim da evolução.
plagioclásios	rápida neoformação de gibbsita.
espinélio e cromita	são pouco corroídos, sendo herdados da rocha-mãe.
vermiculita	nos estádios mais adiantados transforma-se em nontronita

serpentina	dissolução incongruente que leva à formação de nontronita com um resíduo de goethita.
magnetita	oxidação com resíduo de goethita.
talco	herdado e um pouco de goethita como resíduo de dissolução.

4- Usando-se várias técnicas analíticas, foi determinada a composição química de quase todos os minerais, primários e secundários.

5- A ordem de estabilidade dos principais minerais formadores da rocha frente às condições supérgenas é:

espinélio > cromita > talco > clinopiroxênio > ortopiroxênio > serpentina > plagioclásios

6- Conforme o destino de cada mineral na alteração, os processos principais que caracterizam a evolução supérgena de cada tipo de rocha, podem ser esquematisados:

Serpentinitos	Esmectização
Olivina-piroxenitos	Dissolução, com esmetização incipiente.
websteritos	Dissolução e esmetização.
talco-xistos	Herança, dissolução parcial, esmetização incipiente.

7- O cálculo isovolume mostrou que Mg é qua

se totalmente lixiviado das rochas, enquanto o SiO_2 é parcialmente retido, permitindo a neoformação de silicatos ferruginosos.

8- Fe, Al, Cr, Co, Mn e Ni agem como elementos residuais, permanecendo nos produtos de alteração. Ni, e às vezes Al, destacam-se por certa mobilidade.

9- A escala de mobilidade dos elementos pode ser assim ordenada:

$\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Si} \gg \text{Ni} > \text{Mn} > \text{Al} \geq \text{Fe, Cr}$.

10- A pequena espessura dos perfis, o tipo de alteração (esmectização), e a ausência de traços de silicificações e laterizações antigas, permitem concluir que a alteração é recente, e definir o limite sul dos mecanismos de silicificação e laterização que ocorreram no Terciário, por volta de 25º de latitude (Sul).

11- Foi levantado um aspecto paradoxal: os granitos da vizinhança, com perfis profundos e alteração caolinítica (monossilicificação) contradiz o caráter geralmente admitido, de maior alterabilidade das rochas ultramáficas. A interpretação da formação de caolinita, nos granitos de Piên, seria devida às soluções mais diluídas (clima temperado-alteração incipiente) na alteração dos granitos, do que no Complexo máfico-ultramáfico. A espessura bem maior dos perfis alterados sobre os granitos, porém, coloca um problema que precisaria ser melhor pesquisado.

12- A ausência dos mecanismos pré-concentradores no Terciário, e a fraca alteração recente, explicam porque o complexo não apresenta interesse econômico em níquel.

BIBLIOGRAFIA

- AB'SABER, A.N. & BIGARELLA, J.J. - 1961 - "Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná" - Boletim Paranaense de Geografia - Universidade do Paraná - nº 4/5 - 116-125.
- ANDRADE, M.R. & BOTELHO, L.C. - 1974 - "Perfil Analítico do Níquel" - Bol. DNPM - 33 - Rio de Janeiro. 90p.
- ARAÚJO, V.A. de; MELLO, J.C.R. de, & Oguino, K. - 1972 - Projeto Niquelândia. Relatório Final - Convênio D.N.P.M. / C.P.R.M. - Goiânia, 224 p.
- BARBOSA, A.L.M. - 1968 - "Ambiente Geológico das jazidas níquelíferas de Niquelândia, GO". Bol. SICEG - Ouro Preto, 6: 79-89.
- BARBOUR, A.P. - 1976 - "Geologia do Maciço ultramáfico de Santa Fé (GO)" - Tese de Livre Docência - IGUSP, 138 p.
- BARNES, I. & O'NEIL, J.R. - 1969 - The relationship between fluids in some fresh Alpine-Type Ultramafics and Possible Modern Serpentinization Western United States - Geol. Society of America, New York, N.Y., Washington D.C., USA, Bull. vol.80, pp. 1947-1960.
- BARNES, I.; O'NEIL, J.R. & TRESCASES, J.J. - 1978 - "Present day serpentinization in New Caledonia, Oman e Yugoslavia" - Geochimica et Cosmochimica Acta, 1978, vol. 42, pp. 144-145.
- BERBERT, C.O. - 1977 - "Rochas básico-ultrabásicas no Brasil e suas potencialidades econômicas". Bol. II SEG - Paraná - CEGEP - UF Paraná, 1-51.

- BERBERT, C.O. - 1978 - "Depósitos de Níquel do Brasil Central". Aula proferida no I.G.UNESP (mimeografado).
- BOGOLEPOV, V.G. - 1969 - Problem of serpentization of ultrabasic rocks - Inst.Geol.Rev. 12 - pp. 421-432.
- BONIFAS, M. & MILLOT, G. - 1955 - "Transformation isovolumétrique dans des phénomènes de latérisation et de bauxitisation" - Bull. Serv. Carte Geol. Als. Lorr., 8 (1): 3-20.
- BOWEN, N.L. & TUTTLE, O.F. - 1949 - The system $MgO-SiO_2-H_2O$ - Geol. Soc. Am. Bull. 60, 439-460.
- BRAUN, O.P.G. - 1971 - "Contribuição à Geomorfologia do Brasil Central" - Revista Brasileira de Geografia - Ano 32, vol.3, pp. 3-39.
- BROWN, G. - 1971 - "The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals" - Mineralogical Society of London - Clay Minerals Group - 544p.
- BRINDLEY, G.W. & PHAM THI HANG - 1973 - The nature of garnierites - I, II e III - clays and clay Minerals, vol. 21, pp. 27-57.
- BUSE, M.L. & WATSON, E.H. - 1960 - Alteration of ultrabasic rocks near Bryn Mawr, Pennsylvania, Pa - Acad. Sci. Proc. 34, 117-123.
- CAILLÈRE, S. - 1936 - Contribution a l'étude des minéraux des serpentines - Bull.Soc. Franç.Miner. - vol. 59 p. 163-326.
- CHABAN, N. & SANTOS, J.F.dos - 1973 - "Intrusiva do Morro do Engenho (GO): considerações sobre geologia e pesquisa" - XXVII Congr.Bras.Geol.Aracaju-Resumos 1:57-58.

- CHANTRET, F.; DESPRAIRIES, A.; DOUILLET, P.; JACOB, C. ;
STEINBERG, M. & THAUTH, N. - 1971 - "Revision critique
de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimento-
logie: cas des smectites (montmorillonites)" - Bull.
Groupe Franç. Argiles, XXIII: 141-172.
- CLARK, A.M.S. - 1978 - "Chemical and mineralogical develop-
ment of the Sidamo nickeliferous serpentinites (Ethio-
pia)" - Mineralium Deposita, 13 (2): 221-234.
- COLEMAN, R.G. & KEITH, T.E. - 1971 - A chemical study of
serpentinization - Burro Mountain, Calif. J. Petrol. 12,
pp. 311-328.
- COSTA, J.L.G. - 1970 - "Jazidas de níquel do maciço de São
José do Tocantins- Notas sobre a geologia econômica e
pesquisas pela Cia. Níquel Tocantins".- XXIV Congr.
Bras. Geol. Brasília - Bol. Esp. 1:140-141.
- DAVIES, H.L. - 1969 - "Notes on Papuan Ultramafic Belt Mi-
neral Prospects. Papua and New Guinea" - Record nº
1969/67. Bureau of Min.Res.Geol. and Geophysics - Aus-
trália - 20 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1962 - Rock Forming
Minerals - vol.3 - 270 p. - Longmans, Greens and Co.Ltd.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1963 - Rock Forming
Minerals - vol.2 - 379 p. - Longmans, Green and Co.
Ltd.
- DE KIMPE, C.R. & ZIZKA, J. - 1973 - "Weathering and clay
formation in a dunite deposit at Asbestos" - Can. J.
Earth Sci, 10 (10): 1533-1540.
- DE VLETTER, D.R. - 1955 - "How Cuban ore was formed: a les-
son in lateritic genesis"-Eng.and Min.Journal,156 (10):
84-87.

- DE WAAL, S.A. - 1971 - "South African nickeliferous serpentinites" - Miner. Sc. Engineering, Pretoria 3(2):32-45.
- DICKINSON, W.R. - 1963 - Brecciated serpentine extrusion on Table Mountain in central California Coast Ranges-Geol. Soc.Am. Spec. Paper 73, p.34.
- EASTON, A.J. - 1972 - Chemical analysis of silicate rocks. Elsevier Publishing Company - 258 p. pág. 243.
- EDEL'SHTEIN, I.I. - 1960 - "The geochemistry of nickel"-Geochemistry, 1: 718-729.
- ESSON, J. & SANTOS, L.C.S.dos - 1978 - "The occurrence, mineralogy and chemistry of some garnierites from Brazil" - Bull.BRGM, Sect.II, 3: 263-274.
- ESWARAN, H. & SYS, C. - 1972 - "Clay mineralogy of soils on ultrabasic rocks from Sabah, Borneo". - Int.Clay Conf., Madrid, I : 125-225.
- FERRAN, A. de - 1974 - "Panorama do Ni no Brasil" - Geol. e Met., IV Simp. Mineração, 1a. parte, 35: 103-124.
- FIGUEIREDO, A.N.de; SOUZA, E.P.de & MELLO, J.C.R.de - 1972- Projeto Goianêsia - Barro Alto - Relatório Final - Convênio DNPM/CPRM - Goiânia - 129 p.
- FIGUEIREDO, A.N. de; MOTTA, J. & MARQUES, V.J. - 1975 - Estudo comparativo entre os complexos de Barro Alto e do Tocantins, Goiás. Rev.Bras.de Geociências - vol.5, pp. 15-29.
- FUCK, R.A.; TREIN, E.; MURATORI, A. & RIVEREAU, J.C.- 1969- "Mapa Geológico preliminar do litoral da Serra do Mar e parte do Primeiro Planalto do Estado do Paraná" - Boletim Paranaense de Geociências - Universidade Federal do Paraná - nº 27, 123-152.

- GIRARDI, V.A.V. - 1974 - "Petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên" - Tese de Livre-Docência - Universidade de São Paulo. 146 p.
- GIRARDI, V.A.V.; CORDANI, U.G.; CANDIDO, A.; MELFI, A.J. & KAWASHITA, K. - 1974 - "Geocronologia do Complexo Básico-Ultrabásico Pré-Brasiliano da Região de Piên, Pr" - Anais do XXVIII Congr. Bras. Geol., vol.6, 245-252.
- GIRARDI, V.A.V. & ULBRICH, H.H.G.J. - 1978 - Origem e Evolução do Complexo Máfico-Ultramáfico de Piên, Pr - Anais do XXX Congr. Bras. Geol. - Resumo das comunicações-p.86.
- GIRARDI, V.A.V. & ULBRICH, H.H.G.J. - 1980 - "Origin and Evolution of the Piên Mafic-Ultramafic Complex, Southern Brazil - Journal of Geology - vol.88, nº 3, 251-269.
- GODOY, A.C. - 1968 - "Mapa das ocorrências minerais do Estado de Goiás, com a localização dos principais maciços básicos e/ou ultrabásicos" - An. XXII Congr. Bras. Geol., Belo Horizonte: 223-229.
- GRIFFON, J.C. & RICHTER, H. - 1976 - "Geologia, mineração e tratamento do minério de níquel do Morro do Níquel - MG". Geol. Met., VII Simp. Br. Mineração, 4: 387-405.
- HARRISS, R.C. & ADAMS, J.A.S. - 1966 - "Geochemical and mineralogical studies on the weathering of granitic rocks" - Am. J. of Science, vol.264, pp. 146-173.
- HOSTETLER, P.B.; COLEMAN, R.G.; MUMPTON, F.A. & EVANS, B.W. - 1966 - Brucite in alpine serpentinites - Am. Mineralogist - Lancaster, Pa, USA, vol.51, pp. 75-98.
- IBGE - Geografia do Brasil - 1977 - vol. 5 - p. 50-67.

- JOHANNES, W. - 1968 - Experimental investigation of the reaction forsterite + water = serpentine + brucite. Contr.Mineral. Petrol. 19, pp. 309-315.
- JURKOVIC, I. - 1963 - "Source Geochemical aspects about the genesis of the nickel deposit Loma de Hierro (Venezuela)" - Geoloski Vjesnik - 17: 103-112.
- JUSTO, L.J.E.C. - 1973 - "Maciço ultramáfico de Água Branca, Goiás: um corpo tabular". XXVII Congr.Bras. Geol. Aracaju. Resumos, 1: 56-57.
- KÜHNEL, R.A., ROORDA, H.J. & STEENSMA, J.J.S. - 1978 - "Distribution and partitioning of elements in nickeliferous laterites" - Bull. BRGM, Sect II, 3: 191-206.
- LAGES, S.M., ANDRADE, M.K.de & OLIVA, L.A. - 1975 - "Níquel" - Encontro Nacional sobre minérios de metais não ferrosos - Goiânia-GO. Rel. DNPM para XXIX Congr. Bras.Geol. - Belo Horizonte. 48 p.
- LAGES, S.M., ANDRADE, M.R. & OLIVA, L.A. - 1976 - "Economia mineral do níquel". XXIX Congr.Bras.Geol.-Ouro Preto - Resumos: 394-395.
- LANGER, E. - 1969 - Die Nickellagertätten des Morro do Níquel in Minas Gerais, Brasilien. Ihr Anfschuss, ihre Bemusterung und Bewertung. Clausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochimie des Miner.Rohstoffe Heft 8 - Gebrüder Barntraeger - Berlin - Stuttgart - 64p.
- LELONG, F.; TARDY, Y.; GRANDIN, G.; TRESCASES, J.J. & BOU-LANGÉ, B. - 1976 - "Pedogenesis, chemical weathering and process of formation of some supergene ore deposits" - Handbook of Strata-Bound and Stratiform ore deposits - chapter 3 - pp. 93-173.

- LESSA S^o, M.; ANDRADE, R.S.de & BERBERT, C.O. - 1971 - "Projeto Jussara - Geologia das quadrículas de Britânia, Santa Fê, Araguapaz e Jussara, Estado de Goiás" - DNPM (Executado pela C.P.R.M.), Goiânia - Inédito.
- LOUGHNAN, F.C. - 1969 - Chemical weathering of the silicate minerals - American Elsevier Publishing Company, Inc. - New York - 154p.
- LUCAS, J.; CAMEZ, T. & MILLOT, G. - 1959 - "Determination pratique aux rayons x des minéraux argileux simples et interstratifiés" - Bull.Serv. Cart. Geol. Als.Lorr. 12(2); 21-31.
- MAACK, REINHARD - 1968 - "Geografia Física do Estado do Paraná" - Banco do Desenvolvimento do Paraná, Universidade Federal do Paraná e Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas - Curitiba, PR.
- MELFI, A.J. - 1974 - "Características geoquímicas e mineralógicas dos estádios iniciais de alteração superficial das rochas ultrabásicas de Barro Alto (GO)". Bol.IGUSP, 5: 117-128.
- MELFI, A.J.; TRESCASES, J.J. & OLIVEIRA, S.M.B. - 1979 - Les latérites nickélicifères du Brésil - Cahiers ORSTOM-Ser. Géologie. Vol. XI - n^o 1.
- MOODY, J.B. - 1976 - Serpentinization: a review - Lithos, vol.9- n^o 2.
- OLIVEIRA, S.M.B.de & MELFI, A.J. - 1979 - "Considerações sobre a origem das esmectitas nos níveis de alteração dos piroxenitos de Santa Fê (GO)" - Bol.IGUSP, 10: 91-96.

- OLIVEIRA, S.M.B. de - 1980 - Alteração intempérica de rochas ultrabásicas de Santa Fê (GO) e gênese do depósito níquelífero - Tese de doutoramento - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - inédito.
- OLSEN, E. - 1963 - Equilibrium calculations in the system Mg, Fe, Si, O, H and Ni - Am. Jour. Sci. 261, 943-956.
- PECORA, W.T. - 1944 - Nickel silicate and associated nickel-cobalt-manganese oxide deposits near São José do Tocantins, Goiaz, Brasil. U.S. Geological Surv. Bull. 935 E. pp. 247-305.
- PECORA, W.T. & BARBOSA, A.L.M. - 1944 - "Jazidas de níquel e cobalto de São José do Tocantins, Estado de Goiás" - Bol. DNPM - DFPM, 64, 69p.
- PERCIVAL, F.G. - 1964 - "The lateritic iron deposit of conakry" - Trans. Inst. Min. Metallurgy, 74, part 8: 429-462.
- PEDRO, G. - 1968 - Distribution des principaux types d'alteration chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique - Revue géog. phys. et de géol. dynamique. vol.X, fasc.5, pp. 457-470.
- PEDRO, C.; JAMAGNE, M. & BEGON, J.C. - 1969 - Mineral Interactions and Transformations in Relation to Pedogenesis during the Quaternary - Soil Science vol.107, nº 6 pp. 462-469.
- RALEIGH, C.B. - 1963 - Fabrics of naturally and experimentally deformed olivine - Ph.D.diss. California Univ. , Los Angeles, Calif.
- RIMSAITE, J. - 1972 - Genesis of chlorite, vermiculite, serpentine, talc, and secondary oxides in ultrabasic ro-

- cks - 1972 - International clay conference. Madrid. vol.I. pp. 353-364.
- ROBERT, M. & TESSIER, D. - 1974 - "Méthode de préparation des argiles des sols pour des études mineralogiques"- Ann.Agron. 25(6): 859-882.
- SANTIVANÉZ, A.O. - 1965 - "As serpentinitas níquelíferas do "Morro do Níquel em Pratópolis, MG" - Eng. Min. Met., XLII (248): 61-65.
- SANTOS, J.F.dos - 1974 - Fatores de controle na concentração de níquel laterítico condicionados pela evolução geológica e geomorfológica do complexo básico-ultrabásico de São João do Piauí-PI - Anais do Congr. Bras. Geol. XXVIII, vol.6 - 25-32.
- SANTOS-YNIGO, L. - 1964 - "Distribution of iron, alumina and silica in Pujada Laterite of Mati Davao Province, Mindanao Island (Phillippines)" - XXII Int.Geol. Congress New Delhi, sect.14: 126-141.
- SEGALEN, P. - 1968 - "Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certaines sols à hydroxydes tropicaux" - Cahier ORSTOM, série Pédol., VI, p. 105-126.
- SCHELLMANN, W. - 1976 - "Distribution, fixation and chemical mobilization of nickel in iron-rich lateritic nickel ores" - Concluding report, Federal Institute of Geosciences and Raw Materials. Unpublished Report.
- SCHMALTZ, W.H.; FIGUEIREDO, A.M.de & CUNHA, C.A.B.R.-1976- "Pesquisa de sulfetos de Cu-Ni no maciço de Niquelândia" - XXIX Congr.Bras.Geol.-Ouro Preto. Resumo: 263.

- SHTEINBERG, D.S. - 1966 - New data concerning the serpentinization of dunites and peridotites of the Ural- Izdatel Akad. Nauk. SSSR, Moscou, pp. 250-260.
- SOUZA, A.de - 1973 - Geologia e Geocronologia do Complexo Barro Alto, Goiás - Tese Dout. FFCL - Rio Claro (SP).
- STACHE, G.A. - 1974 - "Untersuchen zur Geologie, Petrographie, Metamorphose und genese des basich-ultrabasichen Massivs von Barro Alto, Goiás.
- SUGUIO, K. - 1973 - Introdução à sedimentologia - Editora Edgard Blücher Ltda.-317p.
- THAYER, T.P. - 1966 - Serpentinization considered as a constant-volume metasomatic process - Am. Mineralogist, Blacksburg, Va, U.S.A., vol.41, pp. 685-710.
- TREIN, E.; MURATORI, A.; BASUMALLICK, S.; FUCK, R.A. & Marini, O.J. - 1969 - "Folha Geológica de Piên" - Comissão da Carta Geológica do Paranã-Curitiba, PR.
- TRESCASES, J.J. - 1975 - "L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickelifères de Nouvelle-Calédonie. Mem. ORSTOM, 78, 259 p. Paris.
- TRESCASES, J.J. & OLIVEIRA, S.M.B.de - 1978 - "Alteração dos serpentinitos do Morro do Níquel (MG)" - An. XXX Congr.Bras.Geol.,4: 1655-1669.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. - 1960 - "Igneous and metamorphic petrology" - McGraw Hill Book Company, Inc., 694 p.
- TURNER, F. & VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and Metamorphic Petrology, 2a.edição- McGraw-Hill- Book Co., New York.

- VASCONCELLOS, J.B. et al. - 1973 - "Ocorrências minerais das folhas Goiás e Goiânia" - DNPM - 69 distr. Goiânia (inédito).
- VERBEKE, R. - 1969 - "Sur un procédé de fabrication de lames minces dans des roches peu cimentées et des sols" - Bull. Soc. Géol. de France-(7), XI - pp. 426-433.
- WEBER, F. - 1975 - "Technique de preparation des minéraux argileux en vue de l'analyse aux rayons-X" - Centre de sédimentologie et géochimie de la surface - Section méthodes minéralogiques - C.N.R.S. - Strasbourg.
- WITTAKER, E.J.W. & WICKS, F.J. - 1977 - Serpentine textures and serpentinization. Canadian Mineralogists. vol. 15 - part 4.
- YODER, H.S. Jr. - 1952 - The $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system and the related metamorphic facies. Am. Jour.Sci., Bowen - vol. 569-627.
- ZEISSINK, H.E. - 1969 - "The mineralogy and geochemistry of a nickeliferous laterite profile (Greenvale, Queensland-Australia) - Miner. Deposita, 4(2): 132-152.
- ZEISSINK, H.E. - 1971 - "Trace elements behavior in two nickeliferous laterite profiles". Chem.Geol., 7(1):25-36.

FOTOMICROGRAFIAS

SERPENTINITOS (EX-DUNITOS)

Foto 1 - P3-1 (R) - Capitulo III

Retículo de magnetita marcando a serpentina derivada de olivina. Lizardita (serp.I), e núcleos (serp.II) preenchidos por ferro amorfo.

LN -aumento aproximado- 80 vezes

Foto 2 - P3-1 (R) - Capitulo III

Retículo de magnetita marcando a serpentina derivada de olivina. Lizardita (serp.I), e núcleos (serp.II) preenchidos por ferro amorfo

LP -aumento aproximado- 80 vezes

Foto 3 - P7-2 (R) - Capitulo III

Cristais de vermiculita, serpentina e opacos

LN -aumento aproximado-80 vezes

Foto 4 - P3-2 (SG/SF) - Capitulo III

Serpentina alterando-se em nontronita

LN -aumento aproximado- 80 vezes

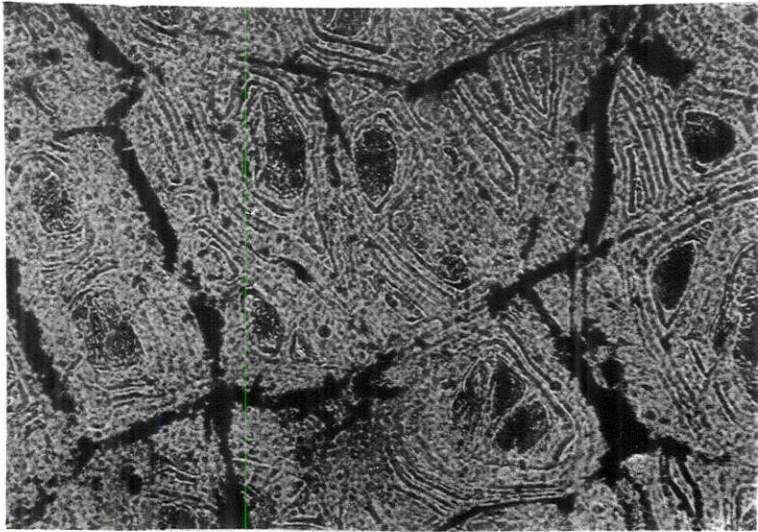


FOTO 1

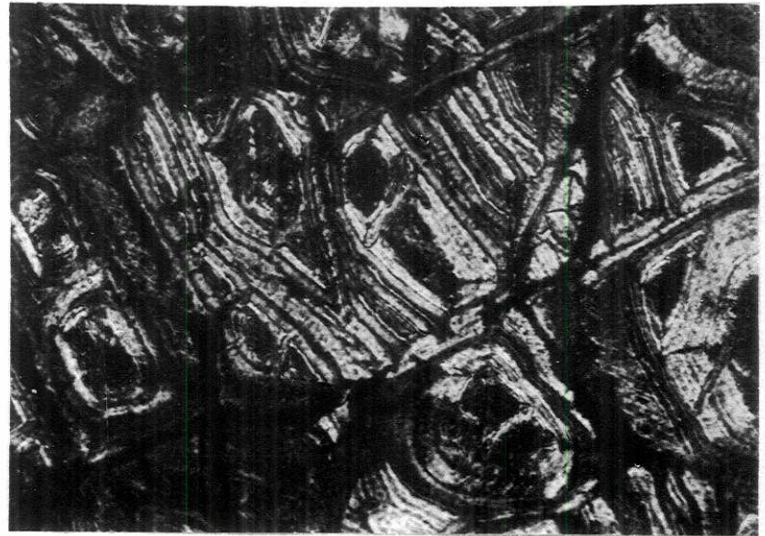


FOTO 2

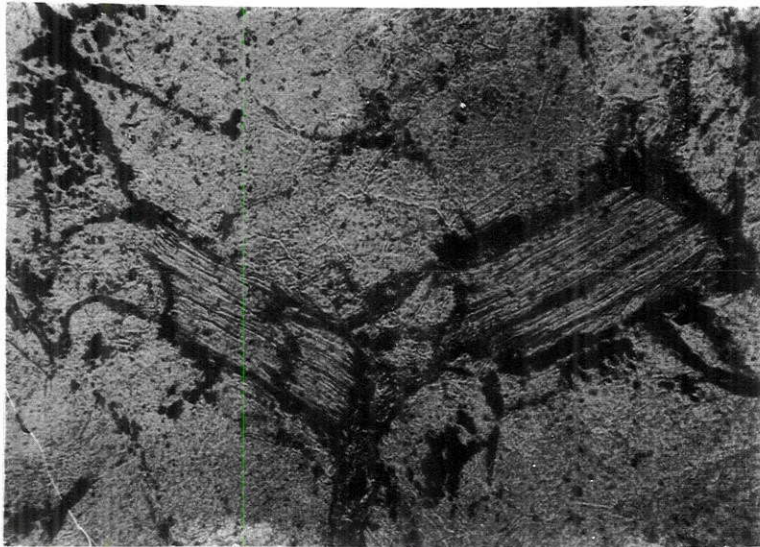


FOTO 3

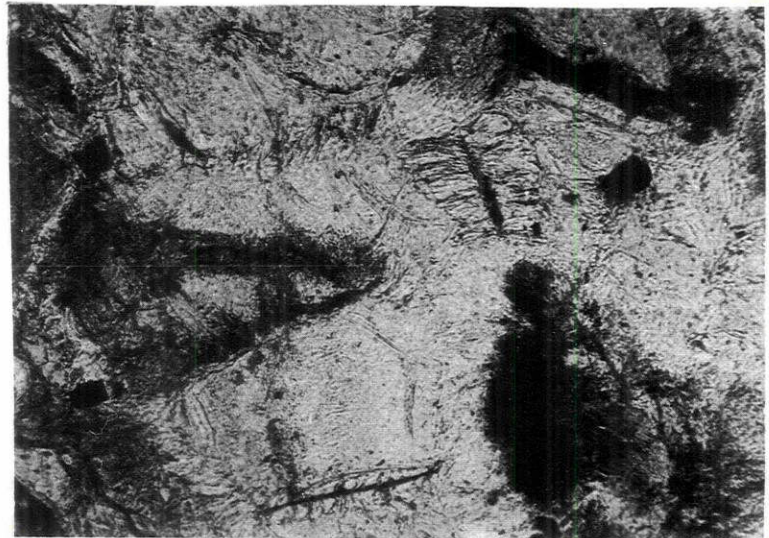


FOTO 4

DEFORMAÇÕES PELA TECTÔNICA

Foto 5 - P1-2 (R/SG) - Capítulo III
Serpentinito com disposição em
camada da magnetita devido às
deformações.
LN -aumento aproximado - 80 vezes

Foto 6 - P2-1 (R) - Capítulo III
Serpentinito muito deforma-
do. Disposição em estrela
da serpentina e clorita.
LP -aumento aproximado - 80
vezes

Foto 7 - P18-1 (R) - Capítulo VI
talco-xistos-talco
microcristalino e ser-
pentina.
LP -aumento aproximado-
80 vezes

Foto 8 - P18-3 (R/SG) - Capítulo VI
talco-xisto alterado- ser-
pentina-bastita, talco e
ferro.
LP -aumento aproximado - 80
vezes

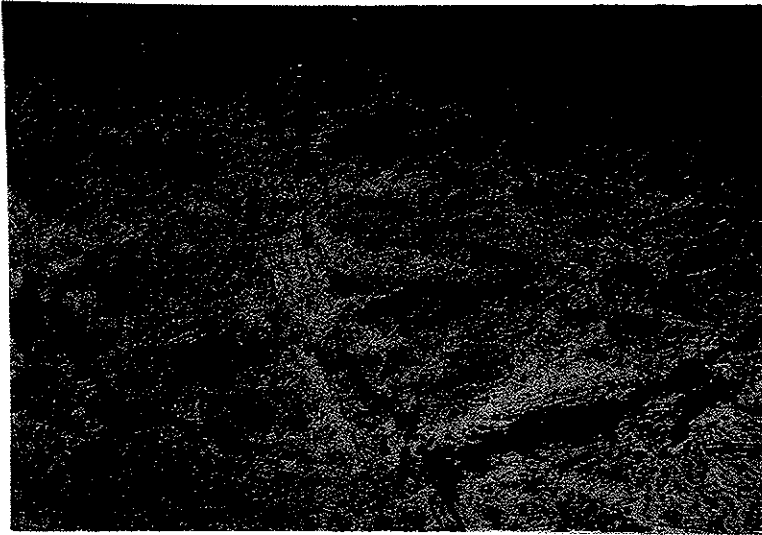


FOTO 5

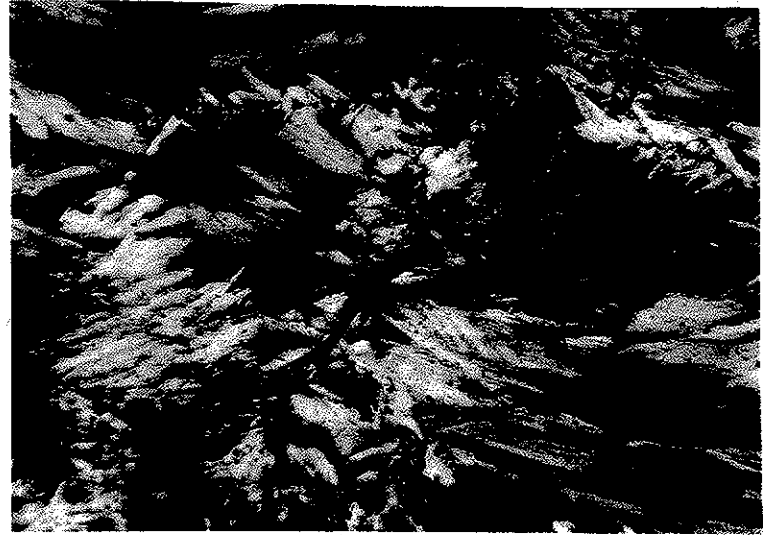


FOTO 6

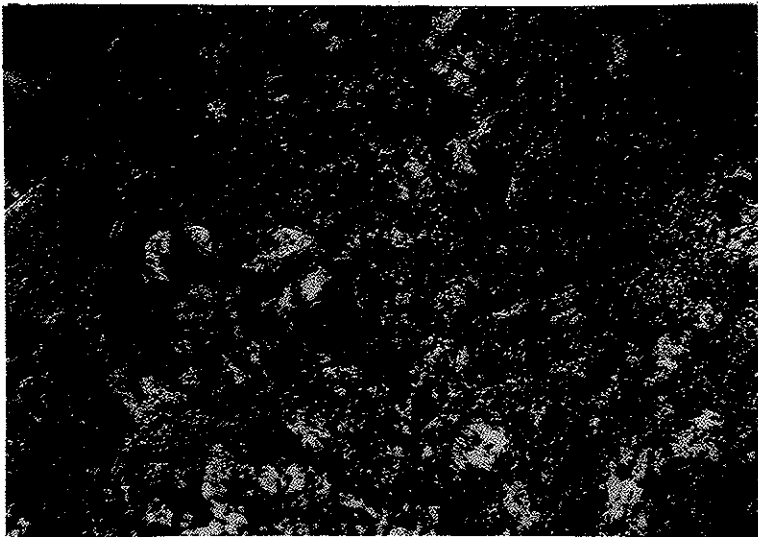


FOTO 7

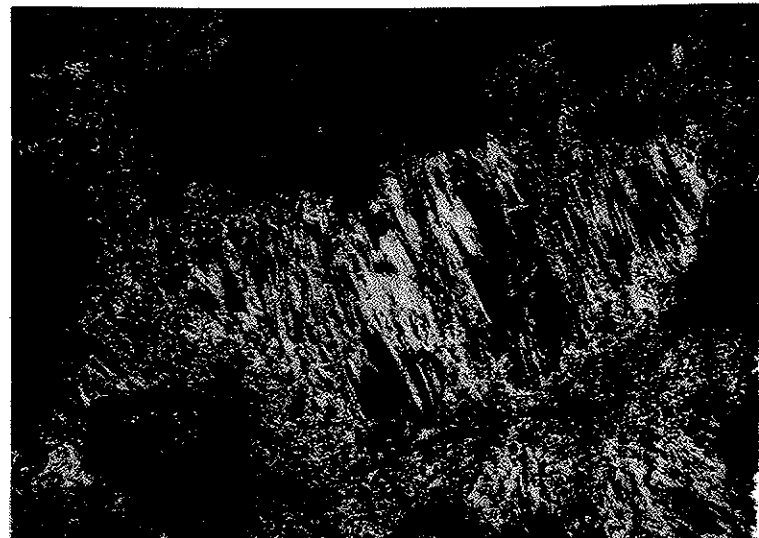


FOTO 8

HARZBURGITOS E SERPENTINITOS PRETOS

Foto 9 - P11-3A (R) - Capítulo IV
harzburgito - serpentina com
núcleos de olivina, ortopirox
ênio e cromita

LN - aumento aproximado - 80
vezes

Foto 10 - P3-1 (R) - Capítulo III
ortopiroxênio bastitizado,
serpentina e cromita

LP - aumento aproximado -
80 vezes

Foto 11 - P5-2 (R) - Capítulo IV
serpentinito preto-ortopirox
ênio bastitizado, talco, serp
entina e cromita

LP - aumento aproximado -
80 vezes

Foto 12 - P11-5 (SG/SF) - Capítulo IV
serpentinito preto-ortopirox
ênio bastitizado, talco e
esmectita

LP - aumento aproximado -
80 vezes



FOTO 9

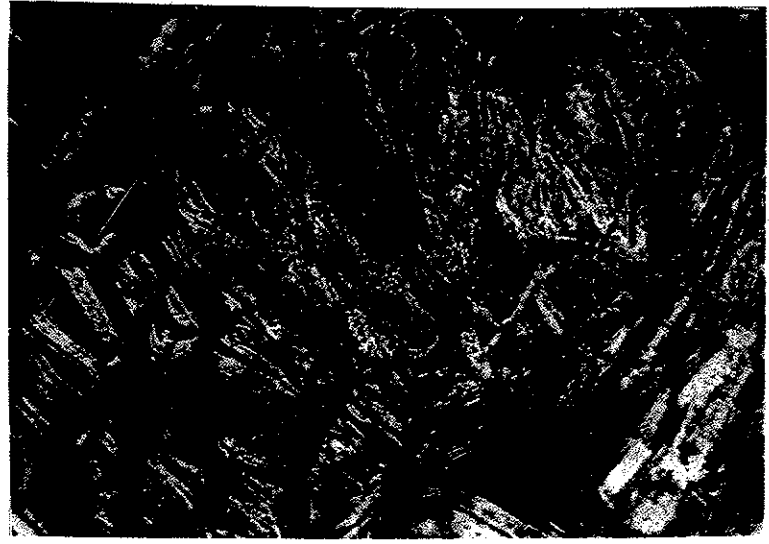


FOTO 10

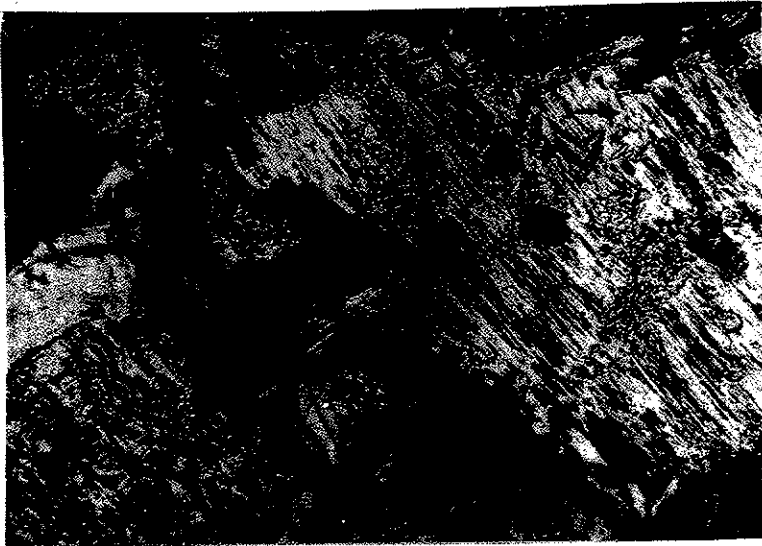


FOTO 11

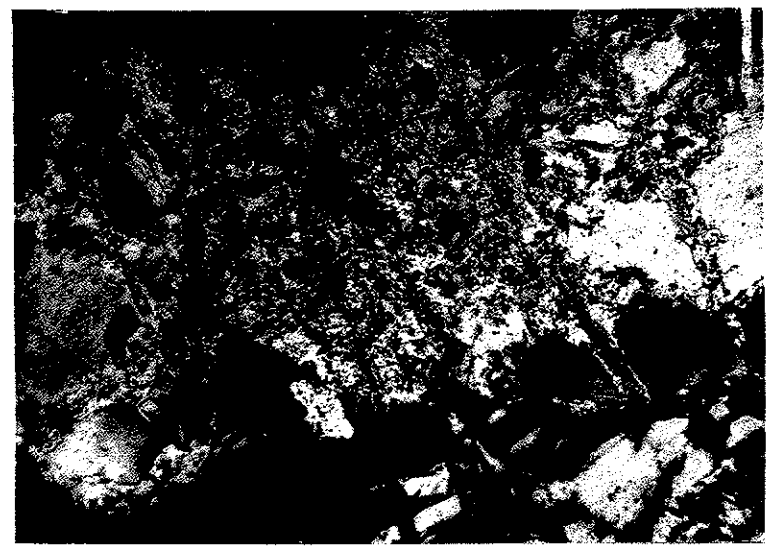


FOTO 12

OLIVINA-PIROXENITOS E NORITO

Foto 13 - P10-1 (R) - Capítulo V
olivina-piroxenitos-ortopiroxênios, olivina e espinélio
LN- aumento aproximado - 80
vezes

Foto 14 - P10-1 (R) - Capítulo V
norito-ortopiroxênio, plagioclásio, olivina e cromita
LP - aumento aproximado - 80
vezes

Foto 15 - P13-3B (R/SG) - Capítulo V
olivina-piroxenito-início de alteração. Ortopiroxênio fresco, olivina com ferro e espinélio
LN- aumento aproximado-80 vezes

Foto 16 - P13-4 (SG/SF) - Capítulo V
olivina-piroxenito-goethita-
(fantasmas de ortopiroxênios)
LN- aumento aproximado-80 vezes

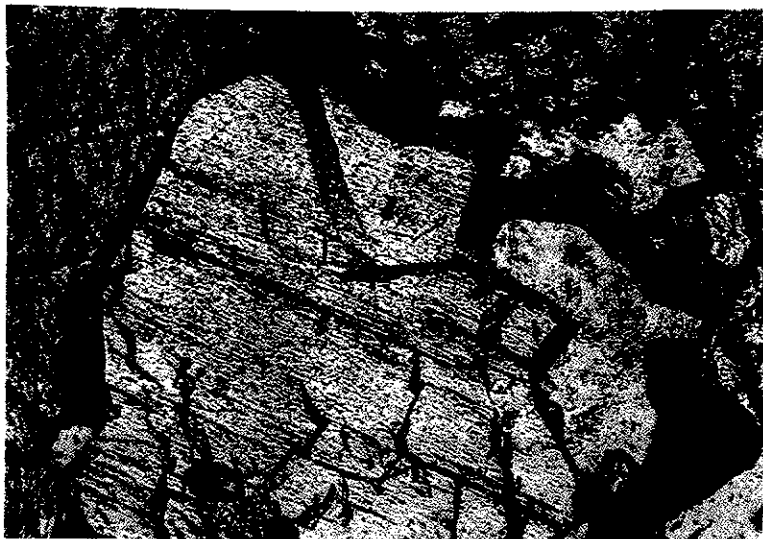


FOTO 13



FOTO 14



FOTO 15



FOTO 16

WEBSTERITOS - EVOLUÇÃO DO CLINOPIROXÊNIO

Foto 17 - P7-5 (R) - Capítulo V
ortopiroxênio bastitizado e
clinopiroxênio

LN - aumento aproximado -
80 vezes

Foto 18 - (R/SG (2)) - Capítulo V
actinolitas (ex-clinopiroxênio)

LN - aumento aproximado - 260 ve
zes

Foto 19 - P18-7 (R/SG(2)) - Capítulo V
actinolitas, vermiculita e
esmectita

LN - aumento aproximado - 80
vezes

Foto 20 - P7-8 (SG/SF) - Capítulo V
Bastitas (ex-ortopiroxênios) fer
ruginizadas e clinopiroxênio al
terando-se em esmectita

LN - aumento aproximado - 80 ve
zes

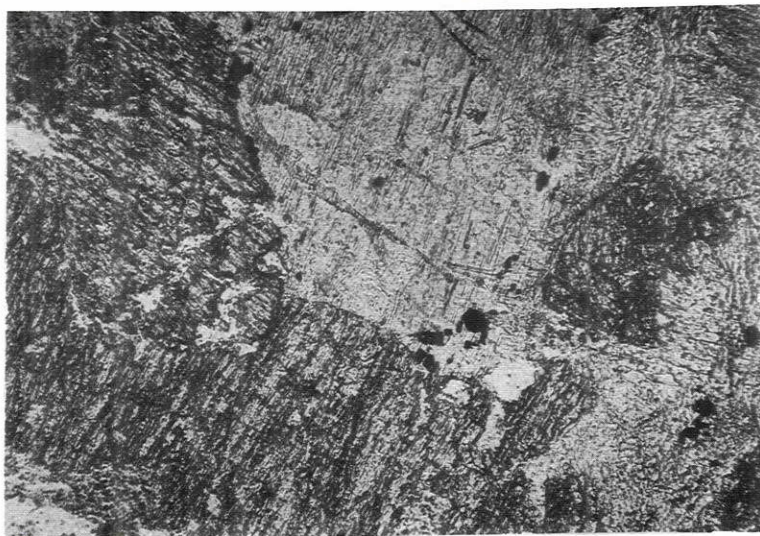


FOTO 17

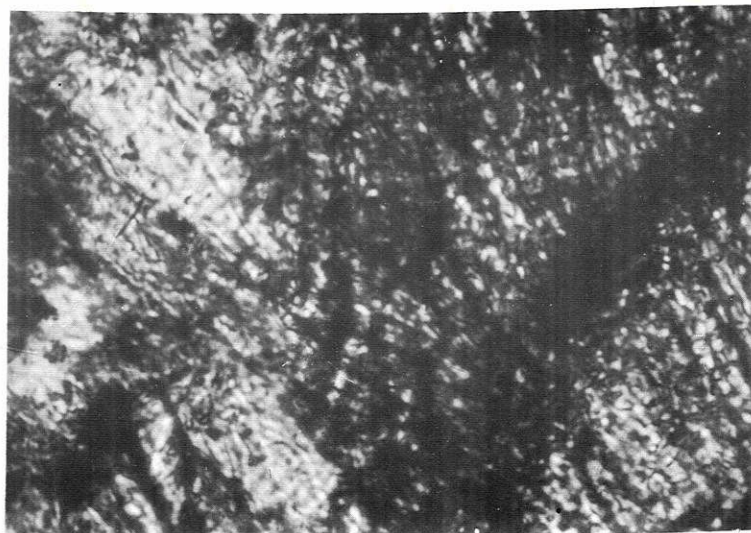


FOTO 18

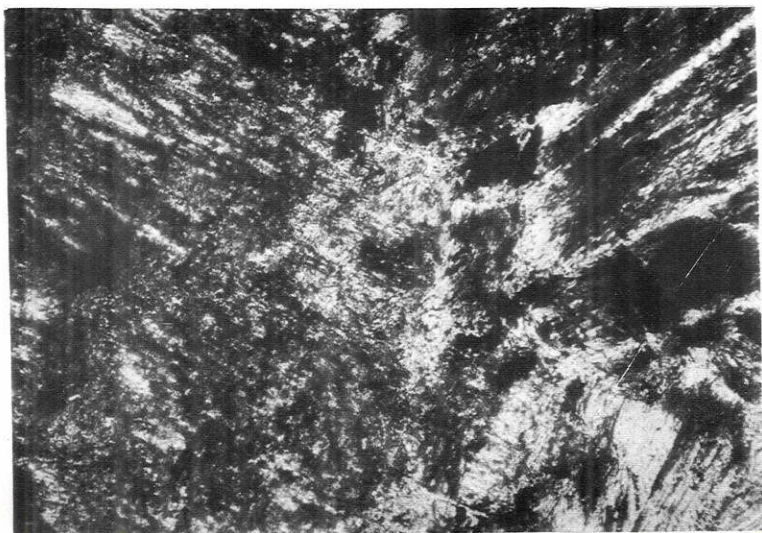


FOTO 19

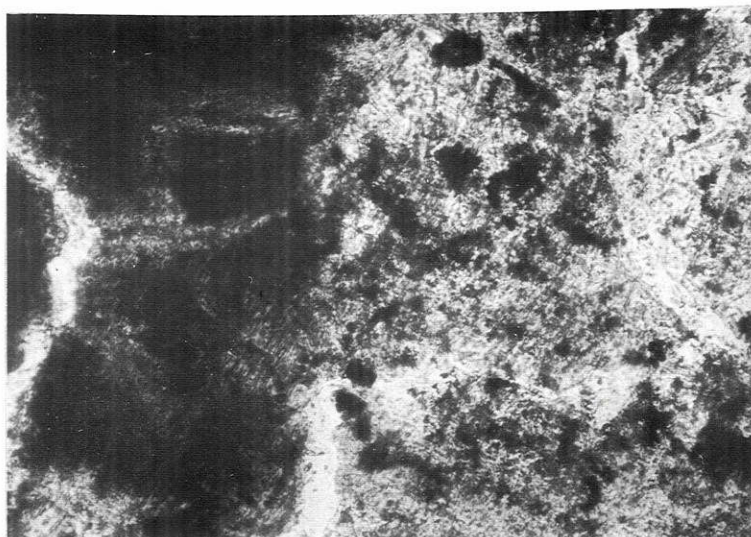


FOTO 20