

ALTERAÇÕES QUÍMICAS E MINERALÓGICAS DE  
ANFIBOLITOS SOB CONDIÇÕES DE  
DRENAGEM DEFICIENTE  
(PRÉ-CAMBRIANO, S.P.)

ADEMÉRICO ANTONIO PACCOLA

Orientador: ANTONIO CARLOS DE TEIXEIRA MENDES

Dissertação apresentada a Escola Superior de Agricultura «LUIZ DE QUEIROZ» da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Solos e Nutrição de Plantas.

P I R A C I C A B A  
Estado de São Paulo - Brasil  
Julho, 1980

Que variedade,  
Senhor, nas tuas obras!  
Todas com sabedoria as fizestes; cheia  
está a terra das tuas riquezas.

Salmo 104:24

À MARILENE,  
AOS MEUS PAIS E AO  
MEU FILHO QUE VIRÁ,

DEDICO

NOSSOS AGRADECIMENTOS

Ao Prof. ANTONIO CARLOS TEIXEIRA MENDES, pela orientação na execução deste trabalho.

Ao Prof. CARLOS ROBERTO ESPINDOLA, pela colaboração e sugestões na redação, ao Prof. EBERARD WERNICK pelo auxílio na interpretação das secções delgadas e ao Prof. ANDRÉ MARTIN LOUIS NEPTUNE pela palavras de estímulo.

Ao INSTITUTO AGRONÔMICO DE CAMPINAS, pela permissão para execução das análises de difração de Raios-X e ao INSTITUTO BRASILEIRO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO PARANÁ pela cessão do equipamento para execução das análises de fluorescência de Raios-X.

Aos Senhores Francisco Martins Filho, Adalberto Francisco dos Santos e Joel Campos dos Santos, pela dedicação na execução dos desenhos e datilografia e, a todos os demais colegas que de forma indireta nos auxiliaram na execução deste trabalho.

EM ESPECIAL

Ao Prof. JOSÉ ELIAS DE PAIVA NETTO, que com carinho e dedicação guiou nossos primeiros passos no caminho da pesquisa, propôs-nos a execução deste trabalho, dando sugestões e soluções na metodologia e, acima de tudo amigo e grande companheiro de trabalho e a Faculdade de Ciências Agronômicas de Botucatu - UNESP que possibilitou a execução da maior parte desta pesquisa.

## ÍNDICE

	Pag.
RESUMO .....	01
1. INTRODUÇÃO .....	05
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	07
3. MATERIAIS E MÉTODOS .....	16
3.1. Material .....	16
3.2. Métodos de Análises .....	18
3.2.1. Separação das frações granulométricas ..	18
3.2.2. Difração de raios-X .....	18
3.2.3. Microscopia de polarização .....	19
3.2.4. Análises químicas quantitativas .....	19
3.2.5. Reação com ferrocianeto de potássio e alizarina .....	21
3.2.6. Fotografias das secções delgadas e frag mentos da rocha alterada .....	21
3.2.7. Densidade da rocha fresca e das capas de alteração .....	22
3.2.8. Determinação da umidade higroscópica e da higroscopicidade da fração argila ..	22
3.2.9. Expansão da vermiculita .....	22
3.2.10. Determinação da capacidade de troca de cátions .....	23

	.vi.
	PAG.
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	24
4.1. Análise Granulométrica das Capas de Alteração ..	24
4.2. Densidade da Rocha Fresca e das Capas de altera <u>ç</u> <u>ç</u> ão .....	25
4.3. pH .....	26
4.4. Análise Química Total .....	26
4.5. Característica da Fração Argila da Fase F <sub>2</sub> ....	28
4.6. Análises Química por Fluorescência de Raio-X ..	29
4.7. Exame de Secções Delgadas sob Microscópio de Po larização .....	34
4.8. Análise por Difração de Raio-X .....	35
5. CONCLUSÕES .....	54
6. SUMMARY .....	57
7. LITERATURA CITADA .....	59

## LISTA DE QUADROS E FIGURAS

		PAG.
QUADROS		
1	Resultados da Análise Granulométrica .....	25
2	Resultados da Análise Química Total .....	27
3	Resultados da Análise Química Total Corrigida para 100%; Cálculos para Isoalumínio e Índices Ki .....	28
4	Índices Relativos "I" da Mobilidade dos Princi <u>pais</u> Elementos Químicos Durante a Intemperiza <u>ção</u> .....	33
5	Resultados dos Difractogramas de Raios-X .....	36
FIGURAS		
1	Gráfico da Análise por Fluorescência de Raios- X da Rocha Fresca e da Argila da 2 <sup>a</sup> Fase de Al <u>ter</u> ação F <sub>2</sub> .....	30
2	Gráfico da Análise por Fluorescência de Raios- X da Rocha Fresca e das Fases de Alteração F <sub>1</sub> e F <sub>a</sub> .....	32
3	Difractogramas de Raios-X da Argila da 1 <sup>a</sup> Fase de Alteração (F <sub>1</sub> ) .....	38

FIGURAS

PAG.

4	Difratogramas de Raios-X da Fração $2\mu$ - 0,02 mm da 1. <sup>a</sup> Fase de Alteração ( $F_1$ ) .....	39
5	Difratogramas de Raios-X da Argila da 2. <sup>a</sup> Fase de Alteração ( $F_2$ ) .....	40
6	Difratogramas de Raios-X da Fração $2\mu$ - 0,02 mm da 2. <sup>a</sup> Fase de Alteração ( $F_2$ ) .....	41
7	Difratogramas de Raios-X das Amostras: Argila- $K^+$ , Argila Fina Natural, Argila Grossa Natural e Fração $>2\mu$ Natural .....	42
8	Difratogramas de Raios-X das Amostras: Mg-Saturadas (Argila e $>2\mu$ ) das Fases $F_1$ e $F_2$ .....	43



## LISTA DE FOTOGRAFIAS

FOTOS		PAG.
1	Secção Delgada da Rocha Fresca .....	46
2	Secção Delgada da 1. <sup>a</sup> Fase de Alteração .....	46
3	Secção Delgada da 2. <sup>a</sup> Fase de Alteração .....	47
4;5;6	1. <sup>a</sup> Fase de Alteração Natural e com os Reativos Ferrocianeto e Alizarina .....	49
7;8;9	2. <sup>a</sup> Fase de Alteração Natural e com os Reativos Ferrocianeto e Alizarina .....	50
10	Vermiculita Expandida .....	52

## RESUMO

O objetivo do presente trabalho é o estudo da alteração de anfibolitos situados em condição de drenagem imperfeita, mediante caracterizações analíticas da rocha fresca e das capas de alteração encontradas (fases de alteração).

A análise granulométrica de duas distintas capas o correntes revelou aumento nos teores de argila (fração inferior a 0,002 mm) e de silte (0,053-0,002 mm) na segunda fase de alteração, reflexo da demolição mais intensa das redes cristalinas dos minerais primários. As densidades da rocha fresca e das capas de alteração foram obtidas por pesagens de amostras impermeabilizadas com saran dentro e fora da água, e os

valores decrescem com o grau de alteração: 2,28; 2,09 e 1,14 g/cm<sup>3</sup>, respectivamente. Também o pH decresce no mesmo sentido, passando de 8,3 a 7,4 e deste valor para 7,0.

A análise química total da rocha fresca e da fração argila foi processada pela fusão com carbonato de sódio e os resultados mostram que as condições de incipiente drenagem a carretam pequena remoção de bases e sílica e tendência ao acú mulo de alumínio, com formação e permanência de minerais 2:1, como demonstram os resultados obtidos pela difração de raios-X. A fração argila da primeira fase de alteração apresenta pre dominantemente montmorilonita e caulinita, ao lado de mica, e na fração silte ocorrem vermiculita, mica, actinolita, caolinita e quartzo; na segunda fase de alteração a fração mais fina é constituída essencialmente por montmorilonita e ínfimas quan tidades de caulinita. Na outra fração aparecem montmorilonita, mica, caulinita e pequenas proporções de actinolita e quartzo.

As determinações por fluorescência de raios-X evi denciam uma tendência na concentração relativa dos elementos Ti, Cr e Fe e uma perda de Ca e Mn, enquanto o K e o Si man têm-se mais ou menos constantes.

O exame das secções delgadas sob microscópio de pol rização acusa, na rocha fresca, a presença de anfíbolio verde (hornblenda), parcialmente transformado em actinolita, o pla gioclásio (andesina), parcialmente sericitizado e/ou saussuritizado, com formação de apreciáveis quantidades de epidoto. Co mo acessórios aparecem a titanita, rara apatita e quartzo, e quase total ausência de opacos. Para a observação das fases de alteração ao microscópio, amostras indeformadas foram impregna

das a vácuo com resina apropriada e confeccionadas as secções delgadas; na primeira fase de alteração ocorre intensa meteorização dos plagioclásios e na outra capa os minerais alteram-se quase que totalmente em materiais argilosos e sericita, mantendo-se ainda a estrutura original da rocha. Ao contrário da rocha fresca, é notável nessa última fase concentrações localizadas de minerais opacos. As alterações referidas foram documentadas em fotografias das secções delgadas.

Foram obtidas também fotografias de fragmentos das fases de alteração tratados com alizarina e ferrocianeto de potássio, possibilitando asseverar que a nontronita provém do anfibólio, ao passo que a origem da caulinita é atribuída à alteração do plagioclásio.

Como dados complementares da fração argila foram determinadas a umidade higroscópica - pesagens de amostras a 105-110°C, a higroscopicidade - peso das amostras mantidas em câmara úmida com  $H_2SO_4$  1,49 N e ainda, a capacidade de troca catiônica pelos métodos do EDTA e do azul de metileno. A umidade higroscópica média foi de 17,09% e a média de higroscopicidade 31,0%; a CTC pelo método do EDTA foi de 102 e.mg/100 g e pelo azul de metileno 98 e.mg/100 g.

A análise dos resultados conduz às seguintes observações:

- sob a condição de rochas encaixadas e conseqüente drenagem imperfeita os anfibólitos alteram-se produzindo minerais de argila montmoriloníticos, mesmo sob condições de clima tropical úmido;

- na alteração estudada a hornblenda transforma-se

transitoriamente em actinolita;

- sob condições de drenagem imperfeita o plagioclásio (andesina) altera-se anteriormente ao anfibólio (hornblenda);

- a alteração do plagioclásio pode conduzir à formação direta de montmorilonita e caulinita ou à individualização de caulinita, seguindo-se uma ressilicatação para montmorilonita;

- a montmorilonita proveniente do plagioclásio é de composição diferente da derivada do anfibólio, a primeira sendo mais aluminosa e a última ferrosa (nontronita);

- a formação de gibbsita a partir da alteração de plagioclásios em anfibólitos é inibida sob condições de drenagem deficitária;

- a vermiculita ocorre nas frações superiores a 2 micra e tem origem provável através de um processo de agradação;

- para as condições de alteração do anfibólito estudado, a sílica sofre uma pequena perda por lixiviação, até as fases consideradas;

- o alumínio, ferro, titânio e cromo tendem a acumular-se, enquanto que o manganês é fortemente lixiviado;

- para as bases, observa-se uma lixiviação do cálcio, magnésio e potássio em ordem decrescente de intensidade, sendo que este último é bastante retido, provavelmente, nas micas e nas argilas da rede 2:1.

## 1. INTRODUÇÃO

Os processos de alteração de minerais têm sido frequentemente estudados, visando principalmente a obtenção de um melhor entendimento a respeito dos diferentes estágios de evolução que levam à formação dos solos. Contudo, pouca atenção tem sido dada, em nosso meio, à intemperização sobre rochas frescas e seus produtos imediatos de alteração.

Esses produtos, ou capas de alteração, mostram frequentemente as condições iniciais da climatização, e a sua caracterização conduz a valiosas pistas para o entendimento de todo processo de alteração até as suas fases mais adiantadas.

Embora a maioria de nossos solos tenha sua gênese sobre um sedimento remanejado, muitas de suas características mineralógicas, bem como as suas propriedades químicas e físicas

guardam estreita relação com os processos iniciais de intemperismo sobre as rochas de origem.

As rochas ferromagnesianas são de grande importância pela sua abundante contribuição como material de origem para os solos da região tropical brasileira. A alteração dessas rochas merecem especial atenção devido a presença marcante do ferro como um dos fatores determinantes do intemperismo, principalmente por sua alta sensibilidade aos mecanismos de oxirredução. Esses mecanismos são determinados principalmente pelas condições de drenagem e ação de compostos orgânicos provenientes da atividade biológica.

Paralelamente à importância dos estudos pedogenéticos, as propriedades das argilas, muitas vezes formadas por condições específicas, são de especial interesse no uso industrial seja como elementos descorantes, como agentes tixiotrópicos ou ainda para outras finalidades.

O presente trabalho detém-se ao estudo da alteração de anfíbolitos sob condições de drenagem imperfeita, localizados na região do Pré-Cambriano do Estado de São Paulo.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A complexidade da composição química e estrutural dos minerais e suas associações, sofrendo a climatização, causam muitas dificuldades no estudo e interpretação dos produtos de alteração. É muito difícil definir com precisão o equilíbrio desse sistema, e a sua posição final não é de grande importância, pois geralmente se lida com processos só parcialmente completos. Por esta razão, os conhecimentos de climatização são, em sua maior parte, qualitativos e não quantitativos, não havendo meios de se prever com precisão o estado da rocha numa época futura (KRAUSKOFF, 1972).

Os solos de clima tropical comumente têm sido referidos como provenientes de retrabalhamento de materiais pré-existentes, que na época de sua deposição já se apresentavam com



certo grau de intemperismo (QUEIROZ NETO, 1969; RADWANSKI & OLLIER, 1959; CARVALHO et alii, 1967; TEIXEIRA, 1962; GALHEGO, 1973; ESPINDOLA, 1973). A composição química e mineralógica desses sedimentos, na época de sua formação, dependia basicamente dos produtos de alteração das rochas circunvizinhas.

Os estudos detalhados de MOHR e VAN BAREN (1954) sobre a alteração de rochas básicas (diabásio) em clima tropical úmido e condições de boa drenagem mostraram que, mesmo nos primeiros estágios de alteração, formam-se apenas gibbsita, caulinita e óxido de ferro (goethita). Essa alteração é acompanhada de uma quase completa remoção de sílica e das bases-cálcio, magnésio, potássio e sódio, deixando um resíduo chamado laterita primária; em seguida ocorre um processo de ressilicização, resultando uma massa de laterita ou laterita argilácea.

COLLIER (1961) ressalta que a literatura sobre alteração de rochas em clima quente e úmido é extensa, porém a maior ênfase tem sido dada ao estudo dos estágios finais do processo de ferralitização, conduzindo à formação das lateritas verdadeiras, constituídas quase que unicamente de hidróxidos de ferro e alumínio, formadas sobretudo à expensas de rochas básicas.

Uma medida das qualidades do meio, se mais ou menos lixiviado ou confinado, é o pH. As medidas do pH da solução de um nível de alteração, de um horizonte ou sedimento, qualificam, de um modo geral, a intensidade de renovação das águas. Um meio ácido corresponde a uma lixiviação suficiente para evacuação dos cátions básicos solúveis, e um meio alcalino é aque

le mal drenado ou confinado, onde a perda de cátions básicos retarda-se ou estes acumulam-se (MILLOT, 1964).

As medidas de pH são de grande importância na interpretação do equilíbrio das reações químicas ocorridas durante o processo de alteração dos minerais (KRAUSKOFF, 1972).

As diversas fases de alteração de uma rocha são caracterizadas por mudanças em cor, coerência, densidade, estado de oxidação e nas composições química e mineralógica. No entanto guardam relação, em diferentes graus, com a rocha de origem (MELFI & LEVI, 1971).

Na primeira fase de alteração de granitos, correspondente à formação de finas fissuras, principalmente nos plagioclásios, COLLIER (1961) observou o aparecimento de um produto caolinítico e um pouco de gibbsita. Refere-se também à concordância de todos autores em assinalar que as microclinas são mais resistentes que os plagioclásios, e que os minerais ferromagnesianos transformam-se em hidróxidos férricos. Em condições de má drenagem a montmorilonita pode formar-se a partir de granitos mais básicos, restando, nas frações grosseiras, o quartzo e, dependendo da rocha, a muscovita e a hornblenda.

A relação existente entre a precipitação anual, quantidade de lixiviação, remoção de sílica e bases e a natureza dos produtos de intemperismo, em rochas basálticas no Hawaii, foi mostrada por BATES (1962). A montmorilonita está sempre presente em áreas secas onde a lixiviação não removeu todas as bases; a haloisita e a alofana, em áreas com suficiente umidade para permitir lixiviação de bases, mas não de toda sílica; a alumina hidratada e géis de Al-Fe, em áreas permanentemente

úmidas, ou com alternância de umidade e tempo suficiente para remover a sílica; ou ainda, laterita ou gibbsita, se ocorrem períodos secos.

SINGER (1966), estudando a fração argila da alteração de basaltos sob condições de pequena precipitação pluviométrica, verificou que a composição mineralógica é sobremaneira influenciada pela quantidade de precipitação pluviométrica, sendo o mineral dominante a montmorilonita, seguido pela caolinita. Constatou ainda que com maiores precipitações o teor de montmorilonita decresce e o teor de caolinita e amorfos de Fe e Al aumentam.

ESPINDOLA (1973) verificou que a gibbsita não ocorre em solos lateríticos mal drenados, como também MAIGNIEN(1966), que, além da drenagem imperfeita, coloca a riqueza em sais como condição para a não ocorrência do referido mineral. Para LOSCHE (1970), o alto teor em sílica impede a formação de gibbsita.

Segundo NOVIKOFF (1974), a hornblenda transforma-se em montmorilonita quando a rocha se encontra em meio confinado; em anfibolitos, tanto os plagioclásios como a hornblenda participam da elaboração da smectita. A grande maioria dos minerais secundários são provenientes da alteração dos feldspatos, que são ricos em alumínio, elemento pouco móvel, que orienta a neogênese na direção dos minerais secundários ricos nesse elemento.

Para esse autor, ainda, a evolução dos produtos de alteração dos feldspatos são condicionados especialmente pela drenagem e pela natureza do mineral. Se a drenagem for rápida

ocorre remoção de todos os elementos móveis, formando-se apenas gibbsita; quando o contrário sobrevier, a condição de confinamento orienta a formação na direção da smectita, e, em situações intermediárias de remoção, o tipo de minerais secundários individualizados é mais condicionado pela quantidade das soluções, em particular pelo teor de sílica e pela natureza do feldspato.

A alteração de anfibolitos tem sido correlacionada com a de rochas básicas (basalto, diabase e gabro), sob condições de clima tropical (MELFI & LEVI, 1971). Resultados da alteração dessas rochas básicas, em nossas condições, foram obtidos por MONIZ et alii (1973), onde a grande variação encontrada na remoção de sílica e bases, sob mesmas condições climáticas, sugere a investigação sobre outros fatores determinantes dos processos de alteração.

Nos produtos do intemperismo de basaltos, SMITH (1957) encontrou a vermiculita como produto de alteração da olivina, enquanto que a caolinita era originária da labradorita, concordando com FIELDS e SWINDLE (1954) e MITCHELL (1955), que afirmam que o tipo de mineral de argila presente nos solos depende, em grande parte, dos minerais presentes na rocha de origem.

Para certos autores, a vermiculita tem uma origem hidrotermal, seja diretamente dos minerais primários (SHIMANE, 1969), seja a partir de um edifício cloritoso (CLABAUGH & BARNES, 1957), ou ainda a partir da biotita e da flogopita (BETEKHTINE, 1968). Para MONCHOUX (1961), a vermiculita forma-se diretamente no decurso da migmatização. Estudos realizados por

MONCHOUX (1961) e CAILLERE & HENIN (1963) mostraram a presença de clorita alterada para vermiculita.

BASSET (1963) acredita que todas as vermiculitas de grande porte provêm da alteração superficial de biotita e flogopita.

A manutenção da vermiculita é favorecida pela alteração da hornblenda, que provoca um enriquecimento da solução em magnésio (NOVIKOFF, 1974). Na fração argila, JACKSON et alii (1952) admitem que a vermiculita possa provir da alteração da illita.

Dentre as argilas herdadas pela alteração direta das rochas, MILLOT (1964) assinala: biotitas alteradas em cloritas; cloritas em vermiculitas ou montmorillonita; muscovitas em illita, vermiculita e montmorillonita. Como minerais neoformados são citados: sericita e, por vezes, montmorillonita, a partir de feldspatos e silicatos aluminosos e ainda a alteração dos ferromagnesianos em clorita, eventualmente vermiculita, celladonita e montmorillonita. GRIM & JOHNS (1954) constataram, no Golfo do México, um crescimento da illita e da clorita a partir da montmorillonita.

Os processos de alteração química dos minerais desenvolvem-se em presença de água e, em consequência, a mobilidade relativa dos íons em solução durante o intemperismo normalmente orienta a gênese dos minerais a serem formados.

Para NOVIKOFF (1974), o comportamento do ferro é semelhante ao do alumínio, todavia com acúmulo mais moderado. A lixiviação do cálcio é intensa, porém incompleta, ao passo que o magnésio é fortemente evacuado, porém, com certo atraso em

relação ao cálcio e sódio, em função do ataque mais tardio da biotita e da hornblenda, em comparação com os plagioclásios. A perda do potássio é gradual, e em estágios mais avançados da alteração subsiste em pequenas quantidades, tomando parte na composição das illitas e sericitas. O sódio é rápida e totalmente lixiviado.

Em rochas ígneas básicas, LEVI & MELFI (1972) observaram uma perda gradativa de Ca - Na - Mg - K - Si, em ordem decrescente, com uma tendência, no início, à retenção de cálcio e magnésio e perda de alumínio, seguindo-se uma retenção deste; este acúmulo é ainda mais evidente nos anfibolitos estudados por aqueles autores. A perda de ferro estaria condicionada a más condições de drenagem, propiciando provavelmente a sua remoção na forma bivalente. Nos anfibolitos a mobilidade do cálcio e do magnésio é semelhante, sendo retidos mais facilmente o titânio, o alumínio, o silício e o potássio.

KARPOFF (1973) (in NOVIKOFF, 1974) afirma que o titânio é fraca e regularmente lixiviado no processo de alteração; com a progressão da meteorização, a biotita e os anfibolios fornecem esse elemento.

Segundo observações de MONIZ et alii (1973) e NOVIKOFF (1974), o manganês é fortemente lixiviado no intemperismo de rochas ferromagnesianas.

Para KRAUSKOPF (1972) a separação do ferro do manganês constitui-se em uma incógnita, pois seus comportamentos químicos reconstituídos a partir dos diagramas pH-EH são análogos. E no entanto, localmente, compostos de manganês são encontrados com suficiente pureza, formando excelentes minérios.

Afirma ainda que soluções obtidas diretamente pela climatização de rochas ígneas, ou pela ação de ácidos fortes sobre estas rochas, contêm aproximadamente cinquenta vezes mais ferro do que manganês. A precipitação do manganês depois do ferro pode ser efetuada por uma das seguintes maneiras: sob a forma de óxidos se as condições são oxidantes e a solução se torna gradativamente mais alcalina; ou então sob a forma de carbonato ou silicato, se as condições são redutoras.

A relação  $\text{SiO}_2/\text{Al}_a\text{O}_3$  (índice Ki) determina a orientação da gênese dos minerais de argila, e segundo MILLOT (1964), valores acima de 3,0 para essa relação fornecem condições para a formação dos minerais de argila do grupo 2:1, e para valores inferiores formam-se preferencialmente os minerais de argila do grupo 1:1.

GASTUCHE et alii (1962) em seus estudos sobre o aspecto coloidal da gênese dos minerais de argila salienta que o alumínio possui uma grande afinidade pela sílica para formar geis muito carregados, mas que a indução posterior é dependente do pH e do conteúdo de íons na solução. Um pH baixo e condições de dessaturação de eletrólitos favorecem a coordenação seis do alumínio e portanto argilas do tipo 1:1; à pH elevado e altos conteúdos de eletrólitos estabelecem a coordenação quatro do alumínio aparecendo mais provavelmente minerais do grupo 2:1.

Vários mecanismos são susceptíveis para explicar a formação dos minerais argilosos:

a) evolução de uma massa amorfa que adquire espontânea e gradualmente um carácter cristalino; tentativas de síntese

se por esse mecanismo não conduziram a resultados satisfató  
rios;

b) evolução de uma massa amorfa  $\tilde{a}$  cristais graças  
a presença de cristais "germes";

c) fixação sobre uma fase já cristalina ou pré-crist  
talina de material amorfo para a formação da nona fase crista-  
lina;

d) evolução de uma fase cristalina  $\tilde{a}$  outra sem pass  
sar por uma fase de gel amorfo.



### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1. Material

Os anfibolitos foram coletados à margem esquerda da Rodovia Castelo Branco-SP, à altura do quilômetro 38. As coordenadas da região situam-se entre 23<sup>o</sup>-24<sup>o</sup>S e 46<sup>o</sup>47<sup>o</sup>WG. As amostras coletadas encontravam-se a aproximadamente 10 m de profundidade.

A região envolvida é caracterizada por uma precipitação média anual de 1.100 a 1.500 mm e uma pequena variação sazonal de umidade e temperatura.

Foi efetuada a coleta de duas distintas capas de alte

ração e sua respectiva rocha viva. Aproximadamente 1 kg de cada fase de alteração e fragmentos de rocha viva foram coletados, usando-se o critério baseado em diferenças de cor, coesão, densidade e estado de oxidação da rocha (MELFI & LEVI, 1971).

A primeira fase de alteração, denominada  $F_1$ , é caracterizada por uma coloração cinza esbranquiçada com pontuações claras, decorrentes da alteração dos feldspatos, e apresenta ainda uma certa coerência e densidade elevada. A fase considerada subsequente, denominada  $F_2$ , apresenta uma coloração verde claro, pequena densidade e uma incoerência entre os constituintes. Nas regiões de maior facilidade de fendilhamento da rocha alterada aparece o mineral vermiculita, com dimensões que chegam a atingir vários milímetros de diâmetro.

Esses corpos anfibolíticos encontram-se estruturalmente concordantes com as rochas metamórficas regionais (micaxistos alterados). Esta situação dos anfibólitos provoca uma condição de drenagem interna imperfeita.

Segundo GOMES (1962), são resultantes de metamorfismo dinamotermal sobre intrusivas básicas antigas. Anfibólitos (hornblenda) e plagioclásios (andesina) constituem mais de 90% da rocha; como acessórios ocorrem ainda a titanita, associada essencialmente ao anfibólito, rara apatita, além de quartzo secundário.

O trabalho de SHAW (1954) mostra as relações existentes entre a origem dos anfibólitos e a sua composição nos elementos menores e elementos traços.

No metamorfismo dinamotermal dos gabros não há alte

ração das concentrações iniciais de elementos tais como o cromo, cobalto, níquel e o cobre; e inversamente, os anfibólitos de origens por substituição dos marmores tendem a ser deficientes nestes elementos e a mostrar concentrações mais altas de bário e chumbo.

### 3.2. Métodos de Análises

#### 3.2.1. Separação das frações granulométricas

A separação das frações granulométricas foi feita dispersando-se as amostras com água destilada em agitador rotativo, e em seguida usando-se o método de sedimentação (lei de Stockes). As demais frações foram obtidas por peneiramento do material disperso, seco ao ar.

#### 3.2.2. Difração de raios-X

Os difratogramas foram obtidos com um aparelho marca PHILIPS de raios-X operando com radiação  $K-\alpha_1$  do cobre a 35 KV e 20 mA com filtro de níquel. Para esta análise usou-se a fração silte (0,002 a 0,02 mm) e a fração argila (<0,002 mm) de cada fase de alteração, tornando-se-as homoiônicas saturadas com potássio e magnésio e sob forma de amostras orientadas. Não houve necessidade de eliminação dos óxidos de ferro livres, pois estes encontram-se em ínfimas proporções no material estudado.

Para melhor identificação dos minerais, as amostras

Mg<sup>++</sup> saturadas foram posteriormente glicoladas (com solução alcoólica de glicol a 5%) e as amostras K<sup>+</sup> saturadas aquecidas a 350°C e 550°C. Os difratogramas foram obtidos entre os ângulos de 2 a 28 graus (2°-2θ); em seguida os minerais foram identificados pelos seus espaçamentos basais característicos (MENDES, 1972).

### 3.2.3. Microscopia de polarização

As secções delgadas da rocha fresca, foram feitas, cortando-se os fragmentos da rocha com serra de diamante na espessura de aproximadamente 4 mm, polindo-se uma das faces com abrasivo e colando-se sobre lâmina de vidro para microscópio, com "Lakeside-70". Em seguida foram desgastadas com abrasivos de diferentes granas, até uma espessura aproximada de 30 micra.

Para as fases de alteração subsequentes, em que a rocha se encontra incoerente, fez-se impregnação a vácuo de torrões indeformados com a resina Polylyte T-213, usando-se a técnica descrita em MENDES et alii (1973). Em seguida procedeu-se da mesma maneira que para a rocha fresca.

Na identificação dos minerais foram utilizados os métodos ópticos usuais para microscopia de polarização.

### 3.2.4. Análises químicas quantitativas

A rocha fresca e a fração argila da última fase de alteração foram analisadas pelo método de desintegração com

$\text{Na}_2\text{CO}_3$  (KOLTHOFF & SANDELL, 1952) com adaptações por informações verbais de PAIVA NETTO, J.E. Os silicatos são decompostos pela fusão com  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  (Anidro) em cápsula de platina a  $900^\circ\text{C}$ , reagindo-se em seguida, com ácido clorídrico.

A sílica é desidratada em ácido clorídrico por secagens sucessivas em banho-maria, sendo a seguir filtrada, lavada, queimada em forno mufla e pesada. No filtrado determinou-se o ferro e o alumínio pelo método gravimétrico (KOLTHOFF & SANDELL, 1952), e as bases por espectrofotometria de absorção atômica.

A avaliação da mobilidade dos constituintes, durante as alterações, foi processada com base nesses valores, pelo método do isoalumínio que parte da suposição de que os teores de alumínio não mudam apreciavelmente durante o intemperismo (KRAUSKOFF, 1972).

A água de constituição foi determinada em forno mufla a  $900^\circ\text{C}$ .

Foram realizadas, ainda, análises através de método semi-quantitativo por fluorescência de raios-X, de acordo com as recomendações contidas em SEIGNEMARTIN (1974), objetivando-se o estudo da mobilidade relativa dos elementos químicos.

Os gráficos foram plotados de maneira a se obter uma informação visual rápida das tendências de concentração ou lixiviação. Estas análises foram complementadas pelo estabelecimento de índices relativos (I); obtidos através da relação existente entre as áreas dos picos característicos, dividindo-se os valores das fases de alteração pelos valores da rocha fresca.

### 3.2.5. Reação com ferrocianeto de potássio e alizarina

A alizarina é um corante orgânico que apresenta a propriedade de reagir com os octaédros de alumínio da estrutura cristalina dos minerais de argila, produzindo uma coloração vermelha, e também com os octaédros de ferro da rede cristalina dos minerais de argila 2:1, fornecendo uma coloração vinho. O ferrocianeto de potássio é outro reativo bastante sensível para os octaédros das estruturas cristalinas dos minerais de argila, e, neste caso, apenas os octaédros de ferro são reacionados produzindo uma coloração azul ou verde (PAIVA NETO & PACCOLA, 1973), enquanto que, os octaédros de alumínio permanecem inalterados.

Através da análise por reação de fragmentos de rocha alterada com os reativos ferrocianeto de potássio e alizarina pode-se constatar melhor a alteração dos minerais primários constituintes das rochas nos seus estágios evolutivos, pois que eles coram de maneira diversa os diferentes minerais de argila provenientes da alteração.

### 3.2.6. Fotografias das secções delgadas e fragmentos de rocha alterada

Esta técnica foi empregada para uma melhor ilustração da morfologia e dos graus de alteração dos diversos minerais nas diferentes fases de alteração da rocha. As fotos das secções delgadas foram obtidas através de microscópio de polarização com polarizadores cruzados, com aumento de 116X, enquanto

que as fotos dos fragmentos de rocha alterada, tanto ao natu  
ral como com os reativos, foram obtidas através de lupa este  
reoscópica sob luz refletida, com aumento de 40 X.

### 3.2.7. Densidade da rocha fresca e das capas de alteraç ão

Para estas determinações usou-se o método da balança  
hidrostática, impermeabilizando-se as amostras das capas de al  
teração com resina Saran.

### 3.2.8. Determinação da umidade higroscópica e higroscopic idade da fração argila

A umidade higroscópica foi obtida tomando-se as amos-  
tras secas ao ar e levando-se-as à estufa (105-110<sup>0</sup>C) até peso  
constante.

A higroscopicidade foi obtida mantendo-se as amostras  
em câmara úmida (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 1,49N), até peso constante, e em segu  
ida secas em estufa a 105-110<sup>0</sup>C, também até peso constante.

### 3.2.9. Expansão da vermiculita

A vermiculita foi expandida por aquecimento rápido à  
900<sup>0</sup>C. Nessas condições a água contida entre as lâminas do mi  
neral vaporiza-se rapidamente, provocando a expansão do mine  
ral (PAIVA NETTO, J.E. de, informações verbais), sendo documen  
tado através de fotografia.

3.2.10.Determinação da capacidade de troca de cátions  
da argila

A capacidade de troca de cátions foi determinada pelo método do EDTA (GLÓRIA et alii, 1965) e pelo método do azul de metileno (PAIVA NETTO & PACCOLA, 1974).



#### 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

##### 4.1. Análise granulométrica das capas de alteração

Os resultados apresentados no Quadro 1 possibilitam a valiar a variação do grau de climatização apresentado pelas duas fases de alteração discriminadas.

Pelos aumentos dos teores na fração argila (menor que 0,002 mm) e da fração silte (0,053-0,002 mm) na segunda fase de alteração ( $F_2$ ), infere-se que os minerais primários tenham sofrido uma demolição de suas redes cristalinas mais intensa mente nessa fase, tornando a rocha progressivamente mais inco erente.

Quadro 1. Resultados da análise granulométrica.

Fração (mm)	1. <sup>a</sup> fase de alteração (%)	2. <sup>a</sup> fase de alteração (%)
maior que 2,0	5,89	2,68
2,0 - 1,0	7,88	6,47
1,0 - 0,5	12,96	9,43
0,5 - 0,250	13,20	9,46
0,250 - 0,125	12,50	10,22
0,125 - 0,053	16,71	12,83
0,053 - 0,002	27,07	30,48
menor que 0,002	3,79	18,43
Total	100,00	100,00

Um fato que deve ser salientado é a pequena mudança de coloração a partir da rocha fresca até a última fase de alteração estudada, passando de verde escuro a verde claro, evidenciando a pequena formação de óxidos de ferro livres.

#### 4.2. Densidade da Rocha Fresca e das Capas de Alteração

Os valores de densidade variaram de  $2,98 \text{ g/cm}^3$  na rocha fresca para  $2,09 \text{ g/cm}^3$  e  $1,14 \text{ g/cm}^3$  para a primeira e segunda fases de alteração respectivamente. Estes dados evidenciam os diferentes graus de alteração das duas fases, mostrando a grande intensidade de alteração ocorrida pelos processos

de climatização dos minerais primários.

#### 4.3. pH

As análises de pH efetuadas revelam uma variação de um valor de 8,3 para a rocha viva (pH de abrasão) à 7,4 para a primeira fase de alteração e 7,0 para a segunda fase.

De acordo com MILLOT (1964) esses dados indicam que as condições de drenagem são imperfeitas ou de confinamento, o que é compatível com a posição encaixada em que se encontra o anfibólito estudado, revelando ainda que as bases e a sílica foram relativamente pouco lixiviadas, propiciando condições ideais para formação de minerais 2:1.

#### 4.4. Análise Química Total

Os resultados da análise química total da rocha fresca e da fração argila da segunda fase de alteração são apresentados no Quadro 2, e referem-se à médias de 3 repetições e com base no peso seco a 105-110°C.

No Quadro 3 as colunas I e II mostram os resultados da análise química corrigidos para 100% para a rocha fresca e a fração argila da segunda fase de alteração, respectivamente. A coluna A representa as quantidades remanescentes para cada 100 g de rocha fresca e a coluna B as quantidades lixiviadas para a mesma quantidade de rocha. A coluna C indica o aumento em porcentagem ou diminuição de cada constituinte.

Quadro 2. Resultados da análise química total.

Constituinte	Rocha Fresca %	Fração Argila (F <sub>2</sub> ) %
SiO <sub>2</sub>	48,70	51,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,30	23,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,39	10,55
CaO	14,17	4,36
MgO	5,91	2,20
K <sub>2</sub> O	0,42	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,58	8,51
Total	101,47	100,73

A análise dos resultados permite afirmar que, apesar da concentração relativa da sílica, ocorre uma perda por lixiviação da ordem de 25,94% do seu total original.

Em relação ao ferro, constata-se uma perda deste elemento, resultado concordante com o obtido por LEVI & MELFI (1972), que afirmam ocorrer uma perda desse elemento na forma de Fe<sup>2+</sup>, como decorrência do ambiente redutor resultante das condições de má drenagem.

As bases - cálcio, magnésio e potássio sofreram uma lixiviação da ordem de 78,90%, 73,89% e 78,05%, respectivamente, indicando que a alteração dos feldspatos precedem aos anfíbólios permitindo a maior saída do Ca do sistema e K acumulando se na fração >2 $\mu$ .

Quadro 3. Resultados da análise química total corrigidos para 100%, cálculos para isoalumínio e índices Ki.

Consti tuinte	I	II	A	B	C
	Rocha Fresca %	Argila F <sub>2</sub> %			
SiO <sub>2</sub>	48,00	51,47	35,55	-12,45	- 25,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,90	22,79	15,73	- 8,23	- 34,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,28	10,55	7,28	0	0
CaO	14,02	4,36	3,01	-11,25	- 78,90
MgO	5,82	2,20	1,52	- 4,30	- 73,89
K <sub>2</sub> O	0,41	0,12	0,09	- 0,32	- 78,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,57	8,51	5,88	+ 5,31	+931,58
Total	100,00	100,00	68,89	31,24	-
Ki	6,78	4,77	-	-	-

Os índices Ki acima de 3,0 indicam condições ideais para formação de minerais de argila do grupo 2:1, como afirma MILLOT (1964).

#### 4.5. Características da Fração Argila da Fase F<sub>2</sub>

As determinações efetuadas forneceram uma média de 17,09% para a umidade higroscópica, 31,0% para a higroscopicidade, 102 e.mg/100 g para a CTC pelo método do E.D.T.A. e

98 e.mg/100 g para a CTC pelo método do azul de metileno. Os altos valores, aqui obtidos para esses parâmetros, também indicam a ocorrência de minerais do grupo 2:1.

#### 4.6. Análises Químicas por Fluorescência de Raio-X

As Figuras 1 e 2 fornecem uma rápida informação visual sobre as tendências de movimentação dos diversos elementos químicos durante o processo de alteração, que são complementadas pelo estabelecimento de índices relativos (I)\*, constantes do Quadro 4. Os dados mostram uma concentração do alumínio na fração argila ( $I_{Al} = 1,34$ ).

O silício tende a permanecer constante da rocha para a primeira fase de alteração ( $I_{Si} = 1,00$ ), ocorrendo uma perda para a segunda fase ( $I_{Si} = 0,73$ ), concentrando-se, porém, na fração argila ( $I_{Si} = 1,26$ ). O potássio mantém-se mais ou menos constante durante o processo de alteração ( $I_K = 1,00$  e  $0,98$ ), diminuindo, contudo, na fração argila ( $I_K = 0,09$ ). Este resultado conduz à suposição de que a mica e vermiculita existem em maior proporção nas frações acima de 2 micra, admitindo-se que aquele elemento encontra-se, em sua maior parte, nesses minerais.

O cálcio é o elemento mais móvel, sofrendo uma perda porcentualmente grande durante a intemperização ( $I_{Ca} = 0,62$ ;  $0,27$  ;  $0,10$ ).

---

\* A letra I quando seguida do símbolo dos elementos químicos, refere-se ao índice do elemento correspondente.

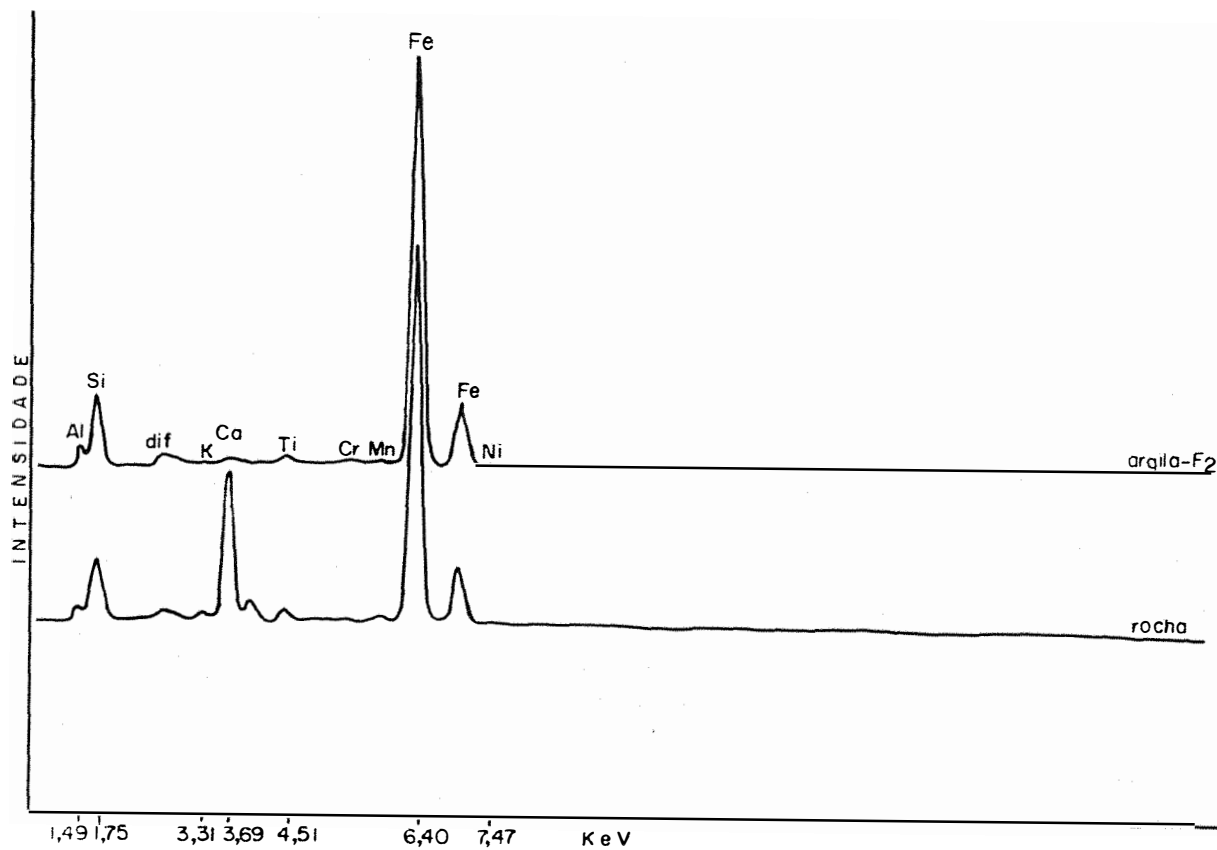


Figura 1: Curvas analíticas obtidas com equipamento de fluorescência de raios-X marca FINNIGAN, operando a 15 KV/ 2,3  $\mu$ A/vácuo/100 seg.

Tanto o titânio, como o cromo são elementos muito pouco móveis, tendendo a uma concentração na sequência de alteração, existindo, contudo em teores baixos na fração argila ( $I_{Ti} = 2,12; 2,62; 0,46$  e  $I_{Cr} = 1,25; 2,25; 0,14$ ). A pequena mobilidade do titânio é também relatada por KARKOFF (1973).

A mobilidade do manganês é bastante acentuada, concordando com as observações realizadas por MONIZ et alii (1973) e NOVIKOFF (1973) para rochas ferromagnesianas, e compatível com o ambiente redutor.

Estes dados sobre a mobilidade do manganês neste tipo de alteração onde ocorre também uma concentração do ferro faz-nos voltar às observações de KRAUSKOPF (1972) com relação as possíveis hipóteses da geoquímica de separação dos dois elementos. Podemos afirmar então, baseados em nossos dados e dos demais autores acima, que existem certas condições de alteração de rochas na natureza, onde as mobilidades do ferro e do manganês são diferentes daquelas citadas por KRAUSKOPF para alteração natural ou artificial das rochas ígneas básicas.

Nas condições estudadas, o manganês é evacuado do sistema na forma de carbonatos ou silicatos, enquanto o ferro sofre um acúmulo na forma de silicatos (minerais de argila-nontronita), conforme indicam os índices  $I_{Mn}$  e  $I_{Fe}$ .

Este mecanismo presente na maioria das alterações de rochas básicas em ambiente confinado, constitui-se provavelmente, num dos meios pelos quais, na natureza, ocorre a separação do ferro do manganês.

As considerações aqui efetuadas para o alumínio, sílicio, titânio e potássio são semelhantes às aquelas obtidas por



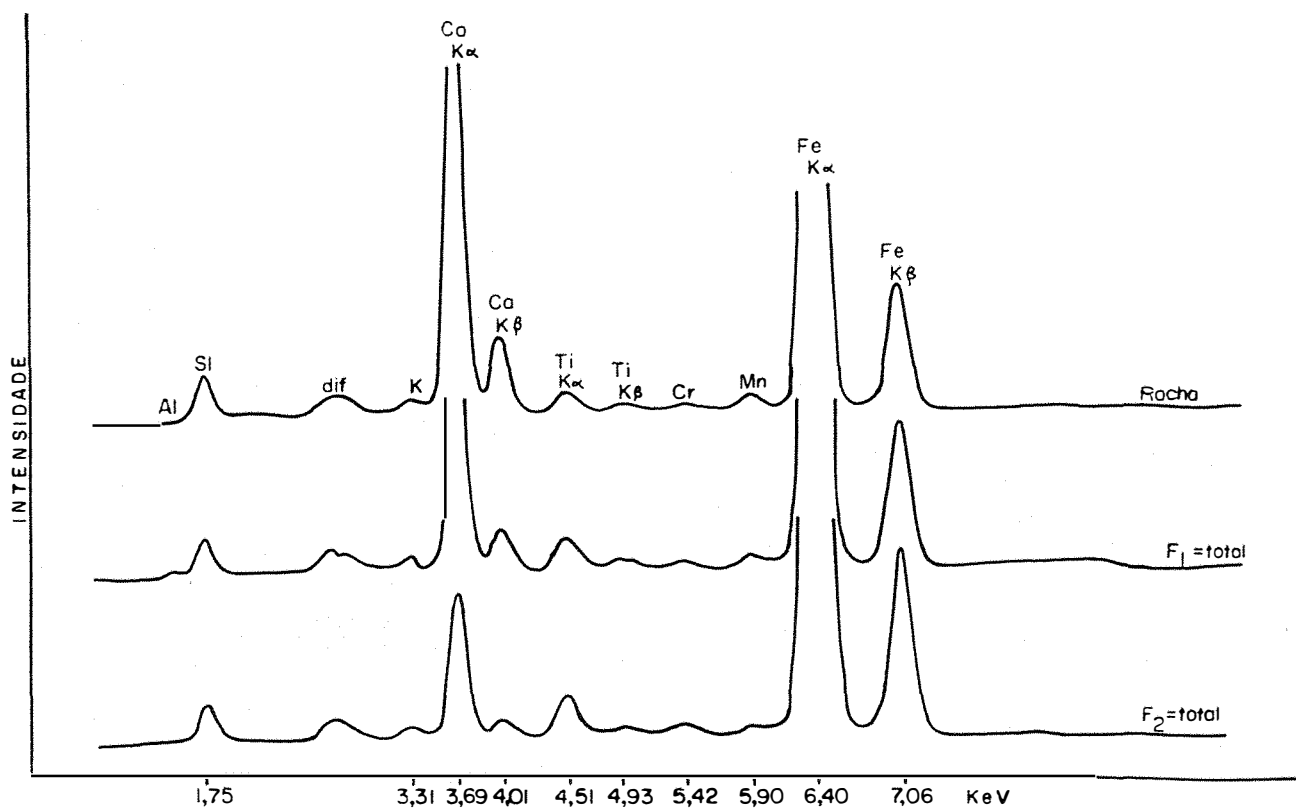


Figura 2: Curvas analíticas obtidas com equipamento de fluorescência de raios-X marca FINNIGAN, operando a 15KV/0,2mA / 8 gain/U.F.S. 16K/200 seg.

LEVI & MELFI (1972) para anfibolitos.

Quadro 4. Índices relativos da mobilidade dos principais elementos químicos durante a intemperização.

Elemento	ÍNDICES RELATIVOS (I)		
	R/F <sub>1</sub>	R/F <sub>2</sub>	R/ARG.F <sub>2</sub>
Al	(-)	(-)	1,34
Si	1,00	0,73	1,26
K	1,00	0,98	0,29
Ca	0,62	0,27	0,05
Ti	2,12	2,62	0,46
Cr	1,25	2,25	0,14
Mn	0,80	0,30	0,50
Fe	1,48	1,55	1,12

O Quadro 4 mostra ainda, em valores absolutos, uma concentração do ferro com a evolução da alteração ( $I_{Fe} = 1,48; 1,55; 1,2$ ) a despeito da ausência de coloração avermelhada característica dos óxidos desse elemento, revelando que durante o processo de alteração há ocorrência de intensa substituição isomorfa do Al pelo Fe na rede cristalina do mineral de argila neogênico, o que leva à formação da nontronita.

#### 4.7. Exame de Secções Delgadas sob Microscópio de Polarização

O exame das lâminas da rocha fresca indica tratar-se de um anfíbólito com ligeira alteração. A rocha é formada essencialmente por cristais anedrais a sub-edrais de anfibólito verde (hornblenda), de disposição isotrópica e parcialmente transformada em actinolita. Localmente observa-se o desenvolvimento de estrutura poiquilítica entre hornblenda e plagioclásio.

O plagioclásio (andesina) ocupa posição predominantemente intersticial em relação à hornblenda, e mostra-se parcialmente sericitizado e/ou saussuritizado, com a formação de apreciáveis quantidades de epidoto. Esses minerais ostentam também, formas predominantemente sub-edrais e anedrais.

Ocorrem ainda, como acessórios, a titanita associada essencialmente ao anfibólito, rara apatita além de quartzo intersticial secundário.

É notável a ausência quase total de minerais opacos.

Na primeira fase de alteração acentua-se extraordinariamente a deterioração do plagioclásio, permanecendo intacta apenas parte do anfibólito e epidoto.

É, entretanto, mantida ainda plenamente a estrutura da rocha original.

Em sequência, com a deterioração progressiva, ocorre a destruição praticamente total dos minerais pré-existentes, com a sua transformação em minerais argilosos e sericita, acom

panhada da liberação de pequena quantidade de quartzo secundário.

Mesmo nesta fase é ainda mantida a estrutura original da rocha, com o ressalto dos antigos cristais de anfibólio, por concentrações locais de minerais opacos, sob a forma de pseudomorfose.

O aspecto da lâmina sugere a ausência de movimentação da capa de alteração após sua formação.

#### 4.8. Análise por Difração de Raios-X

Os resultados obtidos encontram-se nas Figuras 3 a 8 e o Quadro 5 apresenta um resumo dos espaçamentos basais referentes à difração de 1.<sup>a</sup> ordem.

Para a primeira fase de alteração são encontradas na fração argila, predominantemente a montmorilonita e a caolinita e em pequenas proporções mica e actinolita, (Figura 3), enquanto que na fração maior que 2 micra aparecem intensamente os minerais vermiculita, mica, actinolita, caolinita e pouco quartzo (Figura 4). A presença de actinolita e ausência de plagioclásios confirmam as verificações obtidas nas secções delgadas, de que o feldspato já se encontra totalmente alterado e, a hornblenda transformada transitoriamente em actinolita, aparecendo também o quartzo secundário.

Na fase 2 de alteração (Figura 5) a fração argila é constituída essencialmente de montmorilonita, com ínfimas quantidades de caolinita. A fração maior que 2 micra desta fase de alteração é representada pelos minerais: montmorilonita, mi

Quadro 5. Resultados dos difratogramas de raios-X; espaçamento basal dos principais minerais presentes, referentes a difração de 1.<sup>a</sup> ordem.

Frações	Fases de alteração	ESPAÇAMENTO BASAL (Angstroms)					
		N	Mg-G	Mg	K	K-350 <sup>o</sup> C	K-550 <sup>o</sup> C
0,053 a	F <sub>1</sub>	14,2	14,2	14,2	12,4	-	-
		10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0
		8,4	8,4	8,4	8,4	8,4	8,4
		7,2	7,2	7,2	7,2	7,2	7,2
		3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3
0,002mm	F <sub>2</sub>	16,0	16,0	16,0	12,4	12,4	-
		10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	9,9
		8,4	8,4	8,4	8,4	8,4	8,4
		7,2	7,2	7,2	7,2	7,2	7,2
		3,3	3,3	3,3	3,3	3,3	3,3
Menor que	F <sub>1</sub>	12,4	18,0	16,0	12,4	-	-
		10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	9,8
		8,4	8,4	8,4	8,4	8,4	-
		7,2	7,2	7,2	7,2	7,2	-
0,002mm	F <sub>2</sub>	16,0	16,0	16,0	12,4	-	-
		10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	9,0
		7,2	7,2	7,2	7,2	7,2	-
	F <sub>2</sub> -argila grossa	16,0	-	-	-	-	-
	F <sub>2</sub> -argila fina	12,4	-	-	-	-	-

N=natural; Mg-G=magnésio saturada glicolado; Mg=magnésio saturada; K=potássio saturada; K-350<sup>o</sup>C=potássio saturada, aquecida a 350<sup>o</sup>C; K-550<sup>o</sup>C=potássio saturada, aquecida a 550<sup>o</sup>C.

ca, caolinita e ainda pequenas proporções de actinolita e quartzo (Figura 6). Pela análise química total pode-se dizer que a montmorilonita formada apresenta uma intensa substituição do alumínio por ferro, dando origem à nontronita, fato este, que permite explicar a concentração de ferro, referida anteriormente, e consequentes valores superiores a 1,00 para os índices relativos ( $I_{Fe}$ ). Assim podemos inferir que o ferro liberado no processo de alteração estaria sendo utilizado na síntese da nontronita, não se formando os óxidos de ferro livres, que produziriam colorações avermelhadas ao material intemperizado.

Por intermédio da difração de raios-X verifica-se que os minerais de argila do grupo da montmorilonita comportam-se de maneira diversa, quando se comparam as duas fases de alteração. Na primeira fase, tanto a amostra natural como a  $K^+$  saturada revelam o espaçamento basal de 12,4 Å; na  $Mg^{2+}$  saturada o valor é de 16 Å, que se expande a 18 Angstroms, quando essa amostra é solvatada com etileno-glicol, como pode ser observado na Figura 3. Entretanto, na segunda fase, tanto na amostra natural como na  $Mg^{2+}$  saturada ou na glicolada o espaçamento basal dos minerais daquele grupo é de 16 Å que reduz-se a 12,4 Å quando a argila é saturada com  $K^+$  (Figura 5).

Esses resultados levam-nos a deduzir que a maior parte da montmorilonita formada durante a primeira fase de alteração é originária do feldspato e portanto encontrando-se naturalmente saturada com potássio.

Como, na primeira fase de alteração o anfibólio está pouco alterado, a maior parte do  $Mg^{2+}$  encontra-se na rede cris

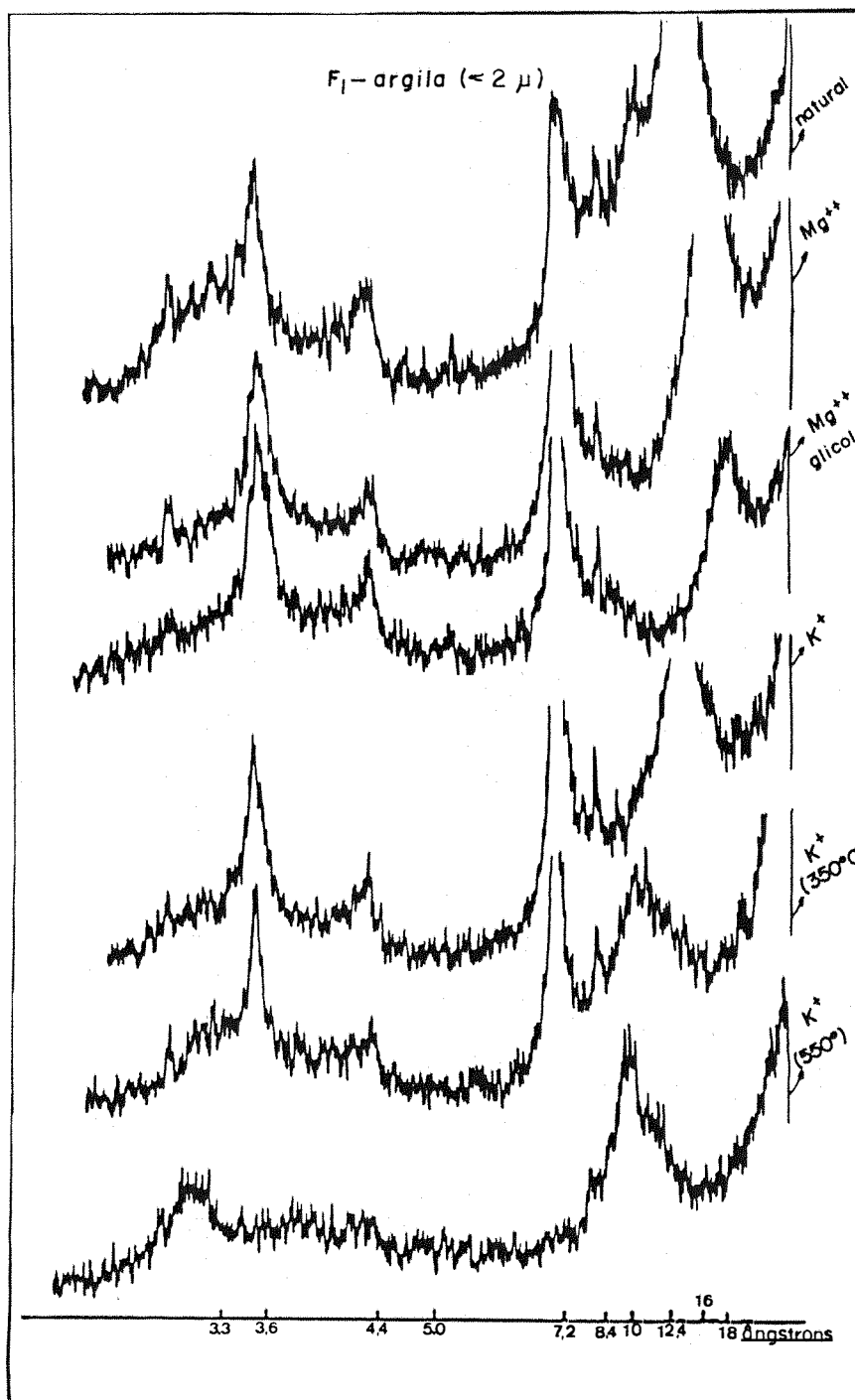


Figura 3. Difrátogramas de raios-X da fração argila ( $< 2 \mu$ ) da primeira fase de alteração ( $F_1$ ), obtidas em equipamento Phillips, operando a 35 KV e 20mA, com radiação  $K\alpha_1$  do Cu e filtro de níquel. Natural-saturação natural;  $Mg^{++}$ -glicol-saturada com magnésio e glicolada;  $Mg^{++}$ -saturada com magnésio;  $K^+$ -saturada com potássio;  $K^+$ -350°C-saturada com potássio e aquecida a 350°C;  $K^+$ 550°C-saturada com potássio e aquecida a 550°C.

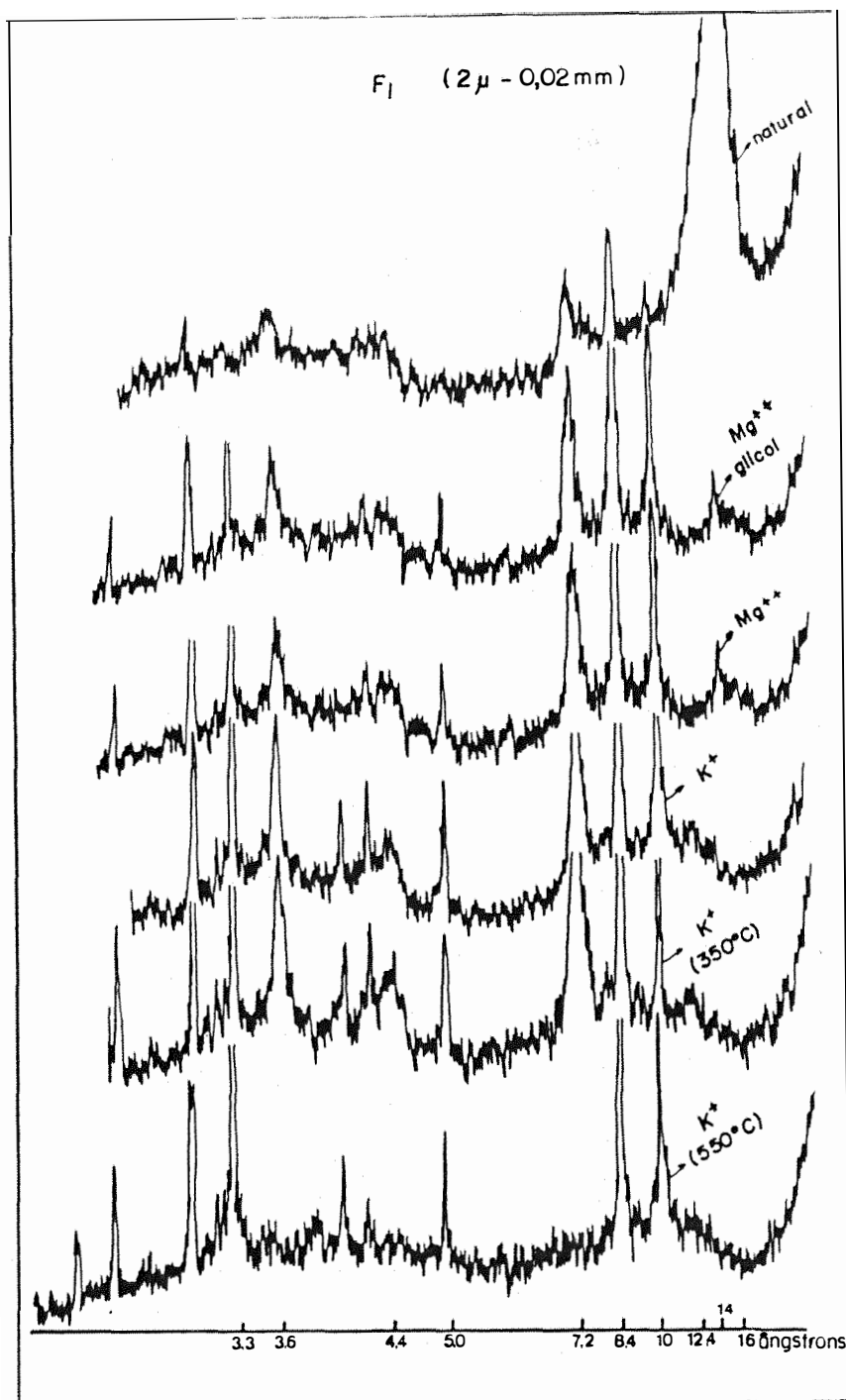


Figura 4. Difrátogramas de raios-X da fração  $2\mu-0,02\text{mm}$  da primeira fase de alteração ( $F_1$ ), obtidos em equipamento Phillips, operando a 35KV e 20mA, com radiação  $K\alpha_1$  do Cu e filtro de níquel. Natural-saturação natural;  $Mg^{++}$ -glicol-saturada com magnésio e glicolada;  $Mg^{++}$ -saturada com magnésio;  $K^+$ -saturada com potássio;  $K^+$ - $350^\circ\text{C}$ -saturada com potássio e aquecida a  $350^\circ\text{C}$ ;  $K^+$ - $550^\circ\text{C}$ -saturada com potássio e aquecida a  $550^\circ\text{C}$ .



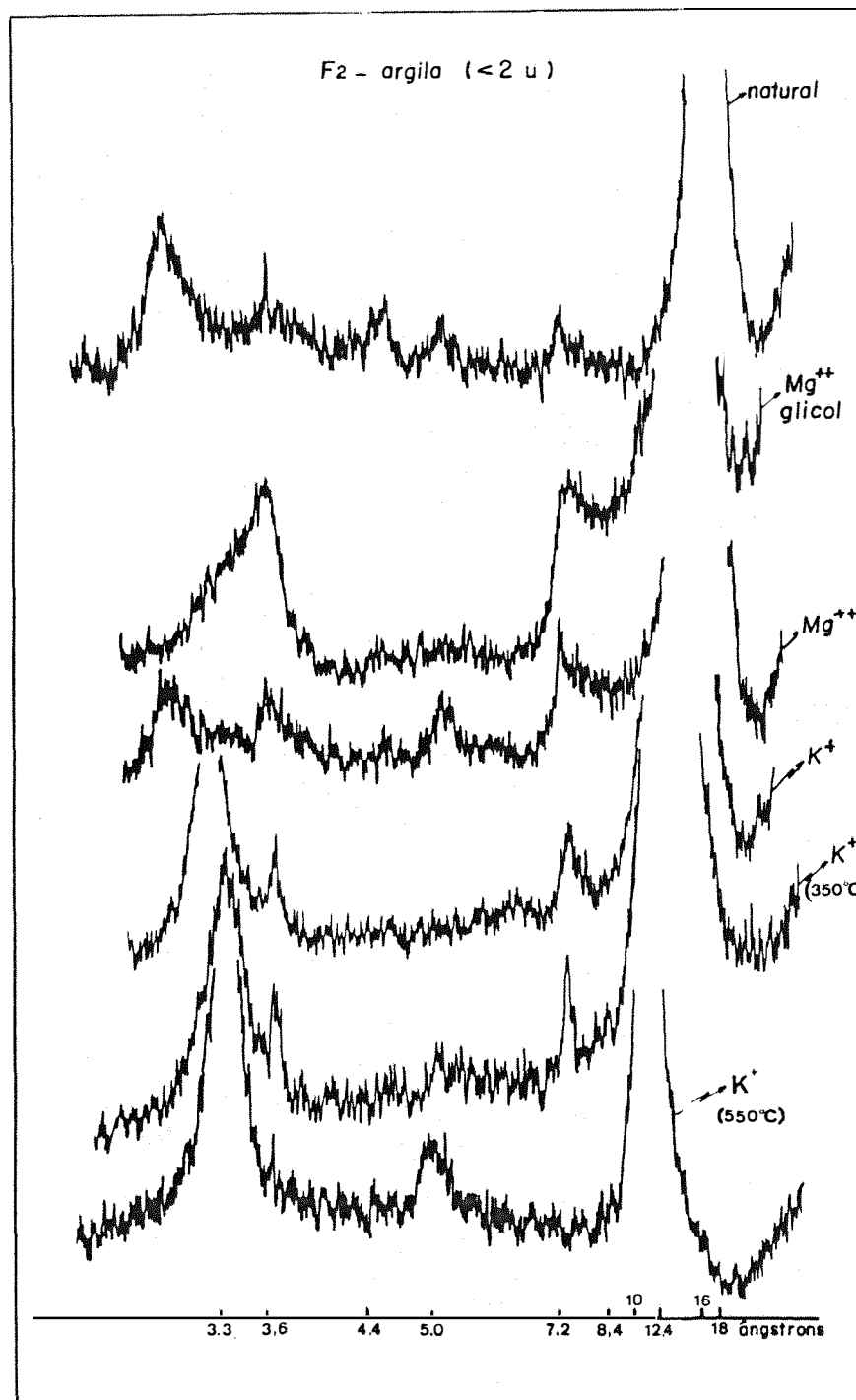


Figura 5. Difractogramas de raios-X da fração argila (<math><2\mu</math>) da segunda fase de alteração (F<sub>2</sub>), obtidos em equipamento Phillips operando a 35 KV e 20mA, com radiação K $\alpha$ 1 do Cu e filtro de níquel. Natural-saturação natural; Mg<sup>2+</sup>-glicol-saturada com magnésio e glicolada; Mg<sup>2+</sup>-saturada com magnésio; K<sup>+</sup>-saturada com potássio; K<sup>+</sup>-350°C-saturada com potássio e aquecida a 350°C; K<sup>+</sup>-550°C-saturada com potássio e aquecida a 550°C.

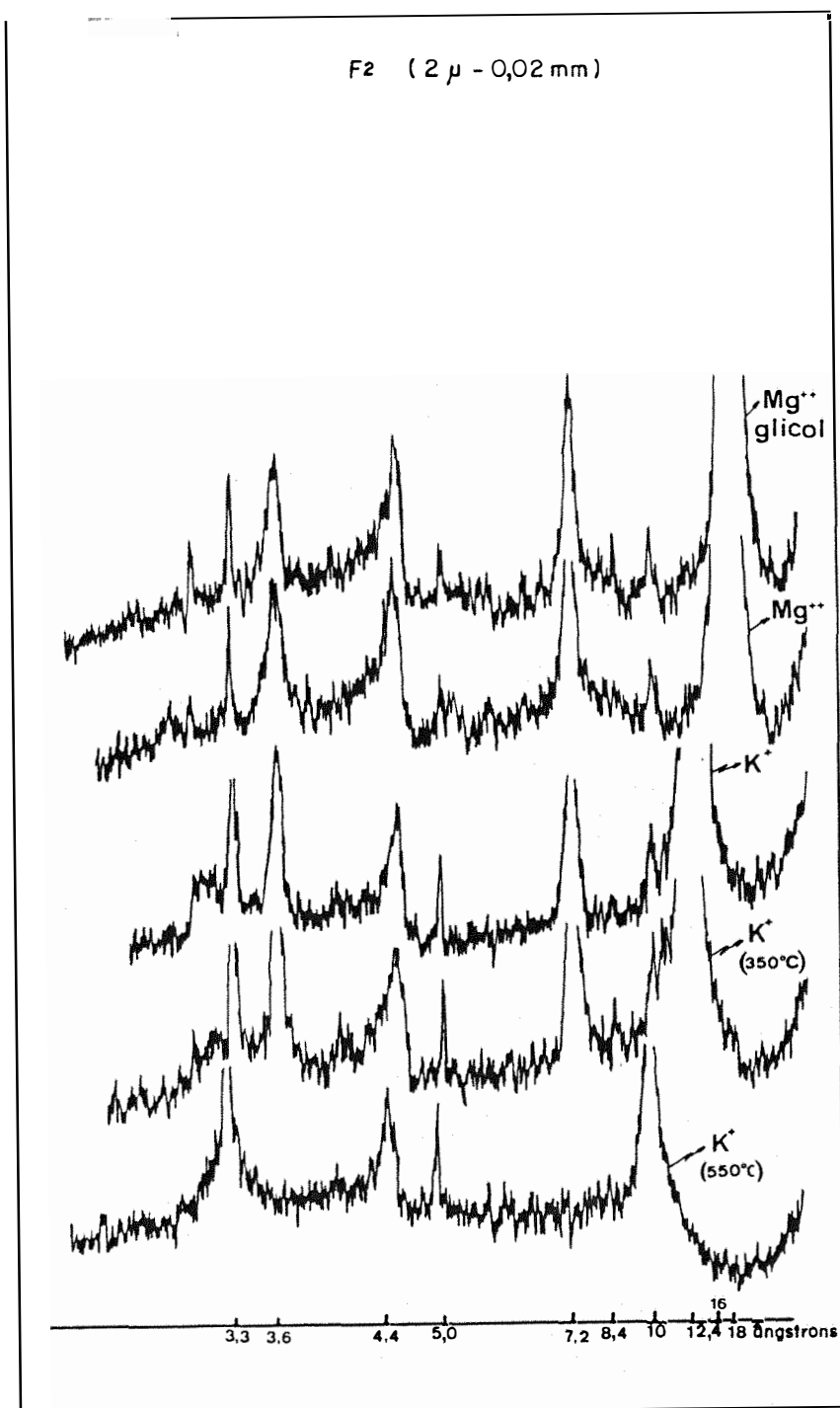


Figura 6. Difratoqramas de raios-X da fração 2μ-0,02mm da segunda fase de alteração (F<sub>2</sub>), obtidos em equipamento Phillips, operando a 35 KV e 20mA, com radiação Kα1 do Cu, e filtro de níquel. Mg<sup>++</sup> - glicol-saturada com magnésio e glicolada; Mg<sup>++</sup>-saturada com magnésio; K<sup>+</sup>-saturada com potássio; K<sup>+</sup>-350°C-saturada com potássio e aquecida a 350°C; K<sup>+</sup>-550°C-saturada com potássio e aquecida a 550°C.

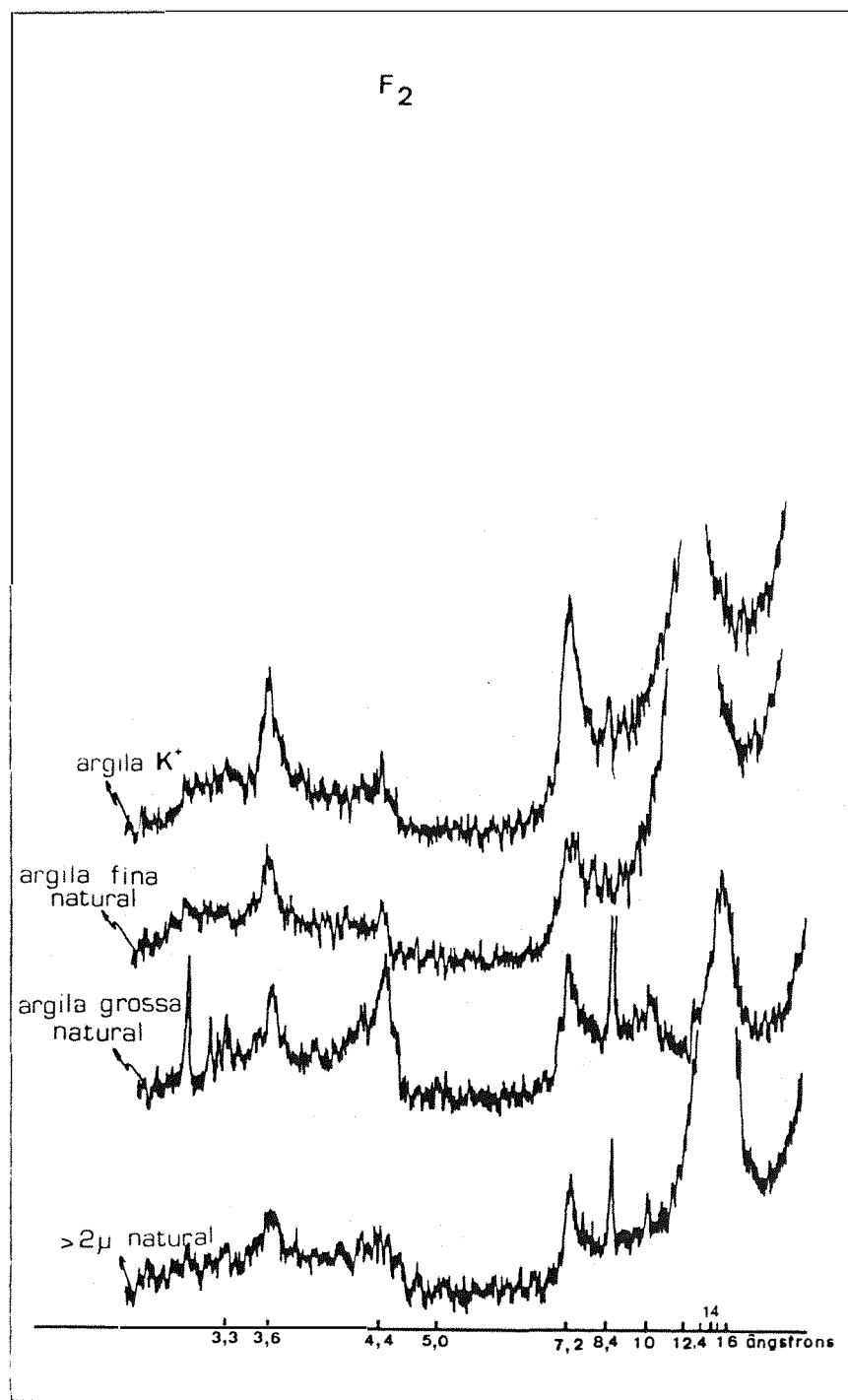


Figura 7. Difratoqramas de raios- $\lambda$  das amostras: argila- $K^+$ , argila fina natural, argila grossa natural e fração  $>2\mu$  natural, da segunda fase de alteração ( $F_2$ ), obtidos em equipamento Phillips operando a 35 KV e 20 mA, com radiação  $K\alpha_1$  do Cu e filtro de níquel.  $K^+$ -saturada com potássio.

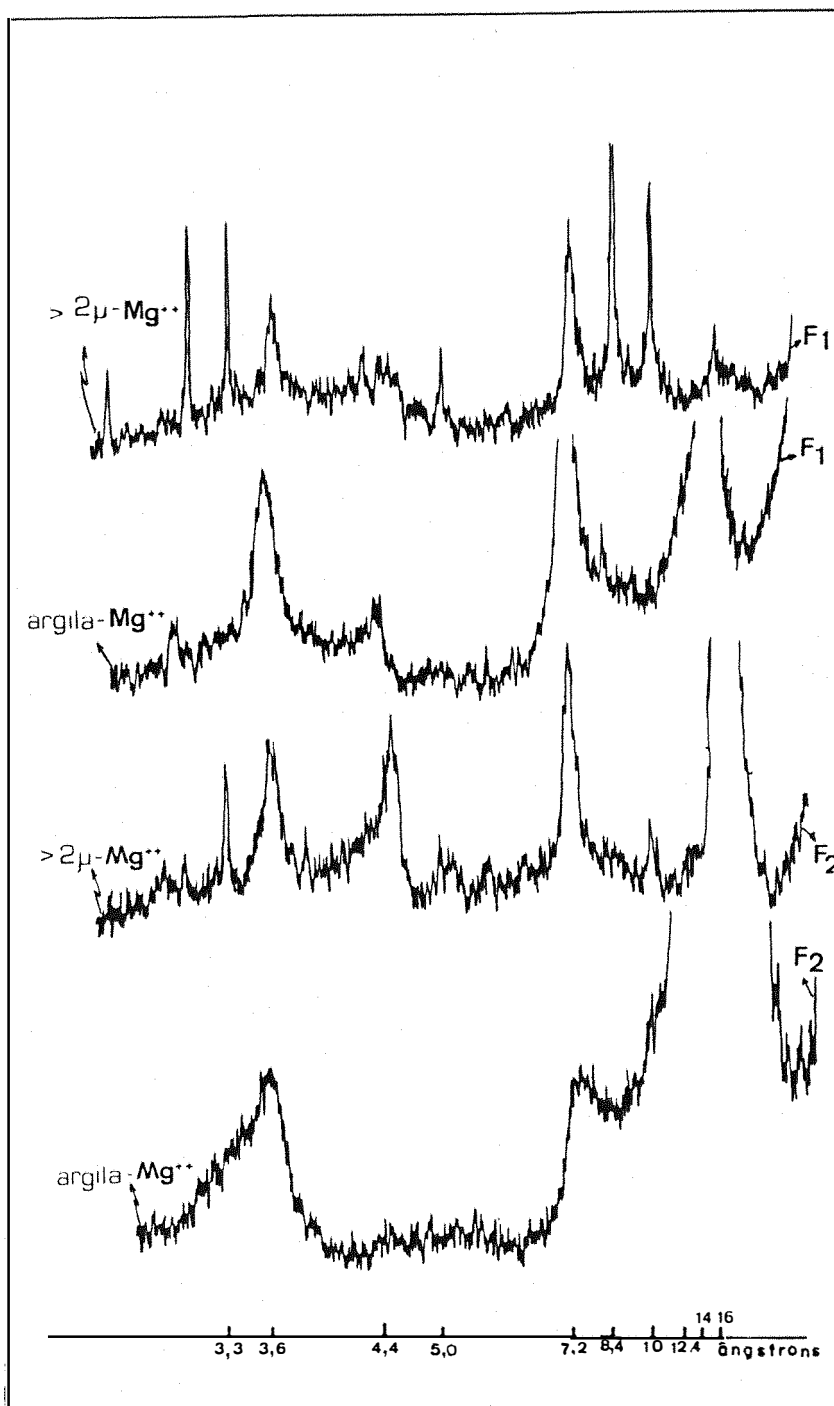


Figura 8. Difratoqramas de raios-X das amostras Mg-saturadas (argila e >2μ) das fases F<sub>1</sub> e F<sub>2</sub> obtidos em equipamento Phillips, operando a 35 KV e 20 mA, com radiação Kα<sub>1</sub> do Cu, e filtro de níquel. Mg<sup>++</sup>-saturada com magnésio.

talina desse mineral, e a quantidade liberada na solução não seria suficiente para promover a substituição do  $K^+$  adsorvido. Além disso, na condição de ambiente mal drenado o fluxo de massa é pequeno, diminuído ainda pela pequena permeabilidade causada pela formação de minerais de argila 2:1 nas superfícies de alteração, de modo que as possíveis trocas entre aqueles íons seriam, possivelmente, apenas por difusão iônica, o que dificultaria ainda mais a substituição, mantendo a argila naturalmente saturada com potássio.

Com a progressão da meteorização, o anfibólio forneceria quantidades de magnésio suficiente para a troca do  $K^+$  pelo  $Mg^{2+}$ , ou então a quantidade de montmorilonita naturalmente saturada com magnésio formada subseqüentemente na intemperização, teria diluído sobremaneira a concentração de montmorilonita -  $K^+$  saturada proveniente da alteração de feldspato, não sendo possível a sua detecção através da difração de raios-X.

A separação da argila natural da  $F_2$  em fração grossa e fina demonstram que a segunda hipótese é a mais provável, pois que a fração fina revela a presença de argila com espaçamento de  $12,4 \text{ \AA}$ , enquanto que a fração grossa apresenta minerais com espaçamento de  $16 \text{ \AA}$  (Figura 7).

Pelo exposto, poder-se-ia estabelecer as seguintes seqüências de alteração:

feldspato  $\longrightarrow$  caulinita  $\longrightarrow$  montmorilonita (Al),  
admitindo-se uma ressilicatização da caulinita, compatível com as condições de drenagem;

ou, feldspato  $\begin{array}{l} \longrightarrow \text{caulinita} \\ \searrow \text{montmorilonita (Al)} \\ \searrow \text{sericita} \longrightarrow \text{montmorilonita} \end{array}$

pela alteração concomitante do mineral primário dos tres minerais neogênicos;

anfíbólio  $\longrightarrow$  nontronita

pela alteração subsequente;

e ainda,

nontronita ou montmorilonita (Al)  $\longrightarrow$  vermiculita

A dedução de que a origem da montmorilonita (Al) é proveniente do feldspato e a nontronita do anfíbólio baseia-se também na diferença do comportamento desses minerais frente a glicolação, onde encontramos valores de 18 Å para montmorilonita, magnésio saturada-glicolada e 16 Å para a nontronita magnésio saturada-glicolada.

#### 4.9. Fotografias das Secções Delgadas

A fotografia 1 da secção delgada da rocha fresca mostra a sua estrutura, a morfologia e a disposição dos minerais constituintes. Os anfíbólios apresentam-se ainda inalterados, enquanto que o plagioclásio já se encontra em início de climatização.

Na primeira fase de alteração a fotografia 2 mostra a alteração total do plagioclásio, permanecendo ainda intacta parte do anfíbólio. Contudo, a estrutura da rocha é conservada.

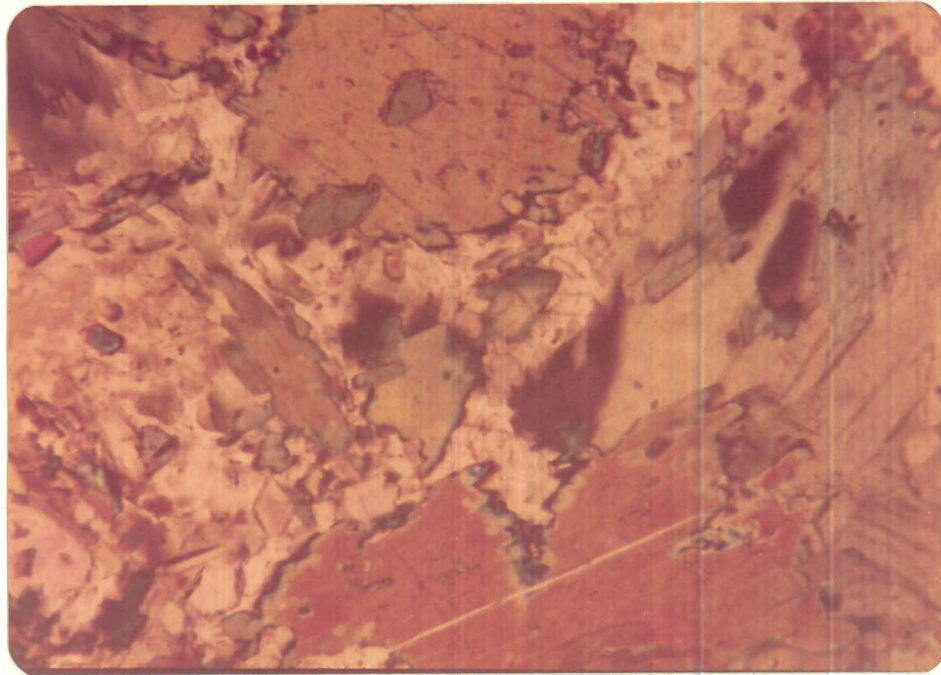


Foto nº 1: Secção delgada da rocha fresca em microscópio de polarização com nicóis cruzados. Aumento 116X.

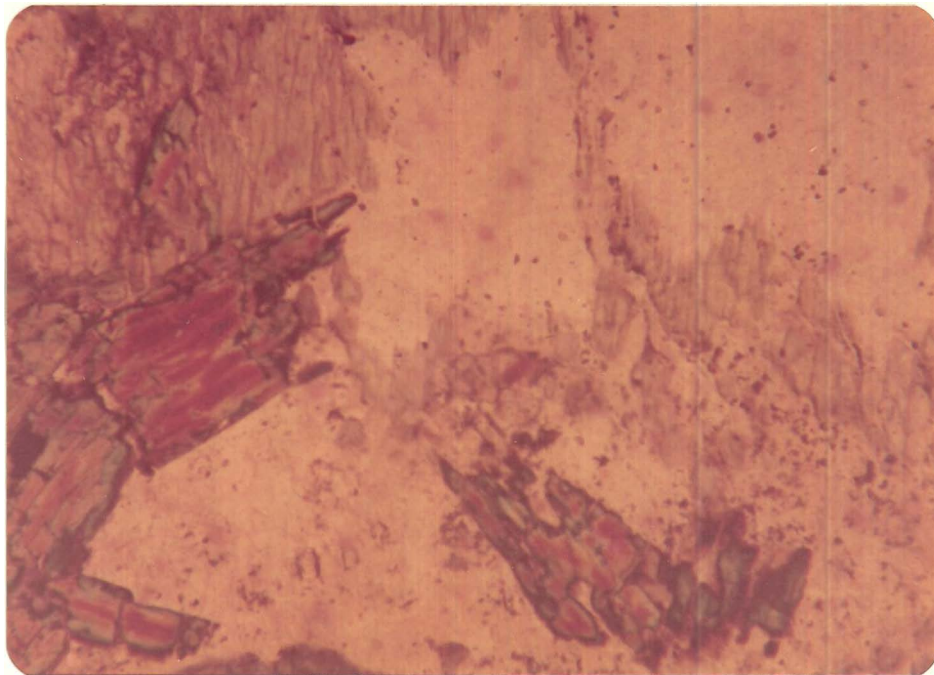


Foto nº 2: Secção delgada da primeira fase de alteração ( $F_1$ ), em microscópio de polarização com nicóis cruzados. Aumento 116X.

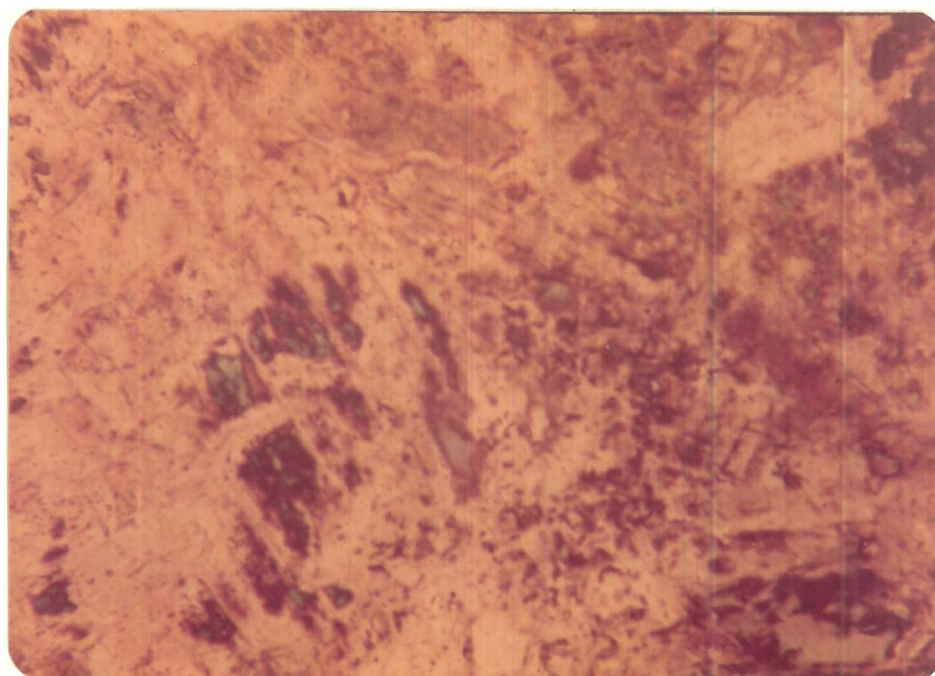


Foto nº 3: Secção delgada da segunda fase de alteração ( $F_2$ ), em microscópio de polarização com nicóis cruzados. Aumento de 116X.



Em sequência, a fotografia 3, da segunda fase de alteração, revela a destruição total dos minerais primários, mantendo ainda a estrutura da rocha original, mostrando a ausência de movimentação da capa alterada, após sua formação.

Os resultados dessas análises atestam também a validade do critério de escolha das fases de alteração baseado em densidade, coesão e cor citado por MELFI & LEVI (1971).

#### 4.10. Fotografias de Fragmentos das Fases de Alteração com os Reativos Alizarina e Ferrocianeto de Potássio

Através da reação com a alizarina podemos observar melhor nas fotografias 5 e 8 a maior concentração da nontronita nas regiões próximas ao anfibólio. Pela ausência de movimentação posterior dos produtos de alteração, pode-se atribuir a origem da nontronita a partir do anfibólio, e da caolinita a partir do plagioclásio.

Em concordância com as afirmações anteriores, as reações com o ferrocianeto de potássio (Fotos 6 e 9) também mostram maiores concentrações de nontronita próximas aos anfibólios, sugerindo mais uma vez a origem da nontronita diretamente a partir do anfibólio.

#### 4.11. Fotografia da Vermiculita Expandida

Como foi visto, a vermiculita aparece apenas nas frações superiores a 2 micra, e a respeito de sua gênese, na alteração ora estudada, somente é possível estabelecer hipóteses a

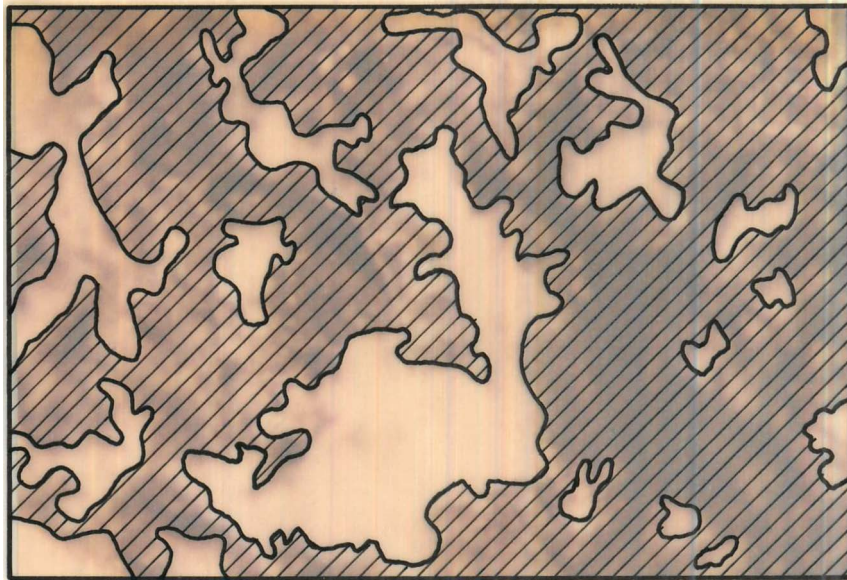


Foto nº 4: Fragmento da primeira fase de alteração ( $F_1$ ) natural. Aumento 40X.

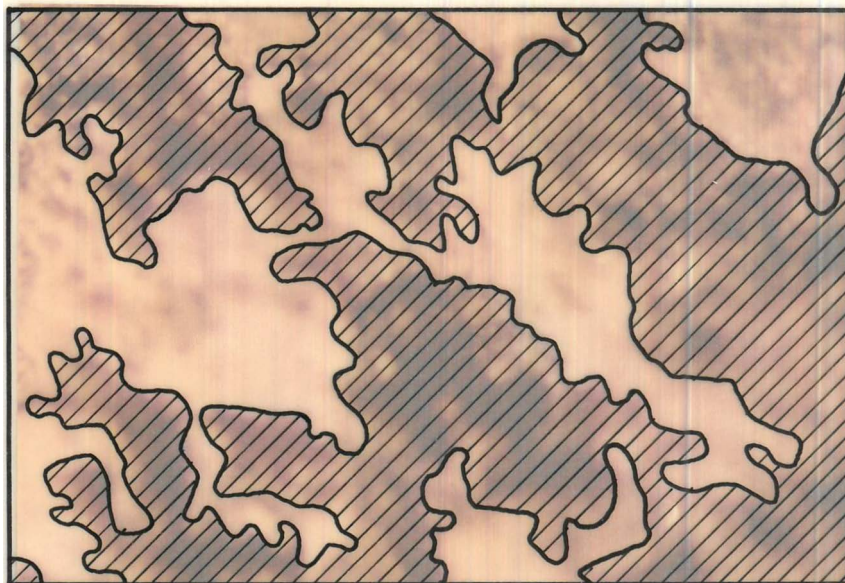


Foto nº 5: Fragmento da primeira fase de alteração ( $F_1$ ) com o reativo alizarina. Aumento 40X.

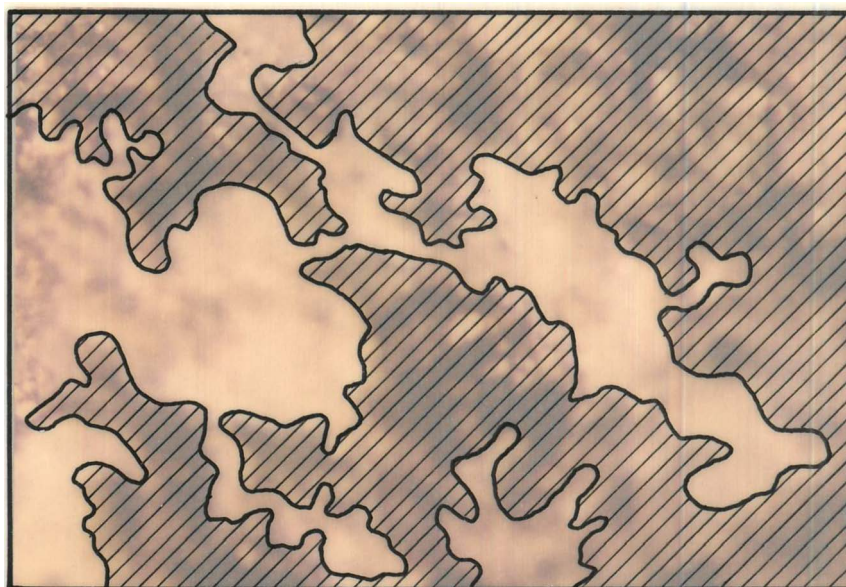


Foto nº 6: Fragmento da primeira fase de alteração ( $F_1$ ) com o reativo ferrocianeto de potássio. Aumento 40X.

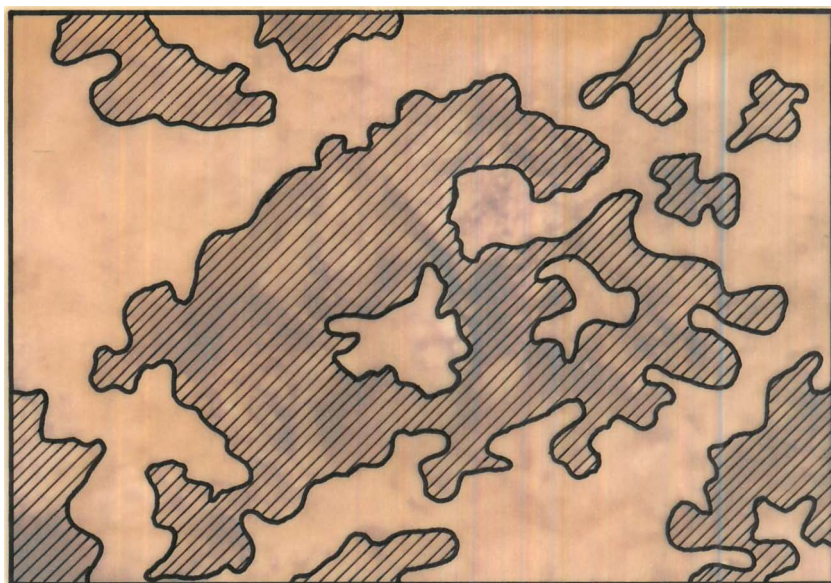
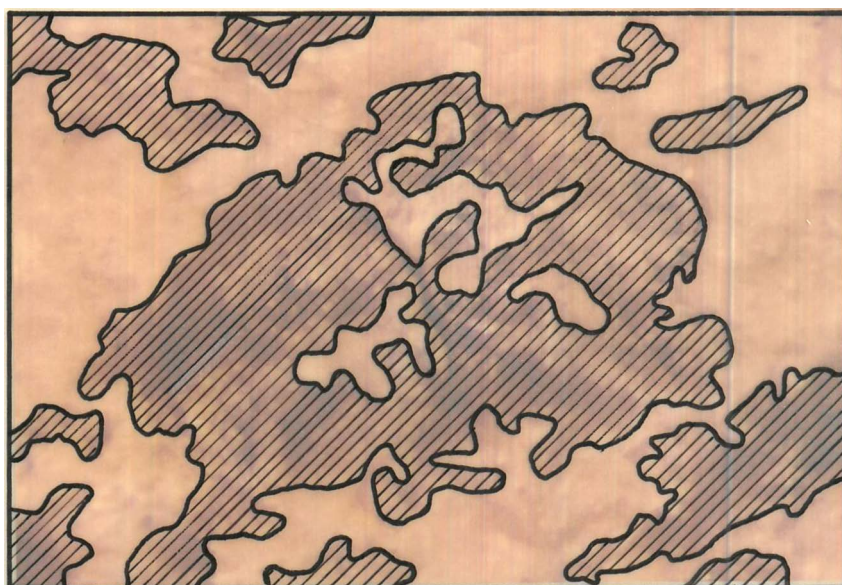


Foto nº 7: Fragmento da segunda fase de alteração ( $F_2$ ) natural. Aumento de 40X.



 ANFIBÓLIO  
 FELDSPATO

Foto nº 8: Fragmento da segunda fase de alteração ( $F_2$ ) com o reativo alizarina. Aumento 40X.

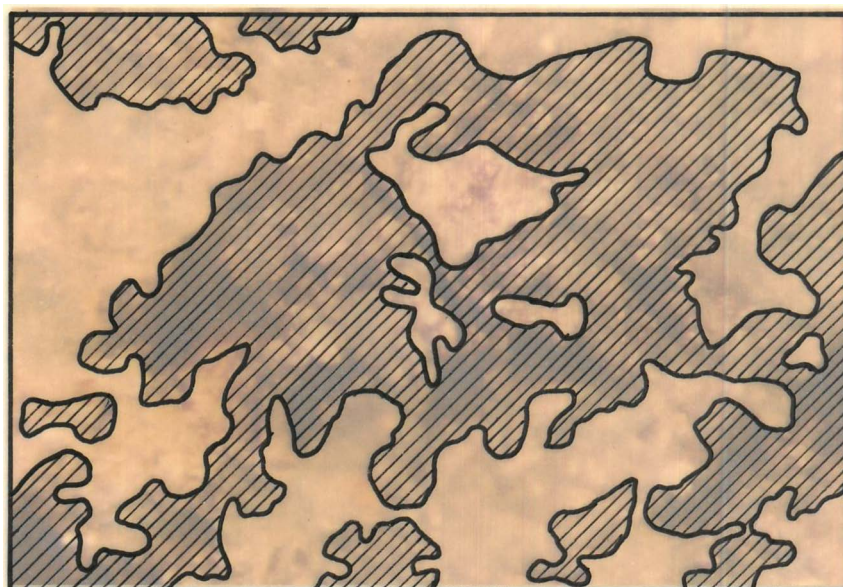


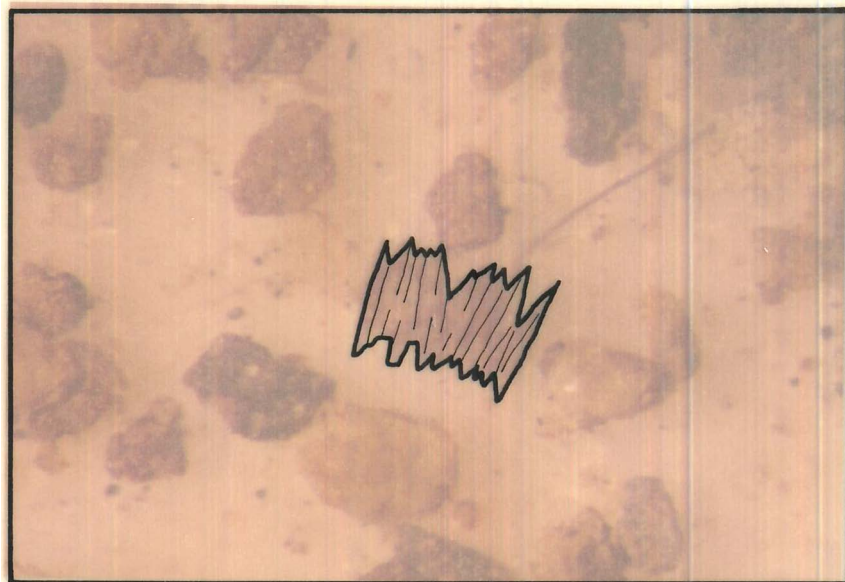
Foto nº 9: Fragmento da segunda fase de alteração ( $F_2$ ) com o reativo ferrocianeto de potássio. Aumento 40X.

partir dos resultados encontrados, cujas confirmações merecem estudos mais aprofundados e específicos, à parte. Tanto a origem hidrotermal direta (SHIMANE, 1969), como a partir de uma estrutura cloritosa (GLABAUGH & BARNES, 1957; MONCHOUX et alii, 1963), ou ainda pelas alterações da biotita e da flogopita (BETEKHTINE, 1968) ou pelo processo de migmatização (MONCHOUX, 1961) não permitem explicar a gênese da vermiculita na alteração do anfibolito estudado, uma vez que os referidos processos e os minerais relatados não se fazem presentes na situação.

As possíveis hipóteses explicativas da origem da vermiculita seriam:

- a partir do mineral primário hornblenda, como admite MILLOT (1964);
- a partir da montmorilonita, nontronita ou sericita por um crescimento de seus cristais, de modo semelhante ao observado por GRIM & JOHNS (1954);
- pela alteração mica (sericita) → vermiculita, como preconizado por JACKSON et alii (1952) para a fração argila em solos.

Contudo, devido às dimensões atingidas pela vermiculita (Figura 10) em qualquer um dos casos previstos para a sua gênese, deve ocorrer um crescimento dos seus cristais pelo arranjamento contínuo e ordenado dos constituintes da solução sobre os núcleos de cristalização como proposto por GASTUCHE et alii (1962). A sua manutenção na camada mais alterada (F<sub>2</sub>) é favorecida pelo enriquecimento da solução em magnésio, proveniente da alteração da hornblenda como afirma NOVIKOFF (1974).



VERMICULITA

Foto nº 10: Vermiculita expandida por aquecimento rápido a  $900^{\circ}\text{C}$  da fração 1 a 2 mm da segunda fase de alteração ( $F_2$ ). Aumento 10X.

Pelo exposto acima, a afirmação de BASSET (1963), de que todas as vermiculitas de grande porte provêm da alteração superficial de biotita e flogopita, não é aqui confirmada, visto que esses minerais não estão presentes na alteração ora estudada.

A presença da vermiculita na fração acima de 0,125mm pode ser observada na fotografia 10.

## 5. CONCLUSÕES

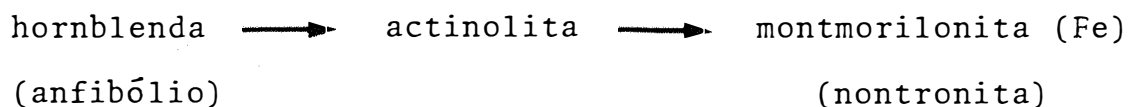
A alteração dos anfibolitos embora ocorrida sob condições de clima tropical úmido, a particularidade geológica de material encaixado ou confinado conduz a um processo de intemperismo também particular. Assim é, que as precárias condições de drenagem e, conseqüentemente, de lixiviação, propiciam uma relativamente pequena remoção de bases e sílica em comparação às condições normais, razão pela qual a montmorilonita assume papel primordial dentre os minerais neogênicos. A realimentação constante de bases e sílica proveniente dos minerais primários em alteração mantém as condições físico-químicas ideais para a formação e manutenção desse mineral nas primeiras

fases de alteração, auxiliada ainda pelo enriquecimento em bases e sílica carregadas pela água de percolação, à medida que esta se aprofunda no manto de intemperismo.

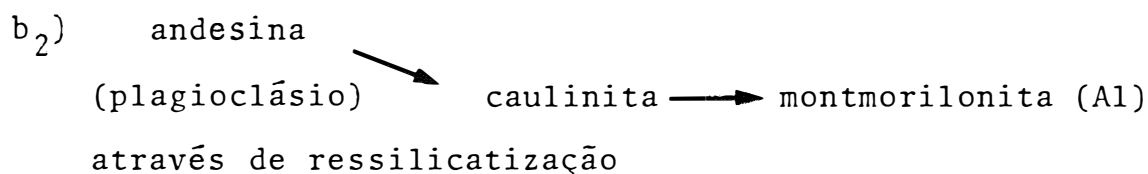
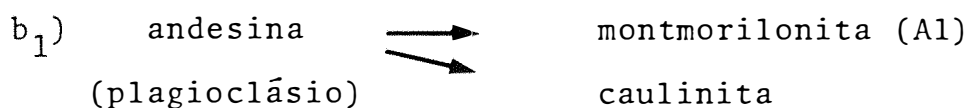
Sob condições de drenagem imperfeita o plagioclásio (andesina) altera-se primeiramente ao anfibólio (hornblenda), produzindo montmorilonita e caulinita; a montmorilonita proveniente do anfibólio tem constituição diferente da originária do plagioclásio, com substituição isomorfa do alumínio por ferro na camada octaédrica do mineral, caracterizada como uma nontronita.

São possíveis as seguintes sequências de alterações minerais:

a) Alteração do anfibólio



b) Alteração do plagioclásio



Podemos concluir também que um dos fatores que determinam as grandes variações na remoção da sílica e das bases encontradas por MONIZ et alii (1973) em alterações de rochas bá



sicas em climas semelhantes é a condição de drenagem, uma vez que neste trabalho encontramos uma remoção de sílica e bases bem inferior às aquelas citadas pelo referido autor.

A alteração das rochas ferromagnesianas com a formação de nontronita constitui-se num processo da natureza para separação do Fe do Mn.

O meio confinado ou de pequena drenagem, mesmo sob condições de clima tropical úmido, corresponde aproximadamente, em termos de intemperismo, às condições de clima de pequena intensidade pluviométrica, ou seja, influi no fator cinético das reações, retardando a climatização.

## 6. SUMMARY

The present research aimed to study the intemperization of anfibolites situated on imperfect draining conditions by analytical characterization of the fresh rock and two descrimined alteration crusts (alteration phases).

By a granulometrical analysis of the alteration crusts it was observed a increase on clay fractions depending on the degree of intemperization. At the fresh rocks and the two alteration crusts, densities decreased with the alteration phase, presenting the following values 2.28; 2.09 and 1.14  $\text{g/cm}^3$  respectively. The pH also decreased toward the same direction: 8.3; 7.4 and 7.0.

The chemical analysis of the fresh rock and clay fraction showed up that the poor drainage condition caused a small remove of basis and silica as well as an aluminium accumulation, with formation of 2:1 minerals as demonstrated by X-rays difratograms.

The clay fraction of the first alteration phase shows predominantly montmorillonite and caulinite occurring together with mica. Otherwise in the silt fraction, vermiculite, mica, actinolite, caulinite and quartz were the occurring minerals.

In the second alteration phase the clay fraction is basically, constituted by montmorillonite and a small amount of caulinite. In the silt fraction montmorillonite, caulinite and small proportions of actinolite and quartz were found.

The fluorescence X-rays analysis showed up an increase on concentrating of Ti, Cr, and Fe and a loss of Ca and Mn. Potassium and Si were constant for the alteration stages studied.

The tests of fresh rock thin sections by polarization microscopy showed the presence of hornblenda partially transformed to actinolite, and andesina partially altered to epidot. Titanite, rare apatite and quartz were also present as accessory minerals. The sections of alteration phases showed up the absence of material movement after alteration took place.

The treatments of the alteration phase fragments with alizarin and potassium ferrocyanide allow to conclude that nontronite arised from anfibolite alteration and caulinite from plagioclase.

## 7. LITERATURA CITADA

- BASSET, W.A. 1963 - The geology of vermiculite occurrences.  
Clays and Clays Miner., (10<sup>th</sup> Nation. Conf) pp 61-69.
- BATES, T.F. 1962 - Halloysite and gibbsite formation.Clays and  
Clays Miner., (9<sup>th</sup> Conf. Pergamon Press), Hawaii, pp. 315-  
328.
- BETEKHTINE, A. 1965 - Manual de Mineralogie Descriptive. Mir.  
Moscou, 731 p.
- CAILLERE, S. & S. HENIN - 1963 - Mineralogie des argiles. Mas  
son e Cie, 355 p.

- CARVALHO, A. ; A.G. MELFI ; I. BITTENCOURT ; J.P. QUEIROZ NETO & P. NAKASHIMA - 1967 - Sedimentos nêo-cenozóicos na área de Campinas-SP. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 58-70.
- CLABAUGH, S.E. & U.E. BARNES - 1957 - Origin of Central Texas vermiculite deposits. Bul.. Geol. Soc. Amer. 68, p. 1709.
- COLLIER, D. 1961 - Mise au point sur les processus de l'alteration des granites em pays tempérés. Ann. Agron. 12(3): 273-331.
- DELVIGNE, J. 1965 - Pédogenèse en zone tropicale. Mémoires ORSTOM (15): 177 p.
- ESPINDOLA, C.R. 1973 - Aspectos genéticos e taxonômicos de solos da Fazenda Experimental de São Manuel. (Tese de Doutorado)/FCMBB. 90 p. Botucatu-SP.
- FALCI, S.C. 1973 - Identificação de cutans em perfis de Latosol Roxo e Terra Roxa Estruturada. (Dissertação de Mestrado)/ESALQ. 76 p. Piracicaba-SP.
- FIELDS, M. & L.D. SWINDLE - 1954 - Chemical weathering of silicates in soil formation. New Zeland J. Sci. Thech. 36: 140-54.
- GALHEGO, H.R. 1973 - Contribuição ao estudo da gênese de latossolos - fase arenosa do Município de Botucatu-SP. (Tese de Doutorado)FCMBB. 84 p. Botucatu-SP.

- GASTUCHE, M.C. ; J.J. FRIPIAT & C. KIMPE - 1962 - *Genèse des minéraux argileux de la famille du Kaolin. I - Aspect Colloidal. Genèse et synthèse des argiles.* In: Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique, n° 105. Paris. p. 57-81.
- GLORIA, N. da ; R.A. CATANI & T. MATUO - 1965 - Determinação da capacidade de troca de cátions do solo pelo método do EDTA. Revta. Agric., Piracicaba, 40: 193-198.
- GOMES, C.B. 1962 - Contribuição ao conhecimento dos anfíbolitos da região de Jaraguá-SP. Bol. Soc. Bras. Geo. 11(1):57-58.
- GOLDICH, S.S. 1938 - A study in rock Weathering. Jour. Geol. 46: 17-58.
- GRIM, R.E. & W.D. JOHNS - 1954 - Clays minerals investigations of sediments in the northern gulf of Mexico. Clays and Clays Minerals (2<sup>th</sup> Nat. Conf. 1953), pp. 81-103.
- JACKSON, M.L. ; S.A. TYLER ; A.L. WILLIS ; G.A. BOURBEAU & R.P. PENNINGTON - 1948 - Weathering sequence of clay - size minerals in soils and sediments. Journ. Phys. Coll. Coll. Chem., 53: 1237-1260.
- KARPOFF, A.M. 1973 - Geochimie de deux toposéquences de sols tropicaux duthad. These in: NOVIKOFF, A. 1974. L'alteration des roches dans le masses du Chailu (Republique Populaire du Congo). Formation e évolution des argiles en zone ferralitique. (These Der. Sc. Nat.)/L'Unniversité Louis Pas<sub>teu</sub>r de Strasbourg. 308 p.

- KOLTHOFF, M.I. & E.B. SANDELL - 1952 - Testbook of Quantitative Inorganic Analysis. Third edition. 515 p.
- KRAUSKOPF, K.B. 1972 - Introdução à geoquímica. Ed. USP. Vol. I. 244 p. (Trad. de LANDO, M. e P.S.C. BOGUS).
- LEVI, F. & A.J. MELFI - 1972 - Geochimical and mineralogical studies on the first stages of weathering of basic and related rocks. Part II - Geochimical study. Revista Bras. de Geociências. 2: 1-7.
- LOSCHÉ, C.K. ; R.J. McCracken & C.B. DAVEY - 1970 - Soils of steeply sloping landscapes in the Southern Appalachian Mountains. Proc. Soil Sci. Soc. Am., Madison, 34(3): 473-478.
- MAIGNIEN, R. 1961 - Le passage des sols ferrugineux tropicaux aux sols ferralitiques dans les régions sud ouest du Sénégal. Sols. Afr., Paris, 6(2): 113-72.
- MELFI, A.J. & F. LEVI - 1971 - Geochimical and Mineralogical study on the first stages of weathering of basics and related rocks. Part I. Mineralogical study. Revista Bras. Geociências, 2: 22-8.
- MENDES, A.C.T. 1972 - Identificação das argilas do solo por difração de raio-X. Piracicaba, Depto. de Solos e Geologia da ESALQ. 60 p. (mimeografado).
- MENDES, A.C.T. ; S.C. FALCI & J.L.I. DEMATTÊ. Secções delgadas de solo: método de impregnação. Anais Esc. Sup. Agric. "Luiz de Queiroz", Piracicaba, 30: 35-48.
- MILLOT, G. 1964 - Geologia des argiles. Masson & Cie, Paris. 499 p.

- MITCHELL, W.A. 1955 - A review of the mineralogy of Scottish soil clays. J. Soil Sci., 5: 167-172.
- MONCHOUX, P. 1961 - Etudes mineralogiques dans le massif de la Bessenoits (Aveyron). Bull. Soc. Histo. Nat., Toulouse, 96, 3 et 4: 299-336.
- MONIZ, A.C. & A. CARVALHO - 1973 - Estudo mineralógico dos solos derivados do arenito Bauru e rochas básicas da região noroeste do Estado de São Paulo. Bragantia, 32: 309-335.
- NOVIKOFF, A. 1974 - L'altération des roches dans les masses du Chailu (Republique Populaire du Congo). Formation e évolution des argiles en zone ferralitique. (These Der. Sc. Nat.) L'Université Louis Pasteur de Strasbourg. 308 p.
- PAIVA NETTO, J.E. de & A.A. PACCOLA - 1973 - Um novo teste químico para identificação dos minerais de argila do tipo de rede 2:1. In: Anais do XIV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Santa Maria, RS. 276-284.
- PRÉCOT, A. ; M.C. GASTUCHE ; J. DELVIGNE ; L. VIELVOYE & J.J. FRIPIAT - 1962 - L'alteration des roches et la formation de sols au Kinu. INEAC série scientifique (97). Louvain.
- QUEIROZ NETO, J.P. 1969 - Interpretação dos solos da Serra de Santana para fins de classificação. (Tese de Doutorado)/ESALQ. 135 p. Piracicaba, SP.
- RADWANSKI, S.A. & C.D. OLLIER - 1959 - A study of an East African Catena. J. Soil Sci., 10(2): 149-168, Oxford.
- SHAW, D.M. 1954 - Os elementos traços nas rochas pelíticas. Bull. Geol. Soc. Amer., 65, 1151-1182.



SIEGNEMARTIN, C.L. 1974 - Algumas aplicações da Fluorescência de raios-X por excitação radioisotópica em rochas e minérios. (Dissertação de Mestrado)/Instituto de Geociências da USP, São Paulo, 84 p.

SMITH, J. 1957 - A mineralogical study of weathering and soil formation from olivine basalt in Northern Ireland. J. Soil Sci., 8: 225-239.

TEIXEIRA, A.J.S. 1962 - Os solos da Guiné Portuguesa. Carta Geral, características, formação e utilização. Junta de Investigação do Ultramar, 397 p. (mimeografado).