



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

Dissertação de Mestrado

**A INFLUÊNCIA DAS ESTRUTURAS GEOLÓGICAS E DA POSIÇÃO
TOPOGRÁFICA NO DESENVOLVIMENTO DE REGOLITOS:
BACIA DO ALTO RIO FORTALEZA, BANANAL (SP)**

Rafael Albuquerque Xavier

Orientação: Prof^a. Dr^a. Ana Luiza Coelho Netto

**UFRJ
Junho 2004**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

**A INFLUÊNCIA DAS ESTRUTURAS GEOLÓGICAS E DA POSIÇÃO
TOPOGRÁFICA NO DESENVOLVIMENTO DE REGOLITOS: BACIA DO
ALTO RIO FORTALEZA, BANANAL (SP)**

Dissertação de mestrado submetida ao corpo docente do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio Janeiro como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Geografia

Aprovada em ___/___/___ pela banca examinadora:

Profª Drª Ana Luiza Coelho Netto (orientadora)

Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes

Profª Drª Izabel Pereira Ludka

Junho 2004

Xavier, Rafael Albuquerque

A Influência das Estruturas Geológicas e da Posição Topográfica no Desenvolvimento de Regolitos: Bacia do Alto Rio Fortaleza, Bananal (SP)

115p.

Dissertação (Mestrado em Geografia) PPGG/IGEO/UFRJ

1 – Intemperismo 2 – Fraturas 3 – Fluxos artesianos 4 – Topografia
5 – Análises mineralógicas 6 – Regolito

Dedico este trabalho à Patricia da C. Dornellas da Silva Xavier

Agradecimentos

À Professora Ana Luiza, pela orientação e estímulo constantes nesses cinco anos de convívio;

À FAPERJ pelo suporte financeiro concedido via bolsa aluno nota 10;

Ao CNPq pelo financiamento durante o primeiro ano do mestrado;

Ao PRONEX por subsidiar o programa de pesquisas do GEOHECO, no qual este trabalho está inserido;

À FUNESA (Fundação Universidade Estadual de Alagoas) por financiar o transporte para a defesa da dissertação;

A orientadora e amiga Adriana Filgueira Leite, pelas discussões e todo apoio dispensado a realização deste trabalho;

Ao professor Nelson Ferreira Fernandes, pelas críticas realizadas durante a realização deste trabalho;

A professora Izabel Pereira Ludka, pelas análises de rocha e orientações durante o trabalho;

A toda equipe do GEOHECO pelo apoio e incentivo: Achilles Chirol, Adriano Figueiró, Andressa Lima, André Avelar, Luis Fernando, Magnes Grael, Paulo Leal, Daniel Preza, João Crisóstomo, Carla Semirames, Ricardo Corrêa, Rodrigo Basile, Rita Monetezuma e Tatão (Otávio Rocha Leão);

Ao amigo Ricardo Corrêa, pela contribuição nos trabalhos de campo e em todos os momentos difíceis;

Ao amigo Rodrigo Basile, também pelo apoio nos trabalhos de campo e no dia-a-dia do Geoheco;

Ao companheiro de mestrado Daniel Preza, pela ajuda nos trabalhos de campo;

A companheira de pós-graduação Andréia Souza, pelo apoio no levantamento de material bibliográfico;

Ao aluno de iniciação científica Wellington Sá, pelo suporte nos trabalhos de campo e nas análises em laboratório;

Ao aluno de graduação Filipe Mosqueira pela contribuição dada nos trabalhos de campo;

Ao amigo Fernando Souza Paulo, pelo apoio no levantamento bibliográfico da dissertação;

Aos técnicos do Laboratório de Geografia Física "Wilson" e "Demir" pela colaboração em algumas análises;

A minha mãe que continua sempre me apoiando, mesmo agora mais distante;

As minhas tias Cacá e Nati, que sempre estão ao meu lado;

Aos meus compadres Antônio e Cristina e ao meu afilhado Leandro por me incentivarem a continuar;

A minha (bis) avó Maria, pelo exemplo de vida;

A minha esposa Patricia Xavier, pela cumplicidade, apoio e amor dedicados a mim sempre;

A sorte, por ter me acompanhando durante esses anos.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IGEO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

A Influência das Estruturas Geológicas e da Posição Topográfica no
Desenvolvimento de Regolitos: Bacia do Alto Rio Fortaleza,
Bananal(SP)

Resumo

Nos últimos anos, vários estudos vêm indicando a importância das estruturas geológicas e dos fluxos d'água subterrâneos nos processos de evolução do relevo. Particularmente, na bacia do rio Bananal (SP/RJ) pode ser observado as características anteriormente citadas, inclusive com ocorrência de formas geradas por fluxos artesianos em fraturas sub-verticais. Devido a essa grande importância das fraturas no desenvolvimento de formas, o presente trabalho buscou verificar a sua influência, também, no desenvolvimento dos regolitos da bacia do alto Rio Fortaleza, tributária do rio Bananal.

Os regolitos da bacia do alto Rio Fortaleza são bem desenvolvidos, tanto pelas espessuras apresentadas, quanto pelo avançado grau de intemperismo dos materiais. As análises mineralógicas mostraram que os regolitos são predominantemente caulínicos. As variações texturais e mineralógicas encontradas, resultam, na grande maioria dos casos, da influência do material de origem (gnaisse). Em algumas situações, essas mudanças ocorrem por se tratarem de camadas deposicionais.

Entretanto, a evolução desses regolitos é fortemente condicionada pelas condições hidro-geomorfológicas de cada perfil. Pois, os perfis localizados em áreas com intenso processo erosivo e com boa captação de água, foram mais desenvolvidos. Ainda, a atuação de fluxos artesianos em fraturas subverticais, está favorecendo o desenvolvimento de regolitos, de baixo para cima. Dessa forma, o espessamento dos regolitos em algumas áreas dessa bacia, não funciona como limitante à evolução dos processos de intemperismo nas partes mais profundas, contrariando as idéias de Gilbert (1877), Ahnert (1987) e Stallard (1988), referente a espessura limite dos regolitos.

Índice geral

Capítulo 1	Introdução	01
Capítulo 2	Objetivos	04
2.1	Objetivos específicos	04
Capítulo 3	Intemperismo e Evolução do Relevo	05
3.1	Considerações sobre os processos de intemperismo	05
3.2	Condicionantes dos processos de intemperismo	07
3.3	Taxas de intemperismo, desenvolvimento de regolitos e evolução do relevo	13
Capítulo 4	Área de estudo	17
4.1	Localização geográfica	17
4.2	Geomorfologia	17
4.3	Geologia	23
4.4	Solos	26
4.5	Vegetação	27
4.5	Clima	28
Capítulo 5	Metodologia	29
5.1	Amostragem	29
5.2	Análise textural	33
5.3	Cor	34
5.4	Morfologia dos perfis	35
5.5	Mineralogia da rocha	35
5.6	Mineralogia da fração areia	36
5.6.1	Método "staining"	36
5.6.1.1	Preparação da amostra	36
5.6.1.2	"Staining"	37
5.6.1.3	Identificação e contagem	39
5.6.2	Razão quartzo/feldspato	40
5.7	Mineralogia da fração argila	41

Capítulo 6	Resultados e discussão	44
6.1	Morfologia dos regolitos	44
6.1.1	Transecto 1	44
6.1.2	Transecto 2	51
6.1.3	Zona intermediária entre os transectos 1 e 2	54
6.2	Mineralogia	56
6.2.1	Mineralogia do protolito: Gnaiss São João	56
6.2.2	Mineralogia da fração areia dos regolitos	56
6.2.2.1	Mobilidade dos minerais	57
6.2.2.1.1	Transecto 1	57
6.2.2.1.2	Transecto 2	66
6.2.2.1.3	Zona intermediária entre os transectos 1 e 2	72
6.2.2.2	Razão quartzo/feldspato	74
6.2.2.2.1	Transecto 1	74
6.2.2.2.2	Transecto 2	77
6.2.2.2.3	Zona intermediária entre os transectos 1 e 2	77
6.2.3	Mineralogia da fração argila dos regolitos	79
6.2.3.1	Transecto 1	79
6.2.3.2	Transecto 2	82
6.2.3.3	Zona intermediária entre os transectos 1 e 2	82
6.2.3.4	Comparação entre os perfis	85
Capítulo 7	Conclusões	91
Capítulo 8	Referências bibliográficas	94
Capítulo 9	Anexos	102

Índice de figuras

Figura 1	Localização regional da bacia do rio Bananal.	18
Figura 2	Bacia do alto vale do rio Fortaleza, Bananal/SP.	20
Figura 3	Foto da vertente direita da bacia do rio Fortaleza.	21
Figura 4	Mapa de declividade da bacia do alto vale do rio Fortaleza, Bananal/SP.	22
Figura 5	Mapa geológico da bacia do rio Bananal.	24
Figura 6	Mapa geológico da bacia do alto rio Fortaleza.	25
Figura 7	Foto do trado mecânico.	30
Figura 8	Foto da vertente direita da bacia do alto rio Fortaleza, onde foram feitas as sondagens.	31
Figura 9	Perfis topográficos dos transectos 1 e 2.	32
Figura 10	Preparação das lâminas.	37
Figura 11	Foto do recipiente utilizado para expor os minerais ao ácido fluorídrico.	38
Figura 12	Lâmina com aplicação de cobaltinitrito de sódio.	39
Figura 13	Identificação dos minerais na lupa.	40
Figura 14	Perfil topográfico com a localização e profundidade dos perfis do transecto 1.	45
Figura 15	Relação entre a razão silte/argila e a posição na encosta das amostras do regolito.	50-51
Figura 16	Perfil topográfico com a localização e profundidade dos perfis do transecto 2.	52
Figura 17	Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 1.	59-60
Figura 18	Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 3.	61
Figura 19	Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 4.	62
Figura 20	Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 5.	63-64
Figura 21	Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 6.	65
Figura 22	Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 8.	67-68
Figura 23	Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 9.	69
Figura 24	Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 10.	71
Figura 25	Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 7.	73

Figura 26	Relação entre a razão quartzo/feldspato e a profundidade dos perfis do transecto 1.	75-76
Figura 27	Relação entre a razão quartzo/feldspato e a profundidade dos perfis do transecto 2.	78
Figura 28	Relação entre a razão quartzo/feldspato e a profundidade do perfil 7.	79
Figura 29	Difratograma de raio-x da fração argila do perfil 1.	80
Figura 30	Difratograma de raio-x da fração argila do perfil 5.	81
Figura 31	Difratograma de raio-x da fração argila do perfil 10.	83
Figura 32	Difratograma de raio-x da fração argila do perfil 7.	84
Figura 33	Difratogramas de raios X da fração argila dos Perfis 1, 5, 7 e 10, dentro da zona pedolítica.	86-87
Figura 34	Difratogramas de raios X day fração argila dos Perfis 1, 5, 7 e 10, dentro das zonas pedolítica inferior e saprolítica superior.	88-89
Figura 35	Difratogramas de raios X day fração argila dos Perfis 1, 5 e 7 dentro da zona saprolítica superior.	90
Figura 36	Desenho esquemático das características hidrogeomorfológicas do perfil 1(topo) e do perfil 5(baixa encosta).	92
Figura 37	Difratogramas de raios X da fração argila do Perfil 1 em 1,15-1,40 m de profundidade. I: ilita; C: caulinita; Q: quartzo; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.	104
Figura 38	Difratogramas de raios X da fração argila do Perfil 1 em 5 m de profundidade. I: ilita; C: caulinita; Q: quartzo; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.	105
Figura 39	Difratogramas de raios X da fração argila do Perfil 1 em 10 m de profundidade. I: ilita; C: caulinita; Q: quartzo; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.	106
Figura 40	Difratogramas de raios X da fração argila do Perfil 5 em 1 m de profundidade. I: ilita; C: caulinita; Gib: gibsitita; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.	107
Figura 41	Difratogramas de raios X da fração argila do Perfil 5 em 5 m de profundidade. I: ilita; C: caulinita; Gib: gibsitita;	108-109

Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

- Figura 42 Difractogramas de raios X da fração argila do Perfil 5 em 10 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Se: sepiolita; Gib: gibsitita; Q: quartzo; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas. 110
- Figura 43 Difractogramas de raios X da fração argila do Perfil 7 em 1 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Gib: gibsitita; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas. 111
- Figura 44 Difractogramas de raios X da fração argila do Perfil 7 em 5 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Gib: gibsitita; Gt: goetita; Q: quartzo; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas. 112
- Figura 45 Difractogramas de raios X da fração argila do Perfil 7 em 10 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Gib: gibsitita; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas. 113
- Figura 46 Difractogramas de raios X da fração argila do Perfil 10 em 1 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Gib: gibsitita; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas. 114
- Figura 47 Difractogramas de raios X da fração argila do Perfil 10 em 5 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Q: quartzo; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas. 115

Índice de tabelas

Tabela 1	Tempo necessário para intemperizar um metro de rocha sobre diferentes climas.	8
Tabela 2	Caracterização da cor e da textura dos perfis localizados no transecto 1.	46
Tabela 3	Caracterização da cor e da textura dos perfis localizados no transecto 2.	54
Tabela 4	Caracterização da cor e da textura do perfil 7.	55
Tabela 5	Mineralogia das amostras de rocha	56
Tabela 6	Porcentagem dos minerais leves na fração areia dos regolitos do transecto 1.	58
Tabela 7	Porcentagem dos minerais leves na fração areia dos regolitos do transecto 2.	66
Tabela 8	Porcentagem dos minerais leves na fração areia do regolito do perfil 7.	72

1. Introdução

O processo de evolução de bacias de drenagem envolve a formação de feições côncavas nas zonas de cabeceiras, as quais, por sua natureza física, constituem unidades geomorfológicas potenciais de convergência de fluxos d'água e sedimentos. Nos últimos anos, estudos realizados em áreas sob diferentes condições geológicas apontam o controle estrutural no desenvolvimento dessas formas em cabeceiras de drenagem (Dunne, 1980; Avelar & Coelho Netto, 1992a e b; Onda, 1994; Coelho Netto, 1999 entre outros).

Segundo Avelar & Coelho Netto (1992a), a origem das concavidades estruturais está associada à ocorrência de fluxos artesianos ao longo das fraturas subverticais, que sob condições de poro-pressão crítica na face de exfiltração, acionam a erosão ocasionando a formação de túneis erosivos e posteriormente a formação de canais. Em um estágio mais avançado, esses canais recuam lateralmente à remontante através de movimentos de massa e outros mecanismos secundários sobre a área de contribuição, originando a chamada concavidade estrutural. Esse recuo pode, inclusive, promover o recuo dos divisores e, sob condição de "pirataria" de água subterrânea, acarretar a captura de redes de drenagem adjacentes (Coelho Netto & Fernandes, 1990; Coelho Netto, 1999).

Diante desse quadro, hipotetizamos que se as fraturas favorecem a percolação de água gravitacional ou sob condição de artesianismo e, assim, favorece a percolação preferencial de água, o processo de intemperismo seria mais acentuado nos materiais situados próximos dessas fraturas?

Adicionalmente, caso exista uma influência dos fluxos artesianos no desenvolvimento dos regolitos, com a água subterrânea alimentando a frente de intemperismo independentemente da espessura do regolito, essa característica irá contrariar a literatura sobre a evolução de regolitos (Gilbert, 1877; Hack, 1960; Ahnert, 1987; Stallard, 1988; Heimsath *et. al.*, 1999; entre outros), que afirma existir uma relação entre a espessura do perfil e a taxa de intemperismo; na qual, em perfis rasos a taxa de intemperismo é mais acelerada, e em perfis profundos mais lentas, podendo até cessar.

A ocorrência de unidades geomorfológicas côncavas está intrinsecamente associada aos processos de formação do relevo do médio vale do rio Paraíba do Sul, onde o controle estrutural é bastante significativo. De acordo com Avelar e Coelho Netto (1992a), uma característica marcante observada nessa região é o paralelismo encontrado entre as estruturas geológicas e a orientação da rede de canais. Na bacia do rio Bananal (518 km²), afluente do rio Paraíba do Sul, os canais principais seguem a orientação regional das camadas geológicas (SW-NE) e os tributários seguem às direções SW-NE e SE-NW, em paralelo aos principais "sets" de fraturas regionais. Esse fato peculiar também é notado nas áreas de cabeceiras de drenagem, na qual o eixo das concavidades também segue a orientação preferencial das fraturas locais. Avelar & Coelho Netto (*op. cit.*), ao mapearem as unidades côncavas em cabeceiras de drenagem, na bacia do rio Bananal, verificaram que 70,7% das concavidades estão sob um controle estrutural local, apresentando uma morfologia em anfiteatros conchoidais, estrangulada na base e aberta na porção superior. Podendo ocorrer de forma suspensa em relação ao fundo de vale adjacente, ou já ajustada ao nível da drenagem vizinha.

Estudando a mineralogia dos solos na bacia de drenagem do alto rio Fortaleza (4 km²), contribuinte da bacia do Rio Bananal, Xavier (2001) e Xavier *et. al.* (2002) comparam os materiais de duas áreas, uma localizada dentro de uma concavidade estrutural, e outra mais distante, em uma encosta retilínea, e verificaram que os materiais da primeira sofrem uma alteração mais rápida em relação aos materiais da área sem controle estrutural. Sobretudo, ao aplicar o índice de intemperismo quartzo/feldspato, reconhecido na literatura como indicador do estágio de intemperismo (Pollack, 1961; Monteiro *et al.*, 1974; Rotta, 1975; Coelho Netto *et al.*, 1980)¹.

Leite (2001), realizando um estudo hidrogeoquímico na mesma bacia, constatou, durante um período seco, através de análises químicas das águas da chuva, do solo e do canal, que a água dos canais teve pouca ou nenhuma relação com a água do solo e da chuva, indicando que a principal fonte de abastecimento dos canais seria a água subterrânea associada ao aquífero regional.

Dessa forma, os estudos existentes na bacia do rio Fortaleza indicam a existência de processos de intemperismo espacialmente não uniformes, e, ainda, a grande importância dos fluxos d'água subterrâneos nos processos de intemperismo e erosão. Para tanto, o presente trabalho busca avançar no entendimento dos processos de intemperismo e, principalmente, verificar o papel das estruturas geológicas e dos fluxos subsuperficiais na alteração dos materiais dos regolitos.

¹ Este índice é baseado no cálculo da razão quartzo/feldspato, onde quanto mais elevado for o valor, mais intemperizado está o material, pois revela uma predominância de quartzo (mineral mais resistente ao intemperismo) no solo. Valores próximos a 1, revelam proporções semelhantes e, resultados abaixo de 1 mostram uma predominância de feldspato.

2. Objetivos

Este trabalho tem como objetivo geral, evoluir no entendimento dos processos de intemperismo e desenvolvimento de regolitos, em regiões montanhosas de climas tropicais, particularmente sob influência de estruturas geológicas.

Vale ressaltar que este estudo complementa e é complementado pelo estudo hidrogeoquímico realizado na tese de doutoramento de Adriana Filgueira Leite, com o título "*Intemperismo diferencial no ambiente montanhoso rural da bacia do rio Fortaleza: o papel das estruturas geológicas*".

2.1 Objetivos específicos

1. Caracterizar o estágio de alteração do manto de intemperismo em todos os perfis e verificar sua variação espacial;
2. Avaliar o papel de fraturas e das camadas constituintes do gnaisse nos processos de intemperismo.
3. Verificar se o grau de intemperismo é influenciado pelo movimento da água gravitacional e/ou artesianas, que percola através das fraturas e/ou contatos entre o mergulho das camadas.
4. Avaliar os condicionantes do desenvolvimento dos regolitos na bacia e discutir as relações existentes entre a espessura do perfil e taxa de intemperismo.

3. Intemperismo e Evolução do Relevo

3.1 Considerações sobre os processos de intemperismo

Existe um amplo consenso na literatura sobre o significado do termo intemperismo, e, deste modo, existe uma definição clara e bem objetiva na comunidade científica afim, variando em maior ou menor grau o detalhamento sobre o fenômeno. Contudo, Polivanov (1998) ressaltou que é preciso diferenciar claramente o significado de intemperismo do conceito alteração. Onde o termo alteração é mais genérico e inclui outros processos além do intemperismo, como alteração diagenética e hidrotermal.

Segundo Ollier (1969) o ambiente superficial terrestre, caracterizado por baixas pressões e temperaturas, rico em água e oxigênio, é extremamente diferente do ambiente no qual a maioria das rochas se formaram. Dessa forma, quando as rochas afloram expondo-se à superfície, seus minerais sofrem um desequilíbrio e, por reações químicas, alteram-se, transformando-se em outros minerais, ajustando-se às novas condições ambientais. Essa resposta dos materiais da crosta às mudanças do ambiente, é chamada de intemperismo.

O processo de intemperismo atua por mecanismos modificadores das propriedades físicas dos minerais e rochas, e de suas características químicas. De acordo com o mecanismo predominante de atuação, pode-se subdividir o intemperismo em físico e químico. Todavia, na natureza, estes processos atuam em concomitância influenciando-se mutuamente, embora para um determinado conjunto de condições ambientais, há normalmente a predominância de um sobre o outro (Selby, 1985). Ainda, Polivanov

(1998) afirmou que os processos pedogenéticos também podem ocorrer simultaneamente ao intemperismo podendo em algumas situações sobrepor, formando solos sob o enfoque pedológico. Desse ponto de vista, a formação do solo pode ser considerada como estágio avançado de intemperismo (Hawkes e Webb, 1973 *apud* Fonseca, 1999).

Como produto das alterações intempéricas, tem-se a formação do regolito. De acordo com Ollier e Pain (1996) regolito seria todo o material compreendido entre a rocha sã e a superfície. Essa camada ou manto de material inconsolidado e fragmentado, pode ser residual e/ou transportado, de características altamente variadas, podendo existir em todas as formas da superfície terrestre ou substratos rochosos. Sendo constituído de vários materiais distintos, como: rocha alterada, sedimentos, solos e cinzas vulcânicas.

Existe uma ampla terminologia para caracterizar as várias fases de transição entre a rocha sã e o solo (*sensu strictu*). De acordo com Gerrard (1988) os conceitos saprolito e rocha alterada são utilizados quando observa-se a rocha intemperizada *in situ*, contudo o primeiro estaria em um estágio mais avançado de intemperismo e pode apresentar ou não a estrutura original da rocha.

O termo regolito envolve todo o perfil de intemperismo, incluindo o material do topo, e tem um enfoque mais geomorfológico, pois considera a existência de material deposicional (movimentos de massa) no perfil, mesmo não sendo facilmente individualizado (Ollier, 1969). Simplificando o termo, Gerrard (*op. cit.*) chamou de regolito o conjunto dado pela zona superior do perfil, mesmo em movimentação, mais o saprolito.

A faixa existente entre a rocha sã e o material intemperizado é chamada de frente de intemperismo. Entretanto, esses limites não são facilmente identificados, bem como as outras camadas do perfil (Gerrard, 1988).

3.2 Condicionantes dos processos de intemperismo

Diversos trabalhos buscaram uma tentativa de estimar taxas de rebaixamento do relevo, entretanto, priorizando sempre os processos erosivos e estimando as taxas de intemperismo. Dessa forma, dados sobre taxas de intemperismo são relativamente escassos na literatura, sobretudo, nos trópicos e em condições locais. Pois, geralmente, as taxas de intemperismo são calculadas para bacias de drenagem, através de estudos hidrogeoquímicos baseados na concentração de elementos químicos na água dos rios (Owens, L. B. & Watson, J. P., 1979; Bittencourt, 1980; Ovalle, 1985; Dethier, 1986; Velbel, 1986; Silveira, 1997; Silveira & Coelho Netto, 1999; Leite, 2001 e Leite & Coelho Netto, 2002).

Tardy (1969) *apud* Nahon (1991) estudando a concentração média de íons transportados nas águas em bacias de drenagem, calculou a taxa de intemperismo químico para vários tipos de rochas baseando-se na taxa de remoção de sílica por ano, por unidade de superfície (Tabela 1). Para tanto, considerou como o principal fator controlador das diferenças entre as taxas de intemperismo sendo as condições climáticas, e, em particular, a precipitação anual média. Sendo assim, em regiões sob o mesmo tipo de clima, o fator controlador será o tipo de rocha.

Tabela 1. Tempo necessário para intemperizar um metro de rocha sob diferentes climas (Tardy, 1969, extraído e modificado de Nahon, 1991).

Tipo de rocha e localização	Média de chuva	Média de SiO₂ contida na água	Número de anos necessários para transformação de 1 metro de rocha em caulinita.
Granito, Noruega	1.250 mm	3 mg/l	85.000
Granito, leste da França	850 mm	9.2 mg/l	52.000
Granito, Sul da França	680 mm	11.5 mg/l	41.000
Migmatito, sul da França	680 mm	5.9 mg/l	100.000
Migmatito, norte da costa do Marfim	540 mm	20 mg/l	65.000
Amphibolito, Sul da França	640 mm	14 mg/l	68.000
Basalto, Madagascar	1.500 mm	16 mg/l	40.000
Biotita Gnaiss	2.300 mm	2.16 mg/l	-
Gnaiss Facoidal		2.8 mg/l	-
Granito		2.8 mg/l	-
Parque Nacional da Tijuca, RJ. ¹			
Biotita Gnaiss, alto vale do rio Fortaleza, Bananal, SP. ²	1.500 mm	15 mg/l	-

¹ Dados extraídos de Silveira, 1997

² Dados extraídos de Leite, 2001

Tardy (1993) elaborou um esquema mostrando que em topografias semelhantes ocorrem diferentes tipos de regolitos, e atribui essas diferenças a diferentes tipos de climas. Ressaltando a importância climática, Ollier e Pain (1996) inferem que diferenças entre regolitos podem ser explicadas por diferenças climáticas, sobretudo, pela ocorrência de regimes climáticos e hidrológicos pretéritos. Segundo Ollier e Pain *op cit.* um erro freqüente é relacionar os regolitos somente com as condições climáticas e biológicas atuais. Nesse sentido, faz algumas objeções aos

trabalhos que restringem a influência (apenas) do clima atual nos processos de intemperismo. São elas: 1) perfis de intemperismo profundos levam um tempo muito longo para se formar – tempo esse que é comumente extenso para as condições climáticas atuais terem prevalecido; os efeitos do clima atual são principalmente nos processos biológicos, e os processos de intemperismo recente se estendem somente às profundidades de influência biológica; o calor do interior da Terra torna-se mais importante para a temperatura da água subterrânea do que a temperatura superficial em profundidades rasas. Segundo Domenico (1972), em climas tropicais, a influência da temperatura no regolito restringe-se a até 10 metros de profundidade, sendo os efeitos da temperatura atual limitada a essa zona superficial. E, abaixo desta profundidade, o controle primário na temperatura é do fluxo de calor oriundo do interior da Terra.

Por outro lado, Birkeland (1984) conferiu grande importância à topografia quanto fator controlador dos processos de intemperismo. Para ele, as rochas intemperizam-se em diferentes taxas, que estão relacionadas a variações topográficas que acompanham os vários tipos de rocha. Afirma, ainda, que a topografia exerce um controle na distribuição dos solos na paisagem, e deste modo, as morfologias e propriedades fundem-se lateralmente com outros solos sobre as condições locais existentes. As propriedades dos solos variam lateralmente com a topografia. Logo, destaca várias características do relevo no controle dos processos intempéricos. Uma delas é a orientação das encostas, pois sobremaneira, resulta em microclimas que permitem uma vegetação variada condicionando, a formação de solos diferentes. Outras duas características muito valorizadas são declividade e posição na encosta. A primeira, no sentido de influenciar as taxas

de escoamento, infiltração e erosão na encosta. A segunda, a posição do perfil na encosta, influência também nas condições de drenagem, onde em geral, solos localizados em terras altas geralmente são bem drenados, ao contrário dos localizados dentro de depressões que são mal drenados e ricos em argila e matéria orgânica, com sinais de variados graus de hidromorfismo.

O termo catena foi proposto por Milne (1935) *apud* Birkeland (1984), para descrever a variabilidade lateral do solo na encosta e enfatizou que, cada solo ao longo da encosta possui relações distintas com os solos acima e abaixo dele.

De forma mais ampla, o estudo de seqüências de solos em vertentes tem sido bastante usado nos últimos anos por pesquisadores, por se mostrar uma forma bastante eficiente de avaliar a influência dos diferentes fatores de formação no desenvolvimento das características e propriedades dos solos (textura, por exemplo), principalmente quando ocorrem situações onde apenas um dos fatores de formação varia, enquanto os demais permanecem constantes. Entretanto, na prática, isso não é freqüentemente observado, sobretudo porque o material de origem nas diferentes posições de relevo é fortemente afetado pela natureza dinâmica dos processos geomorfológicos (Scatolini & Moniz, 1992). Contudo, esses estudos focalizaram as questões pedogenéticas e, muito pouco se falou sobre taxas de produção de rocha alterada (saprolito).

Paralelamente, outros trabalhos desenvolvem-se sob a perspectiva temporal como controladora dos processos de intemperismo. Jackson (1965) propôs um modelo geral de seqüências de intemperismo para minerais silicáticos. Este modelo relata a intensidade e duração do intemperismo na formação de argilominerais. Se a intensidade do intemperismo é relativamente

constante (ou se todos materiais têm sido expostos as mesmas variações climáticas), a perda de sílica e a formação de argilominerais secundários são exclusivamente em função do tempo.

Soller e Owens (1991) estudando perfis de intemperismo na Planície Costeira Atlântica dos Estados Unidos verificaram que as causas climática e litológica são de menor importância na produção de diferentes mineralogias e espessuras de perfis de intemperismo. Assumem que, para comparações entre perfis de intemperismo nesta área, a duração do intemperismo é o fator mais importante, determinando a profundidade e a intensidade do intemperismo.

De acordo com Birkeland (1984), a textura da rocha também influencia nas taxas de intemperismo. Para ele, rochas ígneas de textura mais grosseira intemperizam-se mais rapidamente que as de texturas mais finas.

Polivanov (1998) ressaltou ainda, que as características morfológicas, químicas e mineralógicas nas alteritas (solos saprolíticos) são, de um modo geral, herdadas do protolito (rocha matriz). Dessa forma, as discontinuidades texturais, estruturais, mineralógicas e geoquímicas das rochas são transferidas para os solos durante os processos intempéricos. Este conjunto de discontinuidades proporciona um processo intempérico diferencial cuja intensidade vai depender da frequência e tipos de discontinuidades. E, ainda, Sowers (1988) afirmou que em rochas não homogêneas como os gnaisse, o intemperismo ocorre mais rapidamente em alguns estratos do que em outros, produzindo bandas de alteração em diferentes estágios.

Particularmente, na natureza, esses fatores não são estanques e, atuam de forma sobreposta, interagindo e regulando o processo intempérico, em diversas escalas.

Em geral, muitos pesquisadores afirmam que a forma do regolito está relacionada a longos períodos de equilíbrio entre as taxas de intemperismo, erosão, soerguimentos e as paisagens (Ollier e Pain, 1996). Para Wakatsuki e Rasyidin (1992) todo ecossistema sustentável deve ter um balanço dinâmico entre as taxas de intemperismo (formação de saprolito + solo) e de erosão. Contudo, a grande maioria dos trabalhos limita-se a investigar o intemperismo na camada pedológica, negligenciando o saprolito e, a entender os processos erosivos superficiais como mecanismo primário na produção de determinadas formas, desconsiderando a erosão subsuperficial.

Recentemente, alguns trabalhos vêm enfocando a eficiência dos mecanismos erosivos subsuperficiais, sejam através fluxos artesianos por fraturas subverticais, sejam pela formação de *pipings*, na produção de formas, iniciação de canais e evolução de encostas (Dunne, 1980; Avelar e Coelho Netto, 1992a e b; Onda, 1994; Coelho Netto, 1999). Estes e outros trabalhos na mesma linha de investigação influenciaram outras pesquisas sobre intemperismo, sobretudo, na questão do papel das rotas de água subsuperficial nas taxas de intemperismo. Destacam-se, particularmente, os trabalhos de Leite (2001) e Xavier *et al.* (2001 e 2002).

Leite (2001), estudando uma pequena bacia de drenagem do alto rio Fortaleza, contribuinte da bacia do Rio Bananal, constatou, durante um período seco, através de análises químicas das águas da chuva, do solo e do canal, que a água dos canais teve pouca ou nenhuma relação com a água do solo e da chuva, indicando que a principal fonte de abastecimento dos canais seria a água subterrânea associada ao aquífero regional. Estudando a mineralogia dos solos nas encostas da mesma bacia, Xavier (2001)

e Xavier e outros (2002) ao compararem os materiais de duas áreas, uma localizada adjacente ao canal encaixado na fratura, e outra mais distante, verificaram que os materiais da primeira sofrem uma alteração mais rápida em relação aos materiais da área sem controle estrutural. Sugerindo, assim, uma alteração mais efetiva dos materiais localizados próximos aos fraturamentos, sob condições de percolação gravitacional ou artesiana.

3.3 Taxas de intemperismo, desenvolvimento de regolitos e evolução do relevo

Uma característica comum a todos os materiais formados pela ação do intemperismo, ou comum a todos os regolitos, é que eles são formados próximos ou em superfície, por processos que operam na superfície terrestre. Os constituintes materiais do regolito são parte da paisagem dos quais eles foram formados. Eles podem ser muito antigos, em alguns casos são formados em paleo-paisagens, ou podem ser muito jovens, onde neste caso são originados na paisagem atual (Ollier e Pain, 1996). Nesse sentido, Stallard (1988) ressaltou que a chave para o entendimento dos processos de intemperismo e erosão nos trópicos é decifrar as relações entre as formas existentes na paisagem, os processos que as produziram, e a descarga sólida e química proveniente das nascentes.

Para Gilbert (1877), a esculturação da paisagem é governada por processos naturais que ocasionam a fragmentação e remoção dos materiais. A esse conjunto de processos Gilbert denominou de erosão. A erosão para ele consistiria de duas etapas fundamentais: a primeira seria a desintegração das rochas; e a segunda, o

transporte dos materiais desintegrados. A primeira etapa da erosão – desintegração das rochas – seria desenvolvida por outros dois processos: o intemperismo e a corrasão. As rochas existentes na crosta terrestre são desintegradas pelo intemperismo disponibilizando materiais fragmentados para serem transportados por canais de drenagem para os oceanos e outros reservatórios terminais.

Contudo, Gilbert *op cit*, ressalta que os processos que conduzem a esculturação da superfície da Terra não atuam isoladamente, ao contrário, estão interligados e alimentam-se dessa relação. Dessa forma, os processos de intemperismo são influenciados pelos processos de transporte, aos quais estão diretamente associados à declividade das encostas. Quando as taxas de transporte forem maior que as taxas de intemperismo, podendo até atingir a remoção completa dos materiais intemperizados, o perfil de intemperismo seria pouco espesso, pois essa condição não favoreceria a estocagem de água e, dessa forma, esta teria pouco tempo de contato com a rocha para provocar reações químicas.

Stallard (1988), influenciado pelas idéias de Gilbert, mencionou que os processos de movimentos de massa residem entre os limites de intemperismo e os limites de transporte. Quando a capacidade de transporte excede a taxa em que o intemperismo produz materiais, até remover completamente os materiais, expondo a rocha. Por outro lado, situações onde o intemperismo é mais eficiente do que os processos erosivos há uma tendência a acumular material e, conseqüentemente a aumentar a espessura do perfil. Entretanto, esse espessamento teria um limite que seria dado pelas condições de infiltração e percolação da água no solo, ou seja, em um estágio avançado de acumulação, a água que

infiltra não conseguiria mais atingir a frente de intemperismo. E, nessas condições, o intemperismo diminuiria podendo até cessar.

Essa idéia de Stallard está apoiada nos pressupostos de Gilbert *op cit.*, que para o último, existiria uma espessura "ideal" de mantos de intemperismo, onde essa espessura resultaria do equilíbrio entre as taxas de transporte e as taxas de intemperismo. A partir daí, elucidou alguns princípios como: as taxas de avanço do intemperismo são iguais as taxas de rebaixamento do relevo, ou seja, proporcionais; intemperismo e rebaixamento do relevo são uniformes no espaço; a taxa de erosão é proporcional ao ângulo da encosta, condicionando o poder erosivo à declividade. E, em última análise, o rebaixamento seria mais efetivo em condições em que ambas as superfícies topográfica e rochosa rebaixassem a taxas similares, mantendo sempre uma espessura de regolito relativamente constante.

Colman (1981) afirma que os raros trabalhos que adequadamente investigaram os processos de intemperismo ao longo do tempo indicaram que a taxa de transformação intempérica diminui com o tempo. A explicação para este comportamento seria a formação de resíduos mais estáveis durante o processo de intemperismo, que possivelmente impediriam o fluxo de água para o material menos estável, tornando assim, mais lento o transporte e a saída de elementos do perfil. Dessa forma, a taxa de formação destes resíduos diminuiria com o aumento da espessura do perfil, e ficaria estável quando igualada à taxa de destruição desses (Colman, 1981).

Existe uma grande dificuldade de mensurar e estimar taxas de intemperismo e evolução do relevo devido à escala de tempo geológico de ocorrência dos fenômenos. Logo, trabalhos de modelagem matemática apresentam grandes limitações em suas

simulações de evolução do relevo. Dentre esses trabalhos, destaca-se o de Ahnert (1987), que baseado nas premissas "gilbertianas" (1877) assumiu que quanto mais espesso o regolito, mais lentamente seria o intemperismo do substrato abaixo dele. Por outro lado, um aumento local da taxa de remoção (erosão), sem imediato incremento da taxa de intemperismo ou de suprimento (deposição), tem a consequência inicial de diminuir a espessura local do regolito. Para esta mudança de espessura contrapõe-se um aumento da taxa de intemperismo do substrato e da taxa de suprimento de material. Calcado nessas premissas, elaborou um modelo matemático de simulação, onde concluiu que a taxa de intemperismo químico do substrato é menor em rochas expostas do que as que têm um regolito de espessura moderada, para uma mesma litologia. Onde as primeiras são denudadas mais lentamente, formando *inselbergs* causados pela diferenciação espacial dos processos exogenéticos. Nesse sentido, com base no modelo de Ahnert (1987) o domínio de montanhas, onde prevalece a exposição de rocha fresca, teria taxas de intemperismo químico mais lentas.

A teoria de Ahnert (1987) veio contrariar as idéias de Penck (1953) que mencionava que os processos de denudação e de intemperismo seriam mais efetivos quanto maior a proporção de superfície exposta de material rochoso. Dessa forma, áreas montanhosas são mais rapidamente denudadas que as áreas de colinas (relevos mais suaves), pois possuem maior superfície exposta.

4. Área de estudo

4.1 Localização geográfica

A área selecionada para este estudo situa-se no alto curso da bacia do Rio Fortaleza, tributária do Rio Manso, o qual drena para o Rio Bananal. O alto vale do Rio Fortaleza localiza-se na porção sudoeste da bacia do Rio Bananal (518 km²), entre as latitudes 22°43'30" e 22°43'28" S e as longitudes 44°22'30" e 44°24'35" W (Figura 1). Esta parte da bacia do Rio Bananal é representativa da vertente norte da Serra da Bocaina, a qual drena para o médio curso do Rio Paraíba do Sul, próximo à fronteira entre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro.

4.2 Geomorfologia

O relevo da bacia do Rio Bananal caracteriza-se pela presença de dois compartimentos topográficos distintos. Um deles, caracterizado como colinoso, está inserido na bacia do Rio Piracema (tributária ao Rio Bananal) e apresenta-se com formas convexo-côncavas, atingindo desnivelamentos de até 200 m. O outro compartimento, montanhoso escarpado (correspondente a Serra da Bocaina), está localizado na bacia do córrego Fortaleza (tributária do Rio Manso, que drena para o Rio Bananal) e apresenta desnivelamentos superiores a 200 m (Fernandes 1990). As unidades geomorfológicas côncavas representam apenas 29%, aproximadamente, do relevo (Oliveira & Meis, 1985). Contudo, estes autores destacam que tais unidades concentram 66% das ocorrências de voçorocas, às quais associam-se à expansão da rede de canais.

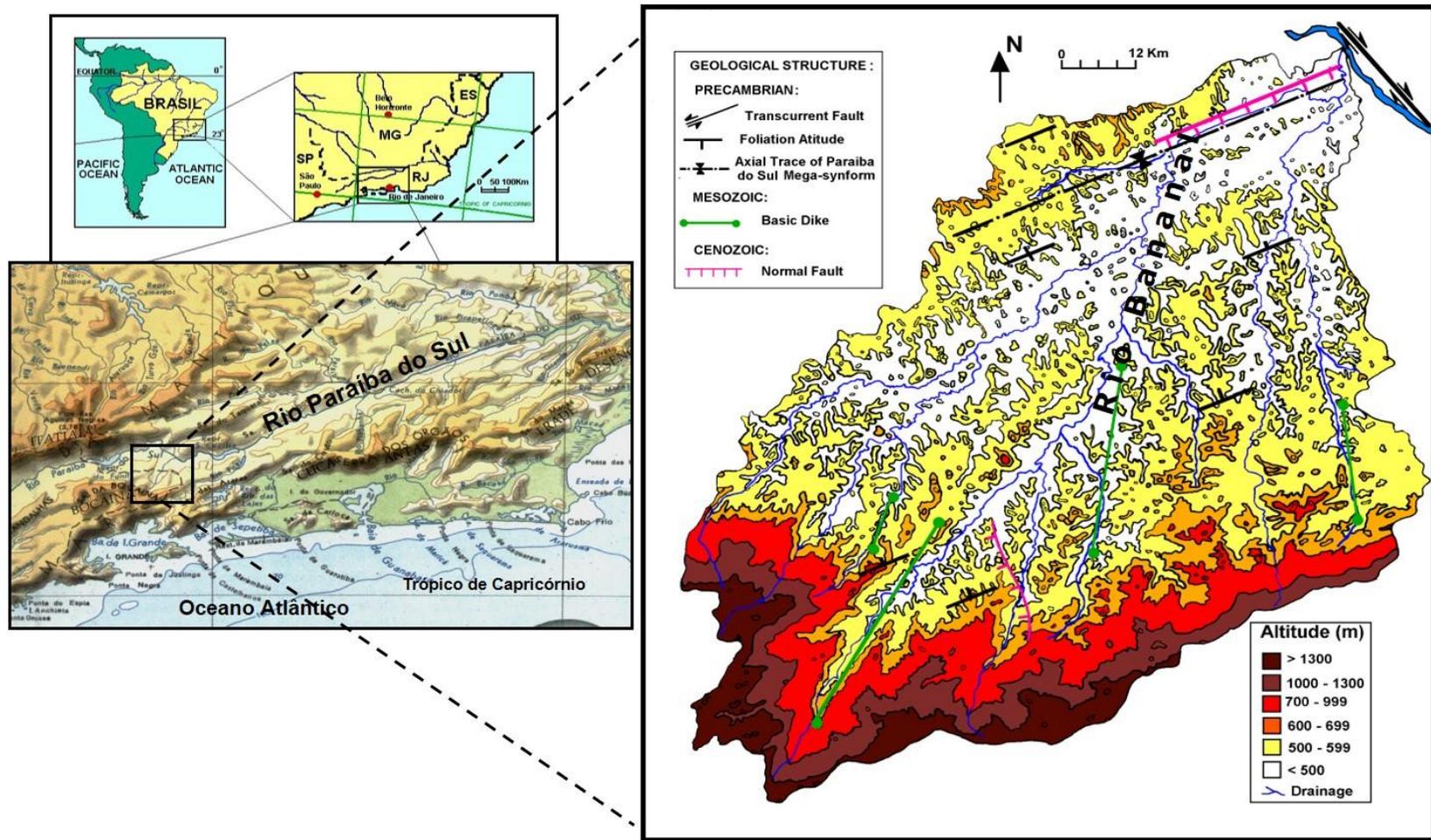


Figura 1. Localização regional da bacia do rio Bananal (518 km²). (Fonte: Coelho Netto, 1999)

Foi selecionada, para este estudo, uma área situada no contato entre os dois compartimentos, porém com características mais marcantes do segmento montanhoso. Trata-se de uma bacia hidrográfica de 3ª ordem, com cerca de 4 km² de área (Figura 2), onde se observa uma grande quantidade de depósitos sedimentares, que possivelmente preencheram toda a bacia (Leite, 2001). A presença de blocos de rocha de grande diâmetro, cerca de 2 m, espalhados em toda a extensão do canal principal, indica que tais eventos devem ter tido origem episódica e catastrófica, conforme já verificado em outros segmentos da bacia do Bananal (Meis & Moura, 1984; Coelho Netto & Dietrich, 1991; Coelho Netto, 1999).

A encosta estudada (Figura 3), apresenta topo plano/suave ondulado e segmentos superior e médio predominantemente retilíneos, enquanto o segmento inferior apresenta áreas convexas e côncavas intercaladas (Fernandes, 2000). A declividade média da encosta está entre 20° e 35° (Figura 4). Observa-se nesta vertente um desnivelamento topográfico de quase 250 m (Figura 2).

A figura 3 representa um detalhe na área amostral onde foram feitos dois transectos e o perfil intermediário; o primeiro situado em uma encosta retilínea, o segundo localizado em uma concavidade estrutural suspensa, a qual está sob influência de fluxos artesianos, através de fraturas subverticais, e o último perfil, situado entre as duas áreas.

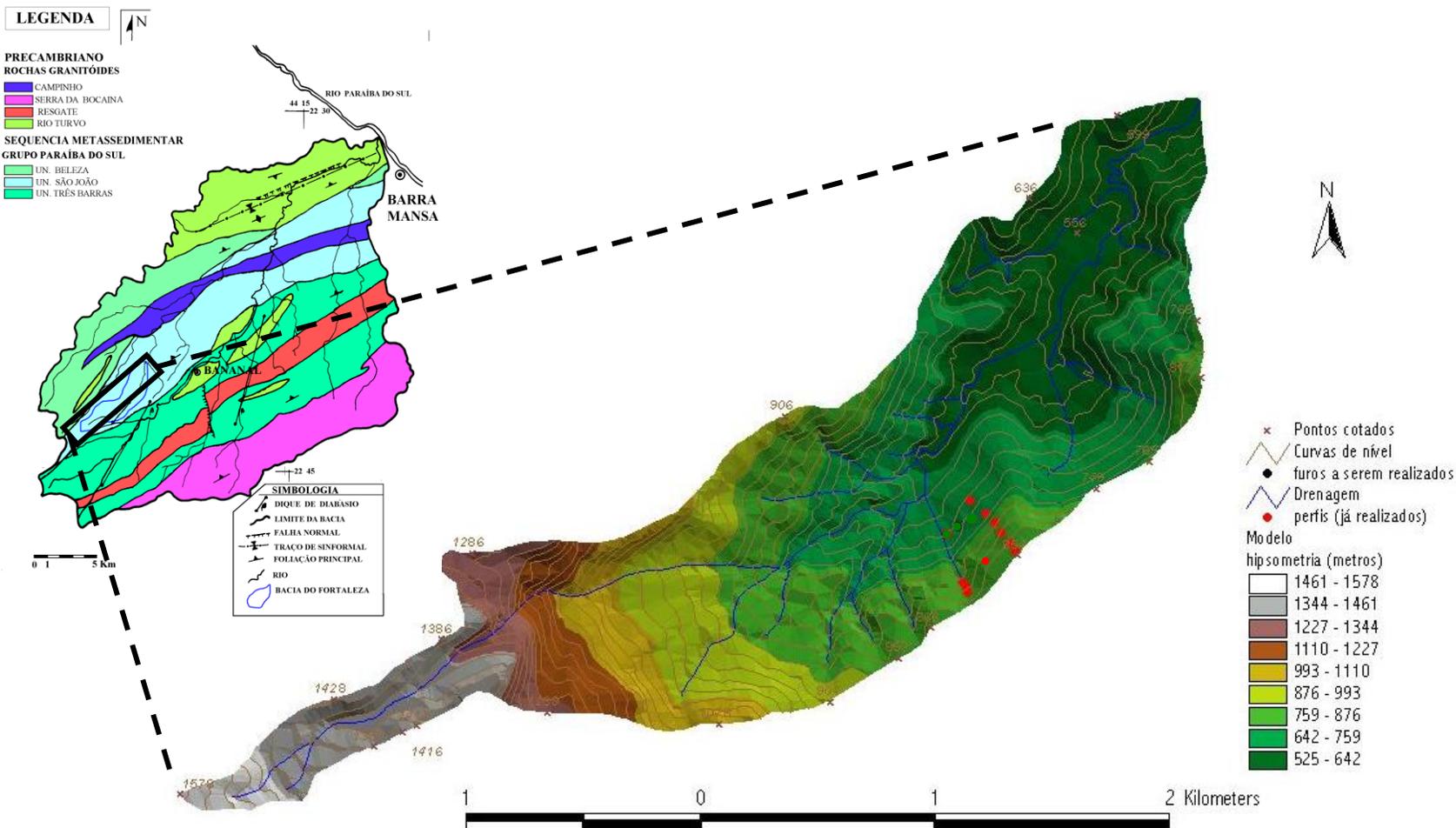


Figura 2. Bacia do alto vale do rio Fortaleza, Bananal/SP (Xavier, 2001). À esquerda mapa geológico da bacia do rio Bananal (Silva *et al.*, 1993).

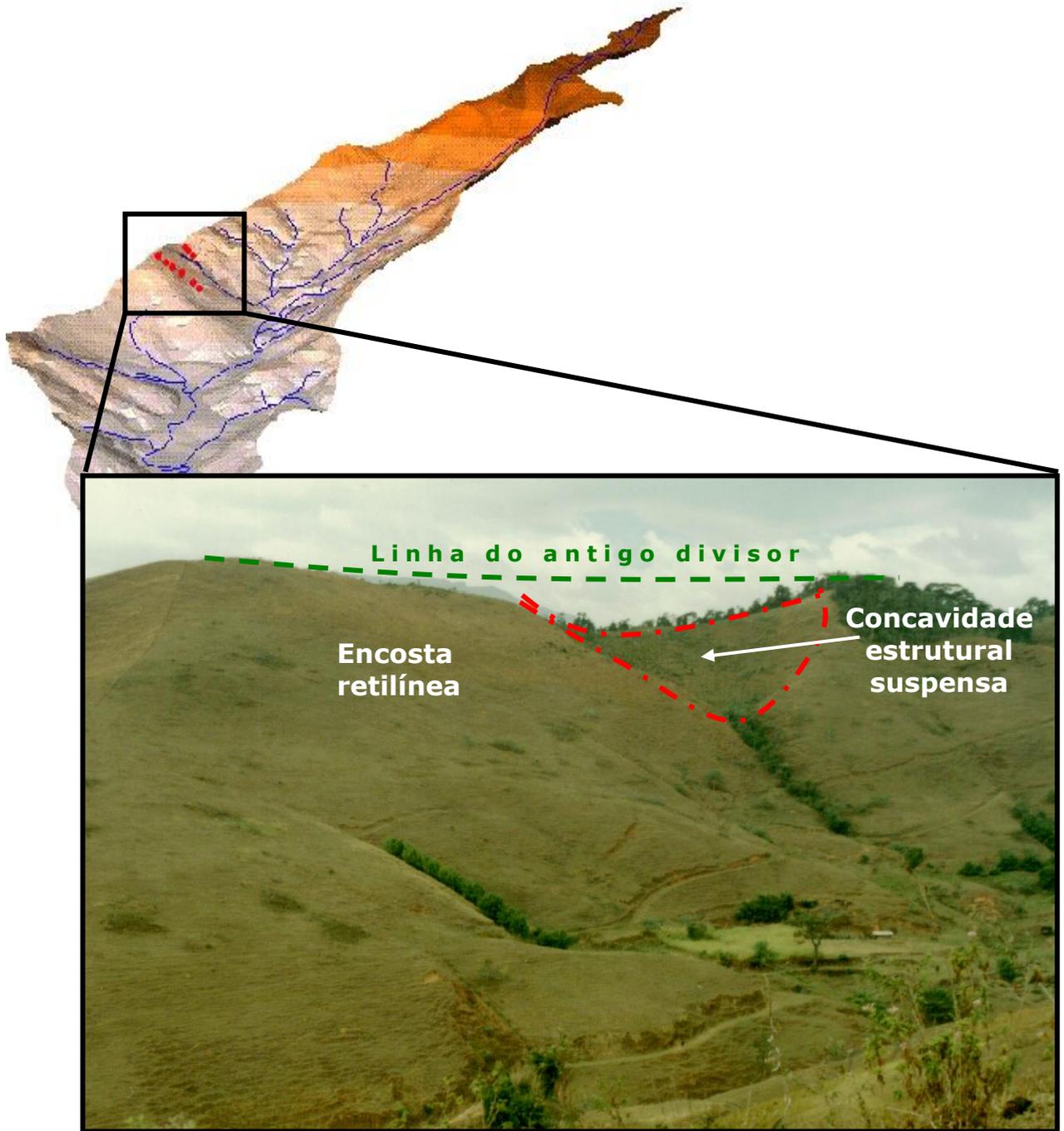


Figura 3. Foto da vertente direita da bacia do rio Fortaleza. O transecto 1 foi localizado ao longo da encosta retilínea, o transecto 2, dentro da concavidade estrutural suspensa, e o um perfil entre os dois.

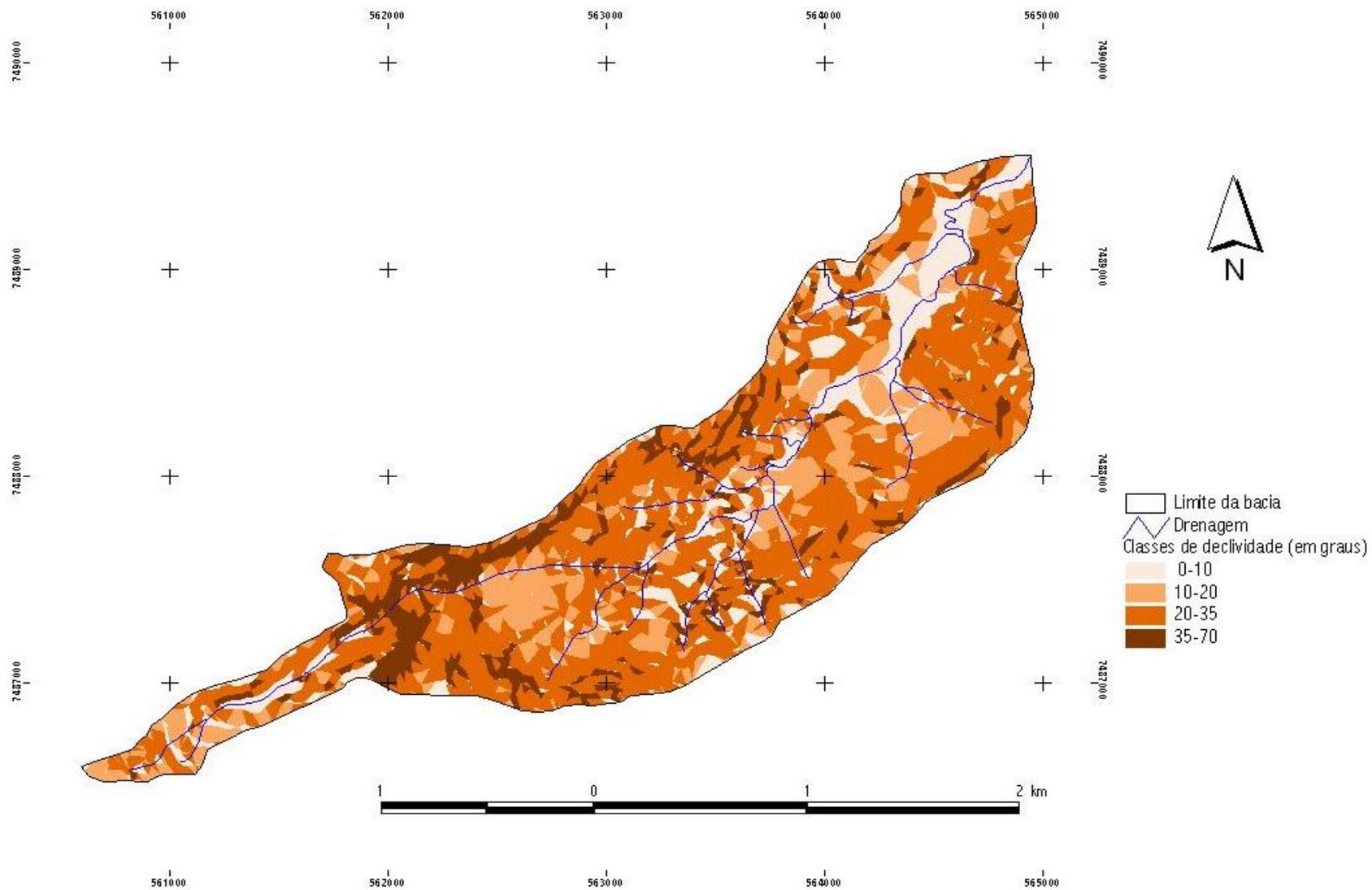


Figura 4. Declividade na bacia do alto vale do rio Fortaleza, Bananal/SP. Extraído de Xavier, 2001.

4.3 Geologia

A geologia regional, bacia do Rio Bananal, é caracterizada pelo Grupo Paraíba do Sul, o qual é diferenciado em quatro unidades de rochas granitóides e três unidades de rochas metassedimentares (Figura 5). Estudos anteriores elaborados a partir de mapeamentos geológicos, mostram que o sistema regional de canais da bacia do Rio Bananal é fortemente controlado pelas estruturas do substrato geológico, predominando as direções que seguem a atitude regional das camadas geológicas, NE-SW, e as principais orientações do fraturamento regional, NW-SE (Almeida *et al.* 1989 e Lopes *et al.*, 1989).

O substrato geológico da bacia do Rio Fortaleza, caracteriza-se pela presença do biotita gnaiss, definido como pertencente à Unidade São João. Esta unidade foi caracterizada como sillimanita-granada-muscovita-biotita gnaiss, com intercalações de níveis ou lentes de rochas calciossilicáticas, gnditos, mármore e de sillimanita-muscovita-biotita xisto, de origem metassedimentar, de acordo com o mapeamento geológico-estrutural, em escala de 1:10.000 (Almeida *et al.*, 1999) (Figura 6).

O mapeamento geológico detalhado (Almeida *et al.* 1999) permitiu observar algumas relações entre a litologia e a morfologia da bacia. A existência de uma camada xisto-quartzítica mais resistente que as circundantes seria a principal responsável pela condição suspensa, em relação ao canal principal, de algumas concavidades estruturais, com formato em "V" na vertente direita da bacia (Figura 6).

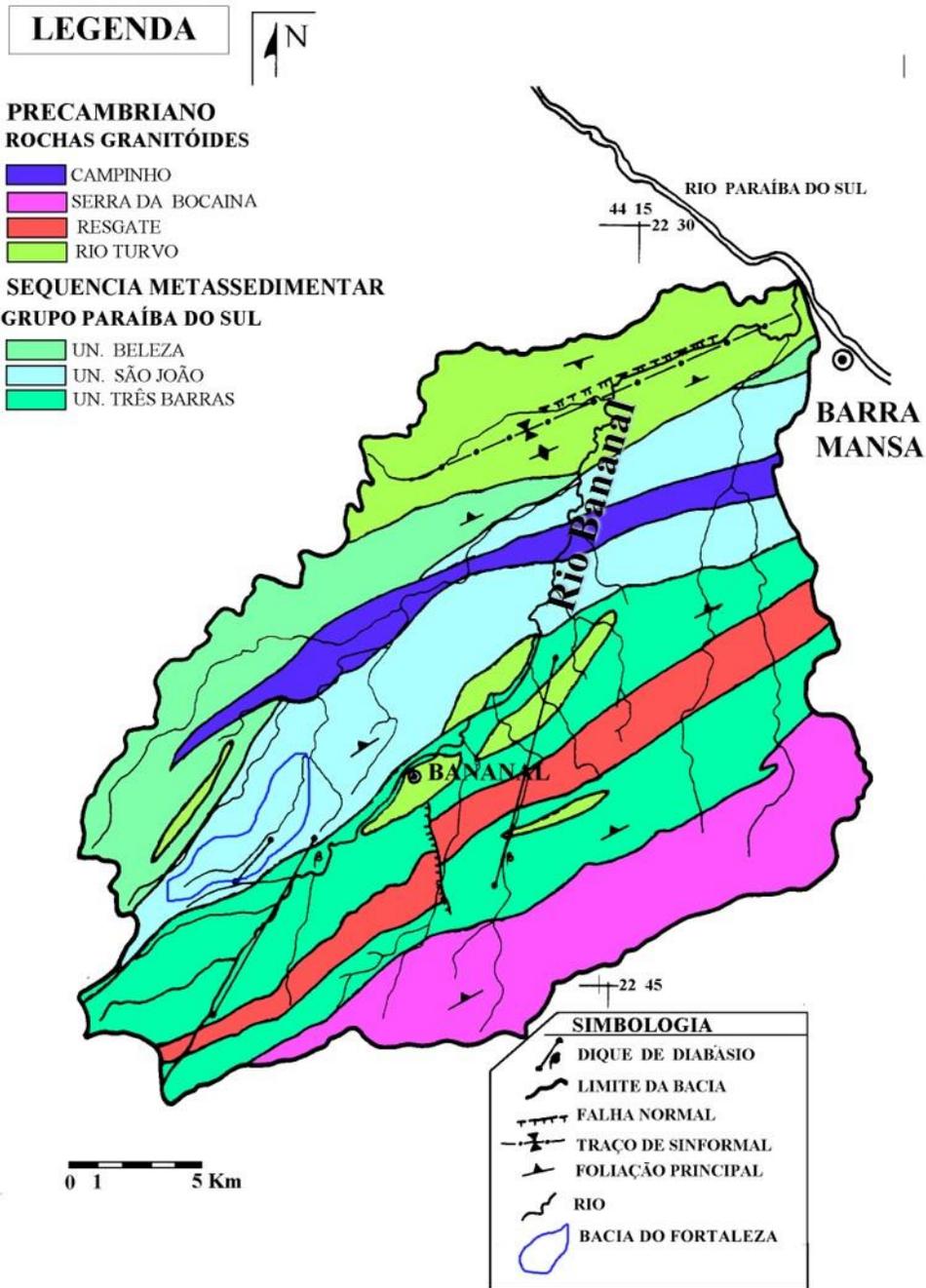


Figura 5. Mapa geológico da bacia do rio Bananal. (Eirado Silva *et al.*, 1993)

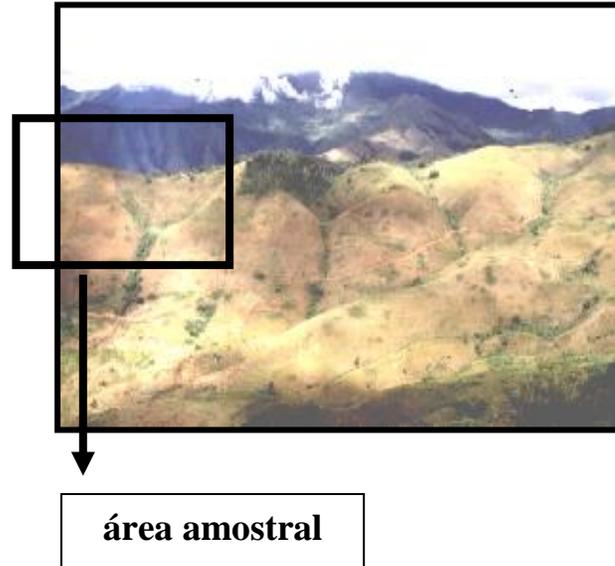
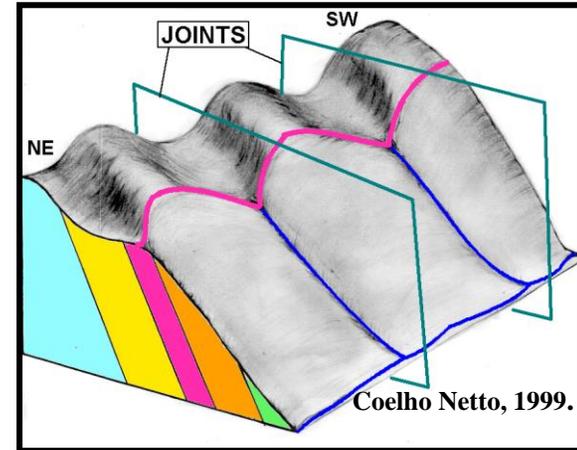
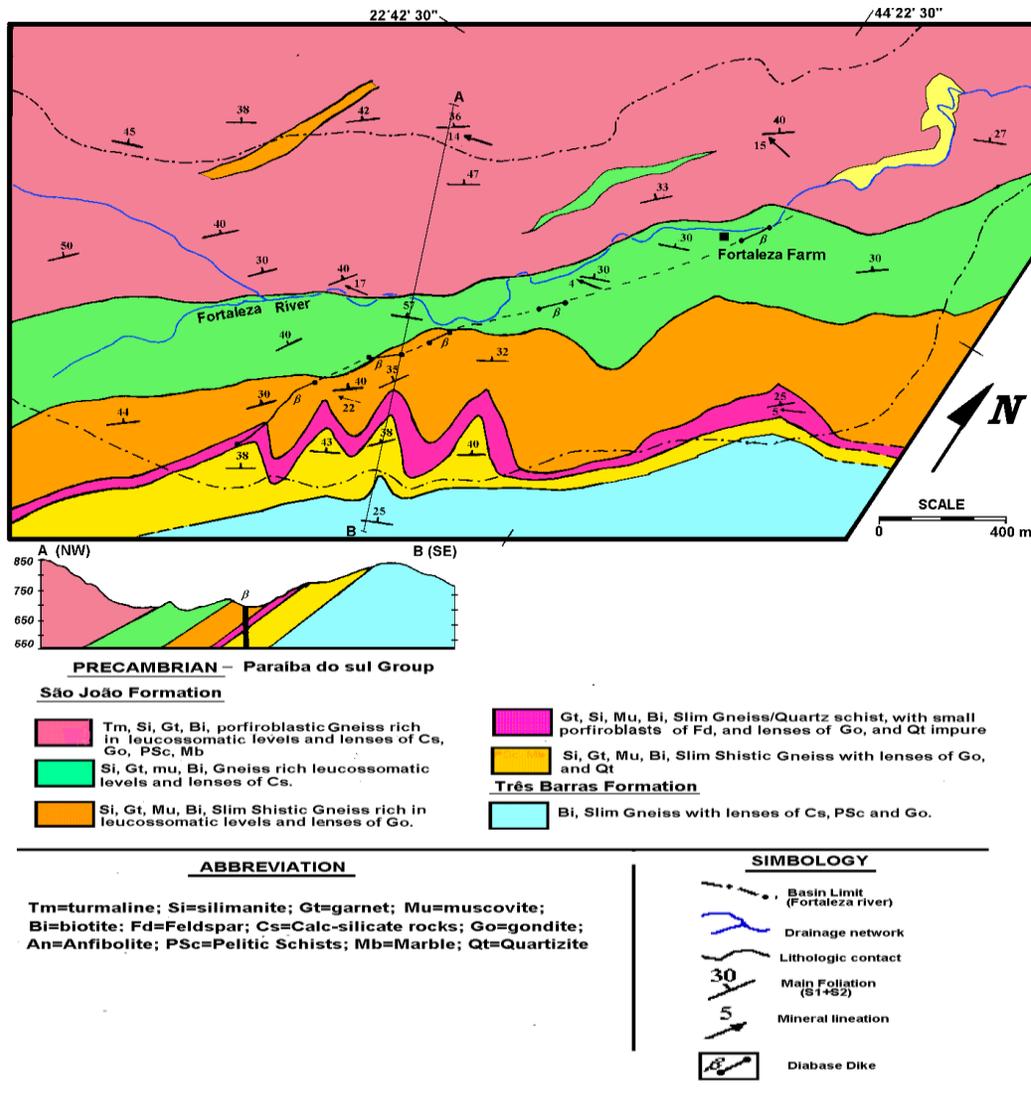


Figura 6. Mapa geológico da bacia do alto rio Fortaleza, escala 1:10.000 (Almeida *et al.*, 1999). No canto superior direito da figura, um desenho esquemático das concavidades suspensas posicionadas na encosta de *dip*; abaixo a foto das mesmas com um destaque para área amostral.

A vertente direita da bacia posiciona-se na direção de mergulho das camadas (*dip*) (Figura 6). Considera-se que tal disposição litológica em associação com o confinamento exercido pela camada xisto-quartzítica, intensifique os processos que levam a formação de concavidades estruturais suspensas, por favorecer a percolação da água tanto nos contatos litológicos, quanto pelas estruturas. O mesmo já não pode ser dito a respeito da vertente esquerda. Supõe-se que, a posição de *anti-dip* não exerça o mesmo efeito sobre a distribuição dos fluxos d'água ao longo da encosta, e logo sobre o desenvolvimento de concavidades estruturais, uma vez que a umidade disponível não seria suficiente para ativar os processos erosivos através dos sistemas de fraturamento (Leite, 2001). Contudo, encontramos concavidades estruturais nesta vertente, porém em menor número e em estágios menos evoluídos, denominados "proto-vales" (Castro e Coelho Netto, 2002).

O posicionamento das encostas quanto à direção de mergulho das camadas, ou seja, a relação *dip* / *anti-dip*, conferem também à bacia um perfil de relevo com formato assimétrico. De modo geral, a vertente direita apresenta-se mais alongada e menos declivosa que à esquerda (Figura 4).

4.4 Solos

De acordo com uma investigação para fins de reabilitação de áreas degradadas na Serra da Bocaina, em um exame mais detalhado numa área representativa da bacia do Rio Bananal, observou-se a ocorrência predominante de três classes de solos: Latossolos, Argissolos e Cambissolos (Fernandes 2000).

Não existe um estudo ou mapeamento detalhado de classificação dos solos da bacia do Rio Fortaleza, entretanto, existe

um estudo, em andamento, sobre a ocorrência de depressões fechadas na bacia do Rio Bananal. Neste estudo, foram feitas investigações em uma depressão localizada no divisor esquerdo da bacia do Rio Fortaleza, baseado em uma descrição de campo preliminar. Encontrou-se, de forma geral, latossolos nos topos (divisores da depressão), argissolos nos segmentos correspondentes as paredes da depressão, e no fundo da depressão, solos do tipo glei, devido ao hidromorfismo (Castro *et al.*, inédito).

4.5 Vegetação

A vegetação original era constituída por Floresta Tropical Úmida (Brandalise *et al.*, 1976), tendo sido removida com a introdução do café, no século XVIII. Com o declínio e abandono da atividade cafeeira, no início do século XX, instalou-se na região a pecuária extensiva e, com ela, o predomínio das pastagens (Dantas e Coelho Netto, 1995). Ressalta-se que esse ambiente atual é propício à proliferação da formiga "saúva", cuja atividade de escavação em profundidade no solo favorece a geração de *pipeflow* e, portanto, a recarga das zonas de saturação subsuperficial (Coelho Netto *et al.*, 1988; Deus, 1991 e Avelar & Coelho Netto, 1992a). Atualmente, observa-se fragmentos de mata, degradada, ao longo dos segmentos côncavos das encostas acompanhando os canais, sendo sua presença ainda mais intensa nas cabeceiras da bacia (Leite, 2001). Com base em um mapeamento realizado com fotos aéreas, datadas de 1973, verificou-se que as manchas de vegetação eram ainda mais rarefeitas. O restante da bacia encontra-se recoberto por gramíneas, exóticas e nativas, e alguns

arbustos de pequeno e médio porte, constituindo pasto para o gado (Fernandes, 2000)

4.6 Clima

A região caracteriza-se, atualmente, por apresentar clima do tipo mesotérmico (Cwa na classificação de Köppen), com temperaturas médias anuais próximas à 20°C. A pluviosidade média anual é de 1.500 mm (Brandalise *et al.*, 1976), sendo que as chuvas concentram-se no verão, onde 25% dos meses mais chuvosos ultrapassam 191 mm e 25% dos meses apresentam precipitação inferior a 41 mm (Meis *et al.* 1981).

5. Metodologia

Com o objetivo de avaliar o comportamento dos processos de intemperismo em uma encosta situada no compartimento montanhoso da bacia do Rio Bananal, e verificar a influência das estruturas geológicas na alteração intempérica, pretendeu-se caracterizar perfis de intemperismo, através de análises de cor, textura e mineralogia de areia e das argilas, em diferentes posições topográficas, sob influência direta ou não de fraturas.

5.1 Amostragem

Com o auxílio de um trado mecânico (Figura 7) foram realizadas tradagens profundas, em pontos distribuídos longitudinalmente e transversalmente em uma encosta. A distribuição espacial dos perfis na encosta levou em consideração a forma da encosta. Dessa forma foi feito um transecto (transecto 1) em uma parte retilínea, distante da zona de ocorrência de fluxos artesianos e um outro transecto (transecto 2) dentro de uma porção côncava, controlada por fratura e com ocorrência de fluxos artesianos. Foi também realizado um perfil em uma zona intermediária aos dois transectos. No transecto 1 foram realizadas seis sondagens, três no transecto 2 e uma sondagem em uma zona intermediária, totalizando dez perfis (Figuras 8 e 9).

Destaca-se que alguns perfis foram re-analisados, corrigidos e ampliados, do trabalho de Xavier (2001).

A profundidade dessas prospecções variou segundo características locais – visto que o trado mecânico não perfura blocos de rocha. De forma geral, a presença de blocos de rocha, de dimensões variadas, foi o maior obstáculo para amostragens mais

profundas. Nesse sentido, quando se atingia um bloco de rocha, optava-se por deslocar o ponto em alguns metros ao lado (2 a 4), se fosse encontrado novamente o bloco relativamente na mesma profundidade, dava-se como encerrado o perfil. O trado mecânico utilizado é do tipo de caneco e possui hastes encaixáveis, com uma autonomia de até 20 m (Figura 7).

Objetivou-se, com essas sondagens, a instalação de piezômetros e poços para o monitoramento da água subterrânea², e a coleta de amostras para análises físicas, químicas e mineralógicas, a fim de caracterizar os perfis amostrados. Assim, as análises aqui propostas serão feitas com as amostras já coletadas, com a finalidade de caracterizar o manto de intemperismo em profundidade e ao longo da encosta.

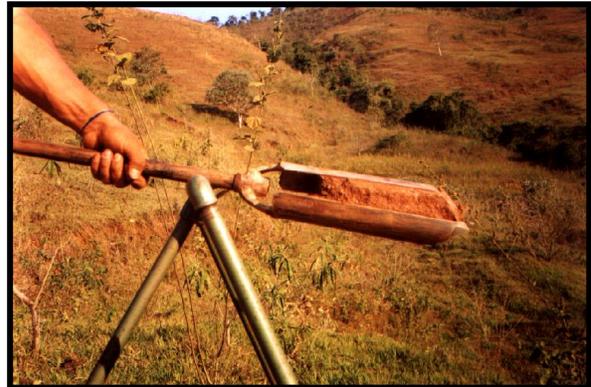
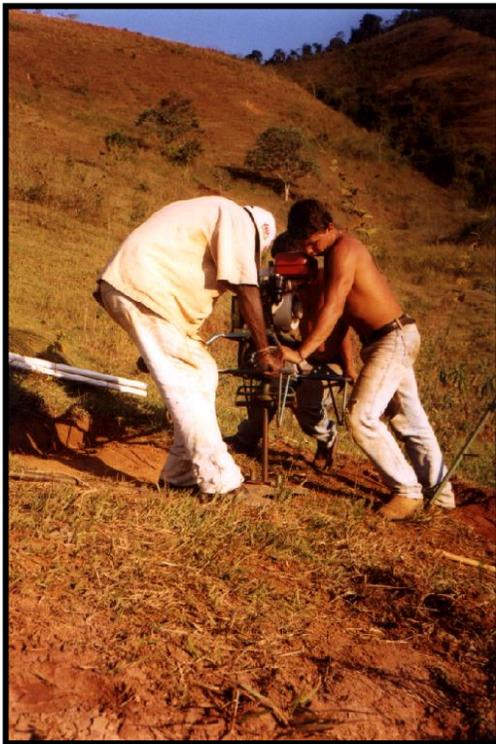


Figura 7. Foto do trado mecânico no ato de uma sondagem (à esquerda) e detalhe da coleta de uma amostra (à direita). (Foto extraída de Leite, 2001)

² Este monitoramento da água subterrânea, bem como o estudo hidrogeoquímico, estão sendo realizados na tese de doutoramento de Adriana Filgueira Leite, também pesquisadora do GEOHECO e aluna do PPGG/UFRJ.



Figura 8. Foto da vertente direita da bacia do alto Rio Fortaleza, onde foram feitas as sondagens. Observar a concavidade estrutural suspensa e a posição da fratura com fluxos artesianos (à direita); Em vermelho o perfil 7 e, em preto, o Transecto 1.

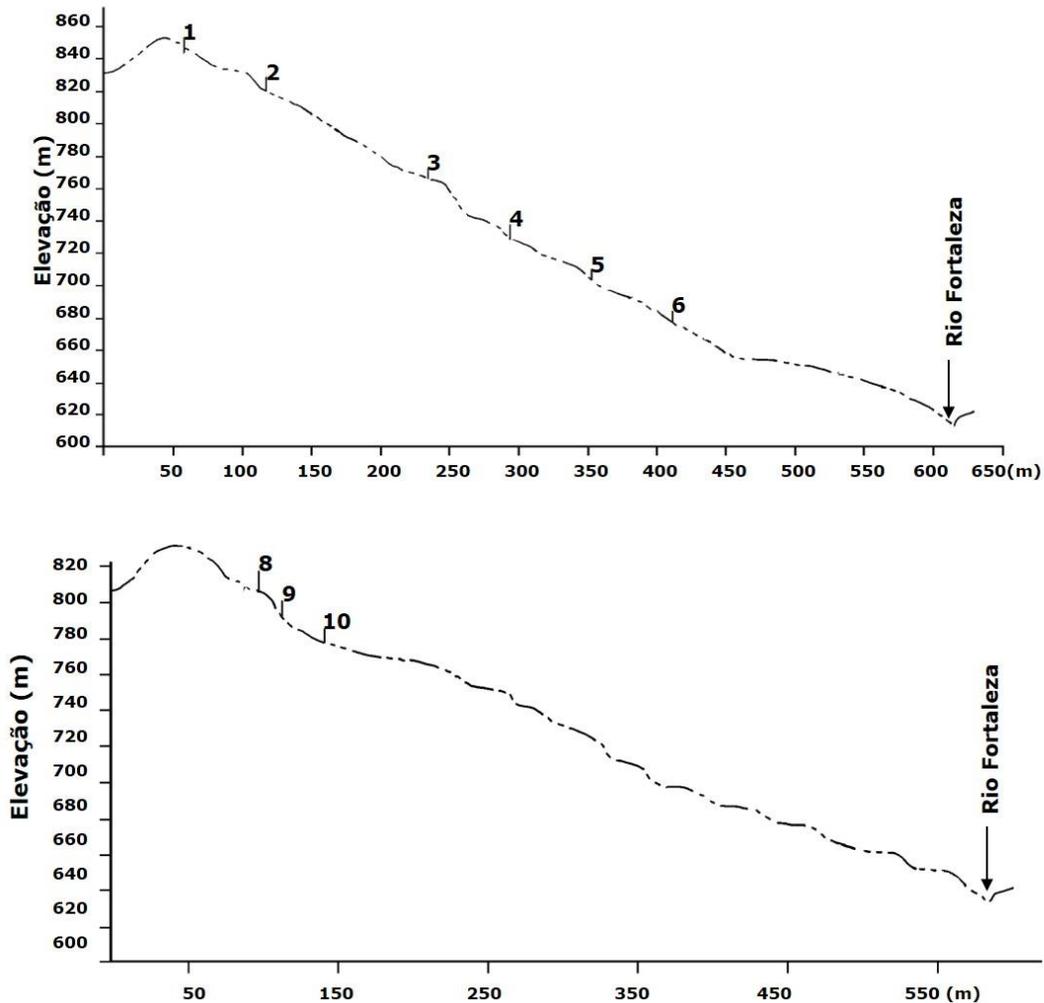


Figura 9. Distribuição dos pontos amostrais ao longo das encostas.

5.2 Análise textural

As amostras coletadas foram analisadas quanto à sua distribuição granulométrica, observando as relações mantidas dentro do perfil e entre perfis. Utilizou-se o método de Folk (1968), devido ao maior número de classes de tamanho dos grãos. No total são doze classes sendo, seis de areia, cinco de silte e uma de argila. Desse fracionamento resultou a seleção das frações de areia para a análise mineralógica dos leves.

Este detalhamento de informações quanto às classes granulométricas permite a obtenção de dados mais apurados no que diz respeito ao grau de degradação dos minerais constituintes do regolito e, conseqüentemente, da progressão do intemperismo, que é o objetivo desse trabalho.

Contudo, nesse trabalho, os dados referentes a textura da amostra serão apresentados da seguinte forma: areia grossa, areia fina, silte e argila. Para classificação textural, foram utilizados os parâmetros da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo / EMBRAPA – CNPS, 1997 e Lemos e Santos, 1996 (G: argila; GA: argiloarenosa; FA: franco-arenosa; FG: franco-argilosa; FGA: franco-argiloarenosa; AF: areia franca; A: areia).

As análises foram realizadas no Laboratório de Geografia Física, do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro. O método seguiu as seguintes etapas:

- Secagem ao ar das amostras coletadas no campo;
- Destorroamento e peneiramento da amostra (peneira 2mm);
- Quarteamento da amostra e pesagem (20 gramas);
- Ataque com o agente dispersante Hexametáfosfato de sódio por 24 horas;
- Agitação na coqueteleira por 15 minutos;
- Lavagem da amostra na peneira de abertura 0,062 mm, para separação a fração areia das frações silte e argila;
- Secagem da areia na estufa e peneiramento;
- Pipetagem das frações silte e argila, seguindo o princípio da decantação das partículas (Lei de Stokes);
- Introdução da solução coletada (argila ou silte + água + dispersante) em um becher;
- Secagem da solução coletada na estufa;
- Pesagens dos materiais;

- Cálculo da porcentagem de cada fração.

5.2.1 Índice textural

Foi aplicado o índice textural silte/argila para o refinamento dos dados. Este índice é usado como um indicador do estágio de intemperismo (Wambeke, 1962). Resultados próximos a 1 indicam proporções semelhantes de silte e argila, da mesma forma que superior a 1 reflete uma superioridade de silte e inferior a 1 uma predominância da argila.

5.3 Cor

A cor dos materiais coletados foi determinada com base na carta de Munsell (1975). No período em que foi realizado o trabalho de campo para coleta das amostras o Laboratório não possuía a Carta de Munsell e, por isso, a cor dos materiais foi determinada em situação seca, em laboratório, após a aquisição do material.

5.4 Morfologia dos perfis

Esse trabalho tem como objetivo central o entendimento do desenvolvimento de regolitos². Dessa forma, os perfis serão analisados segundo a perspectiva das zonas pedolítica e saprolítica.

Por zona pedolítica entende-se a porção do regolito na qual é evidente a ação pedogenética. Nos trópicos é caracterizada por uma estrutura fina e micro-agregada, com a predominância de material caulínico com oxi-hidróxidos de ferro e alumínio, e quase total ausência de minerais primários, com exceção do quartzo.

² Por regolito entende-se todo material inconsolidado compreendido entre o substrato rochoso inalterado, ou protolito, e a superfície. Podendo ser formado por material intemperizado *in situ* ou transportado.

Por zona saprolítica, entende-se a porção do regolito caracterizada como rocha alterada com preservação de estruturas, texturas e volume de protolito. As porções inferiores do saprolito tendem a apresentar uma textura mais grosseira e maior porosidade (saprolito grosseiro). As porções superiores do saprolito apresentam granulação mais fina e os minerais primários começam a rarefazer; exceção feita ao quartzo e a outros minerais resistentes. A porosidade diminui em função do preenchimento dos vazios pela precipitação química ou translocação (iluviação) das caulinitas provenientes de níveis superiores do perfil (Dobereiner e Porto, 1993).

5.5 Mineralogia da rocha

A análise mineralógica da rocha foi feita no Laboratório de Fluorescência de Raio-X, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

5.6 Mineralogia da fração areia

A análise mineralógica para identificação dos minerais contidos na fração areia, seguiu o método proposto por Gabriel *and* Cox (1929), e mais adiante utilizada por Keith (1939 a e b), Chayes (1952), Hayes & Klugman (1959), Nold & Erickson (1967) Xavier (2001), Xavier *et al.* (2001), Xavier *et al.* (2002), entre outros. O método será descrito mais adiante.

A escolha desse método deveu-se as suas vantagens para identificação de dois dos minerais de interesse deste trabalho, plagioclásio e ortoclásio.

A análise mineralógica deteve-se apenas aos minerais leves, nas frações arenosas (+3 ϕ (0,50 mm) e +1 ϕ (0,125 mm)), obtidos pelo método de separação por líquido denso (bromofórmio). Essas

frações foram avaliadas em todas as amostras qualitativa e quantitativamente de acordo com a técnica de descoloração e tingimento (*staining*) proposta por Gabriel *and* Cox (1929).

5.6.1 Método “staining”

5.6.1.1 - Preparação da amostra:

Após a análise granulométrica, foram selecionadas as frações de areia a serem analisadas: frações 0,5 mm e 0,125 mm, para facilitar a comparação com outros trabalhos. Separou-se os minerais leves dos pesados. Em seguida, a amostra foi quarteada até se obter uma quantidade necessária para cobrir parcialmente uma lâmina de vidro. As lâminas devem ser parafinadas de forma que fique com uma película fina, lisa e contínua, ou seja, sem bolhas, estrias ou buracos, pois o ácido reage com a sílica. Para prender os minerais na lâmina, utilizou-se cola do tipo “araldite”, entretanto, foi preciso passar uma fina camada de cola, pois os minerais não podem ficar submersos na cola. A amostra foi despejada sobre a lâmina de forma mais homogênea possível (Figura 10).

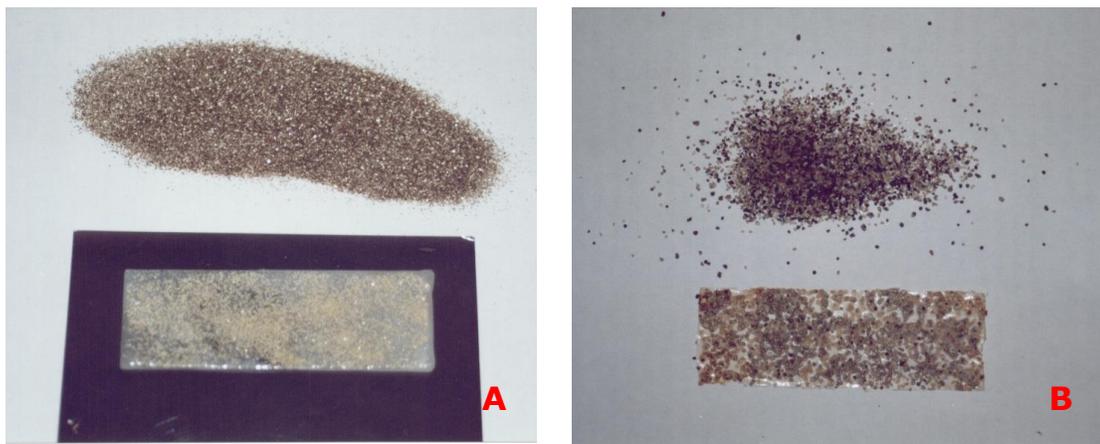


Figura 10. Preparação das lâminas. A) minerais na fração 0,125mm; b) minerais na fração 0,5mm. (Foto de Xavier, R. A. 2001).

5.6.1.2 – “Staining”:

O objetivo desta fase foi a descoloração e tingimento dos feldspatos. Para tanto, utilizou-se um recipiente de plástico com tampa, por exemplo, uma manteigueira, onde na tampa, pendurou-se a lâmina com a face contendo os minerais voltada para baixo, utilizando elásticos fazendo alças, presos no teto da tampa com fita crepe. No fundo do recipiente colocou-se o ácido fluorídrico de forma que quando o recipiente estivesse fechado, não existisse nenhum contato físico entre o ácido e a lâmina. De acordo com o tamanho do recipiente, é possível colocar 2, 3 ou mais lâminas por vez (Figura 11).

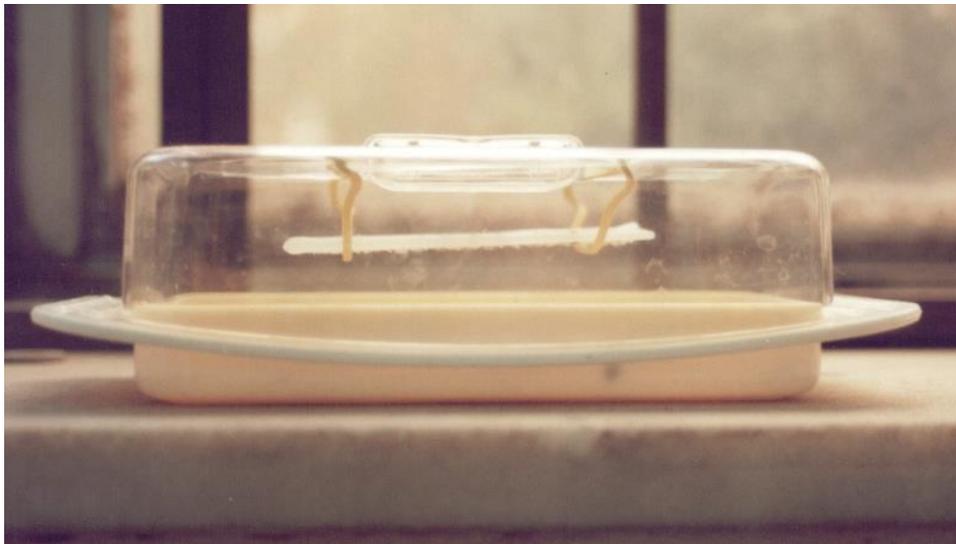


Figura 11. Recipiente utilizado para expor os minerais ao ácido fluorídrico. O ácido encontra-se no fundo do recipiente e a lâmina pendurada com o lado que contém os minerais está voltada para o fundo. Foto de Xavier, R. A. (2001).

A finalidade foi expor os minerais ao vapor do ácido de 10 a 15 minutos. Passado o tempo, foi levantada a tampa do recipiente e com cuidado, a(s) lâmina(s) foram retiradas, sendo levadas diretamente para aplicação de solução concentrada de cobaltinitrito

de sódio (5 gramas para cada 10 ml de água destilada aquecida). Nessa fase, aplicou-se a solução concentrada descrita acima, com auxílio de um conta-gotas, cobrindo toda a lâmina e, em seguida deixou-se em repouso por dois minutos (Figura 12). Passado o tempo exigido, as amostras foram lavadas com água destilada e colocadas para secar.

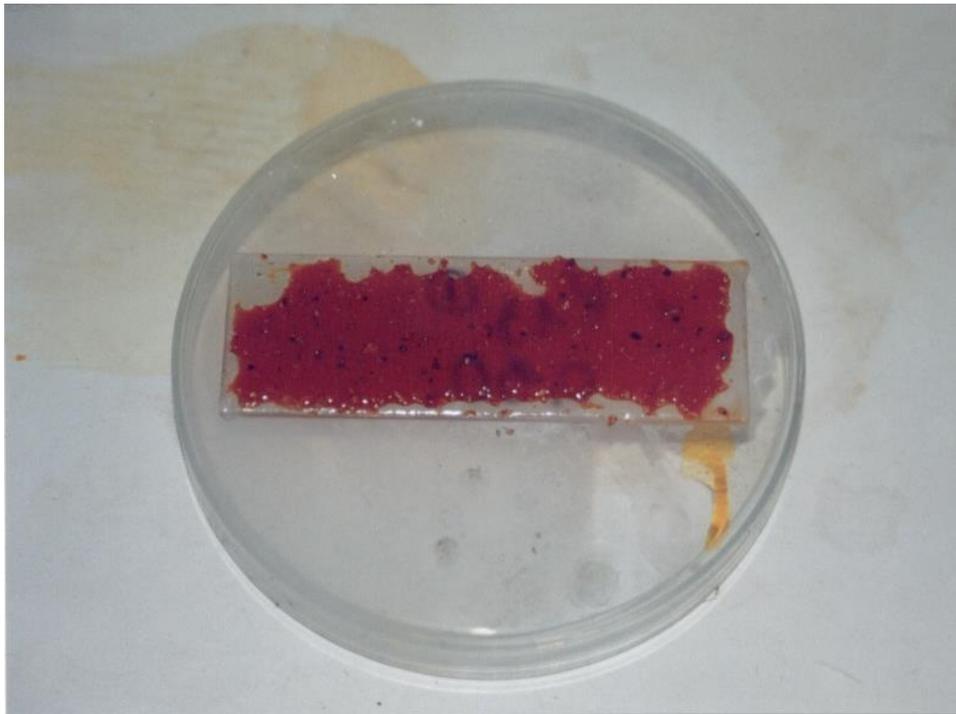


Figura 12. Lâmina com aplicação de cobaltinitrito de sódio. Foto de Xavier, R. A. (2001).

5.6.1.3 – Identificação e contagem

Por fim, com o auxílio de uma lupa, procedeu-se a identificação e contagem dos minerais interessados (Figura 13). Para estimar os percentuais de cada mineral, utilizou-se um *grid* para contagem por área. Neste estudo foram identificados e contados em termos percentuais os seguintes minerais: quartzo, k-feldspato (ortoclásio), Na-feldspato (plagioclásio), Muscovita e outros. O objetivo do método “staining” é facilitar essa identificação

e a contagem, pois depois de aplicado o método, o ortoclásio fica amarelo, o plagioclásio branco e o quartzo mais limpo e nítido.



Figura 13. Identificação dos minerais na lupa (Stemi SV 6 – Zeiss, Germany). Foto de Xavier, R. A. (2001).

5.6.2 Razão quartzo/feldspato

Para estimar o avanço do intemperismo, são importantes as informações sobre a composição do material de origem e, assim, a partir da diversidade e proporção dos minerais componentes, é possível escolher um determinado mineral, particularmente estável aos processos de formação atuantes no perfil do regolito; em seguida, avalia-se a proporção entre esse e os demais minerais ao longo do perfil do regolito.

Nesse sentido, Brewer (1976) sugere a elaboração de uma distribuição relativa dos percentuais dos minerais ao longo do perfil do regolito. A forma da curva assim construída deve indicar se as diferenças encontradas são devidas ao intemperismo ou às

diferenças existentes no material de origem. Assim, uma curva suave e contínua deve indicar um processo de intemperismo gradual, enquanto bruscas variações devem indicar diferenças no material de origem ou, então, diferentes fases de deposição.

Propondo uma forma de superar tais interferências na análise, Ruhe (1956) usa a variação proporcional entre mineral resistente/mineral vulnerável (zircão + turmalina / piroxênios + anfibólios ou quartzo / feldspatos) ao longo da profundidade do regolito.

Dessa forma, foi utilizado o índice quartzo/feldspato, reconhecido na literatura como indicador do estágio de intemperismo (Ruhe, 1956; Pollack, 1961; Monteiro *et al.*, 1974; Rotta, 1975; Coelho Netto *et al.* 1980; Xavier, 2001; Xavier *et al.*, 2001; Xavier *et al.*, 2002), para refinamento dos dados mineralógicos.

5.7 Mineralogia da fração argila

De acordo com Polivanov (1984), o método da difração de raios-X oferece vantagens em relação a outros métodos físicos, como a análise térmica diferencial; ou químicos, como a análise química, pois o difratograma é o método mais preciso na identificação dos minerais.

Para identificar os minerais, observaram-se os picos produzidos pela difração de raios-X que são registrados em gráficos e correspondem a vários ângulos de um goniômetro, a partir dos quais o espaçamento cristalográfico do mineral pode ser calculado pela Lei de Bragg. A determinação foi feita diretamente por meio de tabelas nas quais o espaçamento é apresentado em função do ângulo.

As análises mineralógicas da fração argila foram realizadas por difratometria de raios-X, no laboratório do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

As amostras foram previamente tratadas para eliminação da matéria orgânica, contudo não foi possível a remoção dos óxidos de ferro. Destaca-se que o ferro não foi removido devido a falta de recursos, pois o custo da amostra aumentaria em 100%. A escassez de recursos também limitou o número de análises a serem realizadas, assim, somente 4 perfis foram mensurados.

Cada amostra foi dividida em três partes, resultando em três lâminas. A preparação das lâminas, com orientação paralela, obedeceu ao método de Jackson (1969). Foram utilizados os seguintes tratamentos nas lâminas: uma lâmina saturada com potássio e aquecida a 550°C; outra, saturada com magnésio e glicolada; e outra sem nenhum tratamento, denominada normal. O primeiro tratamento teve por finalidade identificar a presença de argilominerais sensíveis ao aquecimento, já o segundo, objetivava determinar a ocorrência de argilominerais expansivos.

O aquecimento foi realizado a partir da introdução de uma lâmina já montada num forno tipo mufla, a 550°C, durante 3 a 4 horas; e a glicolagem, submetendo a lâmina já montada a uma atmosfera saturada de etileno-glicol pelo período de um dia.

A identificação de um argilomineral é simples se a fração for monomineral, ou se possuir pequena variação de minerais e estes possuírem picos em regiões não coincidentes. Entretanto, se a fração argila não apresentar as características citadas acima, utiliza-se os tratamentos anteriormente descritos, para viabilizar a interpretação do difratograma com mais precisão (Polivanov, 1984). A identificação dos argilominerais foi feita seguindo as orientações de Jackson (1969).

Além da identificação dos argilominerais presentes na fração argila, a análise por difração de raios-X permitiu uma estimativa semi-quantitativa dos argilominerais existentes; onde a sua predominância na amostra é proporcional ao tamanho do seu pico no difratograma.

6. Resultados e discussão

6.1 Morfologia dos regolitos

6.1.1 Transecto 1

No transecto 1 foram analisados 6 perfis (do 1 ao 6) ao longo de uma encosta retilínea. As profundidades variaram de acordo com as condições locais, onde a presença de blocos de rocha, ou camadas mais resistentes, impediu a continuidade de algumas sondagens. Esta característica explica a grande variação de profundidade entre os perfis, como a encontrada entre os perfis 1 e 2, por exemplo (Figura 14).

Dentre os perfis amostrados, o perfil 1 foi o mais profundo, atingindo 18 m. De maneira geral, o perfil 1, assim como todos os outros, apresentou uma evolução clássica de intemperismo em profundidade, ou seja, uma intensificação de material fino em direção ao topo do perfil. Praticamente todo o perfil se caracteriza por textura franco-arenosa, onde apenas nos primeiros 50 cm a textura variou de argilo-arenosa a argilosa (Tabela 2). O perfil apresentou cor avermelhada, vermelho-amarelada e vermelho-escuro nos primeiros 3 m e, a partir daí, predominaram tons brunados. A razão silte/argila teve um expressivo aumento em direção às camadas mais superficiais, chegando a atingir 5,1 à 5 m de profundidade. Somente a 50 cm o resultado se mostrou abaixo de 1 (0,20), indicando um predomínio de argila.

O perfil 1, através da razão silte/argila, mostrou uma alta produção de silte no trecho entre 2 e 18 m, refletindo uma transformação da fração areia em silte. E, dos 2 m para cima, está ocorrendo predominantemente a transformação da fração silte em argila (Tabela 2).

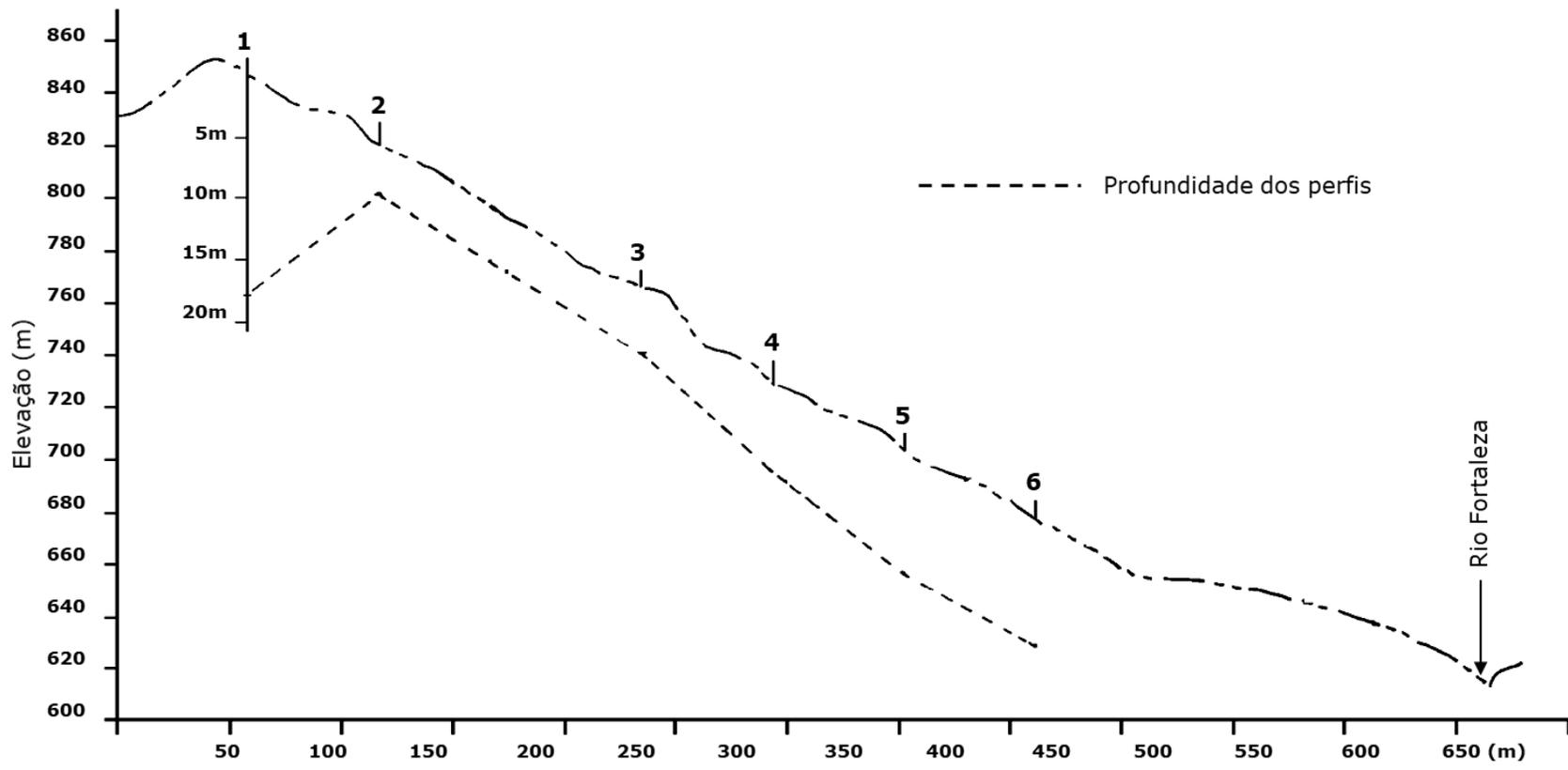


Figura 14. Perfil topográfico com a localização dos pontos do transecto 1. A linha tracejada dentro da encosta significa a profundidade de cada perfil. Notar a escala ampliada para os perfis.

Tabela 2. Caracterização da cor e da textura do transecto 1.

Profundidade (metros)	Cor Munsell (seca)	Classe textural	Textura				Silte/argila
			Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	
Perfil 1							
0,00-0,25	7.5YR 5/6	GA	18,32	31,68	16,64	33,34	0,50
0,35-0,50	5YR 5/8	G	13,67	23,34	10,53	52,43	0,20
1,85-2,10	5YR 6/3	FA	22,65	31,36	30,72	15,25	2,01
2,80-3,00	5YR 7/3	FA	22,99	35,05	28,73	13,21	2,17
3,60-3,75	7.5YR 6/4	FA	34,68	26,20	27,96	11,16	2,51
4,30-4,40	7.5YR 6/4	FA	23,87	37,65	28,68	9,79	2,93
5,10-5,30	5YR 7/3	FA	33,89	27,52	32,25	6,32	5,10
6,65-6,80	5YR 7/3	FA	26,93	38,02	24,86	10,17	2,44
8,25-8,35	10YR 6/3	FA	31,17	31,39	26,69	10,72	2,49
9,15-9,25	10YR 6/4	FA	33,55	33,62	20,81	12,01	1,73
10,15-10,25	7.5YR 7/4	FA	27,03	37,88	23,09	11,98	1,93
13,80-13,95	5YR 6/4	FA	48,44	17,72	19,67	14,15	1,39
15,35-15,50	10YR 7/3	FA	32,66	40,01	15,54	11,78	1,32
17,90-18,00	10YR 5/3	FA	34,27	37,61	16,48	11,62	1,42
Perfil 2							
0,00-0,20	7.5YR 5/4	FGA	24,11	32,97	12,35	30,55	0,40
1,05-1,30	7.5YR 4/6	FGA	32,91	25,58	18,26	23,24	0,79
2,70-2,90	10YR 5/4	FA	41,92	24,88	25,83	7,35	3,51
4,20-4,25	10YR 6/4	AF	16,13	66,69	13,39	3,77	3,55
Perfil 3							
0,00-0,30	5YR 5/8	G	15,72	28,19	9,48	46,59	0,20
2,80-2,90	2.5YR 6/4	FGA	24,18	31,56	20,85	23,39	0,89
3,25-3,40	2.5YR 4/6	GA	19,24	30,49	11,99	38,26	0,31
4,20-4,35	2.5YR 5/8	FG	14,48	23,66	21,27	40,57	0,52
4,85-4,95	2.5YR 4/6	FGA	22,32	44,97	14,58	18,11	0,81
5,05-5,10	10YR 5/3	FA	34,91	43,13	8,76	13,17	0,67
Perfil 4							
0,00-0,25	5YR 5/6	GA	18,60	30,40	11,18	40,22	0,27
1,10-2,05	5YR 4/6	G	16,41	24,61	4,46	54,51	0,08
4,05-4,50	5YR 4/6	G	18,61	25,98	8,31	47,08	0,18
6,60-7,05	7.5YR 4/6	FGA	23,21	28,05	23,56	25,15	0,94
Perfil 5							
0,00-0,35	5YR 5/8	FG	18,32	31,68	36,64	33,35	1,10
1,15-1,30	5YR 5/6	G	19,32	20,41	11,61	48,64	0,24
2,10-2,30	2.5YR 4/6	GA	16,75	29,09	7,58	46,56	0,16
3,80-3,90	2.5YR 4/6	GA	20,95	29,03	11,47	38,52	0,30
4,85-5,00	5YR 5/6	FG	17,98	27,53	15,08	39,39	0,38
5,90-6,05	5YR 5/8	FGA	20,37	34,53	23,4	21,67	1,08
7,00-7,15	5YR 4/6	FA	26,69	43,93	17,25	12,12	1,42
7,65-7,80	7.5YR 6/4	FA	32,64	35,55	21,19	10,61	2,00
8,10-8,25	7.5YR 7/4	FA	25,85	39,08	22,19	12,86	1,73
8,55-8,70	7.5YR 6/6	FA	31,21	37,48	18,72	12,56	1,49
9,40-9,55	10YR 5/4	FA	26,88	49,33	15,99	7,78	2,06
10,20-10,30	10YR 5/4	AF	27,86	52,94	13,17	6,01	2,19
Perfil 6							
0,00-0,25	5YR 4/6	FA	40,22	27,37	21,77	10,62	2,05
1,80-2,10	5YR 4/4	FG	22,03	26,28	12,26	39,40	0,31
3,10-3,25	5YR 5/6	GA	21,81	24,48	16,56	37,13	0,45
3,60-3,75	5YR 5/6	FA	23,69	40,38	19,39	16,52	1,17
4,60-4,75	7.5YR 6/6	FGA	26,94	27,19	25,69	20,15	1,27
6,00-6,10	10YR 6/4	FA	28,95	33,91	26,71	10,44	2,56
6,35-6,50	7.5YR 6/4	FA	32,27	29,49	21,12	17,11	1,23
7,25-7,40	7.5YR 7/4	FA	34,43	34,17	16,36	15,02	1,09
8,60-8,70	7.5YR 6/6	FA	38,63	28,59	20,89	11,87	1,76
9,90-10,05	10YR 5/4	FA	40,22	27,37	21,77	10,62	2,05

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A.

A zona pedolítica do perfil 1 apresentou 1,80 m de espessura, caracterizada pelo aumento nos teores de ferro e de caulinita, bem como da fração argila. Da faixa de 1,80 a 2,10 m até os 18 m, compreende o saprolito fino, caracterizado por uma textura relativamente homogênea (areia franca), pela presença do quartzo e da caulinita.

O perfil 2, à 40 m do perfil 1, foi pouco profundo atingindo pouco mais de 4 m. Assim como no perfil 1, ocorreu a predominância de materiais mais grosseiros em profundidade e mais fino em direção à superfície. Esse perfil se mostrou bastante arenoso, na amostra mais profunda, a porcentagem de areia foi de 80%, com pouca significância de materiais finos em todo o perfil. Foi classificado do topo para baixo, por textura franco-argiloarenosa, franco-arenosa e areia franca respectivamente (Tabela 2). A razão silte/argila mostrou dois comportamentos distintos. Até 1,30 m, ocorre principalmente a transformação da fração silte em argila, com valores abaixo de 1 (0,79 e 0,20). Dessa camada até 4 m os índices foram superiores a 1 (3,51 e 3,55), indicando um predomínio de silte em detrimento da argila. A cor variou de vermelho-amarelada/Bruno-avermelhada, nos primeiros 1,30 m do perfil, para uma camada brunada até 4 m de profundidade (Tabela 2).

O perfil 2 apresentou uma zona pedolítica mais espessa, compreendendo aos 2,70 primeiros metros, de cor mais avermelhada e textura mais argilosa. O saprolito fino estendeu-se até os 4,25 m, sendo mais arenoso e de cor mais brunada.

O perfil 3, 60 m abaixo do perfil 2, foi um pouco mais profundo, atingindo cerca de 6 m. Apresentou cor vermelho/vermelho-escuro em quase todo o perfil. Sua textura predominante foi franco-argilosa, argiloarenosa e argilosa. Somente

a amostra mais profunda (5,10 m) se mostrou predominantemente arenosa (francoarenosa). Em todas as amostras a razão silte/argila foi inferior a 1, indicando predominância da argila em detrimento do silte (Tabela 2). Os primeiros 4,80 m do regolito foram caracterizados como sendo a zona pedolítica, pois apresentou cor predominantemente avermelhada, textura muito argilosa e um material muito homogêneo a olho nu.

O perfil 4 apresentou-se mais profundo que o perfil 3, com 7 m de profundidade, iniciando um espessamento do regolito em direção ao sopé da encosta. Foi o perfil que apresentou os maiores teores de argila (até 54% entre 1,10 e 2,05 m). Assim, a textura evolui de franco-argiloarenosa, a 7 m, para argilosa nas camadas superiores. Nos 4,5 m superiores do perfil a cor predominante foi vermelho/vermelho-escuro, sendo caracterizada como a zona pedolítica e, somente nos 1,5 m restantes, a cor foi brunada, correspondendo ao saprolito fino (Tabela 2).

Nos perfis 5 e 6, no ato da tradagem, encontrou-se água, esse fato impediu o prosseguimento da sondagem. Provavelmente a camada subjacente seria a da rocha intemperizada, pouco permeável, funcionando como limitante à infiltração mais profunda da água e, ao mesmo tempo, favorecendo o fluxo sub-superficial lateral, devido à declividade apresentada pelo nível rochoso, nesse segmento.

Esses dois últimos perfis do transecto 1 atingiram 10 m de profundidade, continuando o espessamento do regolito em direção à parte baixa da encosta.

O perfil 5 exibiu um caráter textural bastante heterogêneo, em profundidade. Foi encontrado um alto teor de areia a 10 m (80%), o que classificou essa camada como areia franca. Acima, verificou-se uma faixa de três metros de espessura, situada entre

10 e 7 m, com um percentual menor de areia (70%). Dessa faixa até o topo, a textura foi se alterando gradativamente passando para franco-argiloarenosa, franco-argilosa, argiloarenosa, chegando até a argilosa em 1,15 m. Da mesma forma, a cor variou de bruno, na amostra mais profunda, para bruno forte, vermelho-amarelado, vermelho, e de volta para vermelho-amarelado no topo.

Os primeiros 7 m do perfil 5, apresentaram características pedogenéticas, classificando-a como zona pedolítica. De 7 à 9,5 m foi encontrado o saprolito fino, e a 10 m de profundidade, ocorreu uma camada bastante arenosa. Contudo, essa última característica não foi suficiente para classificá-la como o contato com o saprolito grosseiro, pois não houve mudanças significativas na cor, nem em sua mineralogia.

O perfil 6, mostrou na parte mais profunda, uma camada de 4 m de espessura, situada entre 6 e 10 m, classificada como areia franca. Esta camada parece ser o prolongamento da faixa de 3 m de espessura, encontrada entre 7 e 10 m no perfil 5, ou seja, o saprolito fino. Entre 1.8 e 3.25 m, foi encontrada uma faixa argilosa com teores em torno de 38%. De baixo para cima, foram encontradas as seguintes cores: bruno, bruno forte e vermelho-amarelado. A zona pedolítica foi caracterizada nos primeiros 4,5 m do regolito, principalmente pela homogeneidade do material e pela cor avermelhada.

De uma maneira geral, o volume superficial apresentou textura menos argilosa do que os volumes subjacentes, criando anisotropia vertical. Fernandes (2000) encontrou características muito semelhantes em levantamentos dos solos nessa mesma bacia.

Em relação ao conjunto da encosta, a razão silte/argila mostrou uma intensificação de argila em direção ao sopé da

encosta. Excepcionalmente, as amostras do topo do regolito tiveram um comportamento inverso ao anteriormente citado. Considerando somente as amostras do topo dos perfis, posicionadas ao longo da encosta, verificou-se que a razão silte/argila aumenta no sentido montante-jusante, indicando a forte atuação da erosão superficial, que nos casos de maior declividade, removeu quase completamente o horizonte superficial (Figura 15).

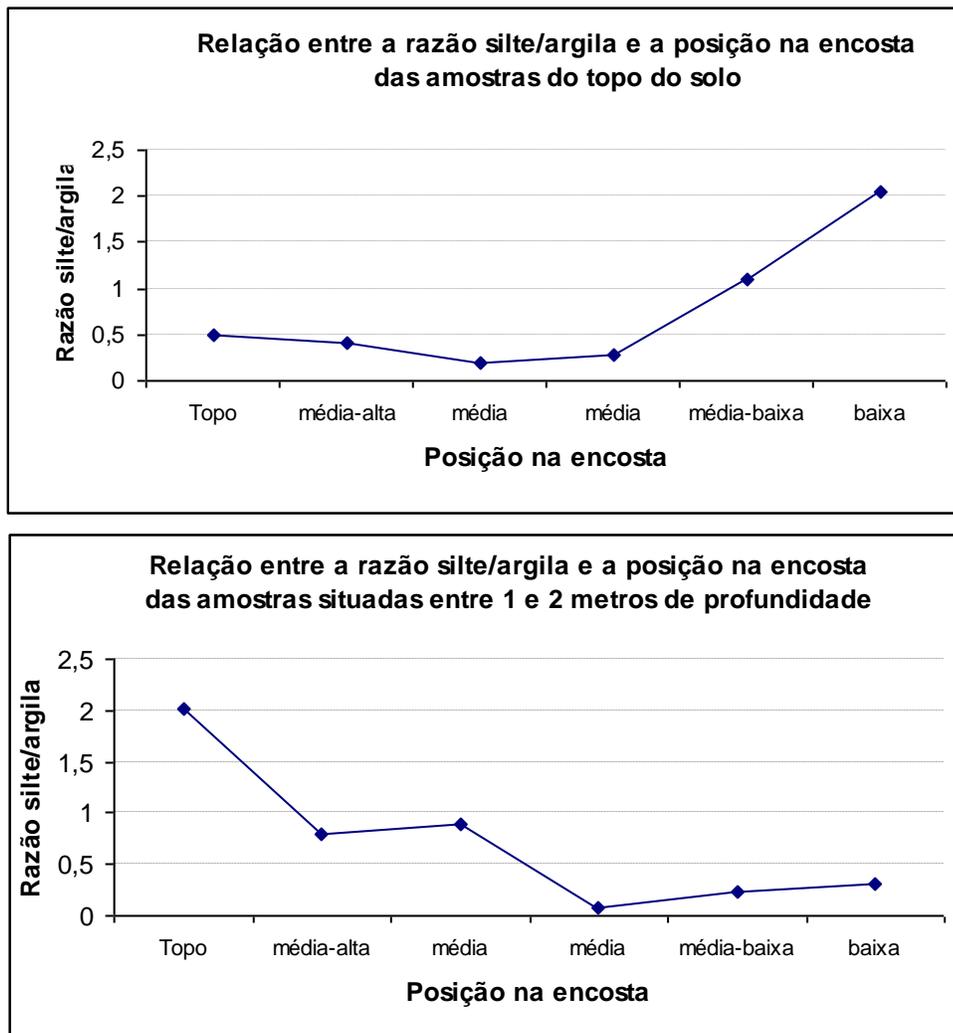


Figura 15. Relação entre a razão silte/argila e a posição na encosta



Figura 15 (continuação). Relação entre a razão silte/argila e a posição na encosta

6.1.2 Transecto 2

Assim como no transecto 1, os perfis do transecto 2 variaram em profundidade de acordo com as dificuldades locais. No total foram 3 perfis (8, 9 e 10), localizados dentro de uma concavidade estrutural suspensa (Figura 16). O transecto 2 está situado a cerca de 200 m do transecto 1.

O perfil 8 foi o mais profundo do transecto 2, atingindo 8 m de profundidade. Nos primeiros 5 m apresentou cor marrom, e de 5 a 8 m, a cor muda para amarelo-acinzentado e amarelo claro-acinzentado. A textura predominante no perfil foi franco-arenosa. O teor de argila ganha expressividade em 1,20 m, fato este refletido pela razão silte/argila que mostrou valores inferiores a 1 nos primeiros 1,20 m do perfil (Tabela 3).

A faixa pedogenética ficou restrita aos primeiros 2,5 m do regolito, enquanto a zona saprolítica, caracterizada como saprolito fino, estendeu-se de 2,5 à 8 m.

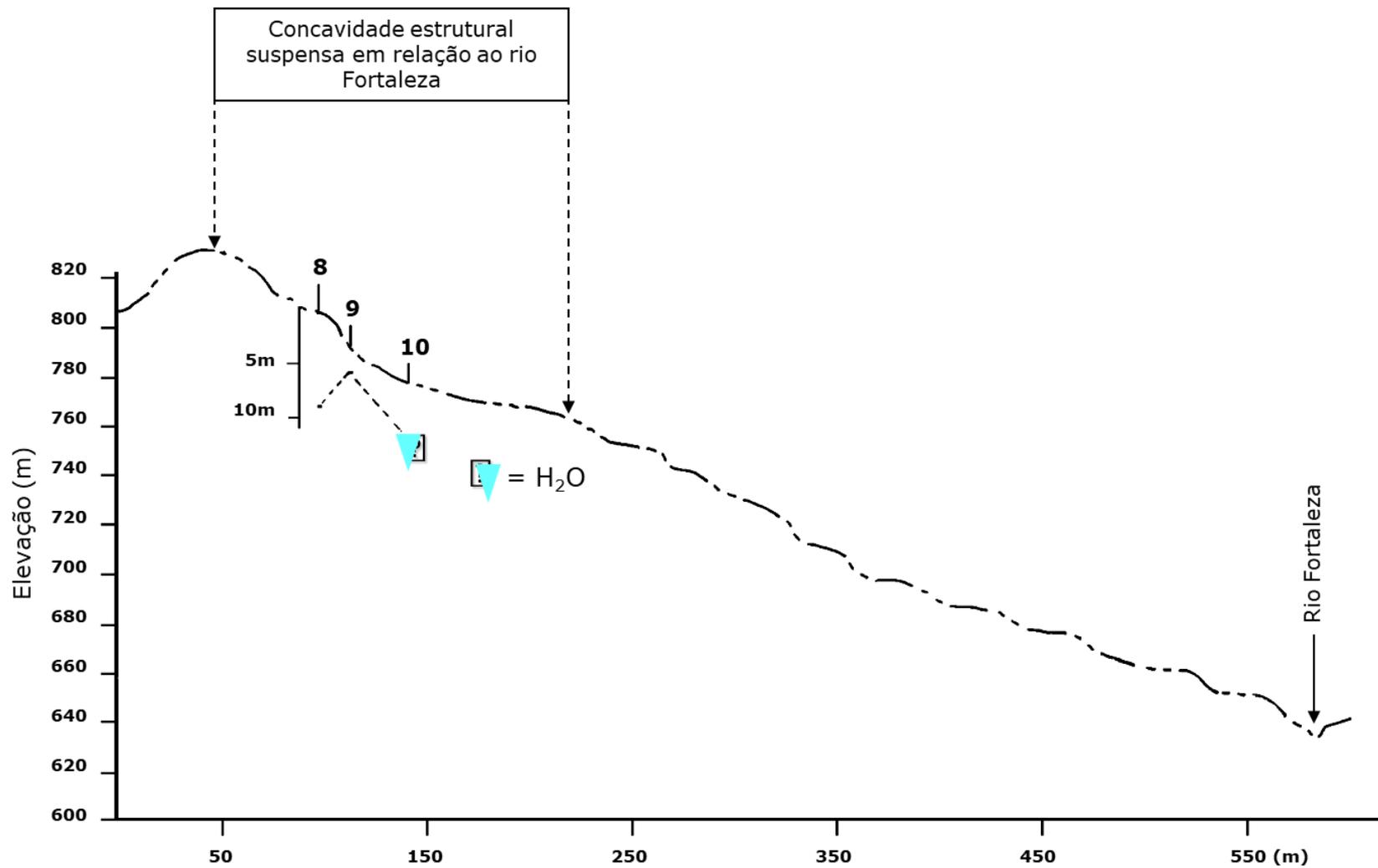


Figura 16. Perfil topográfico com a localização dos pontos do transecto 2. A linha tracejada dentro da encosta significa a profundidade de cada perfil. Notar a escala ampliada para os perfis.

O perfil 9, por outro lado, foi o mais raso do transecto 2, registrando 2 m de profundidade. Os primeiros 15 cm do perfil foi caracterizado por textura bastante argilosa (+40%) e uma cor vermelho-amarelada. O restante do perfil é bastante arenoso (+50%) e com uma cor brunada predominante (Tabela 3).

Com base na análise do material em campo e os dados produzidos em laboratório, o perfil 9 não apresentou a zona saprolítica, sendo todo o perfil caracterizado como zona pedolítica.

O perfil 10 foi localizado no fundo da concavidade estrutural, à 10 m da zona saturada. O perfil atingiu 5 m de profundidade, quando a sondagem foi interrompida, pois foi encontrado o nível de água. Este perfil apresentou características diferentes do restante, onde o teor de argila aumenta do topo para baixo. Foi identificada uma descontinuidade textural significativa entre 4,20 e 4,80 m, onde a porcentagem de argila passa de 31% para 12% (Tabela 3). Essa característica reside no fato de os primeiros 4 m serem constituídos de material transportado, visto que o perfil 9 localiza-se em uma zona deposicional. Assim, esse perfil não apresentou a zona saprolítica. Todo o perfil foi caracterizado como sendo pedolítico, pois o regolito em questão é formado por material intemperizado transportado (colúvio) e material intemperizado *in situ*.

Essa zona também é caracterizada por intenso hidromorfismo, pois tanto é área de convergência dos fluxos de chuva, quanto de exfiltração de água subterrânea. Esta característica resultou em um perfil com cor predominante amarelo-acinzentada, devido as condições de má drenagem (Tabela 3).

Tabela 3. Caracterização da cor e da textura dos perfis localizados no transecto 2.

Profundidade (metros)	Cor Munsell (seca)	Classe textural	Textura				Silte/argila
			Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	
Perfil 8							
0,00-0,30	10YR 6/4	FGA	28,44	33,53	12,48	25,55	0,48
0,90-1,05	10YR 6/4	GA	25,96	22,74	14,79	37,48	0,39
1,15-1,20	10YR 6/6	FGA	25,74	23,76	18,19	32,31	0,56
1,50-1,65	10YR 5/4	FA	27,15	37,04	20,41	15,38	1,33
2,50-2,90	10YR 8/3	FA	58,35	18,66	17,47	5,51	3,17
5,35-6,00	2.5Y 4/2	FA	35,81	38,78	15,27	11,26	1,36
7,80-8,05	2.5Y 7/2	FA	39,71	32,56	19,89	7,82	2,54
Perfil 9							
0,00-0,15	7.5YR 6/6	GA	30,4	18,17	11,32	40,11	0,28
0,45-1,15	10YR 6/6	FGA	36,24	20,51	15,64	27,6	0,56
1,15-1,75	10YR 6/4	FA	40,78	30,39	14,18	14,63	0,97
1,75-2,00	10YR 7/4	FA	67,59	14	10,81	7,59	1,42
Perfil 10							
0,00-0,30	5Y 6/4	FA	32,09	25,62	24,26	18,25	1,32
0,90-1,20	2.5Y 5/6	FA	46,02	18,78	17,07	21,40	0,79
1,80-2,10	2.5Y 6/4	FGA	31,62	21,34	16,80	27,54	0,61
2,70-3,00	2.5Y 5/4	FGA	43,19	26,04	14,49	29,59	0,49
3,90-4,20	2.5Y 7/4	FGA	31,11	26,81	14,21	31,19	0,45
4,80-5,20	5Y 6/3	FA	35,36	29,85	25,87	12,69	2,03

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A.

6.1.3 Zona intermediária entre os transectos 1 e 2

O perfil 7 encontra-se localizado na média-alta encosta, entre o transecto 1 (encosta retilínea) e o transecto 2 (encosta côncava) (Figura 8). O perfil registrou pouco mais de 10 m de profundidade. De cima para baixo, a textura evolui de argiloarenosa para argilosa, franco-argilosa, franco-argiloarenosa e franco-arenosa (Tabela 4). Percebe-se uma fragmentação progressiva dos materiais, ocasionando a diminuição do tamanho dos grânulos do regolito, de baixo para cima. A cor variou entre vermelho e vermelho-amarelada na zona pedolítica, cuja espessura foi de 4,5 m. O saprolito por sua vez apresentou dois compartimentos distintos, contudo não evidenciados na análise textural. De 4,5 até 8 m, o saprolito foi caracterizado como um saprolito de grãos mais finos e cor predominantemente avermelhada. No restante do perfil, entre

8 e 10,30 m, o saprolito apresentou cor amarelo-acinzentada e granulometria mais grosseira, com presença de fragmentos de rocha alterada de até 1 cm de diâmetro. Entretanto, não caracterizamos este segmento como sendo o saprolito grosseiro, mas sim uma faixa de transição, pois o restante da matriz do regolito é de textura muito parecida com o trecho superior do regolito.

Em última análise, o perfil 7 mostrou, de baixo para cima, uma diminuição progressiva do tamanho dos grãos, evidenciada principalmente pelo teor de argila. Por outro lado, a razão silte/argila não mostrou claramente essa tendência, pois ocorreu uma relativa estagnação entre 4,60 e 10,30 m, em torno de 3,9, diminuindo para 1,23 entre 3,30-3,60 m, e estagnando novamente nos primeiros dois metros, em torno de 0,4 e 0,5.

Tabela 4. Caracterização da cor e da textura do perfil 7.

Profundidade (metros)	Cor Munsell (seca)	Classe textural	Textura				Silte/argila
			Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	
Perfil 7							
0,00-0.30	7.5 YR 5/6	GA	21,32	31,68	15,31	31,69	0,48
0.30-0.50	7.5 YR 5/7	G	10,24	24,87	16,38	48,51	0,34
1.00-1.20	7.5 YR 5/8	FG	17,56	21,09	21,14	40,21	0,53
1.90-2.15	10 R 5/8	FGA	22,75	28,7	16,68	31,87	0,52
3.30-3.60	2.5 YR 5/8	FGA	20,75	38,64	22,36	18,25	1,23
4.60-4.75	7.5 R 5/4	FA	23,83	36,51	31,54	8,12	3,88
5.30-5.45	2.5 YR 5/6	FA	20,31	35,26	35,65	8,78	4,06
6.40-6.60	5 YR 5/8	FA	16,39	36,23	37,84	9,54	3,97
8.45-8.70	2.5 Y 4/4	FA	33,11	25,44	32,83	8,62	3,81
10.15-10.30	2.5 Y 4/4	FA	32,41	32,12	28,31	7,16	3,95

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A.

6.2 Mineralogia

6.2.1 Mineralogia do protolito: Gnaiss São João

O resultado da análise mineralógica das duas amostras de rocha, a amostra de rocha sã do perfil Santa (Leite, 2001), e a amostra coletada de um bloco de rocha semi-sã, revelaram uma predominância de quartzo. Contudo, a rocha sã, apresentou, após o quartzo, a biotita como mineral mais abundante, classificando-a como biotita gnaiss. Por outro lado, a amostra semi-sã mostrou teores mais elevados de k-feldspato e muscovita, e mais baixos de biotita e plagioclásio (Tabela 5). Essa mudança nos valores deve-se, principalmente, a heterogeneidade do Gnaiss São João e, também, as diferentes resistências apresentadas por esses minerais frente aos processos de intemperismo, onde pode notar a transformação da biotita em clorita, e do plagioclásio em muscovita.

Tabela 5. Mineralogia das amostras de rocha sã, do perfil Santa, e semi-sã.

Minerais	(%)	
	Rocha sã	Rocha semi-sã
Quartzo	38,4	31,4
Biotita	31,0	22,1
K-feldspato	15,1	24,1
Plagioclásio	11,1	8,8
Muscovita	2,8	5,5
Zircão	0,4	0,2
Apatita	0,4	0,2
Granada	0,2	0,8
Clorita	0,2	1,7
Silimanita	0,2	4,6
Opacos	0,2	0,2

6.2.2 Mineralogia da fração areia do regolito

Os resultados apresentados consistem em uma análise conjunta dos dados produzidos por Xavier (2001) e os resultantes deste trabalho.

6.2.2.1 Mobilidade dos minerais

6.2.2.1.1 Transecto 1

Apesar da grande expressividade da biotita na rocha sã, esse mineral não foi significativo nas amostras analisadas do regolito e, por isso, não incluso na análise. Não obstante, esse fato era esperado, pois este mineral é caracterizado como sendo de baixa resistência ao intemperismo, e os regolitos dessa área são bem desenvolvidos, possuindo materiais bastante intemperizados.

Da mesma forma, os feldspatos possuem resistência inferior ao quartzo e a muscovita, principalmente o plagioclásio, e, por conseguinte, foram menos presentes. Esse processo pode ser observado mais claramente quando analisamos a porcentagem dos minerais nas duas frações; onde ocorreu um aumento do teor dos minerais menos resistentes da fração mais grossa (0,5 mm) para a fração mais fina (0,125 mm) (Tabela 6). Esta característica também foi observada por Pollack (1961), ao estudar solos aluviais no Texas e em Oklahoma, pois os minerais menos resistentes tendem a se fragmentar mais rapidamente, através dos planos de clivagem e também pelo intemperismo.

Em relação à estabilidade relativa dos minerais ao longo dos perfis, percebeu-se um aumento na mobilidade dos minerais em direção ao sopé da encosta. Foi evidenciado, também, mudanças bruscas nas curvas de distribuição relativa dos minerais em relação

à profundidade, refletindo alternâncias de bandas mais e menos resistentes do protolito.

Tabela 6. Porcentagem dos minerais leves na fração areia dos regolitos do transecto 1.

Profundidade (metros)	Quartzo (%)		Ortoclásio		Plagioclásio		Muscovita		Q/f	
	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm
Perfil 1*										
0.00-0.25	91	66	3	30	2	2	2	1	18,20	2,06
1.85-2.10	78	55	1	39	4	3	9	2	15,60	1,30
2.60-2.80	79	40	5	51	9	6	6	2	5,64	0,70
3.60-3.75	71	34	17	48	1	8	8	7	3,94	0,60
6.65-6.80	77	45	14	37	3	1	5	16	4,53	1,20
8.25-8.35	80	47	7,5	43	4	3	7,5	5	6,96	1,02
13.80-13.95	68	45	8,5	44	1	5	3	5	7,16	0,90
17.90-18.00	72	46	13	46	3	1	3	6	4,50	0,97
Perfil 2**										
0.00-0.20	90	80	0	15	0	2	1	1	#	4,70
1.05-1.30	68	76	1	12	3	3	4	8	17,00	5,06
2.70-2.90	71	44	5	35	18	7	2	11	3,09	1,04
4.20-4.25	98	82	0	13	2	4	0	1	49,00	4,82
Perfil 3**										
0.00-0.30	95	92	0	2	0	1	2	1	#	30,66
2.80-2.90	93	89	1	5	0	1	3	2	93,00	14,83
3.25-3.40	95	81	1	11	0	3	2	2	95,00	5,78
4.20-4.35	98	65	0	30	1	4	0	0	98,00	1,91
4.85-4.95	75	57	6	26	11	7	3	6	4,41	1,54
5.05-5.10	68	50	13	25	15	16	2	8	2,43	1,21
Perfil 4***										
0.00-0.25	96	93	0	2	0	0	2	2	#	46,50
1.10-2.05	92	90	1	3	0	1	3	3	92,00	22,50
4.05-4.50	98	88	2	6	0	2	0	3	49,00	11,00
6.60-7.05	73	61	11	19	6	12	6	5	4,29	1,96
Perfil 5**										
0.00-0.35	95	91	0	3	0	0	1	1	#	30,33
2.10-2.30	87	84	0	4	4	1	7	2	21,75	16,80
4.85-5.00	90	82	0	5	6	3	1	6	15,00	10,25
7.00-7.15	61	31	8	5	22	3	7	61	2,03	4,42
8.55-8.70	71	12	6	2	6	2	16	83	5,92	3,00
10.20-10.30	64	33	13	3	18	16	4	47	2,06	1,73
Perfil 6**										
0.00-0.25	90	88	0	5	6	2	2	2	15,00	12,57
1.80-2.10	80	75	2	8	10	6	2	9	6,67	5,35
3.60-3.75	67	70	3	12	15	7	1	10	3,72	3,68
4.60-4.75	84	62	1	26	10	1	2	4	7,64	2,29
6.35-6.50	76	46	16	9	3	5	4	39	4,00	3,28
7.25-7.40	99	45	0	15	0	8	0	28	#	1,95
8.60-8.70	54	36	0	10	0	2	44	51	#	3,00
9.90-10.05	80	41	2,5	13	1	10	14	35	22,86	1,78

Não há feldspato

*Dados extraídos de Xavier (2001).

**Dados de Xavier (2001), re-interpretados, corrigidos e ampliados.

***Dados inéditos.

O perfil 1, apresentou baixa mobilidade dos minerais em quase todo o regolito, inclusive o plagioclásio, mesmo sendo um mineral de baixa resistência ao intemperismo. Dois fatores contribuíram para tal situação, o primeiro está relacionado à posição topográfica do perfil, pois a proximidade com o divisor faz com que a água escoe rapidamente pela encosta; o segundo, parece confirmar as hipóteses de Gilbert (1877), Ahnert (1987), Stallard (1988) e Heimsath *et al.* (1999), onde a grande espessura do perfil estaria funcionando como limitante de chegada de água no saprolito e, principalmente, na frente de intemperismo (Figura 17).

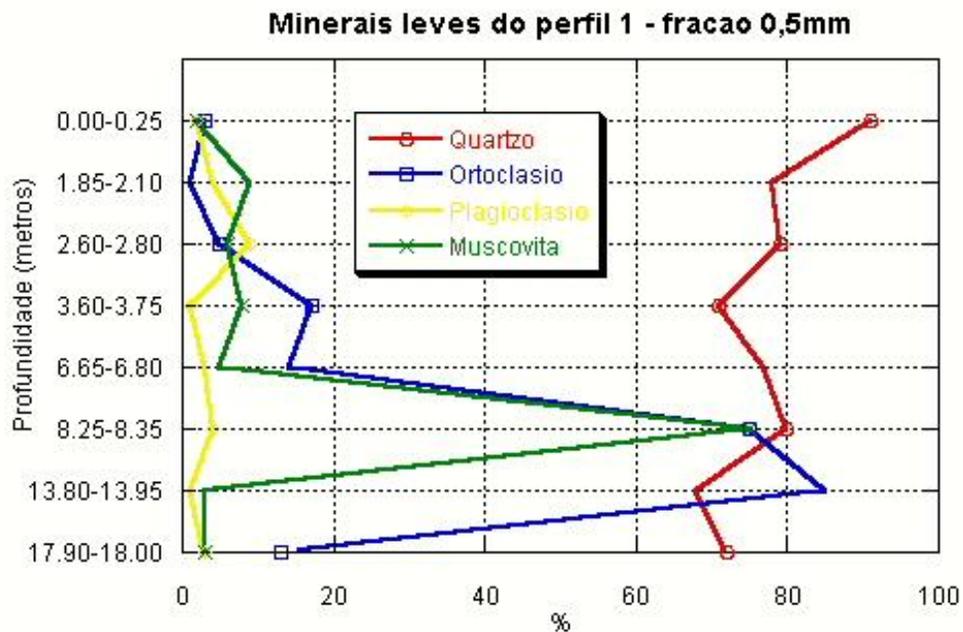


Figura 17. Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 1.

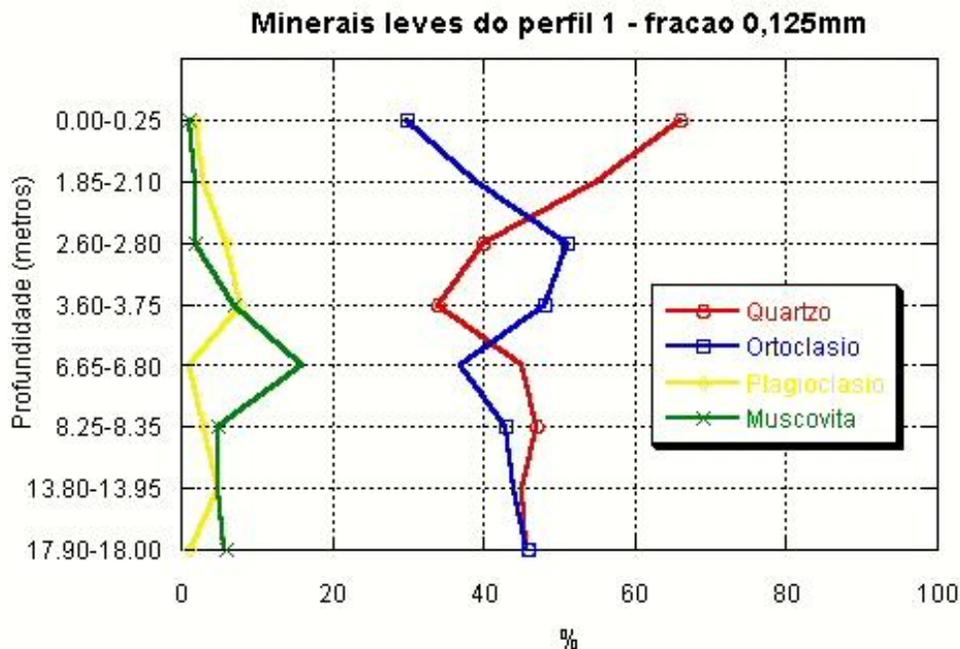


Figura 17. Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 1.

O perfil 3 mostrou características bem diferentes do perfil 1. A mobilidade dos minerais é bastante pronunciada com a profundidade. Em linhas gerais, as curvas dos minerais resistentes, do quartzo, por exemplo, aumentam gradativamente em direção ao topo do regolito. Já as curvas dos minerais mais vulneráveis, como a dos feldspatos, diminuem com o espessamento do perfil rumo à superfície (Figura 18).

Essas tendências revelam uma alteração rápida e progressiva dos materiais dentro do perfil. A posição de meia encosta favorece maior aporte de água em subsuperfície para o perfil, visto que foram identificadas descontinuidades texturais no sentido vertical, também encontrada por Fernandes (2000). Outra característica que favorece a intensa alteração no perfil é o seu caráter menos espesso (5 m). Evidenciando, mais uma vez, que as idéias

“gilbertianas” fazem sentido, neste segmento da encosta, pois a erosão está contribuindo para o desenvolvimento deste regolito.

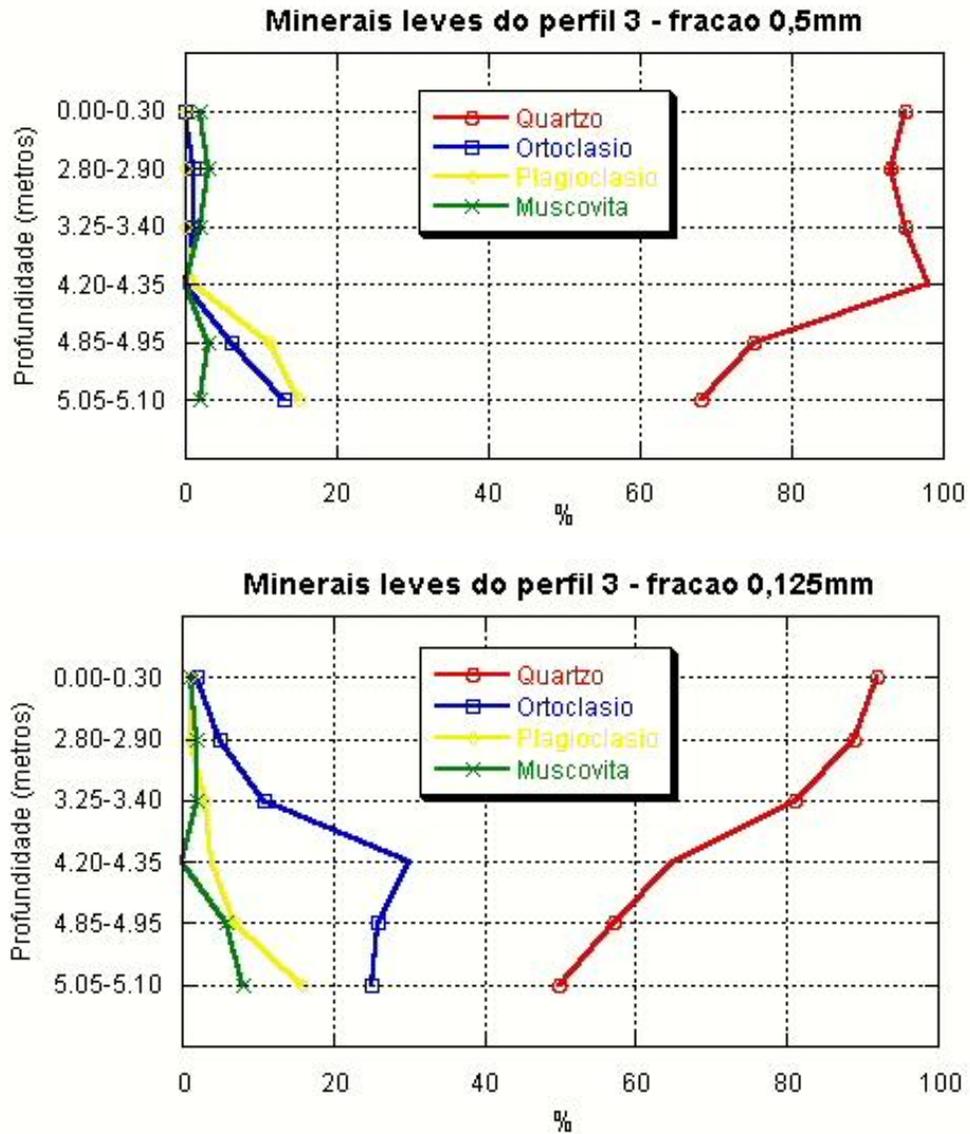


Figura 18. Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 3.

Em situação topográfica e espessura parecidas, o perfil 4 apresentou características muito semelhantes as do perfil 3. Dessa forma, as mesmas explicações do perfil 3 valem para o perfil 4 (Figura 19).

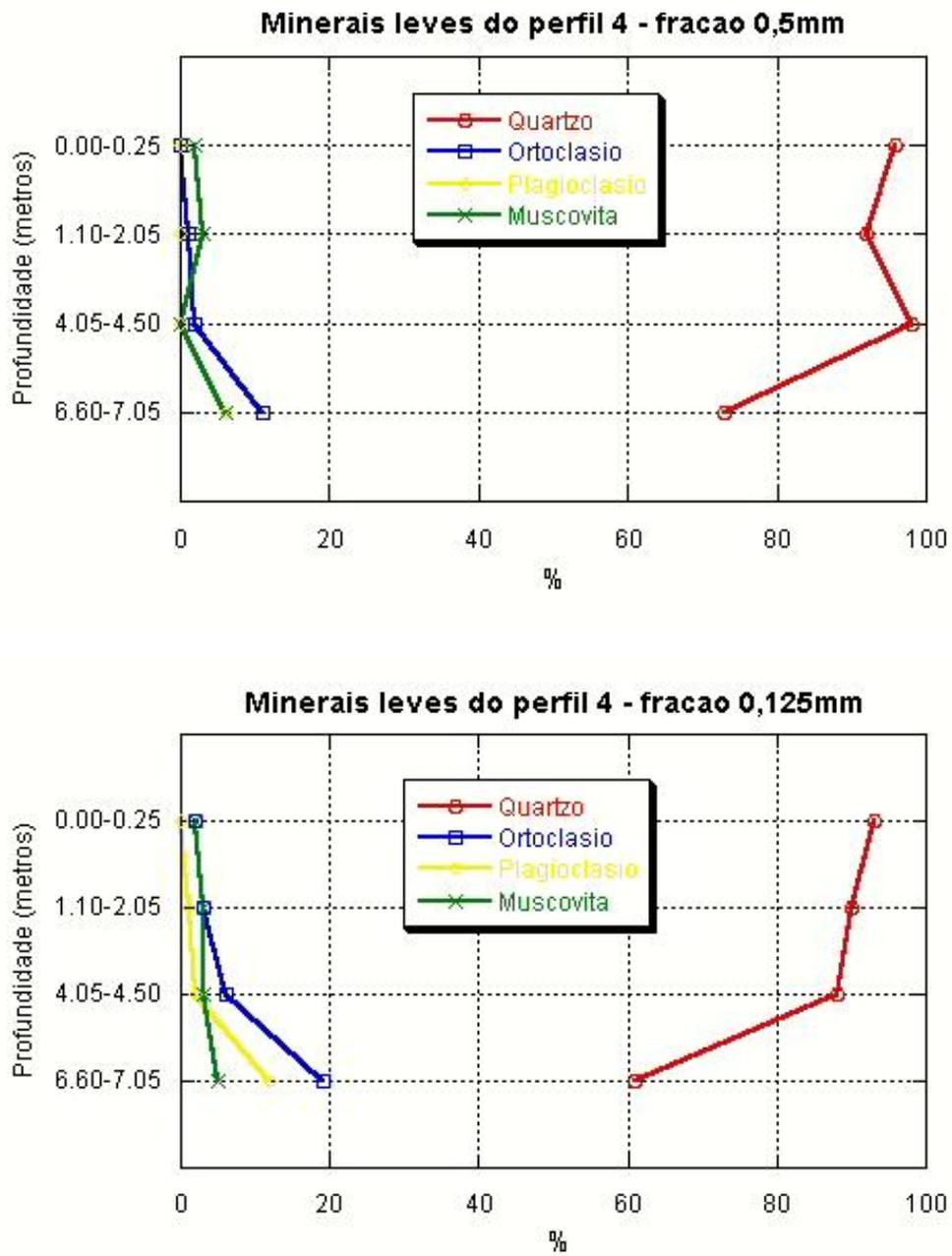


Figura 19. Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 4.

O perfil 5 caracterizou-se, também, pela intensa mobilidade dos minerais com a profundidade. As curvas mostraram tendências semelhantes às dos perfis 3 e 4, contudo ocorreram pequenas mudanças no sentido da curva, refletindo as variações litológicas, ou a sobreposição de diferentes materiais deposicionais (Figura 20). Diferentemente dos perfis 3 e 4, o perfil 5 encontra-se inserido na média-baixa encosta.

A sua espessura mais pronunciada, 10 m, não foi suficiente para criar uma situação mais estável dentro do perfil, pois os minerais sofreram alterações em suas proporções, mesmo no segmento mais profundo. Foi associada esta característica ao fato de que, o perfil 5 apresentou água a 10 m de profundidade, promovendo uma alteração de baixo para cima, independente da percolação vertical de água até este nível.

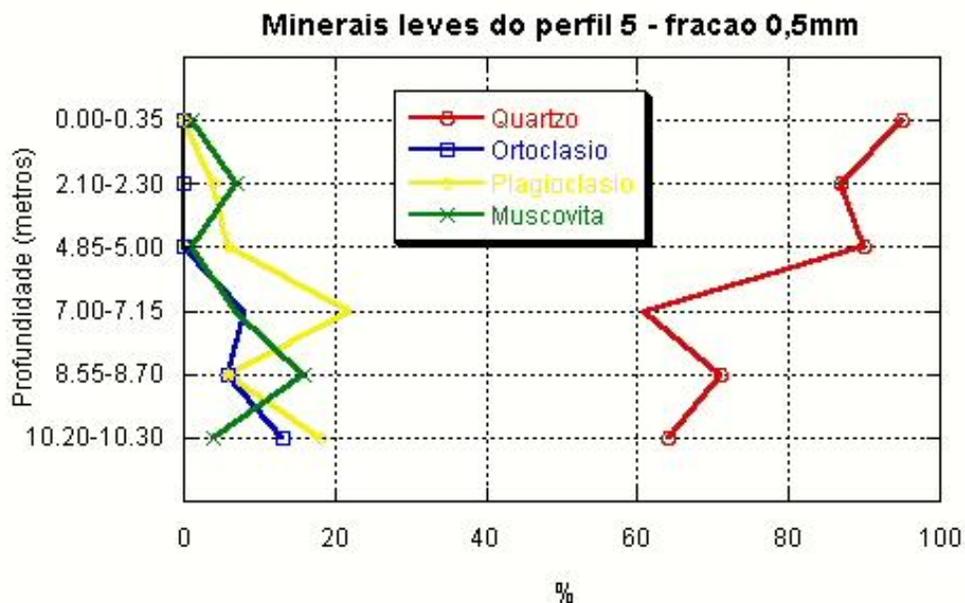


Figura 20. Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 5.

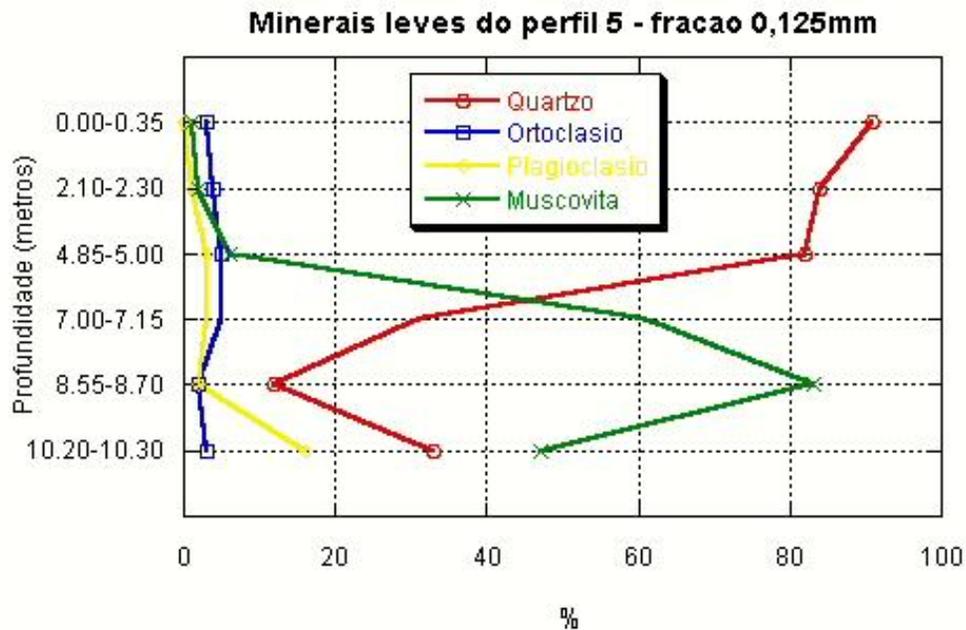


Figura 20 (cont.). Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 5.

O perfil 6, situado na baixa encosta, exibiu características diferentes das do perfil 5. Sua mobilidade foi um pouco mais tímida, principalmente na fração 0,125mm (Figura 21).

Analisando a fração 0,5mm, pode-se dividir o perfil em dois segmentos distintos quanto ao ritmo de mobilidade dos minerais. Em outras palavras, o trecho compreendido entre 0 e 7 m foi caracterizado como sendo um material não muito intemperizado, visto a baixa mobilidade do plagioclásio. Situação oposta foi observada entre 7 e 10 m de profundidade. Neste último trecho, foram apresentados baixíssimos teores de feldspatos, chegando até a inexistência em determinadas profundidades (Figura 21).

Acreditamos, para este caso, tratar-se de um processo diferencial de intemperismo, pois o perfil 6 também apresentou água a 10 m de profundidade. Descartando, assim, a possibilidade

de uma camada mais rica em quartzo e muito pobre em feldspato, pois não há correspondência desta característica com a fração mais fina (0,125mm).

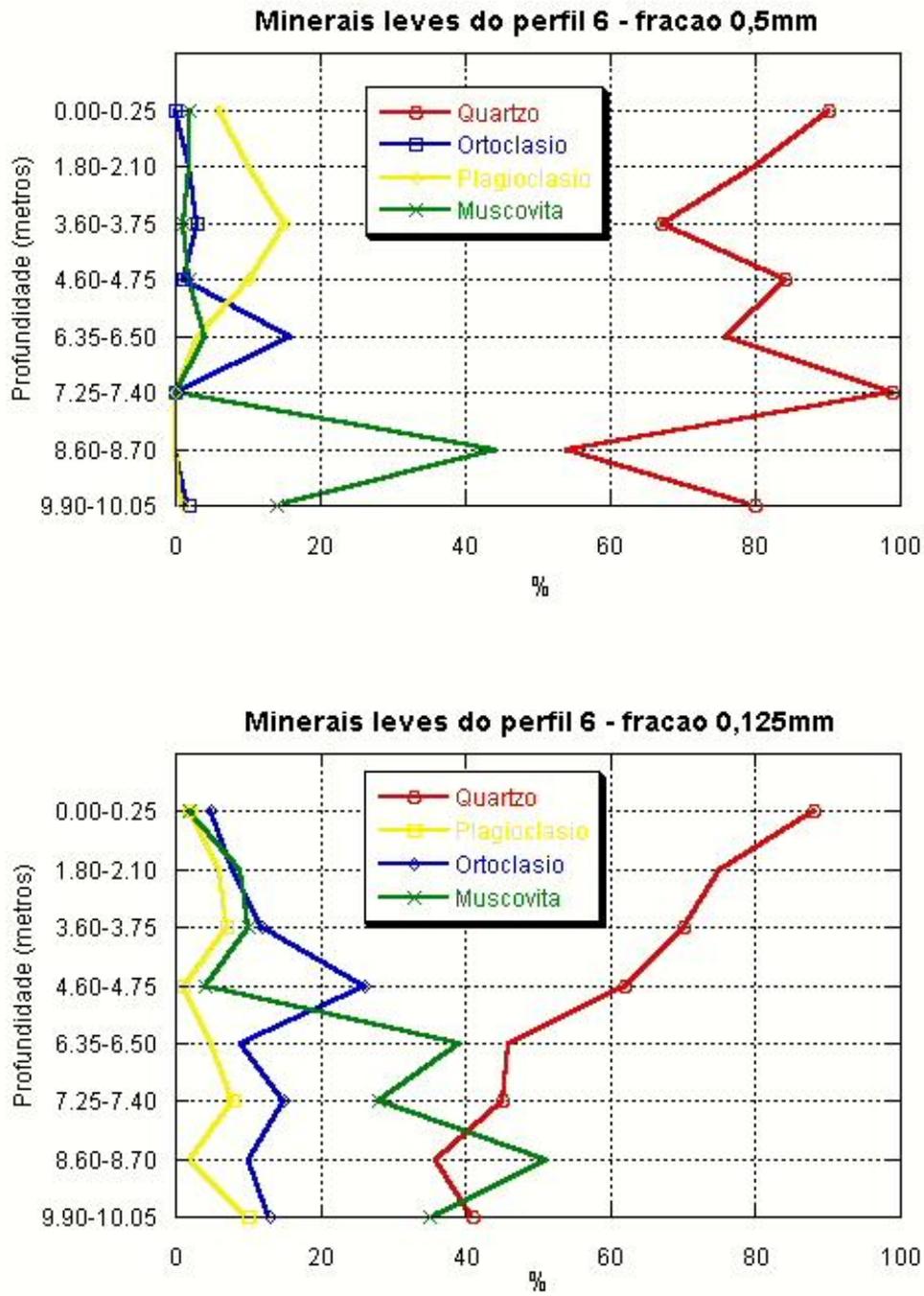


Figura 21. Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 6.

6.2.2.1.2 Transecto 2

Da mesma forma que o transecto 1, o transecto 2 apresentou teores de biotita muito insignificantes, que não entraram na porcentagem. Ainda, a ordem de abundância dos minerais refletiu a resistência ao intemperismo e a maior ou menor disponibilidade no protolito. Assim, o quartzo foi o mineral mais presente, e a muscovita foi predominante, quando fornecida em maiores quantidades pela rocha. Os teores de feldspatos oscilaram de acordo com as condições específicas de cada regolito (Tabela 7). Em linhas gerais, o ortoclásio foi mais presente que o plagioclásio, por ser mais resistente.

Tabela 7. Porcentagem dos minerais leves na fração areia dos regolitos do transecto 2.

Profundidade (metros)	Quartzo (%)		Ortoclásio		Plagioclásio		Muscovita		Q/f	
	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm
Perfil 7**										
0,00-0,30	85	67	6	17	3	4	6	10	9,44	3,19
0,90-1,05	79	44	10	22	8	5	2	28	4,39	1,63
1,50-1,65	67	24	20	12	7	6	2	58	2,48	1,33
2,50-2,90	55	28	25	14	19	10	0	47	1,25	1,16
5,35-6,00	65	11	24	13	4	4	6	72	2,32	0,64
7,80-8,05	51	28	29	21	11	8	5	37	1,27	0,96
Perfil 8**										
0,00-0,15	81	58	8	18	8	10	2	13	5,06	2,07
0,45-1,15	75	51	9	21	10	11	5	11	3,94	1,59
1,15-1,75	58	46	12	26	17	19	11	8	2,00	1,02
1,75-2,00	48	35	25	32	23	24	4	8	1,00	0,62
Perfil 9***										
0,00-0,30	70	59	2	5	0	0	24	33	35,00	11,80
0,90-1,20	61	51	3	5	0	1	33	40	20,33	8,50
1,80-2,10	58	49	6	8	3	4	31	36	6,44	4,08
2,70-3,00	59	56	5	7	3	4	29	31	7,37	5,09
3,90-4,20	77	60	4	9	3	5	14	15	10,00	6,66
4,80-5,20	58	46	14	21	10	9	15	21	2,41	1,53

**Dados de Xavier (2001), re-interpretados, corrigidos e ampliados.

***Dados inéditos.

No que tange a mobilidade relativa dos minerais ao longo dos perfis, foi identificado um aumento nos perfis 9 e 10, situados mais próximos ao fundo da concavidade. Também, como no transecto 1,

foram identificadas mudanças bruscas nas curvas de distribuição relativa dos minerais em relação à profundidade, exprimindo a influência da rocha sã na maior ou menor concentração de cada mineral.

O perfil 8 foi caracterizado por uma baixa mobilidade relativa do plagioclásio nas duas frações de areia (Figura 22). De certa forma, a condição de alta declividade, na qual se encontra o perfil, não permite um fluxo de água gravitacional vertical até os trechos mais profundos.

Entretanto, o ortoclásio se mostrou bastante móvel na fração 0,5mm, alterando-se progressivamente de baixo para cima. Na fração mais fina, a muscovita reveza-se com o quartzo no posto de mineral mais abundante. A muscovita apresenta altos teores entre 1,5 e 8 m, acima deste segmento, ela se degrada rapidamente. Essa faixa rica em muscovita reflete uma condição específica do protolito.

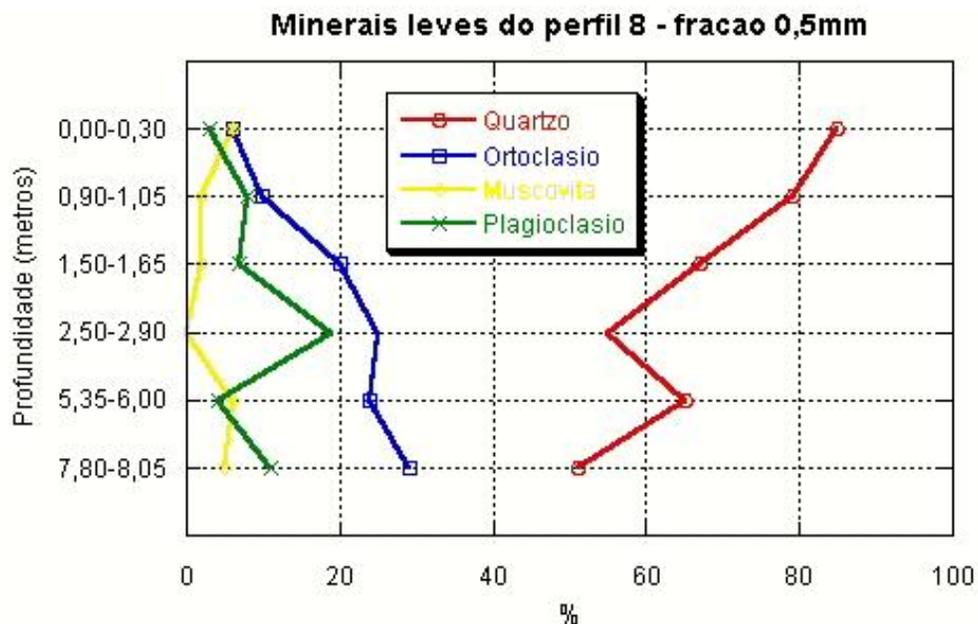


Figura 22. Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 8

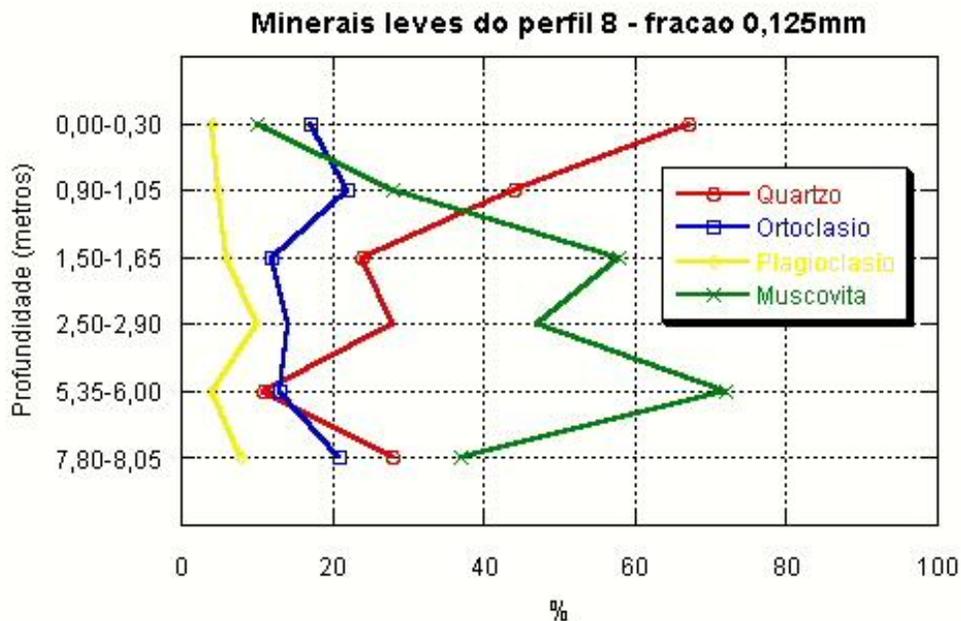


Figura 22 (cont.). Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 8.

Diferente do perfil 8, o perfil 9 caracterizou-se pela intensa mobilidade dos minerais dentro do regolito. Mostrou na prática o que diz a teoria, ou seja, os minerais mais resistentes, como o quartzo e a muscovita, tiveram suas curvas aumentando progressivamente, e os minerais menos resistentes, como os feldspatos, apresentaram curvas em redução (Figura 23).

Em ambas as frações houve amplo predomínio do quartzo. Os feldspatos foram mais expressivos na fração mais fina, cuja situação era esperada e o motivo foi explicado anteriormente. Na fração mais fina, o quartzo e o ortoclásio tinham quase as mesmas proporções a 2 m, porém, em direção ao topo, ocorreu a degradação do ortoclásio e o aumento relativo do quartzo.

Essa intensa mobilidade do perfil 9 expressa duas condições específicas: a primeira é a diminuição da declividade em relação ao perfil 8; e a segunda reside no fato da espessura limitada do perfil.

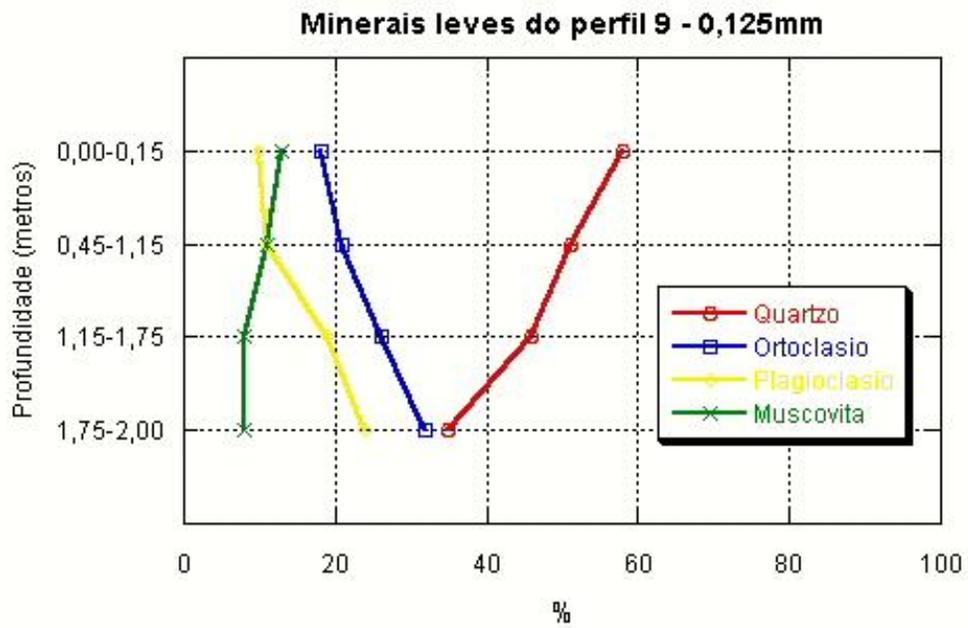
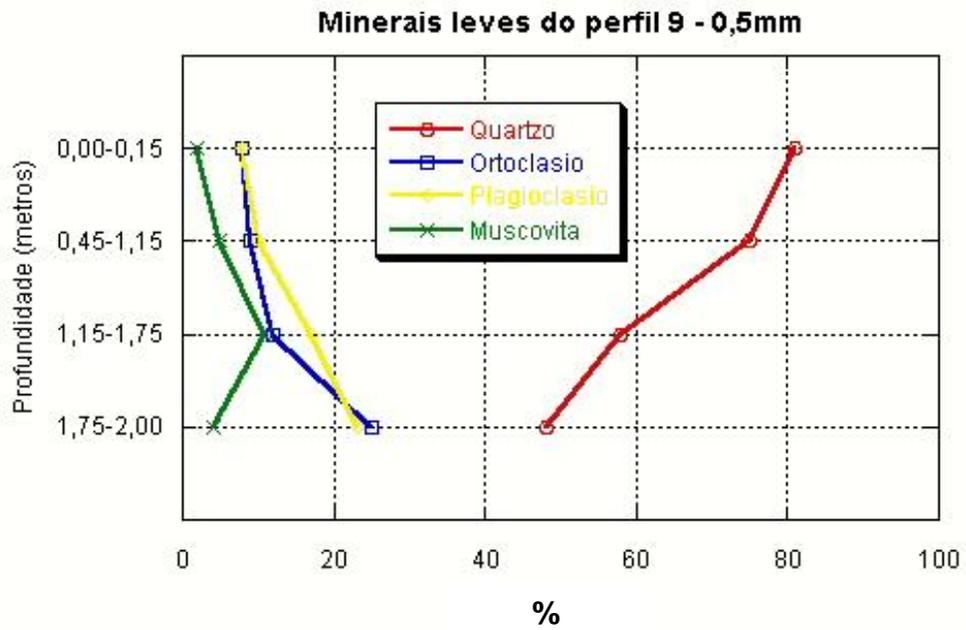


Figura 23. Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 9.

O perfil 10 encontra-se em situação topograficamente mais estável, ou de baixa declividade. Vale lembrar que o perfil 10 registrou pouco mais de 5 m de profundidade, devido ter sido encontrado água nesta profundidade.

Foram identificados dois comportamentos de mobilidade para o perfil 10. O primeiro, encontra-se situado no material deposicional entre 0 e 4 m, caracterizado por baixa mobilidade dos minerais, principalmente na fração mais grosseira. Mesmo nessas condições, esse segmento apresentou uma predominância dos minerais mais resistentes, sobretudo o quartzo (Figura 24).

Situação diferente, foi encontrada abaixo de 4 m, no material residual. As curvas de tendência mostraram rápidas alterações dos minerais nesse trecho. Em ambas as frações, os feldspatos tiveram perdas significativas e o quartzo aumentou bruscamente (Figura 24).

Foram levantadas duas hipóteses, não excludentes, para tal situação. A primeira seria referente as características do material depositado, no qual estaria em um estágio de intemperismo mais atrasado, quando comparado com o grau de alteração do material residual. A segunda, estaria associada à condição hidrológica do material residual, cuja disponibilidade de água é perene, seja por convergência e acúmulo da água da chuva, seja pela exfiltração de água subterrânea.

De acordo com Leite (2001), a água do fundo dessa concavidade seria de origem subterrânea, pois existe disponibilidade de água mesmo nos períodos secos. Dessa forma, creditamos a alteração diferencial do material mais profundo à atuação dos fluxos artesianos. Pois a água da chuva percola principalmente no material deposicional.

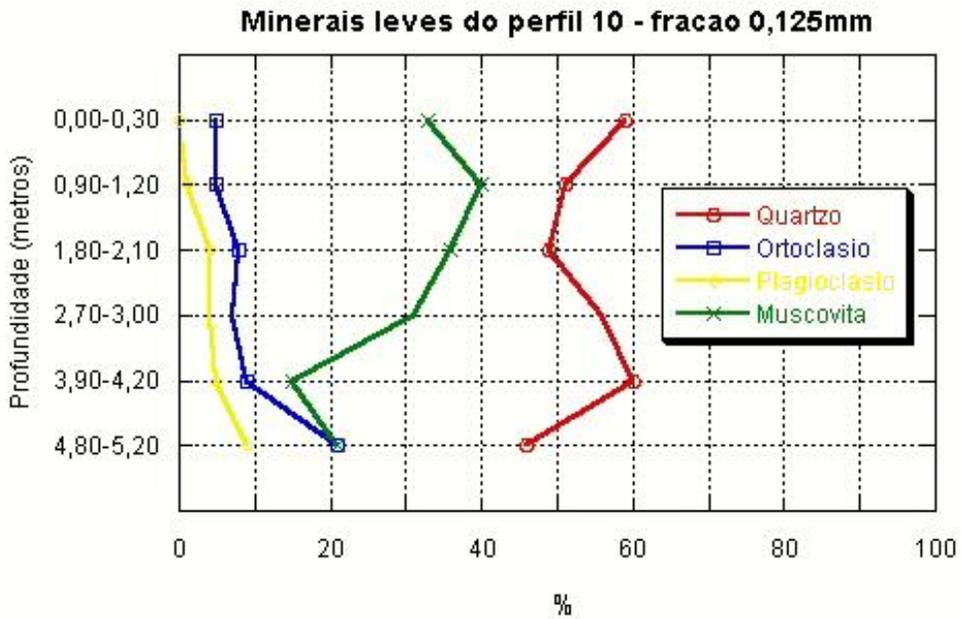
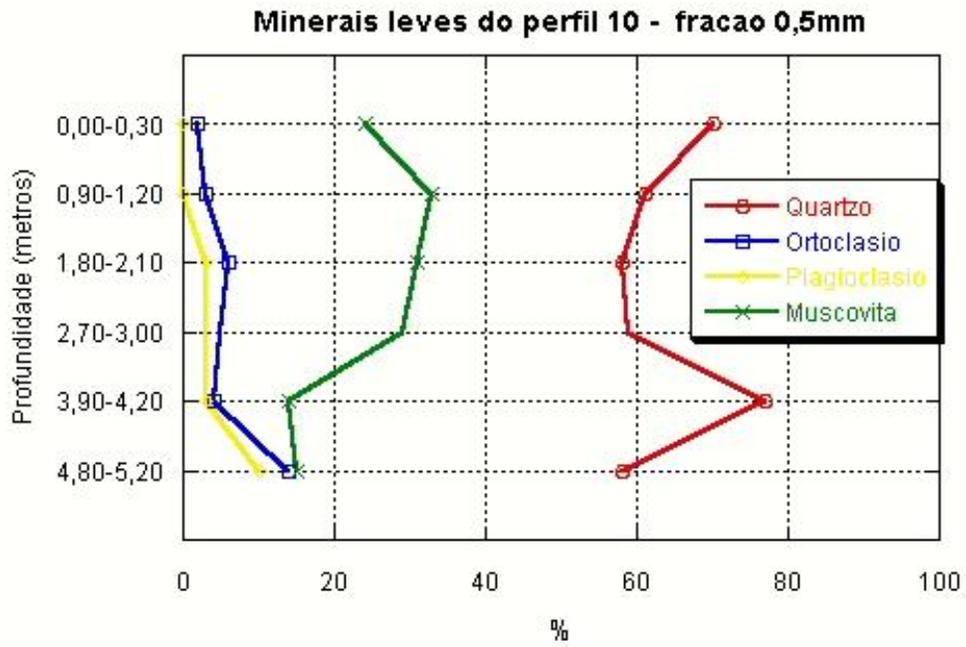


Figura 24. Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 10.

6.2.2.1.3 Zona intermediária entre os transectos 1 e 2

O perfil 7, como todos os outros perfis, exibiu baixas concentrações de plagioclásio e, de forma inversamente proporcional, altos teores de quartzo (Tabela 8). Ainda, similarmente aos outros perfis, houve uma predominância do ortoclásio e do plagioclásio na fração mais fina.

Tabela 8. Porcentagem dos minerais leves na fração areia do regolito do perfil 7.

Profundidade (metros)	Quartzo (%)		Ortoclásio		Plagioclásio		Muscovita		Q/f	
	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm
Perfil 7***										
0,00-0,30	93	72	2	18	1	1	4	9	31,00	3,79
1,00-1,20	88	68	3	21	1	6	8	5	22,00	2,43
1,90-2,15	80	62	7	25	1	8	12	5	10,00	1,72
3,30-3,60	79	65	9	22	2	7	10	6	7,18	2,24
5,30-5,45	71	60	14	27	5	9	10	4	4,69	1,67
6,40-6,60	62	56	18	30	9	10	11	4	4,35	1,40
8,45-8,70	68	55	12	29	5	12	15	4	4,00	1,34
10,15-10,30	66	51	16	31	7	11	11	7	2,87	1,21

*** Dados inéditos

No conjunto do perfil, a mobilidade dos minerais foi relativamente significativa, contudo, as curvas mostram uma lenta e progressiva inclinação. Em outras palavras, é verificada uma evolução dos processos de intemperismo de baixo para cima, porém em ritmos lentos. Esta velocidade de alteração é maior nos primeiros 6 m; já nos 4 m seguintes, é praticamente nula (Figura 25).

Esta característica é convergente com as idéias de Gilbert (1877), Ahnert (1987) e Stallard (1988), pois a espessura pronunciada do perfil (10 m) parece está funcionando como um fator limitante à percolação vertical da água até os segmentos mais profundos. Nesse caso, a situação topográfica de alta encosta, e

alta declividade, favorecem o escoamento superficial e/ou subsuperficial lateral da água.

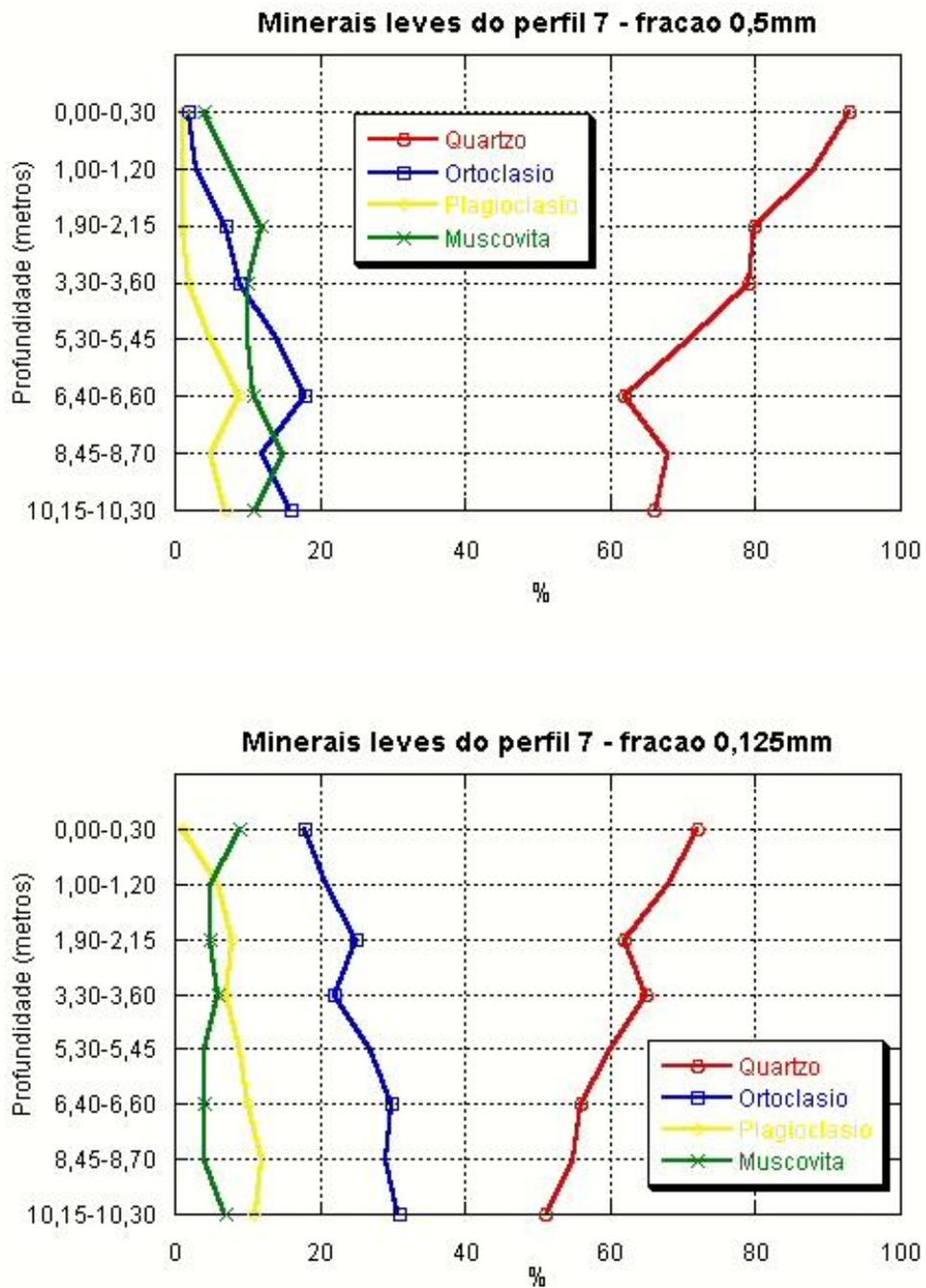


Figura 25. Mobilidade relativa dos minerais ao longo do perfil 7.

6.2.2.2 Razão quartzo/feldspato

6.2.2.2.1 Transecto 1

Os resultados do índice quartzo/feldspato confirmam as características apresentadas anteriormente, sobre a mobilidade dos minerais. Nas amostras mais profundas, as proporções entre quartzo e feldspato são relativamente mais próximas, pois estão mais perto da rocha, exibindo valores em torno de 1, principalmente na fração mais fina (Figura 26).

Com o espessamento do perfil, os feldspatos alteram-se mais rapidamente, acarretando na diminuição de seus percentuais. Como o quartzo resiste mais tempo ao intemperismo e, dessa forma, não se altera, sofre um aumento relativo no seu percentual. Assim, de uma maneira geral, as curvas iniciam-se próximo a 1 e evoluem para valores maiores. O mais importante é observar o grau de inclinação para a direita da curva, entre uma profundidade e outra, pois indica a velocidade de alteração do feldspato.

Nesse sentido, destacam-se os perfis 3, 4 e 5, com curvas bastante inclinadas para à direita. Os perfis 1 e 2, e, mais especificamente o perfil 1, não evidenciaram claramente esta inclinação, sugerindo a manutenção, ou baixíssima degradação, dos teores de feldspato (Figura 26). O perfil 6 mostrou uma condição específica na fração mais grossa, entre 7 e 10 m de profundidade, na qual ocorreram altos valores (22,86) e até a ausência total de feldspato. As explicações para esta situação já foram discutidas anteriormente.

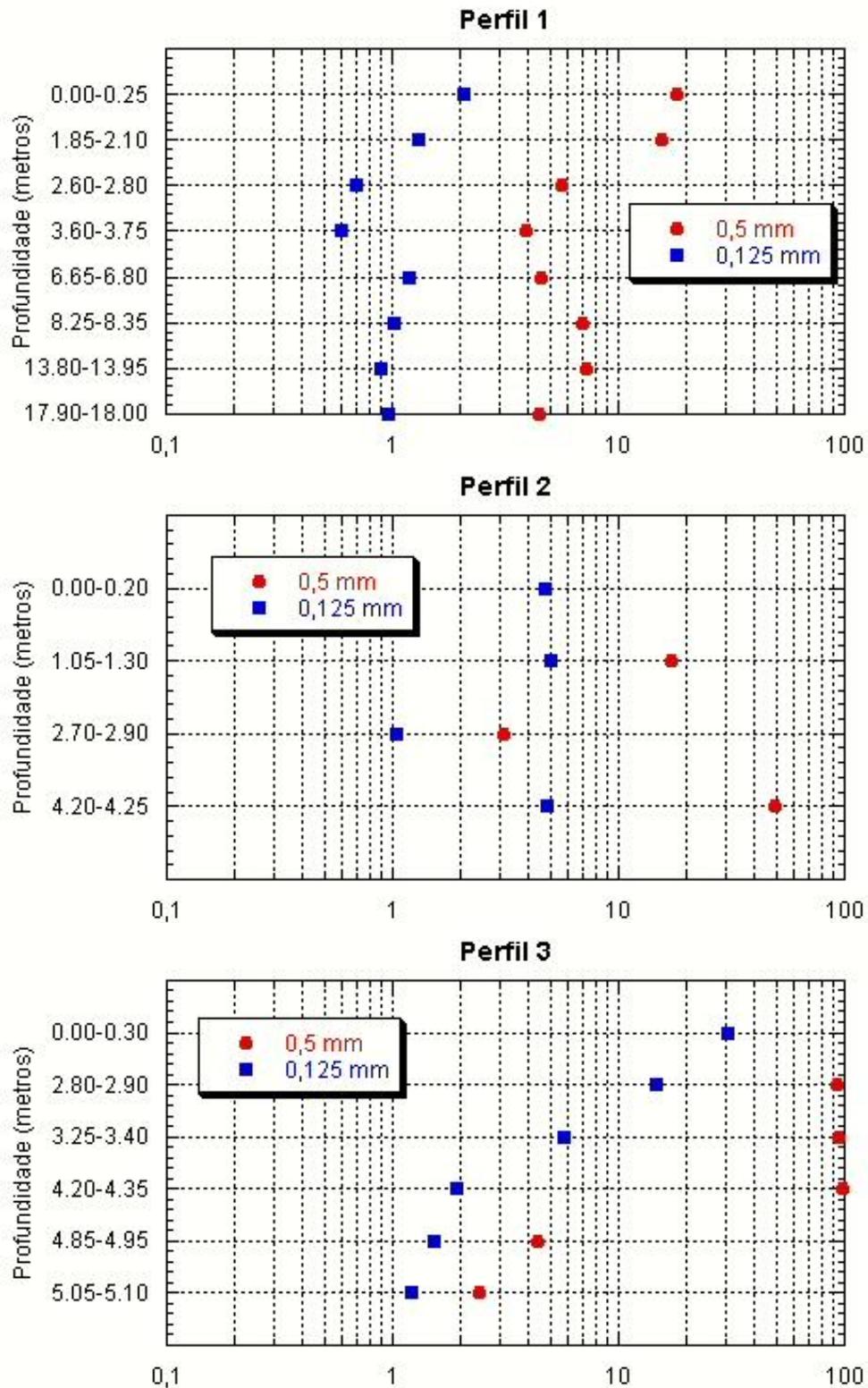


Figura 26. Relação entre a razão quartzo/feldspato e a profundidade dos perfis do transecto 1. Profundidades sem plotagem significam ausência de feldspato.

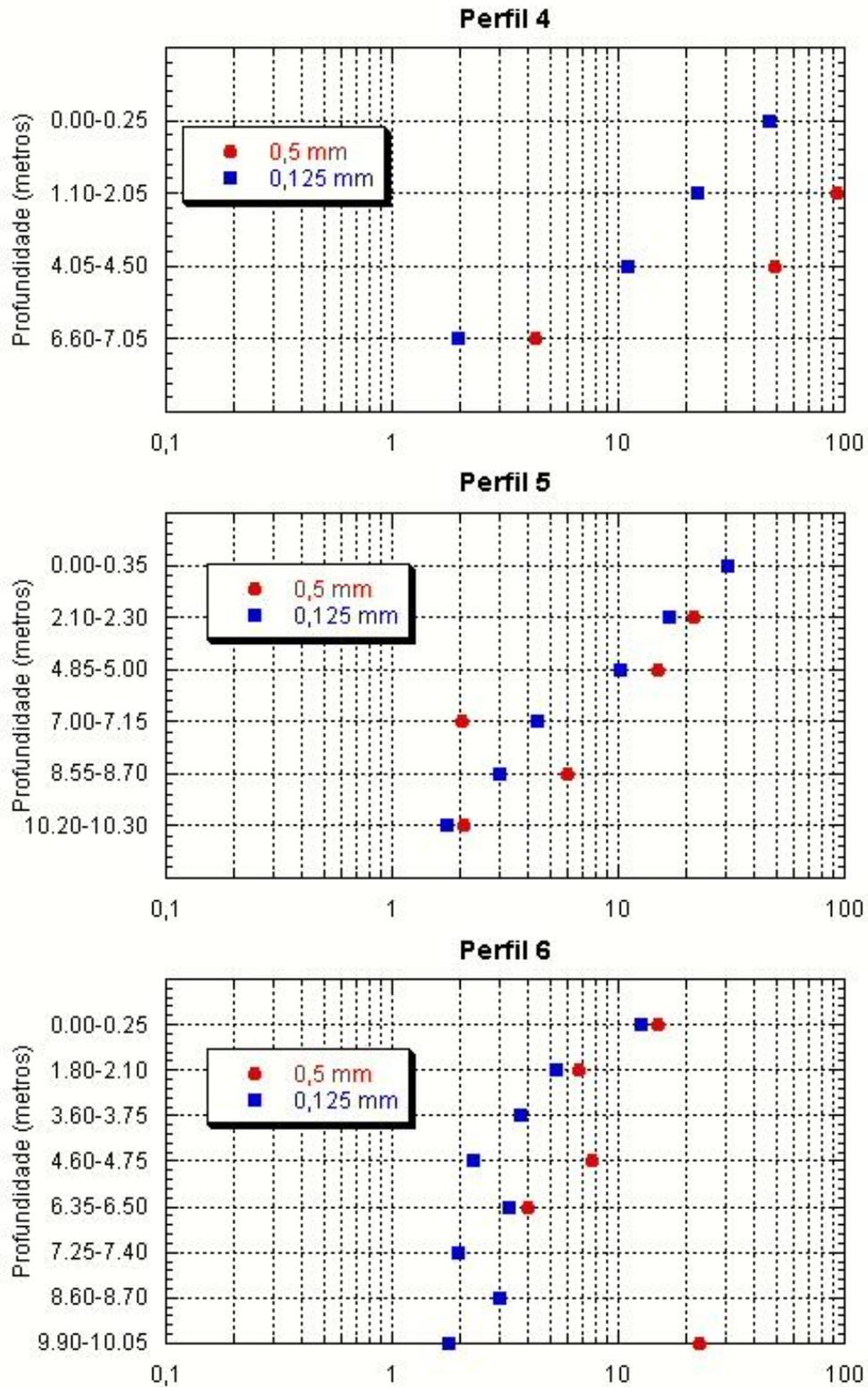


Figura 26 (cont.). Relação entre a razão quartzo/feldspato e a profundidade dos perfis do transecto 1. Profundidades sem plotagem significam ausência de feldspato.

6.2.2.2.2 Transecto 2

De maneira semelhante, o transecto 2 apresentou as mesmas características gerais do transecto 1. Os valores da razão foram maiores na fração mais grossa e, em ambas as frações, aumenta de baixo para cima (Figura 27).

O perfil 8 mostrou um comportamento mais agressivo nos primeiros 2,5 m. Entre 2,5 e 8 m, o índice oscilou em torno de 1, revelando um sistema de alteração mais lento neste segmento (Figura 27). O perfil 9 caracterizou-se pela progressiva e gradual alteração dos feldspatos. Assim, todo o perfil parece estar sofrendo as mesmas condições de intemperismo (Figura 27). O perfil 10 revelou, mais uma vez, diferentes ritmos de alteração intempérica. Na amostra mais profunda, o perfil apresenta valores do índice próximo a 1. Dessa profundidade até 4 m, o índice aumenta para quase 10, na fração mais fina. Deste ponto até 1,80 m, o valor do índice diminui progressivamente, indicando um enriquecimento de feldspato. Acima de 1,80 m, o valor da razão volta a aumentar (Figura 27). Finalmente, o perfil parece operar com duas frentes de alteração. Uma atuante de cima para baixo nos primeiros 1,80 m e outra, participando de baixo para cima, no restante do perfil.

6.2.2.2.3 Zona intermediária entre os transectos 1 e 2.

O perfil 7 exibiu as características clássicas de alteração de um regolito. Os valores da fração mais grossa foram maiores, e a forma da curva foi mais inclinada que a da fração mais fina (Figura 28). A questão da espessura do perfil como obstáculo a percolação vertical da água até os trechos mais profundos, também foi evidenciada pelo índice de intemperismo. Pois, de 10 até 5 m a curva tende a verticalidade e, a partir daí, ganha inclinação para direita.

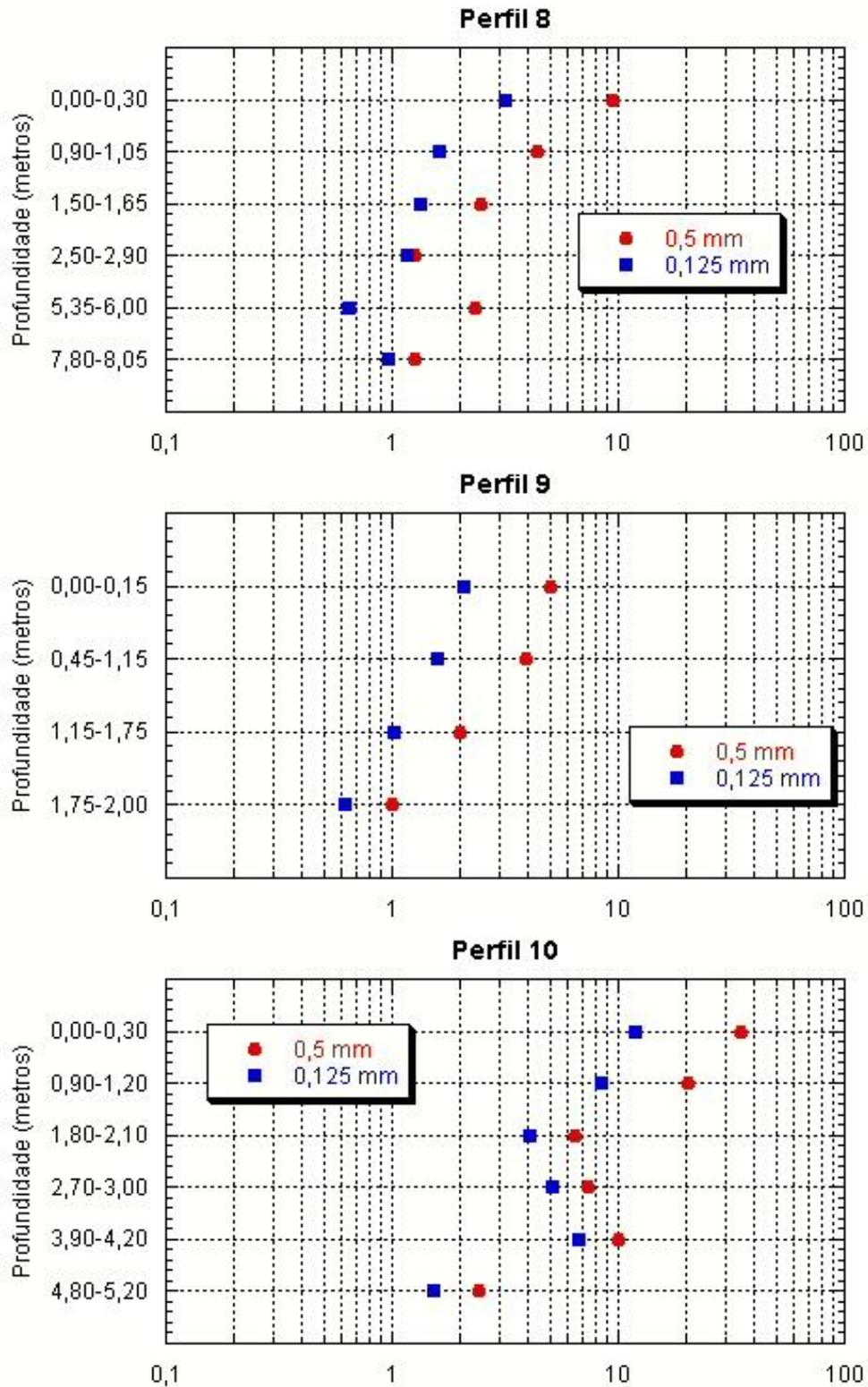


Figura 27. Relação entre a razão quartzo/feldspato e a profundidade dos perfis do transecto 2. Profundidades sem plotagem significam ausência de feldspato.

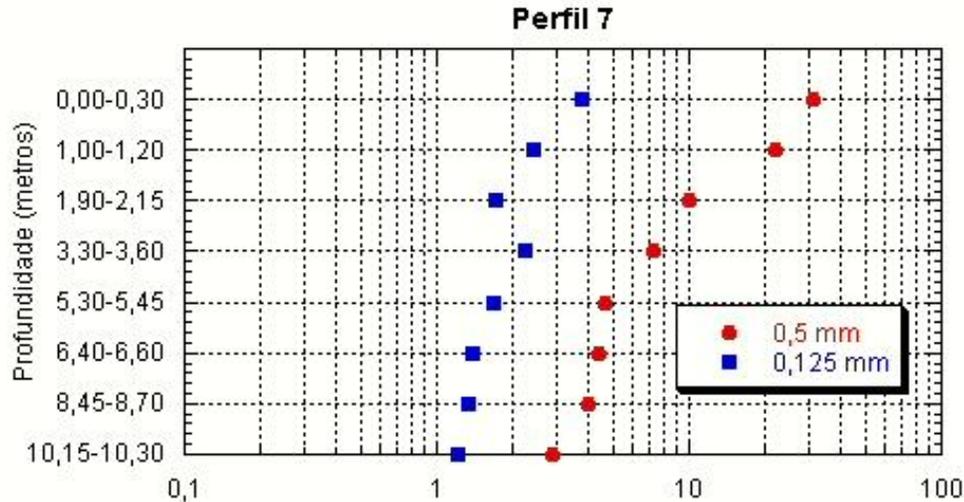


Figura 28. Relação entre a razão quartzo/feldspato e a profundidade.

6.2.3 Mineralogia da fração argila do regolito

6.2.3.1 Transecto 1

Os gráficos com os três tratamentos das argilas de todas as amostras, de todos os perfis, encontram-se em anexo.

O difratograma de raios-X do perfil 1, mostrou se tratar de um material predominantemente caulínítico. De baixo para cima, o perfil apresentou a predominância de caulinita, seguida da ilita e do quartzo. Essa representatividade praticamente não se altera entre as amostras de 10 e 5 m. Na amostra de 1,8 m ocorre uma suave diminuição da ilita, um aumento da caulinita, e o aparecimento da gibsita e da goetita (Figura 29).

Os gráficos do perfil 5, revelaram um predomínio da caulinita, seguida pela ilita, gibsita e goetita. Quando comparado com o perfil 1, o perfil 5 mostra um incremento no teor da caulinita e uma diminuição da proporção da ilita. Outro aspecto a ser destacado no perfil 5 é o aparecimento da gibsita em todas as profundidades

analisadas, e da goetita nos primeiros 5 m. Esta característica pode ser explicada devido a maior disponibilidade de água no perfil, pois está situado no terço médio-inferior da encosta. Dessa forma, do perfil 1 para o perfil 5 há um aumento do teor dos óxidos e hidróxidos, bem como dos minerais 1:1, indicando estágios mais avançados de intemperismo (Figura 30).

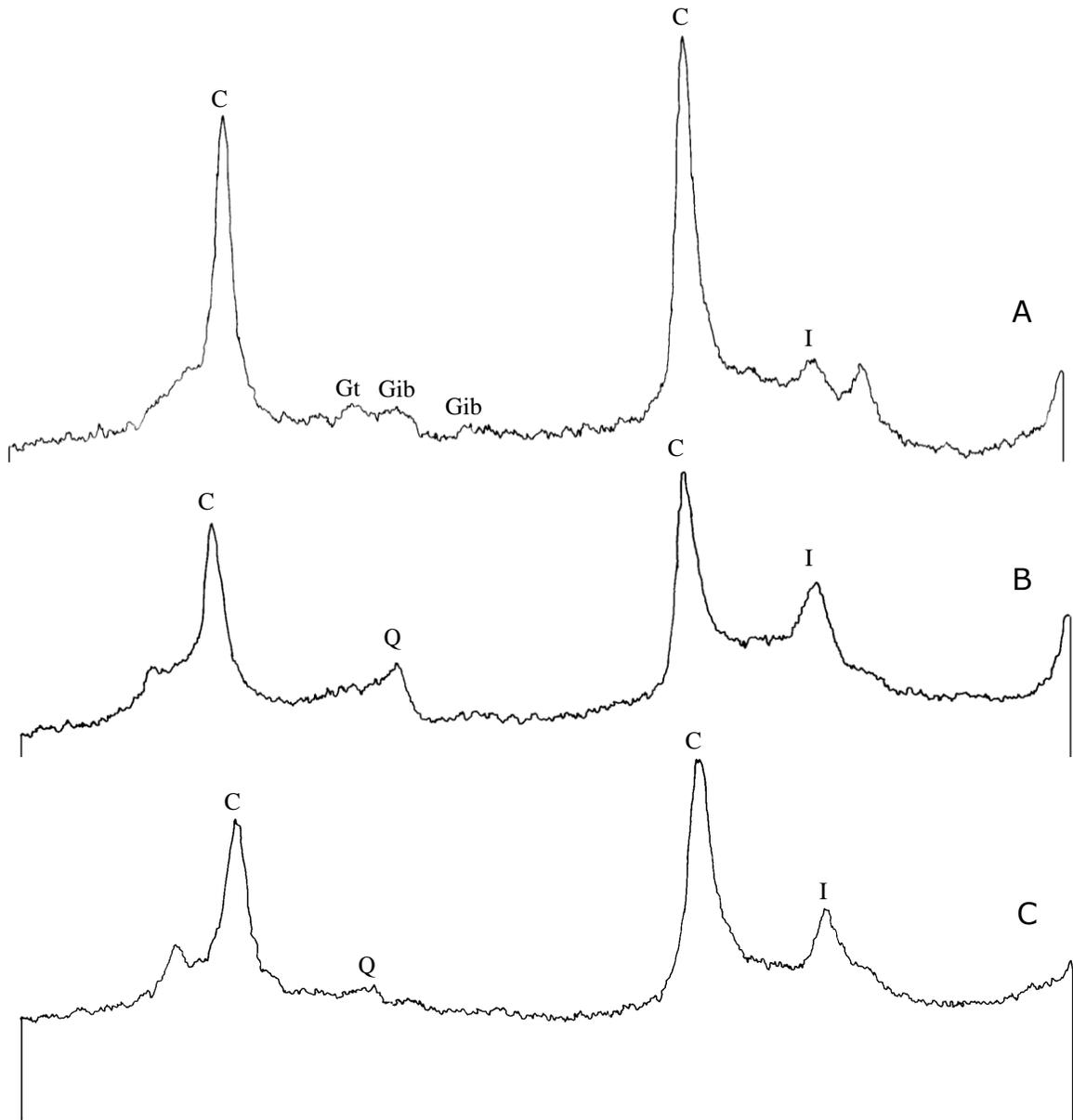


Figura 29. Difratoformas de raios-X da fração argila do Perfil 1. A = 1,85-2,10m; B = 5,10-5,30m; C = 10,15-10,25m. I: ilita; C: caulinita; Gib: gibsita; Gt: Goetita; Q: quartzo;

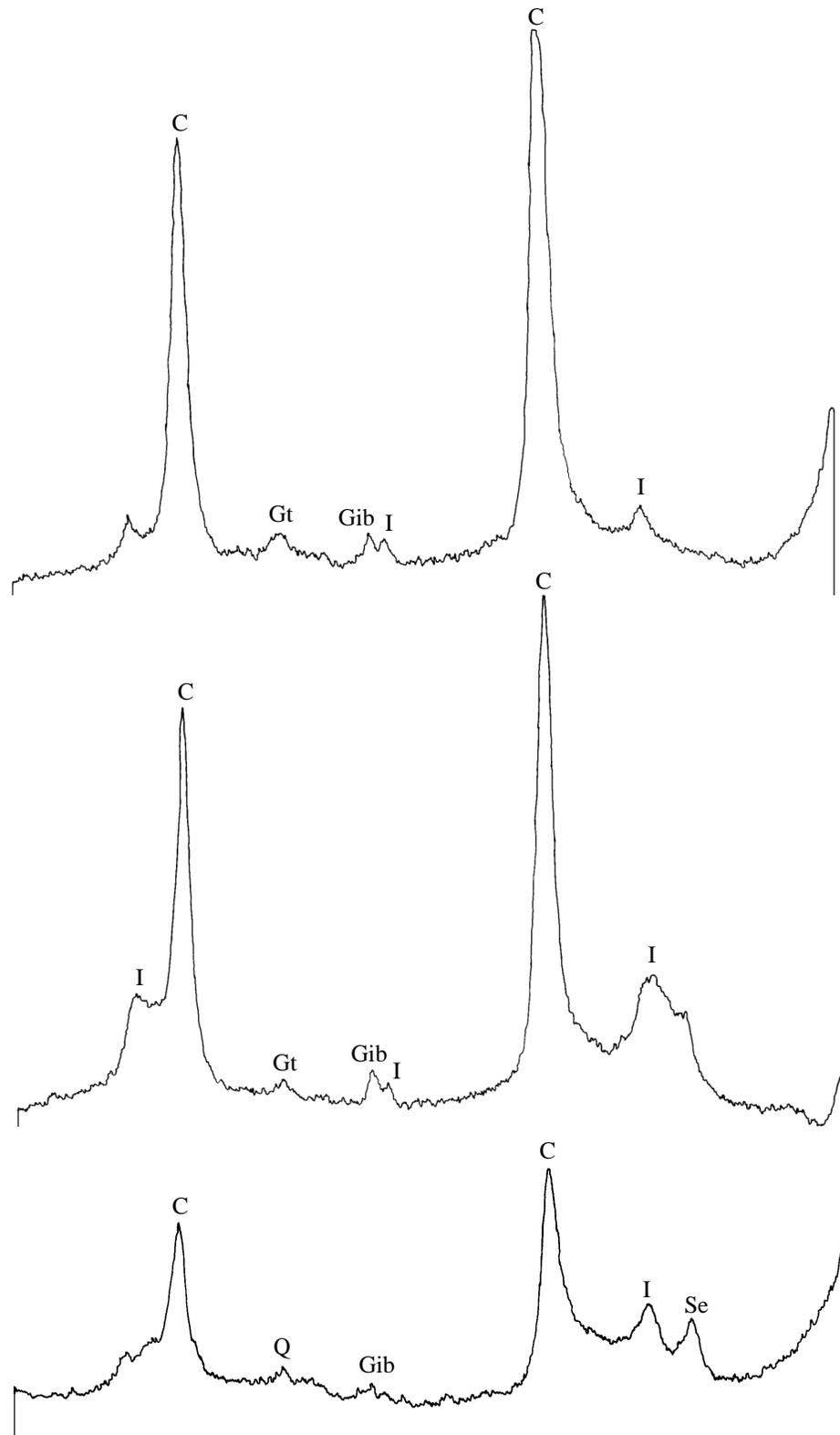


Figura 30. Difratoformas de raios-X da fração argila do Perfil 5. A = 1,15-1,30m; B = 5,90-6,05m; C = 10,20-10,30m. I: illita; C: caulinita; Gib: gibsitita; Gt: Goetita; Q: quartzo;

6.2.3.2 Transecto 2

O difratograma de raios-X do perfil 10 mostrou, assim como todos os perfis dos outros transectos, uma predominância da caulinita caracterizando esses regolitos como cauliníticos. Na amostra mais profunda (4,80-5,20 m), destaca-se a caulinita e em seguida a ilita. Ainda nesta profundidade foi encontrada a presença de goetita. A goetita era esperada para esta profundidade, visto que este é um ambiente redutor, pois é constantemente saturado. Na amostra mais superficial (0,90-1,20 m), há uma suave diminuição da caulinita e da ilita, mas em contra partida foi observado um forte aumento do teor da gibsita (Figura 31). Este aumento da gibsita reflete o processo de alitização, que proporciona a eliminação total da sílica formando oxi-hidróxidos de alumínio (gibsita) e de ferro (goetita). Pode-se caracterizar o perfil 10 como um avançado estágio de intemperismo, visto que, quase não restam minerais 2:1 e os minerais 1:1 estão se transformando intensamente.

6.2.3.3 Zona intermediária entre os transectos 1 e 2.

A mineralogia da fração argila do perfil 7, revelou, assim como os demais perfis, um predomínio da caulinita sobre os outros minerais. Também foram encontradas a goetita e a gibsita nas duas primeiras amostras (1,45-2,50 m e 6,10-6,30 m). A ilita apareceu em todas as profundidades, porém em pequenas proporções (Figura 32).

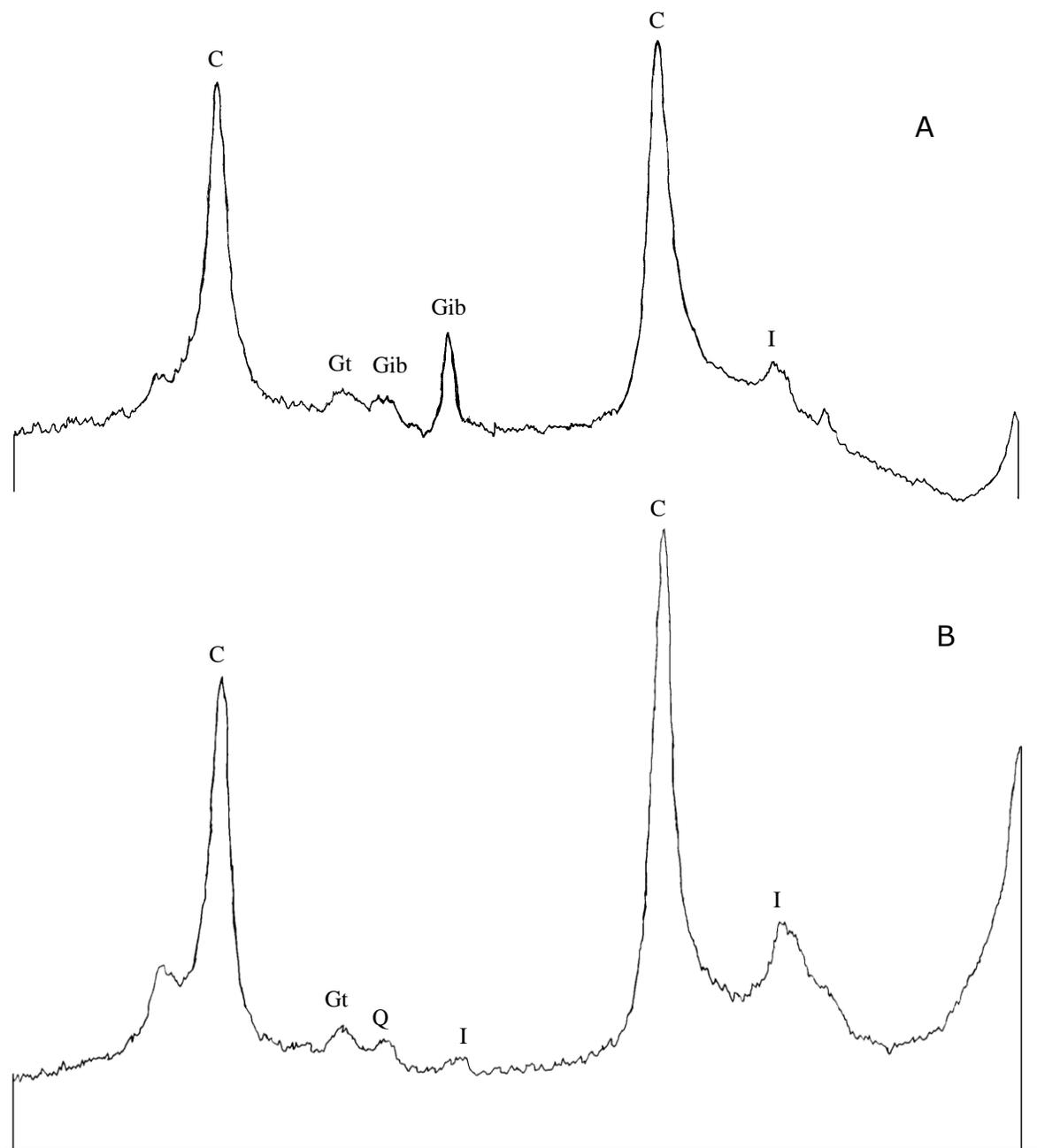


Figura 31. Difratoogramas de raios-X da fração argila do Perfil 10. A = 0,90-1,20m; B = 4,80-5,20m; I: illita; C: caulinita; Q: quartzo; Gib: gibsita; Gt: goetita;

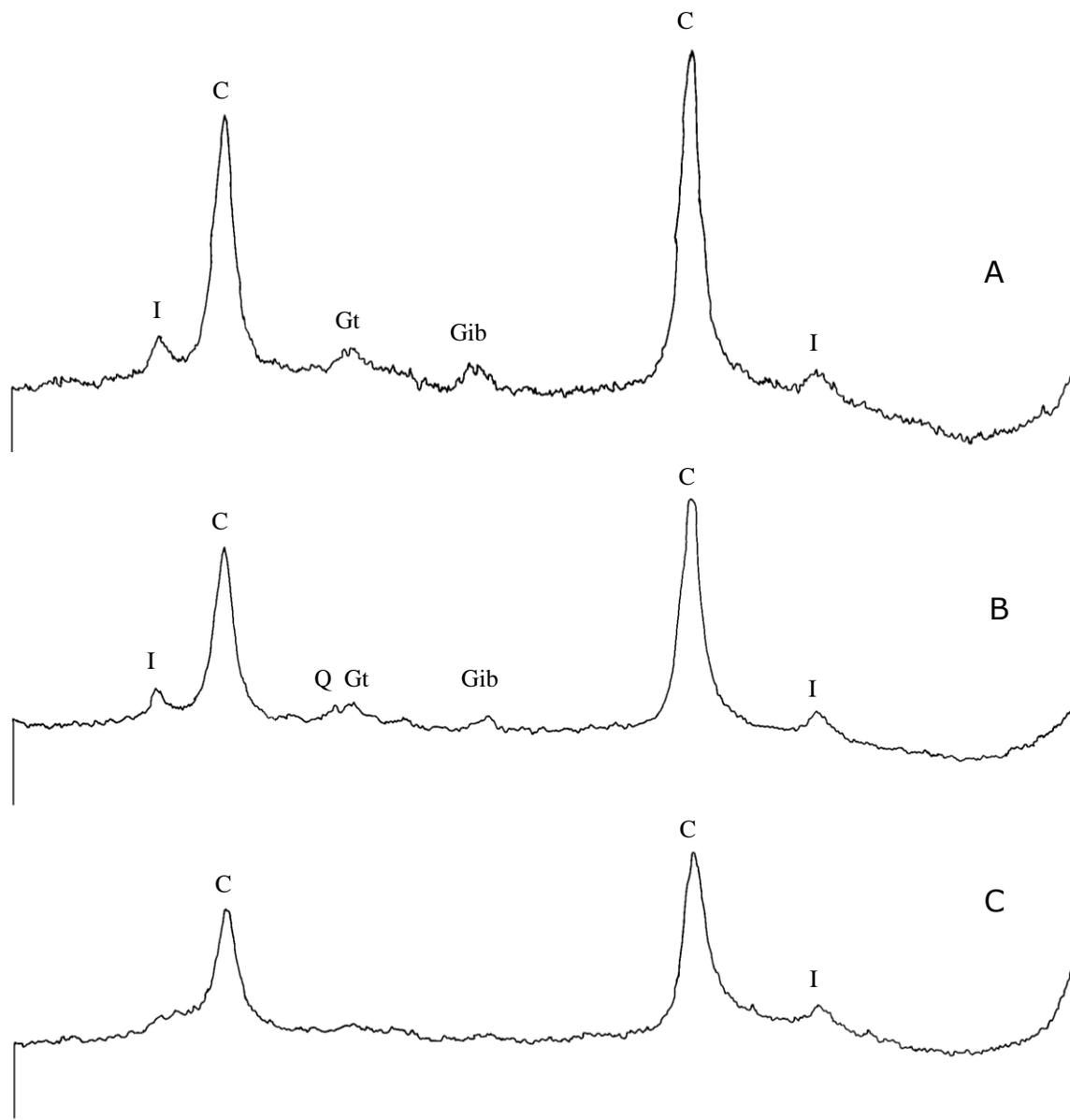


Figura 32. Difratogramas de raios-X da fração argila do Perfil 7. A = 1,00-1,20m; B = 5,30-5,45m; C = 10,15-10,30m; I: illita; C: caulinita; Gib: gibsita; Gt: goetita; m

6.2.3.4 Comparação entre os perfis.

Comparando os difratogramas dos 4 perfis, na zona pedolítica entre 0,90 e 1,40 m, percebemos algumas características marcantes. Nos perfis 5, 7 e 10 foram significantes as presenças da caulinita, gibsitita e goetita, por outro lado, no perfil 1, predominaram caulinita e a ilita. O perfil 5 foi o que apresentou o maior teor de caulinita, enquanto o perfil 10, o maior de gibsitita. A goetita foi presente em todos os perfis (Figura 33).

Os difratogramas da zona pedolítica inferior e saprolito superior, mostraram uma predominância da caulinita sobre os outros argilominerais. Contudo, destaca-se que os maiores teores de caulinita foram registrados nos perfis 5 e 10 (Figura 34).

A ilita esteve presente em todos os perfis. Já a goetita e a gibsitita, somente ocorreram nos perfis 5, 7 e 10 (Figura 34). Essas características apontam para um estágio de alteração intempérica mais avançado, nesse segmento, dos perfis 5 e 10.

A análise da zona saprolítica superior ficou restrita aos perfis 1, 5 e 7, pois o perfil 10 não a atingiu. Todos os perfis se caracterizaram pelo predomínio da caulinita, seguida pela ilita. Entretanto, o perfil 7 obteve os mais baixos teores de ilita. O único perfil a apresentar gibsitita foi o 5. Nesse sentido, o perfil 5 encontra-se em um grau de intemperismo mais evoluído, pois já apresenta sinais de alitização, mesmo nessa profundidade (Figura 35).

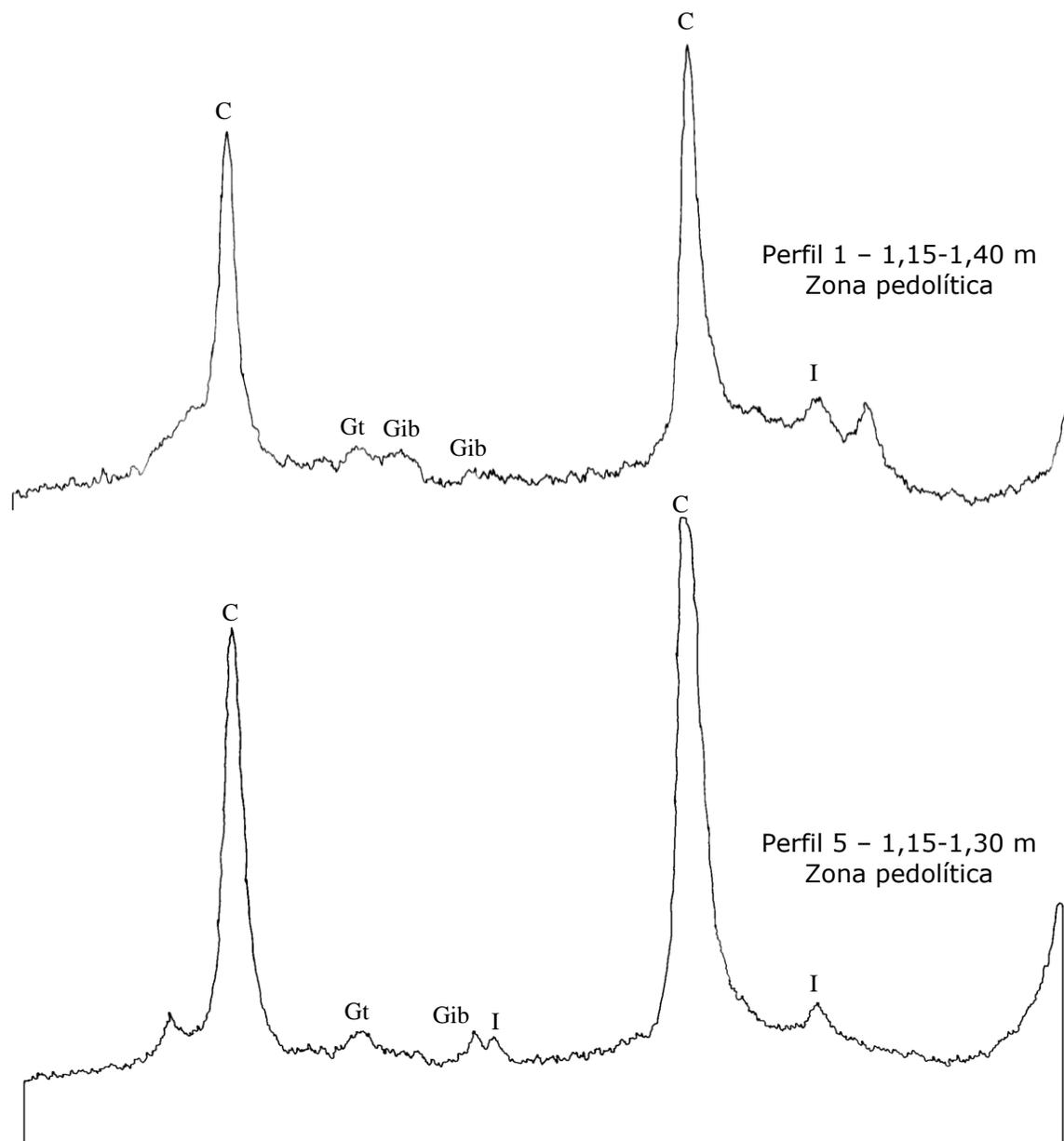


Figura 33. Difractogramas de raios-X da fração argila dos Perfis 1, 5, 7 e 10, dentro da zona pedolítica. I: ilita; C: caulinita; Q: quartzo; Gib: gibsita; Gt: goetita.

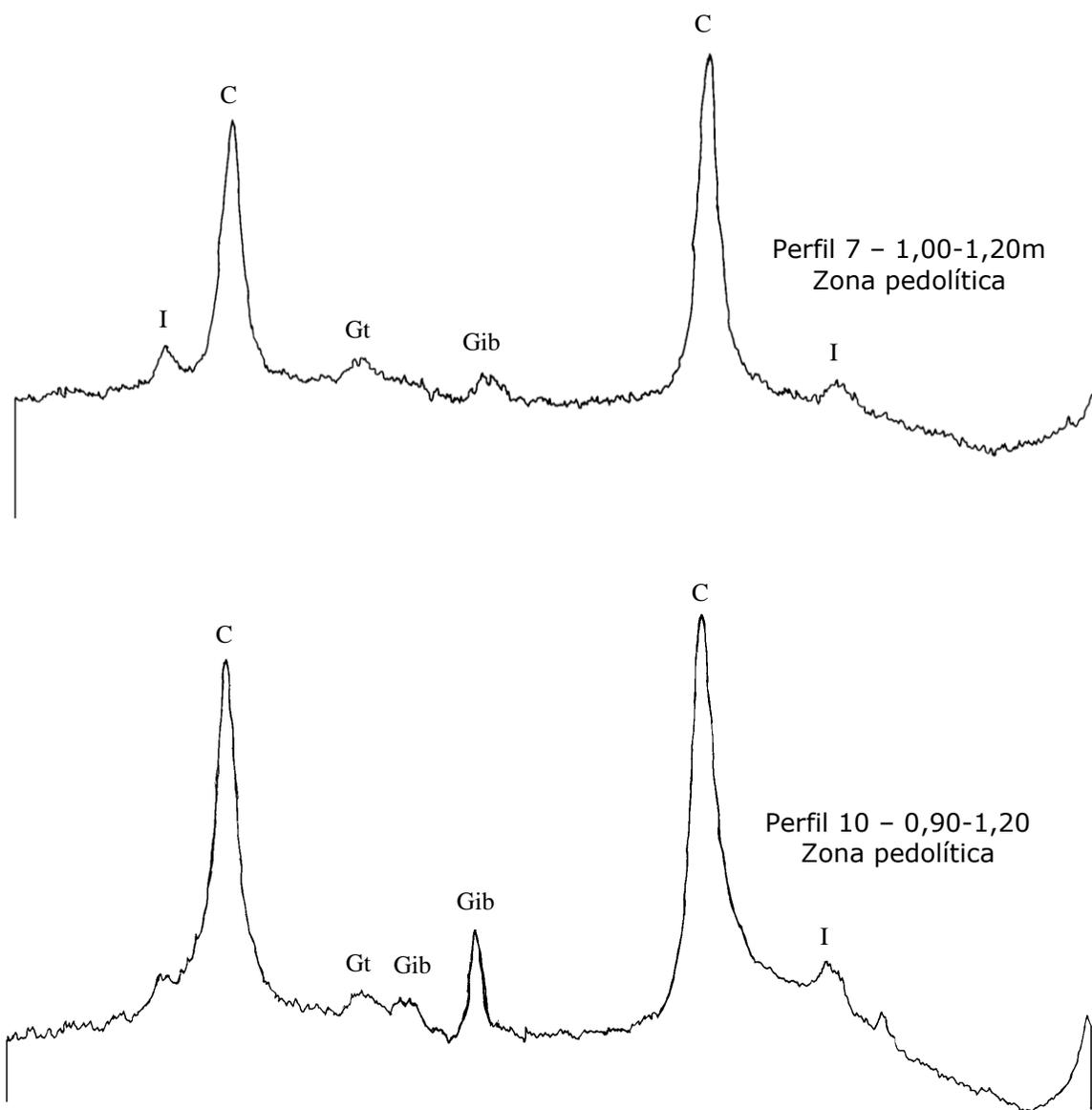


Figura 33 (cont.). Difratomogramas de raios-X da fração argila dos Perfis 1, 5, 7 e 10, dentro da zona pedolítica. I: ilita; C: caulinita; Q: quartzo; Gib: gibsitita; Gt: goetita.

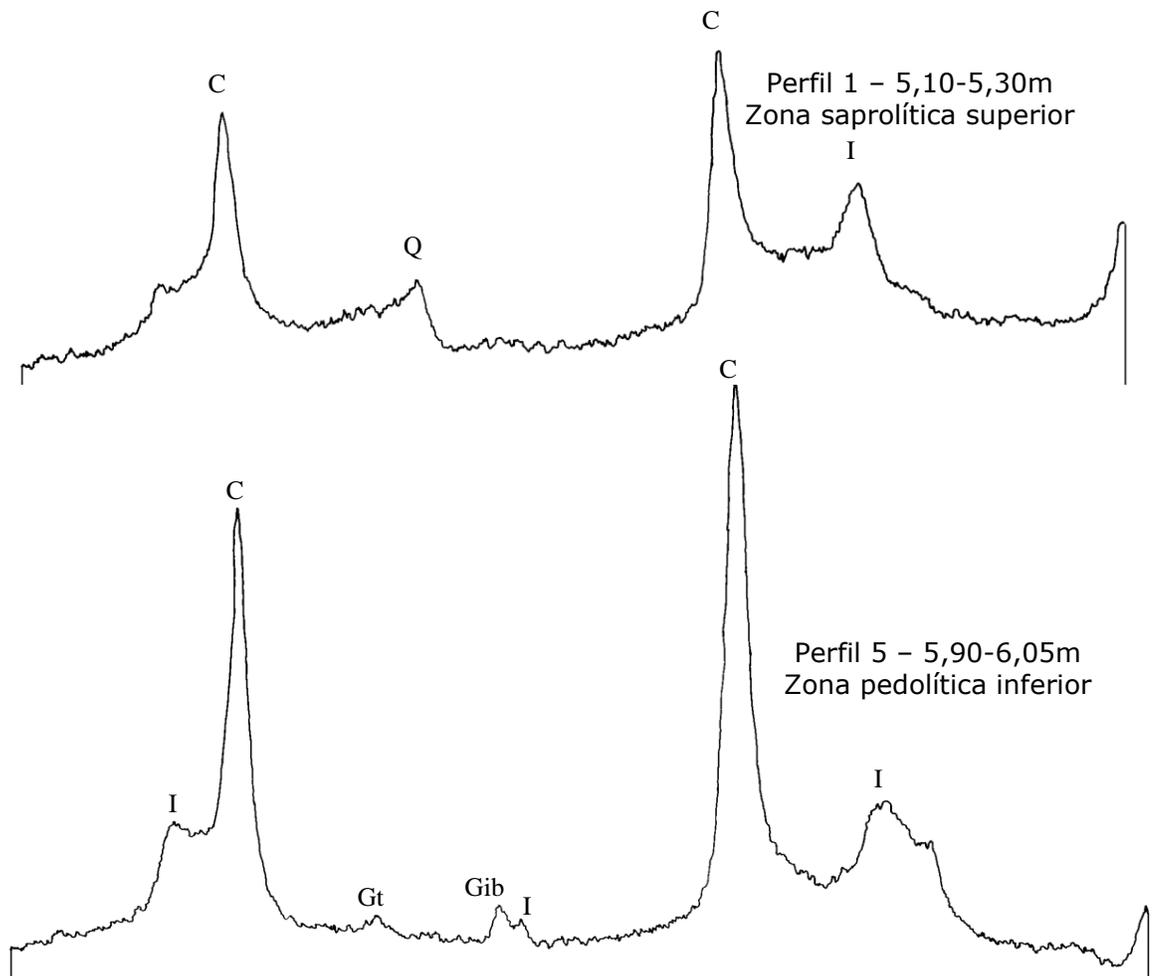


Figura 34. Difratogramas de raios X da fração argila dos Perfis 1, 5, 7 e 10, dentro das zonas pedolítica inferior e saprolítica superior. I: ilita; C: caulinita; Q: quartzo; Gib: gibsitita; Gt: goetita.

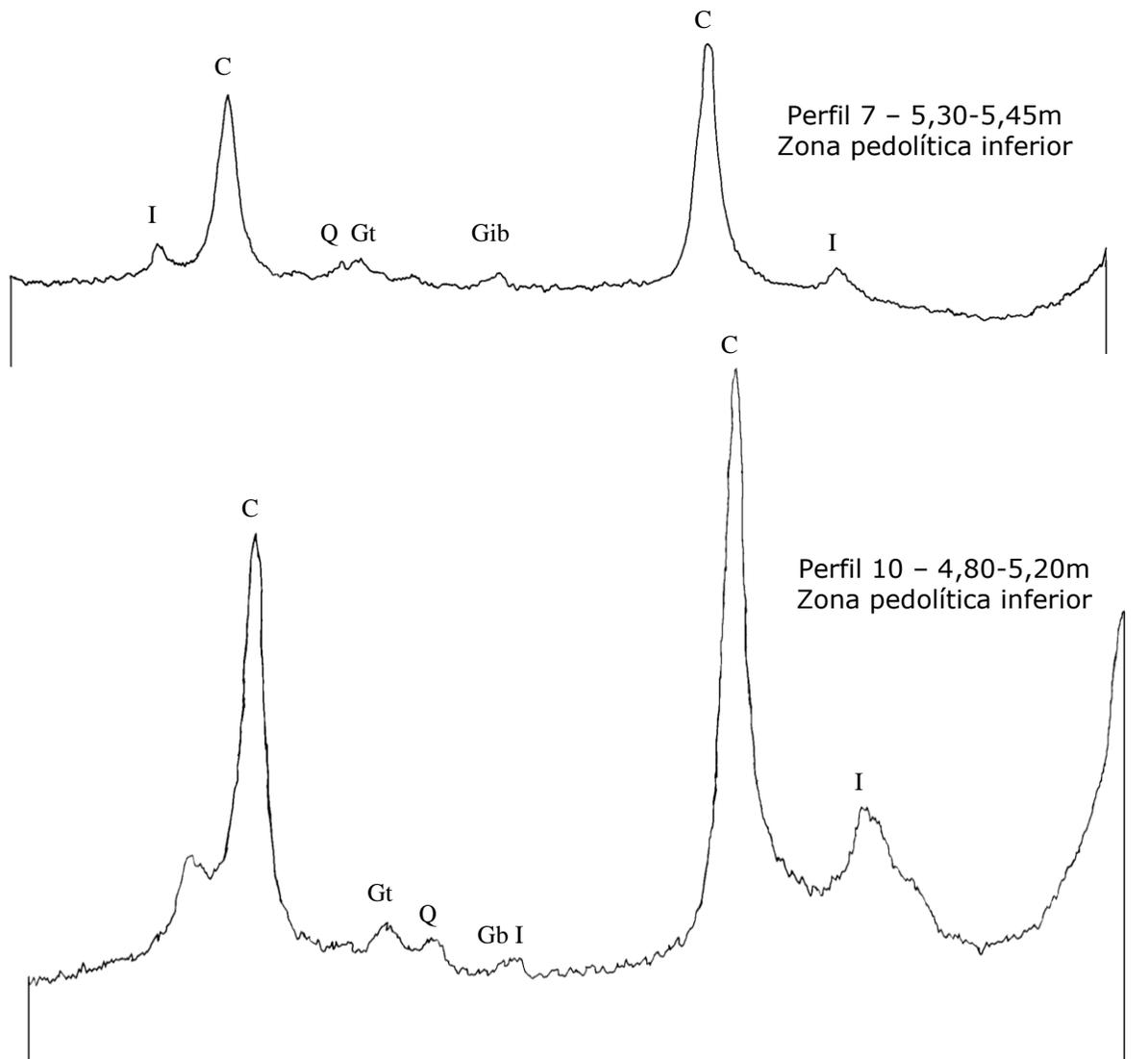


Figura 34 (cont.). Difratogramas de raios-X da fração argila dos Perfis 1, 5, 7 e 10, dentro da zona pedolítica inferior. I: ilita; C: caulinita; Q: quartzo; Gib: gibsitita; Gt: goetita.

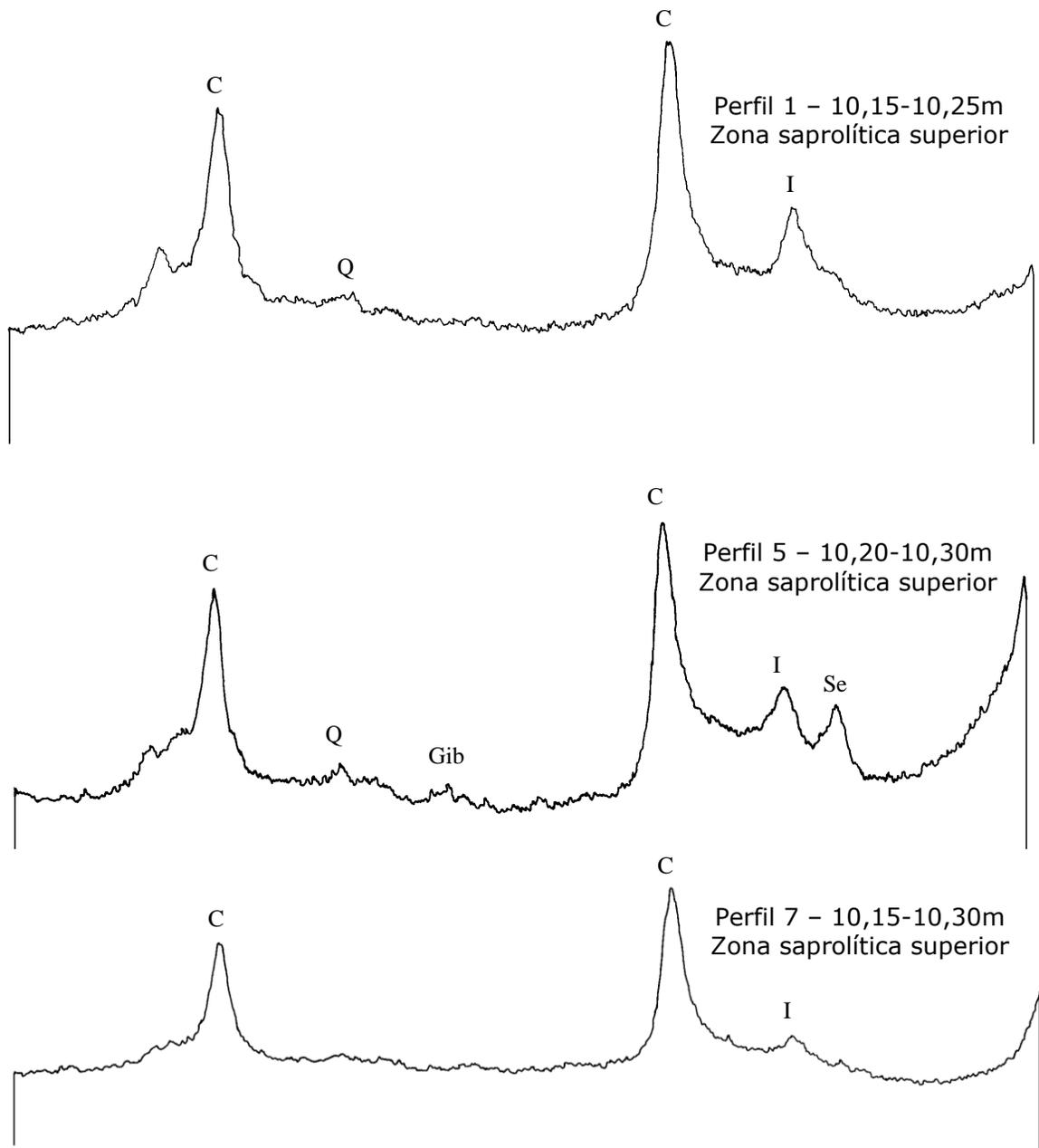


Figura 35. Difratoigramas de raios-X da fração argila dos Perfis 1, 5 e 7, dentro da zona saprolítica superior. I: illita; C: caulinita; Gib: gibsita; Gt: Goetita; Q: quartzo; Se: sepiolita.

7. Conclusões

Os regolitos da bacia do alto Rio Fortaleza são, de uma maneira geral, bem desenvolvidos. Essa evolução se traduz tanto na espessura, pois foram observados perfis bastante profundos, quanto no estágio avançado de intemperismo dos materiais encontrados. Em termos mineralógicos, os regolitos foram caracterizados como predominantemente caulíníticos, refletindo intenso intemperismo.

As variações texturais e mineralógicas, encontradas em determinadas profundidades de alguns regolitos, resultam, na grande maioria dos casos, da influência do gnaiss condicionando os produtos intempéricos. Em algumas situações, as mudanças nas características dos materiais derivam da sobreposição de camadas deposicionais.

Entretanto, o pleno desenvolvimento desses regolitos está associado às condições hidro-geomorfológicas de cada perfil (Figura 36). Os pressupostos de Gilbert, Ahnert, Stallard, Heimsath e outros, fazem sentido em relação a alguns casos. O perfil 1, localizado próximo ao divisor da encosta, está em situação geomorfologicamente estável, ou seja, quase não há erosão superficial. Essa situação contribuiu para um grande espessamento do perfil (mais de 18m). Conseqüentemente, essa grande profundidade limita a percolação vertical da água por todo o perfil, retraindo o processo de intemperismo na zona saprolítica.

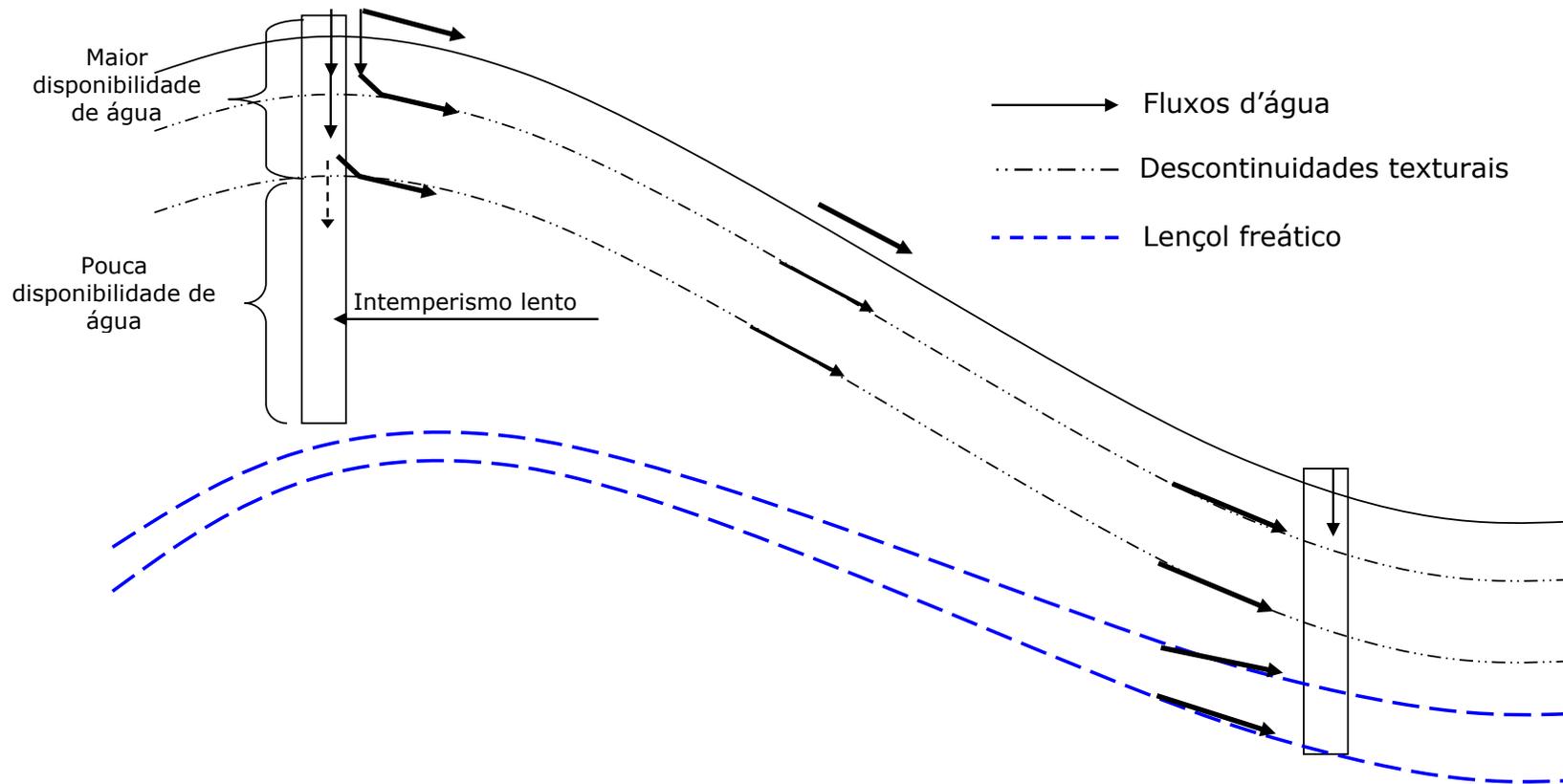


Figura 36. Desenho esquemático das características hidro-geomorfológicas do perfil 1 (topo) e do perfil 5 (baixa encosta). O perfil 1 possui boa drenagem na parte superior, entretanto a existência de descontinuidades texturais, faz com que a água que infiltrou escoe lateralmente em subsuperfície, deixando a porção mais profunda do perfil com pouca chegada de água. O perfil 2 recebe água de várias fontes: a) água que infiltra verticalmente; b) água que escoia em subsuperfície das partes mais altas; c) oscilação do lençol freático.

Por outro lado, para que ocorra uma reativação, ou intensificação, dos processos de intemperismo no saprolito e, principalmente, na frente de intemperismo, é necessário suceder à remoção da parte superficial do regolito, diminuindo, assim, a sua espessura.

O perfil 7, localizado na média-alta encosta, entre os dois transectos, com pouco mais de 10 m de profundidade, também apresentou características semelhantes as do perfil 1. Porém, sua posição na encosta um pouco mais abaixo do perfil 1, e sua menor espessura, foram suficientes para o desenvolvimento de uma zona pedolítica mais espessa e um saprolito mais intemperizado.

Contrariando os princípios dos autores supracitados, os perfis 5 e 6, situados na média-baixa e baixa encosta respectivamente, apesar da grande espessura (mais de 10 m), não mostraram as mesmas características. Foi identificada uma grande mobilidade dos minerais na zona pedolítica e, também, na zona saprolítica, inclusive com presença de gibsita a 10 m de profundidade. Assim, esses perfis encontram-se em graus de intemperismo bem evoluídos.

Essa diferença é explicada pela mudança nas condições hidrogeomorfológicas desses perfis. Devido à sua posição topográfica, esses perfis recebem água de três vias diferentes: a chuva que cai diretamente sobre eles e infiltra verticalmente; a água que escoia em subsuperfície em diferentes profundidades, pois foi observada anisotropia textural vertical, também encontrada por Fernandes (2000); e a água que oscila de baixo para cima do lençol freático (Figura 36).

Da mesma maneira, o perfil 10, localizado no fundo da concavidade estrutural, foi caracterizado como um material profundamente intemperizado. E, ainda, evidenciou-se um processo

de intemperismo mais intenso de baixo para cima. As explicações dadas aos perfis 5 e 6 valem para o perfil 10, e, a elas, soma-se a característica peculiar, deste perfil estar situado imediatamente próximo a uma zona de ocorrência de fluxos artesianos. Esta condição proporciona a disponibilidade de água, para ocorrência das reações intempéricas, ao longo de todo o ano. Novamente, a existência de uma fonte de água subterrânea alimentando a frente de intemperismo proporcionará a alteração progressiva dos materiais, independente da espessura do regolito.

Em última análise, a espessura do perfil não funciona como limitante a atuação dos processos de intemperismo nas partes mais profundas dos regolitos. Pois, nas situações apresentadas, esses perfis não dependem exclusivamente da percolação vertical da água para se atingir a frente de intemperismo. Assim, as relações estabelecidas entre a espessura do perfil e a taxa de intemperismo, contidas na literatura, não valem para explicar a evolução dos regolitos em áreas que possuam as mesmas características da bacia do Alto Rio Fortaleza.

Como trabalhos futuros, sugere-se a realização de outros perfis para ampliação da área amostral dentro da bacia, principalmente na encosta de *anti-dip*, bem como a execução de análises complementares, como a química total do regolito. Outro possível caminho de investigação reside na ampliação dos estudos para além da bacia do alto rio Fortaleza, principalmente no compartimento colinoso da bacia do rio Bananal, e verificar se tais processos ocorrem com características semelhantes.

8. Referências bibliográficas

1. AHNERT, F. (1987). **Process-response models of denudation at different spatial scales.** Catena Supplement. 10:31-50.
2. ALMEIDA, J.C.C., FERNANDES, N.F., EIRADO SILVA, L.G., LOPES, E.S. & AVELAR, A. (1989) **Perfil litoestrutural na região de Bananal – Arapeí, vertente norte da Serra da Bocaina (SP).** In: Simp. Geol. Sudeste, 1. Rio de Janeiro, Bol. Resumos., p.111-112.
3. ALMEIDA, J.C.C., EIRADO SILVA, L. G., VALERIANO, C. & HEILBRON, M. (1999) **Structural framework and landscape evolution between Bocaina and Mantiqueira Ranges, Southeastern Brazil.** International Geographical Union – IGU-GERTEC meeting. Bol. de Resumos. Rio de Janeiro.
4. AVELAR, A. S. & COELHO NETTO, A. L., (1992a) **Faturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul.** Revista Brasileira de Geociências, 22(2), p. 222-227.
5. AVELAR, A. S. & COELHO NETTO, A. L., (1992b) **Fluxos d'água subsuperficiais associados a origem das formas côncavas do relevo.** Anais da 1ª Conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas / COBRAE, ABMS e SBGE, Rio de Janeiro, vol. 2, p. 709-719.
6. BIRKELAND, P. W. (1984) **Soils and Geomorphology.** New York, Oxford University Press, Inc., 372p.
7. BITTENCOURT, A.V.L. (1980) **Aspectos hidrogeoquímicos da alteração intempérica de basaltos da bacia do Paraná: bacia hidrográfica do Jacutinga (PR).** Rev. Bras. Geoc., 10:202-212.
8. BRANDALISE, L. A.; RIBEIRO, J. H. & FERRARI, P. G., (1976) **Projeto Vale do Rio Paraíba do Sul. Rio de Janeiro.** DNPM/CPRM. 441p. (Relatório Final).
9. BREWER, R. (1976) **Fabric and mineral analysis of soils.** New York, John Wiley & Sons, 470p.

10. CASTRO, S. S. & COELHO NETTO, A. L. (2002) **Evolução pedogenética de topo, na bacia do alto rio Fortaleza, região de Bananal (RJ/SP): resultados preliminares.** Anais do IV Encontro Sobre Engenharia Geotécnica e Hidrologia no Sistema Encosta-Planície Costeira. Bananal, pp.181-192.
11. CHAYES, F. (1952). **Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltnitrite in thin section.** Amer. Miner., 37, 337-340.
12. COELHO NETTO, A. L. (1999) **Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brasil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes.** Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Bologna, Itália. III (3):21-48.
13. COELHO NETTO, A. L. & DIETRICH, W. E. (1991) **Ciclos de agradação e de degradação no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: datações absolutas.** In: Anais do II Simpósio de Geol. do Sudeste. São Paulo. Atas... SBG.
14. COELHO NETTO, A. L.; FERNANDES, N. F. & DEUS, C. E. (1988) **Gullying in the Southeastern Brazilian Plateau, SP.** In: Porto Alegre. Proceedings... Porto Alegre IAHS Publication. (174):35-42.
15. COELHO NETTO, A. L. & FERNANDES, N. F. (1990) **Hillslope erosion-sedimentation and relief inversions in SE Brazil: Bananal, SP. IAHS Publ. (192):174-182.**
16. COELHO NETTO, A. L.; SANTOS, A. A. M.; MEIS, M. R. M., (1980). **Os solos e a hidrologia das encostas do alto rio Cachoeira, RJ – estudo preliminar.** Revista Bras. Geogr., Rio de Janeiro, 42(3):585-611, jul/set.
17. COLMAN, S. M. (1981) **Rock weathering rates as function of time.** Quaternary Research, 15:250-264.
18. DANTAS, M. E. & COELHO NETTO, A. L. (1995) **Taxas de sedimentação e de rebaixamento do relevo: Bacia do rio Piracema (SP/RJ), Médio Vale do Rio Paraíba do Sul.** Sociedade e Natureza, vol. 8, nº15, p.60-64. Uberlândia.

19. DETHIER, D.P. (1986) **Weathering rates and the chemical flux from catchments in the Pacific Northwest, USA.** In: DETHIER, D. P. (ed.) Rates of chemical weathering of rocks and minerals. P:503-529.
20. DEUS, C. E. (1991) **O papel da escavação das formigas do gênero ATTA na hidrologia das encostas em áreas de pastagem: Bananal (SP).** Rio de Janeiro, 253p. (Dissertação de mestrado, IGEO/UFRJ).
21. DOBERENIER, L. & PORTO, C. G. (1993) **Considerations on the weathering of gneissic rocks.** In: The Engineering Geology of Weak Rocks Cripps et al. (eds.). Balkema, 193-205 pp.
22. DOMENICO, P. A. (1972) **Concepts and models in groundwater hydrology.** McGraw-Hill, New York.
23. DUNNE, T. (1980) **Formation and controls of channel networks.** Progress in Physical Geography, 4:211-239 pp.
24. EIRADO SILVA, L. G., DANTAS, M. E. & COELHO NETTO, A. L. (1993) **Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais ("knickpoints") e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP).** In: Anais do III Simpósio de Geologia do Sudeste. Rio de Janeiro. Atas... SBG. Rio de Janeiro.
25. EMBRAPA (Centro Nacional de Pesquisa de Solo) (1997) **Manual de métodos e análise de solo.** 2ª edição. EMBRAPA-CNPS. Rio de Janeiro.
26. FERNANDES, M. R. (2000) **"Evolução pedogeomorfológica de vertentes – o caso da bacia do Fortaleza, Bananal/SP"**, Relatório Faperj, Geoheco – Laboratório de Geo-hidroecologia, Departamento de Geografia, UFRJ. No prelo.
27. FERNANDES, N. F., (1990) **Hidrologia subsuperficial e propriedades físico-mecânicas dos complexos de rampa – Bananal (SP).** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 151 pp.

28. FOLK, R. L. (1968) **Petrology of Sedimentary Rocks**. Univ. Texas Geol. 370k. Hemphill's Austin, 170p.
29. FONSECA, A. C. (1999) **Geoquímica dos solos**. In: Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações. Guerra, A.J.T., Soares da Silva, A. e Botelho, R.G.M. (orgs.) Rio de Janeiro. Bertrand Brasil. pp. 165-194.
30. GABRIEL, A. and COX, E. P. (1929) **A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals**. Amer. Miner., (14):290-292.
31. GERRARD, A. J. (1988) **Rocks and landforms**. Uwin and Hyman, London.
32. GILBERT, G. K. (1877) **Report on the geology of Henry mountains**. *U.S. Geog. & Geol. Survey of the Rocky Mountain Region*. Department of the Interior. Washington. 151p.
33. HACK, J. T. (1960) **The interpretation of erosional topography in humid temperate regions**. Am. J. Sci. 258A, 80-97.
34. HAYES, L. R. & KLUGMAN, M. A. (1959) **Feldspar staining methods**. Journal Sed. Petrol., 29, pp.227-232.
35. HAWKES, H. E. & WEBB, J. S. (1973). **Geochemistry in mineral exploration**. Harper and How:415p.
36. HEIMSATH, A. M.; DIETRICH, W. E.; NISHIIZUMI, K. e FINKEL, R. C. (1999) **Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth**. Geomorphology (27):151-172.
37. JACKSON, M. L. (1965) **Clay transformations in soil genesis during the Quaternary**. Soil Science, 99:15-22pp.
38. JACKSON, M. L. (1969) **Soil chemical analysis: advanced course**. Madison, University of Wisconsin, 895p.
39. KEITH, M. L. (1939a). **Selective staining to facilitate Rosiwal analysis**: Am. Mineral, 24, 561-565pp.

40. _____.(1939b). **Petrology of the alkaline intrusive at Blue Moutain, Ontario**: Bull. Geol. Soc. Am., 50, 1795-1826pp.
41. LEITE, A. F. (2001). **Estudo hidrogeoquímico em uma pequena bacia de drenagem montanhosa-rural: alto vale do rio Fortaleza, Bananal – SP**. Dissertação de mestrado, Departamento de geografia, UFRJ. 96p.
42. LEITE, A. F. & COELHO NETTO, A. F. (2002). **Rotas de fluxos hidrogeoquímicos em cabeceiras de drenagem no domínio montanhoso da bacia do rio Bananal (SP): subsídio ao estudo do intemperismo**. Anais do X Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental (CD-Rom), Ouro Preto/MG.
43. LEMOS, R. C. da & SANTOS, R. D. (1996) **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 3ª ed. Campinas: SBCS, 84p.
44. LOPES, E. S.; AVELAR, A. S.; DEHLER, N. M.; FERNANDES, N. F. & COELHO NETTO, A. L. (1989) **Condicionantes litostruturais no desenvolvimento da rede de drenagem: Médio Vale do Rio Paraíba do Sul**. In: Simp. Geol. Sudeste, 1. Rio de Janeiro. Resumos... SBG/RJ. p. 28-29.
45. MEIS, M.R.M. & MOURA, J.R.S. (1984) **Upper quaternary sedimentation and hilslope evolution – SE Brazillian Pateau**. Am. Journ. Sc., 281, 241-254.
46. MEIS, M.R.M., COELHO NETTO, A. L. & OLIVEIRA, P.T.T.M. (1981) **Ritmo e variabilidade das precipitações no vale do rio Paraíba do Sul: o caso de Resende**. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, [S.I.], 3(1):43-51.
47. MILNE, G. (1935) **Some suggested units for classification and mapping, particlarly for East African soils**. Soil Res., Berlin, v. 4, p.183-198.
48. MONTEIRO, A. M. F.; COELHO NETTO, A. L. et al, (1974). **Considerações sobre os alúvios recentes da região da Serra do Mar, RJ**, Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, vol 1, pp. 421-426.

49. MUNSELL COLLOR COMPANY (1975) **Munsell soil color chart**. Munsell color. Macbeth Division of Kollmorgen Corporation. 2441 North Calvert Street, Baltimore, Maryland. USA.
50. NAHON, D. B. (1991) **Introduction to the petrology of soils and chemical weathering**. John Wiley e Sons, Inc., 299p.
51. NOLD, J. L. & ERICKSON, K. P. (1967) **Changes in K-feldspar staining methods and adaptations for field use**. The American Mineralogist, vol. 52, september-october, pp.1575-1576.
52. OLLIER, C. D. (1969) **Weathering**. Edinburgh, Oliver & Boyd, 304p.
53. OLLIER, C. & PAIN, C. (1996) **Regolith, soils and landforms**. John Wiley & Sons. 316p.
54. OLIVEIRA, M. A. & MEIS, M. R. M. (1985) **Relações entre a geometria do relevo e formas de erosão linear acelerada, Bananal (SP)**. Bol. IG/USP, 4:87-99.
55. ONDA, Y. (1994) **Seepage erosion and its implication to the formation of amphiteatre valley heads: a case study at Obara, Japan**. Earth Surface Processes and Landforms, 19:627-640.
56. OVALLE, A. R. (1985) **Estudo geoquímico de águas fluviais da bacia do alto rio Cachoeira, Parque Nacional da Tijuca, RJ**. Tese de Mestrado, UFF. 60p.
57. OWENS, L. B. & WATSON, J.P. (1979) **Landscape reduction by weathering in small Rhodesian watersheds**. Geology, 7:281-284p.
58. PENCK, W. (1953) **Morphological analysis of land forms – A contribution to physical geology**. McMillan & Co. 429p.
59. POLLACK, J. M., (1961). **Significance of compositional and textural properties of South Canadian river channel sands, New México, Texas and Oklahoma**, Journal Sed. Petrol., 31, pp. 15-37.

60. POLIVANOV, H. (1984) **Correlações preliminares entre características químico-mineralógicas e físicas de solos com horizonte B Latossólico do Estado do Rio de Janeiro.** Dissertação de mestrado. Departamento de Geologia, UFRJ, 202p.
61. POLIVANOV, H. (1998) **Caracterização química, mineralógica, física e geotécnica de perfis de intemperismo desenvolvidos de gnaisses no Rio de Janeiro.** Tese de Doutorado. Departamento de Geologia, UFRJ, 336p.
62. ROTTA, C. L. (1975). **Mineralogia de solos de uma toposequência de Atibaia, SP.** Tese de mestrado, Instituto de Geociências, USP.
63. RUHE, R. V. (1956) **Geomorphic surfaces and the nature of soils.** Soil Sci., 82:441-465.
64. SCATOLINI, F. M. & MONIZ, A. C. (1992) **Influência do material de origem, do lençol freático surgente e da posição topográfica nos solos de uma encosta em Mococa (SP).** Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, 16:379-388, 1992.
65. SELBY, M. J. (1985) **Earth's changing surface: an introduction to geomorphology.** Oxford University Press, New York. 607p.
66. SILVEIRA, C. S. (1997) **Hidroggeoquímica em sistema de drenagem montanhoso-florestal: subsídio à compreensão do processo de intemperismo – Parque Nacional da Tijuca, RJ.** Dissertação de mestrado, PPGG, UFRJ, 157p.
67. SILVEIRA, C.S. & COELHO NETTO (1999) **Hydrogeochemical responses to rainfall inputs in a small rainforest basin: Rio de Janeiro, Brazil.** Revista Physics and Chemistry of The Earth; vol4:871-879.
68. SOLLER, D. R. & OWENS, J. P. (1991) **The use of mineralogic techniques as relative age indicators for weathering profiles on the Atlantic Coastal Plain, USA.** Geoderma, 51, 111-131pp.

69. SOWERS, G. F. (1988). **Foundation problems in residual soils**. International Conference on Engineering Problems of Residual Soils, China, p.154-171.
70. STALLARD, R. F. (1988) **Weathering and erosion in the humid tropics**. In: Physical and chemical weathering in geochemical cycles. Editores: Lerman, A. E Meybeck, M. NATO ASI Series. Kluwer Academic Publishers, 225-246pp.
71. TARDY, Y. (1993) **Petrologie des laterites et des sols tropicaux**. Masson, Paris.
72. VELBEL, M. A. (1986) **The mathematical basis for determining rates of geochemical and geomorphic processes in small forested watershed by mass balance: examples and implications**. In: DETHIER, D.P. (ed.) Rates of chemical weathering of rocks and minerals. P.439-451.
73. XAVIER, R. A. (2001) **Evidências mineralógicas do intemperismo diferencial na bacia do alto rio Fortaleza, Bananal (SP): a influência dos fluxos artesianos em fraturas subverticais**. Monografia de graduação, Departamento de Geografia, UFRJ, 49p.
74. XAVIER, R. A.; LEITE, A. F. & COELHO NETTO. (2001) **Aplicação de índices de intemperismo como subsídio à compreensão do papel das fraturas na evolução de encostas**. Anais do IX Simpósio de Geografia Física Aplicada, de 14 a 18 de novembro de 2001, UFPE, Recife. p. 76-77.
75. XAVIER, R. A.; LEITE, A. F. & COELHO NETTO. (2002) **Fraturas e artesianismo como condicionantes do intemperismo diferencial na bacia do alto rio Fortaleza, Bananal/SP: evidências mineralógicas**. Anais do X Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental (CD-Rom), Ouro Preto/MG, 2002.
76. WAKATSUKI, T. & RASYIDIN, A. (1992) **Rates of weathering and soil formation**. Geoderma, 52:251-263.
77. WAMBEKE, V. (1962) **Criteria for classifying tropical soils by age**. J. Soil Sci., 13:124-132.

ANEXOS

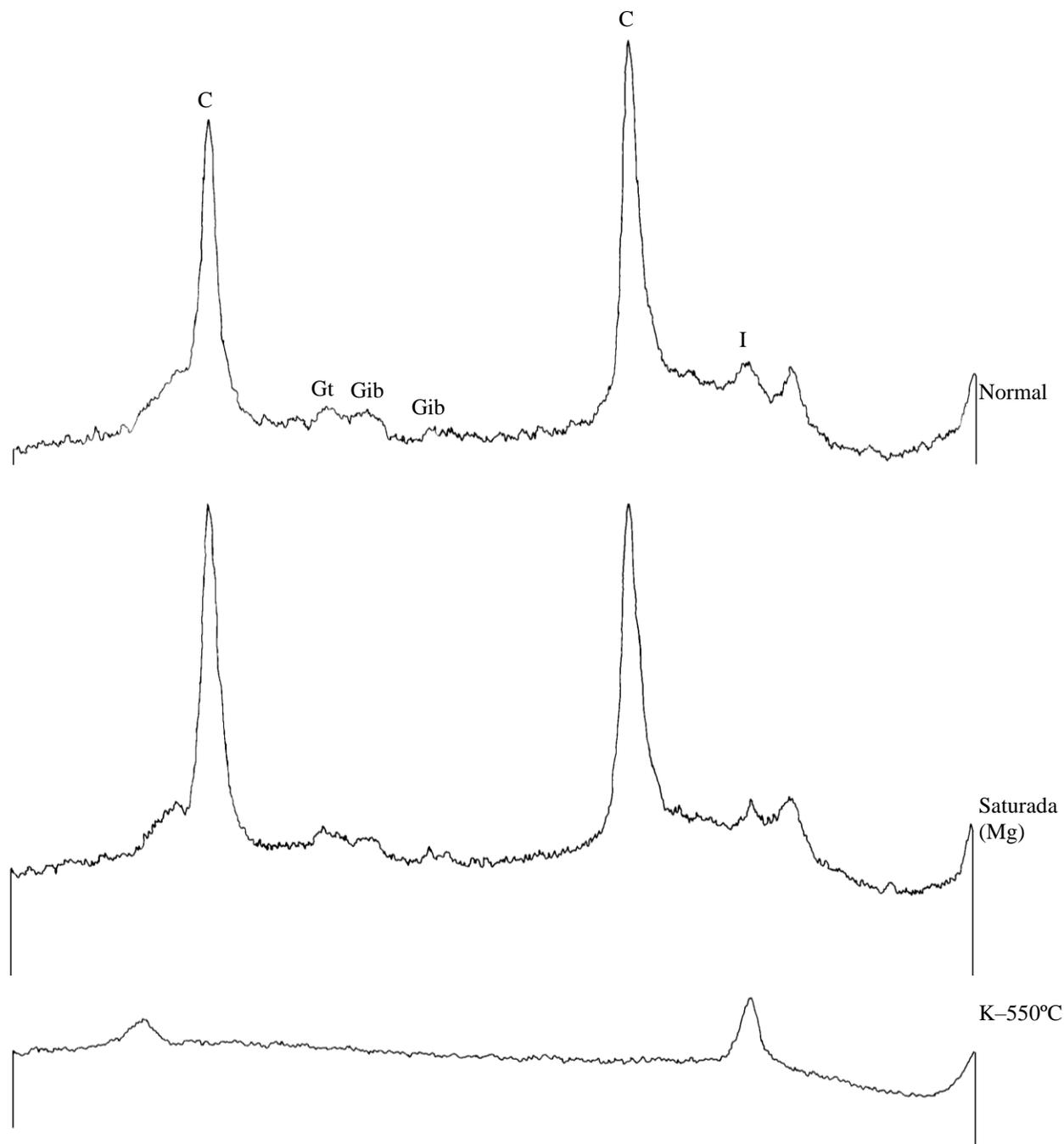


Figura 37. Difratoigramas de raios X da fração argila do Perfil 1 em 1,15-1,40 m de profundidade. I: ilita; C: caulinita; Gib: gibsita; Gt: Goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

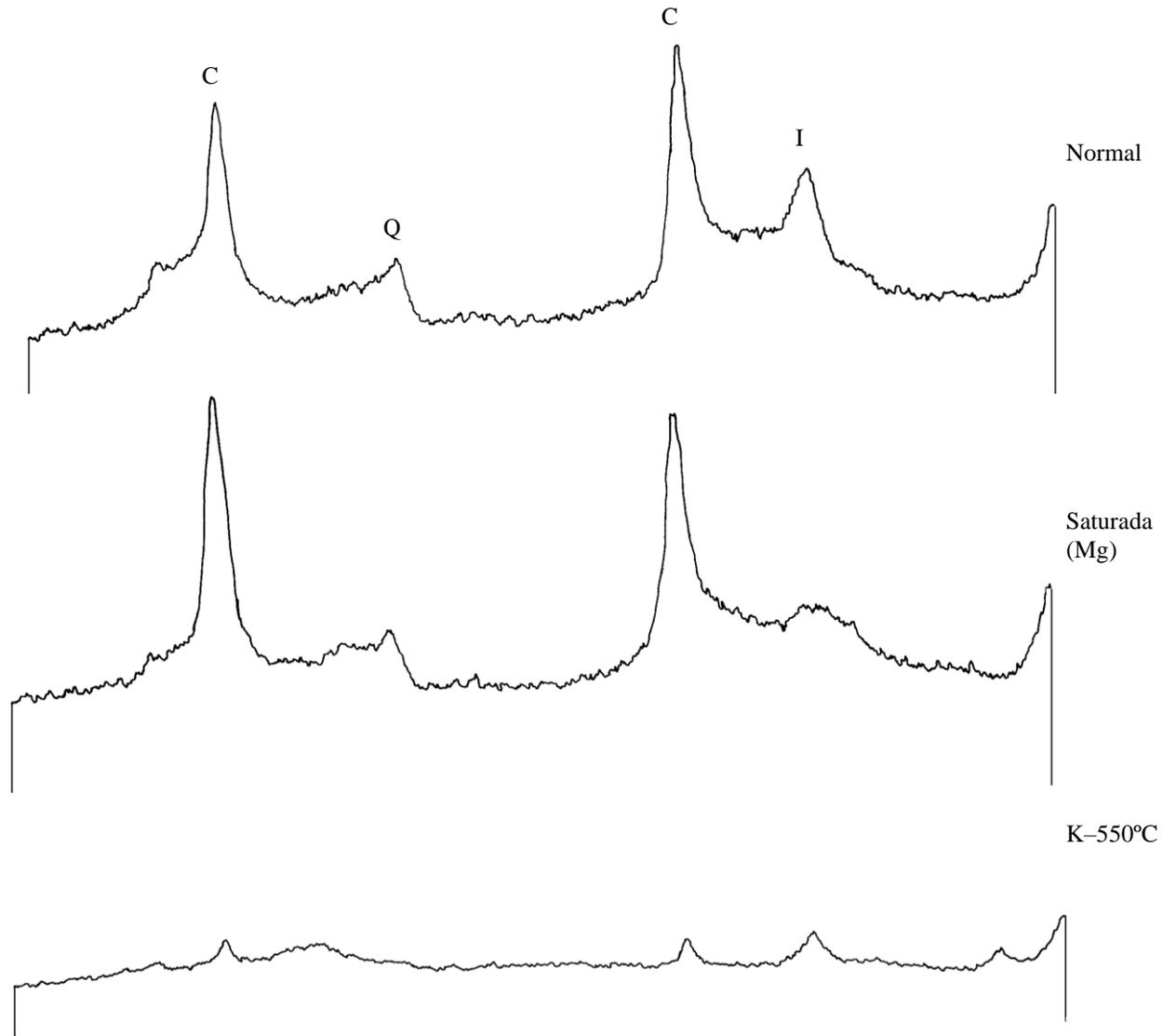


Figura 38. Difratogramas de raios X da fração argila do Perfil 1 em 5,10-5,30 m de profundidade. I: illita; C: caillinita; Q: quartzo; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

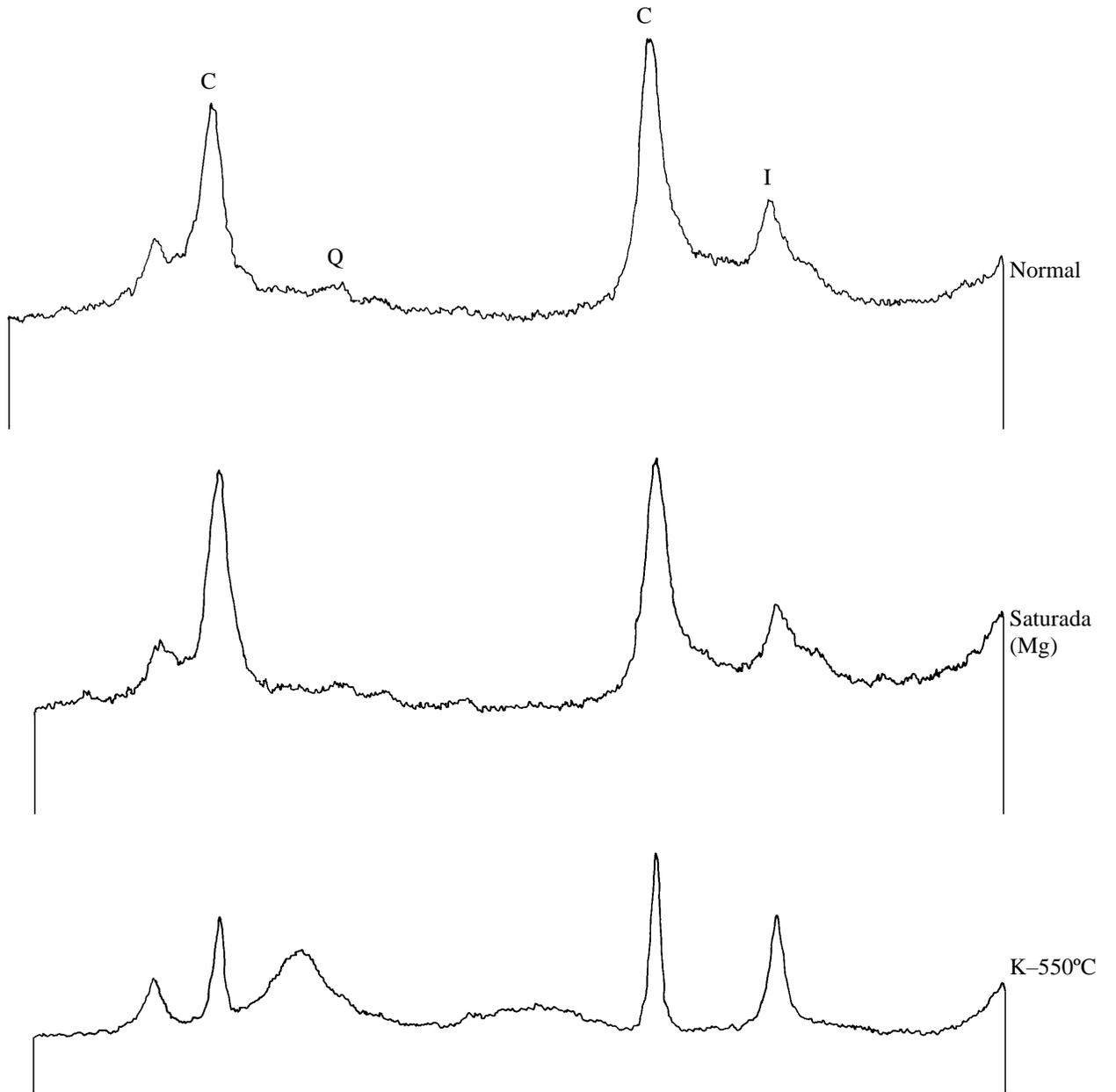


Figura 39. Difratomogramas de raios X da fração argila do Perfil 1 em 10,15-10,20 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Q: quartzo; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

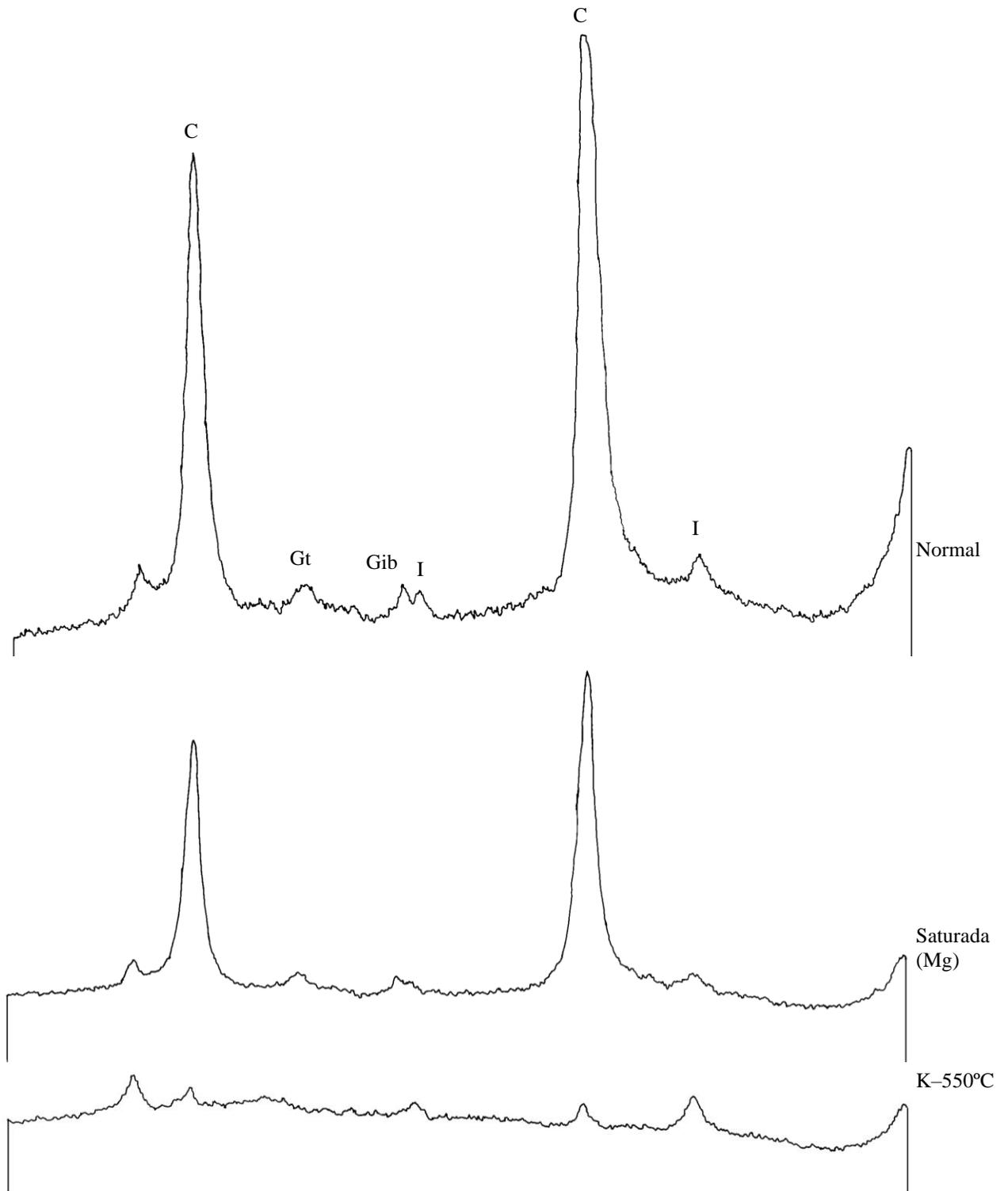


Figura 40. Difratoogramas de raios X da fração argila do Perfil 5 em 1,15-1,40 m de profundidade. I: ilita; C: caulinita; Gib: gibsita; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

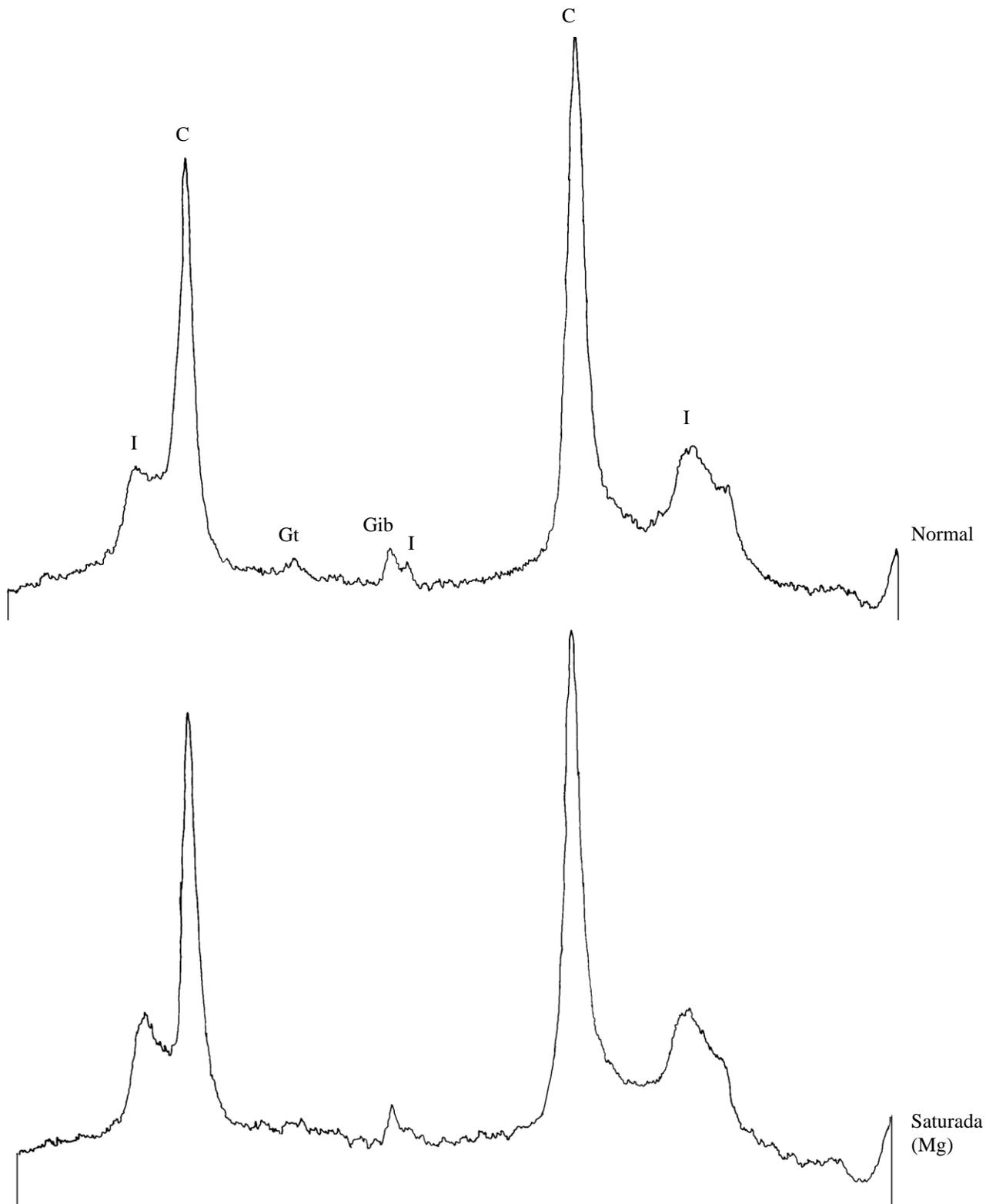


Figura 41. Difratogramas de raios X da fração argila do Perfil 5 em 5,90-6,05 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Gib: gibsitita; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

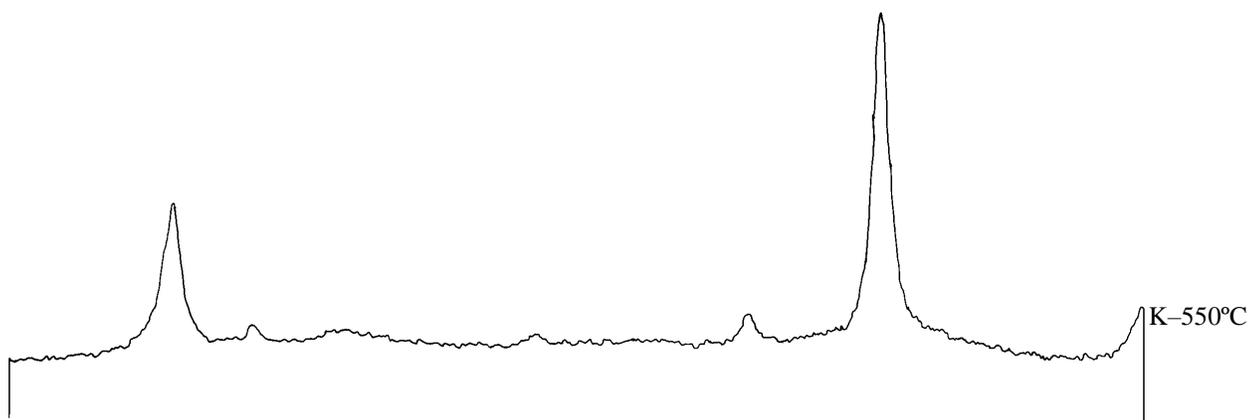


Figura 41 (cont.). Difractogramas de raios X da fração argila do Perfil 5 em 5,90-6,05 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Gib: gibsitita; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

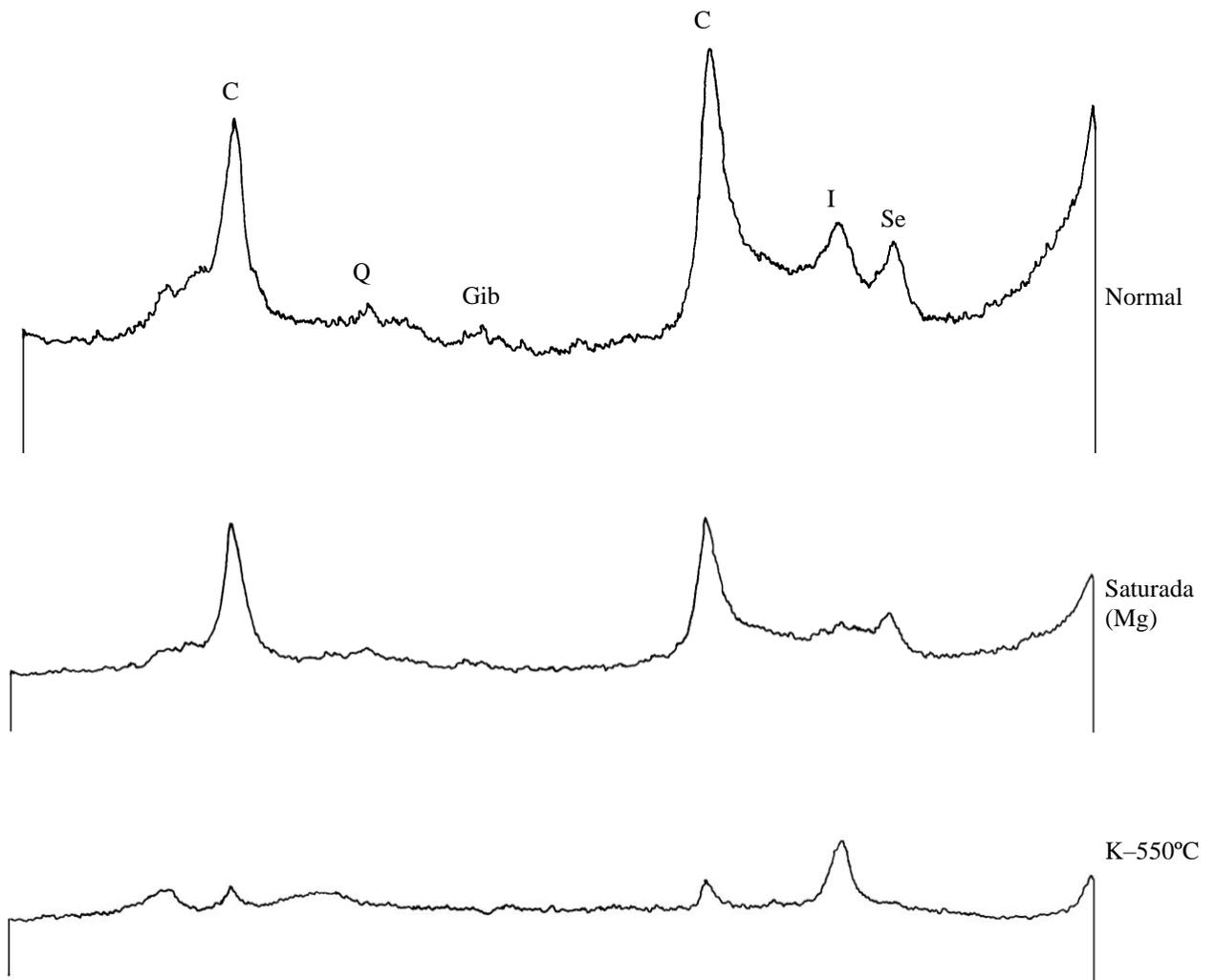


Figura 42. Difratoogramas de raios X da fração argila do Perfil 5 em 10,20-10,30 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Se: sepiolita; Gib: gibsita; Q: quartzo; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

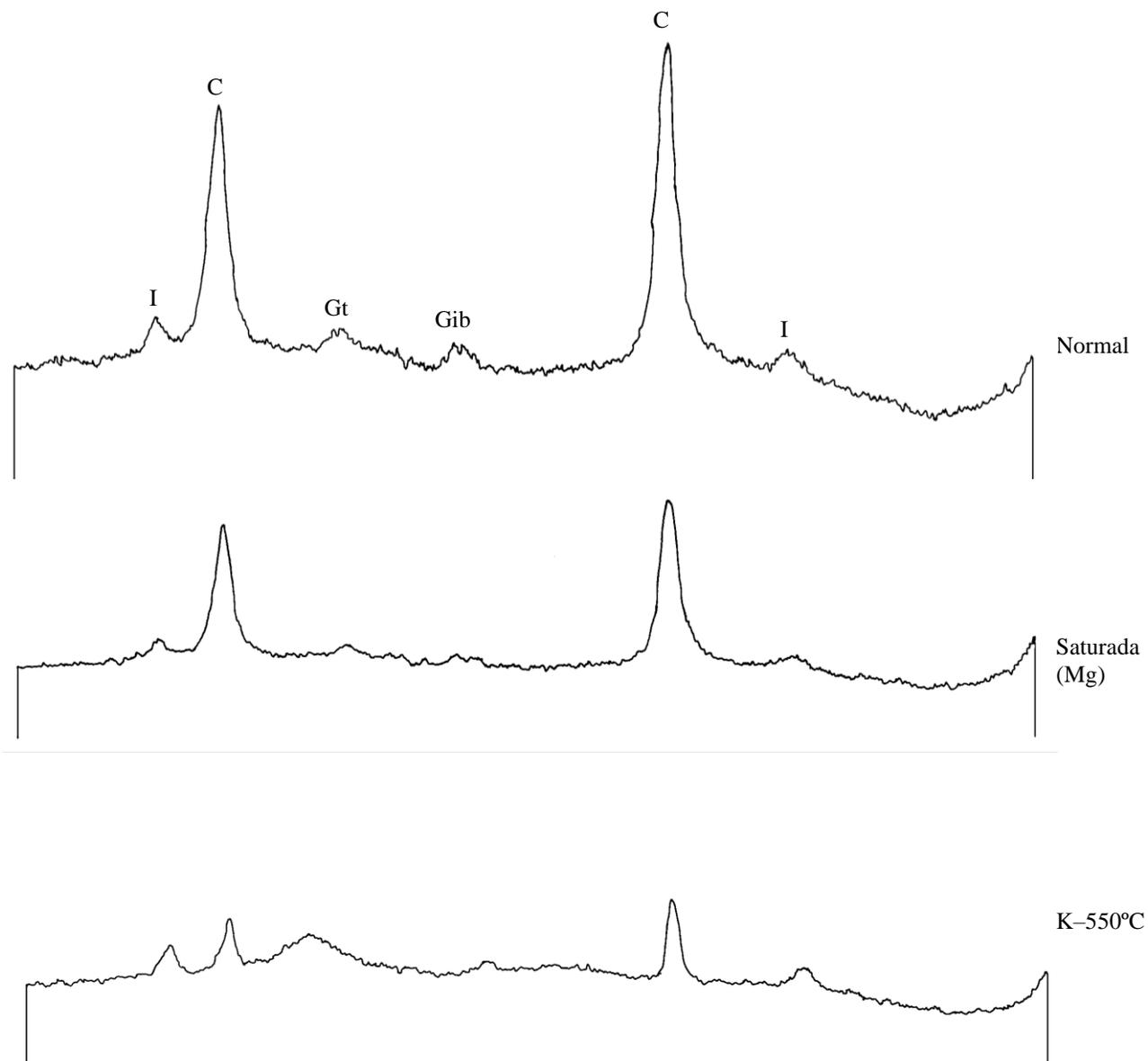


Figura 43. Difratoformas de raios X da fração argila do Perfil 7 em 1,00-1,20 m de profundidade. I: ilita; C: caulinita; Gib: gibsitita; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

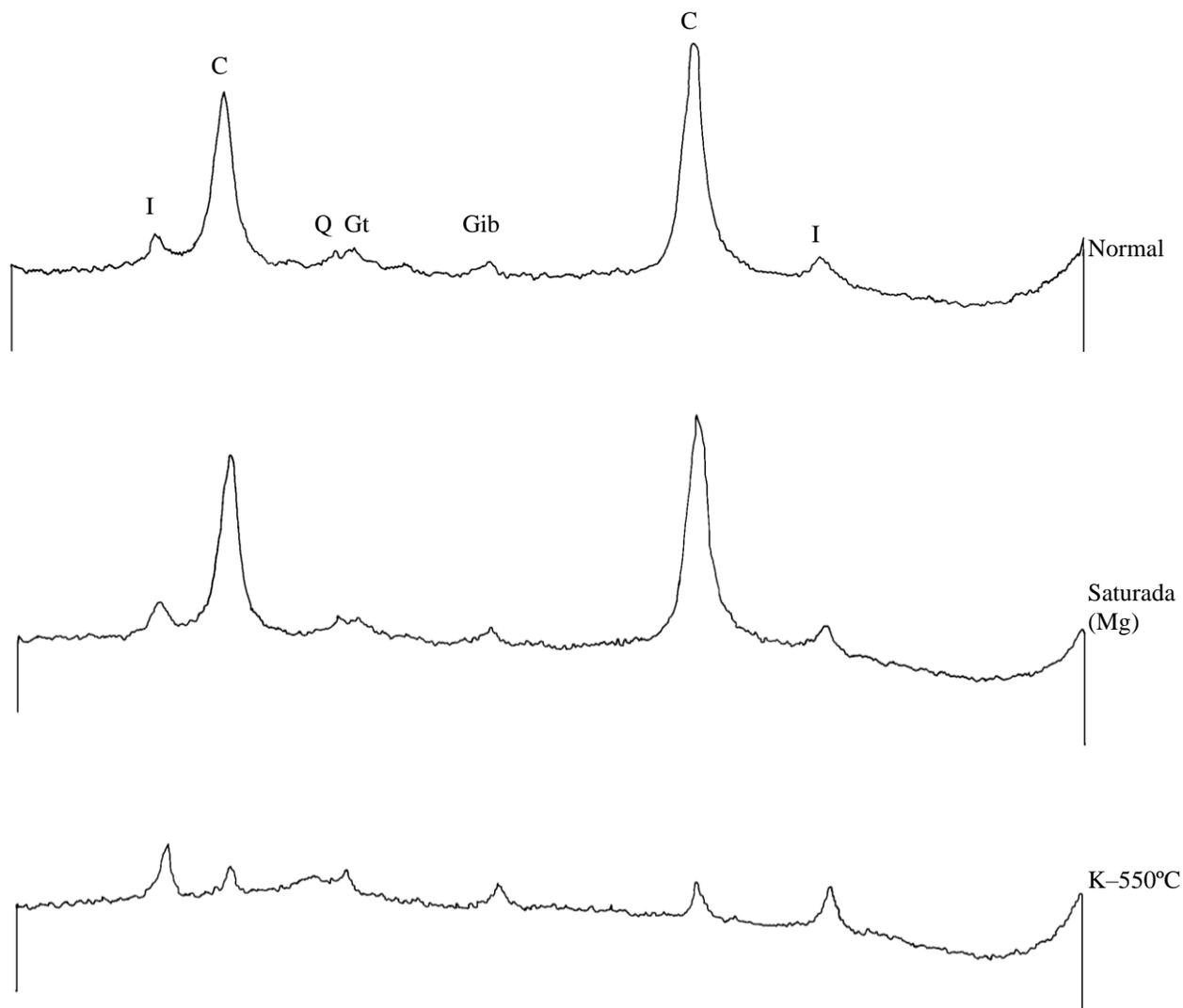


Figura 44. Difratoogramas de raios X da fração argila do Perfil 7 em 5,30-5,45 m de profundidade. I: ilita; C: caulinita; Gib: gibsita; Gt: goetita; Q: quartzo; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

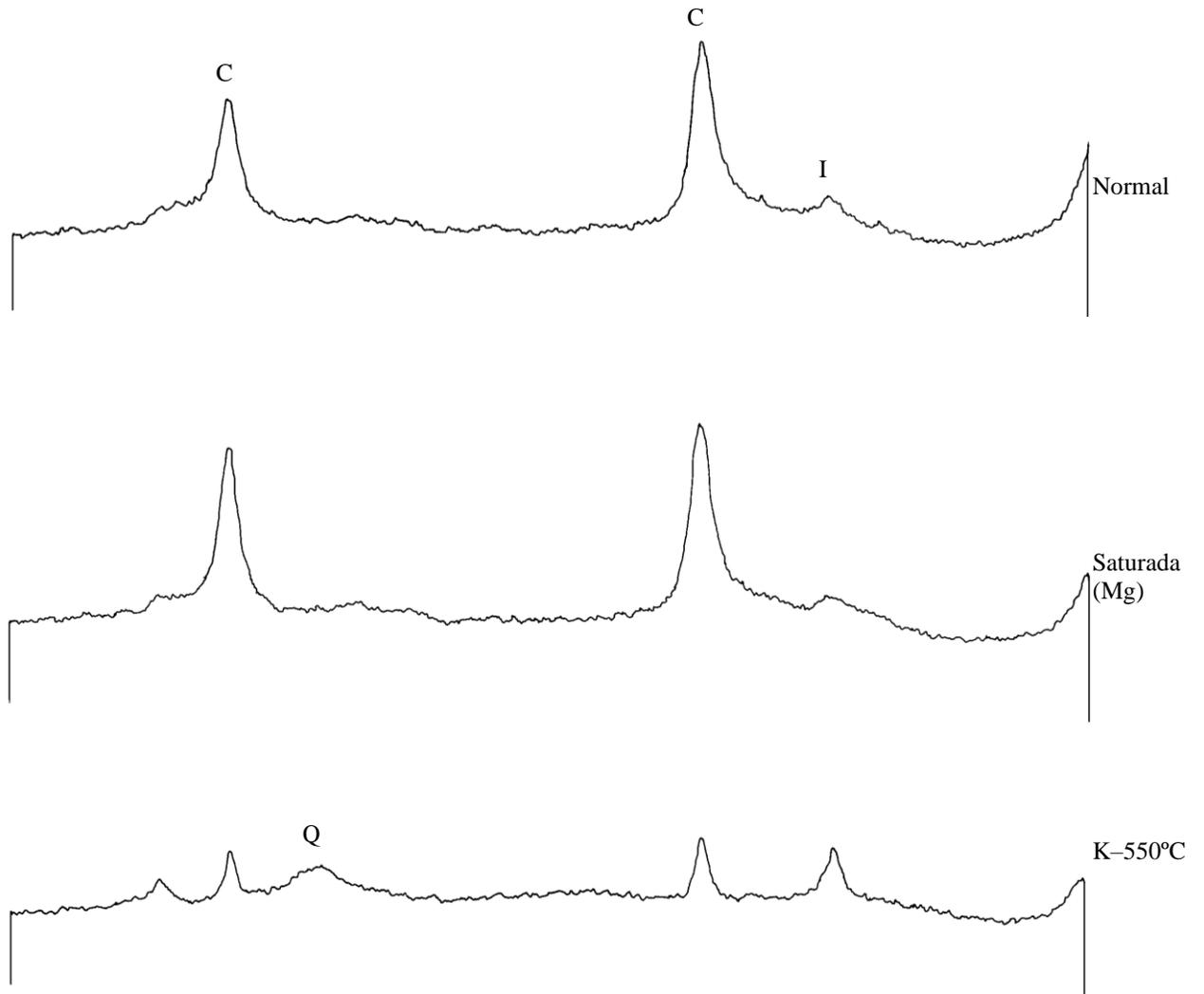


Figura 45. Difratoigramas de raios X da fração argila do Perfil 7 em 10,15-10,30 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Gib: gibsita; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

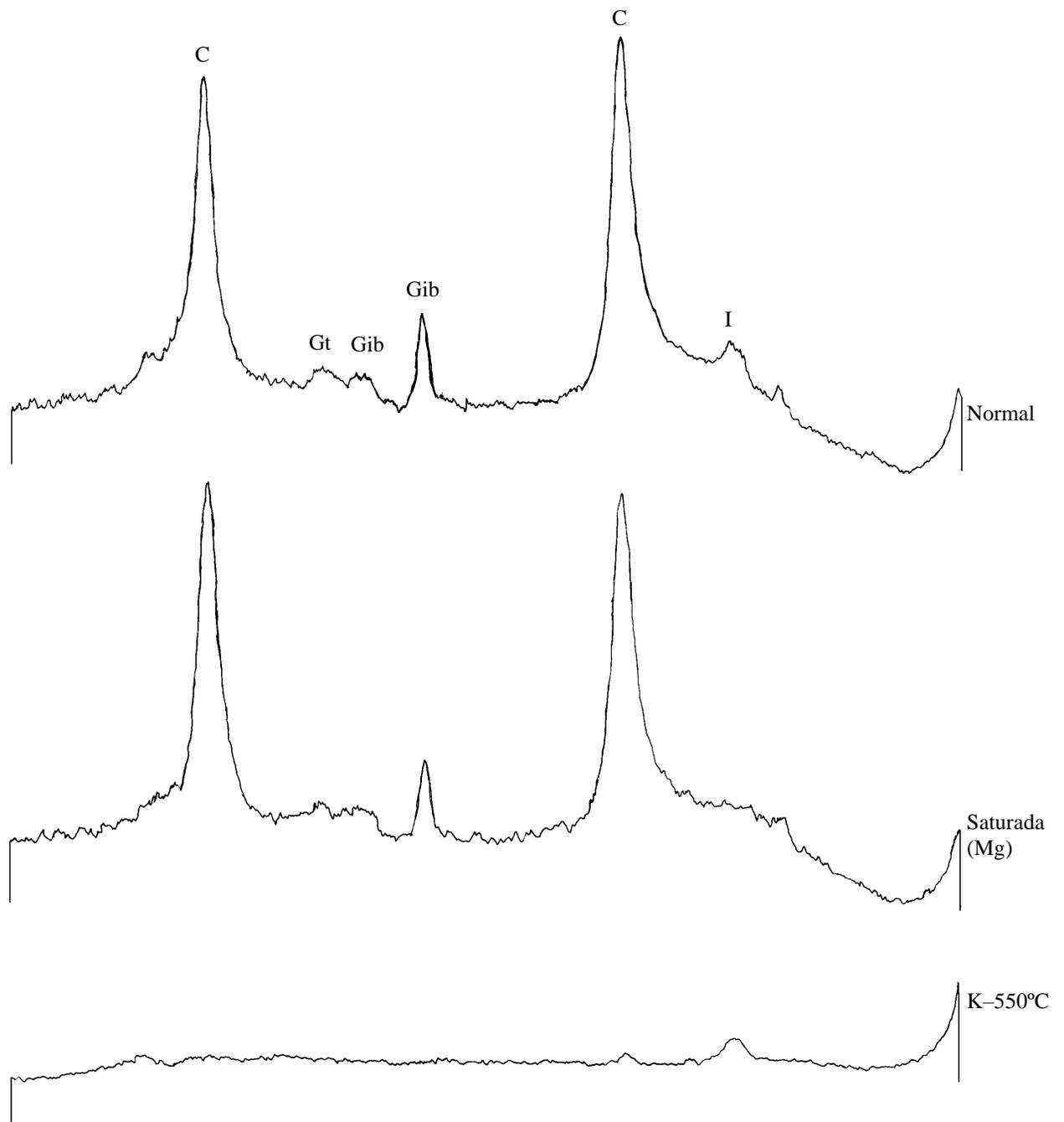


Figura 46. Difratoogramas de raios X da fração argila do Perfil 10 em 0,90-1,20 m de profundidade. I: illita; C: caulinita; Gib: gibsita; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.

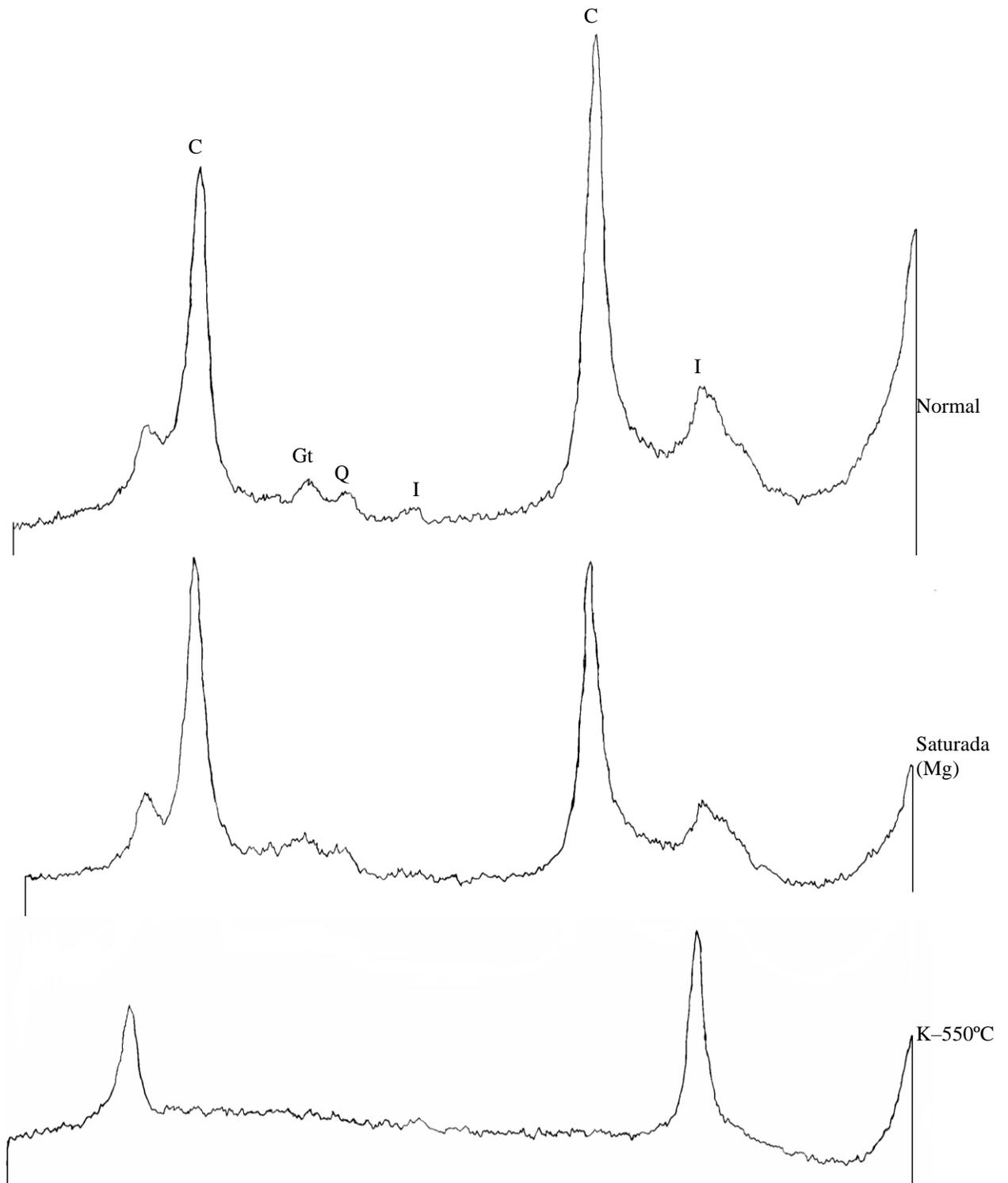


Figura 47. Difratomogramas de raios X da fração argila do Perfil 10 em 4,80-5,20 m de profundidade. I: ilita; C: caulinita; Q: quartzo; Gt: goetita; Mg: argilas saturadas com Mg; K: argilas saturadas com K e aquecidas.