

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO MINERALÓGICO E MICROMORFOLÓGICO
DO MANTO DE INTEMPERISMO NOS DIFERENTES
NÍVEIS TOPOGRÁFICOS DOS ALTOS CAMPOS DO
PLANALTO DE CAMPOS DO JORDÃO - SP**

Lélia Cristina da Rocha Soares

Orientadora: Profa. Dra. Maria Cristina Motta de Toledo

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2005/22)

SÃO PAULO
2005

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900018044

**Estudo Mineralógico e Micromorfológico do Manto
de Intemperismo nos Diferentes Níveis
Topográficos dos Altos Campos do Planalto de
Campos do Jordão - SP**

Lelia Cristina da Rocha Soares



Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Maria Cristina Motta de Toledo

Prof. Dr. Sônia Barros de Oliveira

Prof. Dr. Lilia Mascarenhas Sant'Agostino

São Paulo

2005

Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências

**ESTUDO MINERALÓGICO E MICROMORFOLÓGICO DO
MANTO DE INTEMPERISMO NOS DIFERENTES NÍVEIS
TOPOGRÁFICOS DOS ALTOS CAMPOS DO PLANALTO
DE CAMPOS DO JORDÃO – SP**

Lélia Cristina da Rocha Soares



Orientadora: M. Cristina Motta de Toledo

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2005/22)**

**SÃO PAULO
2005**

TF
SG76
LCR.e

Universidade de São Paulo
Faculdade de Geografia

ESTUDO MINERALÓGICO E MICROANALÍTICO DO
MAIO DE INTENSIDADE NOS DIFERENTES NÍVEIS
TOPOGRÁFICOS DOS ALTOS CAMPOS DO PLANALTO
DE CAMPOS DO JORDÃO - SP



Lilia Chaves de Moraes Soares

Campos do Jordão, 19 de Junho de 1976

RECEBIDA DE TRABALHO DE FORMATURA

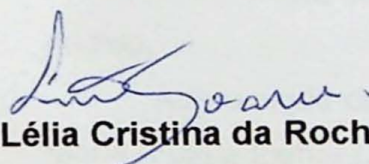
(1976-06-21)

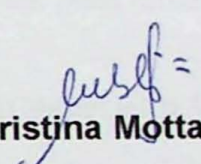
SÃO PAULO

202

**Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências**

**ESTUDO MINERALÓGICO E MICROMORFOLÓGICO DO MANTO DE
INTEMPERISMO NOS DIFERENTES NÍVEIS TOPOGRÁFICOS DOS ALTOS
CAMPOS DO PLANALTO DE CAMPOS DO JORDÃO – SP**


Lélia Cristina da Rocha Soares
Aluna


M. Cristina Motta de Toledo
Orientadora

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2005/22)**

SÃO PAULO

2005

Agradecimentos

Agradeço à Profa. Dra. M. Cristina Motta de Toledo pela paciência, dedicação, orientação, ensinamentos e pela sua importante contribuição para a minha formação.

Ao Instituto Juventude Interativa e pelos amigos lá formados: Kátia Regina, Rosângela Malachias, Rosângela Oliveira, Marcos, Leandro, Robson, Flaviane, Dona Zumira. Ao Núcleo de Consciência negra, em especial a Fernanda e ao Antônio Carlos (Billy) e a todos os amigos que nele fiz.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, FAPESP, pelo auxílio financeiro.

À Dra. May C. Modenesi-Gauttieri por ser a coordenadora do projeto maior o qual meu trabalho está inserido.

À Priscila pela amizade e por me acompanhar em quase todo o período da faculdade.

À Aline, Luiz, Ivone Sonoki e Helen Sonoki, pela amizade e apoio. À Elisângela, Ana Paula (Treme) e André, pelo auxílio na informática.

À Katherine pela grande amizade e apoio desprendidos nestes últimos anos.

À Verônica, do laboratório de Análises Mineralógicas, pela amizade, apoio e espaço cedido.

Aos amigos de graduação da turma de 2001 e em especial a Vidyã (Broca), Rosa, Maria (Fuji) e Itamar (Jeitoso).

Aos membros da Geo Júnior Consultoria (gestões 2004 e 2005), principalmente aqueles que me acompanharam no porão, Fábio e Igor, e ao Reginaldo, amigo de tantas conversas.

Aos técnicos e estagiários dos laboratórios do IGc: FRX (Paulo Roberto e Paulinho), DRX (Flávio), Geoquímica (Sueli), Mev (Isaac, Jaqueline, Cecília e Rodolfo), Seção de Laminação (Luiz, Gatão e Paulo).

Ao Erickson e Pedro, da Seção de Informática do IGc, pela amizade e ajuda.

Finalmente, as pessoas responsáveis não somente pela a minha graduação mas por estarem presentes em todos os momentos, não apenas agradeço mas também dedico este trabalho a toda a minha família e em especial a minha mãe, Aparecida, meu pai, Sebastião, Dona Maria José (Dona Zezé) e ao Jone.

RESUMO

Nas áreas tropicais úmidas, o intemperismo profundo é generalizado e o manto de alteração constitui importante fonte de informações sobre as condições de evolução da paisagem. O planalto de Campos do Jordão foi provavelmente submetido a múltiplos episódios de intemperismo, após períodos de erosão que formaram diferentes níveis topográficos.

Este trabalho objetivou a obtenção de informações sobre perfis de intemperismo de três níveis topográficos nesse planalto (1640/60m, 1710/40m e 1800/20m), para caracterizar a evolução dos minerais primários e supérgenos e o comportamento geoquímico dos elementos, incluindo o reconhecimento de feições micromorfológicas indicativas dos processos intempéricos. Estas informações contribuirão, nas próximas etapas da pesquisa, ao entendimento da evolução do manto de intemperismo e suas relações com a morfogênese.

Foram utilizadas amostras de seis testemunhos de sondagens mecânicas nos três níveis mencionados, analisadas por difração de raios X, análise térmica, fluorescência de raios-X, microscopia eletrônica de varredura, microscopia óptica e análise granulométrica.

Caolinita e gibbsita são os principais minerais supérgenos. As observações permitem sugerir que a gibbsita seja resultado tanto da evolução direta de aluminossilicatos como da dessilicificação de argilominerais, em acordo com várias pesquisas anteriores.

Em geral, as tendências de evolução geoquímica e mineralógica são normais, sem descontinuidades, exceto o aparente truncamento do nível topográfico inferior, indicado por feições típicas de partes mais profundas, em posições mais rasas. Não foram identificadas características correlacionáveis a possíveis reaprofundamentos dos perfis dos níveis topográficos intermediário e inferior, resultados da erosão a partir da superfície mais alta e mais antiga.

ABSTRACT

In tropical wet regions, deep weathering is widely distributed and the weathered mantle is important source of informations about landscape evolution conditions. Campos do Jordão plateau was probably submitted to several weathering phases, after erosion periods which formed the different topographic levels.

The aim of this research was to obtain information about weathering profiles from the three topographic levels in this plateau (1640/60m, 1710/40m e 1800/20m), in order to characterize the evolution of primary and supergene minerals, and the geochemical behaviour of elements, including recognition of micromorphological features indicating weathering processes. These data will contribute, in next stages of the research, to the understanding of the weathering mantle evolution and the relations with the morphogenesis.

Samples from six drill holes collected made on the three topographic levels were analized using X-ray diffraction and fluorescence, thermal analysis, optical and scanning electron microscopy, and granulometric analysis.

Kaolinite and gibbsite are the main supergene minerals. The study suggests that gibbsite is directly formed from aluminum silicates and also from silica loosing of kaolinite, according to several prior researches.

In general, the trends of mineralogical and geochemical evolution are normal, without any discontinuities, except the apparent interruption of the lowest topographic level, as indicated by typical bottom features found in shallower positions. It was not found characteristics related to the possible weathering recovering over the profiles in the lowest and intermediate levels, which are result from erosion of the highest and oldest topographic surface.

ÍNDICE

1. Introdução	6
2. Objetivo.....	6
3. Localização	7
4. Revisão bibliográfica.....	7
a. Geomorfologia	7
b. Geologia.....	8
c. Clima, Intemperismo e Geomorfologia	8
d. Estudos Anteriores sobre Intemperismo e Geomorfologia no Planalto.....	9
5. Materiais e Método	10
6. Desenvolvimento do Trabalho.....	10
7. Amostragem dos Testemunhos de Sondagem.....	11
8. Resultados e Discussões.....	8
8.1. Mineralogia.....	8
8.2. Micromorfologia.....	21
8.3. Geoquímica.....	34
8.4. Granulometria.....	42
9. Considerações Finais.....	45
10. Referências Bibliográficas.....	47

Anexo I - Mapa de Localização dos Furos de Sondagem

Anexo II – Gráfico de Análise Térmica Diferencial e Gravimétrica (ATD-TG) dos Níveis Topográficos 1640/60m (perfis Mi2b e Mi15), 1710/40m (perfis Mi4c e Mi14), 1800/20m (perfis Mi6b e perfis Mi5b)

Anexo III – Composição Química em Porcentagem peso, para os elementos maiores, e em ppm, para Elementos Traços, dos Perfis dos Níveis Topográficos 1640/60m (perfis Mi2b e Mi15), 1710/40m (perfis Mi4c e Mi14), 1800/20m (perfis Mi6b e perfis Mi5b)

Anexo IV - Balanço Geoquímico dos Níveis Topográficos 1640/60m (perfis Mi2b), 1710/40m (perfis Mi4c e Mi14), 1800/20m (perfis Mi6b e perfis Mi5b)

Anexo V - Composição Química Expressa em Porcentagens Volumétricas ($\text{g}/100\text{cm}^3$) dos Níveis Topográficos 1640/60m (perfil Mi2b), 1710/40m (perfis Mi4c e Mi14), 1800/20m (perfis Mi6b e Mi5b)

Anexo VI – Cálculo da Densidade Aparente

1. Introdução

Os fenômenos de intemperismo têm numerosas implicações geomorfológicas, sendo reflexo e motor da morfogênese, principalmente nas áreas tropicais úmidas, onde o intemperismo profundo é generalizado e o manto de alteração constitui importante fonte de informações sobre as condições de evolução da paisagem.

A alteração em zonas tropicais, como é o caso em Campos do Jordão, pode atingir espessuras consideráveis, onde perfis podem ser poupados da erosão e registram a evolução dos fatores locais de intemperismo, principalmente os fatores climáticos. Estes registros podem ser ainda observados, quando não mascarados, pelo registro de superposição de novas condições. De acordo com Modenesi (1988a), o planalto de Campos do Jordão – CJ corresponde à área da Serra da Mantiqueira onde a individualidade climática e morfo-estrutural da paisagem se mantém com maior nitidez. Compreende apenas a parte mais elevada da Mantiqueira, situadas entre os rios Sapucaí-Mirim e Bicas, limitada a sudeste pela escarpa da Mantiqueira e a noroestes por festões escarpados, resultantes da dissecação efetuada pelas cabeceiras dos rios conseqüentes nas vertentes norte da serra da Coimbra, dos campos do Serrano e das serras da Pedra Branca, do Pouso Frio e da Água Limpa.

O planalto de Campos do Jordão foi provavelmente submetido a múltiplos episódios de intemperismo, que formaram produtos diferentes, resultantes da variação do relevo e das condições climáticas e de estabilidade tectônica. Sua posição como área fonte de sedimentos desde o Paleógeno deve implicar na existência de registros de intemperismo incompletos, interrompidos por eventos erosivos. Além disso, eventuais modificações de tipo geoquímico de alteração (condicionadas por alterações de clima e de posição topográfica) devem ter ficado registradas nos perfis intempéricos.

Assim, o estudo de detalhe das filiações minerais e da evolução geoquímica correspondente é fundamental para o estabelecimento de relações entre intemperismo profundo e formas de relevo, e ajudará a esclarecer a origem dos níveis escalonados (tratada em pesquisa mais ampla em andamento no IG-SMA e IGc-USP) e a aperfeiçoar o modelo de evolução do planalto desenvolvido anteriormente (Modenesi 1980, 1983, 1984, 1988a, 1988b, Modenesi-Gauttieri 2000, Modenesi-Gauttieri *et al.* 2002).

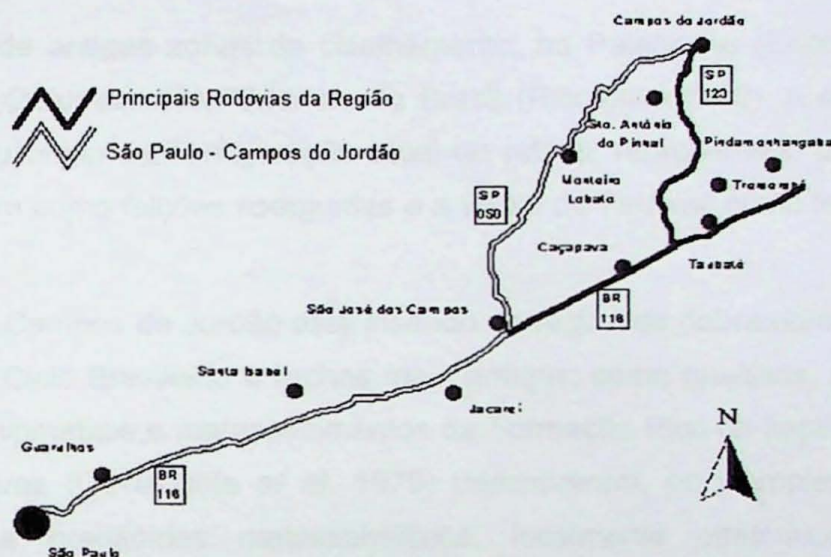
2. Objetivo

Dentro da seqüência de trabalhos do projeto "O manto de intemperismo e os níveis escalonados do planalto de Campos do Jordão: correlações e implicações na evolução da paisagem" (Auxílio FAPESP processo 03/00203-7), esta pesquisa de Trabalho de Formatura tem por objetivo tratar da parte referente à caracterização mineralógica, geoquímica e

micromorfológica dos materiais coletados em sondagens, com interpretações sobre a evolução dos minerais e da composição química dos materiais, que contribuirão à pesquisa mais ampla sobre a gênese e a evolução do manto de intemperismo e suas relações com fatores climáticos, geomorfológicos e de estabilidade tectônica (projeto FAPESP mencionado, coordenado pela Dra. May Christine Modenesi).

3. Localização

O planalto de Campos do Jordão está localizado na Serra da Mantiqueira, SP, e a cidade homônima, no planalto, tem coordenadas 22° 44' S e 45° 30' W.



O principal acesso é pela Rodovia Floriano Rodrigues Pinheiro (SP-123), que inicia no entroncamento da Rodovia Carvalho Pinto/Ayrton Senna, na altura do km 117 da Rodovia Presidente Dutra (BR-116). Esse entroncamento fica no sub-distrito de Quiririm, entre Taubaté e Caçapava. É uma rodovia sinuosa, turística, com belos mirantes para a região do Vale do Paraíba e Serra da Mantiqueira.

4. Revisão Bibliográfica

a. Geomorfologia

O planalto de CJ está situado no extremo sudoeste do bloco principal da Serra da Mantiqueira (Bloco Mantiqueira Oriental). A cimeira tem altitudes de 1900 a 1950 m, e os níveis topográficos decrescem para norte e noroeste com altitudes de 1800 a 1820 m, 1710 a 1740 m e 1640 a 1660 m, apresentando topos aplainados e bordas escarpadas.

A evolução geomórfica do bloco de montanha tropical reflete os efeitos da tectônica

inerentes à margem continental passiva da Placa Sul-Americana e às oscilações climáticas ocorridas no Quaternário (Modenesi-Gauttieri 2000). Nos topos nivelados e subnivelados deste planalto são encontrados indícios da antiga superfície de aplainamento do Japi, a superfície dos Campos (De Martonne 1943 *apud* Modenesi-Gauttieri *et al.* 2001).

De acordo com Modenesi-Gauttieri (2000), durante o Quaternário, o clima frio e úmido e as altitudes elevadas provocaram retrabalhamentos sobre antigos materiais nos diferentes níveis topográficos. No topo desses morros, os perfis do saprolito são caracterizados por solos rasos, com linha de seixos basal e rocha bastante alterada.

b. Geologia

A reativação de antigas zonas de cisalhamento, no Paleógeno (Eoceno-Oligoceno), deu origem ao Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini 1989). A evolução dessa feição tectônica deu origem à configuração atual do relevo, representado pelas Serras do Mar e da Mantiqueira como feições soerguidas e a Bacia de Taubaté como feição rebaixada (Hiruma 1999).

O planalto de Campos de Jordão está inserido na região de dobramentos que incluem rochas geradas no Ciclo Brasileiro e rochas mais antigas, como gnaisses, granitos, biotita xistos, quartzitos, migmatitos e metassedimentos da Formação Pico de Itapeva (Hasui *et al.* 1978). Outros autores (Cavalcante *et al.* 1979) descreveram, no Complexo Campos do Jordão, granitos e granitóides metassomáticos, localmente oftalmíticos, migmatitos bandados e dinamicamente deformados com porções micaxistas e localmente granitos gnáissicos.

c. Clima, Intemperismo e Geomorfologia

O clima é um fator importante no intemperismo, pois é uma forma de controle não só da temperatura como também na disponibilidade de água e ácidos orgânicos que permitem a aceleração das reações químicas intempéricas.

A alteração em zonas tropicais pode atingir espessuras consideráveis e seus perfis podem ser poupados da erosão, persistindo como registros da evolução dos fatores locais de intemperismo, principalmente os fatores climáticos. Estes registros podem ser ainda observados, quando não mascarados, pelo registro de superposição de novas condições.

Os fenômenos de intemperismo têm numerosas implicações geomorfológicas, sendo ao mesmo tempo reflexo e motor da morfogênese, principalmente nas áreas tropicais úmidas, onde o intemperismo profundo é generalizado e o manto de alteração constitui importante fonte de informações sobre as condições de evolução da paisagem. Assim, tem

forte influência na construção do relevo, formando o material que será trabalhado pelo ciclo de superfície. Poucos trabalhos têm estudado estas relações entre intemperismo e geomorfologia, mas algumas importantes interpretações têm sido feitas, com o desenvolvimento de modelos de alternância de ciclos de alteração profunda e denudação para a explicação da evolução dos relevos, conforme discute Thomas (1994).

A evolução do método de estudo dos materiais de intemperismo e dos conhecimentos sobre a geoquímica do manto de intemperismo e a gênese dos depósitos residuais, observada principalmente na segunda metade do século XX (McFarlane 1976, 1983, Millot 1983, Tardy & Nahon 1985, Oliver & Galloway 1990, Oliver 1991), também contribuiu para aumentar o interesse pelas relações entre intemperismo profundo e evolução do relevo.

d. Estudos Anteriores Sobre Intemperismo e Geomorfologia no Planalto (segundo Modenesi 1980, 1983, 1984, 1988a, 1988b, Modenesi-Gauttieri 2000 e Modenesi-Gauttieri *et al.* 2001)

A cimeira do planalto de Campos do Jordão (1900/1950m) ocorre subnivelada a altitudes que decrescem para norte e noroeste em três níveis escalonados, representados por morros a altitudes de 1800/20m, 1710/40m e 1640/60m. Na cimeira, os perfis de intemperismo são caracterizados por solos rasos, com linha de seixos basal, e rocha muito alterada.

Estudos efetuados anteriormente na porção sudeste do planalto (Modenesi 1980, 1983) reconheceram variações no tipo de evolução geoquímica e grau de intemperismo dos materiais superficiais (solos, depósitos e parte superior do saprólito) relacionadas à compartimentação geomorfológica e à dinâmica morfogenética. Entre o vale do Capivari e o Mirante do Itapeva, saprolito e solos rasos muito intemperizados são constituídos quase exclusivamente por quartzo, gibbsita e caolinita; vermiculitas aluminosas ocorrem na alteração incipiente de rochas granitóides e em alguns horizontes A dos solos. Ainda outros estudos realizados na Serra da Mantiqueira (Simas *et al.* 2005) indicam que esta região é caracterizada por uma intensa lixiviação, na qual a gibbsita é resultado da destruição de argilominerais 1:1 e também da evolução direta de aluminossilicatos, K-feldspato e plagioclásio. A profundidade da alteração é grande e parece maior acima dos 1800 m; rocha fresca aflora apenas em alguns setores incisos das vertentes. As relações observadas entre compartimentação e grau de alteração são nítidas no saprolito e pouco evidentes nos solos. A alteração é maior em topo e borda de interflúvio, com diminuição pouco nítida no setor mamelonado das vertentes e mais marcada nos setores dissecados – vertentes retilíneas e anfiteatros de erosão. No topo dos níveis, as características mineralógicas da parte superior do manto de intemperismo permitiram separar os materiais situados acima e abaixo de

1800m. Segundo os trabalhos mencionados, acima desta altitude, restos de lateritas alumino-ferruginosas ocorrem *in situ*, na borda do topo dos morros, representando o último estágio de evolução das rochas do planalto. Nos dois níveis inferiores, o grau de intemperismo é menor.

5. Materiais e Método

Foram utilizados materiais coletados dos testemunhos das sondagens mecânicas efetuadas nos três níveis topográficos do planalto (1640/60m, 1710/40m e 1800/20m), compondo perfis-tipo de cada um dos níveis (rocha sã, quando presente, rocha pouco alterada, isalterita, aloterita e solo).

O trabalho prático foi iniciado pela descrição dos testemunhos de sondagem para reconhecimento macroscópico dos materiais e de sua sucessão vertical. Após a descrição de cada testemunho, foi feita a seleção de amostras, representativas das várias fácies de alteração atravessadas em cada perfil-tipo, para os estudos mineralógicos, micromorfológicos e geoquímicos. Foi utilizada microscopia óptica (MO) sobre lâminas delgadas, difração de raios-X – DRX, análises térmicas diferenciais e gravimétricas – ATD-TG, fluorescência de raios-X (FRX) de parte das amostras coletadas, para análises químicas totais para cálculo de balanço geoquímico isovolume nas porções isalteríticas e ainda análises granulométricas para determinação do teor em argila. Foi também utilizada microscopia eletrônica de varredura (MEV) com sistema de análise química qualitativa por dispersão de energia (EDS), apenas para parte dos materiais, como complemento ao estudo micromorfológico por MO.

6. Desenvolvimento do Trabalho

O grande número de amostras coletadas e o atraso na confecção das lâminas delgadas (devido a problemas operacionais no processo de impregnação e na Seção de Laminação) fizeram com que as análises de FRX, ATD/TG e MEV/EDS fossem realizadas apenas no segundo semestre. Particularmente as análises ao MEV-EDS puderam ser realizadas apenas em amostras do nível topográfico 1640/60m (perfis Mi2b e Mi15), pois houve também uma greve que causou transtornos na agenda do laboratório. Considera-se que os dados obtidos foram suficientes para alcance dos objetivos propostos, embora fosse desejável um pouco mais de tempo após o término da fase de obtenção de dados para aperfeiçoamento das interpretações.

A seqüência de trabalhos desenvolvidos, além da revisão bibliográfica (A), que foi feito

ao longo deste trabalho, pode ser vista abaixo:

Atividade	jan/05	fev/05	mar/05	abr/05	mai/05	jun/05	jul/05	ago/05	set/05	out/05	nov/05	dez/05
A	X	X	X			X	X	X	X	X		
B	X	X										
C	X	X										
D	X	X										
E			X	X	X	X						
F								X	X			
G								X	X			
H							X	X	X			
I									X			
J					X	X				X	X	X
K											X	X

Tabela 1- Cronograma

A: revisão bibliográfica; B: descrição das amostras coletadas e separação de alíquotas para as diversas análises; C: moagem das amostras totais e frações para DRX, ATD-TG e FRX; D: impregnação de fragmentos indeformados para confecção de lâminas delgadas para estudos micromorfológicos; E: DRX; F: ATD/TG; G: FRX; H: microscopia óptica; I: microscopia eletrônica de varredura com EDS em fragmentos e lâminas delgadas; J: interpretação e integração dos resultados, redação do relatório de progresso e da monografia.; K: Montagem da apresentação da monografia.

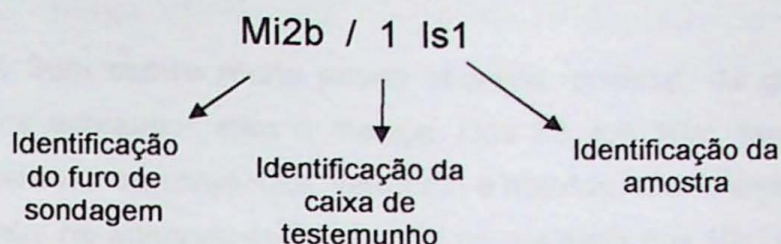
7. Amostragem e Descrição dos Testemunhos de Sondagem

Os materiais de estudo foram obtidos em sondagens feitas especificamente para retirada de testemunhos, a percussão, com amostrador Terzaghi e ensaios SPT (*Standard Penetration Test*), possibilitando a amostragem de materiais mais ou menos coesos, e rotativa com coroa diamantada, que possibilita a amostragem de materiais mais coesos como rocha sã a pouco alterada.

Estes testemunhos de sondagem foram coletados nos níveis topográficos 1640/60m, 1710/40m e 1800/20m; para cada nível foram realizados dois furos dispostos em localizações distintas. As amostras (número total de 75) foram coletadas diretamente das caixas de testemunhos, e foram selecionadas de modo a representarem as variações de tipo de material, utilizando-se principalmente a cor, a textura e a semelhança com a rocha. Na descrição dos materiais dos furos foram considerados as seguintes fácies:

- Rocha sã,
- Rocha pouco alterada,
- Isalterita – rocha alterada com estrutura preservada e
- Aloterita – rocha alterada com estrutura destruída
- Solo.

A identificação das amostras foi feita de acordo com o seguinte modelo:



O mapa com as localizações dos furos está no Anexo I e a seguir são apresentadas as descrições dos perfis.

Nível Topográfico 1640/60m

Perfil Mi2b

De 49,2 a 44m o material é um gnaiss pouco alterado. De 44 a 30,7m tem-se um material arenoso, muito friável, cuja cor varia de cinza a cinza avermelhada, interpretado como isalterita. De 30,7 a 10m ocorre uma isalterita, que varia de cinza esverdeado com bandas de cor vermelha clara e esbranquiçada a vermelho claro com bandas esbranquiçadas e com intercalações ora areno-argilosas ora argilo-arenosas. Acima dos 10m o material é uma aloterita de cor roxa com bandas esbranquiçadas e amareladas, friável e areno-argilosa.

Perfil Mi15

O furo atingiu 50m; desde esta profundidade até 48,6m ocorre um material classificado como aloterita de cor laranja escura, argiloso e friável. A partir dos 48,6m até os 22,9m (profundidade máxima que se teve recuperação dos testemunhos de furo de sondagem) tem-se uma isalterita com algumas particularidades ao longo furo em direção a superfície. Aos 40,1m ocorre um material arenoso, muito friável que varia de rosa a vermelho com leitos de cor marrom. De 40,1 a 22,9m o material passa a apresentar uma textura areno-argilosa e é menos friável.

Nível Topográfico 1.710/40m

Perfil Mi4c

De 38,6 a 37m ocorre rocha gnáissica pouco alterada de cor cinza com porções esbranquiçadas. De 37 a 28m ocorre isalterita de cor cinza clara a marrom, argilo-arenosa, friável a muito friável. De 28 a 25m o material foi caracterizado como aloterita, de cor bege a roxa, variando de friável a muito friável, argilo-arenosa, e de 25 a 3m esta aloterita passa a ficar vermelha. A partir de 3m tem-se um solo, vermelha a marrom, areno-argilosa a argilo-arenosa e friável.

Perfil Mi14

De 42,7 até 38m ocorre rocha pouco alterada, gnaiss, de granulação média a grossa, com porções esbranquiçadas e maciça. Dos 38 aos 10m, tem-se uma transição entre isalterita e aloterita e de cores roxa, vermelho e marrom, areno-argilosa, friável a muito friável. Neste intervalo. No intervalo entre 24 e 22 m, e a partir dos 10m ocorre uma aloterita de cor vermelha e marrom, areno-argilosa, friável a muito friável, e aos 3m adquire uma textura arenosa e torna-se pouco friável a friável.

Nível Topográfico 1.800/20m

Perfil Mi6b

De 32,6 a 28m ocorre rocha gnáissica pouco alterada; de 28 até 21m ocorre uma isalterita apresentando coloração cinza com porções vermelhas claras e friáveis. De 21 a 12m tem-se uma transição entre isalterita e aloterita, friável, argilo-arenosa, e a partir dos 12m até a superfície o material foi interpretado como aloterita com alternância entre argilo-arenosa e areno-argilosa, vermelha clara e vermelha escura, com porções esbranquiçadas, muito friável.

Perfil Mi5b

Da base do furo, a 46,8m de profundidade, até 47m, ocorre rocha gnáissica de granulação fina a média, porfírica; a partir de 47m ocorre uma isalterita, de cor cinza esverdeada, argilo-arenosa e friável, até aproximadamente 44m. Depois aparece uma rocha pouco alterada, no intervalo de 44 a 42m, e após este intervalo ocorre novamente a isalterita cor marrom, até 32m. Entre 32m e 20 m tem-se a presença da transição entre isalterita e aloterita de cor marrom e conforme se aproxima do topo apresenta uma coloração cinza roxeada passando de argilo-arenosa para arenosa e friável. De 20 a 3m, o material é uma aloterita, ora está vermelha ora marrom, e a partir de 3m tem-se um solo de cor laranja escura; em toda esta extensão, o material varia de friável a muito friável.

8. Resultados e Discussões

8.1. Mineralogia

O estudo mineralógico foi feito com base na identificação dos minerais por difração de raios-X (DRX), integrada às observações macroscópicas e ao estudo micromorfológico ao microscópio óptico (MO) e, para as amostras dos perfis Mi2b e M15, também ao microscópio eletrônico de varredura com análise química qualitativa (MEV-EDS). Foram também utilizadas análises térmicas obtidas em analisador térmico diferencial com

termobalança (ATD/TG) para obtenção das características térmicas dos materiais e da perda de massa com o aquecimento; estes dados dão indicação dos minerais secundários presentes, conforme dados de referência em Mackenzie (1957); as curvas de ATD/TG correspondentes estão no anexo II.

É importante destacar que minerais reconhecidamente presentes, como oxihidróxidos de ferro, além de minerais primários acessórios ou minerais secundários presentes em pequenas quantidades, mas que não foram detectados nas curvas de DRX, foram identificados nas lâminas delgadas e incorporados às tabelas de 2 a 9 de composição mineralógica das amostras.

A fração argila extraída de algumas amostras foi analisada por DRX, que indicou a presença de caolinita, gibbsita e fases com reflexões a 11-12Å e 24-26Å, identificadas como rectorita, um filossilicato interestratificado; este interestratificado ocorre apenas em algumas amostras, principalmente porções basais e intermediárias dos perfis.

Nível Topográfico 1640/60m

Perfil Mi2b

Quartzo (qtz) e muscovita ocorrem em todo o perfil; na rocha pouco alterada o quartzo é idioblástico e na isalterita e aloterita os grãos são irregulares e alguns chegam estão subarredondados devido a dissolução. A muscovita (ms) e apresenta-se desde idioblástica a subidioblástica, e ao longo do perfil ocorre a sua caolinitização, às vezes com a formação de pseudomorfos completos. A biotita (bt) apresenta caolinitização e ferruginização entre as lamelas.

O plagioclásio (pl), que é um oligoclásio de acordo com o teor de anortita, é idioblástico a subidioblástico, e é o primeiro mineral a alterar-se, existindo apenas na rocha pouco alterada. A sua alteração se inicia pelas fraturas e preenchimento das discontinuidades por material amorfo (isotrópico). O microclínio (mc), que é identificado até 30m, é subidioblástico a xenoblástico e se altera progressivamente como o plagioclásio. Não foram observadas feições que pudessem identificar a formação direta de minerais secundários a partir do plagioclásio e do microclínio.

A caolinita ocorre como pseudomorfos de mica, e foi identificada por DRX, MO, MEV e ATD-TG (pelos picos endotérmicos entre 504° C e 565° C). Quanto a gibbsita, neste perfil, só foi possível a sua identificação por DRX e ATD/TG, pelos picos endotérmicos de 261° C.

Amostra	Prof. (m)	Qtz	Mc	Pl	Bt	Ms	Kln	Gbs	Comportamento térmico (°C)	Perda de massa
Mi2b/3LS1	48									
Mi2b/3LS2	44								565	1,2%
Mi2b/3LS3	37									
Mi2b/2LS4	31								563	0,7%
Mi2b/2LS5*	30									
Mi2b/2LS6	26								504	6,0%
Mi2b/2LS7	23									
Mi2b/2LS8	19									
Mi2b/2LS9	15									
Mi2b/2LS10	3,5								261 / 499	11,3%

Tabela 2 - Identificação dos minerais (quartzo-qtz, microclínio-mc, plagioclásio-pl, biotita-bt, muscovita-ms, caolinita-kln, gibbsita-gbs) por DRX, MO e MEV do perfil Mi2b. (*): amostra com ocorrência de interestratificado.

Perfil Mi15

Neste perfil, foram coletadas amostras apenas entre 50m e 22,9 m de profundidade, pois, a partir daí, não foi possível a recuperação de material no furo de sondagem.

Quartzo e mica (muscovita e biotita) são encontrados em todo o perfil. Os grãos de quartzo estão irregulares e apresentam aspectos de dissolução.

O microclínio, que é identificado até 34m, apresenta grãos subangulosos e toma-se cada vez mais fraturado com preenchimento das discontinuidades por material amorfo (isótropo). Os minerais opacos, que podem ser magnetita, alteram-se preferencialmente pelas bordas dando origem a materiais ferruginosos.

A alteração da biotita e se dá com o início da separação e deformação das lamelas e posteriormente com a caolinitização. No caso da biotita chega a formar materiais ferruginosos entre as lamelas.

Os minerais secundários identificados foram a caolinita que foi formada principalmente a partir da biotita e da muscovita. A gibbsita foi identificada principalmente por DRX, MEV e ATD/TG (pelos picos endotérmicos entre 266° C e 289° C) e ocorre de modo irregular em todo o perfil, sendo identificada a 41m, entre 34m e 25m e a 23,9m de profundidade.

Amostras	Prof. (m)	Qtz	Mc	Bt	Ms	Kln	Gbs	Comportamento térmico (°C)	Perda de massa
Mi15/2Ls69	45								
Mi15/2Ls70	41							565	2,1%
Mi15/2Ls71	39								
Mi15/1Ls72	34							266 / 563	2,1%
Mi15/1Ls73	26.5								
Mi15/Ls74	25							281 / 490	12,5%
Mi15/Ls75	23.9							289 / 563	18,1%

Tabela 3 - Identificação dos minerais (quartzo-qtz, microclínio-mc, plagioclásio-pl, biotita-bt, muscovita-ms, caolinita-kln, gibbsita-gbs) por DRX, MO e MEV no perfil Mi15.

Nível topográfico 1710/40m

Perfil Mi 4c

Os cristais de quartzo são subidioblástico a xenoblástico, e conforme o perfil de alteração evolui os grãos ficam subarredondados devido a dissolução.

Enquanto o plagioclásio ocorre a 38 m e é subidioblástico, o microclínio ocorre até 38m e depois no topo. Na rocha pouco alterada o microclínio encontra-se como porfiroblastos, e ao longo do perfil ocorre o preenchimento progressivo das fraturas por material amorfo que pode ter caolinita associada.

Ocorre a separação e deformação das lamelas da biotita e da muscovita e também a caolinitização destes cristais de mica. Enquanto a muscovita ocorre em todo o perfil, a biotita foi observada apenas até os 30m.

Neste perfil, foi possível a identificação de gibbsita não somente por DRX, mas também por MO entre os cristais de quartzo. Os cristais de magnetita são subidioblásticos a xenomórficos na rocha pouco alterada e ao longo do perfil os seus grãos são irregulares.

A caolinita é observada como pseudomorfos de mica (transformação) e também ocorre como neoformação. Foi possível a identificação da gibbsita por DRX, MO (entre os cristais de quartzo) e ATD/TG (pelos picos endotérmicos entre 250° C e 273° C).

Amostra	Prof. (m)	Qtz	Mc	Pl	Bt	Ms	Kln	Gbs	Comportamento térmico (°C)	Perda de massa
Mi4c/4LS23	38									
Mi4c/3LS24	35,2								250 / 477	8,7%
Mi4c/3LS25	34,2									
Mi4c/3LS26*	32,5									
Mi4c/2LS27	31,5								247 / 490	8,2%
Mi4c/2LS28*	30									
Mi4c/2LS29	27									
Mi4c/1LS30	17								273 / 504	11,2%
Mi4c/1LS31	3									
Mi4c/1LS32	1,5								269 / 489	14,7%

Tabela 4- Identificação dos minerais (quartzo-qtz, microclínio-mc, plagioclásio-pl, biotita-bt, muscovita-ms, caolinita-kln, gibbsita-gbs) por DRX, MO e MEV no perfil Mi4c. (*): amostra com ocorrência de interestratificado.

Perfil Mi14

Minerais primários como quartzo e mica (muscovita e biotita) ocorrem em todo o perfil. O quartzo é subidioblástico na rocha pouco alterada, e ao longo do perfil de alteração, na isalterita e aloterita, os grãos estão subangulosos a arredondados devido a dissolução,

A muscovita e biotita na rocha pouco alterada apresentam bordas levemente corroídas. Conforme evolui o perfil de alteração ocorre a separação e deformação das suas lamelas e a caolinitização.

Enquanto o plagioclásio ocorre apenas na base do perfil, a 42m, o microclínio foi identificado até os 27m, e neste intervalo a sua alteração tem início pelas fraturas com preenchimentos das discontinuidades por material amorfo.

Os minerais opacos, que podem ser magnetita, são subidiomórfico na rocha pouco alterada. A alteração da magnetita tem início pelas bordas e alguns cristais formam goethita como pseudomorfo com a geometria original preservada.

Foi observada a formação de caolinita principalmente a partir da biotita e muscovita, além de alguns cristais neoformados. A gibbsita foi observada principalmente pela DRX, ATD/TG (pelos picos endotérmicos entre 244° C e 291° C) e em MO, entre cristais de quartzo.

Amostra	Prof. (m)	Qtz	Mc	Pl	Bt	Ms	Kln	Gbs	Gt	Comportamento térmico (°C)	Perda de massa
Mi14/5LS52	42										
Mi14/5LS53*	40									567	1,0%
Mi14/5LS54	37										
Mi14/4LS55	32,1										
Mi14/4LS56	27										
Mi14/4LS57	24									268 / 505	11,6%
Mi14/3LS58	22,5										
Mi14/3LS59	21,31										
Mi14/3LS60	19,2										
Mi14/3LS61	16										
Mi14/2LS62	15									244 / 496	9,2%
Mi14/2LS63	10,5										
Mi14/2LS64	8										
Mi14/1LS65	3,9										
Mi14/1LS66	1,7									291	20,0%
Mi14/1LS67	0,1										

Tabela 5- Identificação dos minerais (quartzo-qtz, microclínio-mc, plagioclásio-pl, biotita-bt, muscovita-ms, caolinita-kln, gibbsita-gbs, goethita-gt) por DRX, MO e MEV no perfil Mi14. (*): amostra com ocorrência de interestratificado.

Nível Topográfico 1800/20m

Perfil Mi6b

O quartzo é xenoblástico e ao longo do perfil apresenta aumento de fraturas, com preenchimento de material amorfo, e apresentam formas arredondadas. A muscovita ocorre em todo o perfil enquanto que a biotita foi identificada por MO até os 13m. Estes cristais de mica na rocha pouco alterada são subidioblásticos a xenoblásticos e a alteração tem início com a separação e deformação das lamelas e a sua caolinitização.

O plagioclásio e o microclínio foram identificados até os 27m e apresentam bordas irregulares, pouco fraturados com preenchimento de material amorfo ao redor e em alguns pontos dos cristais.

Os minerais opacos, provavelmente magnetita, são subidioblásticos a xenoblásticos na rocha pouco alterada. A sua alteração tem início pelas bordas e alguns cristais chegam a formar goethita como pseudomorfo com a geometria original preservada..

A gibbsita foi observada principalmente pela DRX, ATD/TG (pelos picos endotérmicos entre 259° C e 278° C), e a caolinita além da identificação por DRX pode ser observada como pseudomorfos de biotita e muscovita.

Amostra	Prof. (m)	Qtz	Mc	Pl	Bt	Ms	Kln	Gbs	Gt	Comportamento térmico (°C)	Perda de massa
Mi6b/4LS11	30										
Mi6b/4LS12	27										
Mi6b/4LS13*	25									252 / 484 / 565	7,9%
Mi6b/3LS14	23										
Mi6b/3LS15	17										
Mi6b/3LS16	16									278 / 494 / 564	13,4%
Mi6b/2LS17	13										
Mi6b/2LS18	8										
Mi6b/2LS19	7										
Mi6b/1LS20	4										
Mi6b/1LS21	2										
Mi6b/1LS22	0,3									259/ 510	9,1%

Tabela 6- Identificação dos minerais (quartzo-qtz, microclínio-mc, plagioclásio-pl, biotita-bt, muscovita-ms, caolinita-kln, gibbsita-gbs, goethita-gt) por DRX, MO e MEV no perfil Mi6b. (*): amostra com ocorrência de interestratificado.

Perfil Mi5b

O quartzo é xenoblásticos e ocorre em todo o perfil. A muscovita e a biotita ocorrem em cristais subidioblásticos e encontram-se nos interstícios entre os grãos de hornblenda e quartzo; conforme o perfil de alteração evolui, ocorre ainda mais a separação e deformação de suas lamelas e a caolinitização com formação de pseudomorfos. A muscovita ocorre em todo o perfil enquanto a biotita não aparece a partir de 1,5m, ou seja, somente na superfície.

Hornblenda idioblástica está presente na rocha sã com cristais fraturados. A alteração se dá por estas fraturas e pelos planos de clivagem, com a formação de uma fase muito fina, que não foi identificada.

O microclínio e o quartzo são subidioblásticos, com bordas pouco corroídas, ficando, com a evolução da alteração, mais fraturados e dissolvidos e com preenchimento das discontinuidades por material amorfo. O plagioclásio foi identificado apenas na base do perfil, por DRX.

Neste perfil, ocorrem muito poucos cristais de minerais opacos, que são xenoblásticos e alteram-se dando origem a materiais ferruginosos sem boa cristalização.

Foi observada a formação de caolinita principalmente a partir da biotita e muscovita, além de alguns cristais neoformados. A gibbsita foi observada principalmente por DRX e ATD/TG (pelos picos endotérmicos entre 249° C e 272° C).

Amostra	Prof. (m)	Qtz	Mc	Pl	Hbl	Bt	Ms	Kln	Gbs	Comportamento térmico (°C)	Perda de massa
Mi5b/6LS33	46										
Mi5b/5LS34*	45									249 / 481	6,4%
Mi5b/5LS35	43,5										
Mi5b/5LS36*	42,2										
Mi5b/5LS37	41										
Mi5b/4LS38	38									234 / 566	3,2%
Mi5b/4LS39	37,5										
Mi5b/4LS40	35										
Mi5b/4LS41	32										
Mi5b/3LS42	30,5									272 / 563	14,1%
Mi5b/3LS43	23										
Mi5b/3LS44	21										
Mi5b/2LS45	18										
Mi5b/2LS46	15										
Mi5b/2LS47	12,5										
Mi5b/2LS48	11									515	9,9%
Mi5b/1LS49	6,5										
Mi5b/1LS50	3,5										
Mi5b/1LS51	1,5										

Tabela 7- Identificação dos minerais (quartzo-qtz, microclínio-mc, plagioclásio-pl, biotita-bt, muscovita-ms, caolinita-kln, gibbsita-gbs) por DRX, MO e MEV no perfil Mi5b. (*): amostra com ocorrência de interestratificado.

A composição mineralógica das amostras é condizente com os trabalhos anteriores e com o esperado para os perfis de intemperismo na situação da área de estudo. Na distribuição dos minerais secundários, chamam a atenção algumas constatações:

- a ocorrência de gibbsita não é contínua ao longo de alguns perfis (um perfil do nível mais baixo, Mi15, e, de forma mais evidente, num perfil do nível mais alto, Mi5b), em suas partes alteradas, o que pode ser explicado pelo fato de que algumas amostras deviam ser representativas de zonas mais quartzosa da rocha.

- a caolinita, por outro lado, apresenta distribuição mais homogênea, sendo mais raras as amostras que não a contêm.

- oxihidróxidos de ferro geralmente não são identificados por DRX, provavelmente devido a um conjunto de fatores (podem ser mal cristalizados e podem não ter sido detectados pela técnica, já que as análises difratométricas foram realizadas com radiação produzida por tubo de Cu).

8.2. Micromorfologia

No estudo micromorfológico, as relações entre as fases primárias e secundárias permitem reconstituir a evolução morfológica, mineralógica e geoquímica dos materiais. Inclui a microscopia óptica (MO) sobre lâminas delgadas e a microscopia eletrônica de varredura (MEV) com sistema de análise química qualitativa por dispersão de energia (EDS), (que, neste trabalho, foi utilizada apenas para os perfis Mi2b e Mi15).

A interpretação micromorfológica levou em consideração o reconhecimento dos minerais primários, de feições identificadas como resultado de alteração intempérica, e dos minerais secundários, com suas feições de instalação e relações com os materiais primários, com as interpretações possíveis sobre filiação mineralógica.

As feições micromorfológicas observadas, que denotam a intensidade da alteração intempérica e, portanto, têm significado na interpretação dos materiais, foram:

- 1** - início de dissolução de mineral primário
- 2** - formação de mineral secundário associado a alteração de mineral primário
- 3** - pseudomorfos (plasma primário) completos
- 4** - feições de iluviação (plasma secundário) independentes da alteração dos minerais vizinhos
- 5** - fundo matricial do solo com estrutura porfiroscúlica
- 6** - fundo matricial do solo com estrutura aglomeroplásmica

As etapas acima representam a evolução intempérica, incluindo algo da evolução pedogenética também. Os algarismos 1 a 6 serão utilizados nas figuras de síntese dos seis perfis estudados, para auxiliar a rápida visualização das feições micromorfológicas que representam a evolução dos materiais. De certa forma, as etapas 1 a 3 são associadas a alteração crescente dos minerais primários, a etapa 4 já representa maior evolução, embora possa estar presente em materiais pouco alterados, já que a iluviação pode ser proveniente

de partes superiores do perfil, e as etapas 5 e 6 representam, simplificadaamente, etapas de reorganização pedogenética crescente.

As descrições a seguir foram feitas levando em conta as feições acima, e de acordo com as similaridades entre as amostras, conforme a evolução do perfil de alteração.

Nível Topográfico 1640/60 M

Mi2b (49,2)

- **48,2m:** Rocha pouco alterada (Fotos 1 e 2), gnaiss de granulação média, estrutura bandada, constituída por quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita, muscovita e minerais opacos (magnetita). Ocorrem bandas formadas por quartzo, plagioclásio e microclínio onde estes cristais são idioblásticos a subidioblásticos e bandas formadas por muscovita, em cristais idioblásticos, e biotita e magnetita em cristais subidimórficos a xenomórfico.
- **44m a 31m:** Isalterita com início da formação de plasma secundário constituído de material amorfo e talvez caolinita. A granulação e a quantidade de mica (biotita e muscovita) diminui, da base para o topo. As bordas dos cristais de microclínio começa a apresentar feições de dissolução, que foram observadas ao MO e ao MEV (Fotos 3 e 4), e formação de material amorfo (isótropo) nas discontinuidades de alguns grãos, segundo um padrão geométrico irregular (linear cruzado irregular, segundo Delvigne 1998). O quartzo está um pouco dissolvido e às com presença de material amorfo entre as fraturas. Ocorre a caolinitização da muscovita e principalmente da biotita. Nestes cristais de mica também tem a separação das lamelas, e entre elas ocorre ferruginização a partir da biotita. A alteração da magnetita se dá pelas bordas com a formação de material ferruginoso.
- **29m a 15m:** Isalterita com plasma secundário, em zonas regulares, constituído de material ferruginoso, caolinita e pode ter gibbsita devido a sua identificação nas análises de DRX. Ocorrem esqueletos de quartzo, biotita e muscovita, nas regiões onde a presença de material ferruginoso é menor. Tem-se caolinitização da biotita e principalmente da muscovita. Conforme o perfil evolui até a superfície, o quartzo apresenta-se mais dissolvido com formas subarredondadas (Foto 5). O microclínio apresenta-se muito fraturado com preenchimento das discontinuidades por material amorfo (Foto 6).
- **3,5m até a superfície:** Aloterita apresenta textura porfiroscúlica, com esqueleto de quartzo e muscovita e plasma secundário homogêneo (Foto 10), constituído de material ferruginoso, caolinita e talvez gibbsita. Os cristais de muscovita estão pouco alterados a

alterados (Foto 7), com as bordas irregulares, ocorrência de caolinitização e formação de pseudomorfos (Fotos 8 e 9). Os grãos de quartzo estão irregulares e alguns estão subarredondados.

Mi15 (50m)

A 49m (amostra Mi15/2LS68) tem a presença de um material de composição diferente, que se trata de uma aloterita com plasma secundário muito rico em ferro e em algumas regiões com titânio (MEV-EDS). Ocorrem pseudomorfos que podem ser de piroxênio e de olivina (Foto 11). Este material pode ser de um dique de rocha ultramáfica que o furo de sondagem atingiu.

A partir dos 45m até 23,9m (profundidade máxima que se teve recuperação dos testemunhos) tem-se uma isalterita, com estruturas preservadas de um gnaiss, aonde o plasma secundário (Foto 12) é constituído de material ferruginoso, caolinita e gibbsita (Foto 13). Os cristais de quartzo ficam mais desagregados e com as bordas irregulares devido a dissolução. O microclínio fica cada vez mais fraturado com preenchimento das descontinuidades por material amorfo (Foto 14). Ocorre a separação das lamelas e caolinitização da biotita (Foto 15) e da muscovita. Os materiais ferruginosos originaram a partir dos minerais opacos (magnetita) e da biotita.



Foto1-: Rocha pouco alterada com quartzo (qtz), biotita (bt) e Plagioclásio (pl).



Foto 2: Rocha pouco alterada com muscovita (ms).



Foto 3: Isalterita com microclínio (mc) em início de alteração com material amorfo nas fraturas.

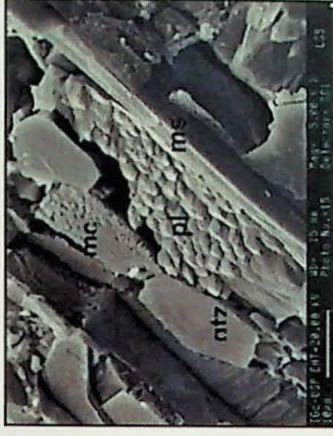


Foto4: Isalterita com plagioclásio (pl) e microclínio (mc) com as superfícies irregulares e cristais de quartzo (qtz) e Muscovita (ms).



Foto 5: Isalterita com quartzo (qtz) parcialmente dissolvido.

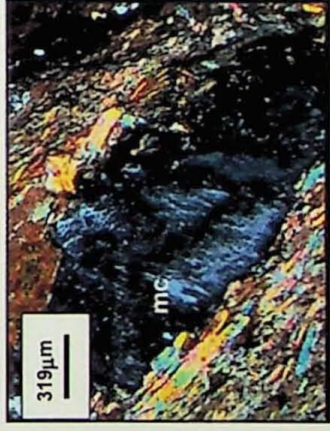


Foto 6: Isalterita com porfiroblasto de microclínio (mc) com preenchimento de material amorfo.

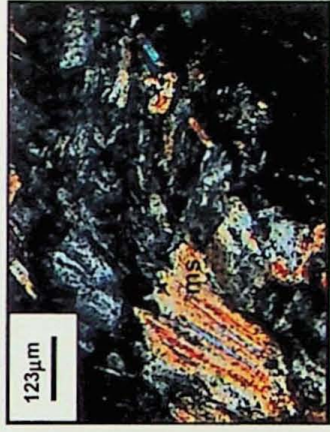


Foto 7: Aloterita muscovita(ms) com caolinitização.

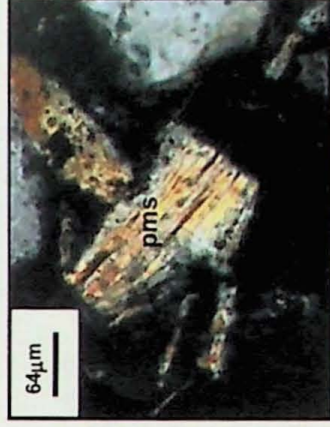


Foto 8: Aloterita com pseudomorfo de muscovita (pms).



Foto 9: Aloterita com caolinita (kln) como pseudomorfo.



Foto 10: Aloterita com esqueleto de muscovita (ms) e com plasma secundário.



Foto 11: Aloterita com pseudomorfos de olivina (ol) e piroxênio (ppx).



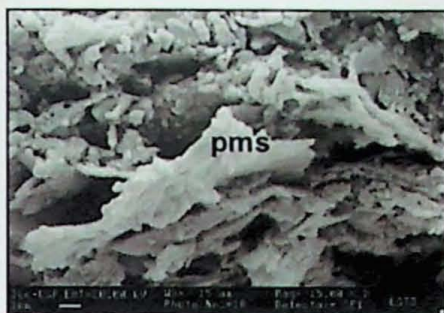


Foto 12: Isalterita com plasma secundário com placas de pseudomorfo de muscovita (pms).

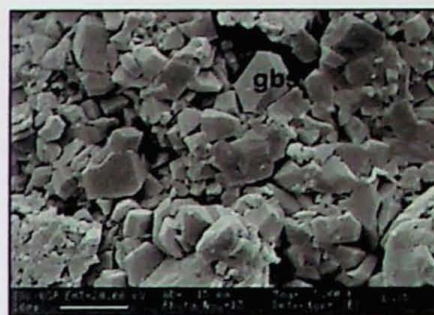


Foto 13: Isalterita com gibbsita (gbs).



Foto 14: Isalterita com microclínio (mc) dissolvido.

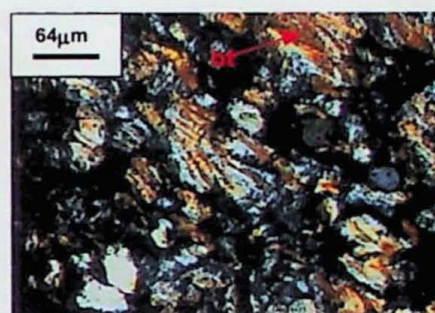


Foto 15: Isalterita com biotita (bt) com caolinitização.

Mi4c (38,5m)

- **38m:** Rocha pouco alterada (Foto 16), estrutura xistosa, granulação fina a média e constituída por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, muscovita e minerais opacos (magnetita). Nota-se o início da formação de um plasma secundário constituído de material amorfo e caolinita. Os cristais de quartzo são subidioblástico e estão em veios. O microclínio encontra-se como porfiroblastos; alguns estão com o aspecto de dissolução observado a partir de mudanças em suas propriedades ópticas como uma leve mudança na birrefringência. Os de muscovita são subidioblásticas e apresentam início de alteração devido as mudanças nas suas características ópticas. Os cristais de biotita estão idioblásticos enquanto que os cristais de magnetita são subidioblásticos a xenomórficos.

- **35m a 30m:** Isaterita com plasma secundário em zonas irregulares e em zonas regulares constituído de material ferruginoso, caolinita e pode ter gibbsita, identificada através da DRX. A alteração do microclínio evolui ao longo do perfil, observada pelo preenchimento progressivo das fraturas por material amorfo (Foto 17) e pode ter caolinita associada. Neste intervalo observa-se separação e deformação das lamelas e a caolinitização tanto da muscovita quanto da biotita (Foto 18). Perpendicularmente entre os espaços dessas lamelas tem-se caolinita neoformada (Foto 19). Os grãos de quartzo estão desagregados e entre eles há presença, além de material amorfo, de gibbsita.

- **24m:** Aloterita com plasma secundário constituído de material ferruginoso e caolinita. Pode ocorrer a presença de gibbsita e também de caolinita em concentrações do plasma aonde a quantidade de material ferruginoso é menor, quando comparada com o restante. Os grãos de quartzo estão totalmente desagregados, irregulares e por vezes subarredondados devido a dissolução. A muscovita ora encontra-se pouco alterada ora está totalmente alterada com caolinitização. Não foi observada a presença de biotita neste intervalo.

- **12m a 4m:** Aloterita com estrutura aglomeroplásmica (Foto 20), aonde se tem o início da separação plasma secundário, pelo material ferruginoso, o que pode ser o início da pedogênese. Neste intervalo, ocorre a caolinitização da muscovita e a biotita e a formação de pseudomorfos. Presença de fissuras intracristalinas, entre os cristais de quartzo, constituída de material amorfo e pode ter caolinita associada.

- **1,5m:** Solo com plasma secundário homogêneo e constituído principalmente por material ferruginoso. Apresenta estrutura porfiroscúlica (Foto 21). Nota-se a presença de microclínio, fraturado com preenchimento das descontinuidades por material amorfo.

Mi14 (42,5m)

- **42m a 40m:** Rocha pouco alterada (Foto 22), gnaiss de granulação média a grossa, constituída de quartzo, microclínio como porfiroblatos, muscovita, biotita, plagioclásio, mineral opaco (magnetita). Começa a ter ferruginização a partir da biotita e da magnetita enquanto que alguns cristais de muscovita estão com as bordas levemente corroídos. Os grãos de microclínio e o plagioclásio estão irregulares com as bordas corroídas. Os cristais de quartzo são subidioblásticos e em veios. A muscovita é subidioblástica e está presente no contato entre os cristais de quartzo.
- **37m:** Isalterita com esqueleto de quartzo, muscovita e biotita e plasma secundário homogêneo (Foto 23), constituído por materiais ferruginosos, caolinita e provavelmente gibbsita, identificada por DRX, mas não individualizada ao MO. As lamelas da biotita estão pouco deformadas, com ferruginização entre elas, e alguns cristais exibem caolinitização. A muscovita apresenta perturbações em suas propriedades ópticas, como abaixamento da birrefringência e caolinitização incipiente. Nota-se, com grande frequência, a ocorrência de feições de dissolução e formação de manchas ferruginosas em volta dos minerais opacos, mostrando sua grande contribuição para a ferruginização dos materiais intemperizados. O quartzo está subarredondado devido a dissolução.
- **32m a 27m:** Isalterita a aloterita, com esqueleto de quartzo e principalmente de muscovita. O plasma secundário passa a se organizar em zonas regulares ora com muito material ferruginoso ora com pouco. Ocorre a caolinitização da muscovita com a formação de pseudomorfos (Foto 24). O quartzo passa a apresentar características de dissolução mais marcantes, como perturbações nas propriedades ópticas e cristais desagregados. Tem a ocorrência de cristais de microclínio fraturados com preenchimento das descontinuidades por material amorfo.
- **24m:** Aloterita com estrutura porfiroscúlica, com esqueleto de quartzo e muscovita e com plasma secundário homogêneo. Os cristais de quartzo estão com aspecto de dissolução e pouco desagregados com o espaço preenchido principalmente por material ferruginoso. Nesta profundidade tem a presença de restos de minerais opacos que envolta tem concentrações de materiais ferruginosos. A muscovita apresenta as mesmas características que as descritas no nível anterior. Não foi observada a presença de biotita.

- **22,5m a 10,5m:** Isalterita a aloterita com plasma secundário mais definido, mas nota-se que os materiais ferruginosos estão dispostos segundo a foliação da rocha sã, mostrando ainda uma xistosidade incipiente. Alguns destes materiais ferruginosos, que podem ser provenientes da biotita e de minerais opacos, chegam a cristalizar e a formar goethita. A alteração dos minerais opacos se dá pelas bordas e pelas fraturas, segundo um padrão geométrico irregular (linear cruzado irregular, segundo Delvigne 1998). O quartzo fica cada vez mais desagregado e mais dissolvido. Ocorre caolinitização a partir da biotita e da muscovita e formação de pseudomorfos. A 16m tem-se um contato entre esta transição e aloterita, o que caracteriza ainda mais a heterogeneidade do perfil. Esta aloterita tem esqueleto de quartzo e muscovita, e plasma secundário constituído de materiais ferruginosos, caolinita e gibbsita.
- **8m a 4m:** Aloterita com material secundário constituído de materiais ferruginosos, gibbsita e caolinita. Presença de pseudomorfos de biotita onde as lamelas são pouco separadas e entre elas ocorre ferruginização e chegam a formar goethita. Presença de gibbsita, e pode ter caolinita associada (Foto 25). Tem-se também a formação de caolinita a partir da muscovita, formando pseudomorfos, e caolinita neoformada.
- **1,7m até a superfície:** Aloterita com esqueleto de quartzo e muscovita, e plasma secundário com estrutura aglomeroplásmica e constituído de materiais ferruginosos, gibbsita e caolinita. Presença de pseudomorfo de minerais opacos (Foto 26) com a geometria original preservada. No seu entorno assim como entre os cristais de quartzo tem-se gibbsita (Foto 27). Nesta profundidade ainda se observa a separação e deformação das lamelas de muscovita e a sua caolinitização.



Foto 16: Rocha pouco alterada, com quartzo (qtz), microclínio (mc) e biotita.



Foto 17: Isalterita com microclínio (mc) com dissolução.

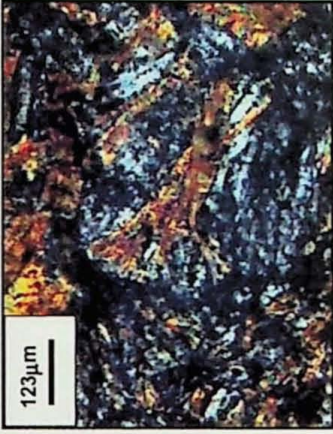


Foto 18: Isalterita com biotita com Caolinitização.



Foto 19: Isalterita com caolinita (kln) neoformada entre as lamelas de muscovita (ms).



Foto 20: Aloterita com estrutura aglomeroplásmica.

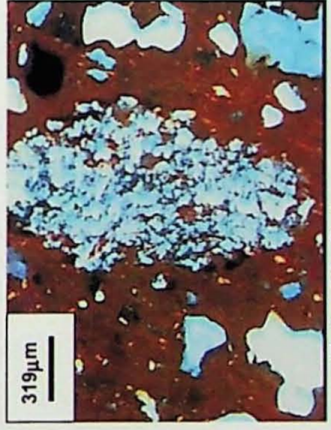


Foto 21: Solo com estrutura porfirósquica.



Foto 22: Rocha pouco alterada com quartzo (qtz), biotita (bt) e muscovita (ms).

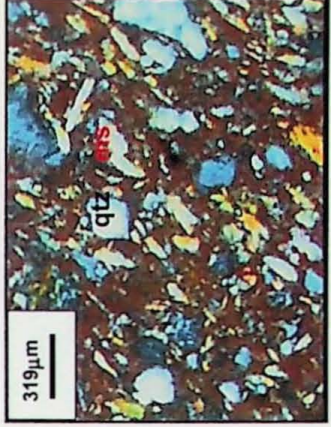


Foto 23: Aloterita com plasma secundário e esqueleto de quartzo (qtz) e muscovita (ms).



Foto 24: Isalterita a aloterita com pseudomorfo de muscovita.



Foto 25: Aloterita com pseudomorfo de biotita e gibbsita(gbs).



Foto 6: Aloterita com goethita

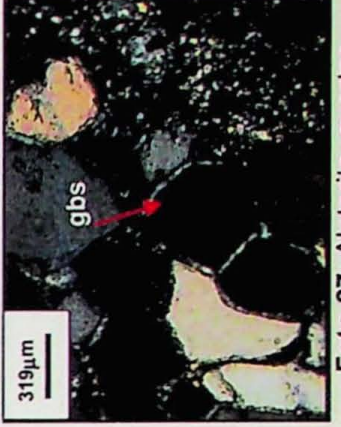


Foto 27: Aloterita, quartzo desagregado com gibbsita (gbs) entre os cristais

Nível Topográfico 1800/20 M

Mi6b (32,8m)

- **30m:** Rocha pouco alterada, gnaiss de granulação média a grossa, textura granoblástica, constituída de quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, muscovita e mineral opaco (magnetita). Nota-se o início da ferruginização que é proveniente da biotita. O microclínio e o plagioclásio têm bordas irregulares, com perturbações nas suas características ópticas e com material amorfo ao seu redor e no interior dos cristais em pontos regulares (segundo Delvigne 1998)(Fotos 28 e 29). A muscovita, quartzo e minerais opacos ainda não apresentam indicação de alteração e são subidioblásticos a xenoblásticos.

- **27m a 23 m:** Isalterita com plasma secundário ainda não tão desenvolvido, ora está presente em zonas regulares ora em regiões concordante com a foliação. O microclínio torna-se mais fraturado com formação de material amorfo e materiais ferruginosos nas descontinuidades, segundo um padrão geométrico irregular (linear cruzado irregular, segundo Delvigne 1998). Os cristais de quartzo ora estão pouco agregados (Foto 30), com preenchimento de material amorfo entre os grãos, ora estão muito desagregados com as bordas irregulares devido a dissolução (Foto 31). Ocorre caolinitização da muscovita e da biotita. Presença de ferruginização entre as lamelas da biotita.

- **17m a 16 m:** Isalterita a aloterita onde o plasma secundário ocorre em zonas regulares e irregulares, delimitado muitas vezes pelos veios de quartzo. É constituído de material ferruginoso, caolinita e gibbsita. Neste intervalo, há a ferruginização e formação de goethita entre as lamelas de biotita (Foto 32). O quartzo apresenta bordas irregulares com golfo de dissolução constituído de material amorfo.

- **12,7m a superfície:** Aloterita com estrutura aglomeroplásmica, com plasma secundário ora encontra-se em zonas ora encontra-se disperso. Ocorrem zonas com maior concentração de muscovita pouco alterada a totalmente alterada, que tem início de caolinitização (Foto 33) pelas bordas e às vezes formação de pseudomorfos. O quartzo está bem fraturado com preenchimento nas descontinuidades por material amorfo. Não é possível mais observar biotita, pois originou materiais ferruginosos e caolinita formando ou não pseudomorfos.

Mi5b (46,8 m)

- **46m:** Rocha sã, gnaiss, granoblástica, constituída de e hornblenda (Foto 34), quartzo, microclínio, quartzo, muscovita e biotita. Os cristais de anfibólio são idióblásticos a subidioblástico e os cristais de quartzo são xenoblásticos. Os cristais de muscovita e biotita são subidioblásticos e encontram-se nos interstícios entre os grãos de hornblenda e quartzo.
- **45m:** Isalterita com início da formação de plasma secundário. Ocorre o início da separação das lamelas e caolinitização da biotita (Foto 35). Pode ser observada a formação de material secundário com uma fase muito fina, não foi identificada, nas descontinuidades da hornblenda (Foto 36), segundo Delvigne 1998, ora apresenta um padrão linear cruzado irregular, ora cruzamento linear regular pelos planos de clivagem. Os grãos de quartzo estão pouco fraturados e desagregados com a formação de golfo de dissolução. Presença de restos de plagioclásio onde se tem material amorfo e pode ter caolinita associada.
- **43,5m:** Rocha sã a pouco alterada, granoblástica (Foto 37), constituída de microclínio, quartzo e biotita. Há o início da formação de materiais ferruginosos a partir da biotita. Microclínio e quartzo são subidioblásticos e as suas bordas estão um pouco corroídas.
- **42m a 32m:** Isalterita com início da formação de plasma secundário. O quartzo e o microclínio ficam mais fraturados e mais dissolvidos com preenchimento das descontinuidades por material amorfo. Os materiais ferruginosos são formados a partir da biotita e de opacos. Ocorre a caolinitização da muscovita e biotita e formação de pseudomorfos.
- **30m a 21m:** isalterita a aloterita com plasma secundário constituído por materiais ferruginosos, caolinita e gibbsita. Presença de biotita com lamelas separadas e entre elas tem a formação de materiais ferruginosos e gibbsita (Foto 38). Os minerais opacos têm maior contribuição na formação de materiais ferruginosos. Ocorrem poucos cristais

de muscovita neste intervalo e estes estão muito alterados com caolinitização e alguns chegam a formar pseudomorfos. O quartzo está totalmente desagregado e subarredondados.

- **18m a 3,5m:** aloterita, com plasma secundário constituído por material ferruginoso e principalmente por caolinita e gibbsita. O quartzo está subarredondado a arredondado devido a dissolução. Ocorrem cristais de biotita, ainda preservados, com granulação grossa, diferente do que foi encontrada até agora. Entre a lamelas de biotita é possível identificar caolinita e gibbsita. A muscovita apresenta as mesmas características que no intervalo anterior.
- **1,5m:** solo com estrutura porfirosquélica, com esqueleto de muscovita e quartzo, plasma secundário constituído principalmente por material ferruginoso. Presença de caolinita como pseudomorfos de muscovita (Foto 39).



Foto 28: Rocha pouco alterada com microclínio (mc) em início de dissolução.



Foto 29: Rocha pouco alterada com plagioclásio (pl) em início de dissolução.

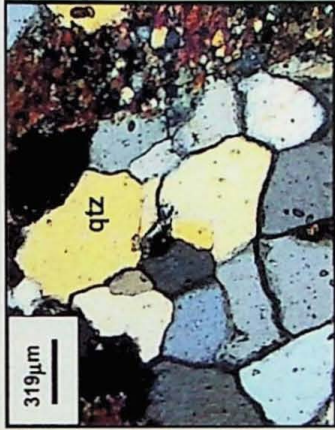


Foto 30: Isalterita com quartzo (qtz) desagregados e preenchimento de material amorfo entre os cristais.



Foto 31: Isalterita com quartzo (qtz) com aspecto de dissolução.



Foto 32: Isalterita a aloterita com coethita



Foto 33: Aloterita com muscovita (ms) em início de caolinitização.

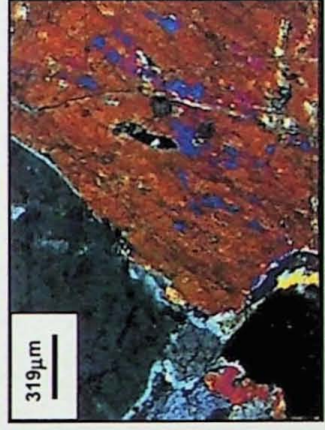


Foto 34: Rocha sã com cristais de horblenda.



Foto 35: Isalterita com biotita com as bordas sendo caolinitizadas.



Foto 36: Isalterita com hornblenda um material de fase fina nas descontinuidades.

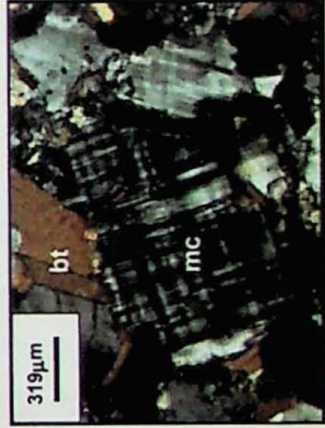


Foto 37: Rocha sã a pouco alterada, microclínio (mc) e biotita (bt).



Foto 38: Isalterita a aloterita, biotita (bt) com gibbsita e caolinita entre as lamelas.



Foto 39: Solo, pseudomorfo de muscovita (ms).

Os estudos micromorfológicos permitem algumas considerações de síntese sobre a alteração dos minerais primários e formação dos minerais supérgenos.

Os feldspatos, plagioclásio e microclínio, apresentam início de alteração logo próximo à base dos perfis. Considerando a evolução de baixo para cima, o plagioclásio desaparece totalmente antes do microclínio, que pode persistir até o topo, no caso do perfil Mi6b. Nas fases iniciais de alteração, observa-se a formação de material isótropo nas discontinuidades de ambos os minerais. Este material desaparece em direção ao topo dos perfis. Não foram observados os produtos de alteração dos feldspatos de forma que pudesse ser estabelecida uma relação direta de filiação. Caolinita e gibbsita ocorrem desde partes relativamente profundas dos perfis, o que pode levar à interpretação de que são minerais formados pela alteração dos feldspatos. No entanto, não foram observadas relações espaciais diretas entre estes minerais secundários e os feldspatos.

Os minerais micáceos (biotita e muscovita) também apresentam diferenciação na alteração, sendo a muscovita bem mais resistente ao intemperismo. Diferentemente dos feldspatos, a alteração das micas forma minerais supérgenos evidentemente relacionados. A biotita forma produtos ferruginosos nos espaços interlamelares e caolinita transformada. Além disso, pode também apresentar gibbsita neoformada em discontinuidades intra e intercristalinas. A muscovita forma pseudomorfos caoliníticos e, às vezes, com caolinita neoformada em discontinuidades. Os pseudomorfos micáceos ocorrem principalmente até as partes intermediárias dos perfis, e de forma menos comum nas partes superiores, onde encontram-se deformados. No perfil Mi2b (nível topográfico mais baixo), ocorrem pseudomorfos completos e bem preservados até cerca de 12m de profundidade, ou seja, em porções mais rasas do que nos outros níveis.

Os minerais opacos (basicamente magnetita) apresentam comportamento irregular em relação ao intemperismo. Podem mostrar início de alteração, com ferruginização do entorno, já em partes profundas dos perfis, como também podem resistir aparentemente pouco alterados até o topo dos perfis. Nos dois perfis do nível topográfico intermediário (1710/40m) foram observados pseudomorfos bem formados constituídos por goethita.

O quartzo, muito abundante, mas irregularmente distribuído pela heterogeneidade litológica, pode mostrar sinais de dissolução já na base dos perfis, embora, pela sua resistência e quantidade, ocorra de forma importante em todos os níveis de alteração de todos os perfis. Em algumas amostras somente dos perfis do nível topográfico intermediário (1710/40m) foi observada a neoformação de gibbsita em discontinuidades intercristalinas em agregados de quartzo, indicando iluviação do Al.

O plasma secundário é constituído basicamente por material ferruginoso, caolinítico e gibbsítico. Quando caolinítico, o plasma secundário apresenta-se mais ferruginoso, pois a caolinita associa-se de forma mais estreita aos produtos ferruginosos.

Apesar de terem sido coletadas amostras de pequena profundidade nos testemunhos de sondagem em que houve recuperação, não são comuns feições e estruturas pedológicas que pudessem informar sobre a reorganização pedogenética dos materiais. A recuperação de material nas sondagens começou a 10cm, 30cm, 1,5m, 3,5m e 24m nos diversos perfis, o que mostra que na maioria deles não houve possibilidade de coleta de material muito superficial. Entretanto, foram observadas, em algumas amostras, sinais de estruturas pedológicas, como estrutura porfirosquélica (típica de etapa menos intensa) e aglomeroplásmica (típica de etapa mais intensa de reorganização pedogenética). A análise da distribuição destas estruturas mostrou que a porfirosquélica ocorre em todos os níveis topográficos, enquanto a aglomeroplásmica ocorre apenas nos níveis 1710/40m e 1800/20m. Estas observações podem ter relação com o caráter retrabalhado pela erosão do nível mais baixo.

8.3. Geoquímica

Foram realizadas análises químicas totais em amostras selecionadas de cada testemunho de sondagem, com base na heterogeneidade de composição mineralógica, de modo a incluir diferentes tipos de materiais alterados e diferentes proveniências, em termos dos diferentes tipos litológicos presentes como rochas de origem dos perfis.

O conjunto de análises químicas, incluindo elementos maiores (porcentagens em peso), menores e traços (ppm), encontra-se no anexo III.

Composição química global dos perfis

Com relação aos elementos maiores, todos os perfis mostram comportamento normal para perfis de alteração em clima tropical ou subtropical, ou seja: Si tem uma diminuição absoluta, o Al tem um aumento relativo, Fe mantém-se constante, os alcalinos e alcalino-terrosos tem uma diminuição absoluta no início e depois se matem constante, o P e o Ti mantêm-se constante.

As eventuais discordâncias dizem respeito ou à heterogeneidade da rocha (amostras mais quartzosas, por exemplo, entre amostras menos quartzosas) ou à associação com minerais acessórios, como devem ser os casos do Ti e do P, em que a irregularidade de distribuição pode ter efeitos na tendência de comportamento ao longo do perfil.

Quanto aos elementos traços, seria necessário um tratamento estatístico dos dados para busca das correlações entre os elementos químicos, o que poderia ser associado à presença de determinados minerais essenciais ou acessórios.

Balanço Geoquímico

As análises químicas referentes às amostras com características isalteríticas foram utilizadas para cálculo de balanço geoquímico isovolume, para identificação das perdas e ganhos das substâncias envolvidas. Foi utilizado o método de Millot & Bonifas (1955), conforme o trabalho de Groke (1981). Outros tipos de balanço geoquímico podem ser utilizados, como os balanços isoelementos, onde se considera que alguns elementos são imóveis (por exemplo, o Ti). Gresens (1967) utiliza cálculos de balanço geoquímico para minerais e rochas afetados por alteração metassomática, mas seu método não foi aplicado nesta pesquisa, pois seria necessário maior tempo e mais análises, o que não era possível para este trabalho.

Para o balanço isovolume, o primeiro passo é a determinação da densidade aparente dos materiais considerados com preservação do volume inicial, ou seja, amostras de isalterita.

Densidade aparente

O cálculo da densidade aparente (Anexo VI) foi feito com determinação da massa e do volume de fragmentos das amostras, em duas repetições para isalterita e apenas uma vez para aloterita. A determinação para amostras de aloterita foi feita apenas para verificação do aumento de densidade aparente, o que foi confirmado, mostrando que a perda das estruturas primárias corresponde realmente a um processo de compactação do material, contribuindo para o abaixamento do relevo. Para as determinações repetidas, nas amostras de isalterita, houve pouca variação dos valores de massa e de volume. As médias foram utilizadas para os cálculos posteriores.

Os valores de densidade aparente, representados no gráfico D.A. *versus* profundidade, apresentam leves oscilações ao longo dos perfis, com tendência decrescente da base para o topo, nas porções isalteríticas, com exceção do perfil Mi15, cuja tendência da curva é crescente, provavelmente por ser mais intensa a reorganização promovida pelos processos pedogenéticos, diminuindo a porosidade e, conseqüentemente, aumentando a densidade aparente. Desta forma, a densidade aparente mostra-se como um bom índice de alteração neste material, apesar da heterogeneidade litológica; os comentários correlacionam este parâmetro com a friabilidade, outro parâmetro indicativo da intensidade de alteração. Os valores médios obtidos encontram-se nas figuras 1 a 3.

Perfil Mi2b

Os valores máximos da densidade aparente são de $2,6 \text{ g/cm}^3$ a 48,2 m, em rocha pouco alterada (pouco friável), e $1,92 \text{ g/cm}^3$ a 19 m, em isalterita (friável), e o valor mínimo é de $1,68 \text{ g/cm}^3$ a 26,3 m, em isalterita (friável).

Perfil Mi15

Os valores máximos são de $1,97 \text{ g/cm}^3$ a 45m e $2,04 \text{ g/cm}^3$ a 2 m, e o valor mínimo é de $1,56 \text{ g/cm}^3$ a 41m. Tanto os valores máximos quanto os valores mínimos o material correspondente é uma isalterita com o mesmo nível de friabilidade.

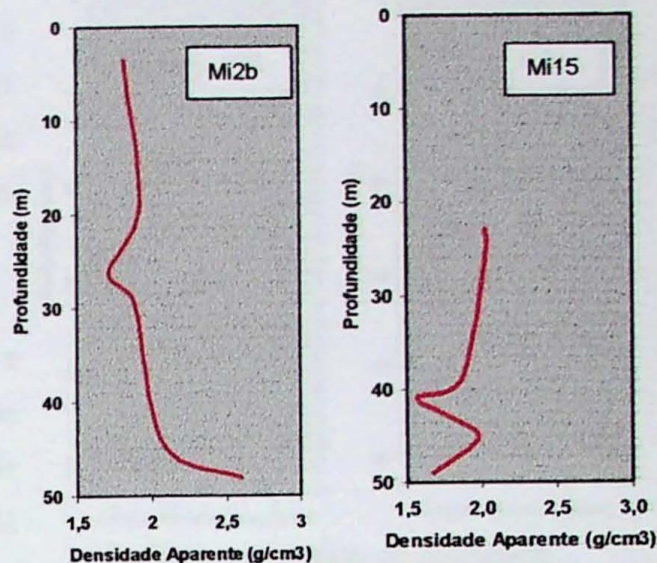


Figura 1: Gráficos da densidade aparente x profundidade dos perfis Mi2b e Mi15

Perfil Mi4c

Os valores máximos são de $2,38 \text{ g/cm}^3$ a 38m, em rocha pouco alterada, e $1,89 \text{ g/cm}^3$ a 27m, em isalterita (friável a muito friável), e o valor mínimo é de $1,68 \text{ g/cm}^3$ a 1,5 m, em solo (muito friável).

Perfil Mi14

Os valores máximos são de $2,59 \text{ g/cm}^3$ a 42 m, em rocha pouco alterada, e $1,98 \text{ g/cm}^3$ a 22,5m, em aloterita (friável a muito friável), e o valor mínimo é de $1,05 \text{ g/cm}^3$ a 27m, em transição entre isalterita e aloterita (friável a muito friável).

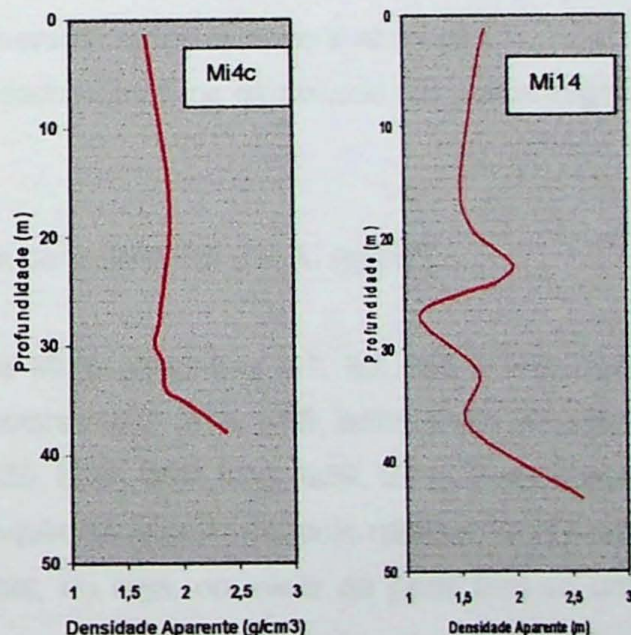


Figura 2: Gráfico da densidade aparente x profundidade dos perfis Mi4c e mi14

Perfil Mi6b

Os valores máximos são de $2,44\text{g/cm}^3$ a 30m, em rocha pouco alterada, $2,11\text{g/cm}^3$ a 25 m. isalterita (friável), e $1,83\text{g/cm}^3$ a 16m, em transição entre isalterita e aloterita (muito friável), e o valor mínimo é de $1,56\text{g/cm}^3$ a 23 m, em isalterita.

Perfil Mi5b

Os valores máximos são de $3,04\text{g/cm}^3$ a 46m, em isalterita, e $2,3\text{g/cm}^3$ a 21m, em transição isalterita a aloterita (friável), e o valor mínimo é de $1,53\text{g/cm}^3$ a 21m, em transição isalterita a aloterita (pouco friável a friável).

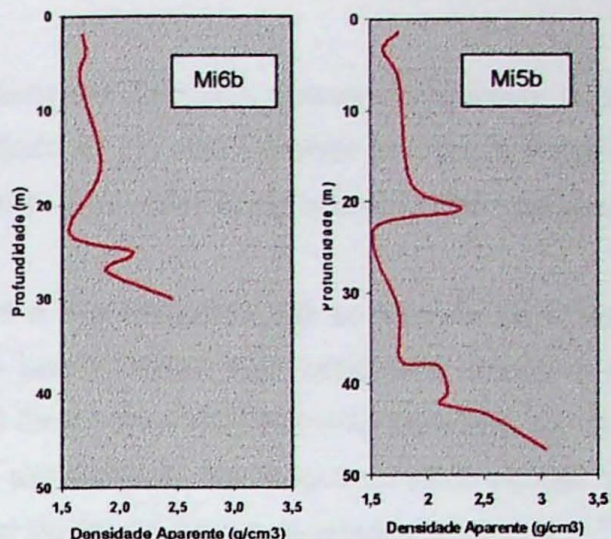


Figura 3: Gráfico da densidade aparente x profundidade dos perfis Mi6b e Mi5b

Balanco isovolume

O balanço geoquímico isovolume (Anexo IV) é representado graficamente nas figuras 4 a 8, relacionando a variação dos teores absolutos (porcentagens volumétrica) (Anexo V) dos diversos óxidos em função da profundidade. Desta forma, tem-se caracterizado o comportamento dinâmico dos diversos óxidos durante a alteração.

O cálculo isovolume foi feito a partir de dados químicos expressos em porcentagens volumétricas, obtidos da seguinte forma:

$$\% \text{ volumétrica (g/100 cm}^3\text{)} = \% \text{ em peso (g/100g)} \times \text{D.A. (g/cm}^3\text{)}$$

Os cálculos foram feitos para os perfis Mi2b (amostras Is1, Is2, Is5 e Is6), Mi4c (amostras Is23, Is24, Is25, Is27, Is28), Mi14 (amostras Is52, Is54, Is55, Is56), Mi6b (amostras Is11, Is12, Is13, Is14) e Mi5b (amostras Is33, Is35, Is36, Is37, Is38, Is39, Is41). Para o perfil Mi15 não foi realizado o cálculo de balanço geoquímico isovolume, pois não apresenta uma continuidade em suas características isalteríticas, ou seja, no início do perfil tem-se uma aloterita seguida de isalterita.

Seguem as interpretações do balanço geoquímico isovolume para cada perfil com comentários sobre o comportamento dos principais elementos químicos envolvidos, da base para o topo da porção isalterítica de cada perfil; os gráficos das figuras 4 a 8 mostram a variação das porcentagens volumétricas dos óxidos dos elementos maiores calculadas a partir dos teores em porcentagens em peso e da densidade aparente.

Perfil Mi2b

O silício, em uma primeira etapa, apresenta um aumento, pouco significativo, e isto possivelmente está relacionado a maior quantidade de quartzo no nível em que a amostra foi coletada; depois diminui gradativamente devido a dissolução do quartzo, observada em MO.

O alumínio, no geral, diminui inicialmente e fica constante até ao topo do perfil; isto significa manutenção, já que é um elemento pouco móvel nas condições normais de intemperismo em climas tropical e subtropical. O ferro tem comportamento semelhante, com diminuição inicial seguida de aumento pouco significativo. As irregularidades iniciais de comportamento destes dois elementos devem ser devidas à heterogeneidade litológica.

O manganês, titânio e o fósforo mantêm-se constantes, o que também é uma característica normal destes elementos devido à sua baixa mobilidade.

O cálcio e o sódio diminuem consideravelmente e depois se mantêm constantes, em teores bem baixos. Isto é devido a serem elementos muito móveis. O potássio apresenta diminuição mais lenta que o Ca e Na, provavelmente devido à sua capacidade de fixação temporária nos minerais secundários, por um lado, e, por outro, devido à alteração mais lenta de um de seus minerais primários de origem, a muscovita.

A quantidade de água cresce gradativamente o que explica maior formação de minerais supérgenos, hidratados.

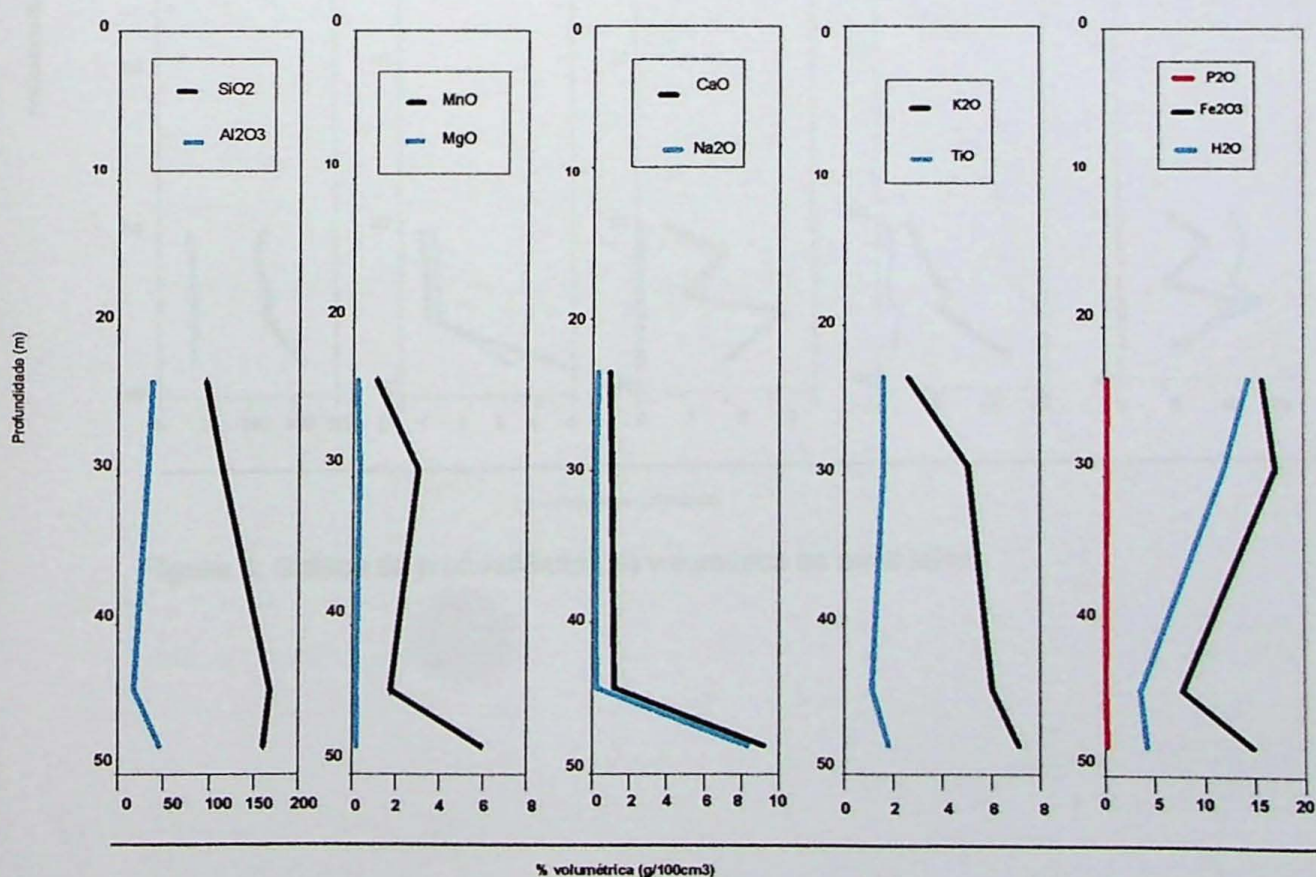


Figura 4: Gráfico da profundidade (%) volumétrica do perfil Mi2b

Perfil Mi4c

O silício diminui com algumas irregularidades, mas isto é devido a heterogeneidade da rocha, que pode variar a quantidade principalmente de quartzo.

O alumínio mantém-se praticamente constante. Neste perfil o ferro apresenta um aumento inicial seguido de uma diminuição pouco significativa.

O titânio, manganês e o fósforo mantêm-se constantes ao longo do perfil.

O cálcio e o sódio diminuem consideravelmente e depois se mantêm constantes, enquanto o potássio diminui mais lentamente.

O magnésio diminui, mas com irregularidades ao longo do perfil que pode estar relacionado a maior quantidade de minerais magnesianos como, por exemplo, a biotita.

A quantidade de água aumenta, com algumas irregularidades ao longo do perfil, e pode ser explicado pela menor e maior presença de minerais supérgeos, hidratados.

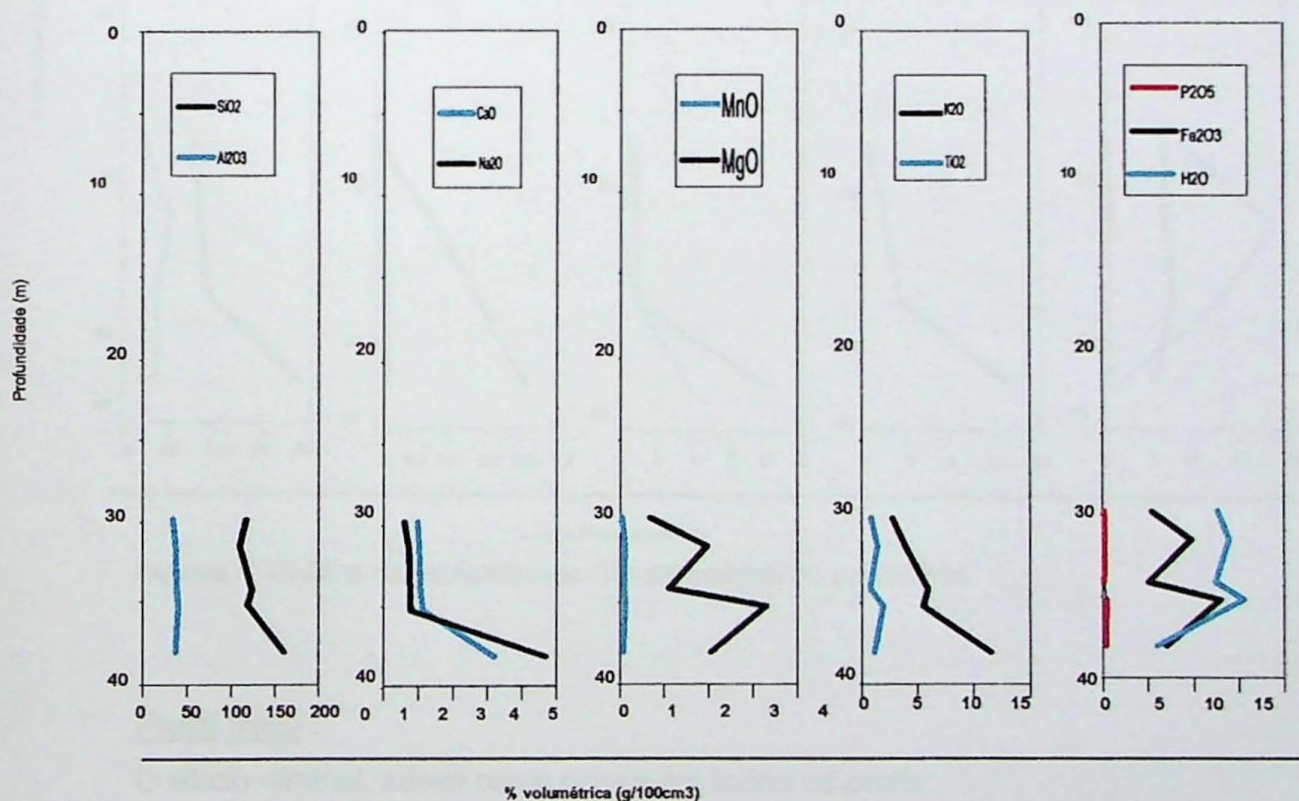


Figura 4: Gráfico da profundidade (%) volumétrica do perfil Mi4c

Perfil Mi14

O silício diminui consideravelmente, o que pode representar a maior dissolução do quartzo.

O alumínio e ferro mantêm-se praticamente constante.

O cálcio e o sódio têm o mesmo comportamento que no perfil anterior, ou seja, diminui consideravelmente e depois mantêm-se praticamente constante, enquanto o potássio e o magnésio diminuem consideravelmente.

O titânio, manganês e o fósforo mantêm-se constantes com pequenas irregularidades.

A água, no geral, aumenta com algumas irregularidades.

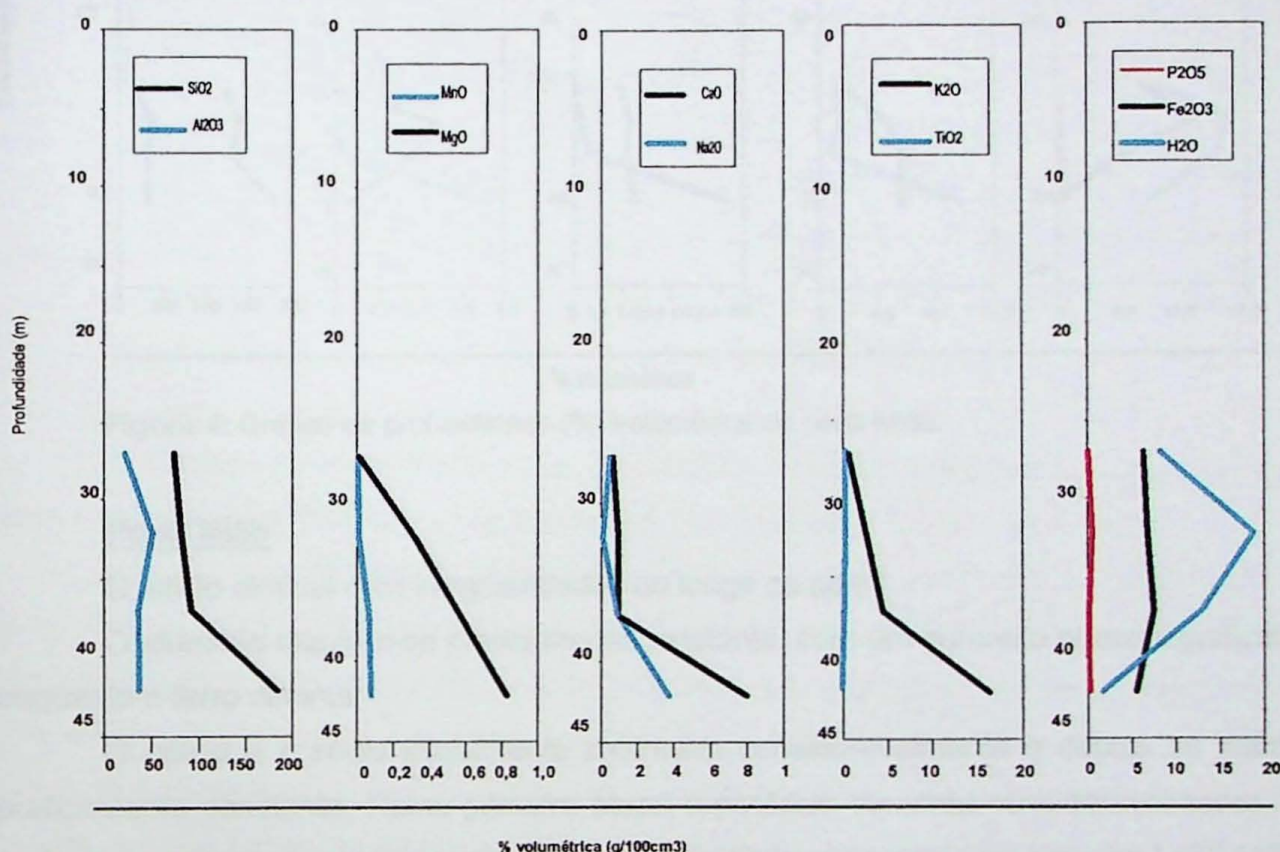


Figura 4: Gráfico da profundidade (%) volumétrica do perfil Mi14.

Perfil Mi6b

O silício diminui, assim como ocorre em todos os perfis.

O alumínio mantém-se praticamente constante enquanto o ferro tem um pequeno aumento, que se dá pela heterogeneidade da rocha.

Neste perfil o comportamento dos elementos alcalinos foi um pouco diferente, pois enquanto o sódio diminui consideravelmente o cálcio mantém-se constante; e o potássio inicialmente se mantém constante seguido de uma diminuição. O magnésio tem um aumento significativo, mas depois diminui consideravelmente.

O titânio e o fósforo mantêm-se constantes, com pequenas irregularidades enquanto o manganês diminui consideravelmente.

A água tem um aumento com algumas irregularidades devido a presença e ausência de minerais supérgenos hidratados..

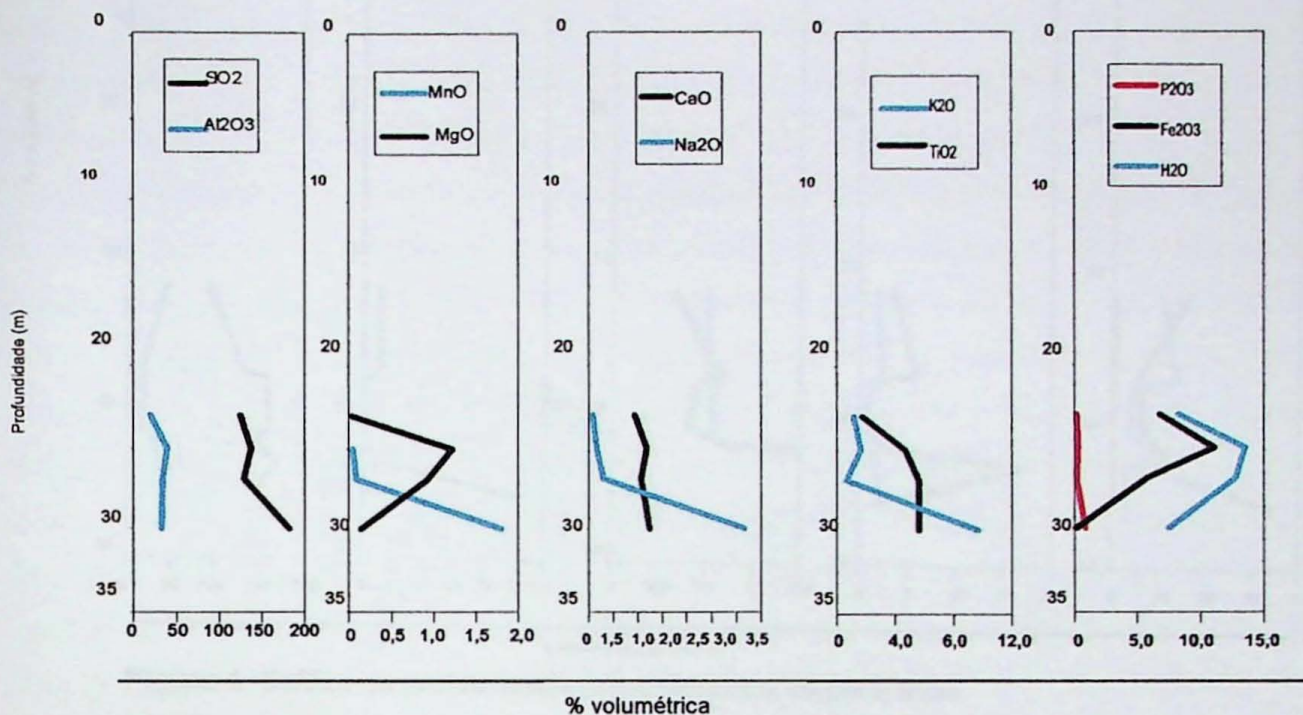


Figura 4: Gráfico da profundidade (%) volumétrica do perfil Mi6b.

Perfil Mi5b

○ silício diminui com irregularidades ao longo do perfil.

○ alumínio mantém-se praticamente constante, com um aumento pouco significativo, enquanto o ferro diminui.

○ o cálcio e o sódio inicialmente diminuem consideravelmente e depois se mantêm praticamente constante. Numa primeira etapa o potássio aumenta consideravelmente, isto pode ser explicada por maior quantidade de microclínio encontrado na amostra Ls35 (43,5m de profundidade), depois o K diminui com irregularidades ao longo do perfil, mas com um aumento pouco significativo. O magnésio diminui consideravelmente e depois se mantém praticamente constante.

○ titânio, manganês e o fósforo mantêm-se constantes, com pequenas irregularidades.

A água aumenta consideravelmente, devido a o aumento de minerais supérgenos hidratados.

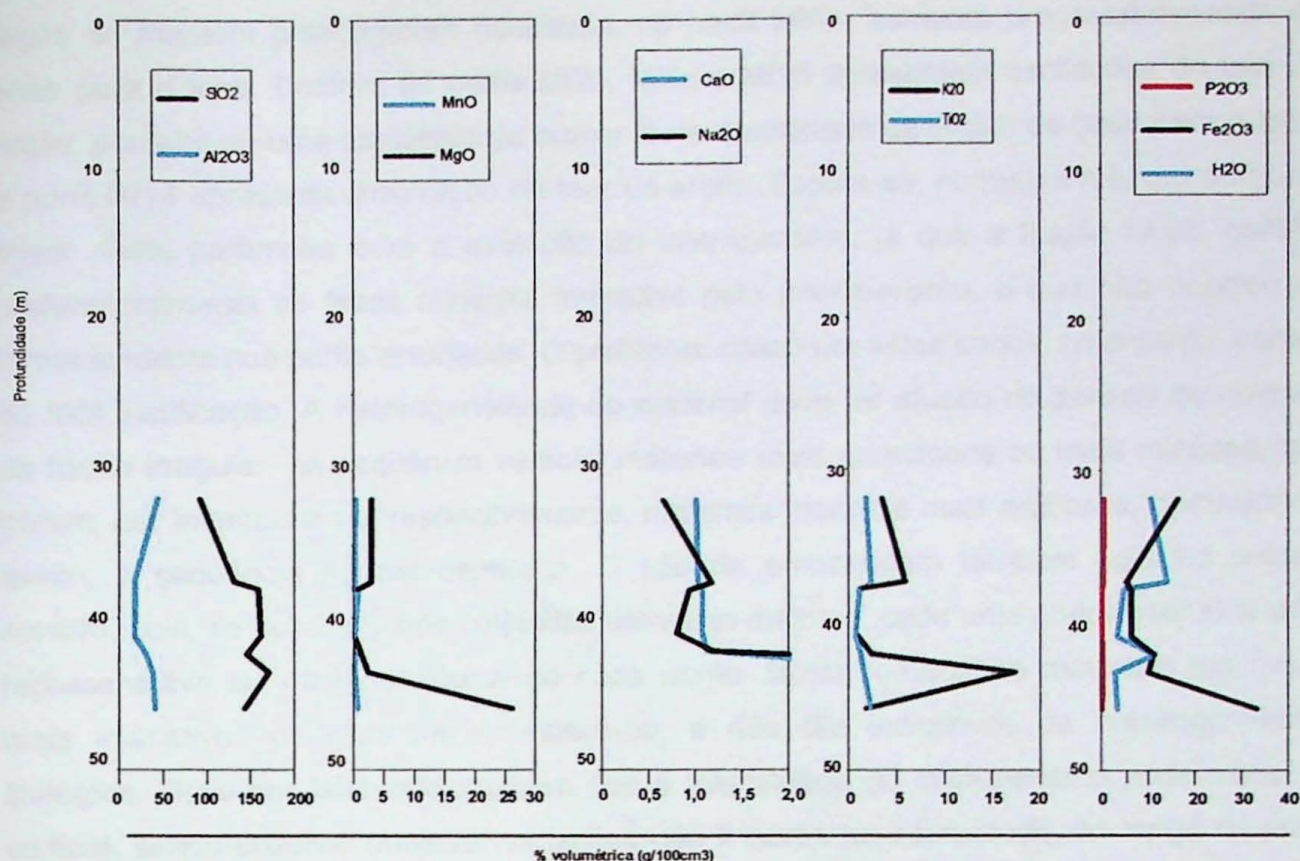


Figura 4: Gráfico da profundidade (%) volumétrica do perfil Mi5b.

O balanço isovolumétrico mostrou perfeitamente o comportamento teórico esperado para todos os elementos químicos envolvidos, nas condições da área de estudo.

Al e Fe são os elementos menos móveis, mostrando tendência à conservação em toda a parte isalterítica dos perfis. As irregularidades podem ser explicadas com base na heterogeneidade litológica. O Si mostrou tendência a perda pouco acentuada, ao contrário dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos, todos com perdas acentuadas. Ti, P e Mn apresentam tendência à conservação, sendo que o Mn pode apresentar sinais de perda. A hidratação dos materiais cresce sempre em direção às partes superiores dos perfis, como seria de se esperar.

8.4. Granulometria

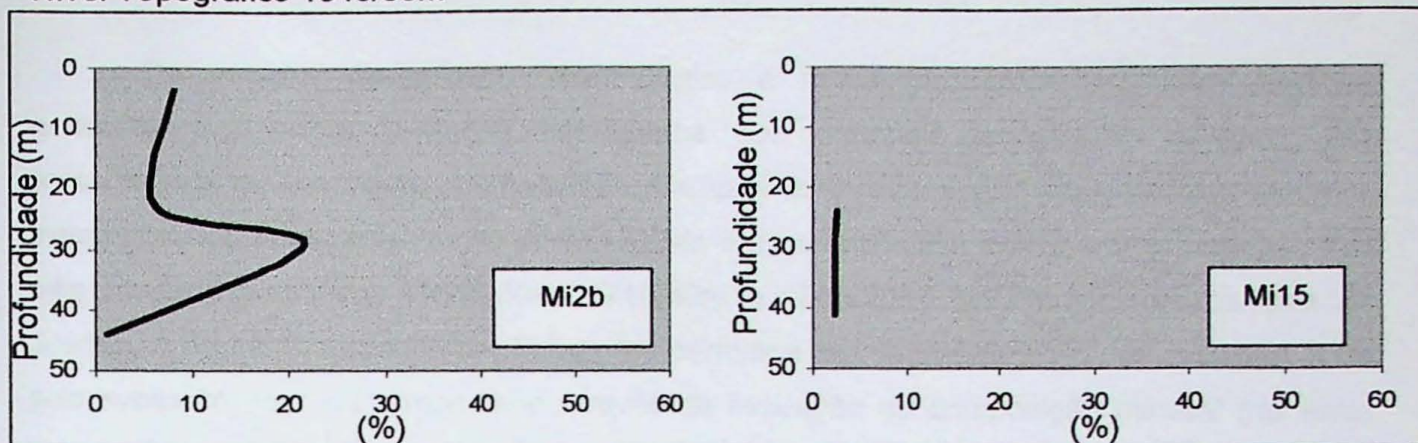
A análise granulométrica foi realizada no Laboratório de Geoquímica do IGc-USP, a partir de uma alíquota de cerca de 10g do material, obtida por quarteamento da amostra total, seca em temperatura ambiente, desagregada e eliminada a fração maior que 2 mm.

A argila foi separada por sifonagem da suspensão do material disperso com pirofosfato de sódio. O material restante, silte e areias, foi fracionado por peneiramento, a seco. As frações foram pesadas para cálculo das proporções em relação à massa inicial.

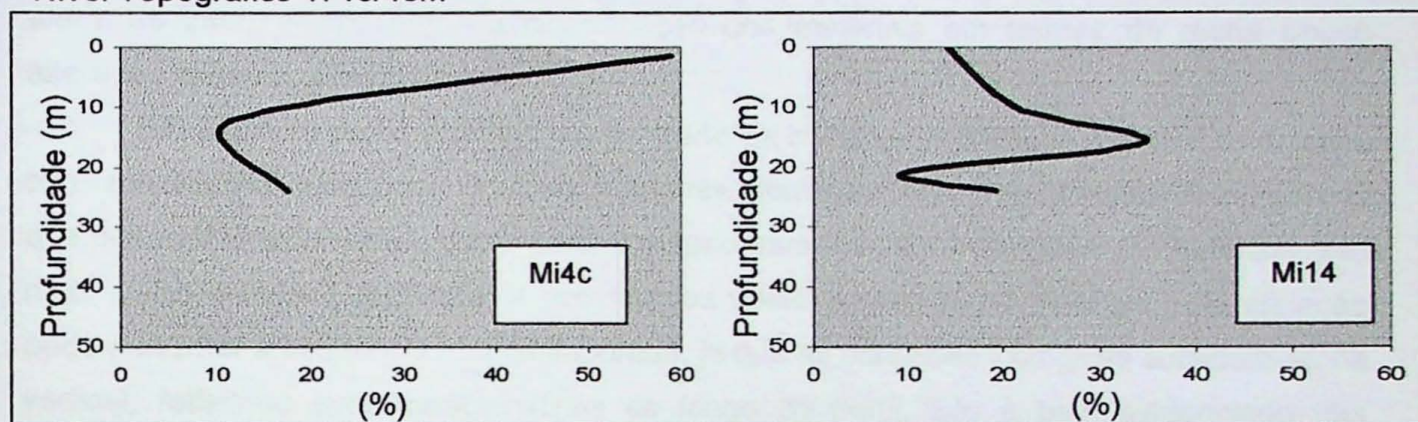
A variação do teor em argila com a profundidade apresenta-se de forma diferenciada nos perfis estudados, como pode ser observado na figura 9. No perfil Mi 15, a quantidade de

argila se mantém praticamente constante; no perfil Mi6b, aumenta progressivamente, da base para o topo. Embora os perfis Mi2b, Mi4c e Mi15 apresentem oscilações do teor de argila, percebe-se uma tendência de aumento na quantidade de argila, da base para o topo; o perfil Mi14 apresenta diminuição do teor de argila. Espera-se, normalmente, um aumento linear deste parâmetro com a evolução do intemperismo, já que a fração argila contém preferencialmente as fases minerais formadas pelo intemperismo, o que não ocorreu de forma evidente nos perfis estudados. O problema criado por estes dados, no entanto, parece de fácil justificação. A heterogeneidade do material deve ter atuado no sentido de colocar, de forma irregular, na seqüência vertical, materiais mais quartzosos ou mais micáceo, que geram, por intemperismo, respectivamente, materiais menos e mais argilosos, perturbando, assim, a seqüência normal esperada. O tipo de amostragem também agiu no mesmo sentido, pois, se tivessem sido coletadas amostras maiores, cada uma poderia ter sido mais representativa da média litológica de cada ponto, talvez fornecendo materiais em média mais indicativos do grau de intemperismo, e não tão indicativos da heterogeneidade litológica. Deve ser lembrado também que a intensidade do intemperismo pode variar na vertical, sendo possível observar variações não lineares na intensidade, ao longo do perfil. Mesmo assim, a obtenção destes dados foi importante para que fossem feitas estas reflexões sobre os materiais.

Nível Topográfico 1640/60m



Nível Topográfico 1710/40m



Nível Topográfico 1800/20m

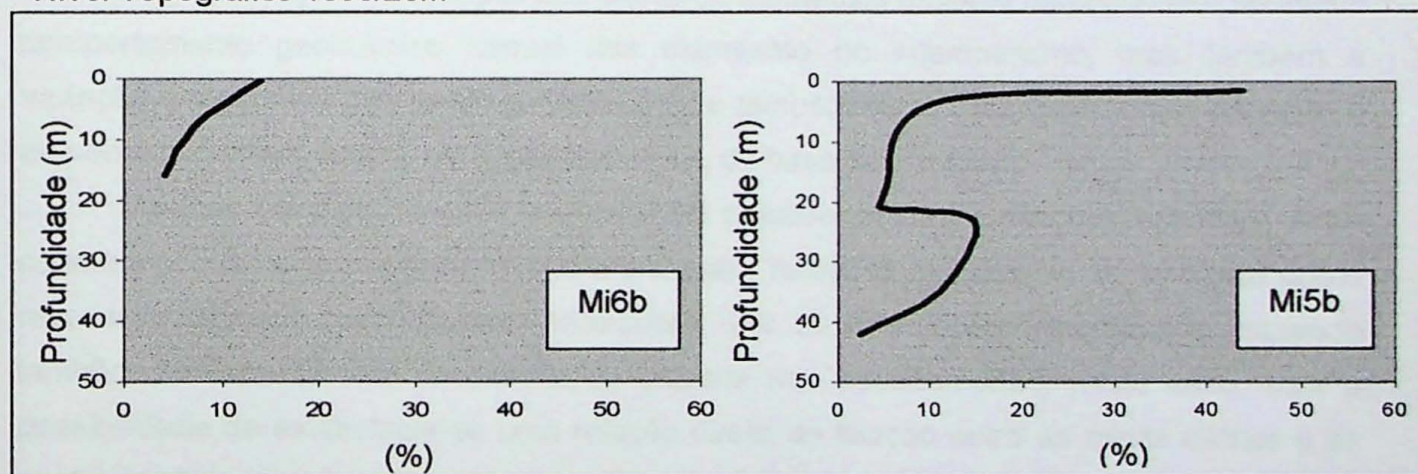


Figura 9- Gráficos da variação da porcentagem de argila em função da profundidade, para os perfis dos testemunhos de sondagem.

9. Considerações finais

Os estudos geoquímico, mineralógico e micromorfológico permitiram algumas considerações sobre evolução intempérica dos materiais amostrados a partir dos testemunhos de sondagem realizados em Campos do Jordão, sendo possível fazer algumas interpretações sobre a evolução dos minerais e da composição química dos materiais nos três níveis topográficos (1640/60m, 1710/40m e 1800/20m) do Planalto de Campos do Jordão. A figura 10 foi montada de forma a permitir a rápida visualização dos materiais e de sua evolução com o intemperismo através da indicação da composição mineral (minerais primários e supérgenos) e das feições micromorfológicas, que denotam a intensidade da alteração intempérica, além da classificação dos materiais em termos de rocha pouco alterada, isalterita, aloterita e solo.

Em todos os perfis é observado o reflexo da heterogeneidade do material de origem, com zonas mais quartzosas ou mais micáceas, correspondentes à variação dos gnaisses que predominam na região, e que geram, respectivamente, por intemperismo, materiais com mais silício e menos argilosos, e com menos silício e mais argilominerais; esta situação pode perturbar a seqüência normal esperada, já que as variações litológicas sucedem-se na vertical, refletindo suas características ao longo do perfil. Isto é bem evidenciado nas análises químicas (com a variação dos teores de elementos maiores refletindo não apenas o comportamento geoquímico normal dos elementos no intemperismo, mas também a variação geoquímica dos locais amostrados), e também na análise granulométrica (com o aumento não linear do teor em argila dos perfis, da base para o topo).

Apenas para os minerais micáceos foi possível observar relações espaciais entre minerais primários e supérgenos que indicassem relações de gênese; tanto biotita como muscovita formam pseudomorfos caoliníticos, por transformação mineralógica, havendo também neoformação de caolinita e de gibbsita nos pseudomorfos, neste caso, sem a possibilidade de estabelecer-se uma relação direta de filiação entre as micas iniciais e as neoformações mencionadas, já que os íons envolvidos podem ter sido transportados em solução; no caso da alteração da biotita, é comum a ocorrência de produtos ferruginosos nos espaços interlamelares. Apesar de freqüentes em perfis de intemperismo de outros locais descritos na literatura (Delvigne 1998), nos materiais desta pesquisa não foram registrados pseudomorfos de feldspatos nos produtos comuns conhecidos, principalmente gibbsita; um início de alteração intempérica dos feldspatos, com a formação de material amorfoso, isotrópico ao MO, foi freqüentemente observado, tanto para microclínio como para plagioclásio. Tanto entre os minerais micáceos como entre os feldspatos, é evidente a diferença de alterabilidade, com obediência à série de Goldich.

Os minerais opacos (basicamente magnetita), em alguns perfis, são os principais responsáveis na origem de materiais ferruginosos e tendo sido observados pseudomorfos bem formados constituídos por goethita, apenas nos perfis do nível topográfico intermediário (1710/40m).

O quartzo, muito abundante, mostra sinais de dissolução já na base dos perfis, embora, pela sua resistência e quantidade, ocorra de forma importante em todos os níveis de alteração de todos os perfis.

Sendo caolinita e gibbsita os principais minerais supérgenos dos perfis, e tendo sido observados pseudomorfos caoliníticos a partir de micas, considerando-se ainda que as partes superiores dos perfis são mais ricas em gibbsita, pode-se sugerir que a gibbsita seja resultado tanto da evolução direta de aluminossilicatos como dessilicificação de argilominerais 1:1, como já interpretado em várias pesquisas anteriores sobre formação de materiais gibbsíticos, como Groke (1981) e Simas *et al.* (2005), entre outros.

Duas observações podem ter relação com o caráter retrabalhado pela erosão do nível mais baixo. A primeira observação é em relação a ocorrência de pseudomorfos completos e bem preservados até cerca de 12m de profundidade no perfil, Mi2b, de nível topográfico mais baixo, ou seja, em porções mais rasas do que nos outros níveis. A segunda é devido a presença de estrutura porfirosquélica (típica de etapa menos intensa) em todos os níveis topográficos enquanto a estrutura aglomeroplásmica (típica de etapa mais intensa de reorganização pedogenética) estarem presentes apenas nos níveis 1710/40m e 1800/20m. Ambas as feições poderiam contribuir para as futuras interpretações do projeto sobre as correlações entre os processos de intemperismo e a morfogênese no planalto de Campos do Jordão, já que podem indicar o truncamento dos perfis do nível topográfico mais baixo.

Por outro lado, não foi possível identificar, até a conclusão deste Trabalho de Formatura, características que pudessem ser correlacionadas a possíveis reaprofundamentos dos perfis dos níveis topográficos intermediário e inferior, que, sendo resultados da erosão a partir da superfície mais alta e mais antiga, poderiam apresentar estas feições. Em geral, as tendências de evolução geoquímica e mineralógica são normais, sem descontinuidades, a menos do aparente truncamento do nível topográfico mais baixo, mencionado no parágrafo anterior. No caso de ser confirmada, na continuidade da pesquisa, a ausência de sinais de superposição de ciclos de intemperismo, poderá ser interpretado que as tendências gerais de evolução geoquímica e mineralógica não foram modificadas em relação ao intemperismo atuante antes da dissecação da superfície mais antiga, preservada nos níveis topográficos mais altos.

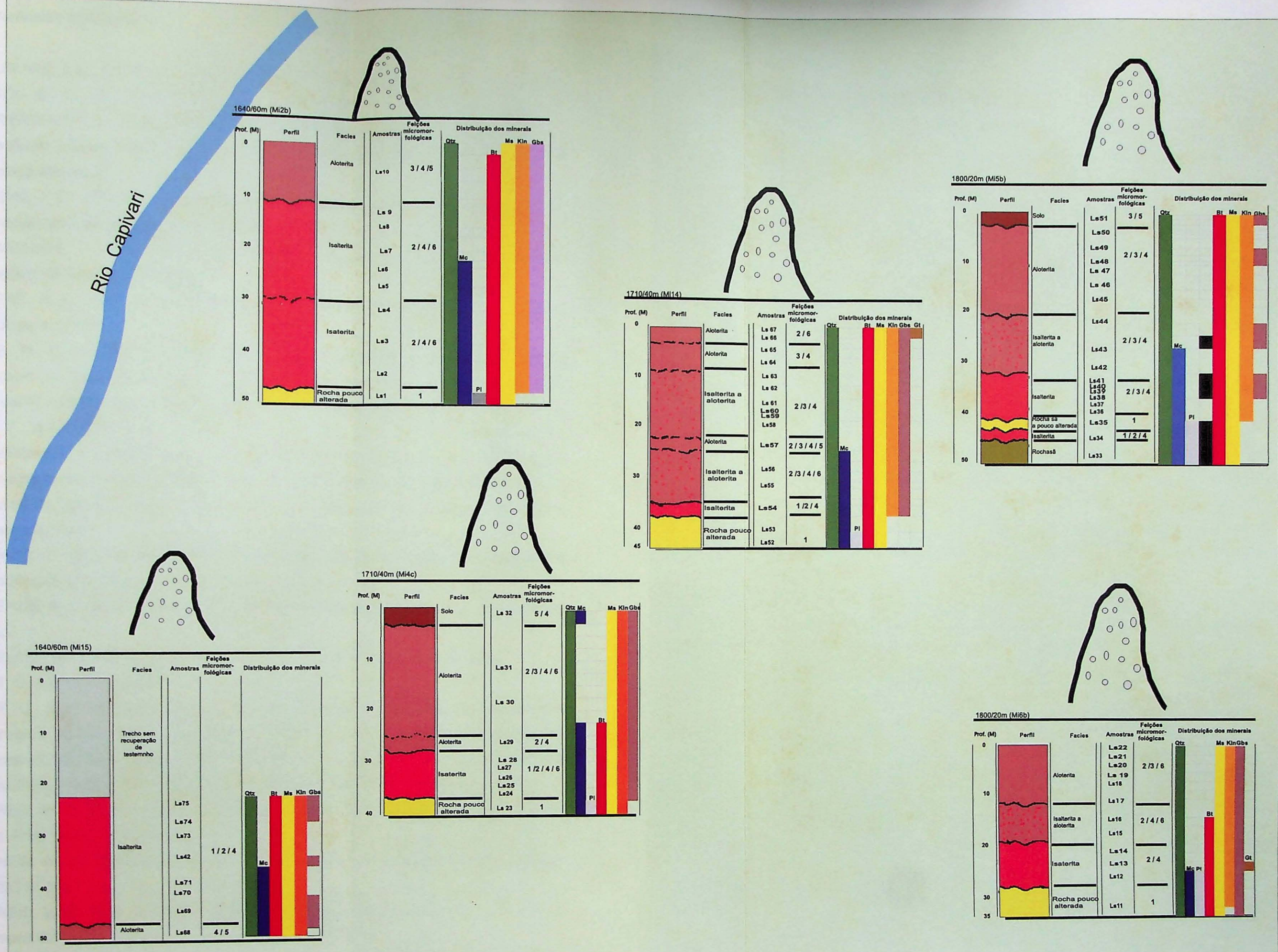


Figura 10: Croqui da região de Campos do Jordão que mostra evolução com o intemperismo. Feições micromorfológicas: 1 - início de dissolução de mineral primário, 2 - formação de mineral secundário associado a alteração de mineral primário, 3 - pseudomorfos (plasma primário) completos, 4 - feições de iluviação (plasma secundário) independentes da alteração dos minerais vizinhos, 5 - fundo matricial do solo com estrutura porfiroscálica, 6 - fundo matricial do solo com estrutura aglomeroplásmica. Minerais: **Qtz**-quartzo, **Mc**-microclínio, **PI**-plagioclásio, **Hbl**-hornblenda, **Bt**-biotita, **Ms**-muscovita, **Kln**-caolinita, **Gbs**-gibbsita, **Gt**-goethita.

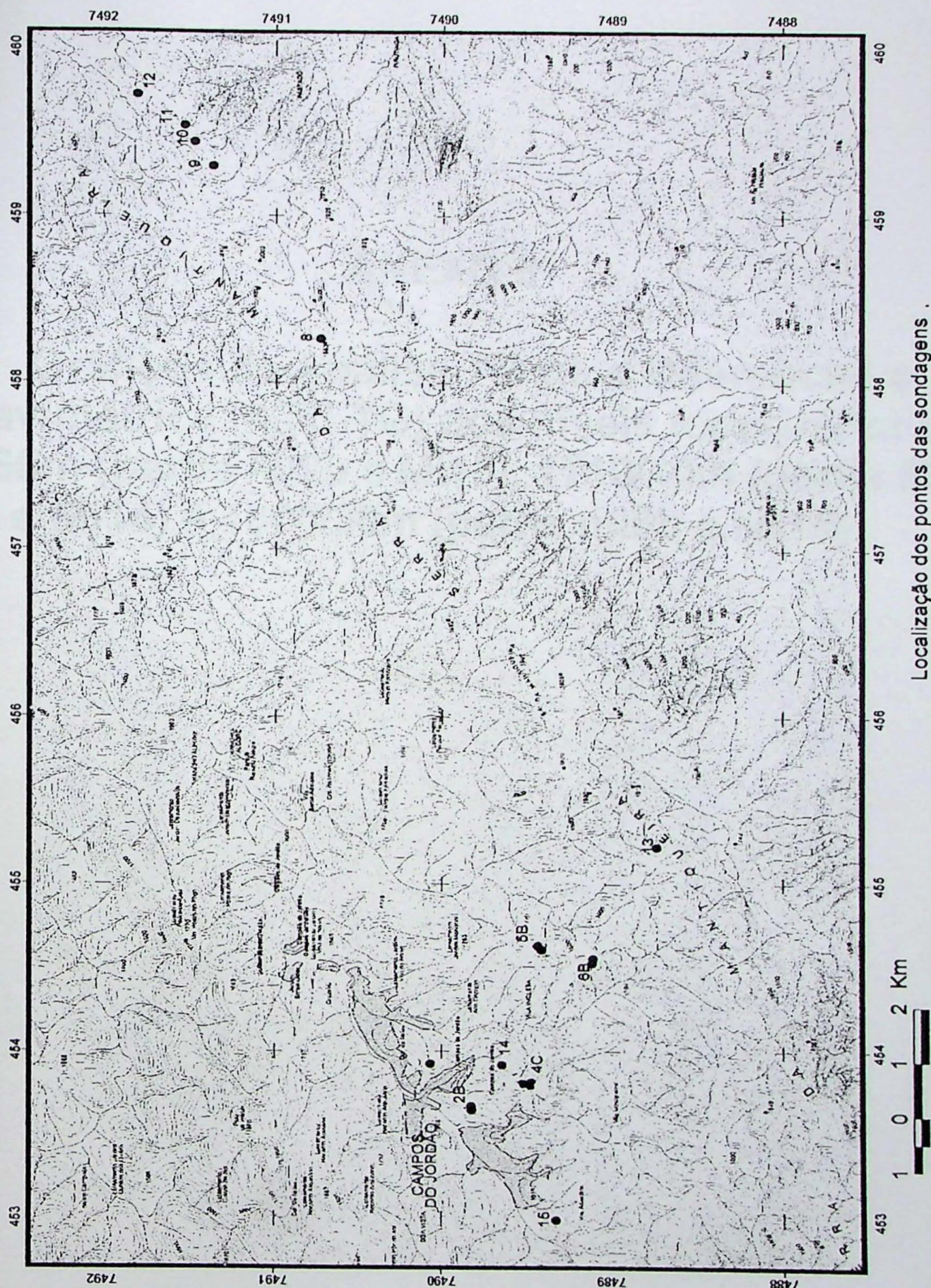
10. Referências bibliográficas

- CAVALCANTE, J. C.; CUNHA, H. C. S.; CHIEREGATI, L. A.; KAEFER, L. Q.; ROCHA, J. M.; DAITX, E. C.; COUTINHO, M. G. N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J. B. V.; BITTENCOURT, D.; RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí, estados de Minas Gerais e São Paulo: relatório final de geologia. Brasília, DNPM, mapa (Série Geologia, 5 –Seção Geologia Básica, 2).
- DELVIGNE, J. E. 1998. Atlas micromorphology of mineral alteration and weathering. The Canadian Mineralogist, special publication, v.3, 494p.
- DE MARTONNE, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. Revista Brasileira de Geografia, 4: 523-550
- GRESENS, R. L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. Chemistry Geology, 2 : 47-65
- GROKE, M. C. T. 1981. Evolução geoquímica, mineralogical e micromorfológica no processo de bauxitização. Estudo comparativo dos Depósitos de Mogi das Cruzes, Curutu e Lavrinhas, Sp, associados a diferentes tipos litológicos.
- HASUI Y.; BISTRICHI, C. A.; STEIN, D. P.; GALVÃO, C. A. C. F.; GIMENEZ, A. F.; ALMEIDA, M. A.; PIRES NETO, A. G.; MELO, M. S.; SANTOS, M. C. S. R. 1978. Geologia da região administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da região administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas, São Paulo, Publicação 1106.
- HIRUMA, S. T. 1999. Neotectônica no planalto de Campos de Jordão, SP. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Dissertação de Mestrado.
- MACKENZIE, R. C. 1957. The differential thermal investigation of clays. Min. Soc. London, 456p.
- Mc FARLANE, M. J. 1976. Laterite and landscape. Academic Press, London, 151p.
- MILLOT, G. & BONIFAS 1955.
- MILLOT, G. 1983. Planation of continents by Intertropical Wethering and pedogenetic processes. In: Laterisation processes. Proceedings II Internat. Seminar on laterisation processes, São Paulo, Brasil, 1982 (A. J. Melfi & A. Carvalho eds.), Instituto Astronômico e Geofísico – USP, IGCP (International Geological Correlation Programme), p.53-63.
- MODENESI, M. C., 1980. Intemperismo e morfogênese no planalto de Campos do Jordão. Rev. Bras. Geoc., 10(3):213-225.
- MODENESI, M. C., 1983. Weathering and morphogenesis in a tropical plateau. Catena, 10(3):237-251.
- MODENESI, M. C. 1984. Evolução Quaternária de uma montanha tropical: o Planalto de Campos de Jordão, São Paulo. Rev. Inst. Geol., 5(1/2):7-13.
- MODENESI, M. C., 1988a. Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos

- do Jordão - São Paulo: Implicações climáticas paleoclimáticas e paleoecológicas. Bol.Inst.Geol.(7), São Paulo, 155p.
- MODENESI, M. C., 1988b. Quaternary mass movements in a tropical plateau (Campos do Jordão, São Paulo, Brazil). Z. Geomorphology. N. F., 32(4):425-440.
- MODENESI, M. C. & TOLEDO, M.C.M. de, 1993. Morfogênese e intemperismo: colúvios do Planalto do Itatiaia, Rev. Inst. Geol., São Paulo, 14(1), 45-53.
- MODENESI-GAUTTIERI, M. C., 2000. Hillslope deposits and the quaternary evolution of the altos campos – Serra da Mantiqueira, from Campos do Jordão to the Itatiaia Massif. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil. Rev. Bras. Geoc. 30(3):504-510.
- MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C. 2001. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. Geomorphology 43:257-271.
- OLIVER, C. D. & GALLOWEY, R. W. 1990. The laterite profile, ferricrete and unconformity. Catena, 17, p. 97-109.
- OLIVER, C. D. 1991. Aspects of silcrete formation in Australia. Z. Geomorphology, N. F. 35(2): 151-163.
- RICCOMINI, C. 1989. O rift continental do sudeste do Brasil. Instituto de geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutorado.
- SIMAS, F. N. B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FERNANDES, E. I., CHAGAS, A. C.; BRANDÃO, P. C. 2005. Chemistry, mineralogy and micropedology of highland soils on crystalline rocks of Serra da Mantiqueira, southeastern Brazil. Geoderma, 125(3-4):187-201
- THOMAS, M. F. 1994. Geomorphology in the Tropics. Wiley, Chichester, 460 p.

ANEXO I

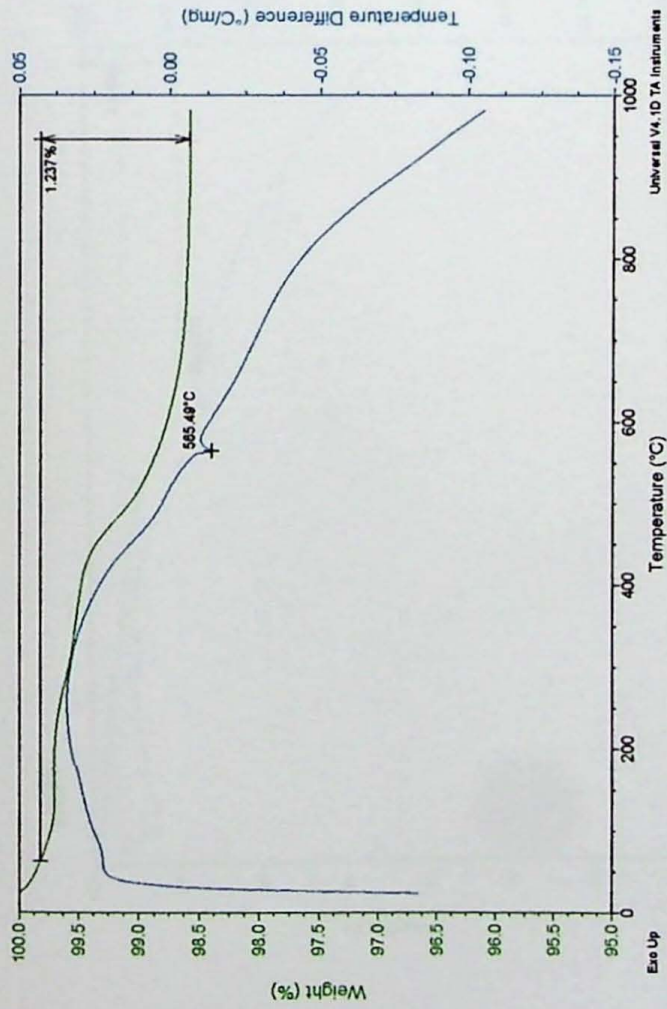
Mapa de Localização dos Furos de Sondagem



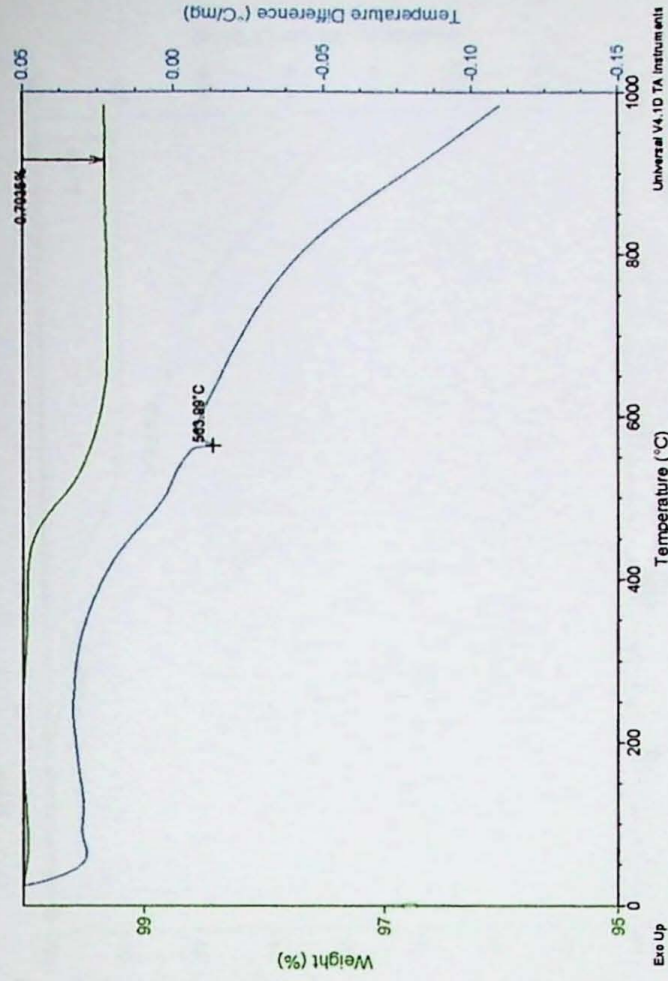
ANEXO II

Gráficos de Análise Térmica Diferencial e Gravimétrica (ATD-TG) dos níveis topográficos 1640/60m (perfis Mi2b e Mi15), 1710/40m (perfis Mi4c e Mi14) e 1800/20m (perfis mi6b e mi15).

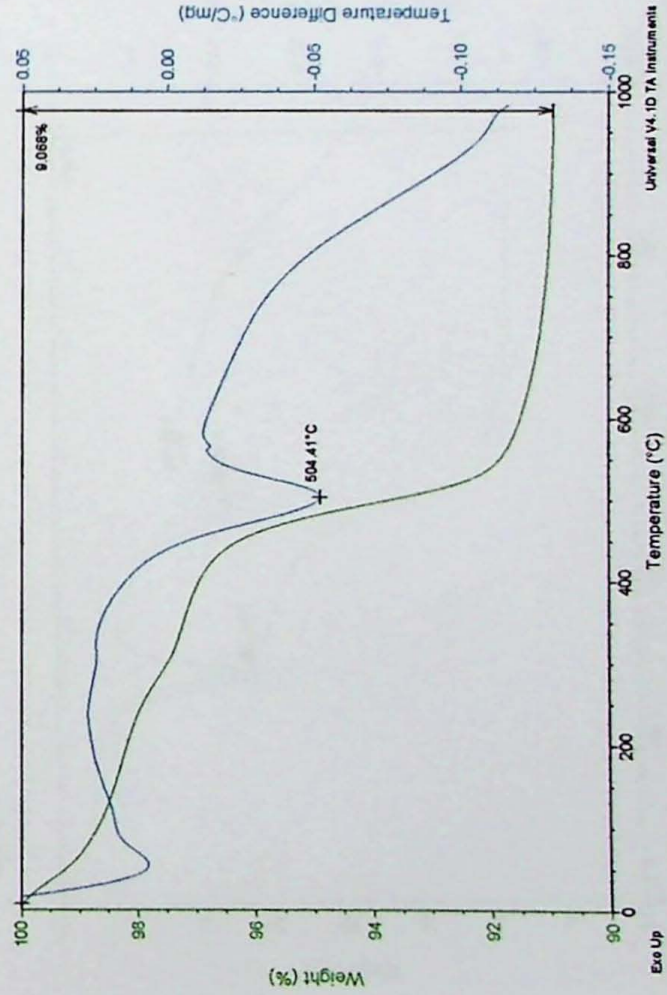
Ls2



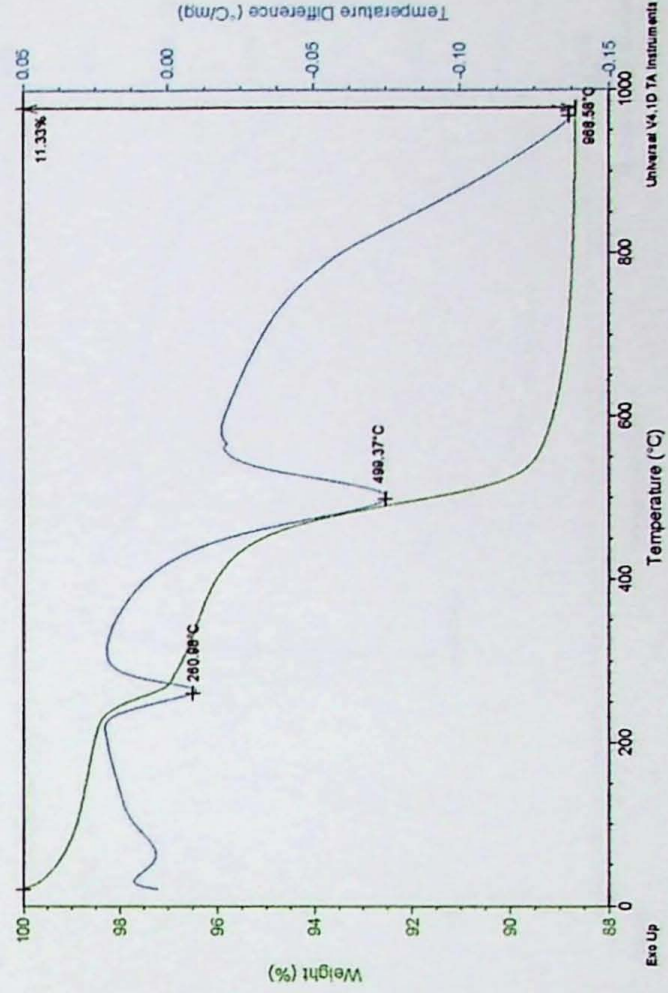
Ls4



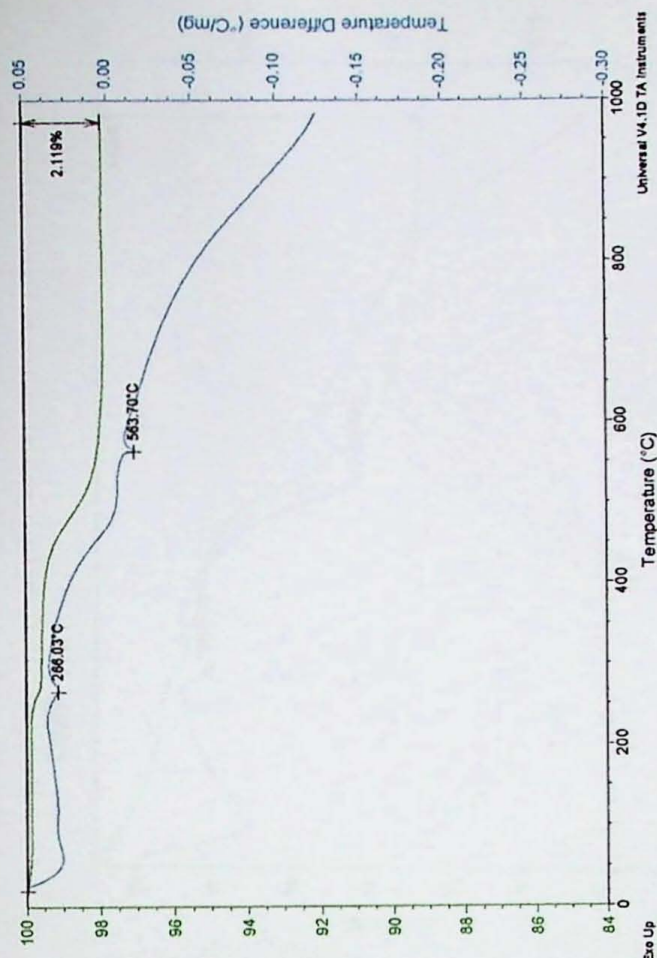
Ls6



Ls10



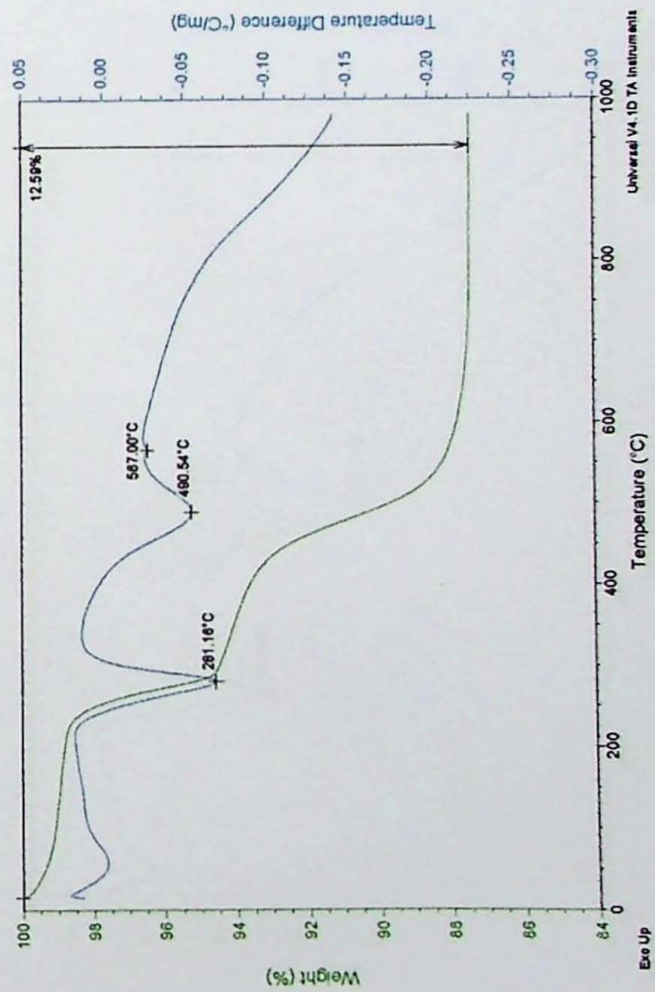
Ls72



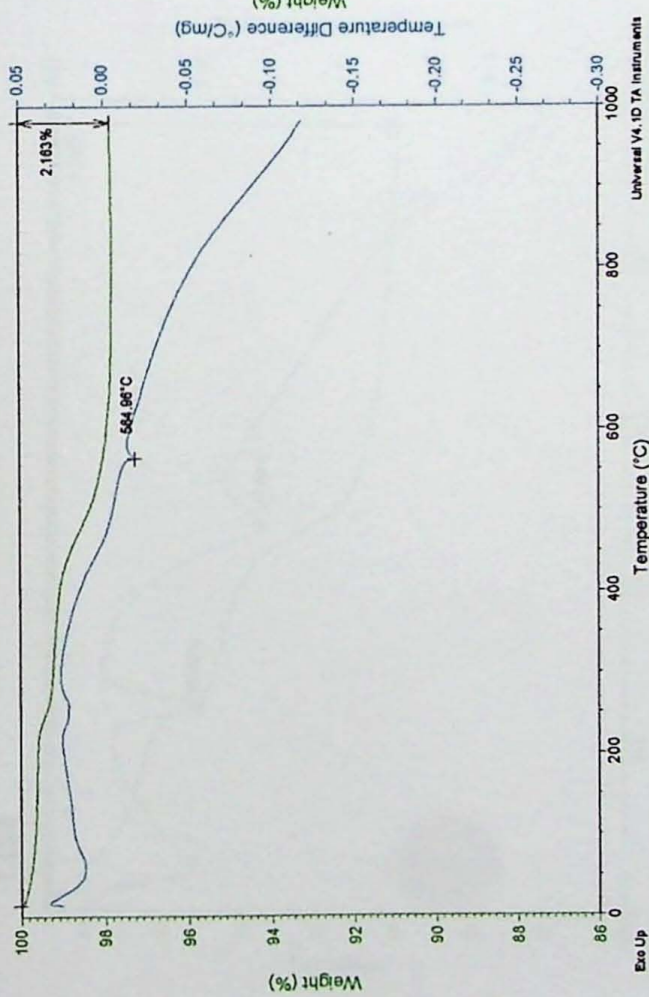
Ls75



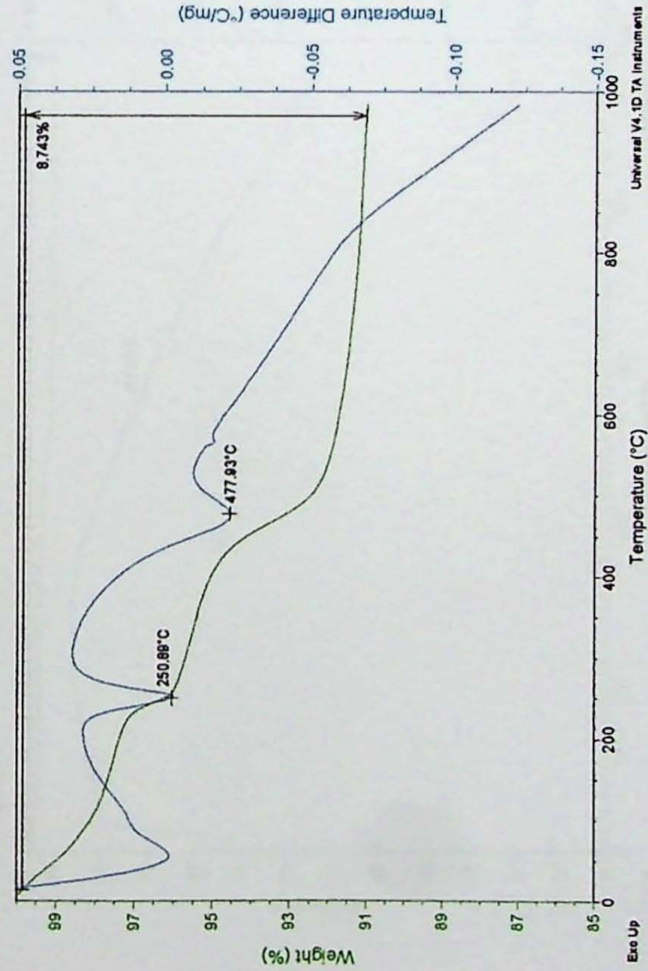
Ls74



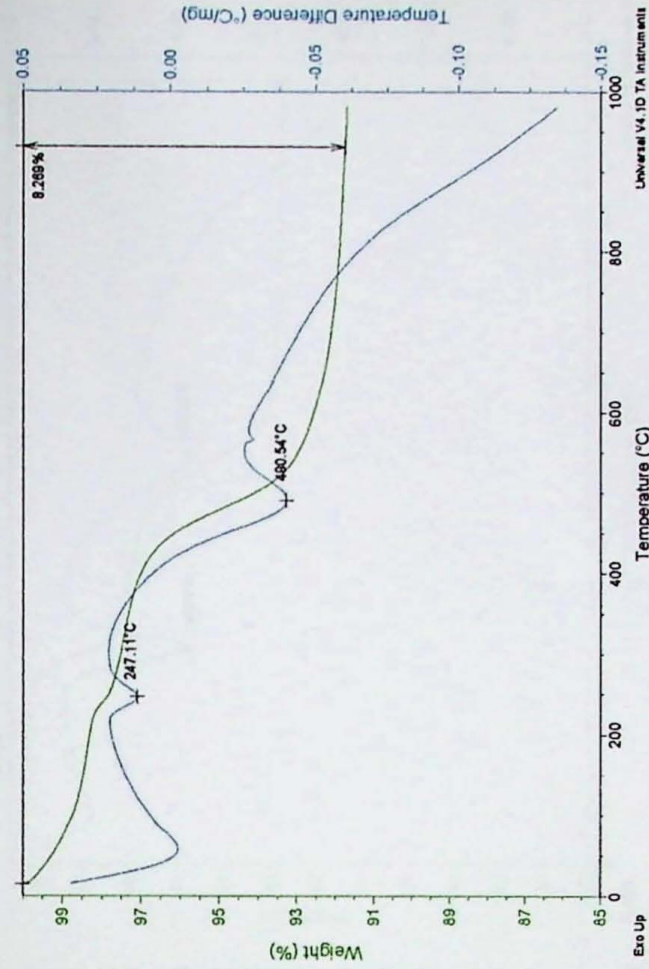
Ls70



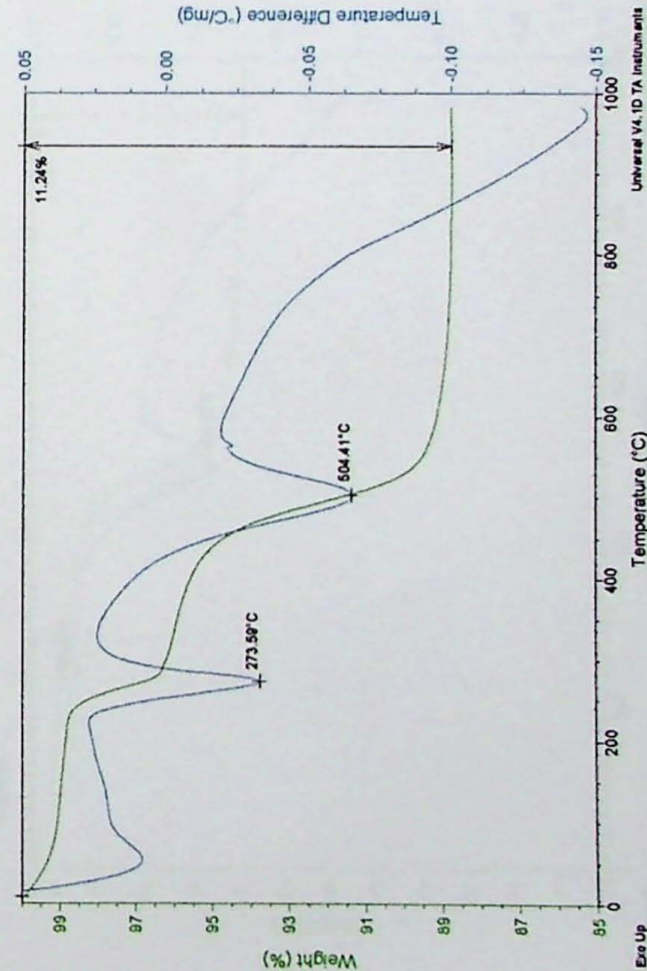
Ls24



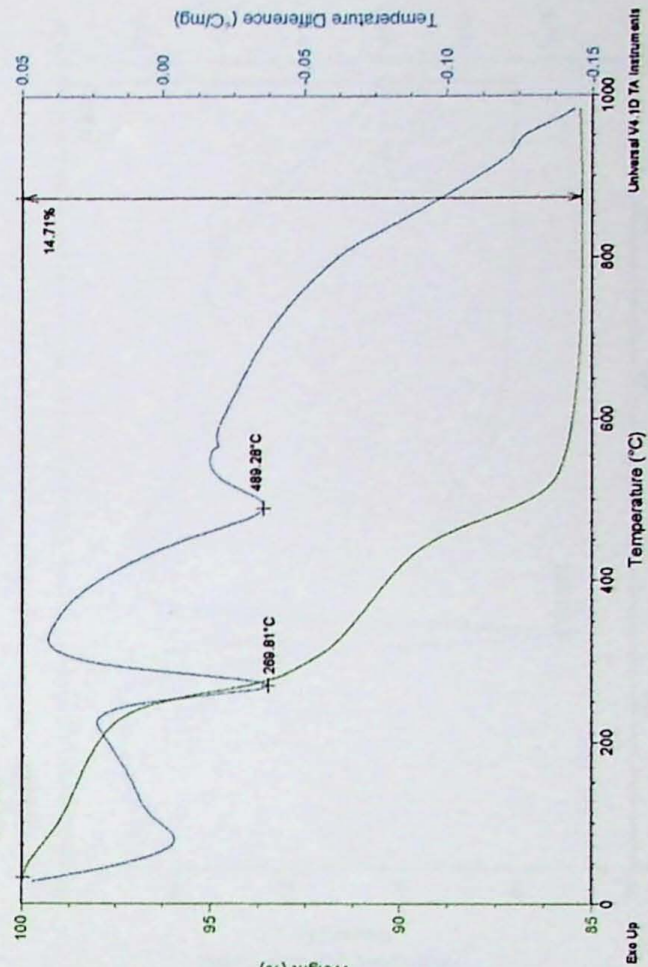
Ls27



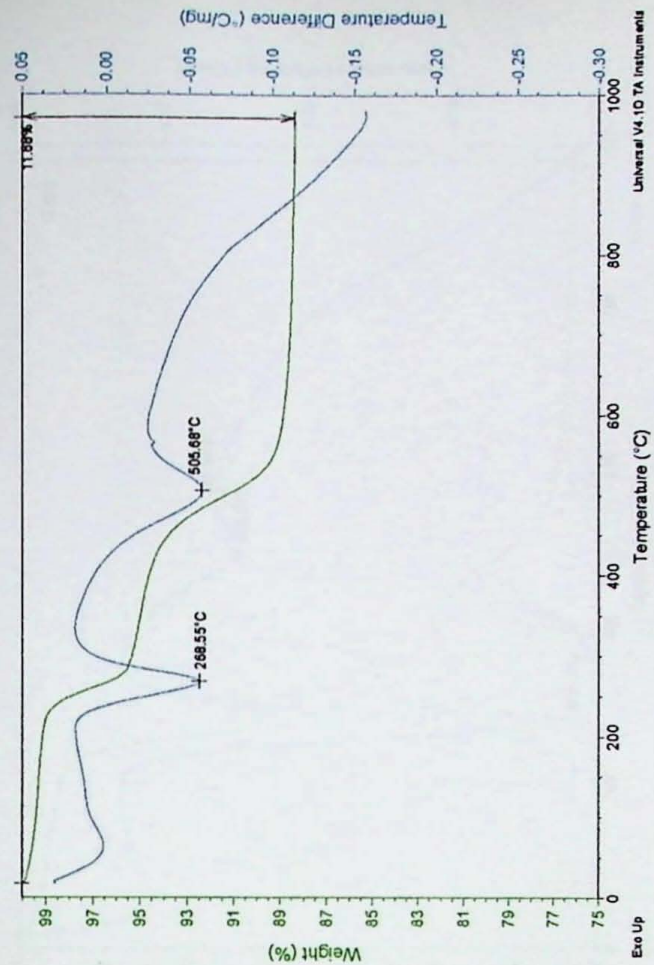
Ls30



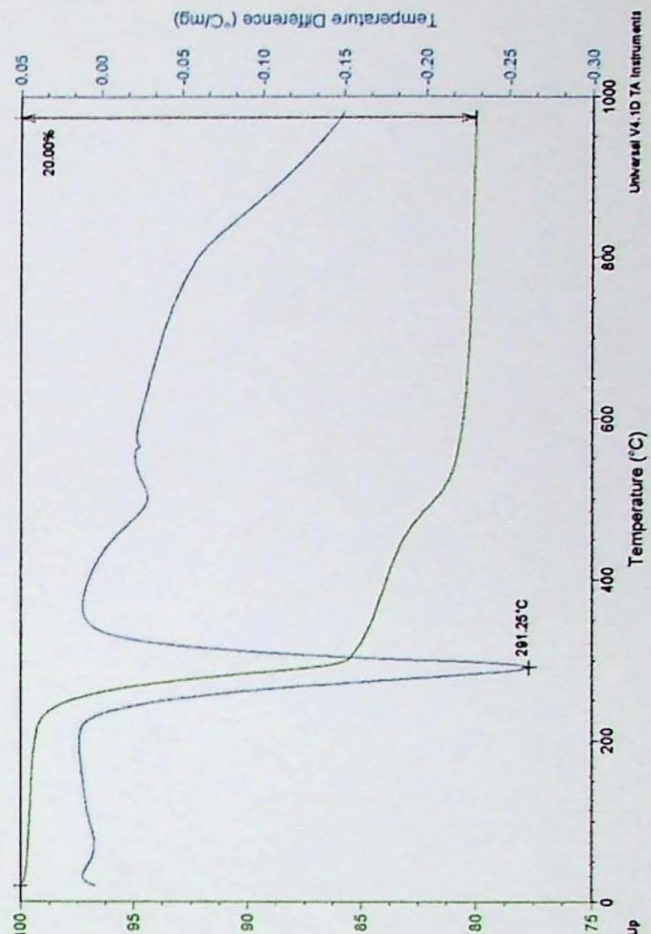
Ls32



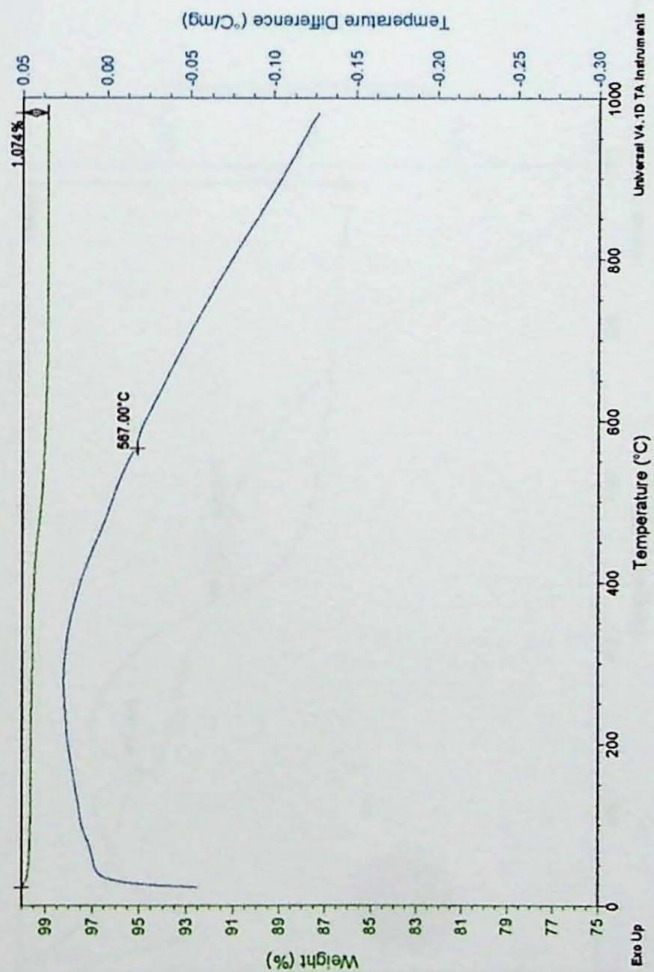
Ls57



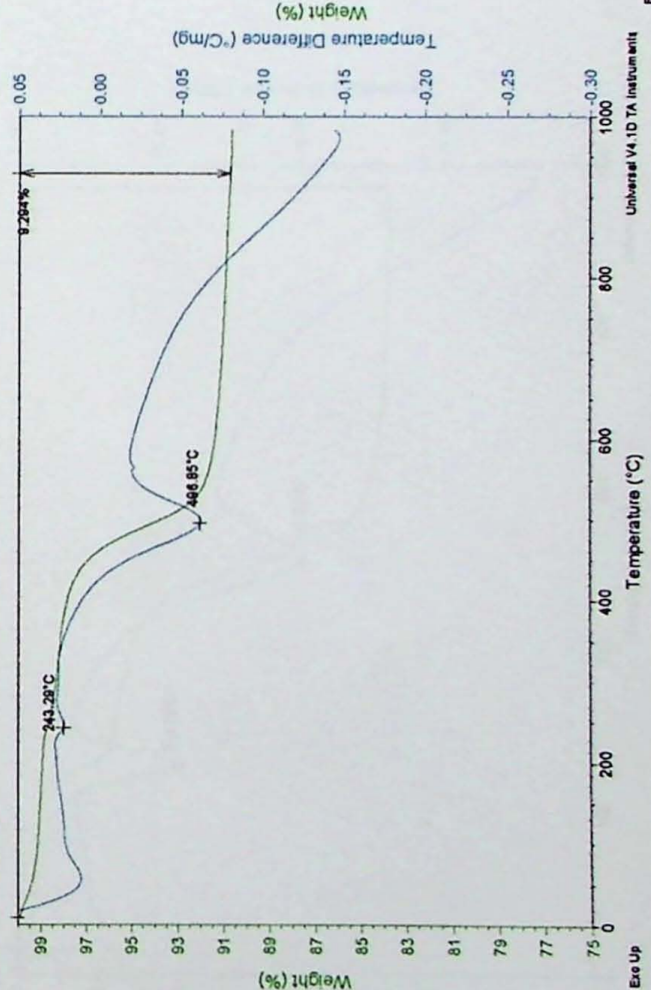
Ls66



Ls53

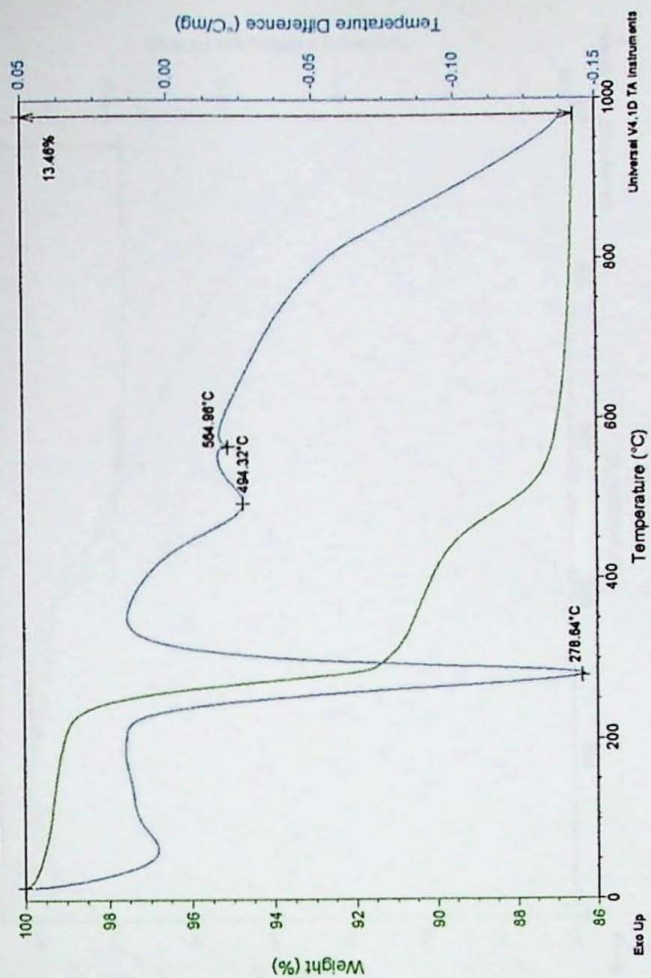


Ls62

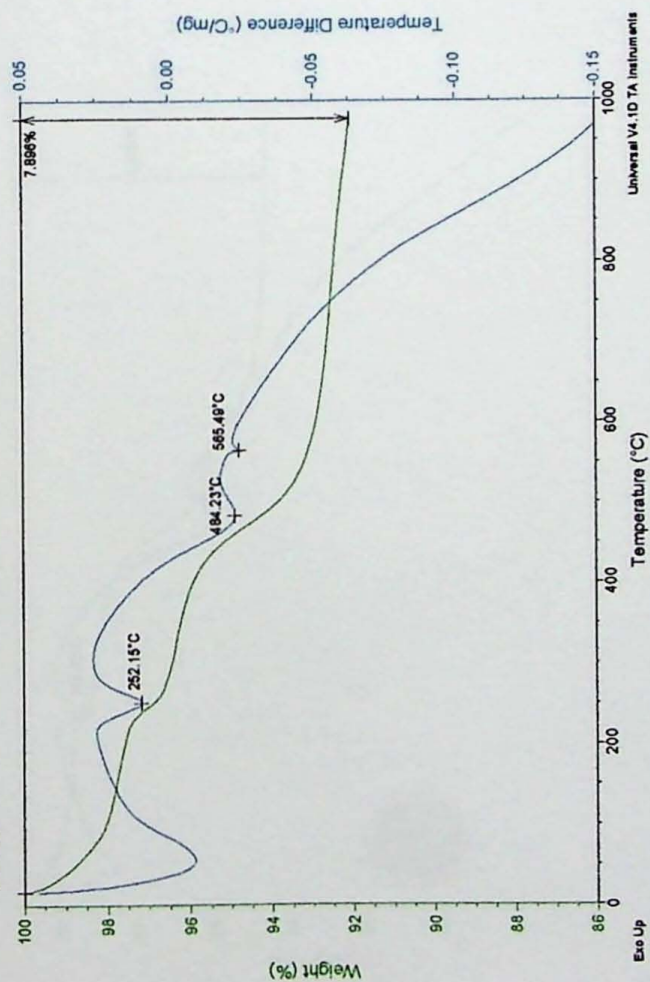


Perfil MI6

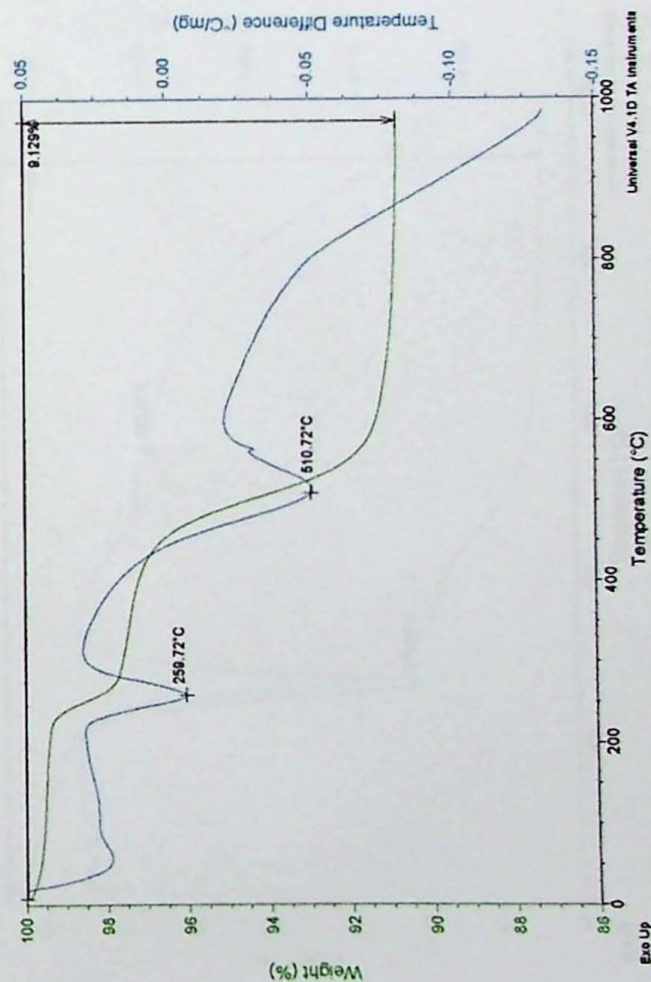
Ls16



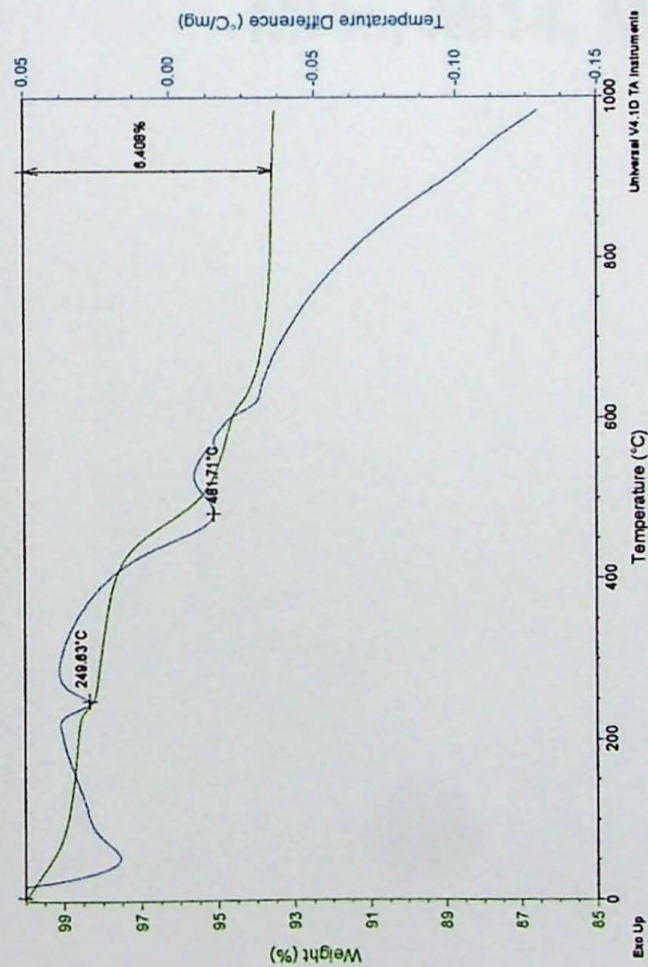
Ls13



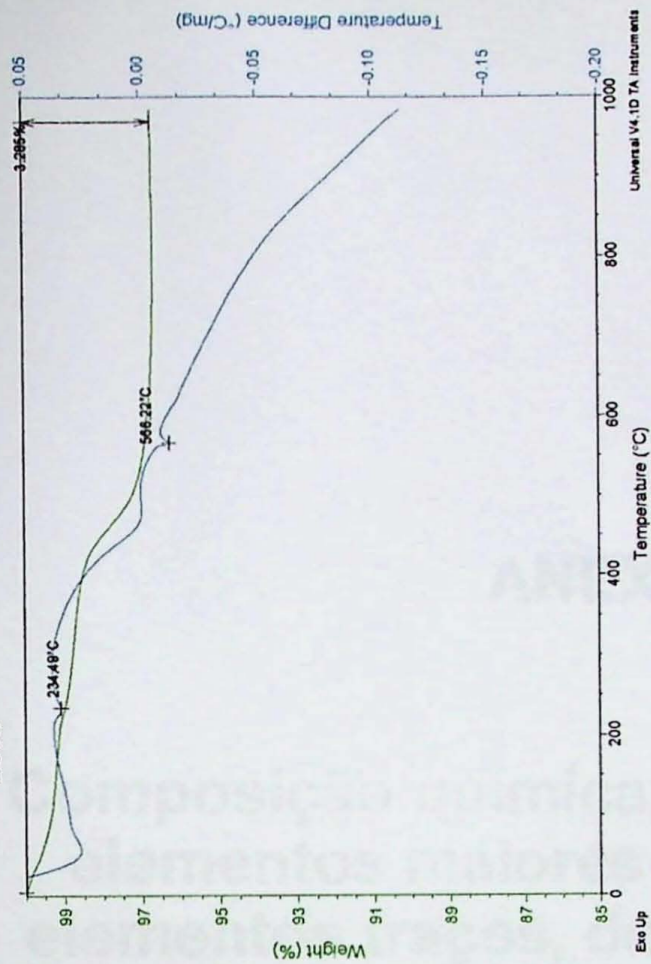
Ls22



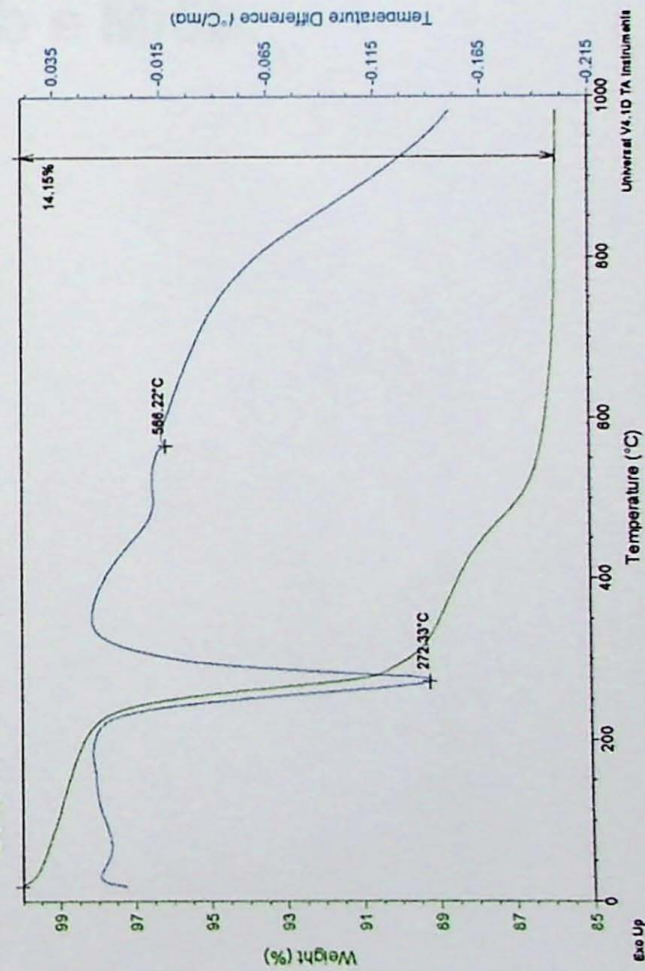
Ls34



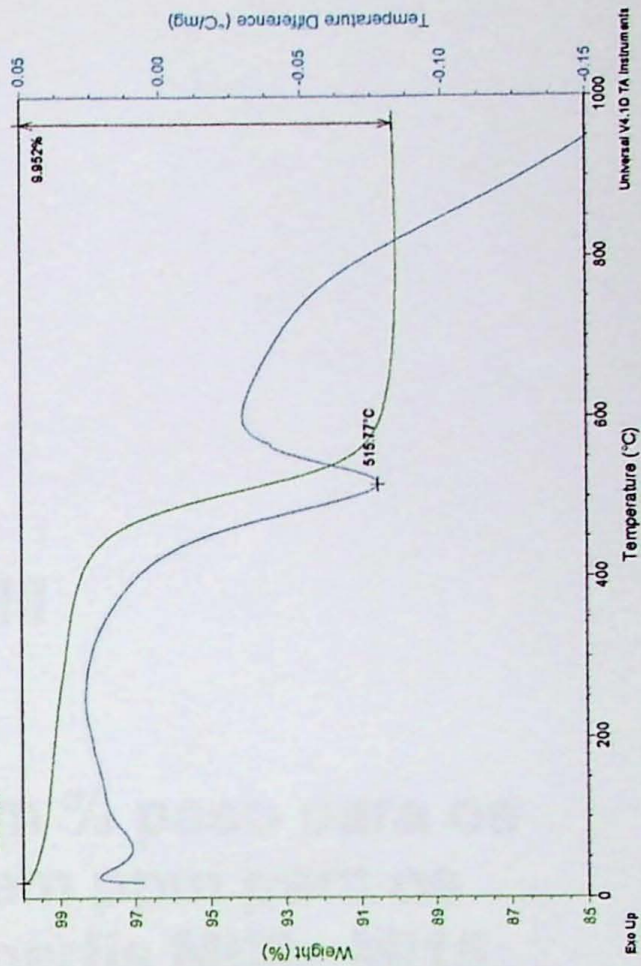
Ls38



Ls42



Ls48



ANEXO III

Composição química, em % peso para os elementos maiores e em ppm para os elementos traços, dos perfis Mi2b, Mi15, Mi4c, Mi14, Mi6b e Mi5b.

Nível topográfico 1640/60m

Mi2b (elementos maiores)

	LS1	LS2	LS5	LS6	LS8	LS10
Prof. (m)	48	44,5	30	26,3	19	3,5
SiO ₂	61,6	80,9	60,7	56,4	57,9	53,1
Al ₂ O ₃	17,5	8,1	17,5	21,6	23,9	25,9
MnO	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0
MgO	2,3	0,8	1,6	0,6	< 0,01	< 0,01
CaO	3,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Na ₂ O	3,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1
K ₂ O	2,7	2,9	2,7	1,5	0,6	0,7
TiO ₂	0,7	0,5	0,8	0,9	0,9	1,0
P ₂ O ₅	0,1	0,0	0,1	0,2	0,1	0,1
Fe ₂ O ₃	5,7	3,8	9,1	9,3	6,2	7,3
H ₂ O	1,6	1,7	6,3	8,5	9,2	10,6
Total	98,9	99,5	99,6	99,8	99,5	99,4

Mi2b (elementos traços)

	LS1	LS2	LS5	LS6	LS8	LS10
Prof. (m)	48	44,5	30	26,3	19	3,5
Ba	535	784	425	344	292	459
Ce	72	184	77	80	69	156
Cl	212	162	295	82	< 50	< 50
Co	13	12	27	24	< 6	7
Cr	123	44	73	64	32	29
Cu	34	37	112	104	19	12
F	1467	643	< 550	562	< 550	< 550
Ga	21	9	17	24	35	33
La	31	71	44	70	54	61
Nb	13	< 9	14	18	23	21
Nd	18	48	24	44	49	51
Ni	23	20	37	30	15	17
Pb	25	32	33	44	37	36
Rb	130	119	255	96	20	16
S	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300
Sc	15	< 14	23	27	< 14	< 14
Sr	311	46	34	33	65	58
Th	12	44	< 7	17	< 7	< 7
U	< 3	6	3	4	5	3
V	92	48	105	102	83	120
Y	25	33	59	51	9	17
Zn	80	56	221	123	20	25
Zr	174	969	354	241	202	248

Amostras que foram feito o balanço geoquímico

Mi15 (elementos maiores)

	LS68	LS69	LS70	LS71	LS74	LS75
Prof. (m)	49	45	41	39	25	23,9
SiO ₂	29,5	86,8	85,2	60,2	55,0	41,4
Al ₂ O ₃	23,8	7,9	7,9	22,1	26,8	35,6
MnO	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
MgO	0,6	< 0,01	< 0,01	0,3	< 0,01	< 0,01
CaO	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Na ₂ O	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1	< 0,02
K ₂ O	0,3	1,9	1,4	0,7	0,4	0,5
TiO ₂	5,4	0,1	0,3	0,8	0,7	0,4
P ₂ O ₅	1,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,1
Fe ₂ O ₃	24,6	1,1	2,2	6,1	4,3	3,3
H ₂ O	12,3	1,9	2,3	8,5	11,6	17,3
Total	98,4	100,4	100,2	99,6	99,7	99,1

Mi15 (elementos traços)

	LS68	LS69	LS70	LS71	LS74	LS75
Prof. (m)	49	45	41	39	25	23,9
Ba	1407	115	186	327	549	123
Ce	246	47	92	38	409	221
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
Co	61	< 6	< 6	< 6	20	6
Cr	679	21	13	42	39	18
Cu	88	18	11	12	26	13
F	1130	< 550	555	900	< 550	< 550
Ga	34	14	14	29	39	27
La	243	< 28	< 28	105	247	75
Nb	224	16	13	15	45	< 9
Nd	133	< 14	26	63	157	53
Ni	361	< 5	< 5	7	13	9
Pb	277	26	28	41	91	28
Rb	16	106	74	60	22	25
S	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300
Sc	55	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	123	22	29	49	111	60
Th	58	< 7	< 7	< 7	38	< 7
U	98	7	8	< 3	7	10
V	382	5	20	79	50	33
Y	21	7	7	11	18	3
Zn	106	30	30	41	32	27
Zr	611	119	287	205	342	314

Nível topográfico 1710/40m

Mi4c (elementos maiores)

	LS23	LS24	LS25	LS27	LS28	LS29	LS30	LS32
Prof. (m)	38	35,2	34	31,5	30	27	17	1,5
SiO ₂	68,6	59,3	65,1	61,4	67,1	62,6	54,3	49,1
Al ₂ O ₃	16,0	20,1	20,1	20,7	19,6	20,7	25,9	24,7
MnO	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,9	1,6	0,6	1,1	0,4	0,0	< 0,01	< 0,01
CaO	1,4	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Na ₂ O	2,0	0,4	0,4	0,4	0,3	0,1	0,3	0,5
K ₂ O	4,9	2,7	3,1	2,2	1,6	1,0	0,5	0,2
TiO ₂	0,5	0,9	0,4	0,7	0,5	0,6	0,9	0,2
P ₂ O ₅	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
Fe ₂ O ₃	3,0	6,5	2,7	5,5	3,1	4,8	6,3	9,2
H ₂ O	2,5	7,7	6,5	7,8	7,3	9,6	10,8	13,7
Total	99,9	100,1	99,6	100,5	100,4	100,2	99,8	98,4

Mi4c (elementos traços)

	LS23	LS24	LS25	LS27	LS28	LS29	LS30	LS32
Prof. (m)	38	35,2	34	31,5	30	27	17	1,5
Ba	1105	536	647	393	245	232	335	253
Ce	91	237	148	246	120	169	128	227
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 121	< 50	< 87	< 50
Co	< 6	19	7	13	7	8	8	55
Cr	20	50	24	40	< 13	33	19	233
Cu	11	30	12	40	19	16	16	29
F	1354	1644	751	1228	636	912	< 550	832
Ga	21	30	23	29	26	34	39	50
La	28	178	105	150	92	121	180	107
Nb	10	24	12	23	14	25	30	48
Nd	28	124	75	93	40	88	122	135
Ni	8	36	19	23	16	13	24	65
Pb	39	39	46	46	104	64	64	47
Rb	266	255	182	221	126	66	28	12
S	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300
Sc	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	285	117	121	113	49	47	154	124
Th	20	27	< 7	11	9	23	18	34
U	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 10	< 3	< 3
V	46	83	35	76	42	58	78	< 9
Y	11	18	22	20	13	20	28	24
Zn	63	154	61	102	59	28	33	59
Zr	174	228	132	150	164	215	224	468

Amostras que foram feito o balanço geoquímico

Mi14 (elementos maiores)

	LS52	LS54	LS55	LS56	LS57	LS58	LS60	LS62	LS65	LS66
Prof. (m)	42	37	32,1	27	24	22,5	19	15	3,6	1,7
SiO ₂	71,3	58,6	48,8	65,3	52,7	59,7	61,7	54,2	54,0	36,5
Al ₂ O ₃	14,3	23,2	30,8	19,2	26,1	23,1	22,0	25,1	28,2	37,7
MnO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0
MgO	0,3	0,4	0,2	< 0,01	< 0,01	0,0	0,0	0,1	< 0,01	< 0,01
CaO	1,4	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Na ₂ O	3,1	0,6	0,0	0,4	0,5	0,2	0,2	0,1	0,4	0,2
K ₂ O	6,3	2,9	1,6	0,5	1,1	1,3	1,1	1,8	0,7	0,8
TiO ₂	0,3	0,7	0,8	1,0	1,1	0,7	0,7	1,0	0,5	0,5
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,3	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2
Fe ₂ O ₃	2,2	4,8	4,1	5,6	6,7	4,3	4,5	7,2	4,7	4,1
H ₂ O	0,7	8,3	11,3	7,3	10,7	10,1	8,1	8,9	10,8	18,9
Total	100,0	100,1	98,4	100,0	99,5	100,0	99,2	99,2	99,9	99,4

Amostras que foram feito o balanço geoquímico

Mi14 (elementos traços)

	LS52	LS54	LS55	LS56	LS57	LS58	LS60	LS62	LS65	LS66
Prof. (m)	42	37	32,1	27	24	22,5	19	15	3,6	1,7
Ba	1572	780	1137	184	420	277	1115	797	253	389
Ce	100	155	178	53	216	207	2532	344	428	279
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
Co	14	10	< 6	8	14	< 6	12	11	< 6	< 6
Cr	10	19	13	44	24	< 13	< 13	24	< 13	< 13
Cu	11	47	14	7	14	14	13	18	13	15
F	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	< 550	551	572	< 550	< 550
Ga	17	32	27	27	40	33	30	37	38	38
La	44	113	526	38	167	169	408	128	169	209
Nb	10	18	13	38	27	23	15	15	13	14
Nd	23	86	315	15	94	64	285	60	107	179
Ni	< 5	11	9	5	8	9	13	11	7	5
Pb	38	49	55	32	61	139	127	48	53	83
Rb	188	124	62	22	44	56	42	64	36	37
S	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300
Sc	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14
Sr	342	93	235	14	101	27	273	110	74	99
Th	9	9	< 7	< 7	31	< 7	< 7	< 7	35	19
U	< 3	< 3	< 3	7	4	11	< 3	3	4	10
V	20	56	70	58	89	51	68	105	46	31
Y	10	36	57	6	21	9	58	12	17	33
Zn	29	52	23	43	37	30	73	30	45	22
Zr	207	320	208	225	497	270	172	342	525	477

Nível topográfico 1800/20m

Mi6b (elementos maiores)

Prof. (m)	LS11	LS12	LS13	LS14	LS16	LS19	LS20	LS21
30	27	25	23	16	7	4	2	
SiO ₂	72,9	67,7	64,9	76,3	52,0	53,6	34,5	59,3
Al ₂ O ₃	13,3	17,8	18,6	12,1	27,4	24,5	28,3	24,5
MnO	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,1	0,5	0,6	0,0	< 0,01	< 0,01	0,1	< 0,01
CaO	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Na ₂ O	1,3	0,2	0,1	0,1	0,2	0,4	0,2	0,4
K ₂ O	2,3	3,0	2,2	1,1	0,9	1,3	2,1	1,1
TiO ₂	3,9	0,3	0,8	0,7	0,7	1,3	2,5	0,5
P ₂ O ₅	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Fe ₂ O ₃	0,0	3,0	5,3	4,1	4,7	8,3	18,3	3,8
H ₂ O	3,0	6,7	6,4	5,1	13,0	9,8	12,2	9,6
Total	98,3	99,9	99,5	100,1	99,7	99,8	98,9	99,9

Mi6b (elementos traços)

Prof. (m)	LS11	LS12	LS13	LS14	LS16	LS19	LS20	LS21
30	27	25	23	16	7	4	2	
Ba	419	351	614	546	252	546	699	264
Ce	68	39	105	111	394	99	139	49
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
Co	127	< 6	< 6	13	8	13	16	10
Cr	38	26	54	40	45	64	150	26
Cu	71	16	23	20	19	30	31	16
F	1517	690	834	590	584	< 550	916	< 550
Ga	52	23	25	16	25	35	48	25
La	13	< 28	54	39	34	44	76	28
Nb	< 9	16	15	14	16	25	57	15
Nd	< 14	< 14	45	37	30	38	68	23
Ni	76	14	24	9	7	28	21	17
Pb	36	27	32	48	69	46	39	29
Rb	157	127	85	38	30	46	63	40
S	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300
Sc	< 14	< 14	< 14	< 14	14	17	37	< 14
Sr	265	47	37	24	13	54	22	34
Th	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	20	102	< 7
U	< 3	3	7	8	11	8	20	7
V	< 9	25	95	72	74	123	321	57
Y	15	12	18	11	7	21	26	21
Zn	271	56	68	13	25	32	33	18
Zr	206	149	305	337	423	391	664	168

Amostras que foram feito o balanço geoquímico

Mi5b (elementos maiores)

	LS33	LS35	LS36	LS37	LS38	LS39	LS41	LS43	LS44	LS45	LS49	LS50	LS51
Prof. (m)	46	43,5	42,2	41	38	37,5	32	23	21	18	6,5	3,5	1,5
SiO ₂	48,3	67,1	70,6	84,3	82,8	72,3	52,7	28,3	37,7	56,8	46,4	39,4	35,3
Al ₂ O ₃	13,6	15,0	14,6	9,2	9,2	9,7	24,9	24,0	32,1	18,4	28,1	23,4	20,7
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	8,8	1,0	0,7	0,1	0,4	1,6	1,7	< 0,01	0,3	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
CaO	12,0	1,4	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Na ₂ O	2,5	2,7	0,6	0,4	0,5	0,7	0,4	0,2	1,0	0,1	0,3	0,3	0,5
K ₂ O	0,6	6,8	1,2	0,5	0,6	3,3	2,0	0,3	8,4	0,6	0,0	0,0	1,0
TiO ₂	0,8	0,6	0,6	0,3	0,6	1,2	1,0	5,3	2,0	2,1	1,5	2,7	1,2
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,6	0,1	0,1	0,2	0,4	0,2
Fe ₂ O ₃	11,2	4,0	5,4	1,7	2,5	7,7	6,0	25,3	9,2	13,2	10,9	21,2	27,1
H ₂ O	1,1	1,1	5,5	3,4	3,3	3,0	9,5	14,0	6,7	7,4	11,7	11,4	13,2
Total	99,2	99,8	100,0	100,6	100,7	100,4	99,3	98,9	98,1	99,4	99,7	99,4	99,9

Amostras que foram feito o balanço geoquímico

Mi5b (elementos traços)

	LS33	LS35	LS36	LS37	LS38	LS39	LS41	LS43	LS44	LS45	LS49	LS50	LS51
Prof. (m)	46	43,5	42,2	41	38	37,5	32	23	21	18	6,5	3,5	1,5
Ba	106	1069	376	218	209	563	1216	860	1546	386	277	219	348
Ce	< 35	108	95	75	83	101	510	318	92	84	111	22	46
Cl	231	147	62	77	< 50	246	118	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50
Co	66	11	14	< 6	< 6	22	24	34	10	19	11	17	10
Cr	365	53	46	24	51	106	22	25	237	83	76	100	105
Cu	17	16	115	40	43	80	35	86	14	16	59	98	37
F	< 550	818	< 550	< 550	< 550	1127	< 550	1456	923	659	< 550	906	1213
Ga	15	17	15	9	11	18	26	32	53	36	35	34	26
La	< 28	43	39	43	28	45	248	180	37	60	93	28	87
Nb	12	10	12	< 9	< 9	17	16	30	30	37	19	18	16
Nd	18	50	32	35	26	50	197	174	48	31	102	27	55
Ni	152	20	40	11	13	20	50	16	7	22	52	26	16
Pb	16	43	36	24	20	55	23	86	25	27	28	17	52
Rb	20	208	101	29	40	195	111	10	243	26	< 3	< 3	38
S	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300
Sc	44	< 14	< 14	< 14	< 14	18	< 14	64	40	23	22	38	19
Sr	151	326	15	26	13	86	307	83	128	46	64	22	46
Th	20	17	< 7	< 7	9	22	< 7	41	45	37	14	38	50
U	< 3	< 3	5	6	7	< 3	< 3	11	< 3	7	6	13	7
V	282	67	66	26	49	154	83	340	315	228	224	348	254
Y	16	36	28	18	29	34	57	39	27	18	23	10	13
Zn	108	58	105	44	58	122	101	54	20	28	49	69	54
Zr	52	216	206	224	358	570	123	501	296	552	427	302	264

ANEXO IV

Balanço geoquímico dos níveis topográficos 1640/60m (perfil Mi2b), 1710/40m (perfis Mi4c e Mi14) e 1800/20m (perfis mi6b e mi15).

Mi2b

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	H ₂ O
Ls2	+7,08	-28,87	-0,03	0,90	-7,98	-8,07	-1,09	-0,66	-0,11	-7,04	-0,64
Ls5	-46,19	-12,69	+0,08	-2,94	-8,12	-8,11	-2,04	-0,20	+0,01	+2,37	+7,85
Ls6	-64,27	-8,69	+0,00	-4,84	-8,22	-8,00	-4,50	-0,19	+0,10	+1,07	+10,34

Mi04c

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	H ₂ O
Ls24	-41,25	+2,98	0,04	+1,24	-2,05	-3,89	-6,02	+0,80	+0,08	+5,96	+9,59
Ls25	-36,35	+0,89	0,01	-0,95	-2,11	-3,91	-5,61	-0,39	-0,18	-1,97	+6,49
Ls27	-50,49	-0,40	0,02	-0,09	-2,16	-3,94	-7,61	+0,25	-0,10	2,72	+8,00
Ls28	-43,12	-3,15	-0,04	-1,38	-2,20	-4,08	-8,78	-0,27	-0,19	-1,62	+6,75

Mi14

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	H ₂ O
Ls54	-92,33	-0,52	-0,01	+0,20	-2,81	-7,11	-11,84	+0,26	-0,05	+1,99	+11,27
Ls55	-102,69	+14,40	-0,07	-0,51	-2,77	-7,96	-13,71	+0,39	+0,33	+1,24	+17,09
Ls56	-109,96	-15,11	-0,07	-0,82	-3,10	-7,56	-15,71	+0,32	-0,14	+0,81	+6,52

Mi6b

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	H ₂ O
Ls12	-52,83	0,83	-1,70	+0,44	-0,18	-2,87	-0,02	-9,03	-0,71	+5,64	+5,32
Ls13	-44,61	6,14	-1,74	+1,07	-0,06	-3,01	-0,92	-8,07	-0,57	+11,03	+6,05
Ls14	-57,02	-13,14	-1,75	-0,10	-0,31	-3,09	-3,90	-8,55	-0,68	+6,67	+0,78

Mi5b

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	H ₂ O
Ls35	+27,40	-2,42	-0,49	-23,79	-31,94	-0,76	+15,54	-0,77	+0,12	-23,16	-0,54
Ls36	+1,75	-10,42	-0,36	-24,87	-34,42	-6,36	+0,51	-1,09	+0,11	-22,16	+8,01
Ls37	+18,40	-22,92	-0,49	-25,98	-34,48	-6,75	-0,97	-1,64	-0,02	-29,97	+3,10
Ls38	+15,58	-22,81	-0,59	-25,44	-34,48	-6,62	-0,68	-1,22	+0,03	-28,47	+3,02
Ls39	-12,33	-22,93	-0,43	-23,23	-34,52	-6,38	+4,06	-0,05	+0,24	-19,30	+2,00
Ls41	-51,75	+2,90	-0,40	-23,21	-34,54	-6,89	+1,63	-0,51	+0,41	-22,80	+13,13

Perdas (-), ganhos (+).

ANEXO V

**Composição química expressa em
porcentagens volumétricas (g/100cm³)
dos níveis topográficos 1640/60m (perfil
Mi2b), 1710/40m (perfis Mi4c e Mi14),
1800/20m (perfis Mi6b e Mi5b)**

Nível topográfico 1640/60m
Mi2b

	LS1	LS2	LS5	LS6
Prof. (m)	48	44,5	30	26,3
SiO₂	160,70	167,78	114,51	96,43
Al₂O₃	45,67	16,80	32,98	36,98
MnO	0,20	0,17	0,29	0,20
MgO	5,92	1,74	2,98	1,08
CaO	9,18	1,20	1,06	0,96
Na₂O	8,29	0,23	0,19	0,29
K₂O	7,12	6,04	5,08	2,62
TiO₂	1,77	1,11	1,57	1,58
P₂O₅	0,19	0,08	0,20	0,29
Fe₂O₃	14,82	7,78	17,18	15,88
H₂O	4,12	3,48	11,97	14,46

Nível topográfico 1710/40m
Mi4c

	LS23	LS24	LS25	LS27	LS28
Prof. (m)	38	35,2	34	31,5	30
SiO₂	160,32	119,07	123,97	109,82	117,19
Al₂O₃	37,39	40,36	38,28	36,99	34,24
MnO	0,08	0,11	0,09	0,10	0,04
MgO	2,06	3,30	1,10	1,97	0,68
CaO	3,18	1,13	1,07	1,02	0,98
Na₂O	4,68	0,78	0,76	0,73	0,59
K₂O	11,53	5,51	5,92	3,92	2,74
TiO₂	1,08	1,88	0,69	1,33	0,81
P₂O₅	0,32	0,40	0,14	0,21	0,12
Fe₂O₃	7,04	13,00	5,06	9,75	5,42
H₂O	5,94	15,53	12,43	13,94	12,69

Mi14

	LS52	LS54	LS55	LS56
Prof. (m)	42	37	32,1	27
SiO₂	184,06	91,73	81,37	74,10
Al₂O₃	36,91	36,39	51,31	21,80
MnO	0,08	0,06	0,01	0,01
MgO	0,83	0,56	0,32	0,01
CaO	3,72	0,91	0,95	0,62
Na₂O	8,01	0,89	0,05	0,44
K₂O	16,32	4,48	2,62	0,61
TiO₂	0,86	1,12	1,25	1,18
P₂O₅	0,21	0,16	0,54	0,06
Fe₂O₃	5,58	7,57	6,82	6,38
H₂O	1,70	12,97	18,80	8,22

Nível topográfico 1800/20m

Mi6b

	LS11	LS12	LS13	LS14
Prof. (m)	30	27	25	23
SiO ₂	181,40	128,57	136,79	124,38
Al ₂ O ₃	33,01	33,83	39,14	19,87
MnO	1,79	0,09	0,05	0,04
MgO	0,15	0,93	1,22	0,05
CaO	1,24	1,06	1,18	0,93
Na ₂ O	3,16	0,28	0,15	0,07
K ₂ O	5,62	5,60	4,70	1,72
TiO ₂	9,68	0,64	1,60	1,12
P ₂ O ₅	0,82	0,11	0,25	0,14
Fe ₂ O ₃	0,07	5,71	11,10	6,74
H ₂ O	7,44	12,76	13,48	8,22

Mi5b

	LS33	LS35	LS36	LS37	LS38	LS39	LS41
Prof. (m)	46	43,5	42,2	41	38	37,5	32
SiO ₂	143,55	170,96	145,30	161,95	159,13	131,23	91,80
Al ₂ O ₃	40,52	38,10	30,10	17,60	17,71	17,59	43,43
MnO	0,64	0,15	0,28	0,14	0,05	0,21	0,24
MgO	26,21	2,42	1,34	0,23	0,77	2,98	3,00
CaO	35,55	3,62	1,13	1,08	1,08	1,03	1,01
Na ₂ O	7,56	6,80	1,19	0,81	0,94	1,18	0,66
K ₂ O	1,87	17,42	2,39	0,90	1,19	5,94	3,50
TiO ₂	2,31	1,54	1,22	0,67	1,09	2,27	1,80
P ₂ O ₅	0,16	0,28	0,27	0,14	0,19	0,40	0,57
Fe ₂ O ₃	33,29	10,14	11,13	3,32	4,82	13,99	10,49
H ₂ O	3,39	2,85	11,40	6,49	6,42	5,39	16,53

ANEXO VI

Cálculo da Densidade Aparente (g/cm^3)

Amostra	Prof.(m)	Pf	Paf	PH2O	Pt	Pth	Pa	Vp	M	Va	Da	Média
Mi2b/3LS1	48,2	0,3	46,2	707,5	46,9	725,7	45,9	0,7	18,2	17,5	2,6	2,6
Mi2b/3LS1	48,2	0,3	80,3	735,8	82,9	769,5	80,0	2,8	33,8	30,9	2,6	
Mi2b/3LS2	44,4	0,3	13,0	707,4	15,4	716,2	12,7	2,7	8,8	6,2	2,1	2,1
Mi2b/3LS2	44,4	0,3	12,9	736,3	15,5	745,3	12,6	2,9	8,9	6,0	2,1	
Mi2b/2LS5	29,4	0,2	63,5	707,1	67,8	747,5	63,3	4,8	40,4	35,6	1,8	1,9
Mi2b/2LS5	29,4	0,2	6,7	736,1	7,5	740,3	6,5	0,9	4,2	3,2	2,0	
Mi2b/2LS6	26,3	0,3	23,7	707,3	26,6	724,5	23,4	3,2	17,2	13,9	1,7	1,7
Mi2b/2LS6	26,3	0,2	5,6	735,3	6,5	739,5	5,4	1,0	4,1	3,1	1,7	
Mi2b/2LS8	19,0	0,2	9,1	705,9	10,5	712,1	8,9	1,6	6,2	4,6	1,9	
Mi2b/2LS10	3,5	0,2	22,1	705,3	24,8	720,3	21,9	3,0	15,0	12,0	1,8	
Mi6b/4LS11	30,0	0,2	56,4	708,1	58,1	733,0	56,3	1,8	24,9	23,1	2,4	2,5
Mi6b/4LS11	30,0	0,3	53,6	735,4	55,5	758,5	53,3	2,1	23,1	21,0	2,5	
Mi6b/4LS12	27,0	0,2	105,6	693,5	108,6	752,9	105,3	3,4	59,4	56,1	1,9	1,9
Mi6b/4LS12	27,0	0,3	67,7	731,0	70,7	769,5	67,4	3,4	38,5	35,1	1,9	
Mi6b/4LS13	25,0	0,2	21,7	712,9	22,5	724,0	21,6	0,8	11,1	10,2	2,1	2,1
Mi6b/4LS13	25,0	0,2	13,5	733,2	14,2	740,3	13,4	0,8	7,1	6,3	2,1	
Mi6b/3LS14	23,0	0,2	33,5	693,7	35,7	717,6	33,4	2,4	23,8	21,4	1,6	1,6
Mi6b/3LS14	23,0	0,2	9,3	735,2	11,1	742,6	9,2	2,0	7,3	5,3	1,7	
Mi6b/3LS16	16,0	0,2	33,8	711,6	35,3	731,7	33,6	1,7	20,0	18,3	1,8	
Mi6b/2LS19	6,6	0,3	28,1	698,9	29,9	717,8	27,8	2,0	18,9	16,8	1,7	
Mi6b/1LS20	4,0	0,3	40,7	696,5	43,2	723,0	40,4	2,7	26,5	23,7	1,7	
Mi6b/1LS21	2,0	0,2	30,1	708,9	32,1	729,1	29,9	2,2	20,2	17,9	1,7	
Mi4c/4LS23	38,0	0,2	54,5	708,3	56,2	733,0	54,3	1,9	24,7	22,8	2,4	2,3
Mi4c/4LS23	38,0	0,2	9,7	733,1	10,4	738,0	9,6	0,7	4,9	4,2	2,3	
Mi4c/3LS24	35,2	0,2	52,6	601,8	55,3	630,8	52,4	3,0	29,1	26,0	2,0	2,0
Mi4c/3LS24	35,2	0,2	18,3	732,9	19,2	743,0	18,1	1,1	10,1	9,0	2,0	
Mi4c/3LS25	34,2	0,3	86,9	704,2	89,3	753,7	86,6	2,6	49,4	46,9	1,8	1,9
Mi4c/3LS25	34,2	0,3	30,3	732,8	31,6	749,6	30,0	1,5	16,8	15,3	2,0	
Mi4c/2LS27	31,5	0,1	34,5	706,5	35,8	726,9	34,3	1,5	20,3	18,8	1,8	1,8
Mi4c/2LS27	31,5	0,3	20,7	733,4	21,6	746,1	20,4	1,0	12,6	11,6	1,8	
Mi4c/2LS28	29,9	0,3	27,4	707,8	28,8	724,8	27,1	1,5	16,9	15,5	1,8	1,7
Mi4c/2LS28	29,9	0,3	27,3	734,9	28,7	752,0	27,0	1,6	17,1	15,5	1,7	
Mi4c/2LS29	27,0	0,2	127,0	614,0	133,0	691,2	126,9	6,6	77,2	70,5	1,8	
Mi4c/1LS30	16,8	0,2	11,1	614,4	13,2	622,5	10,9	2,3	8,1	5,8	1,9	
Mi4c/1LS32	1,5	0,3	88,8	701,0	92,1	757,3	88,5	3,7	56,3	52,6	1,7	

Amostra	Prof.(m)	Pf	Paf	PH2O	Pt	Pth	Pa	Vp	M	Va	Da	Média
Mi5b/6LS33	46,0	0,2	98,3	602,4	100,6	637,2	98,2	2,5	34,9	32,3	3,0	3,0
Mi5b/6LS33	46,0	0,2	32,4	736,4	34,7	750,0	32,3	2,5	13,6	11,1	2,9	
Mi5b/5LS35	43,5	0,3	155,2	602,1	157,2	665,2	154,9	2,3	63,1	60,8	2,5	2,5
Mi5b/5LS35	43,5	0,3	114,6	736,1	118,2	784,9	114,3	4,0	48,8	44,8	2,5	
Mi5b/5LS36	42,2	0,3	59,0	697,8	60,7	727,5	58,7	1,9	29,7	27,8	2,1	2,1
Mi5b/5LS36	42,2	0,3	37,9	735,2	39,3	755,4	37,6	1,5	20,3	18,7	2,0	
Mi5b/5LS37	41,0	0,3	66,4	707,3	68,1	739,6	66,1	2,0	32,2	30,3	2,2	2,1
Mi5b/5LS37	41,0	0,2	23,3	733,3	24,4	745,8	23,1	1,3	12,5	11,3	2,1	
Mi5b/4LS38	38,0	0,3	208,1	695,9	212,4	799,4	207,8	4,7	103,5	98,8	2,1	1,9
Mi5b/4LS38	38,0	0,3	14,5	733,8	15,5	743,1	14,2	1,1	9,3	8,2	1,7	
Mi5b/4LS39	37,5	0,2	50,4	713,4	53,2	745,0	50,2	3,1	31,6	28,4	1,8	1,8
Mi5b/4LS39	37,5	0,3	28,4	734,8	29,6	751,2	28,1	1,4	16,4	15,1	1,9	
Mi5b/4LS41	32,0	0,2	59,8	704,7	61,4	740,4	59,7	1,7	35,8	34,0	1,8	1,7
Mi5b/4LS41	32,0	0,2	33,4	734,5	35,3	755,8	33,2	2,2	21,3	19,2	1,7	
Mi5b/3LS43	23,0	0,2	14,2	696,9	15,6	707,6	14,0	1,6	10,8	9,2	1,5	
Mi5b/3LS44	21,0	0,3	96,4	698,2	98,5	742,4	96,0	2,4	44,1	41,7	2,3	
Mi5b/2LS45	18,0	0,2	9,2	697,1	10,8	703,8	9,0	1,9	6,7	4,8	1,9	
Mi5b/1LS49	6,5	0,2	74,4	694,9	77,5	740,7	74,1	3,5	45,8	42,3	1,8	
Mi5b/1LS50	3,5	0,1	13,2	710,9	14,1	720,1	13,1	1,1	9,2	8,1	1,6	
Mi5b/1LS51	1,5	0,2	48,2	621,2	54,0	655,2	48,0	6,5	34,0	27,5	1,7	
Mi14/5LS52	42,0	0,3	208,9	598,7	213,1	683,8	208,5	4,7	85,2	80,5	2,6	2,6
Mi14/5LS52	42,0	0,2	36,3	729,8	38,1	745,8	36,1	2,0	16,0	14,0	2,6	
Mi14/5LS54	37,0	0,2	53,9	598,4	57,0	635,3	53,8	3,4	36,9	33,5	1,6	1,6
Mi14/5LS54	37,0	0,3	52,6	732,4	55,0	769,3	52,2	2,7	36,9	34,2	1,5	
Mi14/4LS55	32,1	0,2	80,2	611,9	90,3	671,1	80,0	11,2	59,3	48,0	1,7	1,7
Mi14/4LS55	32,1	0,2	45,6	731,8	47,4	761,0	45,3	2,0	29,2	27,2	1,7	
Mi14/4LS56	27,0	0,3	63,6	605,4	69,9	648,7	605,4	69,9	648,7	578,9	1,0	1,1
Mi14/4LS56	27,0	0,2	18,9	733,1	20,3	750,0	18,8	1,5	16,9	15,4	1,2	
Mi14/4LS57	24,0	0,3	78,2	601,3	81,3	646,9	77,8	3,5	45,6	42,1	1,8	
Mi14/3LS58	22,5	0,3	46,1	716,7	49,6	743,7	45,8	3,8	27,0	23,2	2,0	
Mi14/3LS60	19,2	0,2	98,3	712,7	102,1	777,9	98,1	4,2	65,1	60,9	1,6	
Mi14/2LS62	15,0	0,3	49,7	710,6	53,6	747,7	49,4	4,4	37,1	32,7	1,5	
Mi14/1LS65	3,9	0,2	78,4	705,9	80,5	754,7	78,2	2,4	48,8	46,4	1,7	
Mi14/1LS66	1,7	0,1	48,7	715,9	51,3	746,8	48,6	2,9	30,9	28,0	1,7	
M15/2LS68	49,0	0,3	48,4	704,6	56,5	742,5	48,1	9,0	37,8	28,8	1,7	
M15/2LS69	45,0	0,2	3,3	696,5	3,8	698,6	3,2	0,5	2,1	1,6	2,0	
M15/2LS70	41,0	0,3	64,5	700,0	76,7	754,7	64,2	13,6	54,7	41,1	1,6	
M15/2LS71	39,0	0,2	26,0	697,8	27,8	713,6	25,8	2,0	15,9	13,9	1,9	
M15/1LS74	25,0	0,2	15,2	697,4	16,6	706,2	15,0	1,5	8,9	7,4	2,0	
M15/1LS75	23,9	0,2	50,6	697,1	52,4	723,9	50,4	2,0	26,8	24,8	2,0	

Amostras que o cálculo da densidade foi repetido

$Pa = Paf - Pf$
 $Vp = (Pt - Paf)/0,9$
 $M = Pth - PH2O$
 $Va = M - Vp$
 $Da = Pa/Va$

Pa = Peso da amostra
 Pf = Peso do fio de cobre
 Paf = Peso da amostra + Peso do fio
 $PH2O$ = Peso do becker mais água
 Pt = Peso da amostra + peso do fio + peso da parafina
 Pth = Peso da amostra + peso do fio + peso da parafina + $PH2O$
 Da = Densidade aparente

