

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Dissertação de mestrado

**Caracterização química de perfis de intemperismo como
subsídio ao estudo da denudação na bacia do rio Turvo.**

Aline Riccioni de Melos

Orientação: Dr. Julio Cezar Mendes e Dr^a. Ana Luiza Coelho Netto

Rio de Janeiro
Julho de 2012

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**Caracterização química de perfis de intemperismo como subsídio
ao estudo da denudação na bacia do rio Turvo.**

Aline Riccioni de Melos

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito para obtenção de título de mestre em Geologia.

Orientadores Acadêmicos:

Julio Cezar Mendes

Ana Luiza Coelho Netto

Rio de Janeiro

Julho de 2012

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Dissertação de mestrado

**Caracterização química de perfis de intemperismo como subsídio
ao estudo da denudação na bacia do rio Turvo.**

Aline Riccioni de Melos

Banca examinadora:



Presidente - Prof^ª. Dr^ª. Helena Polivanov - PPGL/UFRJ



Prof^ª. Dr^ª. Carla Semiramis Silveira – UFF



Prof^ª. Dr^ª. Cristina Helena Ribeiro Rocha Augustin- UFMG

Rio de Janeiro
Julho de 2012

Melos, Aline Riccioni de

Caracterização química de perfis de intemperismo como subsídio ao estudo da denudação na bacia do rio Turvo./ Aline Riccioni de Melos – Rio de Janeiro: UFRJ/PPGL, 2012.

Orientadores: Julio Cezar Mendes e Ana Luiza Coelho Netto
Dissertação (mestrado) – UFRJ/Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2012.

1. Intemperismo. 2. Geomorfologia. I. Mendes, Julio Cezar e Coelho Netto, Ana Luiza. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geologia. III. Caracterização química de perfis como subsídio ao estudo da denudação na bacia do rio Turvo.

Agradecimentos

Primeiramente, agradeço a Deus.

A minha família, que sempre me apoiou, mas em especial a minha mãe, que me ensinou o gosto pela pesquisa.

Aos meus orientadores:

À professora Ana Luiza, pela confiança e estímulo nesses 6 anos de convívio;

Ao professor Julio, pela confiança e pelo apoio dentro desta nova área para mim.

A aluna de IC Suellen, que me ajudou enormemente nos trabalhos de campo e nas atividades laboratoriais.

Ao professor Ricardo Erthal Santelli e a doutoranda Aline Soares Freire, pelas análises químicas das águas e orientações durante o trabalho.

Aos estagiários Yasmin, Yohana, Ricardo e Waldo pelo suporte nas últimas análises em laboratório.

As agências de fomento a pesquisa: FAPERJ e CNPq pelo financiamento desta pesquisa;

Ao Jorge, motorista do GEOHECO, grande parceiro nos trabalhos de campo desta pesquisa.

A Daniele, secretaria do GEOHECO, pela ajuda em todos os momentos que precisei.

A toda equipe do GEOHECO pelo apoio e incentivo

Ao Seu Antônio que me apoiou nos trabalhos de campo, fazendo todas tradagens, essenciais para este trabalho

Resumo

MELOS, Aline Riccioni. **Caracterização química de perfis de intemperismo como subsídio ao estudo da denudação na bacia do rio Turvo**. Rio de Janeiro, 2012. 139f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

A denudação, ou rebaixamento do relevo, é a associação dos processos intempéricos e erosivos que atuam modelando a superfície terrestre, resultando em formas diferentes. No médio vale do rio Paraíba do Sul, observam-se bacias que seguem modelos funcionais e evolutivos diferentes. As bacias dos rios Bananal, São José do Barreiro e Sesmarias (vertente direita), apresentam feições erosivas, tipo voçorocas e espessos pacotes de sedimentos evidenciando grande efetividade dos processos mecânicos. Todavia, na bacia do rio Turvo (vertente esquerda) observa-se uma nítida variação espacial das formas erosivas: enquanto numa grande extensão da bacia sobressaem formas de denudação química (depressões fechadas), na principal sub-bacia (rio Pedras) estas formas tornam-se pouco freqüentes, sendo encontradas voçorocas e espessos pacotes de sedimentos quaternários. Portanto, além das variações operacionais observadas entre as bacias dos rios Bananal e Turvo, o próprio rio Turvo apresenta variações internas quanto à magnitude dos processos de denudação mecânica e química. Logo, esta dissertação busca entender a distribuição espacial dos diferentes graus de intemperismo na bacia do rio Turvo. Para tanto foram feitas análises químicas, granulométricas e mineralógicas de perfis de intemperismo sobre mesma litologia em áreas representativas destes dois tipos de denudação, assim como perfis em diferentes litologias. Também foram feitas análises químicas das águas superficiais em toda bacia do rio Turvo. A análise dos resultados apontou perfis altamente intemperizados em toda bacia. Todavia, a relação silte/argila indicou perfis mais intemperizados na sub-bacia do rio Turvo. Os resultados dos índices químicos (CIA e WIP) indicaram perfis completamente intemperizados na sub-bacia do rio Turvo, com pequena variação em toda profundidade avaliada, e na sub-bacia do rio Pedras, forte diminuição do intemperismo a partir do terceiro metro de profundidade. A análise dos resultados da química das água superficiais indicou maior concentração de todos elementos na sub-bacia do rio Pedras, indicando disponibilidade de elementos móveis nos perfis de intemperismo, assim como perfis menos espessos, nos quais a água consegue percolar até a frente de intemperismo. Frente ao exposto, conclui-se que os processos de denudação mecânica são mais atuantes na sub-bacia do rio Pedras, enquanto que na sub-bacia do rio Turvo os processos químicos são preponderantes em sua evolução.

Palavras-chave: intemperismo; denudação; perfil de intemperismo.

Abstract

The denudation is the combination of weathering and erosion processes that work modeling the earth's surface, resulting in changes in the landscape. In the middle valley of the Paraíba do Sul River, there are basins that follow different evolutionary and functional models. The Bananal, São José do Barreiro and Sesmarias basins (right side of the Paraíba do Sul River), have erosional features, like gullies and thick packages of sediments showing great effectiveness of mechanical processes. However, in the Turvo basin (left side) there is a clear spatial variation of erosive forms. While in great extension of the basin predominates forms of chemical denudation (closed depressions), in the main sub-basin of the Pedras river these forms are uncommon, being found gullies and thick packages of quaternary sediments. Therefore, in addition to operational variations observed between the Bananal and Turvo basins, the last basin has internal variations in the magnitude of the mechanical and chemical denudation processes. Therefore, this dissertation seeks to understand the spatial distribution of different degrees of weathering in the Turvo basin, and, at last understand and explain the geomorphological differences between them. To get this aim, chemical, textural and mineralogical analyzes were performed in weathering profiles on the same lithology, in representative areas of these two types of denudation, as well as profiles in different lithologies. Chemical analyzes of surface water were also obtained. The results showed highly weathered profiles across the basin. However, the silt / clay ratio indicated more weathered profiles in the Turvo sub-basin. Chemical index WIP and CIA pointed towards completely weathered profiles in the Turvo sub-basin, with little variation across the evaluated depth. Otherwise, in the Pedras sub-basin occur strong decrease of weathering from the third meter deep. The surface water chemical results showed higher concentration of all elements in the Pedras sub-basin, indicating availability of mobile elements in weathering profiles, as well as thinner profiles, in which water can percolate up to the front of weathering. Considering the overall data, a reasonable conclusion is that mechanical denudation processes are more active in the Pedras sub-basin, while in the Turvo sub-basin chemical processes are dominant in its evolution.

Keywords: weathering, weathering profile, denudation.

Lista de figuras

Figura 1	Localização das áreas-laboratórios de campo do GEOHECO-UFRJ.	2
Figura 2	Mapa geológico da bacia do rio Turvo.	4
Figura 3	Localização da bacia do rio Turvo.	6
Figura 4	Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira	8
Figura 5	Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais.	8
Figura 6	Séries de Goldish	11
Figura 7	Morfologia dos perfis de intemperismo em rochas metamórficas e em rochas intrusivas.	19
Figura 8	Perfil de intemperismo típico de solo residual segundo Little (1969).	20
Figura 9	Seqüência da tradagem dos perfis de intemperismo	26
Figura 10	Coleta de rocha em afloramento rochoso	26
Figura 11	Mapa de perfis de intemperismo na bacia do rio Turvo	27
Figura 12	Estrutura para separação de minerais pesados por sedimentação gravítica	32
Figura 13	Separação de minerais leves e pesados por líquido denso	33
Figura 14	Procedimento de Gabriel e Cox (1929), utilização de ácido fluorídrico (HF) nas lâminas.	34
Figura 15	Procedimento de tingimento por cobaltinitrito de sódio (II) e leitura de lâminas no microscópio (IV).	35
Figura 16	Procedimento de coleta de água: I e II) Coleta de água; III) Medição de pH e DBO; IV) Acidificação das amostras com HN.	36
Figura 17	Mapa de pontos de coleta de água na bacia do rio Turvo.	37
Figura 18	Relação silte/argila nos perfis da litologia Anfibolitos e rochas calcissilicáticas.	43
Figura 19	Relação silte/argila nos perfis da litologia Granada-biotita granito porfiróide foliado.	45
Figura 20	Relação silte/argila nos perfis da litologia Ortognaisse bandado.	46
Figura 21	Relação silte/argila nos perfis da litologia Ortogranulito.	48
Figura 22	Relação silte/argila nos perfis da litologia Quartizito.	49
Figura 23	Relação silte/argila nos perfis da litologia Silimanita-granada-biotita gnaisse bandado.	51
Figura 24	Relação silte/argila nos perfis da litologia Biotita gnaisse bandado.	53
Figura 25	Relação silte/argila nos perfis da sub-bacia do rio Turvo.	53
Figura 26	Médias das relações silte/argila nas sub-bacias no rio Pedras e do rio Turvo.	54
Figura 27	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Anfibolito e rochas calcissilicáticas, perfis A1 e A3.	56
Figura 28	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Granada-biotita granito porfiróide foliado, perfis G1, G4 e G5.	57
Figura 29	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Granada-biotita granito porfiróide foliado, perfil G1.	57
Figura 30	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Granada-biotita granito porfiróide foliado, perfil G5.	58
Figura 31	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Ortognaisse bandado, perfis O1, O2 e O4.	59
Figura 32	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Ortognaisse bandado, perfil O1.	59
Figura 33	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Ortognaisse bandado, perfil O2.	60
Figura 34	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Ortognaisse bandado, perfil O4.	60
Figura 35	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Ortogranulito, perfis OR4 e OR5.	61
Figura 36	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Quartizito, perfis Q4 e Q5.	62
Figura 37	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Silimanita-granada-biotita gnaisse bandado, perfis S2 e S6.	63
Figura 38	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Biotita gnaisse bandado, perfis B1 e B2.	64
Figura 39	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Biotita gnaisse bandado com linhas de tendência, perfis B3 e B4.	65
Figura 40	Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Biotita	65

	gnaisse bandado, perfis B1, B2, B3 e B4.	
Figura 41	Composição química do perfil A1.	68
Figura 42	Composição química do perfil A3.	69
Figura 43	Comportamento geoquímico do perfil A1. Dados normalizados por alumínio.	70
Figura 44	Comportamento geoquímico do perfil A3. Dados normalizados por alumínio.	71
Figura 45	Composição química do perfil G1.	72
Figura 46	Composição química do perfil G4.	72
Figura 47	Composição química do perfil G5.	73
Figura 48	Comportamento geoquímico do perfil G1. Dados normalizados por alumínio.	74
Figura 49	Comportamento geoquímico do perfil G4. Dados normalizados por alumínio.	74
Figura 50	Comportamento geoquímico do perfil G5. Dados normalizados por alumínio.	75
Figura 51	Composição química do perfil O1.	76
Figura 52	Composição química do perfil O2.	77
Figura 53	Composição química do perfil O4.	77
Figura 54	Comportamento geoquímico do perfil O1. Dados normalizados por alumínio.	78
Figura 55	Comportamento geoquímico do perfil O2. Dados normalizados por alumínio.	79
Figura 56	Comportamento geoquímico do perfil O4. Dados normalizados por alumínio.	79
Figura 57	Composição química do perfil OR4.	80
Figura 58	Composição química do perfil OR5.	80
Figura 59	Comportamento geoquímico do perfil OR4. Dados normalizados por alumínio.	81
Figura 60	Comportamento geoquímico do perfil OR5. Dados normalizados por alumínio.	82
Figura 61	Composição química do perfil Q4.	83
Figura 62	Composição química do perfil Q6.	83
Figura 63	Comportamento geoquímico do perfil Q4, em azul, e Q6, em vermelho. Dados normalizados por alumínio.	84
Figura 64	Concentração de titânio e potássio nos perfis Q4, em verde, e Q6, em vermelho.	85
Figura 65	Relação entre concentração de potássio e fração areia no perfil Q6.	86
Figura 66	Composição química do perfil S2.	87
Figura 67	Composição química do perfil S6.	88
Figura 68	Comportamento geoquímico do perfil S2. Dados normalizados por alumínio.	88
Figura 69	Comportamento geoquímico do perfil S6. Dados normalizados por alumínio.	89
Figura 70	Composição química do perfil B1.	90
Figura 71	Composição química do perfil B2.	91
Figura 72	Relação entre concentração de potássio e fração areia no perfil B2.	91
Figura 73	Composição química do perfil B3.	92
Figura 74	Composição química do perfil B4.	92
Figura 75	Comportamento geoquímico do perfil B1. Dados normalizados por alumínio.	93
Figura 76	Comportamento geoquímico do perfil B2. Dados normalizados por alumínio.	93
Figura 77	Comportamento geoquímico do perfil B3. Dados normalizados por alumínio.	94
Figura 78	Comportamento geoquímico do perfil B4. Dados normalizados por alumínio.	94
Figura 79	Relação entre CIA e WIP dos perfis no Quartizito.	96
Figura 80	Taxa de intemperismo – CIA (Chemical Index of Alteration).	98
Figura 81	Taxa de intemperismo – CIA (Chemical Index Alteration) – no Biotita gnaisse bandado.	98
Figura 82	Valores médios de CIA para os perfis analisados, com linha apontando o valor médio para toda a bacia.	99
Figura 83	Desenho esquemático do perfil transversal entre pontos B1 e B2.	99
Figura 84	Valores de CIA médios para os perfis desenvolvidos na sub-bacia do rio Turvo e na sub-bacia do rio Pedras.	100
Figura 85	Taxa de intemperismo – WIP (Parker's Index).	101
Figura 86	Taxa de intemperismo – WIP – no Biotita gnaisse bandado.	102
Figura 87	Valores médios de WIP para todos perfis da bacia, com linha de média de valor WIP para toda bacia.	103
Figura 88	Valores médios de WIP para todos perfis da bacia, exceto para perfil B2, com linha de média de valor WIP para toda bacia	103
Figura 89	Concentrações médias e valores mínimos e máximos nas sub-bacias do rio Pedras e do rio Turvo.	106
Figura 90	Concentrações médias dos elementos analisados para cada ponto.	109

Lista de tabelas

Tabela 1	Litologias presentes na bacia do rio Turvo.	9
Tabela 2	Taxas de intemperismo.	16
Tabela 3	Classificação de perfis de intemperismo segundo a International Society for Rock Mechanics.	20
Tabela 4	Perfil de intemperismo de gnaiss segundo Dobereiner & Porto (1990 <i>apud</i> Barroso, 1993).	21
Tabela 5	Distribuição de perfis de intemperismo por litologia	25
Tabela 6	Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Anfibolitos e rochas calcissilicáticas.	42
Tabela 7	Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Granada-biotita granito porfiróide foliado.	43
Tabela 8	Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Ortognaiss bandado.	46
Tabela 9	Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Ortogranulito.	47
Tabela 10	Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Quartizito.	48
Tabela 11	Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado.	50
Tabela 12	Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Biotita gnaiss bandado.	52
Tabela 13	Concentração dos elementos químicos analisados em fevereiro de 2011 (mg/l).	104
Tabela 14	Concentração dos elementos químicos analisados em outubro de 2011 (mg/l).	105
Tabela 15	Concentração dos elementos químicos analisados em fevereiro de 2012 (mg/l).	105
Tabela 16	Reações de hidrólise de silicatos (Faust & Aly, 1981).	107
Tabela 17	Porcentagem de quartzo, ortoclásio e plagioclásio nos minerais leves da fração areia e razão quartzo/feldspato.	121
Tabela 18	Porcentagem de quartzo, ortoclásio e plagioclásio nos minerais leves da fração areia e razão quartzo/feldspato no Biotita gnaiss bandado na sub-bacia do rio Turvo e na sub-bacia do rio Pedras.	123
Tabela 19	Análise química dos perfis A1 e A3. Litologia: Anfibolitos e rochas calcissilicáticas. Sd = sem dados.	124
Tabela 20	Análise química dos perfis OR4 e OR5. Litologia: Ortogranulito. Sd = sem dados.	124
Tabela 21	Análise química dos perfis Q4 e Q6. Litologia: Quartizito.	125
Tabela 22	Análise química dos perfis S2 e S6. Litologia: Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado. Sd = sem dados.	125
Tabela 23	Análise química dos perfis G1, G4 e G5. Litologia: Granada-biotita granito porfiróide foliado. Sd = sem dados.	126
Tabela 24	Análise química dos perfis O1, O2 e O4. Litologia: Ortognaiss bandado. Sd = sem dados.	127
Tabela 25	Análise química dos perfis B1 e B2 na bacia do rio Turvo; B3 e B4 na sub-bacia do rio Pedras. Litologia: Biotita gnaiss bandado. Sd = sem dados.	128

Sumário

	Resumo	iii
	Abstract	iv
	Lista de figuras	v
	Lista de tabelas	vii
1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Objetivos	5
1.2	Localização e acessos	5
1.3	Contextualização geomorfológica e pedológica da bacia do rio Turvo	6
1.4	Aspectos da geologia regional	7
2	REVISÃO TEÓRICA	10
2.1	Intemperismo	10
2.1.1	Intemperismo químico	12
2.1.1.1	Depressões fechadas	13
2.1.2	Intemperismo físico	15
2.1.3	Condicionantes dos processos de intemperismo	15
2.1.4	Formação do solo	16
2.1.5	Morfologia dos perfis de intemperismo	18
2.1.6	Taxas de intemperismo	21
2.1.7	Desenvolvimento dos perfis de intemperismo e sua relação com a evolução do relevo	23
3	MATERIAIS E MÉTODOS	25
3.1	Perfil de intemperismo – amostragem	25
3.2	Coleta de rochas	26
3.3	Análise textural	28
3.4	Cor	28
3.5	Análise química da rocha e do solo	28
3.5.1	Condições Analíticas Quantitativas (amostras de rocha)	29
3.5.2	Condições Analíticas Semi-quantitativas (amostras de solo)	29
3.6	Índices químicos de intemperismo	30
3.7	Mineralogia da Fração Areia	31
3.7.1	Método de líquido denso	31
3.7.2	Método de coloração de feldspatos	33
3.8	Mineralogia das rochas	35
3.9	Coleta de água	35
3.10	Análise química das águas superficiais	36
3.11	Análise estatística	38
3.11.1	Teste “T”	38
3.11.2	Teste “F”	38
4	MINERALOGIA DAS ROCHAS	39
5	PERFIS DE INTEMPERISMO	42
5.1	Análise granulométrica	42
5.2	Mineralogia da fração areia	55
5.2.1	Razão quartzo/feldspato	55
5.3	Análise química	66
5.3.1	Índices químicos de intemperismo	94
6	GEOQUÍMICA DA ÁGUA	104
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	110
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	112
	APÊNDICES	120

1. INTRODUÇÃO

Durante o século XX, duas escolas de pensamento geomorfológico prevaleceram no Brasil. Uma dessas escolas foi liderada por L. King (KING, 1956) o qual, inspirado nas idéias preconizadas por Penck (1953), propunha um modelo evolutivo a partir da (re)ativação tectônica, intercalada por períodos de recuo paralelo das encostas para formar extensas superfícies de erosão. Em estudos no Brasil, mais especificamente na região sudeste, identificou algumas destas superfícies, destacando-se as superfícies Sul-Americana (que corresponderia às serras da Mantiqueira e do Mar); a superfície Velhas (corresponderia ao perfil dos topos de colinas) e a mais recente, superfície Paraguaçu corresponderia aos atuais fundos de vales principais.

A outra escola, igualmente consolidada na literatura internacional e nacional, foi liderada J.J. Bigarella na qual o modelo evolutivo dominante seria governado pela alternância de períodos climáticos úmidos e secos (BIGARELLA *et al*, 1965). Segundo esses autores, as mudanças climáticas induziriam uma alternância nos ciclos de incisão dos canais e de recuo das encostas, em áreas de relativa estabilidade crustal. Nos períodos úmidos prevaleceria a incisão dos canais e a estabilidade das encostas aonde a vegetação mais densa propiciaria uma reduzida ação erosiva superficial. Já nos períodos secos, a rarefação de vegetação promoveria uma intensificação da erosão superficial favorecendo o recuo paralelo das encostas.

No final dos anos 70 e início dos anos 80, entretanto, estudos morfoestratigráficos liderados por M.R.M.de Meis questionaram a preponderância do clima como indutor da evolução de encostas e fundamentaram que o principal indutor de um modelo cíclico e descontínuo no tempo e no espaço da evolução de encostas seria governado por mudanças paleo-hidrológicas (MEIS e MONTEIRO, 1979; MEIS e MOURA,1984). Mais tarde, nos anos 90, A.L.Coelho Netto e colaboradores buscaram explicar o modelo proposto acima a partir do reconhecimento e compreensão dos processos geomorfológicos e suas implicações na produção e evolução do modelado superficial. Estes estudos foram conduzidos no médio vale do Paraíba do Sul, concentrando-se, por mais de 20 anos, na bacia do rio Bananal (518 km²).

Desde 1982 o médio vale do rio Paraíba do Sul constituiu-se num laboratório de pesquisas de longa duração do GEOHECO-UFRJ, aonde se busca reconhecer e explicar os processos geocológicos, hidrológicos e geomorfológicos que governam

as transformações do sistema de paisagem nesta região. Os problemas centrais focalizam a erosão e suas implicações com o desenvolvimento das redes de canais e recuo de encostas no contexto evolutivo das bacias de drenagem. A bacia do rio Bananal constituiu-se numa área-piloto e, portanto, de referência para os estudos conduzidos em outras bacias tributárias do médio vale, escolhidas, principalmente, em função de variações morfológicas de superfície. Dentre as seis bacias em estudo, três drenam o reverso da escarpa Atlântica da Serra do Mar (bacias dos rios Bananal, Barreiro de Baixo e Sesmarias); as demais drenam as escarpas da serra da Mantiqueira, incluindo as bacias do rio Turvo, Flores e Santana (figura 1).

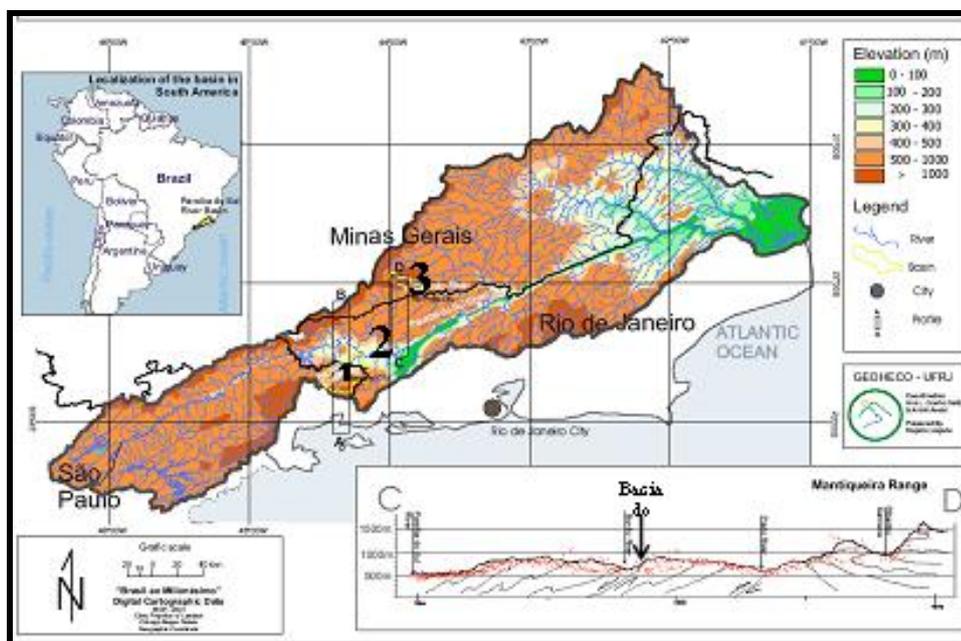


Figura 1 - Localização das áreas-laboratórios de campo do GEOHECO-UFRJ: 1- Bacias dos rios Bananal, São José do Barreiro e Sesmarias; 2- Bacias dos rios Turvo e Flores; 3- Bacia do rio Santana. Perfil C-D: varredura das cotas de topo e traçado aproximado da cota média dos topos, com esboço das estruturas geológicas dominantes (COELHO NETTO e AVELAR, 2006).

Vale ressaltar que as bacias estudadas, embora apresentem similaridades no conjunto de seus aspectos históricos e paisagísticos, operam os processos internos, hidrológicos e erosivos, de modo desigual, ou seja, funcionalmente não são iguais. As pesquisas indicam uma variabilidade espacial, intra e entre as bacias estudadas, especialmente na magnitude dos processos de denudação física e química, como sintetizado por Coelho Netto (1999, 2003) e Coelho Netto e Avelar (2006).

No domínio de colinas, as bacias estudadas na vertente direita do vale do rio Paraíba (1- bacias dos rios Bananal, São José do Barreiro e Sesmarias) seguem o modelo funcional e evolutivo desenvolvido na bacia do rio Bananal e proposto por Coelho Netto (1999). Este modelo confirma o padrão evolutivo descontínuo no

tempo e no espaço proposto anteriormente por Meis e Monteiro (1978) e Meis e Moura (1984) e propõe a explicação em bases físicas desta evolução. As pesquisas ressaltam o importante papel da rede de fluxos d'água subterrâneos na formação e crescimento da rede de canais (tipo voçorocas) e sua forte interação com o recuo das encostas e dos divisores de águas. Destacam ainda o papel das heranças tectônicas particularmente associadas ao fraturamento subvertical das rochas, através do qual exfiltram os fluxos d'água artesianos que conduzem os voçorocamentos nas cabeceiras de drenagem.

Entretanto, nas bacias dos rios Turvo e Flores (2), que drenam o mesmo domínio de colinas rebaixadas na vertente esquerda do rio Paraíba do Sul e deságuam próximos ao rio Bananal, não se percebe evidências de voçorocamentos associados à exfiltração de fluxos artesianos em fraturas, embora estas feições estruturais estejam presentes nas rochas e nos saprolitos. Há indícios de que os fluxos artesianos não ocorram ao longo das fraturas devido aos baixos gradientes topográficos e hidráulicos destas bacias, o que as diferencia da bacia do rio Bananal aonde este gradiente é bem mais elevado.

Vale ressaltar, por outro lado, que na bacia do rio Turvo observa-se uma nítida variação espacial das formas erosivas na zona de cabeceiras de drenagem: enquanto numa grande extensão da bacia sobressaem formas de denudação química, associadas às depressões fechadas (figura 2), na principal sub-bacia do rio Pedras (132 km²), estas depressões fechadas tornam-se pouco frequentes, restringindo-se às áreas próximas do interflúvio com o rio Turvo (XAVIER, 2011). Por outro lado, evidencia-se claramente o encaixamento do canal do rio das Pedras, assim como de seus tributários principais, nas estruturas de falhas descritas por Valeriano e Heilbron (1993), assim como a ocorrência de espessos pacotes de sedimentação fluvial (XAVIER, 2011), apontando maior expressividade da denudação mecânica.

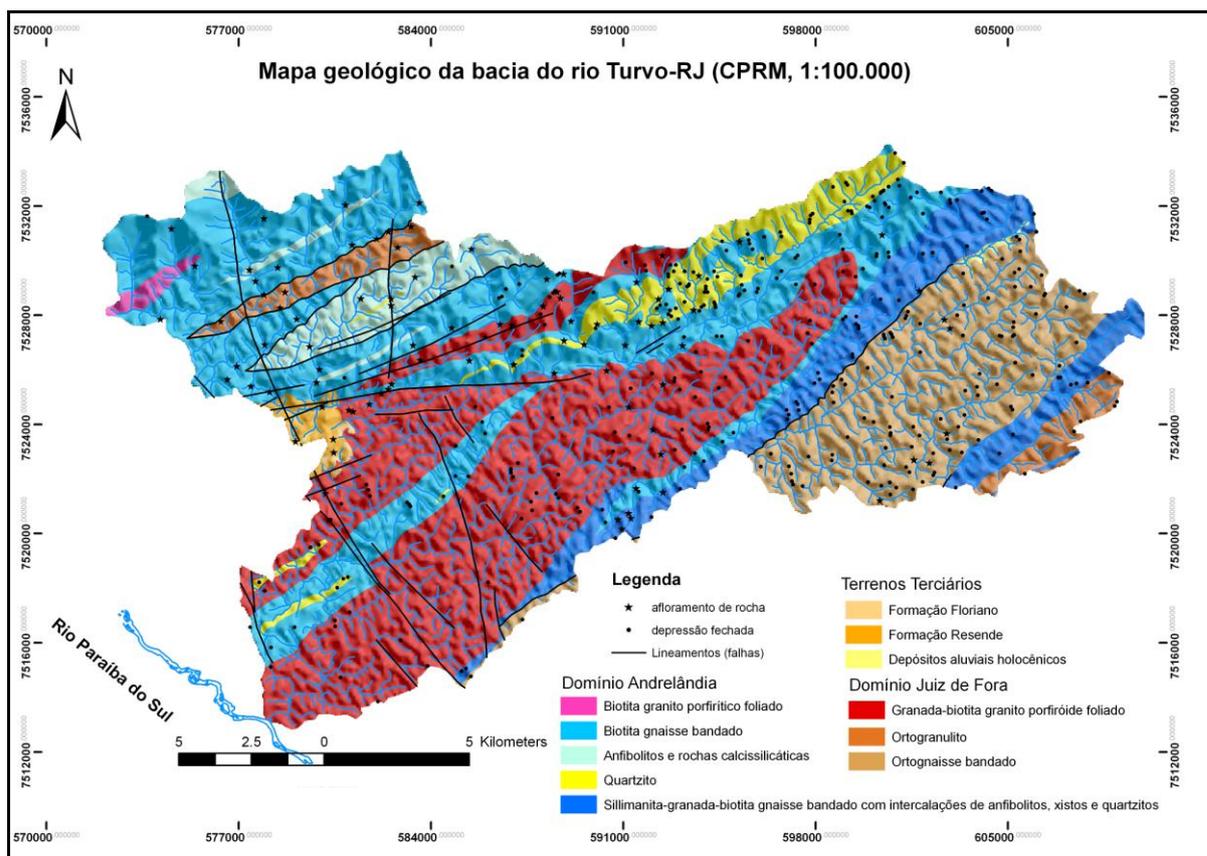


Figura 2 – Mapa geológico da bacia do rio Turvo. Pontos pretos – depressões fechadas (tipo dolinas) (XAVIER, 2011).

Frente ao exposto acima, percebe-se que além das variações operacionais internas observadas entre as bacias dos rios Bananal e Turvo, o próprio rio Turvo apresenta variações internas quanto a magnitude dos processos de denudação mecânica e química. Considerando que as condições climáticas não variam muito sobre a área da bacia em foco, questiona-se: quais seriam os principais fatores condicionantes desta variação interna da natureza e magnitude dos processos geomorfológicos na bacia do rio Turvo? Estas variações espaciais de natureza morfológica e sedimentar refletiriam variações litológicas ou estruturais do substrato geológico, ou de outros condicionantes?

Tendo em vista a importância de subsidiar o melhor entendimento dos processos geomorfológicos e da evolução da bacia do rio Turvo, busca-se ampliar o conhecimento sobre as variações intrínsecas dos perfis de intemperismo da bacia do rio Turvo.

1.1 Objetivos

Contribuir para o entendimento da distribuição espacial dos diferentes graus de intemperismo na bacia do rio Turvo, como subsídio ao melhor entendimento da evolução geomorfológica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul.

- Reconhecer as características físico-químicas e mineralógicas dos materiais de rochas e solos na sub-bacia do rio Pedras e na sub-bacia do rio Turvo;
- Identificar a variação espacial dos perfis de intemperismo na bacia do rio Turvo e avaliar sua relação com a litologia;
- Identificar as variações quantitativas dos diferentes tipos de elementos químicos medidos;
- Fazer uma caracterização geoquímica das águas superficiais da bacia do rio Turvo;
- Identificar a variação espacial da geoquímica das águas superficiais;
- Quantificar as perdas geoquímicas através das análises químicas da rocha, do solo e da água.

1.2 Localização e acessos

A área de estudo (bacia do rio Turvo) situa-se no estado do Rio de Janeiro, abrangendo parte dos municípios de Quatis, Volta Redonda, Barra do Piraí e Valença (figura 3). Seu acesso pode ser feito através da Via Dutra BR-116, com entrada nas estradas estaduais: RJ-143, RJ-153 e RJ-159.

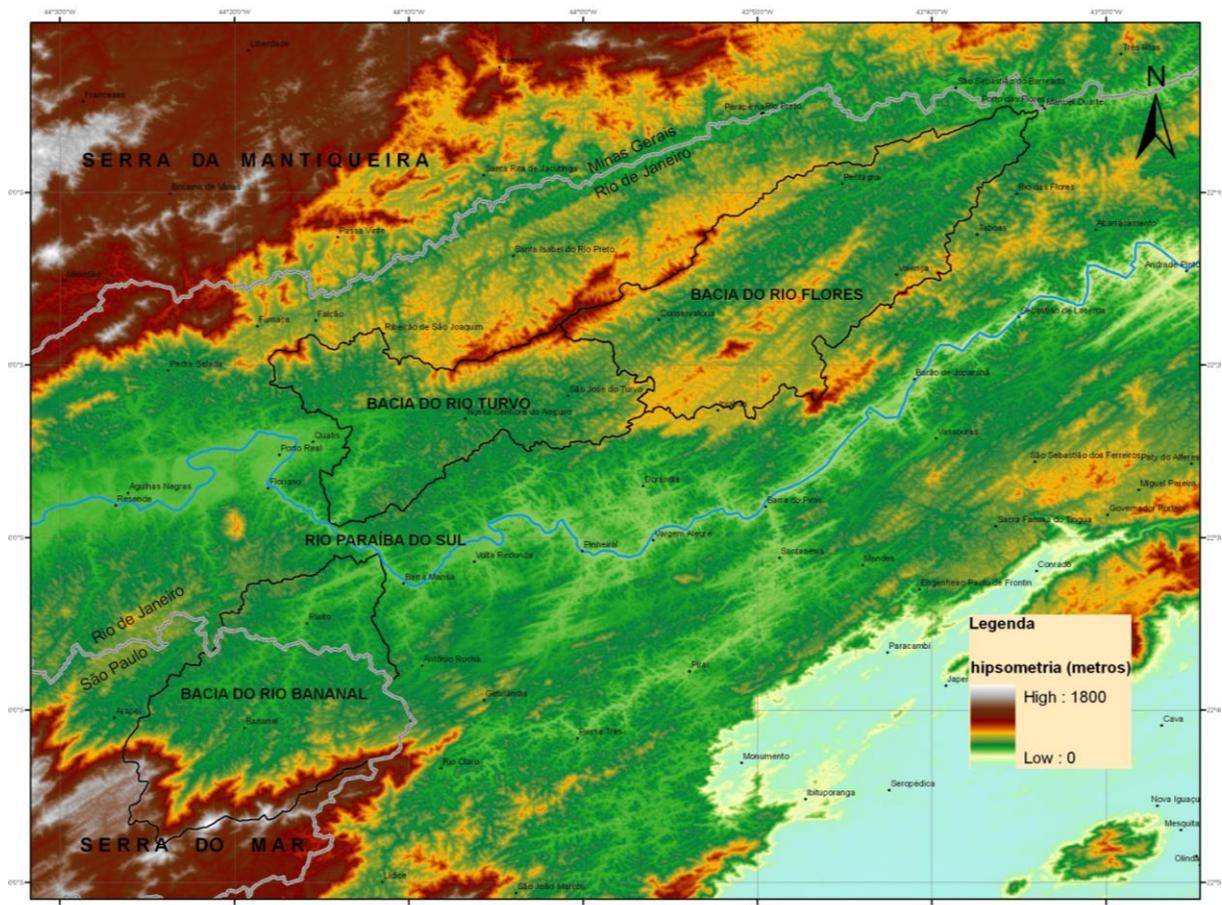


Figura 3 – Localização da bacia do rio Turvo. Fonte: Xavier, 2011.

1.3 Contextualização geomorfológica e pedológica da bacia do rio Turvo

A bacia do rio Turvo possui uma área de cerca de 410 km², que segundo Xavier & Coelho Netto (2008) apresenta dois compartimentos geomorfológicos distintos: (a) compartimento colinoso – predominância na maior parte da bacia, situado entre 400 e 600 metros de altitude, apresentando formas convexo-côncavas bastante afeiçoadas e fundos de vales largos com presença de níveis de terraços pouco espessos; e (b) compartimento caracterizado por uma escarpa de falha com desnivelamento de até 800 metros, com rede de drenagem fortemente influenciada pelas estruturas geológicas.

Xavier (2011) constatou que as bacias com maiores desnivelamentos são as que se encontram nos compartimentos mais elevados, acima de 400 metros. O autor também aponta que o Índice de Eficiência de Drenagem (IED) também é maior nas áreas mais íngremes, a saber: bacias de 2^a ordem localizadas nos divisores dos rios principais do rio Pedras e escarpa de falha situada na margem direita da bacia do rio Turvo.

Segundo Xavier (2011), as chuvas na bacia estudada mostraram-se mal distribuídas ao longo do ano, variando de 700mm a 2600mm anuais, apresentando o verão mais chuvoso, com cerca de 50% da chuva anual, o que é característico do clima tropical úmido.

Xavier (2011) ainda aponta a presença de 3 tipos de solos com base no mapa de solos do Estado do Rio de Janeiro, na escala 1:250.000, feito pelo CPRM: latossolos, cambissolos e argissolos. Segundo o autor, os cambissolos são encontrados principalmente no compartimento da escarpa de falha e bem no alto curso, na porção noroeste da sub-bacia do rio das Pedras. Os argissolos são encontrados principalmente no baixo curso da sub-bacia do rio das Pedras e no baixo curso do rio Turvo. E os latossolos ocorrem na maior parte da bacia do rio Turvo.

1.4 Aspectos da geologia regional

A área de estudo está inserida no contexto do segmento central do Orógeno Ribeira, que integra o conjunto de orógenos neoproterozóico-cambrianos da Província Mantiqueira. Segundo CPRM (2007), o Orógeno Ribeira, apresenta *trend* estrutural NE-SW e resulta da colisão entre o Craton do São Francisco com outras placas a sudeste e com a porção sudoeste do Craton do Congo, tendo esta etapa de colisão continental resultado num empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste. O Orógeno Ribeira foi subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos denominados: Ocidental, Paraíba do Sul, Embú, Oriental e Cabo Frio. Mais especificamente, o Terreno Ocidental é subdividido em três domínios estruturais: Domínio Andrelândia, Klippe de Carvalhos e Domínio Juiz de Fora (figuras 4 e 5).

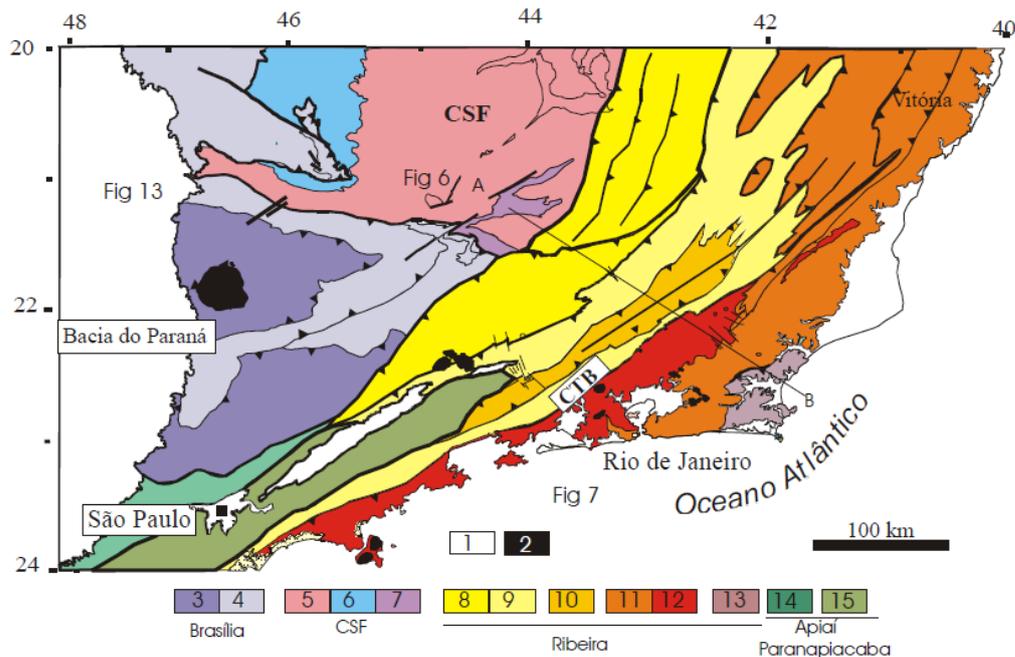


Figura 4 - Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira. Fonte: CPRM (2007).
 Legenda. 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3- Nappes Inferiores; 4- Nappes Superiores; 5- Embasamento do CSF e domínio autóctone; 6- Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental; 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14- Terrenos São Roque e Açunguá; 15- Terreno Embu.

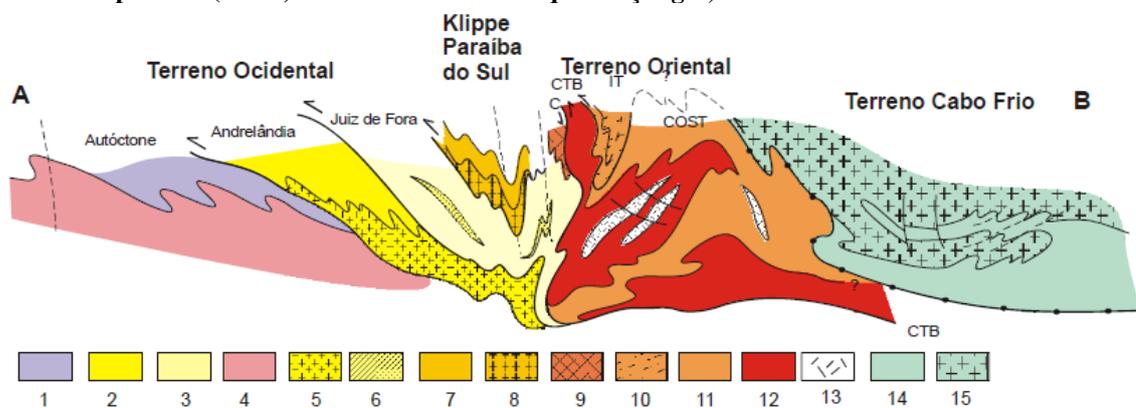


Figura 5- Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais. Fonte: CPRM (2007).
 Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 4 a 6- Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7- Grupo Paraíba do Sul; 8- Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9- Sequência Cambuci; 10- Sequência Italva; 11- Sequência Costeiro; 12- arco magmático Rio Negro; 13- Granitos colisionais; 14- Sequências Búzios e Palmital; 15- Complexo Região dos Lagos.

Na bacia do rio Turvo há a presença da Megassequência Andrelândia, associação metassedimentar dos Domínios Andrelândia, Juiz de Fora e da Klippe de Carvalhos. As associações litológicas presentes na área da bacia são: (a) biotita gnaisses bandados com intercalação de quartzitos, granada gnaiss, anfíbolitos e

rochas meta-ultramáficas e; (b) granada-biotita gnaisses e xistos bandados, com variações metamórficas para K-feldspato cianita gnaisses, com muitas intercalações de gonditos, rochas calcissilicáticas, anfibolitos, biotita gnaiss e quartzitos.

O Complexo Juiz de Fora apresenta ortogranulitos de composições variadas, os quais ocorrem ao longo de escamas tectônicas separadas por zonas de cisalhamento, que são caracterizadas pela interdigitação das rochas deste Complexo com lascas de rochas metassedimentares correlatas à Megassequência Andrelândia (CPRM, 2007). No interior dessas escamas, os ortogranulitos exibem cores esverdeadas, texturas granoblásticas e paragêneses indicativas de condições metamórficas da facies granulito. Dentro da bacia do rio Turvo, com base no mapa litológico da CPRM, folhas Santa Rita do Jacutinga e Barra do Piraí, as litologias mais relacionadas ao Complexo Juiz de Fora são: biotita gnaiss bandado, granada-biotita granito porfiróide foliado e ortognaiss bandado, representando mais de 75% da área da bacia (tabela 1).

Tabela 1 – Litologias presentes na bacia do rio Turvo. Mapa base: CPRM, 2007.

Litologia	Área (km ²)	Área (%)
Depósitos Aluviais Holocênicos	0.92	0.22
Biotita Gnaiss Bandado	116.16	28.22
Ortogranulito	13.58	3.30
Ortognaiss Bandado	64.21	15.60
Formação Floriano	0.64	0.15
Formação Resende	4.19	1.02
Granada-biotita granito porfiróide foliado	131.70	32.00
Biotita granito porfirítico foliado	2.23	0.54
Anfibolitos e rochas calcissilicáticas	19.79	4.81
Quartzito	20.71	5.03
Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado	37.41	9.09
Área total	411.54	100

Segundo Xavier & Coelho Netto (2008), as estruturas geológicas parecem influenciar de forma significativa no desenvolvimento do relevo da bacia do rio Turvo, pois a homogeneidade do substrato geológico e a forte presença de lineamentos estruturais sentido norte-sul, contribuíram sobremaneira para o recuo da escarpa de falha pela rede de drenagem do rio Pedras.

2. REVISÃO TEÓRICA

2.1 Intemperismo

Intemperismo é o conjunto de processos químicos e físicos que levam a quebra e alteração das rochas (OLLIER, 1984). O intemperismo pode ser dividido em físico, químico ou biológico, todavia, na natureza estes processos podem ocorrer separadamente ou conjuntamente, podendo ocorrer também simultaneamente com os processos pedogenéticos.

Os processos intempéricos ocorrem por exposição das rochas na superfície da Terra a condições ambientais diferentes daquelas aonde foram formadas. Para tanto, é necessária a ocorrência de ajustes termodinâmicos a estas novas condições, o que favorecerá a formação de novos minerais mais estáveis nestas condições (OLLIER, 1984).

As alterações sofridas pela rocha serão condicionadas por vários fatores, entre eles, (i) climáticos: temperatura e precipitação; (ii) bióticos: cobertura vegetal; (iii) geológicos: tipo de rocha, textura da rocha, grau de fraturamento do material de origem, alteração hidrotermal; (iv) cronológicos: mudanças climáticas e mudanças tectônicas; e (v) geomorfológicos: a sua localização em um dado perfil de intemperismo, a estabilidade da superfície, e a idade da superfície (FANIRAN e JEJE, 1983).

As primeiras mudanças ocorridas na rocha parental ocorrem na interface mineral-solução. Todavia, além da presença da solução, outro fator de grande importância é a composição desta solução. A maior parte da solução percolante será proveniente da água da chuva, a qual apresente um valor de pH ao redor de 6. Porém, em zonas urbanas ou industriais, o pH da chuva pode ser mais ácido devido a incorporação de poluentes como SO_2 e NO_2 . As características de pH e Eh também modificam a interação da solução com a rocha, implicando na velocidade de lixiviação.

Como foi dito anteriormente, os diferentes minerais apresentam diversas alterabilidades, cuja velocidade está relacionada a sua resistência ao intemperismo. Segundo Barroso (1993), esta resistência é baseada em fatores como: (a) composição química – os íons e moléculas possuem diferentes solubilidades para um dado sistema físico-químico; (b) estrutura cristalina – em minerais diferentes, porém com mesma composição química, os mais resistentes são aqueles que possuem arranjo cristalino mais compacto, portanto os mais densos; (c) tamanho do cristal – grãos de menor tamanho tendem a se alterar em taxas mais elevadas, pois

possuem uma superfície específica maior para o ataque de soluções percolantes; (d) hábito cristalino – cristais com hábito em placas e/ou com boa clivagem são mais alteráveis; e (e) presença de defeitos – cristais cujo retículo cristalino seja geometricamente perfeito são mais resistentes, pois a presença de defeitos induz a um enfraquecimento das ligações entre os átomos. Esta variação de resistência (figura 6) é um fato que já é bem conhecido desde o trabalho de Goldich (1938). Todavia, apesar da qualidade do trabalho de Goldich (1938), que permanece válido nos dias atuais, com o aprofundamento das pesquisas, a séria proposta foi refinada pelo estabelecimento da ordem do intemperismo diferencial dos feldspatos e de outras sérias minerais.

Estabilidade de alguns minerais comuns em comparação com as séries reaccionais de Bowen		
ESTABILIDADE DOS MINERAIS	VELOCIDADE DE ALTERAÇÃO	SÉRIES REACCIÓNIS DE BOWEN
Mais estável Óxidos de ferro (hematite) Hidróxidos de alumínio (gibbsite) Quartzo Minerais de argila Moscovite Feldspato potássico (ortoclase) Biotite Feldspato sódico (albite) Anfíbolos Piroxena Feldspato cálcico (anortite) Olivina Calcite Halite Menos estável	Mais lento  Mais rápido	Último a cristalizar Último a meteorizar Quartzo Moscovite Ortoclase Biotite Anfíbola Minerais máficos ¹ Piroxena Olivina Plagioclases ² Albite Anortite 1 Série descontínua 2 Série contínua Primeiro a cristalizar Primeiro a meteorizar

Figura 6 - Séries de Goldish que estabelecem a estabilidade relativa de alguns minerais comuns em comparação com as séries reaccionais de Bowen. Fonte: http://geodinamica.no.sapo.pt/html/pagesgex/imagensmeteorosao/image2_7.htm - adaptado de Press, F. & Siever, R. (1997).

Lasaga (1984 *apud* POLIVANOV, 1998) aponta ainda dois aspectos importantes do intemperismo diferencial: (a) a temperatura; e (b) a superfície do mineral, pois quanto maior a superfície, maior será a velocidade da reação.

Neste sentido Barroso (1993) adverte que as séries criadas são generalizações amplas, e que nos perfis podem ser encontradas diversas exceções, já que o tipo de rocha e as condições físico-químicas do sistema podem ser muito variáveis.

2.1.1 Intemperismo químico

2.1.1 Intemperismo químico

O intemperismo químico é a transformação química da rocha, cujo principal agente é a água, e apresentam como produtos os minerais secundários e os materiais dissolvidos que podem permanecer ou serem reprecipitados.

A atuação do intemperismo químico será governada pela estrutura cristalina e química dos minerais, assim como da natureza e organização dos elementos e das forças de ligação que os unem.

Durante o intemperismo químico ocorrem diversos processos químicos, que podem ocorrer isoladamente ou simultaneamente: (a) dissolução e hidrólise – ocorrem pela solubilização dos elementos que compõem os minerais, variando a intensidade conforme a quantidade de solução que passa em contato com os minerais; (b) hidratação – fixação de moléculas de água nos minerais; (c) carbonatação – processo de decomposição que resulta da ação do anidrido carbônico; (d) oxi-redução – decomposição química que envolve perda ou ganho de elétrons; e (e) quelação – retenção de íons dentro de uma estrutura de um composto químico com propriedade quelante.

Em função dos processos de intemperismo químico atuantes sobre um mineral parental pode ocorrer a formação de minerais de formas diferentes (NAHON, 1991): (a) transformação – produtos formados “in situ”, a partir de estruturas cristalinas não dissolvidas; ou (b) neoformação – produtos formados sobre condições de equilíbrio de íons liberados para soluções intempéricas, ou seja, se formam pela precipitação de íons dissolvidos nas soluções.

Pedro (1964, 1966) define três tipos predominantes de intemperismo: alitização, monossilização e bissilização. Os quais correspondem a diferentes estágios no qual o alumínio é um hidróxido de alumínio livre ou usado na neoformação de minerais com uma ou duas camadas de tetraedros de sílica (TARDY, 1969). Tardy em 1970 aponta e define cinco tipos diferentes de intemperismo:

(a) alitização – remoção completa dos íons básicos e da sílica, os quais estarão presentes nas soluções aquosas em proporções idênticas às existentes nas rochas parentais. Somente Al e Fe permanecem remanescentes como hidróxidos (gipsita e goethita);

- (b) monossilitização – remoção completa dos íons básicos, mas só parte de sílica é removida, a outra parte da sílica remanescente é recombinada com o alumínio, gerando caulinita (razão molar $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3=2$);
- (c) bissialitização – formação de filossilicatos em cujas camadas estruturais o número de folhas do tetraedro de silício é o dobro do número das folhas do octaedro de alumínio: vermiculitas, montmorilonitas e sericite (razão molar $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3>2$);
- (d) hemissialitização – intemperismo intermediário entre a alitização e a monossilitização, permitindo a formação de aluminossilicatos amorfos ou fracamente cristalinos (razão molar $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ próxima de 1); e
- (e) pseudomonossilitização – tipo de intemperismo que origina filossilicatos aluminosos. Mineralogicamente é considerado um tipo de bissialitização pela formação de minerais com o dobro de camadas de sílica, mas geoquimicamente é considerado um tipo de monossilitização, pois apresenta razão molar $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3=2$.

2.1.1.1 Depressões fechadas

Durante muito tempo as áreas tropicais úmidas foram vistas como ambientes favoráveis à ação dos processos de denudação química. A obra do geomorfólogo alemão J. Büdel fundamentou o modelo de denudação por erosão química (perda progressiva de íons através da água) nas regiões tropicais úmidas, denominando as superfícies rebaixadas de “etchplain”. As depressões fechadas (tipo dolinas) constituem uma forma característica dos processos de denudação química. Büdel (1982) ressalta que as áreas onde o manto de alteração é profundo ou onde ocorrem latossolos, as depressões fechadas resultam da intensidade do intemperismo e ação do lençol freático. Falhas e fraturas condicionam a velocidade da alteração das rochas e, ao mesmo tempo, isolam zonas com graus diferentes de alteração, como atestam os trabalhos de Xavier e Coelho Netto (2004) desenvolvidos na bacia do rio Bananal.

Gillijns *et. al.* (2005) citam uma vasta literatura sobre as diversas origens das depressões fechadas em várias partes do mundo, e dentre elas destacam-se: as depressões como sendo formadas por *piping erosion*; por processos cársticos (dolinas); por deflação de concavidades e, também, por atividades antropogênicas, como em áreas de pedreiras e mineração.

Essas formas têm sido freqüentemente descritas principalmente em áreas de relevo cárstico, onde a dissolução de rochas calcárias induziria a subsidência na superfície e/ou ocorrência de colapsos, formando as chamadas dolinas. Mais

recentemente, diversos estudos vêm apontando a ocorrência de depressões fechadas em diferentes litologias.

Na literatura, tem surgido um questionamento quanto a aplicação do termo carste para litologias não carbonáticas, predominando, ainda, o uso do termo pseudo-carste. Estas feições cársticas em formações rochosas compostas por rochas não carbonáticas, como é o caso de arenitos, quartzitos, granitos ou gnaisses compostos por alto percentual de minerais de sílica, evidencia a ação dos processos de denudação química, mas não exclui a existência de processos de denudação física. A literatura aponta que as condições climáticas favoráveis à ação dos processos químicos em rochas carbonáticas e não-carbonáticas são quentes e úmidos, ou seja, típicas das áreas tropicais ou equatoriais.

No Brasil, Filizola e Boulet (1996) estudaram a ocorrência de depressões fechadas em rochas sedimentares Terciárias e Quaternárias na bacia de Taubaté, município de Caçapava (SP). Os autores destacam que a subsidência geoquímica seria o mecanismo principal na origem dessas formas e que sua distribuição estaria relacionada aos lineamentos estruturais que favorecem a percolação vertical de água através do sistema de falhas, principalmente nas interseções dos falhamentos. Dessa forma, a abundância das depressões fechadas e das cabeceiras de drenagem em forma de anfiteatro no Vale do Rio Paraíba do Sul, poderiam estar associadas à lixiviação em fraturamentos.

Castro e Coelho Netto (2002) estudaram uma rara depressão fechada remanescente no alto vale do rio Bananal, desenvolvida em substrato rochoso dominado por biotita-gnaiss. As autoras sugerem que a percolação no fraturamento subvertical teria favorecido a evolução da depressão por subsidência geoquímica, promovendo o rebaixamento do latossolo pré-existente e sua subsequente transformação por hidromorfia, testemunhando a evolução para argissolo e gleissolo mais recente e correlativa a evolução da depressão.

Coelho Netto (2003) ressalta que embora a depressão fechada em topo seja rara na bacia do rio Bananal, ela se associa com outras formas de vales suspensos observadas junto aos divisores, assim como a outros vales ajustados topograficamente aos fundos de vales principais. Coelho Netto (2003) reconhece as depressões fechadas como *proto-vales* cuja evolução foi interrompida possivelmente por mudanças locais do regime hidrológico ou rebaixamento do nível freático regional, o que teria promovido sua estabilização. Ou seja, num determinado estágio da evolução das depressões fechadas ocorreria a abertura por ação dos

processos de denudação física (ou mecânicos), os quais possibilitariam a abertura das depressões para originar os vales suspensos, os quais tenderiam ao rebaixamento para ajuste de declive com rede de canais que drenam os vales principais.

Xavier e Coelho Netto (2008) observaram a presença de inúmeras depressões fechadas (tipo dolinas) na bacia dos rios Turvo e Flores. Estas depressões são encontradas em áreas sob diferentes litologias incluindo quartzitos, gnaisses e granitóides, indicando grande importância dos processos de denudação geoquímica na paisagem desta bacia.

2.1.2 Intemperismo físico

O intemperismo físico é a desagregação mecânica da rocha, acarretando na fragmentação das rochas e de seus constituintes minerais, sem alteração química. Neste processo, as rochas se tornam incoerentes, aumentando sua superfície específica e por conseqüência a área para ataque do intemperismo químico. Dentre os principais agentes deste intemperismo estão: a ação térmica da radiação solar, a ação mecânica da água e dos ventos, o alívio de tensões, a cristalização de sais, e a ação mecânica dos seres vivos.

Segundo Birkeland (1974), os processos de intemperismo físico mais comuns são aqueles associados à remoção de material pela erosão. O descarregamento de tensões consiste no aspecto mais importante, pois atua favorecendo a abertura de fraturas e juntas, permitindo que outros processos operem.

2.1.3 Condicionantes dos processos de intemperismo

Diversos trabalhos buscam estimar taxas de intemperismo e sua implicação na denudação do relevo. Para tanto, utilizam-se, principalmente, estudos hidrogeoquímicos baseados na concentração de elementos químicos na água dos rios de uma bacia. Tardy (1969), através do estudo hidrogeoquímico das águas de bacias de drenagem, calculou taxas de intemperismo para vários tipos de rocha, a partir da análise da remoção de sílica por ano, por unidade de superfície (tabela 2). Para tanto, o autor reconhece que o principal fator de diferenciação de taxa de intemperismo em rochas similares são as condições climáticas, mais especificamente a precipitação média anual.

Tabela 2 – Taxas de intemperismo. Fonte: Tardy (1969 *apud* Nahon, 1991).

Tipo de rocha e localização	Média de chuva (mm)	Média de SiO ₂ contida na água (mg/l)	Número de anos necessários para transformação de 1 metro de rocha em caulinita.
Granito, Noruega	1250	3	85.000
Granito, leste da França	850	9,2	52.000
Granito, sul da França	680	11,5	41.000
Migmatito, sul da França	680	5,9	100.000
Migmatito, norte da Costa do Marfim	540	20	65.000
Amphibolito, sul da França	640	14	68.000
Basalto, Madagastar	1500	16	40.000
Biotita Gnaiss	2300	2,16	-
Gnaiss Facoidal		2,8	-
Granito		2,8	-
Parque Nacional da Tijuca, RJ		-	-
Biotita Gnaiss, São Paulo	1500	15	-

Todavia, Ollier e Pain (1996 *apud* XAVIER, 2004) advertem para um erro freqüente em se relacionar os regolitos somente com as condições climáticas atuais, já que evoluem num tempo geológico, podendo ter passado por diferentes climas, assim como expressa Le Pera *et al.* (2000) em seu trabalho no sul da Itália sobre perfis de intemperismo.

2.1.4 Formação do solo

Há várias definições para o termo solo. Todavia, para os geólogos, o solo é considerado como o produto de alteração das rochas na superfície terrestre. No início do estudo deste compartimento, Dokuchaev já reconhecia que o solo era função da inter-relação entre clima, organismos, relevo e material parental. Posteriormente, no início do século XX vários autores, incluindo Dokuchaev, passam a considerar estes 4 fatores como causas da formação dos solos e das suas diferentes propriedades. Logo, em 1941, Jenny prepara a equação de formação do solo, levando em conta também o tempo. Apesar de ser uma equação simples, sua resolução é complexa, pois além de cada fator individualmente, também ocorre interação entre os fatores, e diferentes interações geram distintos processos de formação e, conseqüentemente, solos diferentes. Butler (1959) e Hack e Goodlett (1960) trouxeram uma questão a esta equação ao colocarem que o desenvolvimento do solo e a erosão são periódicas, e são dirigidas por episódios de processos geomorfológicos, diferente de um processo contínuo, baseado no uniformitarismo que vigorava antes (BOCKHEIM *et al.*, 2005).

O tipo de material parental foi reconhecido nos primórdios da história da pedologia como importante fator para a formação do solo, principalmente na escala

regional, sendo fator de resistência na formação do solo, e podendo condicionar várias de suas características. Destaca-se no material parental a composição química e mineralógica, estrutura, textura, fraturas, porosidade, permeabilidade, xistosidade, decomposição diferencial segundo a granulometria e a resistência química e mecânica. Outra idéia presente desde o início desta ciência é a que coloca que o solo “amadurece” com o tempo, ou seja, o tempo é um dos fatores para a formação e evolução dos solos, sendo a característica mais visível de sua atuação a espessura do solo. Quando o material parental é exposto, a formação do solo é iniciada a partir de sua intemperização. O material parental ao se adaptar às novas condições se transforma, passando de solo raso, sem horizontes bem definidos, pouco desenvolvido como o neossolo, passando por solos intermediários como os cambissolos e chegando a um solo espesso, com horizontes bem definidos, bem desenvolvido como um argissolo

Já a topografia, estava inicialmente relacionada com o zoneamento vertical dos solos, ganhado mais importante somente com a criação do conceito de “catena”.

Entretanto, hoje é conhecida a importância do relevo na formação do solo, cuja influencia é facilmente vista pela diferença de coloração dos solos em distâncias relativamente pequenas, que são resultantes da diversidade da distribuição no terreno da água da chuva, da luz, do calor do sol e da erosão. Uma idéia muito importante neste entendimento é a relação entre intemperismo e erosão: onde a velocidade de erosão for maior que a do intemperismo, não ocorre o desenvolvimento do solo, ficando a rocha exposta; mas se ocorrer o oposto, serão desenvolvidos solos maduros e bastante profundos.

O conceito de catena foi desenvolvido por Milne (1934), o qual defende a idéia da inter-relação solo-paisagem, tendo uma conotação de processo-resposta, já que solos em uma catena diferem não apenas em morfologia, mas como resultado de erosão, transporte e deposição superficial de material, bem como lixiviação, translocação e deposição de constituintes químicos e partículas do solo. Segundo Hall (1984 *apud* FERNANDES, 1998), Milne usou o termo catena também como uma unidade de mapeamento, para descrever a repetição regular de solos em uma paisagem. Considerou dois tipos de catena: (i) onde o material parental seria uniforme, e as diferenças entre solos seriam resultantes de diferenças tanto na drenagem como no movimento lateral de materiais, superficial e/ou subsuperficial; (ii) com presença de mais de um tipo de material parental, que também influenciaria a gênese dos solos.

Todavia, para a formação da catena, que na literatura norte-americana ficou conhecida como toposequência, o material parental precisa sofrer modificações a partir dos seguintes processos: (i) perda de matéria pela lixiviação física e/ou química; (ii) adição de matéria, que pode ser gerada pela incorporação de matéria orgânica ao solo e/ou sedimentação ligeira; (iii) translocação de matéria, ou remobilização dentro do perfil por soluções ou pela fauna; (iv) transformação da matéria, pela ruptura da rede cristalina dos minerais primários, pela gênese dos minerais de argila, pela decomposição da matéria orgânica.

Assim, os principais processos de formação de solos são: (a) latossolização – perda de silício e de bases, concomitante com o enriquecimento relativo de oxihidróxidos de ferro e/ou alumínio; (b) podzolização – translocação de matéria orgânica e/ou oxihidróxidos de ferro e alumínio, e argila, do horizonte A para o horizonte B; (c) calcificação – translocação e acumulação de carbonato de cálcio de um horizonte para outro; (d) salinização - translocação e acumulação de sais solúveis de um horizonte para outro; e (e) gleização – redução de ferro sob condições de excesso de água.

2.1.5 Morfologia dos perfis de intemperismo

Polivanov (1998) e Barroso (1993) fazem uma vasta revisão da bibliografia sobre o tema. Todavia, a maioria dos estudos encontrados abordando o perfil de intemperismo enfoca características geotécnicas. Deere e Patton (1971 *apud* POLIVANOV, 1998) definem perfil de alteração como uma seqüência de camadas com diferentes propriedades físicas que desenvolveram-se “in situ” e que estão sobre rocha sã, podendo variar em função da litologia, estrutura, relevo, erosão, clima e hidrologia. Os autores propuseram uma divisão do perfil para rochas ígneas e metamórficas: (a) rocha sã – rocha não atingida pelo intemperismo, cujos minerais apresentam-se com brilho e sem sinais evidentes de alteração; (b) rocha alterada – camada onde os minerais exibem sinais de alteração, especialmente ao longo das juntas e falhas; (c) solo residual jovem – camada do solo constituída por minerais primários e secundários, que ainda guarda características herdadas da rocha original e pode conter alguns blocos rochosos na massa de solo; (d) solo maduro – constituído por minerais secundários e primários que resistiram ao intemperismo, de granulação variável dependendo do tipo de rocha de origem, trata-se geralmente de um solo homogêneo e com estrutura porosa; e (e) solo transportado – camada superior composta por areia e matéria orgânica (figura 7).

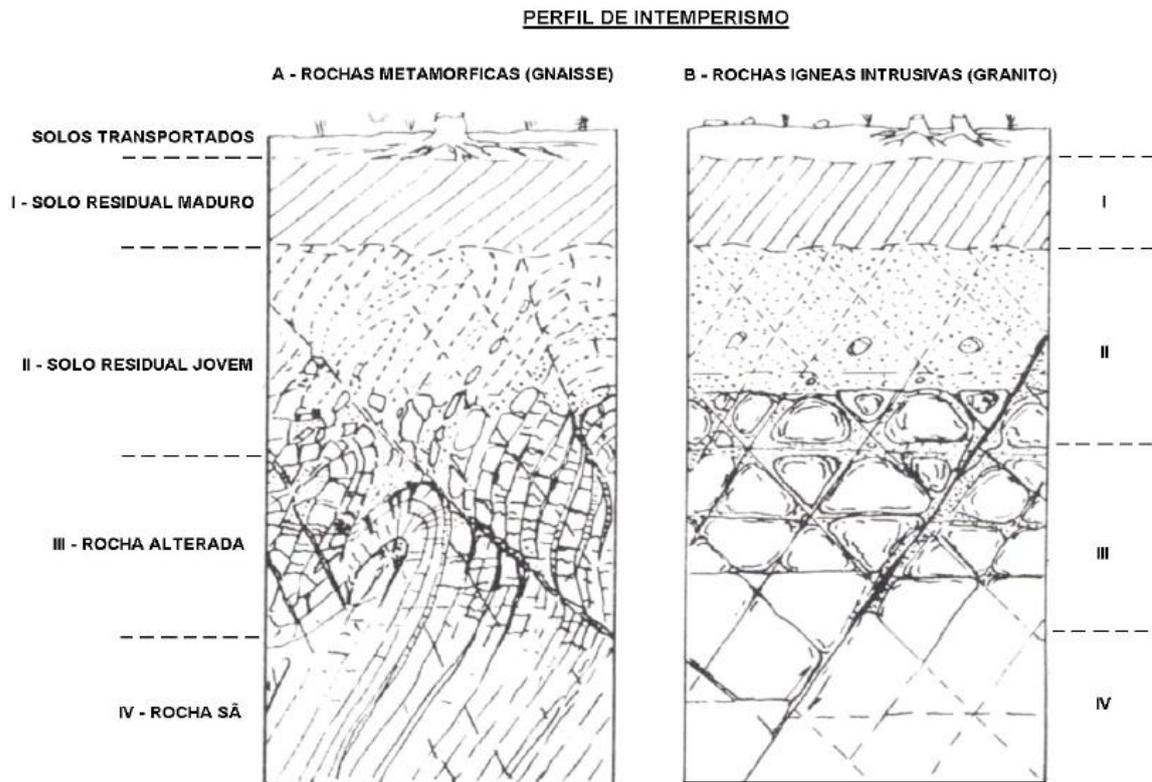


Figura 7 – Morfologia dos perfis de intemperismo em rochas metamórficas e em rochas intrusivas. Fonte: Deere e Patton (1971 *apud* Polivanov, 1998).

Sowers (1988 *apud* POLIVANOV, 1998) em seu trabalho sobre um perfil intempérico em gnaiss ainda comenta uma ressalva para a morfologia dos perfis, pois em rochas não homogêneas o intemperismo ocorre mais rapidamente em alguns estratos que em outros, o qual produz bandas de alteração em diferentes estágios.

Ollier (1984) chama de regolito todo o perfil de intemperismo, apresentando um olhar geomorfológico, pois considera a existência de material deposicional no perfil. Gerrard (1988) considera como frente de intemperismo a faixa existente entre a rocha sã e o material intemperizado.

Devido a um diversificado número de propostas de classificação das camadas dos perfis de intemperismo, os quais se baseavam principalmente na razão solo/rocha, na descoloração do material e na presença da estrutura original, em 1981 a International Society for Rock Mechanics propõe um esquema para classificação e descrição de maciços rochosos intemperizados (tabela 3 e figura 8).

Tabela 3 – Classificação de perfis de intemperismo segundo a International Society for Rock Mechanics.

Termo	Descrição	Classe
Sã	Nenhum sinal visível de alteração da matriz: talvez leve descoloração ao longo das discontinuidades principais.	I
Levemente intemperizado	Descoloração indica intemperismo da matriz da rocha e de superfícies de descontinuidade. Toda a matriz da rocha pode estar descolorida pelo intemperismo e pode estar mais branda externamente do que na sua condição sã.	II
Medianamente intemperizado	Menos da metade da matriz da rocha está decomposta e/ou desintegrada à condição de solo. Rocha sã ou descolorida está presente formando um arcabouço descontínuo ou formando núcleos de rocha.	III
Altamente intemperizado	Mais da metade da matriz da rocha está decomposta e/ou desintegrada à condição de solo. Rocha sã ou descolorida está presente formando um arcabouço descontínuo ou formando núcleos de rocha.	IV
Completamente intemperizado	Toda matriz da rocha está decomposta e/ou desintegrada à condição de solo. A estrutura original do maciço está em grande parte preservada.	V
Solo residual	Toda rocha está convertida em solo. A estrutura do maciço e da matriz da rocha está destruída. Há uma grande variação de volume, mas o solo não foi significativamente transportado.	VI

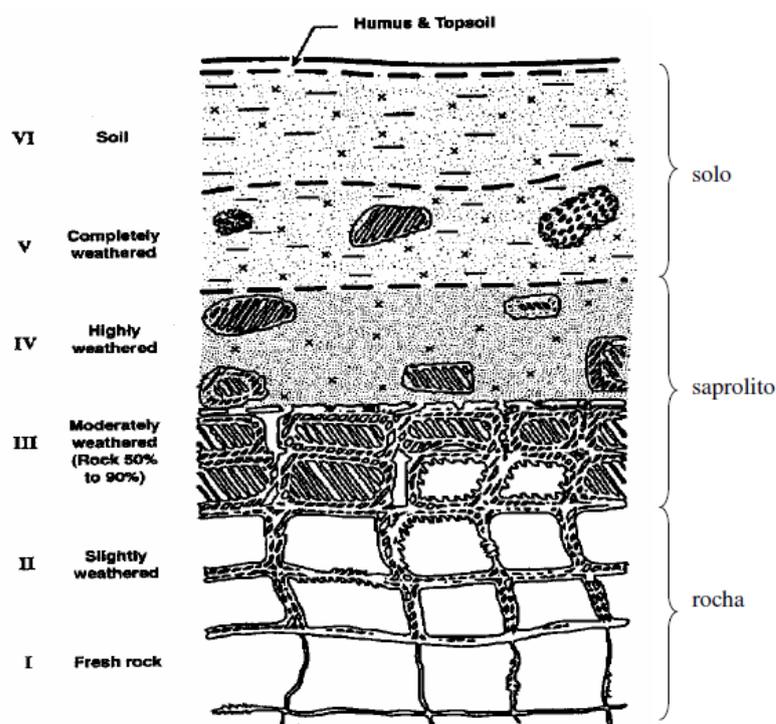


Figura 8 - Perfil de intemperismo típico de solo residual segundo Little (1969).

Após vasta revisão da literatura feita por Barroso (1993), ele considera que algumas questões de caráter litoestrutural ainda precisam ser mais estudadas: (a) desenvolvem-se blocos de rochas no interior de maciços rochosos gnáissicos intemperizados? (b) qual a relação entre a geologia estrutural e distribuição espacial dos diversos estágios de alteração intempérica nos maciços gnáissicos? Que feições estruturais são mais importantes? (c) como são as transições entre os diversos estágios de alteração no interior do maciço? (d) **morfologias significativamente**

distintas podem ser desenvolvidas entre gnaisses de composição química e mineralogia diversa, em outras palavras, qual a influência da matriz da rocha?

A respeito da evolução mineralógica e textural de um perfil de alteração, Dobereiner & Porto (1990 *apud* BARROSO, 1993), apresentam uma tabela da evolução de um perfil de gnaiss na região central do Brasil (tabela 4).

Tabela 4 – Perfil de intemperismo de gnaiss segundo Dobereiner & Porto (1990 *apud* Barroso, 1993).

Estágios de evolução	Mineralogia	Textura
Rocha sã	27% plagioclásio; 21% quartzo; 20% microclina; 10% muscovita; 7% biotita; 5% epidoto; 3% carbonato; 3% opacos;	-textura metamórfica original intacta; -contato entre grãos selados; -fissuras interiores aos grãos estão seladas;
Frente de intemperismo	-biotita altera-se quimicamente com oxidação e liberação do ferro; -desfoliação das micas e preenchimento da clivagem por hidróxido de ferro;	-início da abertura de fissuras interiores e entre grãos; -porosidade típica de fissuras; -textura metamórfica preservada;
Saprolito	-feldspatos e micas sofreram intensas reações químicas e expansões volumétricas; -neoformação de ilitas e caolinitas;	-macrotextura original presente; -porosidade superiores a 40%; -contato entre os grãos estão preenchidos por argilas recristalizadas e aleatoriamente orientadas;
Solo residual	-desaparecem as vermiculitas e as camadas mistas de ilita-vermiculita; -teores de caolinita aumentam continuamente enquanto os de ilita decrescem; -aparecimento de gibbsita, goethita e hematita.	-textura original está preservada de forma incipiente; -homogeneização é marcante, com grãos de quartzo dispersos em matriz argilosa e de hidróxido de ferro; -porosidade média de 40%, porém os poros são maiores devido atividade biogênica.

2.1.6 Taxas de intemperismo

Segundo Falcão (1984) e Souza Almeida (1987 *apud* IBAÑEZ, 2008) existem diversos índices para quantificar o avanço do intemperismo com base na comparação da condição inicial (rocha sã) e final (solo maduro): (a) índices físicos – baseados nas propriedades-índice da rocha, que vão mudando com o avanço do intemperismo, sendo os mais utilizados o índice de alteração, índice ultrassônico, a porosidade, peso específico, dureza e a resistência de ponta; (b) índices químicos – baseados nas relações molares entre diferentes elementos químicos presentes que evoluem com os processos de alteração; (c) índices petrográficos – formulados a partir do uso de técnicas de microscopia que permitem determinar a fábrica da rocha, os minerais primários e secundários presentes e as micro-fissuras; e (d) índices mecânicos – baseados nas propriedades mecânicas para diferentes estados de alteração, definindo índices em função do módulo de elasticidade, resistência à compressão simples e resistência ao cisalhamento.

Dentre os diversos índices criados para quantificar as taxas de intemperismo, Oliveira (2006) aponta que os índices químicos são mais precisos na obtenção do grau de alteração química.

Wambeke publica, em 1962, trabalho intitulado “Criteria for classifying tropical soils by age”, no qual aponta 3 indicadores da idade de solos tropicais: estrutura do solo, razão silte/argila e porcentagem de minerais intemperizáveis. Segundo o autor, razões silte/argila com valores acima de 1 indicam material mais novo, enquanto valores inferiores indicariam material mais velho (mais intemperizado) ao assumir que a fração silte é composta por minerais alteráveis e a fração argila de minerais secundários; logo, quanto maior a quantidade de argila, maior a quantidade de minerais já alterados. Wambeke (1962) também aponta o decréscimo da quantidade de minerais mais suscetíveis ao intemperismo com o aumento de sua idade, na fração leve; considerando solos jovens os que apresentam mais de 3% destes minerais no solo e mais de 15% na fração 0,5-0,250mm. Assim, o índice textural silte/argila também é utilizado como um indicador de estágio de intemperismo (WAMBEKE, 1962), quanto maiores que 1, maior a proporção de silte em relação a argila.

Ruhe propôs, em 1956, um índice mineralógico baseada na relação entre minerais resistentes (quartzo) e minerais menos resistentes (feldspatos). Esta razão tende a diminuir com a profundidade, indicando proporções mais próximas entre a quantidade de quartzo e de feldspatos. Quanto mais próxima a superfície, o material por ser mais intemperizado já perdeu os minerais menos resistentes (feldspatos), assim estas proporções tendem a aumentar. Mikesell *et al.* (2004) ao revisarem a literatura apontam que a razão Q/F tende a decrescer em perfis mais espessos, pois considera a depleção destes minerais, diferente de outras técnicas que trabalham com a modificação e intemperização dos minerais. Assim considera-o como mais lento e mais aplicável a solos e superfícies com moderado ou avançado estágio de intemperismo. Todavia, os trabalhos que utilizaram esta técnica assumem que o (i) intemperismo aumenta e os feldspatos continuam sendo perdidos com o tempo; e que (ii) esta relação é tão forte que nenhuma adição geraria alterações significativas nesta relação.

Xavier (2011) avaliou alguns índices de intemperismo (Ki, Kr, relação silte/argila, WIP e índice de Ruxton) no sentido da melhor aplicabilidade às condições ambientais da bacia do rio Turvo. Dentre os índices avaliados, o que apresentou resultado significativo segundo o autor foi o WIP ou índice de Parker,

proposto em 1970, o qual é baseado na proporção de alcalinos e alcalinos terrosos (sódio, potássio, magnésio e cálcio) presentes. Estes elementos são os mais móveis dos elementos maiores, e não há necessidade de assumir que a concentração dos sesquióxidos permaneça aproximadamente constante durante o intemperismo. Parker (1970) aplicou o WIP em rochas ácidas, intermediárias e básicas, obtendo bons resultados.

2.1.7 Desenvolvimento dos perfis de intemperismo e sua relação com a evolução do relevo

Segundo Ollier (1984), a denudação seria a soma dos processos de intemperismo e de transporte (erosão) que atuariam na esculturação das formas da paisagem. Gilbert (1877), já entendia que a esculturação da paisagem seria governada por processos naturais, os quais fragmentam e removem os materiais, que chamamos atualmente de intemperismo e erosão. Esse autor relaciona os dois processos citados, pois considera que é necessária a operação do intemperismo a fim de gerar material para a atuação da erosão. Ambos podem ocorrer simultaneamente e são inter-influenciáveis. Gilbert (1877) também apresentou os conceitos de limite de intemperismo e limite de transporte (erosão), sendo que o primeiro ocorre em situações nas quais o intemperismo é limitado por uma condição de declividade, por exemplo, limitando a ação erosiva devido a um limite da ação intempérica. Já o limite de transporte ocorreria em áreas de relevo suave, com a presença de um acúmulo de sedimentos, devido a diminuta erosão, o intemperismo seria impossibilitado de atuar, sendo o limite de intemperismo caracterizado pela presença de afloramentos rochosos e o limite de transporte por perfis de intemperismo/regolitos espessos.

Gilbert (1877) também propôs uma espessura ideal de mantos de intemperismo, a qual resultaria do equilíbrio das taxas de transporte e intemperismo. Ressaltou que 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 partir de todo este conhecimento anterior, Stallard (1988 *apud* XAVIER, 2004) 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.

Colman (1981 *apud* XAVIER, 2004) afirma que os processos de intemperismo ao longo do tempo indicam que a taxa de transformação intempérica diminui com o tempo, pois a formação de resíduos mais estáveis durante os processos de intemperismo, 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 a sua taxa de distribuição.

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. Ahnert (1987 *apud* XAVIER, 2004), com base nas premissas de Gilbert, elaborou um modelo matemático de simulação, na qual 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. Dessa maneira, as primeiras são denudadas mais lentamente, formando *inselbergs* causados pela diferenciação espacial dos processos exogenéticos. Desta forma, o domínio de montanhas, onde prevalece a exposição da rocha fresca, teria taxas de intemperismo químico mais lentas. Discordou das 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 seriam mais rapidamente denudadas que as áreas de colinas, pois possuem mais superfície exposta.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Perfil de intemperismo – amostragem

Foram feitos 22 perfis de intemperismo de 4 metros de profundidade em divisores de drenagem aplainados com auxílio do trado manual (figura 9 e 11). A escolha da localização topográfica destes perfis levou em consideração condições que possibilitassem o completo desenvolvimento de um perfil de solo a partir da rocha matriz, minimizando a possibilidade de contribuições externas. A distribuição destes perfis entre as 7 litologias mais representativas da bacia do rio Turvo foram feitas de acordo com a tabela 5. Destaca-se entre estas litologias a Biotita gnaisse bandado, que foi selecionada para comparação entre as sub-bacias do Turvo e do Pedras, visto que esta litologia é representativa em ambas. Em todos perfis foram coletadas amostras nas seguintes profundidades: 0,5m; 1m; 2m; 3m e 4m. Estas amostras foram ensacadas (para manter a umidade), identificadas e levadas ao laboratório para realização de análises físico-químicas e mineralógicas.

Tabela 5 – Distribuição de perfis de intemperismo por litologia.

Litologia	Área (km ²)	Área (%)	Perfis
Biotita Gnaisse Bandado	116.16	28.22	4
Ortogramulito	13.58	3.30	3
Ortognaisse Bandado	64.21	15.60	3
Granada-biotita granito porfíroide foliado	131.70	32.00	3
Anfibolitos e rochas calcissilicáticas	19.79	4.81	3
Quartzito	20.71	5.03	3
Silimanita-granada-biotita gnaisse bandado	37.41	9.09	3
Total	411.54	100	22



Figura 9 – Sequência da tradagem dos perfis de intemperismo: I e II) Tradagem; III) Coleta de amostra. Fonte: Aline Melos.

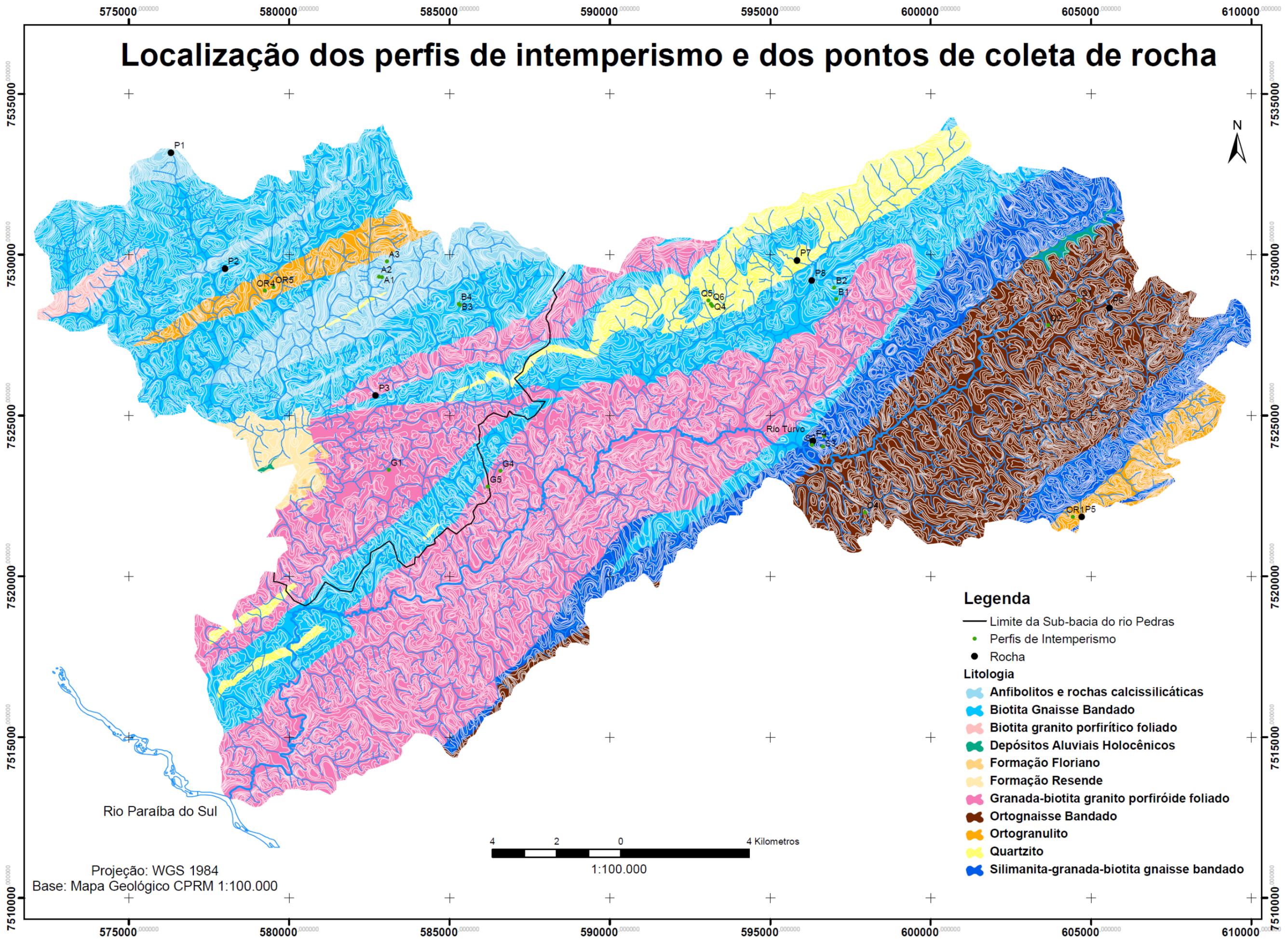
3.2 Coleta de rochas

Foram coletadas amostras de rochas das principais litologias (tabela 5) da bacia do rio Turvo (figura 10 e 12) em afloramentos rochosos.



Figura 10 – Coleta de rocha em afloramento rochoso.

Localização dos perfis de intemperismo e dos pontos de coleta de rocha



Legenda

- Limite da Sub-bacia do rio Pedras
- Perfis de Intemperismo
- Rocha
- Litologia**
- Anfibolitos e rochas calcissilicáticas
- Biotita Gnaiss Bandado
- Biotita granito porfírico foliado
- Depósitos Aluviais Holocênicos
- Formação Floriano
- Formação Resende
- Granada-biotita granito porfíroide foliado
- Ortognaisse Bandado
- Ortognulito
- Quartzito
- Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado

Projeção: WGS 1984
Base: Mapa Geológico CPRM 1:100.000

3.3 Análise textural

As amostras coletadas a partir dos perfis de intemperismo foram analisadas quanto à sua distribuição granulométrica, tanto dentro do perfil, quanto dentre os perfis estudados. Para tanto foi utilizado o método de Folk (1968 *apud* XAVIER, 2004), o qual apresenta um maior número de classes de tamanhos dos grãos: seis de areia, cinco de silte e uma de argila, totalizando 12 classes. Esse detalhamento da informação permite uma obtenção mais apurada de dados no que diz respeito ao grau de degradação dos minerais constituintes (progressão do intemperismo). Este método consiste nas 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 agente dispersante Hexametáfosfato de sódio por 24 horas;
- Agitação na coqueteleira por 15 minutos;
- Lavagem da amostra na peneira de abertura de 0,062mm, para separação da 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 de partículas (Lei de Stokes);
- Introdução da solução coletada em um becher;
- Secagem da solução;
- Pesagem dos materiais;
- Cálculo da porcentagem de cada fração.

3.4 Cor

A cor dos materiais coletados foram determinadas com base na carta de Munsell (1975), com material ainda úmido.

3.5 Análise química da rocha e do solo

A análise química da rocha e do solo foram feitas no Laboratório de Fluorescência de Raio-X, UFRJ.

3.5.1 Condições Analíticas Quantitativas (amostras de rocha)

Elementos maiores e traços foram dosados com tubo de Rh. A perda ao fogo foi obtida através da obtenção do peso da amostra antes e depois da mesma ser levada a 950°C por meia hora. Os elementos maiores foram detectados a partir da fusão de 1,2 g de pó do material com tetraborato de lítio. Os elementos traços foram determinados em 7g do pó da amostra, prensada com 1g de aglutinante wax. Os elementos leves foram dosados com as seguintes condições: detetor de fluxo, cristal analisador PET/Ge e potência do tubo 40 kV - 70 mA. Os elementos pesados foram detectados com detetor selado, cristais analisadores LIF200/LIF220 e potência do tubo 50 kV - 50 mA. Com base em análises de padrões, o erro analítico relativo estimado é: Si, Al (<1%), Fe, Mg, Ca (1-2%), Ti, Na, K (3-5%), P e outros elementos traços ($\leq 6\%$). As curvas de calibração foram obtidas a partir da análise dos seguintes padrões internacionais: NIM-P, 521-84n, GBW07112, GIT-IWG, ANRT, BE-N GIT, PM-S GIT, CRPG BR, AN-G GIT, GBW07104, GBW07110, GBW07111, AC-E, GS-N, MA-N, CRPG GH.

3.5.2 Condições Analíticas semi-quantitativas (amostras de solo)

A composição química do material foi obtida a partir de análise por fluorescência de raios-X. O equipamento utilizado foi um Espectrômetro por Fluorescência de Raios-X PW2400 da Philips, do Depto. de Geologia da UFRJ, que é munido de tubo de Rh de 3 KW de potência, seis cristais analisadores e dois detetores (selado e fluxo). O software utilizado para as análises foi o SemiQ, desenvolvido pela Philips e que acompanha o equipamento.

A perda ao fogo foi determinada através da obtenção do peso da amostra antes e depois da mesma ser levada a 950°C por meia hora. Os elementos foram detectados a partir da fusão de 1,0 g de pó do material misturados com 7g de tetraborato de lítio. As condições analíticas para a dosagem dos elementos presentes nas amostras foram: detetores selado e de fluxo, cristais analisadores PET, Ge, PX1, PX3 e LIF200 e potência do tubo 24 KV e 90 mA ou 50 KV e 50 mA, dependendo do elemento químico a ser detectado. Com base em análises de padrões, o erro analítico relativo estimado é: Si, Al (<1%), Fe, Mg, Ca (1-2%), Ti, Na, K (3-5%), P e outros elementos traços ($\leq 6\%$). As curvas de calibração foram obtidas a partir da análise de padrões de óxidos puros dos elementos.

3.6 Índices químicos de intemperismo

Com base nos dados químicos da rocha e dos solos, foram aplicados os seguintes índices de intemperismo:

Chemical Index Alteration: O CIA relaciona a diminuição de elementos móveis (Na, Ca e K) com o aumento do intemperismo. Este índice foi proposto por Nesbitt & Young em 1982 e utiliza a razão molecular entre elementos móveis e imóveis, sendo que quanto maior o valor, mais intemperizada a amostra. Sendo interpretada como a extensão da conversão de feldspatos em argilaominerais (NESBITT e YOUNG, 1984, 1989; FEDO *et al.*, 1995;. MAYNARD *et al.*, 1995).

$$\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})) \times 100$$

Índice de Parker: O WIP ou Índice de Parker foi criado em 1970 e é uma relação das proporções atômicas dos elementos móveis, quanto menor o valor, mais intemperizado. Para o WIP, valores acima de 100 são considerados como intemperismo incipiente, ou seja, se aproximando das características da rocha mãe, enquanto que 0 (zero) é avaliado como avançado estágio de intemperismo. Este índice é baseado na mobilidade conjunta e individual dos principais elementos maiores, e considera a hidrólise como principal agente do intemperismo dos silicatos. Segundo Parker (1970), o WIP é aplicável a rochas ácidas, intermediárias e básicas. Segundo Price e Veblen (2003), numa comparação entre diversos índices, é recomendado para a diferenciação de intemperismo entre diferentes litologias.

$$\text{WIP} = 100 \times [(2\text{Na}_2\text{O}/0,35) + (\text{MgO}/0,90) + (2\text{K}_2\text{O}/0,25) + (\text{CaO}/0,70)]$$

Análise de variação normalizada por Al: Apesar da ampla utilização dos índices químicos e de sua confiabilidade no meio acadêmico para definir taxas diferentes de intemperismo, estes não consideram a rocha matriz e as quantidades diferentes de elementos químicos no substrato rochoso, podendo gerar dúvidas quando feita a comparação entre litologias diversas. Desda forma, optou-se para um aprofundamento da evolução química dos perfis estudados, para tanto, utilizou-se a metodologia proposta por Nesbitt (1979) e Nesbitt e Markovics (1997), que permite o cálculo da depleção ou aumento de cada um dos elementos presentes na rocha matriz. Para tanto, são ponderados os valores da relação da concentração de cada elemento móvel no solo e na rocha, com os valores da relação da concentração de um elemento imóvel no solo e na rocha. Desta forma, considera-se que não houve mudança na concentração percentual do elemento imóvel, que pode ser o Alumínio

ou o Titânio. Neste estudo foi utilizado o Alumínio, por estar presente em todas as amostras. Os cálculos foram feitos a partir da equação abaixo:

$$\% \text{ de mudança} = (100 * (Ms/Mr) / (Is/Ir)) - 100;$$

na qual Ms = porcentagem de elemento móvel no solo, Mr = porcentagem de elemento móvel na rocha, Is = porcentagem de elemento imóvel no solo, e Ir = porcentagem de elemento imóvel na rocha.

3.7 Mineralogia da fração areia

Foi feita a análise mineralógica da fração leve da areia: a) >0,5mm e <1mm e b) >0,125mm e <0,25mm. Para tanto estas frações passaram pelo método de separação do líquido denso, a fim de separar os minerais leves e pesados, e posterior coloração dos minerais leves pelo método proposto por Gabriel e Cox (1929).

3.7.1 Método do Líquido Denso

A separação entre minerais leves e minerais pesados foi feita através de método gravimétrico de líquido denso, no caso o bromofórmio ($d=2,89$). Após a separação dos minerais foi feita a pesagem de cada fração para verificar a proporção dos mesmos nos perfis. A metodologia do líquido denso (figuras 12 e 13) consiste nas seguintes etapas:

- Montagem da estrutura de separação de minerais pesados por sedimentação gravítica;
- Pesagem dos filtros qualitativos (11cm – 80g);
- Colocação da amostra no funil de separação, o qual já contém o bromofórmio;
- Colocação de filtro qualitativo identificado no funil de filtração;
- Abertura gradual da pinça, a fim de que desçam somente os minerais pesados;
- Retirada do filtro qualitativo com os minerais pesados e colocação de outro filtro no funil de filtração identificado para separação dos minerais leves;
- Abertura total da pinça, para que todos os minerais que estavam em suspensão (minerais leves, menos densos que o bromofórmio) sejam filtrados;
- Retirada do frasco de recepção do bromofórmio, e colocação do frasco de recepção do álcool etílico;
- Retirada de todos minerais leves ainda presentes no funil de separação e no tubo de borracha através de jatos de álcool etílico (utilização de pisete);

- Retirada do filtro contendo os minerais leves;
- Pesagem dos filtros contendo os minerais leves e dos filtros com minerais pesados (secos).

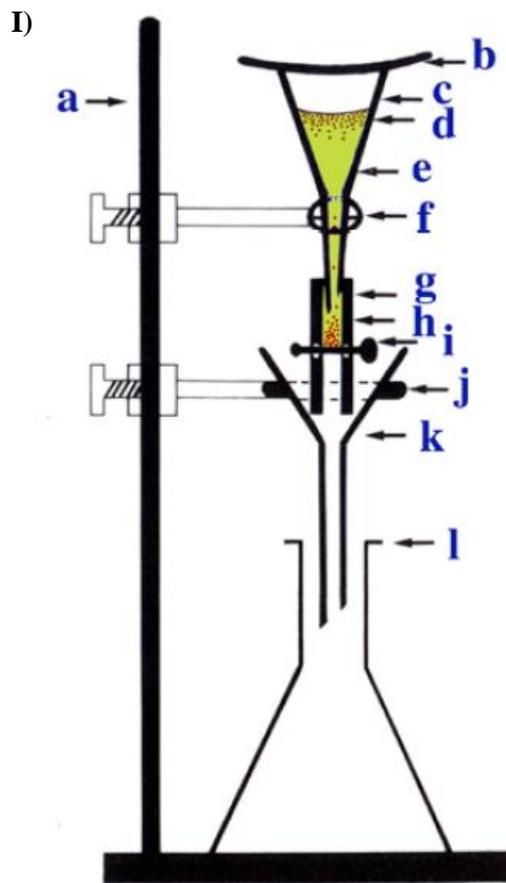


Figura 12 – I) Estrutura para separação de minerais pesados por sedimentação gravítica: a) estrutura de apoio; b) vidro de relógio; c) funil de separação; d) minerais leves; e) líquido de separação (bromofórmio); f) suporte do funil; g) tubo de borracha; h) minerais pesados; i) pinça que não deixa (ou deixa) passar o líquido e a fração pesada; j) suporte do funil de filtração; k) funil de filtração; l) frasco de recepção Fonte: Dias, 2004. II) Método de separação de minerais leves e pesados por líquido denso (dentro da capela). Fonte: Aline Melos.

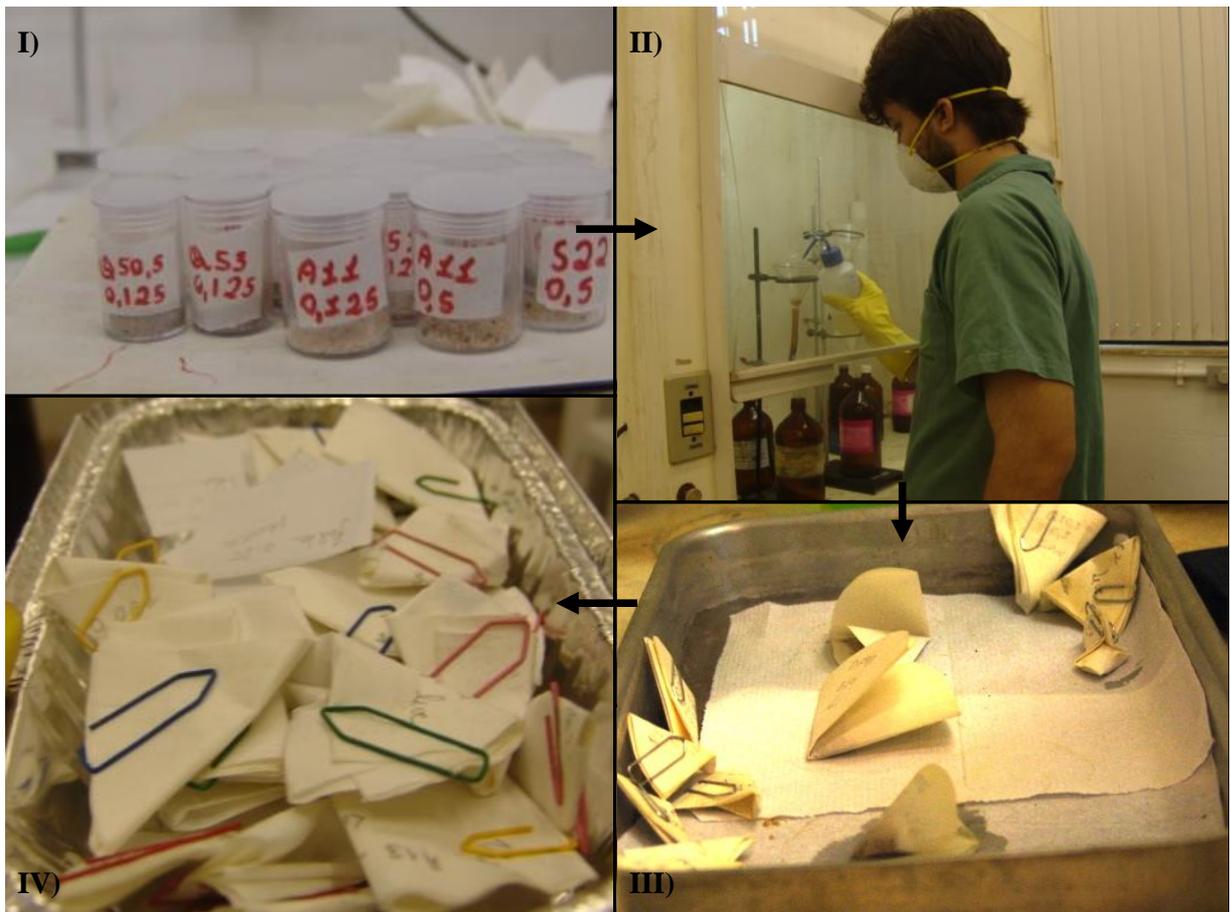


Figura 13 – Separação de minerais leves e pesados por líquido denso: I) Frações de areia $>0,5\text{mm}$ e $>0,125\text{mm}$; II) Procedimento de separação; III) Secagem dos filtros com minerais; IV) Filtros secos prontos para pesagem.

3.7.2 Método de coloração de feldspatos

A fração leve das amostras de areia: a) $>0,5\text{mm}$ e $<1\text{mm}$ e b) $>0,125\text{mm}$ e $<0,25\text{mm}$ foram quarteadas até a obtenção da quantidade de amostra necessária para a análise. A amostra foi colocada com cola tipo “Araldite” em lâmina parafinadas, para que não houvesse reação do ácido fluorídrico com o silicato presente na lâmina de vidro.



Figura 14 – Procedimento de Gabriel e Cox (1929), utilização de ácido fluorídrico (HF) nas lâminas.

Num segundo momento, as lâminas foram afixadas em tampas de saboneteiras plásticas com elástico de dinheiro (figura 14) e expostas aos vapores do ácido fluorídrico (15 minutos) presente na parte inferior das saboneteiras. Após a descoloração, as lâminas passaram pelo processo de tingimento dos feldspatos (“staining”), através da cobertura dos minerais com solução de cobaltinitrito de sódio (5g para 10ml de água destilada) por 2 minutos (figura 15), e posterior retirada desta solução com água destilada. Por fim, houve a identificação e contagem dos minerais com auxílio de lupa e/ou microscópio. Os k-feldspatos foram identificados pela cor amarela, plagioclásios pela cor branca e os quartzos transparentes. Posteriormente, foi utilizado o índice quartzo/feldspato para reconhecer o estágio de intemperismo da amostra (RUHE, 1956).

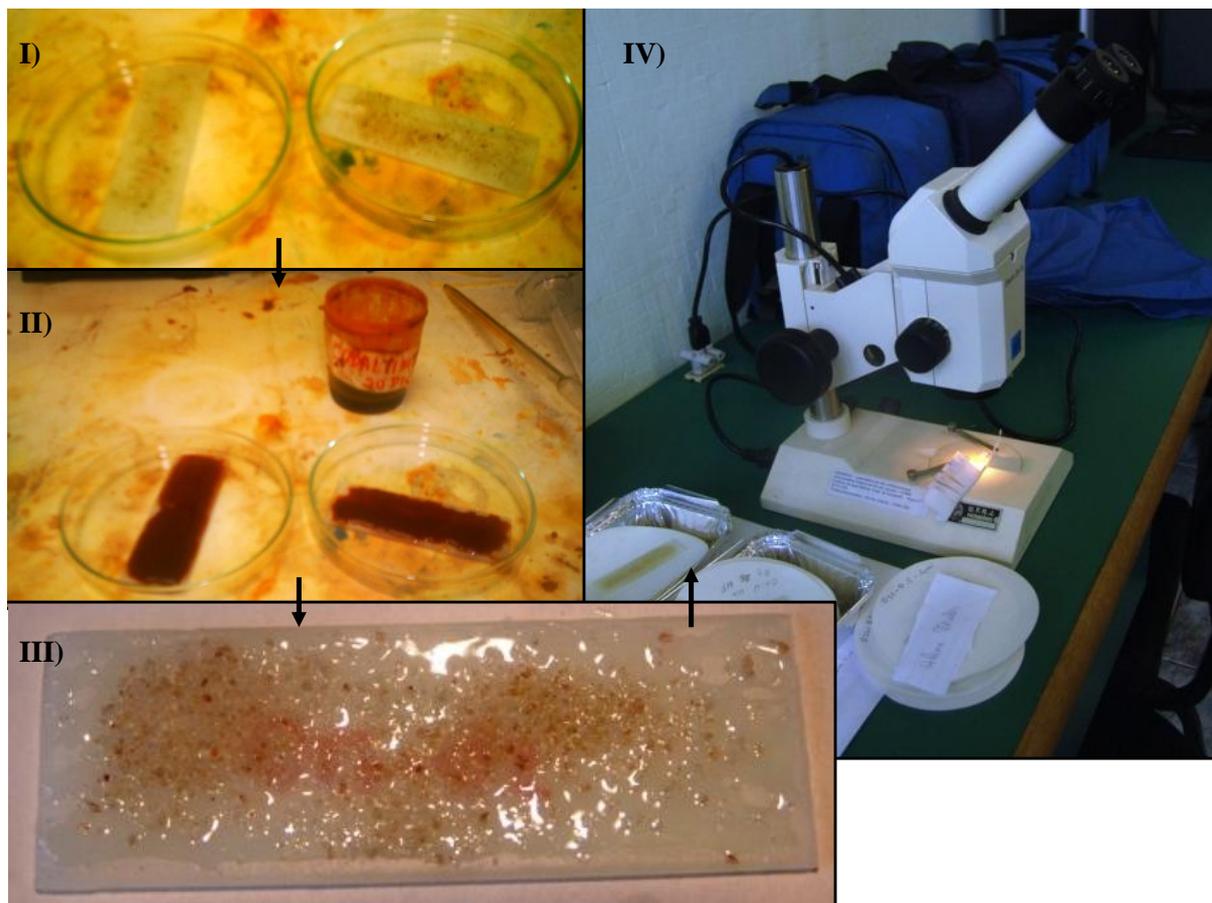


Figura 15 – Procedimento de tingimento por cobaltinitrito de sódio (II) e leitura de lâminas no microscópio (IV).

3.8 Mineralogia das rochas

Foram feitas 8 lâminas a partir das rochas coletas, as quais foram caracterizadas mineralogicamente a partir da observação e descrição das lâminas delgadas no Laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia da UFRJ, utilizando-se microscópio binocular modelo POL200 da Nikon.

3.9 Coleta de água

Para a coleta de água foram escolhidos 17 pontos de fácil acesso em toda extensão da bacia, buscando abranger as principais litologias da mesma (figura 16 e 17). Nos pontos escolhidos foram feitas as mensurações de pH, assim como coleta de 3 amostras de 60ml de água. As amostras de água foram acondicionadas em frascos de polietileno (cujo material é inerte) lavados com água destilada e rinsadas com água das próprias fontes de coleta, posteriormente, as amostras foram acidificadas com ácido nítrico (2 gotas HN /60 ml H₂O) e conservadas em cooler com gelo ou em geladeira até a realização das análises químicas. As coletas foram

realizadas a cada 6 meses: na estação chuvosa e na estação seca, a partir de fevereiro de 2011.

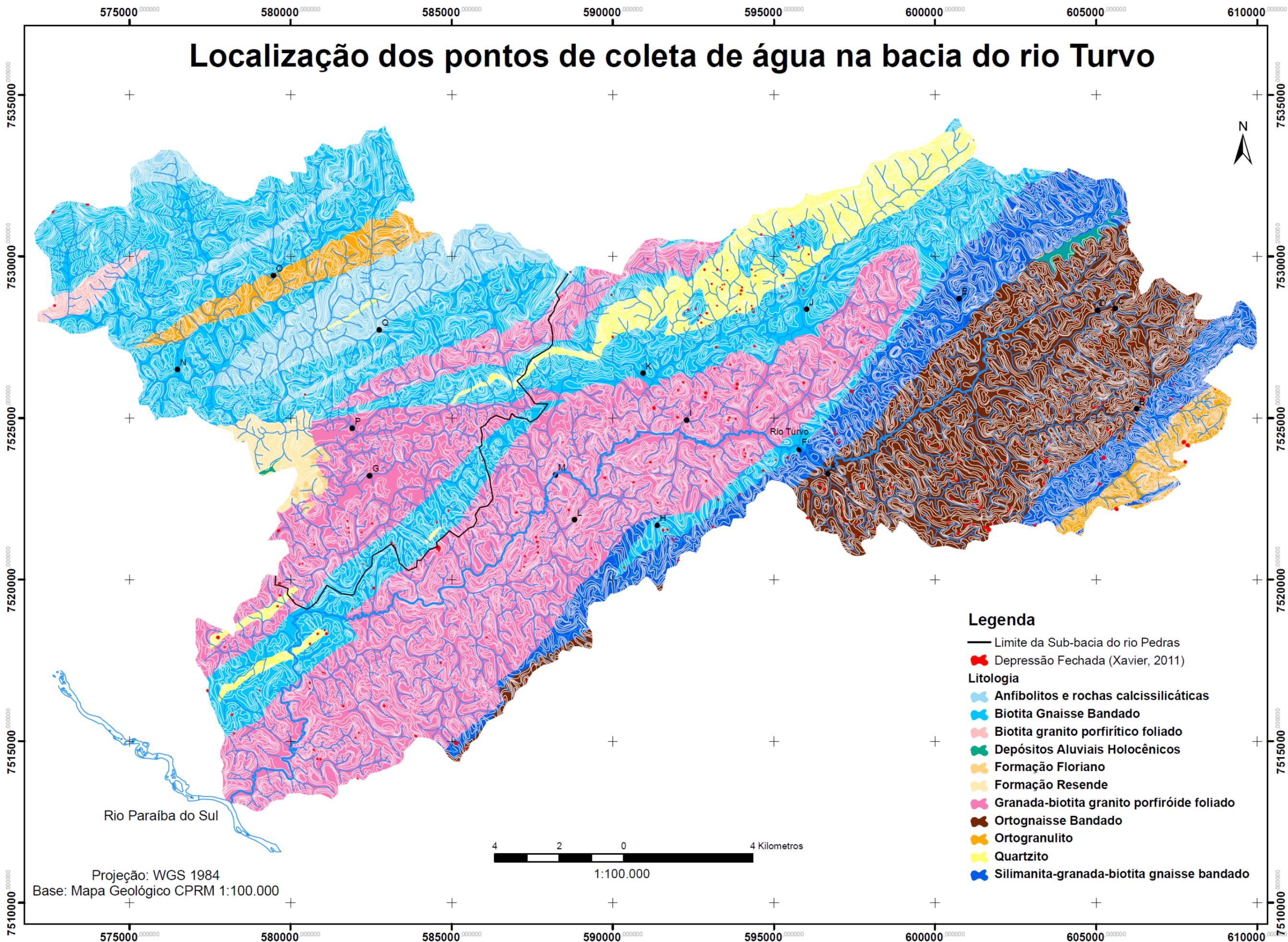


Figura 16 – Procedimento de coleta de água: I e II) Coleta de água; III) Medição de pH e DBO; IV) Acidificação das amostras com HN. Fonte: Aline Melos.

3.10 Análise química das águas superficiais

As amostras foram encaminhadas para análise em laboratório especializado (GPEAA/UFF - Grupo de Pesquisa Espectroanalítica, Automação e Ambiental) sob responsabilidade do prof Dr Ricardo Erthal Santelli. Neste laboratório foram analisadas concentrações dos seguintes elementos: Al, Ca, Fe, K, Mg, Na e Si, através de Espectrometria de Emissão Óptica com Fonte de Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-OES).

Localização dos pontos de coleta de água na bacia do rio Turvo



Projeção: WGS 1984

Base: Mapa Geológico CPRM 1:100.000

4 2 0 4 Kilometros

1:100.000

3.11 Análise estatística

A existência de grande número de dados requer a utilização de testes estatísticos a fim de verificar a ocorrência de resultados similares e distintos. Para tanto foram utilizados 2 testes: teste “T” e teste “F”.

3.11.1 Teste “T”

O teste “T”, ou teste t student, testa se a média de dois grupos é estatisticamente diferente. Logo, este teste é capaz de identificar duas populações distintas, apesar de apresentarem médias iguais ou similares.

O valor t student é dado pela seguinte fórmula:

$$t = \frac{\bar{X}}{\sqrt{\frac{s^2}{n}}}$$

Onde: X = média, s² = variância, n = número de observações.

Valores iguais a 1 indicam populações iguais, e valores menores que 0,5 indicam populações distintas. Este teste foi feito no programa Excel 2007 e, afim de diferenciar as sub-bacias do rio Turvo e do rio Pedras, foi aplicado aos dados médios de CIA , WIP e relação silte/argila destas sub-bacias.

3.11.2 Teste “F”

Outro teste utilizado para comparar e definir populações é o teste F, o qual foi proposto por Snedecor em 1934. Este teste se baseia na comparação de variâncias de dois grupos. Logo, utiliza-se a fórmula abaixo:

$$F = s^2_{\text{maior}}/s^2_{\text{menor}}$$

Assim como o teste “T”, este teste foi feito no programa Excel 2007 para dados de CIA, WIP e relação silte/argila, buscando diferenciar as sub-bacias do rio Turvo e do rio Pedras.

4. MINERALOGIA DAS ROCHAS

P1 - R1A – Anfibolitos e rochas calcissilicáticas

Rocha de textura granobástica, apresentando mosaicos de quartzo e feldspatos recristalizados, localmente lepidoblástica (foliação marcada pela orientação das biotitas). Granulometria fina-média, com cristais maiores de diopsídio na forma de pequenos cristais recristalizados até fitas alongadas paralelamente à foliação da rocha, chegando a 2,5mm de maior eixo, K-feldspato, diopsídio, biotita e escapolita. Como minerais acessórios ocorrem plagioclásio, titanita, apatita, minerais opacos e zircão de até 2mm. A rocha pode ser classificada como Gnaiss cálcio-silicático.

P1 - R1B – Anfibolitos e rochas calcissilicáticas

Trata-se de um anfibolito de textura granoblástica, localmente apresentando concentração de lamelas de biotita orientadas. A granulometria é fina-média, com grãos de quartzo de até 3mm. Os minerais essenciais são hornblenda até 2mm (~30%), plagioclásio (~40%), quartzo (~10%) e biotita (~15%). Os minerais acessórios são titanita, minerais opacos e apatita e as fases secundárias são calcita substituindo plagioclásio e clorita substituindo biotita.

P2 - R2A – Biotita gnaiss bandado

A rocha apresenta textura lepidoblástica (definida pela orientação das biotitas) a granoblástica, com granulometria fina-média. Como minerais essenciais ocorrem microclina, quartzo, biotita (~15%) e plagioclásio (~5%). O mineral acessório observado é o zircão e os minerais secundários são clorita substituindo a biotita, mica branca substituindo a microclina e caulinita substituindo o feldspato. Após análise desta lâmina, a rocha pode ser chamada de Biotita gnaiss granítico.

P2 - R2B – Lente de anfibolito na unidade Biotita gnaiss bandado

Trata-se de rocha de textura granoblástica com granulometria média. Como minerais essenciais encontramos hornblenda (~70%) e plagioclásio (~25%). Os minerais acessórios são quartzo e titanita e há quantidade mínima de minerais secundários. Com esta composição mineral, a rocha é classificada como anfibolito.

P3 - R3A – Granada-biotita gnaiss bandado.

É uma rocha foliada com a foliação marcada pela orientação de agregados de biotita. Possui textura proto-milonítica com profiroclastos de K-feldspato e plagioclásio, variando de 1,3 até 5,5 mm. A matriz é finamente recristalizada, sendo formada, principalmente, por quartzo, biotita, plagioclásio e k-feldspato. Como minerais acessórios encontram-se titanita, apatita, zircão e minerais opacos. Como minerais secundários são encontrados: muscovita, caulinita, clorita e calcita.

P4 - R4A – Silimanita-granada-biotia gnaiss bandado

Trata-se de rocha granoblástica, com mosaicos de grãos de quartzo e feldspato poligonizados, a lepdoblástica (definida pela orientação das biotitas), com granulometria média. Os minerais essenciais são quartzo, plagioclásio e biotita (~10%). Como mineralogia acessória ocorre granada intercrescida com biotita (~2%) e zircão incluso nos minerais essenciais e opacos. Os minerais secundários são mica branca e calcita substituindo o plagioclásio e clorita substituindo a biotita.

P5 - R5A - Ortogranulito

Esta é uma rocha com textura inequigranular, xenomórfica, com a orientação mineral marcada por agregados de biotita e hornblenda. Localmente os cristais de quartzo e feldspato mostram-se recristalizados em contatos poligonais. Os cristais de ortopiroxênio são mal formados e, via de regra, associados a cristais de hornblenda e biotita. Os minerais máficos variam de 0,1 à 3 mm. Dentre os minerais félsicos predominam plagioclásio e quartzo, com menor quantidade de K-feldspato, que varia de tamanho entre 0,2 e 4,0mm. Como minerais acessórios são encontrados: apatita, minerais opacos e zircão. Não foram encontrados minerais secundários devido a pouca alteração dos minerais presentes. Segundo análise da lâmina, esta rocha pode ser chamada de Hornblenda granulito gnaiss.

P6 - R6B – Lente de anfibolito no Ortognaiss bandado

Trata-se de um anfibolito com textura equigranular com cristais maiores de hornblenda e quartzo até 2mm, mas predominando cristais da ordem de 0,7mm. Tem estrutura maciça caracterizada por agregados de hornblenda e piroxênio, contendo entre esses agregados cristais de plagioclásio e quartzo em menor proporção. Os minerais essenciais são hornblenda, plagioclásio, ortopiroxênio e

clinopiroxênio, como acessórios encontra-se quartzo, minerais opacos, apatita e granada. O mineral secundário observado é a calcita.

P7 - R7A – Quartzito

Trata-se de rocha com textura granoblástica de granulometria grossa. Apresenta, aproximadamente, 99% de quartzo e 1% de muscovita, com traços de zircão.

P8 - R8A – Biotita gnaiss bandado

É uma rocha porfiroblástica de granulometria grossa (plagioclásio de ~4 a 5mm) e com matriz granoblástica de granulometria média-fina (0,1-1,5mm). Observa-se considerável recristalização da matriz, com cristais de quartzo e plagioclásio mostrando contatos poligonais, mas localmente observa-se maior proporção de biotita bem orientada definindo a foliação da rocha. A mineralogia essencial é quartzo, plagioclásio e biotita; os minerais acessórios são K-feldspato, zircão, minerais opacos e granada. Como minerais secundários, ocorrem mica branca e calcita crescendo sobre os feldspatos que estão bem alterados. A rocha é classificada como Biotita gnaiss-granodiorítico.

5. PERFIS DE INTEMPERISMO

5.1 Análise granulométrica

Anfibolitos e rochas calcissilicáticas

Os 3 perfis de intemperismo analisados sobre Anfibolitos e rochas calcissilicáticas apresentam composição granulométricas distintas (tabela 6). Apesar da tendência do aumento da relação silte/argila com a profundidade, indicando diminuição do intemperismo. Ocorrem reversões da curva à 2 metros de profundidade (figura 18), podendo indicar descontinuidades litológicas ou rejuvenescimento do perfil.

Tabela 6 - Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Anfibolitos e rochas calcissilicáticas.

Perfil	Profundidade (metros)	Cor Munsell	Classe Textural (SBSC)	Textura				Silte/Argila
				Grânulos	Areia	Silte	Argila	
Anfibolito 1 – A1	0,5 m	7,5 YR 5/8	Muito argilosa	0.54	27.05	9.91	62.50	0.16
	1,0 m	7,5 YR 6/8	Franco-argilosa	1.29	39.66	59.05	45.91	1.29
	2,0 m	2,5 YR 5/6	Franco-argilosa	0.20	38.08	28.69	33.03	0.87
	3,0 m	2,5 YR 4/6	Argila	0.08	32.36	10.12	57.45	0.18
	4,0 m	2,5 YR 4/6	Franco-siltosa	0.00	31.07	51.18	17.74	2.88
Anfibolito 2 – A2	0,5 m	7,5 YR 5/8	Argila	1.79	29.96	22.19	46.07	0.48
	1,0 m	7,5 YR 5/8	Franca	0.15	31.33	47.23	21.29	2.22
	2,0 m	5 YR 5/6	Argila	1.10	29.25	27.39	42.27	0.65
	3,0 m	2,5 YR 4/4	Franca	0.00	36.38	41.31	22.32	1.85
	4,0 m	2,5 YR 3/4	Franca	0.86	37.52	41.79	19.83	2.11
Anfibolito 3 – A3	0.5 m	2,5 YR 4/6	Franco-argilosa	0.79	42.08	24.04	33.08	0.73
	1.0 m	2,5 YR 4/4	Argila	0.46	31.72	10.10	57.72	0.17
	2.0 m	7,5 YR 3/4	Franca	0.27	45.13	33.92	20.69	1.64
	3.0 m	7,5 R 4/4	Franco-argilosa	0.00	44.19	23.43	32.24	0.73
	4.0 m	2,5 YR 4/4	Franca	0.18	42.98	40.91	15.93	2.57

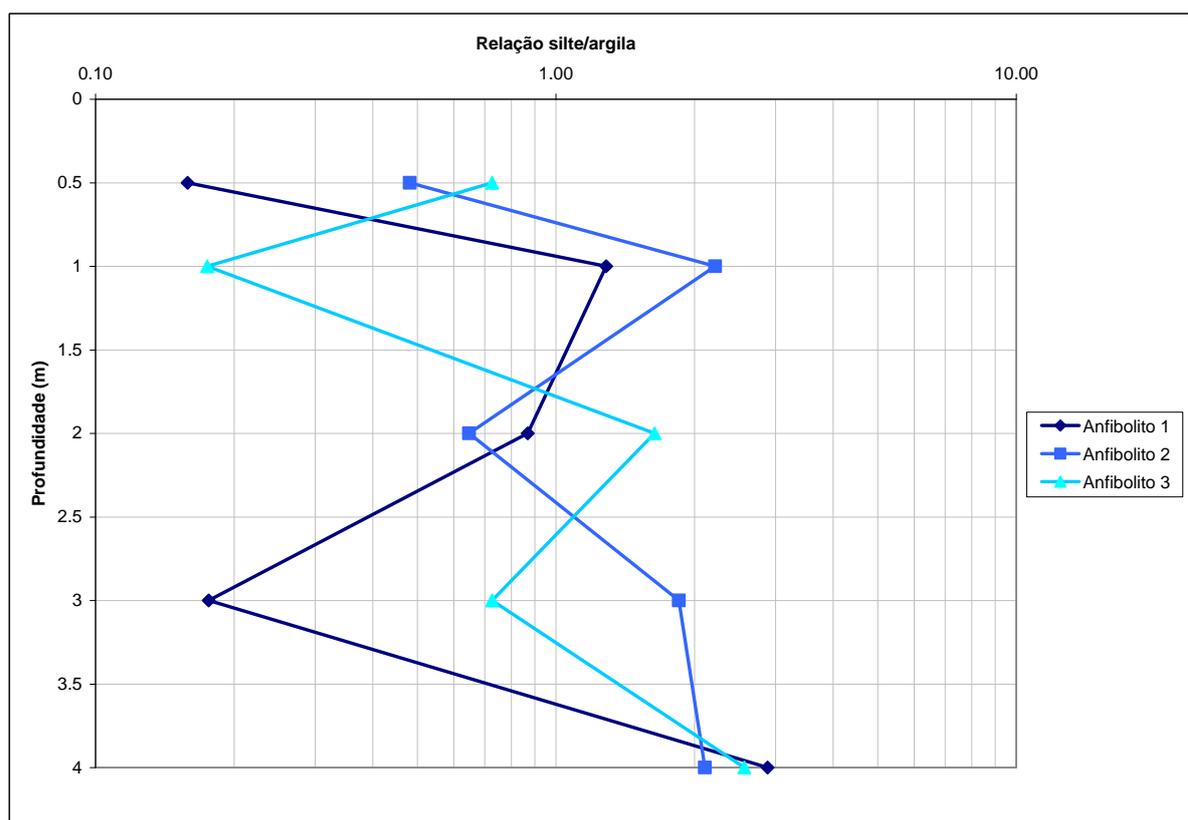


Figura18 - Relação silte/argila nos perfis da litologia Anfibolitos e rochas calcissilicáticas.

Granada-biotita granito porfiróide foliado

Todos os perfis situados nesta litologia apresentam preponderância da argila no primeiro metro de profundidade, relação esta sendo alterada para participação principal do silte no segundo e terceiro metros de profundidade. No quarto metro de profundidade a classe mais representativa é a areia (tabela 7), indicando uma diminuição do intemperismo com a profundidade. Visto que, para Lepsch (2002), as classes areia e grânulos são quimicamente inertes e constituem o “esqueleto mineral do solo”. Lepsch (2002) ainda aponta que os principais constituintes destas frações são minerais primários, como quartzo, zircão, mica, turmalina, feldspatos, magnetita e hornblenda.

Tabela 7 - Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Granada-biotita granito porfiróide foliado

Perfil	Profundidade (metros)	Cor Munsell	Classe Textural SBCS	Textura				Silte/Argila
				Grânulos	Areia	Silte	Argila	
Granada 1 - G1	0,5 m	2,5 YR 3/6	Muito argilosa	0.43	22.08	14.66	62.84	0.23
	1,0 m	5 YR 5/8	Argila	1.16	26.15	23.75	48.94	0.49
	2,0 m	2,5 YR 3/6	Franca	3.18	35.61	35.08	26.12	1.34
	3,0 m	7,5 YR 4/6	Franco-siltosa	1.33	25.59	50.03	23.05	2.17
	4,0 m	10 YR 5/6	Franca	1.74	44.14	38.60	20.25	1.91

Tabela 7 – continuação.								
Perfil	Profundidade (metros)	Cor Munsell	Classe Textural SBCS	Textura				Silte/Argila
				Grânulos	Areia	Silte	Argila	
Granada 2 - G2	0,5 m	7,5 YR 5/8	Argila	0.40	30.66	11.65	57.29	0.20
	1,0 m	7,5 YR 5/8	Argila	1.32	31.59	10.95	56.14	0.19
Granada 3 - G3	0,5 m	7,5 YR 5/8	Argila	0.50	34.17	10.05	55.27	0.18
	1,0 m	7,5 YR 5/8	Argila	0.83	29.53	11.64	58.01	0.20
Granada 4 - G4	0,5 m	10 YR 4/6	Muito argilosa	9.63	22.98	7.71	59.67	0.13
	1,0 m	7,5 YR 5/8	Argila	0.37	19.53	26.88	53.23	0.50
	2,0 m	10 YR 5/8	Franco-siltosa	0.58	23.66	63.68	12.08	5.27
	3,0 m	10 YR 6/8	Franco-argilosa	5.62	31.40	34.71	28.26	1.23
	4,0 m	10 YR 5/6	Franca	1.71	44.86	37.35	16.08	2.32
Granada 5 - G5	0,5 m	10 YR 4/6	Argiloarenosa	1.34	47.10	8.59	42.97	0.20
	1,0 m	10 YR 5/8	Argila	0.97	41.38	10.57	47.08	0.22
	2,0 m	5 YR 5/6	Franca	0.52	45.70	30.01	23.77	1.26
	3,0 m	7,5 YR 5/8	Franca	0.35	42.81	38.98	17.86	2.18
	4,0 m	7,5 YR 5/8	Franca	1.69	43.05	41.01	14.24	2.88

Os perfis apresentam uma tendência de aumento da relação silte/argila com o aumento da profundidade, chegando a se multiplicar em até 10 vezes (G4) entre o primeiro e segundo metro, indicando a diminuição do intemperismo nesta faixa. Os resultados de Xavier (2011) corroboram a diminuição do intemperismo entre 1 e 2 metros de profundidade, pois aponta que perfis situados nesta litologia, na bacia do rio Turvo, apresentam a transição entre horizontes pedológicos B e C justamente entre 120-200 cm de profundidade (figura 19).

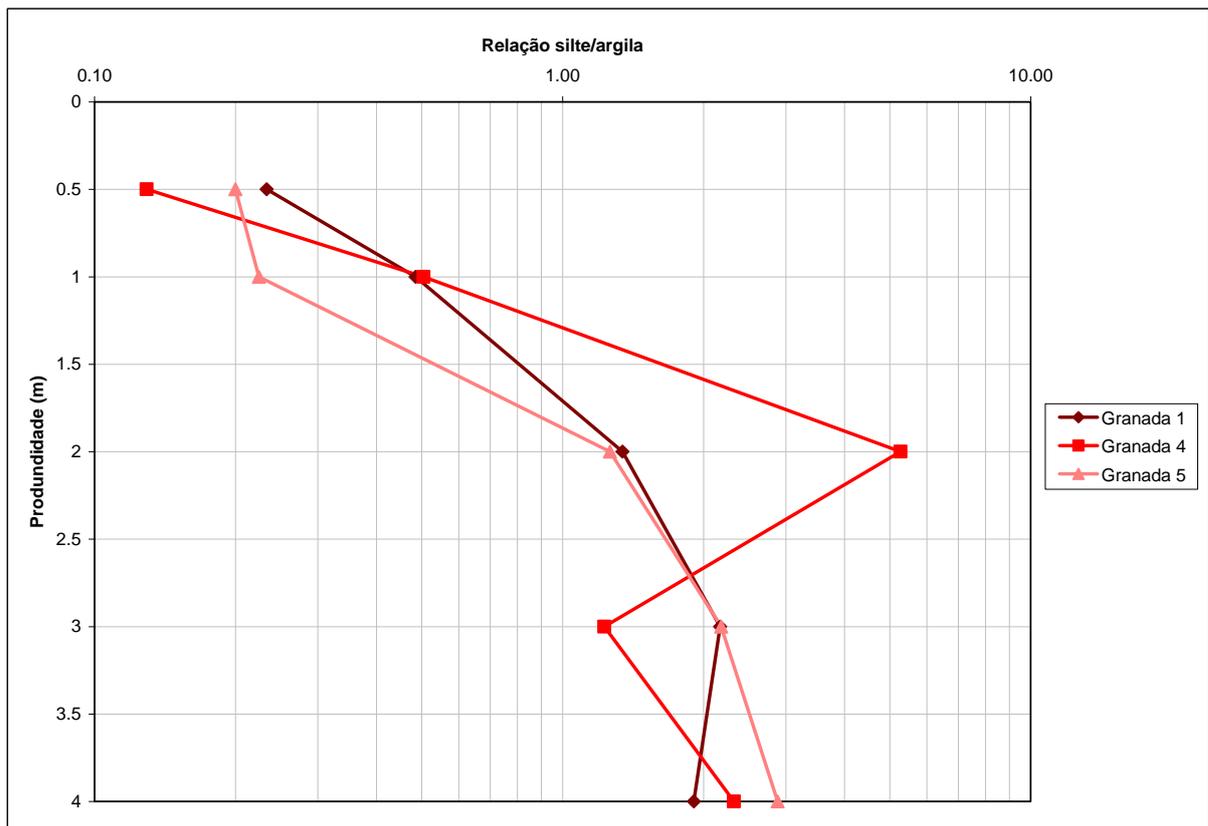


Figura 19 - Relação silte/argila nos perfis da litologia Granada-biotita granito porfiróide foliado.

O perfil G4 se diferencia dos demais perfis devido a um aumento abrupto e posterior reversão da curva da relação silte/argila, indicando uma diminuição do intemperismo até 2 metros, com posterior aumento aos 3 metros e, novamente, diminuição aos 4 metros. Estas mudanças podem indicar discontinuidades na assembléia de minerais da rocha, ou a ocorrência de um perfil rejuvenescido.

Ortognaisse bandado

Todos perfis situados nesta litologia apresentam preponderância de argila no primeiro metro de profundidade, sendo que O2 mantém esta preponderância até 2 metros e O3 até 1,5m de profundidade (tabela 8). Apesar das diferentes participações percentuais das classes: areia, silte e argila no segundo, terceiro e quarto metro de profundidade, todos perfis apresentam um aumento da relação silte/argila com o aumento da profundidade (figura 20). Os perfis O1 e O2 chegam a duplicar ou triplicar o valor entre o segundo e terceiro metro, esta mesma mudança ocorre no perfil O4 entre o primeiro e segundo metro. Ao trabalhar nesta litologia, Xavier (2011) aponta o aumento abrupto da relação silte/argila entre 190 e 200cm de profundidade, no limite entre o horizonte B e o C ou BC.

Tabela 8 - Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Ortognaisse bandado

Perfil	Profundidade (metros)	Cor Munsell	Classe Textural (SBCS)	Textura				Silte/Argila
				Grânulos	Areia	Silte	Argila	
Ortognaisse 1 - O1	0,5 m	5 YR 4/6	Argila	0.41	34.02	9.63	55.94	0.17
	1,0 m	5 YR 5/6	Argila	0.26	33.30	7.20	59.24	0.12
	2,0 m	2,5 YR 3/6	Franco-argilosa	0.39	42.36	20.86	36.39	0.57
	3,0 m	2,5 YR 4/4	Franca	0.16	43.61	35.52	20.72	1.71
	4,0 m	7,5 R 4/4	Franca	0.07	42.97	43.92	13.03	3.37
Ortognaisse 2 - O2	0,5 m	5 YR 5/6	Argila	0.04	27.25	13.29	59.42	0.22
	1,0 m	2,5 YR 4/4	Muito argilosa	0.03	26.36	13.37	60.24	0.22
	2,0 m	5 YR 5/6	Argila	1.20	22.16	23.11	53.53	0.43
	3,0 m	2,5 YR 3/6	Franco-argilosa	0.38	20.61	40.75	38.25	1.07
	4,0 m	5 YR 5/8	Franco-argilossiltosa	0.28	17.66	55.06	26.99	2.04
Ortognaisse 3 - O3	0,5 m	5 YR 3/4	Argila	0.37	37.76	10.91	50.96	0.21
	1,0 m	2,5 YR 3/6	Argila	0.97	29.02	11.33	53.71	0.21
	1,5 m	7,5 YR 5/8	Argila	1.45	36.09	10.64	51.83	0.21
Ortognaisse 4 - O4	0,5m	7,5 YR 4/4	Argila	0.89	33.70	8.98	56.44	0.16
	1,0m	10 YR 4/6	Argila	1.95	34.54	11.26	52.25	0.22
	2,0m	2,5 YR 3/6	Franco-argilosa	1.11	36.87	31.73	30.29	1.05
	3,0m	2,5 YR 4/8	Franca	0.00	39.40	41.24	19.37	2.13
	4,0m	7,5 R 5/4	Franca	0.28	40.62	42.11	16.98	2.48

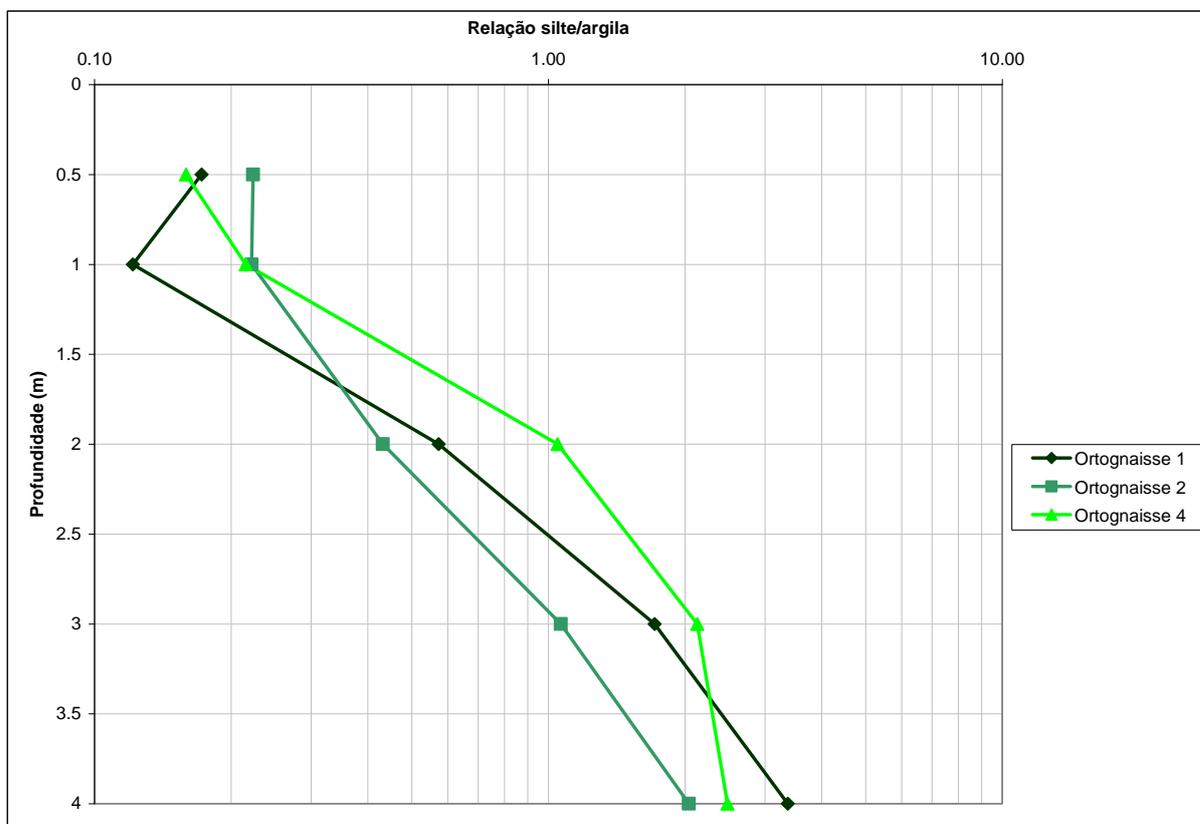


Figura 20 - Relação silte/argila nos perfis da litologia Ortognaisse bandado.

Ortogramulito

Todos os perfis apresentam preponderância da fração argila no primeiro metro de profundidade, passando para silte no terceiro e quarto metro (tabela 9). Os 4 perfis também apresentam aumento da relação silte/argila com a profundidade, principalmente a partir do terceiro metro (figura 21), indicando uma diminuição do intemperismo com o aumento da profundidade. Apesar dos perfis OR1 e OR2 terem sido abertos na bacia do rio Turvo, enquanto que os perfis OR4 e OR5 serem da sub-bacia do rio Pedras, não houve diferenças no comportamento da relação silte/argila entre estes perfis.

Tabela 9 - Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Ortogramulito.

Perfil	Profundidade (metros)	Cor Munsell	Classe Textural (SBCS)	Textura				Silte/ Argila
				Grânulos	Areia	Silte	Argila	
Ortogramulito 1 -OR1	0,5m	5 YR 5/6	Argila	0.68	29.25	11.01	59.06	0.19
	1,0 m	7,5 YR 5/8	Muito argilosa	1.95	27.13	10.87	60.05	0.18
	2,0 m	5 YR 5/6	Argila	0.20	5.11	32.80	47.27	0.69
	3,0 m	5 YR 4/6	Franco-argilosa	0.42	35.54	34.13	29.91	1.14
Ortogramulito 2 -OR2	0,5 m	7,5 YR 5/8	Muito argilosa	0.66	28.93	6.25	56.44	0.11
	1,0 m	5 YR 5/6	Argila	0.28	25.82	12.73	55.39	0.23
	2,0 m	7,5 YR 4/6	Argilossiltosa	0.56	16.47	38.24	38.06	1.00
Ortogramulito 4 -OR4	0,5m	7,5 YR 5/8	Argila	1.71	26.42	16.67	55.20	0.30
	1,0 m	5 YR 5/8	Argila	3.00	24.26	16.56	56.19	0.29
	2,0 m	5 YR 5/6	Argila	5.88	29.06	18.41	46.65	0.39
	3,0 m	5 YR 4/6	Franco-siltosa	0.14	19.40	59.90	20.56	2.91
	4,0m	2,5 YR 4/6	Franco-siltosa	0.17	18.55	61.16	20.11	3.04
Ortogramulito 5 -OR5	0,5m	7,5 YR 5/8	Franco-argilosa	7.99	36.79	19.99	35.23	0.57
	1,0 m	7,5 YR 5/8	Argila	3.89	28.13	23.59	44.39	0.53
	2,0 m	2,5 YR 3/6	Franco-argilosa	3.46	34.58	31.92	30.04	1.06
	3,0 m	s.d.	Franca	0.78	43.38	43.49	12.35	3.52
	4,0m	7,5 YR 5/6	Franca	3.66	36.78	41.13	18.43	2.23

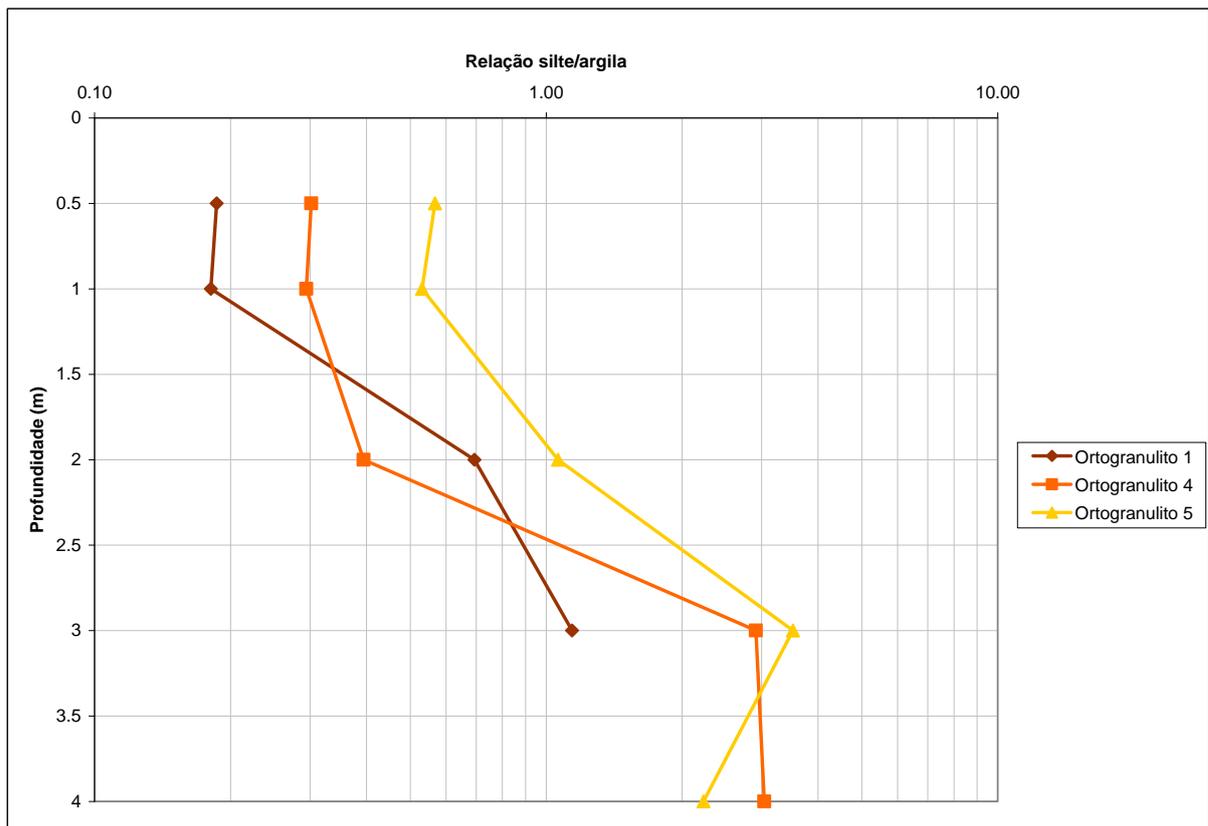


Figura 21 - Relação silte/argila nos perfis da litologia Ortogranulito.

Quartzito

Dentro da litologia quartzito foi realizada a abertura e análise de 5 perfis na bacia do rio Turvo, os quais apresentam, na sua maioria, preponderância da fração areia (tabela 10). Todos perfis analisados apresentam aumento da relação silte/argila com a profundidade, correspondendo a diminuição do intemperismo (figura 22).

Tabela 10 – Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Quartzito.

Perfil	Profundidade (metros)	Cor Munsell	Classe Textural SBCS	Textura				Silte/Argila
				Grânulos	Areia	Silte	Argila	
Quartzito2 - Q2	0,5m	10 YR 5/8	Franco-argiloarenosa	19.16	43.81	11.63	25.40	0.46
Quartzito3 - Q3	0,5m	10 YR 5/8	Argiloarenosa	0.44	49.13	12.37	38.07	0.32
	0,5m	2,5 YR 5/8	Argila	1.72	39.73	16.28	42.28	0.38
Quartzito 4 - Q4	1,0m	2,5 YR 4/8	Argila	0.75	37.00	20.69	41.56	0.50
	2,0m	2,5 YR 3/6	Franca	1.13	36.45	38.07	24.35	1.56
	3,0m	2,5 YR 3/4	Franca	0.57	42.05	35.25	22.14	1.59
	4,0m	s.d.	Franca	0.37	51.34	32.02	16.28	1.97

Tabela 10 – continuação.

Perfil	Profundidade (metros)	Cor Munsell	Classe Textural SBCS	Textura				Silte/Argila
				Grânulos	Areia	Silte	Argila	
Quartzito5 – Q5	0,5m	2,5 YR 4/6	Argila	0.72	41.25	18.04	39.99	0.45
	1,0 m	7,5 YR 5/8	Argila	0.38	39.18	12.02	48.42	0.25
	2,0m	10 R 4/6	Franco-argilosa	3.61	37.55	21.89	36.94	0.59
	3,0 m	2,5 YR 5/8	Franco-argilosa	0.14	36.48	34.93	28.45	1.23
	4,0 m	7,5 R 3/8	Franca	0.05	38.51	39.16	22.28	1.76
Quartzito 6 – Q6	0,5m	2,5 YR 5/8	Franco-argilosa	4.87	41.09	19.37	34.67	0.56
	1,0m	2,5 YR 3/6	Argila	0.62	33.91	19.28	46.20	0.42
	2,0m	7,5 YR 6/8	Franco-argiloarenosa	4.02	51.61	22.83	21.55	1.06
	3,0m	2,5 YR 3/6	Franca	0.33	38.98	38.62	22.07	1.75
	4,0m	2,5 YR 3/6	Franco-arenosa	5.24	51.53	32.76	10.48	3.13

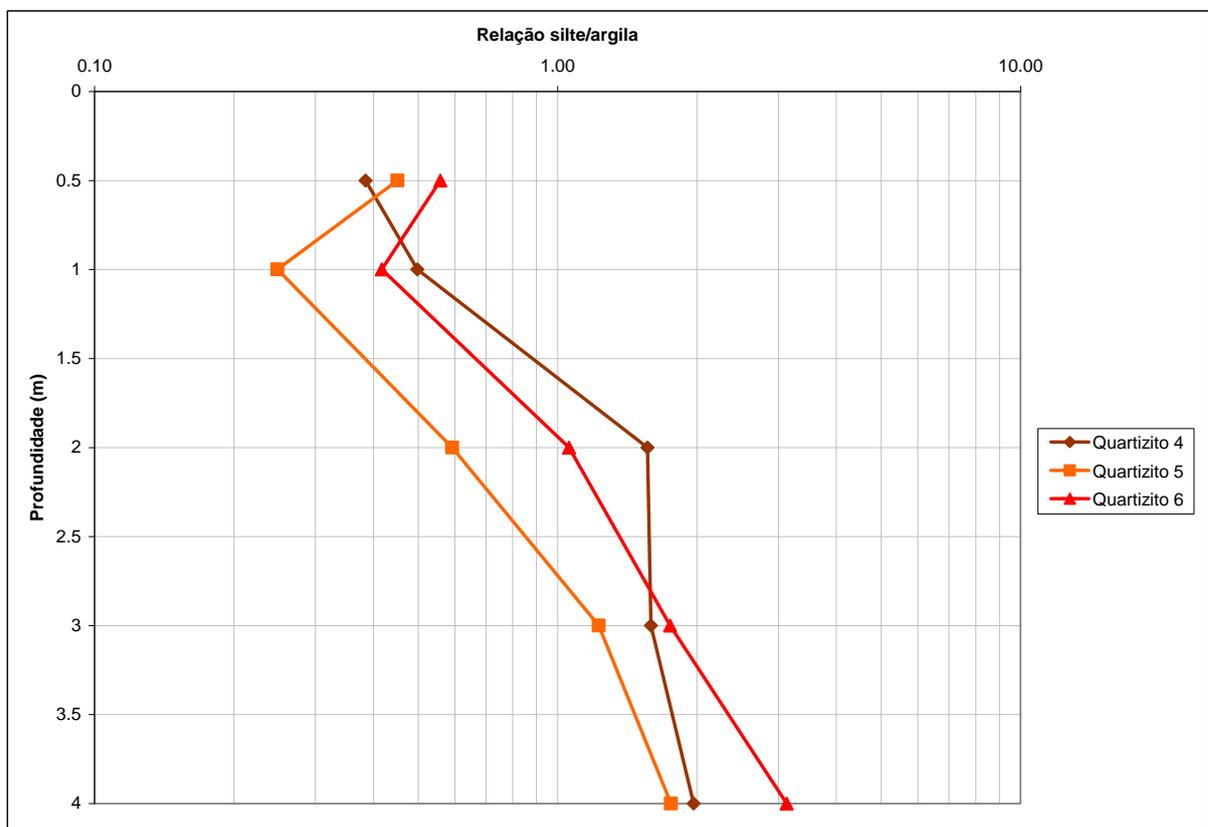


Figura 22 - Relação silte/argila nos perfis da litologia Quartzito.

Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado

Foram abertos 6 perfis na litologia Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado na bacia do rio Turvo, das quais somente em 3 foi possível tradar até 4 metros de profundidade. Estes perfis apresentaram preponderância da fração argila nos dois primeiros metros de profundidade, passando para uma constituição mais arenosa ou siltosa nos metros subsequentes (tabela 11).

Todos os perfis apresentarem uma tendência de aumento da relação silte/argila com a profundidade (figura 23). Quanto analisado, o perfil S6 apresenta material menos intemperizado a 0,5m do que à 1 e 2 metros de profundidade.

Tabela 11 - Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado.

Perfil	Profundidade (metros)	Cor Munsell	Classe Textural	Textura				Silte/ Argila
				Grânulos	Areia	Silte	Argila	
Silimanita 1 – S1	0,5 m	7,5 YR 5/6	Argila	2.41	32.64	14.17	50.78	0.28
	1,0 m	7,5 YR 5/8	Franco-argilosa	1.92	32.63	26.45	38.99	0.68
Silimanita 2 – S2	0,5 m	7,5 YR 5/6	Argila	0.98	26.76	14.00	58.26	0.24
	1,0 m	7,5 YR 5/8	Muito argilosa	0.56	22.47	13.31	63.66	0.21
	2,0 m	2,5 YR 3/6	Argila	0.73	16.40	30.63	52.24	0.59
	3,0 m	2,5 YR 4/8	Argilossiltosa	1.01	15.29	41.35	42.35	0.98
	4,0 m	2,5 YR 3/6	Franco-siltosa	0.25	5.17	69.48	25.10	2.77
Silimanita 3 – S3	0.5 m	5 YR 5/6	Argila	1.28	25.88	17.11	55.73	0.31
	1.0 m	5 YR 5/8	Argila	1.47	26.95	22.42	49.15	0.46
	2.0 m	2,5 YR 4/6	Franco-siltosa	1.47	26.95	48.31	19.46	2.48
	3.0 m	2,5 YR 4/6	Franca	0.24	31.99	37.16	14.59	2.55
	4.0 m	2,5 YR 4/6	Franca	0.55	47.70	54.12	17.87	3.03
Silimanita 4 – S4	0,5 m	7,5 YR 5/6	Argila	1.59	30.02	14.26	54.14	0.26
	1,0 m	7,5 YR 5/8	Muito argilosa	0.00	0.00	22.75	77.25	0.29
Silimanita 5 – S5	0,5 m	5 YR 5/6	Muito argilosa	1.10	26.21	10.24	62.45	0.16
	1,0 m	7,5 YR 5/8	Muito argilosa	0.52	23.94	13.74	61.81	0.22
Silimanita 6 – S6	0,5 m	s.d.	Franco-argilosa	0.81	29.41	33.57	36.22	0.93
	1,0 m	5 YR 5/6	Argila	0.59	31.62	13.19	54.59	0.24
	2,0 m	2,5 YR 4/6	Argila	0.71	33.41	10.39	55.49	0.19
	3,0 m	2,5 YR 4/6	Franca	0.22	42.99	40.47	16.32	2.48
	4,0 m	2,5 YR 4/4	Franca	0.09	43.26	37.94	18.72	2.03

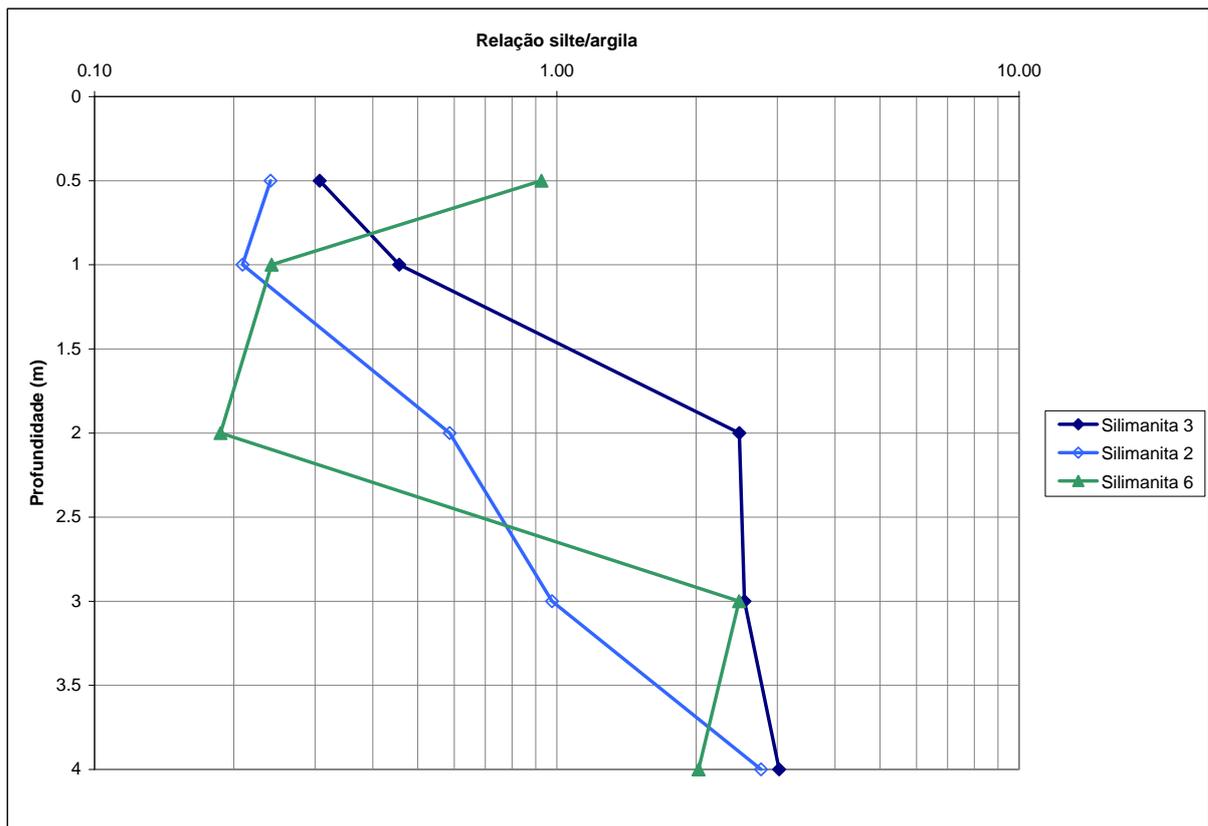


Figura 23 - Relação silte/argila nos perfis da litologia Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado.

Biotita-gnaiss bandado

Os perfis situados na bacia do rio Turvo (B1 e B2) apresentam maior participação da fração areia em profundidade do que os perfis situados na sub-bacia do rio Pedras. Embora no perfil B1 a fração areia seja sempre mais representativa (>40%), a participação da argila (cerca de 30-40%) nos metros iniciais é substituída pela participação do silte (30-42%) a partir do segundo metro de profundidade. O perfil B2 apresenta preponderância da fração areia até 1 metro de profundidade, quando esta passa a ser exercida pelo silte (47-68%). Nos perfis da sub-bacia do rio Pedras, a participação da fração areia não se altera muito, permanecendo ao redor de 30%. O perfil B3 apresenta maior representatividade da fração argila até 0,5m, enquanto B4 a mantém até 1 metro, passando para maior representatividade do silte nos metros subjacentes (tabela 12).

Apesar das diferentes composições granulométricas, todos os perfis sobre a litologia biotita-gnaiss bandado apresentam um aumento da relação silte/argila com a profundidade, chegando a valores maiores que 1 no primeiro ou segundo metro de profundidade (figura 24). Estes perfis se destacam por apresentarem valores de relação silte/argila maiores do que a maioria dos demais valores (figura 25)

encontrados nos perfis de outras litologias, indicando perfis mais intemperizados. Estes valores também são superiores aos encontrados por Xavier (2004) numa sub-bacia do rio Bananal sobre mesma litologia e posição topográfica; e por Santos et al. (2010) na mesma posição topográfica sobre biotita-muscovita gnaiss em área próxima a bacia deste estudo.

Tabela 12 - Análise granulométrica – textural dos perfis situados na litologia Biotita gnaiss bandado.

Perfil	Profundidade (metros)	Cor Munsell	Classe Textural SBCS	Textura				Silte/ Argila
				Grânulos	Areia	Silte	Argila	
Bacia do Turvo 1 – B1	0,5 m	2,5 YR 3/6	Franco-argiloarenosa	0.74	48.06	17.57	33.63	0.52
	1,0 m	2,5 YR 5/8	Franco-argilosa	0.57	42.45	17.89	39.09	0.46
	2,0 m	2,5 YR 3/6	Franca	0.86	51.10	34.20	13.85	2.47
	3,0 m	7,5 YR 4/6	Franco-arenosa	0.11	53.71	36.87	9.30	3.96
	4,0 m	2,5 YR 5/4	Franca	0.35	48.36	41.37	9.93	4.17
Bacia do Turvo 2 – B2	0.5 m	7,5 YR 5/8	Franco-argiloarenosa	1.14	44.69	21.93	32.24	0.68
	1.0 m	10 YR 6/8	Franca	1.09	47.88	33.21	17.82	1.86
	2.0 m	5 YR 5/8	Franco-siltosa	1.02	18.65	57.55	22.78	2.53
	3.0 m	10 YR 5/8	Franco-siltosa	0.00	13.60	67.77	18.64	3.64
	4.0 m	10 YR 5/6	Franca	0.58	37.48	47.47	14.48	3.28
Bacia do Pedras 3 – B3	0.5 m	10 R 4/4	Argila	0.33	32.17	26.03	41.46	0.63
	1.0 m	10 R 3/4	Franco-argilosa	0.00	31.87	40.18	27.96	1.44
	2.0 m	2,5 YR 4/6	Franco-siltosa	0.21	34.99	50.56	14.24	3.55
	3.0 m	2,5 YR 4/4	Franco-siltosa	0.07	32.36	54.44	13.14	4.14
	4.0 m	7,5 R 4/4	Franco-siltosa	0.00	39.78	50.36	9.86	5.11
Bacia do Pedras 4 – B4	0,5 m	2,5 YR 3/6	Argila	0.46	31.10	17.85	50.59	0.35
	1,0 m	2,5 YR 4/6	Argila	0.16	31.14	26.75	41.94	0.64
	2,0 m	5 YR 4/6	Franca	21.25	29.85	35.44	13.45	2.63
	3,0 m	2,5 YR 4/6	Franca	0.77	47.08	41.92	10.23	4.10
	4,0 m	10 R 4/4	Franco-siltosa	0.00	31.84	55.12	13.04	4.23

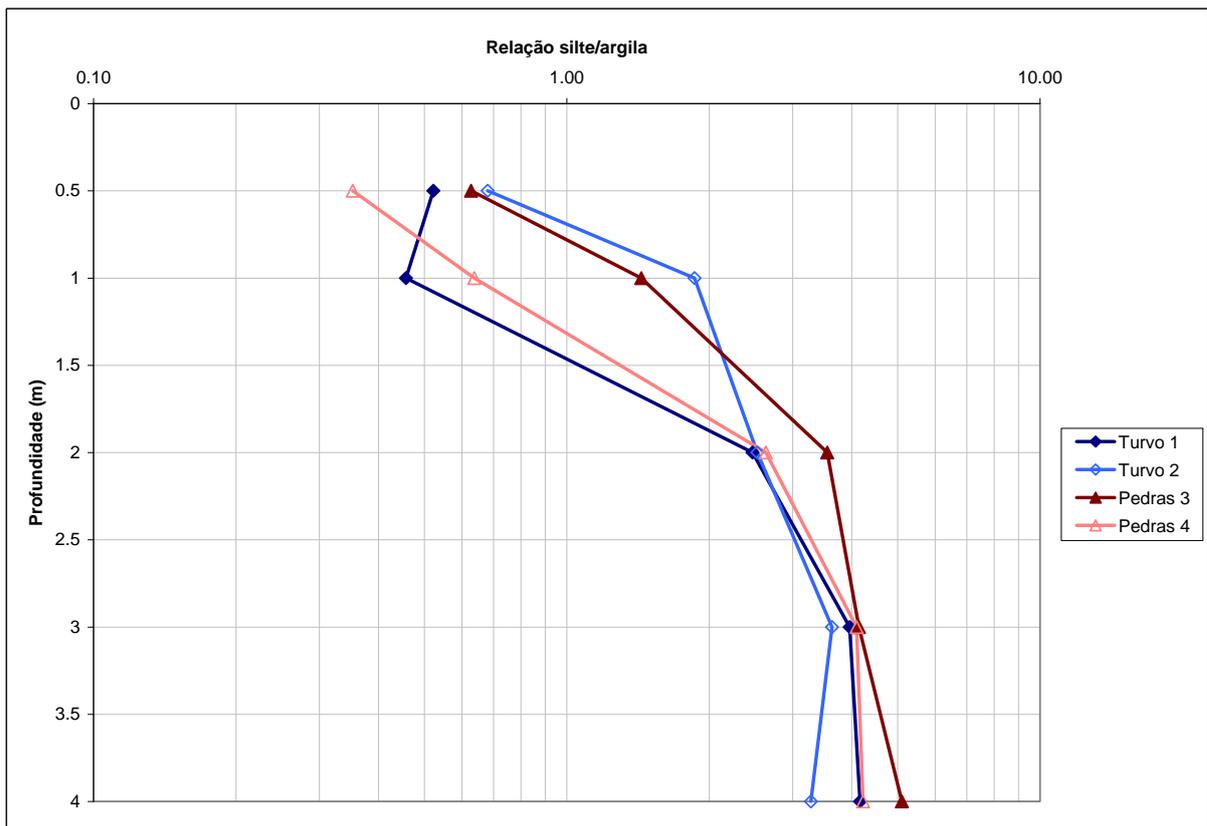


Figura 24 – Relação silte/argila nos perfis da litologia Biotita gnaiss bandado.

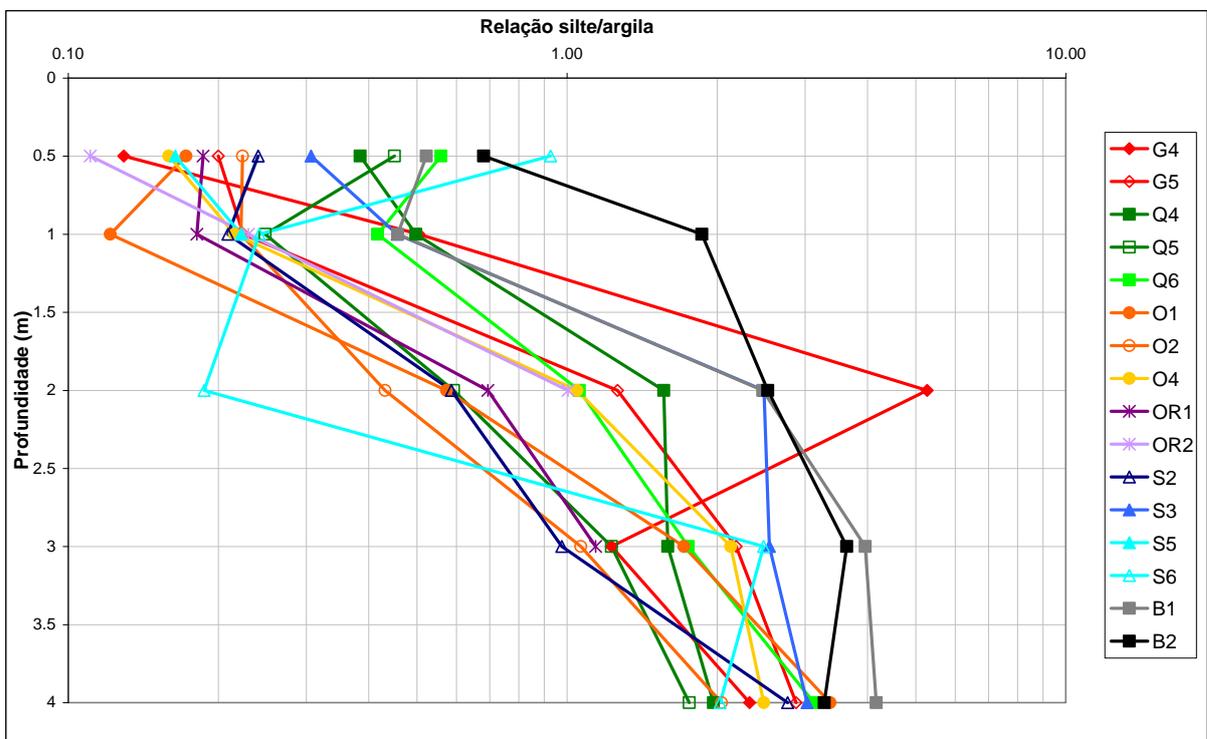


Figura 25 – Relação silte/argila nos perfis da sub-bacia do rio Turvo.

Sub-bacias dos rios Pedras e Turvo

Analisando a figura 26, pode-se perceber que ambas bacias apresentam relação silte/argila crescente com a profundidade. Todavia, a sub-bacia do rio Pedras apresenta valores maiores que os da sub-bacia do rio Turvo, indicando perfis mais intemperizados nesta segunda sub-bacia, relação congruente com as formas encontradas.

Considerando os testes estatísticos utilizados (teste T e teste F), as bacias são diferentes. Todavia, como visto na figura 26, a diferença encontrada é pequena. O que pode ocorrer devido à presença de materiais extremamente intemperizados, nos quais o índice utilizado não consegue detalhar suficientemente as diferenças encontradas, visto a abrangência maior da relação silte/argila.

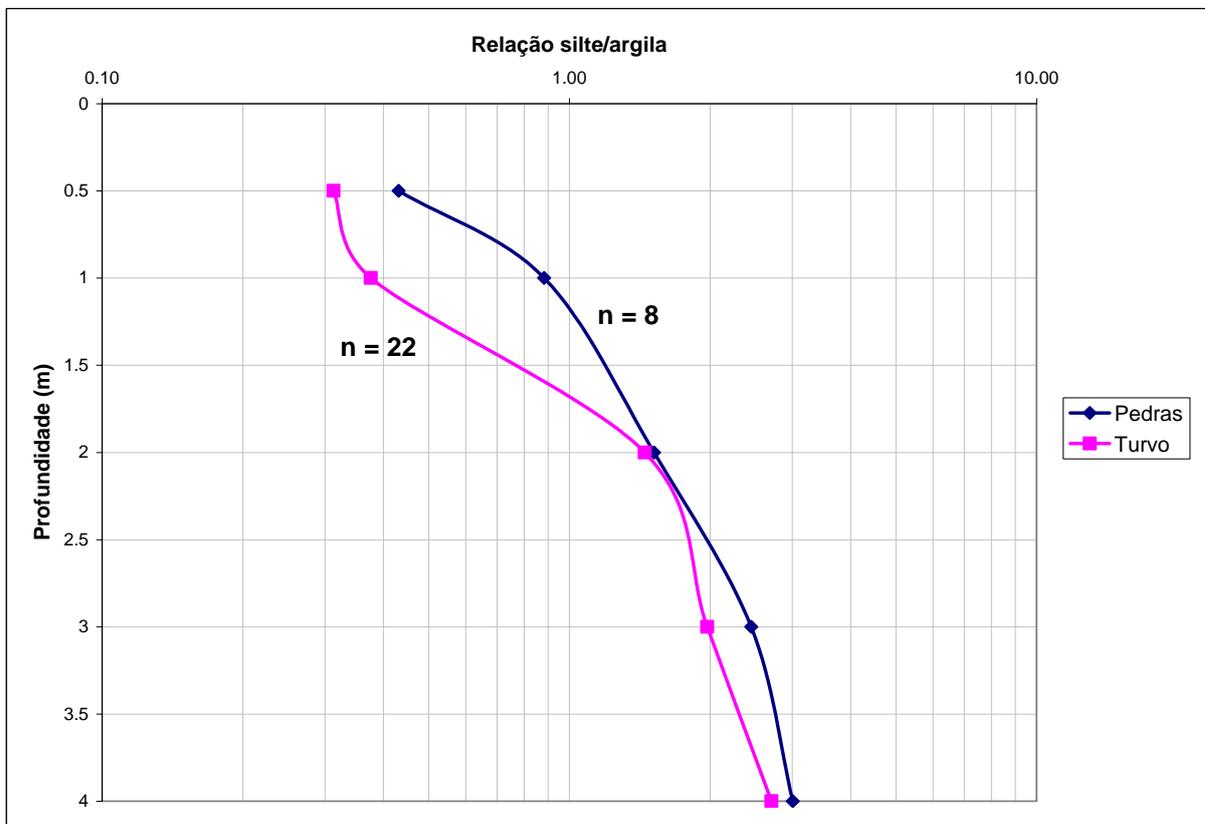


Figura 26 – Médias das relações silte/argila nas sub-bacias no rio Pedras e do rio Turvo.

5.2 Mineralogia da fração areia

Os feldspatos possuem resistência inferior ao quartzo, principalmente o plagioclásio; logo aparecem em menor quantidade nas amostras desta pesquisa (tabelas 17 e 18 - apêndices). Ao analisar a porcentagem dos minerais nas duas frações, verifica-se que ocorre um aumento dos minerais menos resistentes da fração mais grossa (0,5 mm) para a fração mais fina (0,125 mm - tabelas 17 e 18), assim como encontrado por Xavier (2004) em perfis de intemperismo na bacia do rio Fortaleza sobre a litologia Biotita gnaisse. Pollack (1961 *apud* XAVIER, 2004) também encontrou esta característica 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 devido ao intemperismo.

Outro fator apontado por Xavier (2004), e evidenciado nestes perfis, é a ocorrência de mudanças bruscas na distribuição relativa dos minerais em relação à profundidade, refletindo alternâncias de maior ou menor resistência e/ou variações composicionais localizadas na rocha, como por exemplo, os seus bandamentos metamórficos.

5.2.1 Razão quartzo/feldspato

Anfibolitos e rochas calcissilicáticas

Estes perfis se destacam pela ausência de feldspatos em várias amostras, principalmente de plagioclásio na fração 0,5mm (tabela 17 - apêndices). Devido à ausência de feldspatos não é possível fazer a razão quartzo/feldspato para estas amostras. Estes perfis apresentam preponderância de ortoclásio sobre o plagioclásio, o que indica que os perfis devem ter feitos sobre uma lente de rocha calcissilicáticas. Como visto na lâmina da rocha, esta lente apresenta essa relação entre os feldspatos, diferente dos anfibolitos, que apresentam mais plagioclásio que ortoclásio.

Nos perfis com presença de feldspato, a razão quartzo/feldspato tende a aumentar com a profundidade, tanto no A1 (0,5mm) quanto no perfil A3 (0,125mm). O perfil A1 (0,125mm) apresenta um grande aumento desta razão a dois metros de profundidade, que, considerando os dados granulométricos e químicos, deve estar associado a um processo de eluviação das frações mais finas nesta profundidade. Os valores encontrados no perfil A3 (0,125mm) são maiores que todos os outros

perfis (33.57 – 52.24), se aproximando dos valores encontrados no OR4 (0,125mm: 29.97 – 48.90). Indicando perfis altamente intemperizados nos metros superficiais, pois estes valores correspondem a maior presença de quartzo do que de feldspatos (figura27).

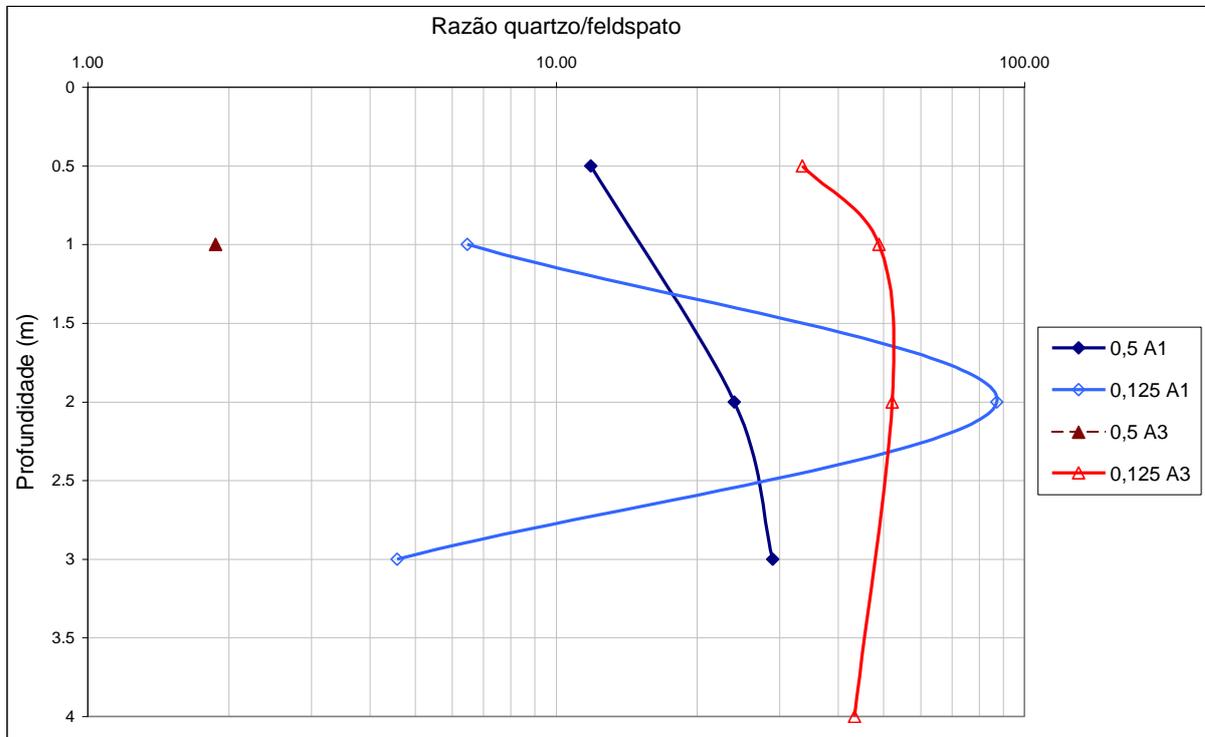


Figura 27 – Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Anfibolito e rochas calcissilicáticas, perfis A1 e A3.

Granada-biotita granito porfiróide foliado

Apesar de apresentarem-se muito erráticos, os perfis desta litologia apresentam uma tendência geral de diminuição da razão quartzo/feldspato com aumento da profundidade, ou seja, diminuição proporcional do quartzo com o aumento da profundidade (figuras 28, 29 e 30). Como aponta Xavier (2004), este aumento relativo dos feldspatos com a profundidade pode estar associado à maior resistência do quartzo, que assim, mesmo expostos a fatores condicionantes do intemperismo, se mantêm preservados por mais tempo que os feldspatos. Todavia, ocorrem anomalias tanto nos perfis G1 e G5 (0,5mm), de maneira que ambos evidenciam um aumento repentino desta razão aos 2 metros de profundidade, o que pode estar associado a maiores concentrações de quartzo nas bandas da rocha como visto em campo.

Se comparados entre si, os perfis desta litologia apresentam valores próximos, variando entre 0.21 e 7.78 para a fração 0,125mm, e entre 0.42 e 26.03 para a fração 0,5mm (com exceção da amostra da G1 a 2 metros, com o valor de 79.96).

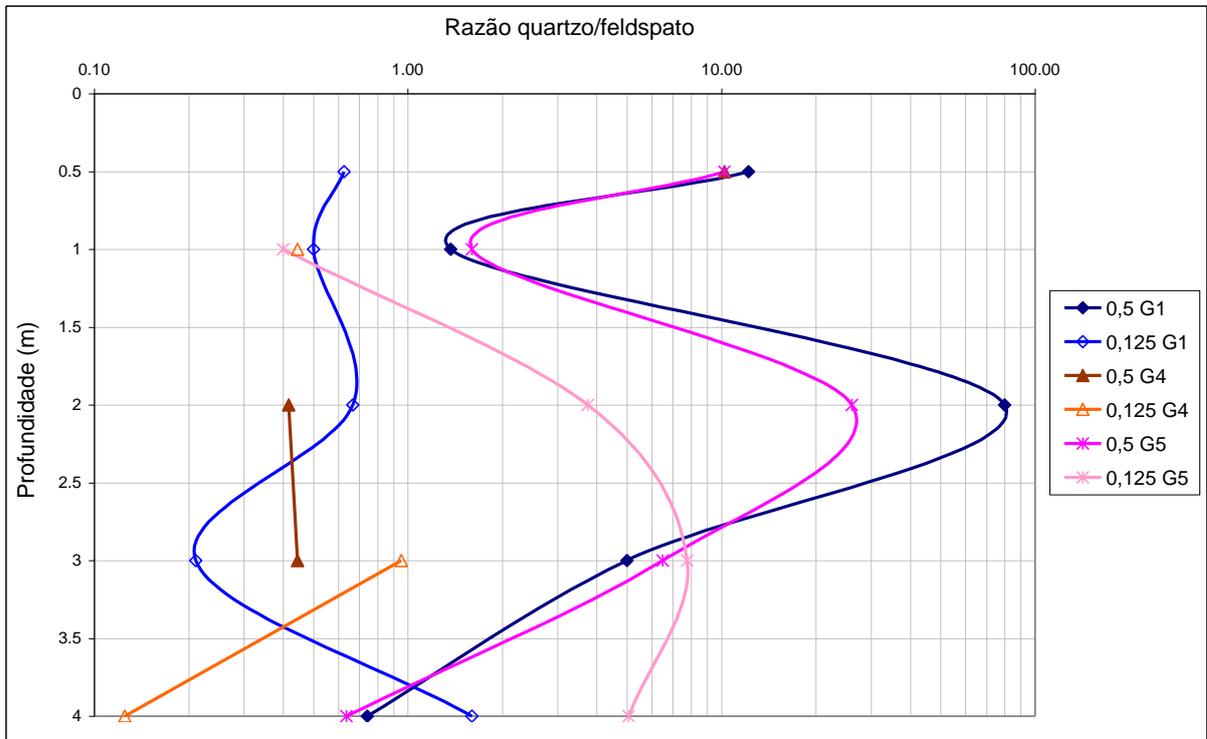


Figura 28 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Granada-biotita granito porfiróide foliado, perfis G1, G4 e G5.

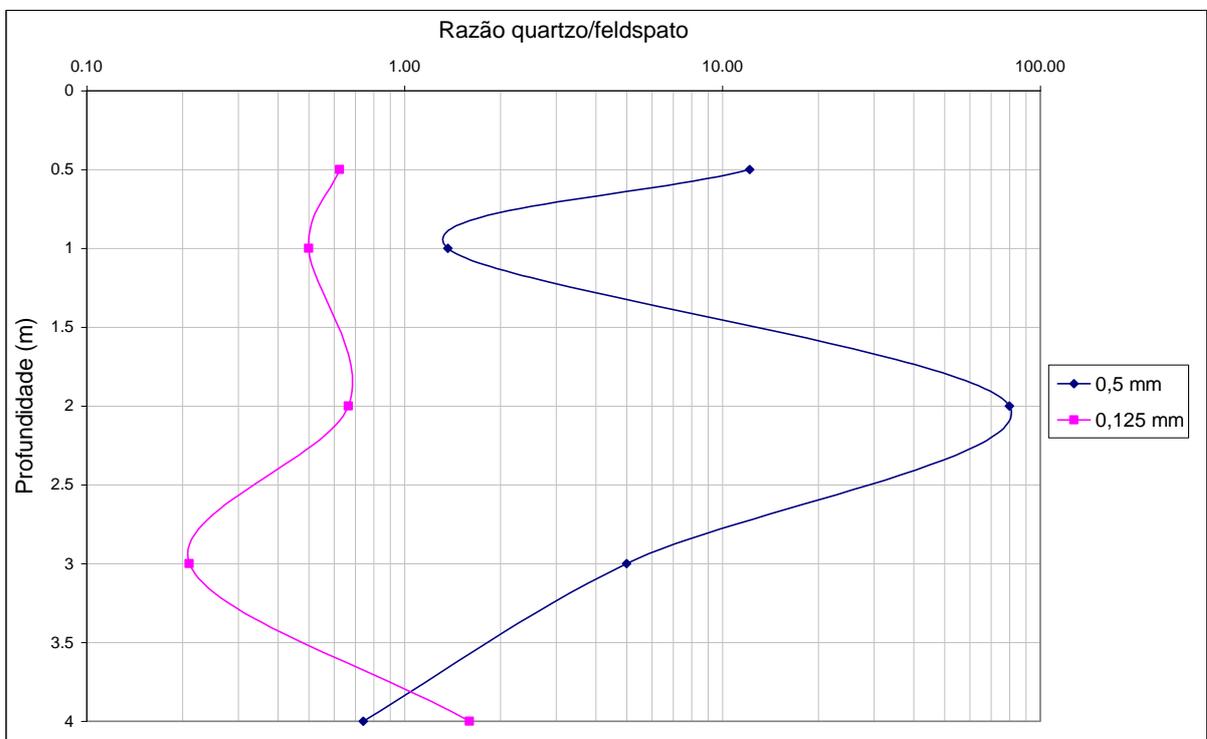


Figura 29 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Granada-biotita granito porfiróide foliado, perfil G1.

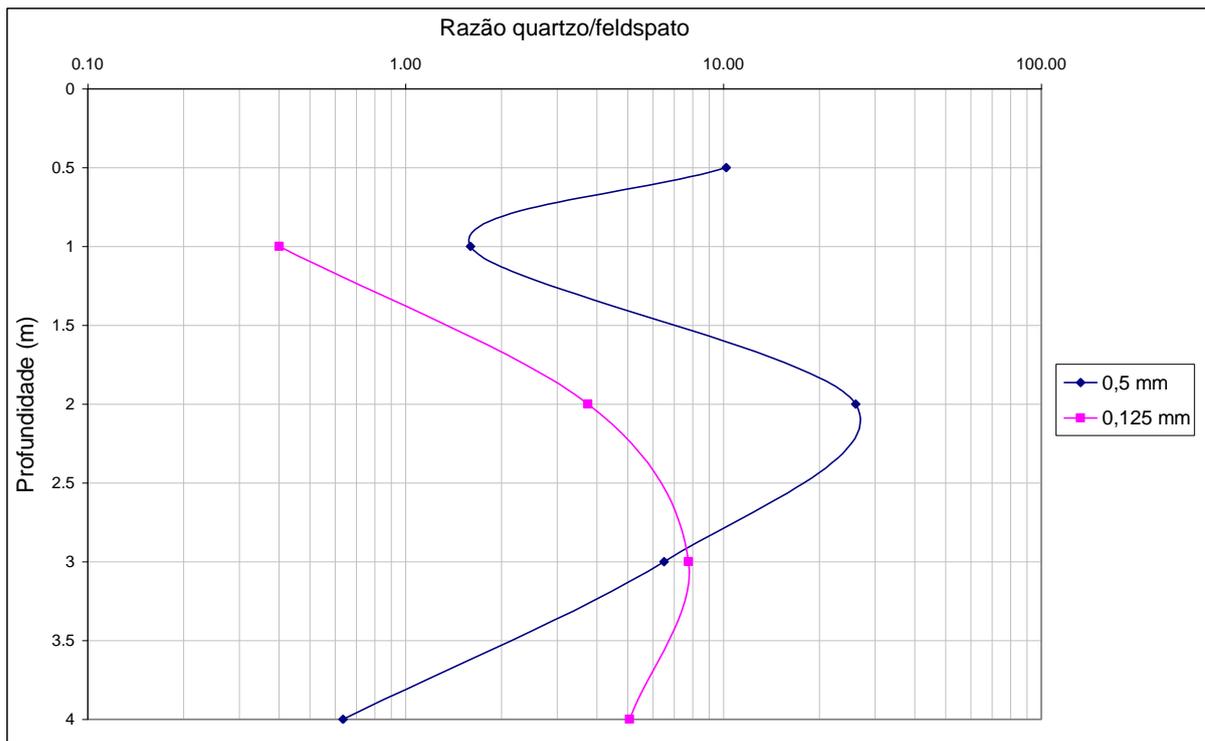


Figura 30 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Granada-biotita granito porfiróide foliado, perfil G5.

Ortognaise bandado

A razão quartzo/feldspato tende a aumentar com a profundidade nos perfis O1 e O4 (0,5mm), enquanto diminui no perfil O2. Na fração 0,125mm, os três perfis apresentam comportamentos diferentes: O1 diminui com a profundidade, O4 aumenta com a profundidade e O2 se mantém relativamente estável, apresentando uma anomalia aos 2 metros de profundidade, aumentando cerca de 100 vezes (figuras 31, 32, 33 e 34). Todavia, estas tendências não são muito bem definidas, refletindo, provavelmente, variações locais do substrato rochoso.

Estes perfis apresentam maior variação da razão Q/K na fração 0,5 mm, de 0.33 a 102.81; e menor variação na fração 0,125mm, de 0.43 a 18.21, com exceção da amostra O2 a 2 metros, com o valor de 149.38.

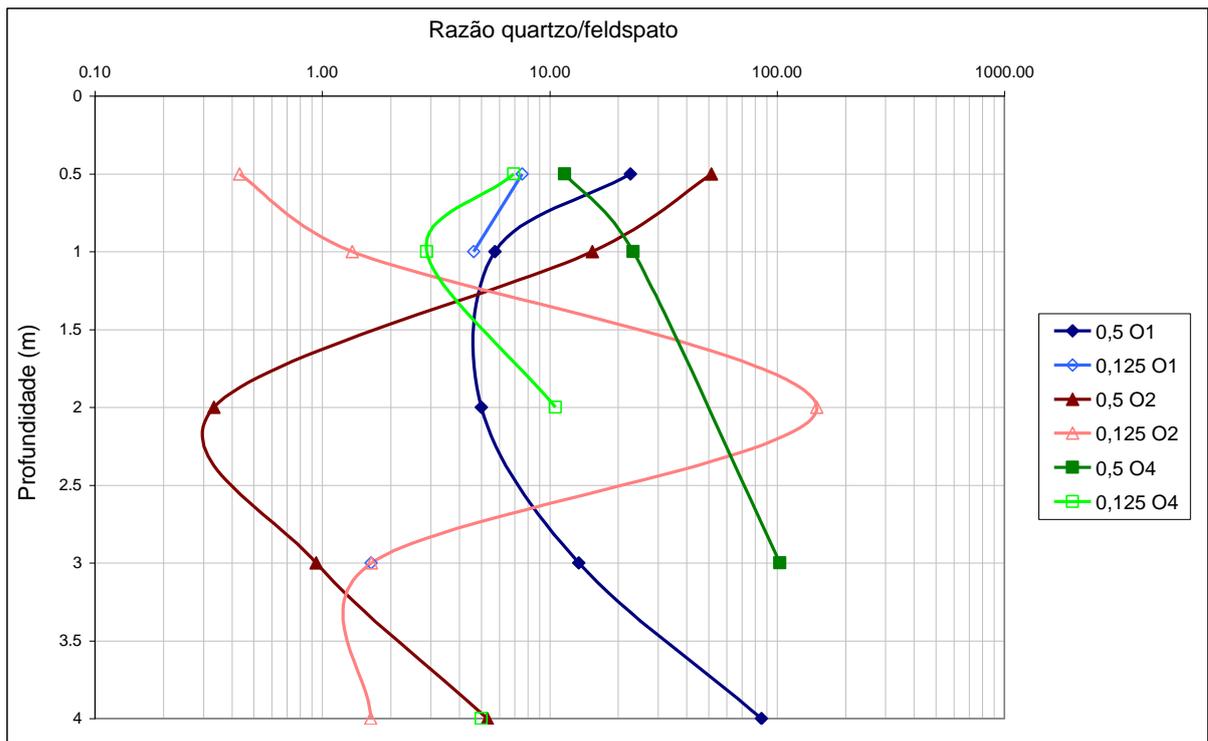


Figura 31 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Ortognaisse bandado, perfis O1, O2 e O4.

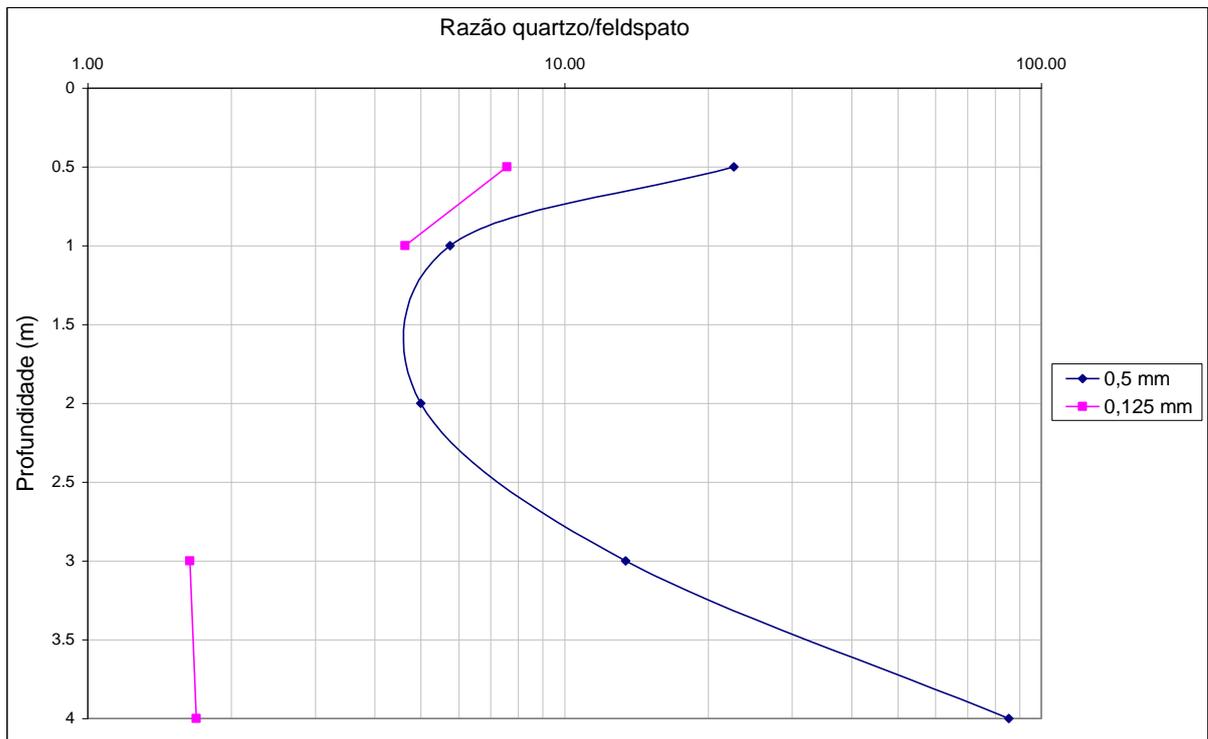


Figura 32 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Ortognaisse bandado, perfil O1.

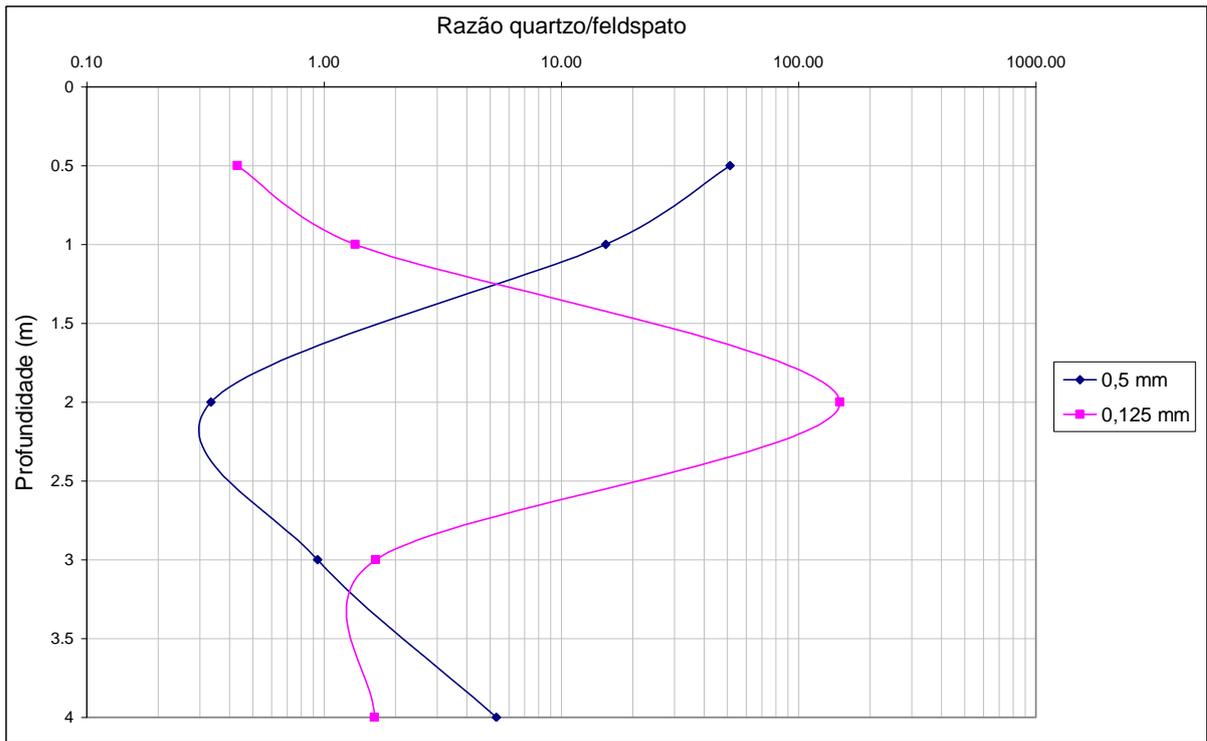


Figura 33 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Ortognaisse bandado, perfil O2.

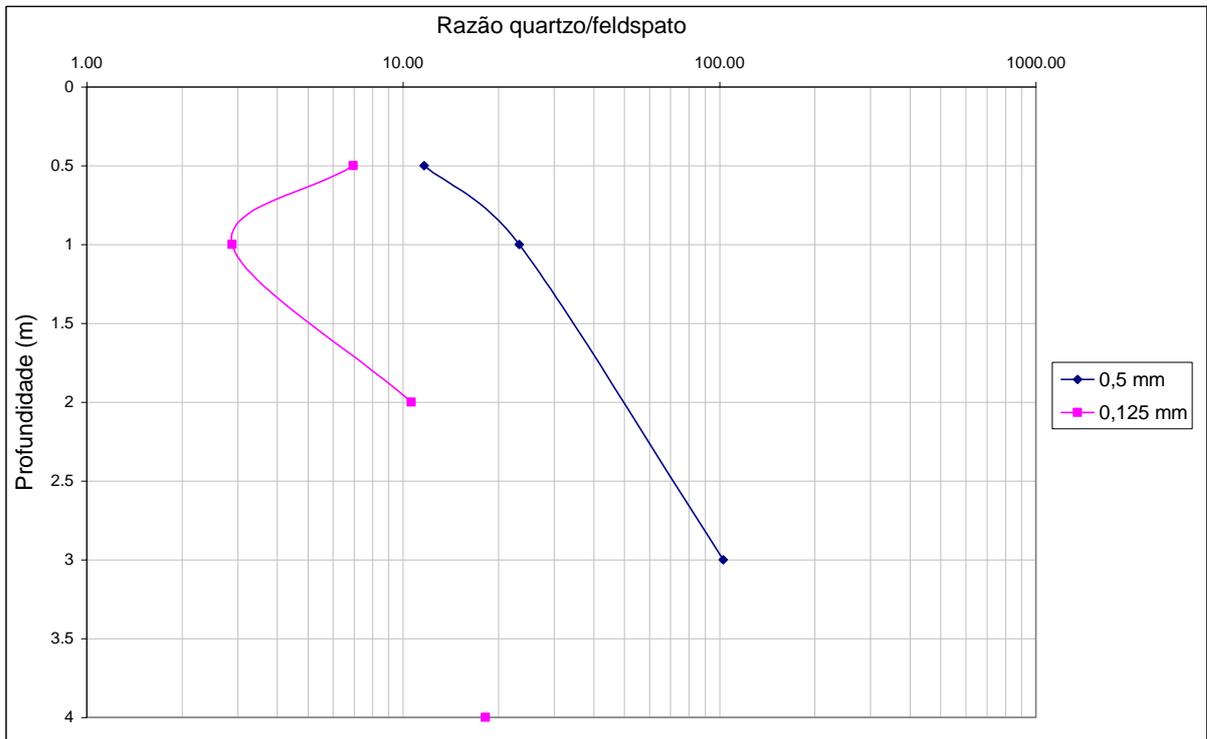


Figura 34 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Ortognaisse bandado, perfil O4.

Ortogramulito

Nos perfis OR4 e OR5 (0,5mm), e OR4 (0,125mm) a razão quartzo/feldspato diminui com aumento profundidade, enquanto em OR5 (0,125 mm) esta razão aumenta com a profundidade (figura 35). É importante destacar a ausência de feldspatos em algumas amostras tanto de OR4 quanto de OR5.

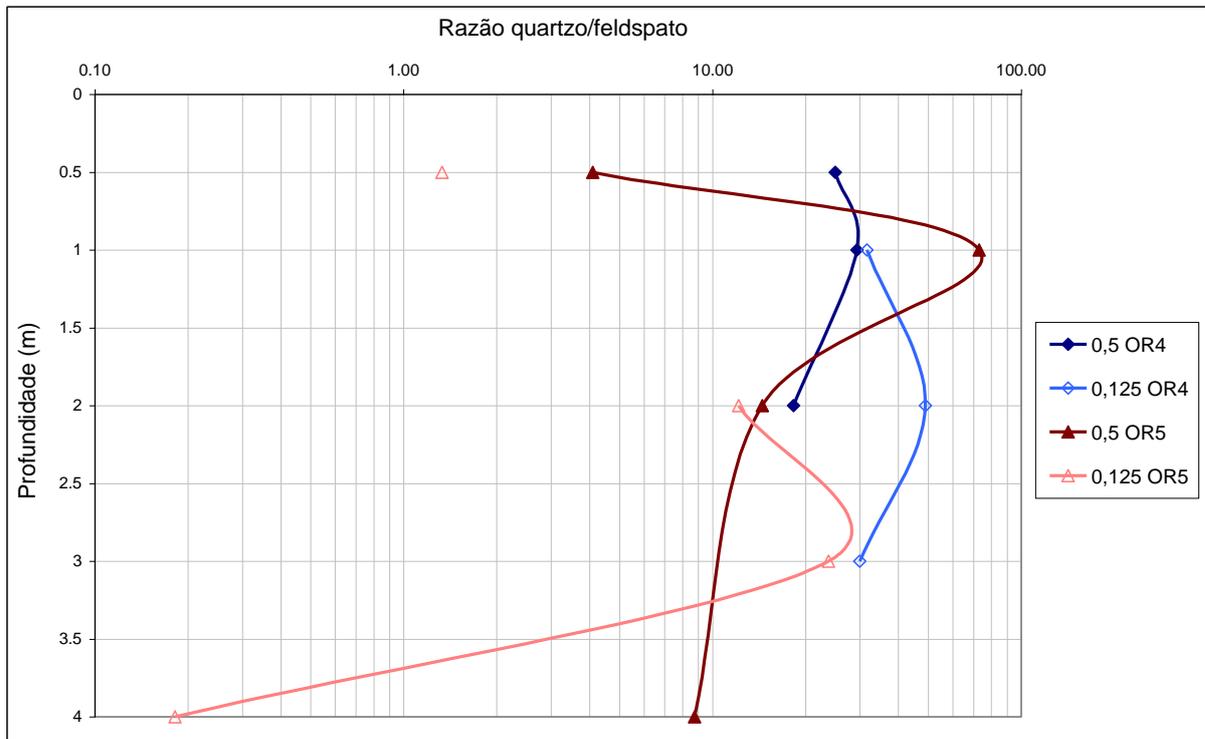


Figura 35 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Ortogramulito, perfis OR4 e OR5.

Ambas frações de OR4 variam pouco, entre 18.32 a 48.90, indicando perfis com maior presença de quartzo, ou seja, mais intemperizados. As amostras de OR5 apresentam maior variação, na fração 0,5mm, de 4.09 a 73.07, e na fração 0,125mm, de 0 a 23.77.

Quartzito

Nos perfis Q4 (0,5mm); Q5 (0,5mm) e Q4 (0,125mm), a razão quartzo/feldspato aumenta com a profundidade, enquanto no perfil Q5 (0,125mm), esta razão diminui com a profundidade (figura 36). Assim como no Ortogramulito, os perfis sobre Quartzito também apresentam amostras com ausência de feldspatos.

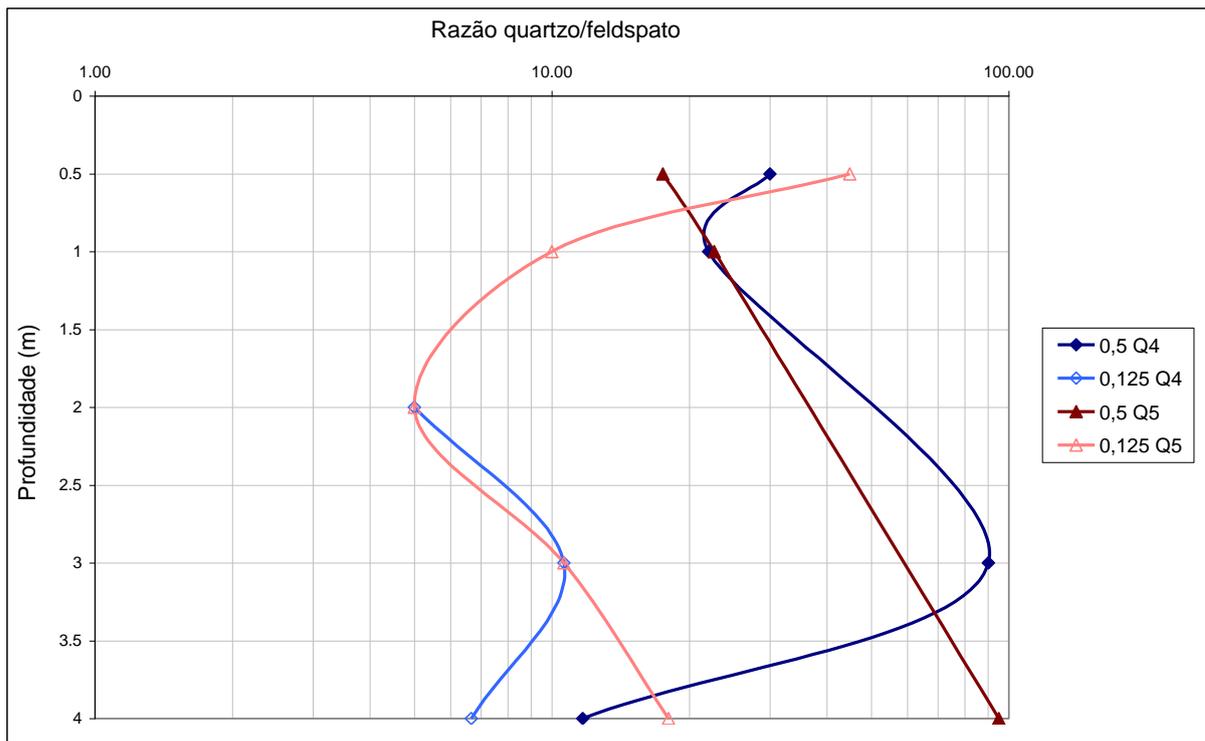


Figura 36 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Quartizito, perfis Q4 e Q5.

Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado

No perfil S6 ambas frações apontam aumento da razão quartzo/feldspato com a profundidade. No perfil S2, a fração 0,5mm aponta diminuição da razão com a profundidade, e o comportamento da fração 0,125mm não define uma tendência e chama atenção para aumento maior que 10 vezes no segundo metro de profundidade (3.61), podendo indicar um bandamento mais rico em quartzo (figura 37). Ambos perfis apontam quase ausência de plagioclásio, principalmente na fração 0,5mm. Todavia, apesar da presença de ortoclásio, a razão quartzo/feldspato apresenta valores maiores que os encontrados nas outras litologias.

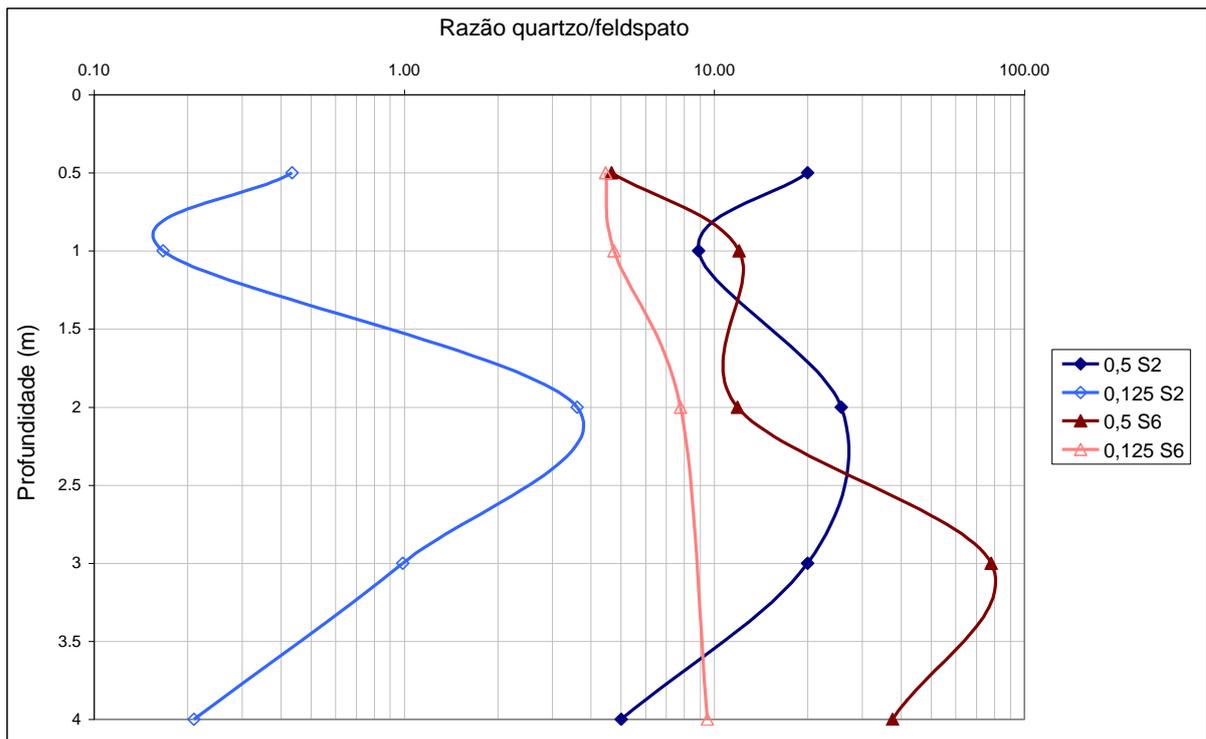


Figura 37 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado, perfis S2 e S6.

Biotita-gnaiss bandado

Na bacia do rio Turvo, tanto B1 quanto B2 (0,5 mm) não apresentam tendência clara (tabela 18 - apêndices). Na fração 0,125mm é possível observar tendências apesar da menor variação, B1 (3.39 – 16.97) tende a diminuir sua razão quartzo/feldspato com a profundidade, enquanto que B2 (0,55 – 2,2) tende a aumentar (figura 38 e 40).

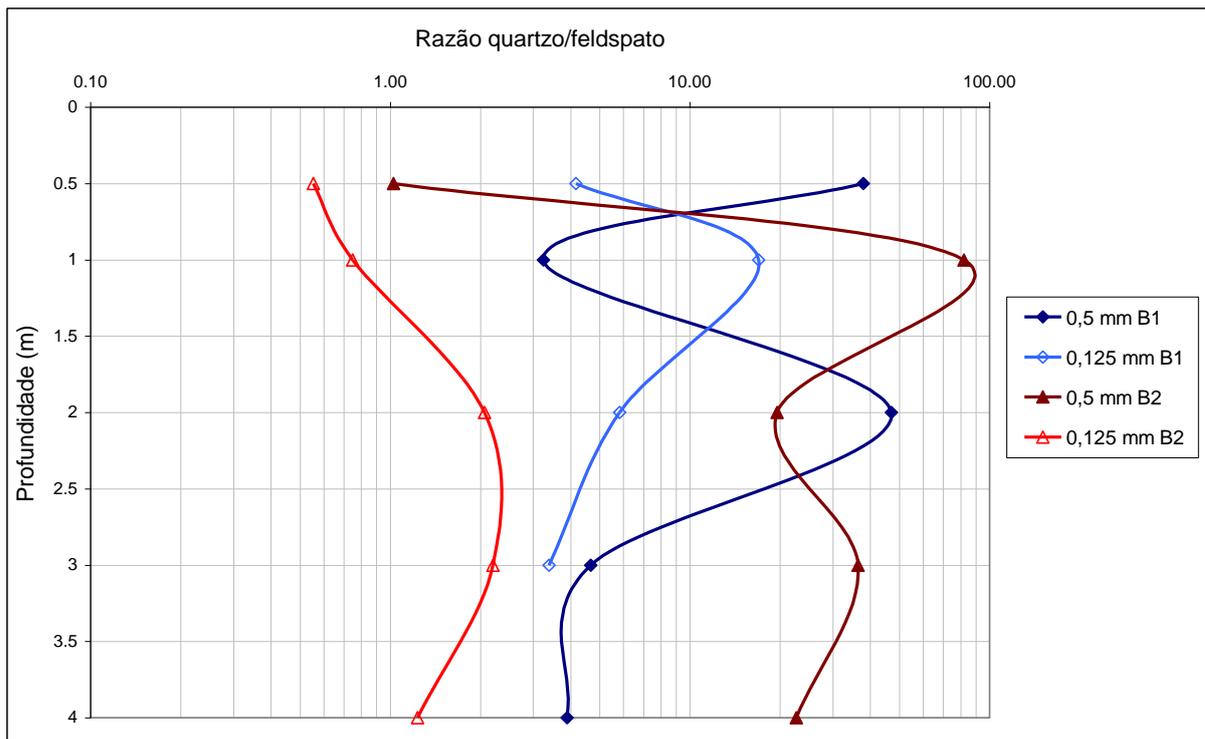


Figura 38 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Biotita gnaiss bandado, perfis B1 e B2.

Na sub-bacia do rio Pedras, os perfis também não apresentam tendência bem definida, todavia diferem dos perfis da bacia do Turvo, pois as frações 0,5mm e 0,125mm apresentam comportamento similar dentro do mesmo perfil (figuras 39 e 40), indicando, fortemente, a presença de variações nas assembléias minerais destes perfis. Apesar de a tendência geral ser semelhante àquela encontrada por Xavier (2004), diminuição da razão quartzo/feldspato com aumento da profundidade, sobre mesma litologia na bacia do rio Fortaleza, este autor consegue mostrar um comportamento mais claro em seus perfis, apresentando valores próximos a 1 tanto na fração 0,5mm quanto na fração 0,125mm nas coletas mais profundas. Esta diferença deve estar relacionada com a profundidade das amostras coletadas, já que Xavier (2004) coletou amostras até 18 metros de profundidade, enquanto neste trabalho foram coletadas até 4 metros de profundidade. E assim como Xavier (2004) mostrou, ocorre uma maior variação nos metros iniciais dos perfis na razão quartzo/feldspato.

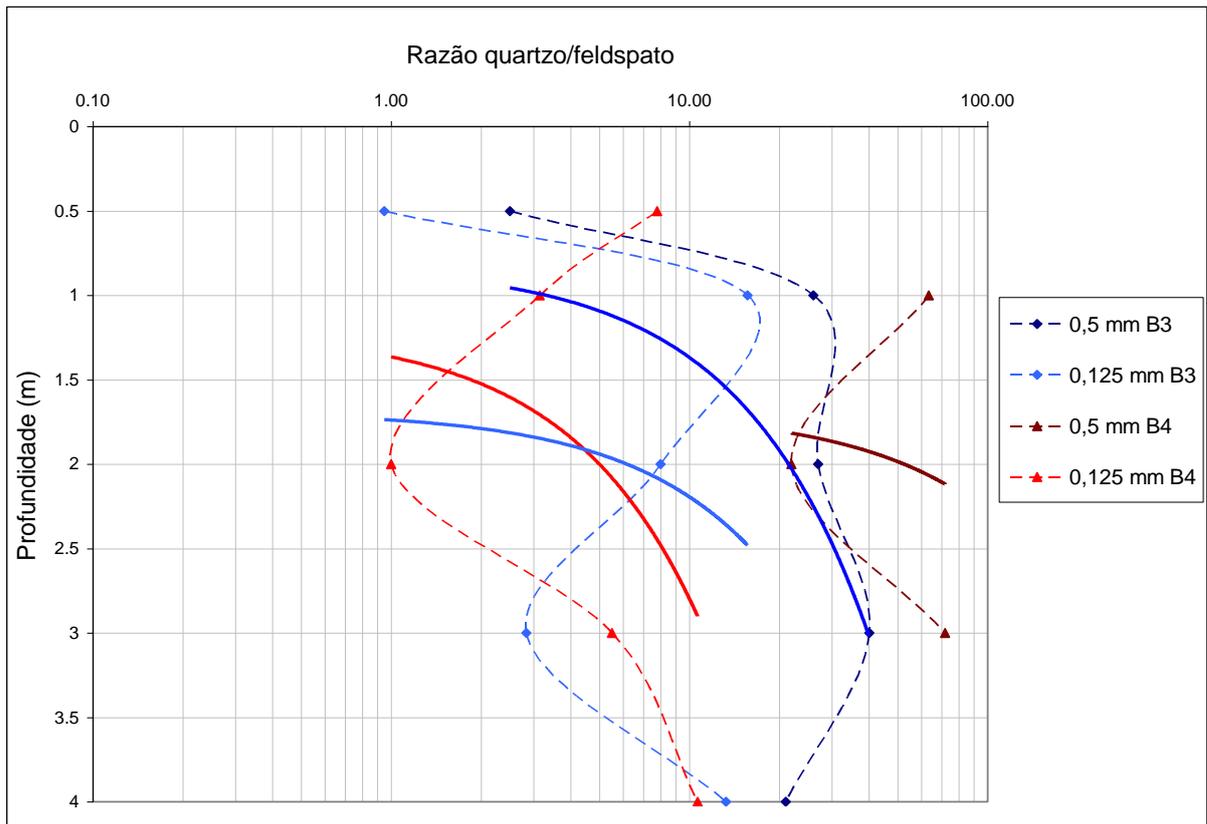


Figura 39 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Biotita gnaissse bandado com linhas de tendência, perfis B3 e B4.

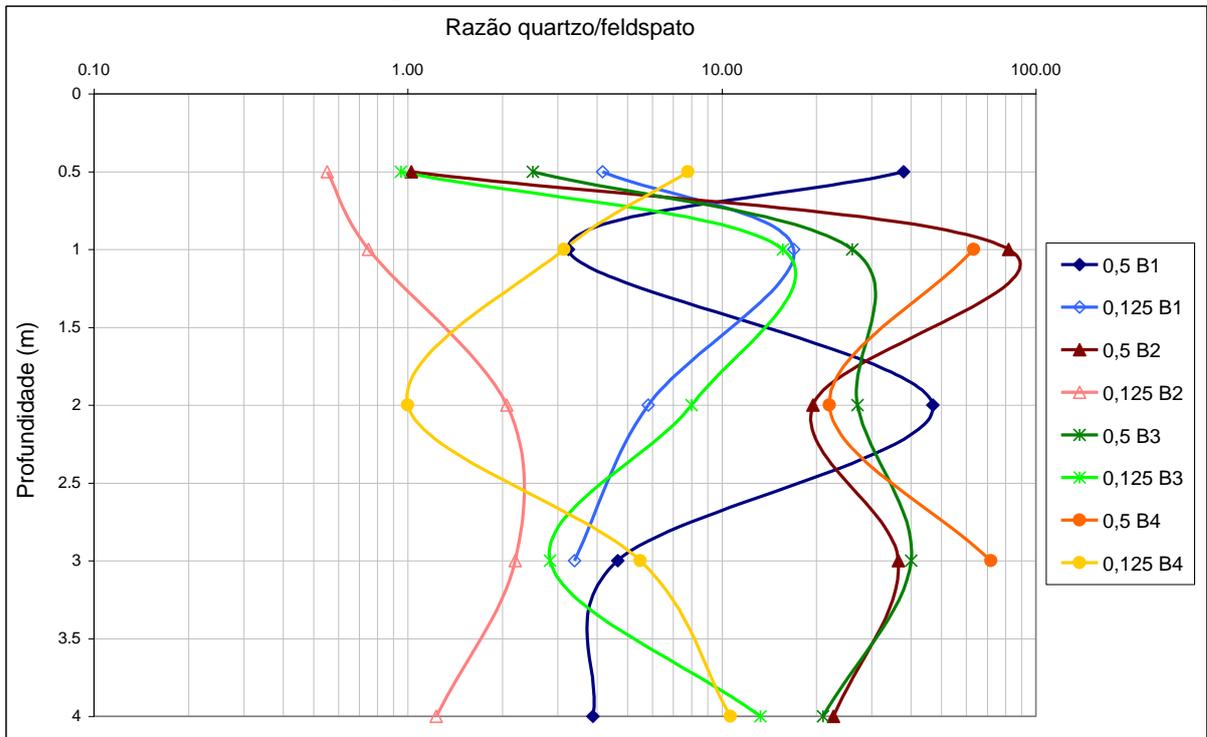


Figura 40 - Comportamento da razão quartzo/feldspato com a profundidade na litologia Biotita gnaissse bandado, perfis B1, B2, B3 e B4.

5.3 Análise química

Os perfis analisados apresentam diferentes composições químicas (tabelas 19, 20, 21, 22, 23, 24 e 25), tanto internamente quanto entre perfis. Estas diferenças foram analisadas a partir do entendimento de que estas variações podem estar relacionadas à presença de diferentes assembleias mineralógicas na rocha de origem, no caso de rochas heterogêneas, como apontado por Sowers (1988 *apud* POLIVANOV, 1998), mas também está relacionada à mobilidade dos elementos químicos durante o processo de intemperismo. Carvalho (1995) e Groot *et al.*(1982) apontam que a solubilidade de um elemento, capacidade de se mover física ou quimicamente em determinado meio, depende de características intrínsecas de cada elemento como: potencial iônico, pH de hidrólise, coprecipitação com óxidos e hidróxidos, e da adsorção do elemento em argilominerais e matéria orgânica.

Paton (1978) associa a magnitude da solubilidade somente ao potencial iônico dos elementos. O autor aponta que cada íon pode ser caracterizado pela sua carga elétrica e pelo seu raio iônico. Assim, os elementos que possuem baixo potencial iônico permanecem em solução durante o intemperismo, enquanto os elementos de potencial iônico intermediário são precipitados pela hidrólise formando os óxidos insolúveis, já os elementos com potencial iônico maior são solúveis.

Levinson (1980), por sua vez, propõe que os elementos químicos possam ser divididos em três grupos de solubilidade de acordo com o potencial iônico e solubilidade: o grupo dos cátions, o grupo complexos aniônicos, sendo estes dois solúveis, e o grupo dos óxi-hidroxidos de ferro, que é insolúvel, o que explica o aumento relativo do alumínio e do ferro em perfis muito intemperizados, como é o caso de alguns perfis da área de estudo.

Considerando os valores absolutos, os perfis analisados apresentam como elementos principais SiO_2 (38,97%-70,31%) e Al_2O_3 (17,45%- 38,68%), sendo que o Fe_2O_3 também é um elemento representativo, com percentuais entre 2,39% e 14,33%. Tanto alumínio quanto o ferro tendem a aumentar em superfície, em contraposição à diminuição da sílica (tabelas 19, 20, 21, 22, 23, 24 e 25 - apêndices), indicando a ocorrência do processo de laterização.

O alumínio esta presente na maioria das rochas e sua abundancia crustal é cerca de 8,3% (ILDEFONSE *et al*, 1998). Todavia, sua concentração em rochas metamórficas pode variar de <1% a 28%. Neste trabalho, a concentração deste elemento variou entre 10 e 20% nas amostras de rocha. O quartizito se apresentou

como exceção, com a menor concentração (0,37%). O valor encontrado no quartzito está associado a baixa representatividade de minerais fonte na rocha, pois a mesma é composta de 99% de quartzo e, somente 1% de muscovita.

No solo, o alumínio é encontrado, principalmente, em silicatos, óxidos, hidróxidos e argilominerais. Wedepohl (1978) coloca que, em regiões tropicais, o alumínio é encontrado em elevadas concentrações, geralmente, associado com óxidos e hidróxidos de ferro e manganês. As concentrações deste elemento nos perfis analisados são altas variando de 17 à 40%, indicando uma concentração relativa deste elemento, associada ao processo de laterização apontado anteriormente.

Associado ao aumento de alumínio nos perfis, também ocorreu um aumento das concentrações absolutas de ferro, possivelmente relacionado ao processo de alitização/laterização existente na área.

O magnésio constitui, aproximadamente, 2% da crosta terrestre e é amplamente distribuído na natureza em uma variedade de minerais como magnesita, dolomita, brucita e carnalita, podendo também ser encontrado em silicatos. Apresenta maiores concentrações em rochas do que em solos, devido sua elevada lixiviação durante o processo de intemperismo (AIKAWA, 1991).

O cálcio ocorre na crosta continental terrestre em concentração média de 3,5%, sendo o quinto elemento mais abundante, atrás de O, Si, Fe e Al. Forma diversos minerais como aluminossilicatos, fosfatos, carbonatos, sulfatos, boratos e fluoretos. É encontrado, comumente, em calcários e mármore podendo estar presente também em argilitos, siltitos e arenitos, em quantidades variadas (WEDEPOHL, 1978). Assim como o magnésio, o cálcio apresenta maiores concentrações nas rochas que em solos, por ser solubilizado durante o intemperismo.

A concentração média de manganês na crosta terrestre é de cerca de 0,1%, sendo valores mais elevados relacionados com rochas ultramáficas. É encontrado em diversos minerais como silicatos, óxidos, sulfatos e carbonatos. Sua química está intimamente ligada com a do Fe, podendo também estar associada ao cobalto e níquel (SCHIELE, 1991). Nas rochas analisadas neste estudo, a concentração deste elemento varia de 0% no quartzito e na granada-biotita granito poerfiróide foliado, até 0,14% no ortognaisse bandado e na biotita gnaisse bandado (tabelas 21, 23, 24 e 25).

Anfibolitos e rochas calcissilicáticas

Os perfis A1 e A3 apresentam como elementos principais (tabela 19 - apêndices, figuras 41 e 42): SiO₂ (55,50%-66,59%), Al₂O₃ (19,92%-26,99%) e Fe₂O₃ (2,39%-6,83%). Cálcio, sódio e magnésio são encontrados na rocha matriz, todavia apresentam-se como elementos traço ou não são encontrados nos perfis analisados. Potássio, fósforo e manganês são encontrados em concentrações abaixo de 2% na rocha matriz e abaixo de 0,3% no solo. O titânio apresenta concentração de 0,55% na rocha, o que de acordo com Bittencourt Rosa (1988) está associado à presença de rutilo, todavia, na análise mineralógica destas rochas, não foi encontrado este mineral. Como fonte deste elemento foi encontrada: titanita e granada, assim como biotita, que Taboada *et al.*(2006) apontam como fonte de Ti e Fe. No perfil do solo, os valores de titânio variam entre 0,35% e 0,85%. Os valores de LOI (perda ao fogo) variam de 7,5% à 11,20%, e apresenta seu menor valor na análise da rocha, com 0,51%. Moncada (2008) aponta o LOI como indicador do grau de intemperismo de saprolitos, considerando que quanto maior o valor de perda ao fogo, maior o grau de intemperismo do material analisado.

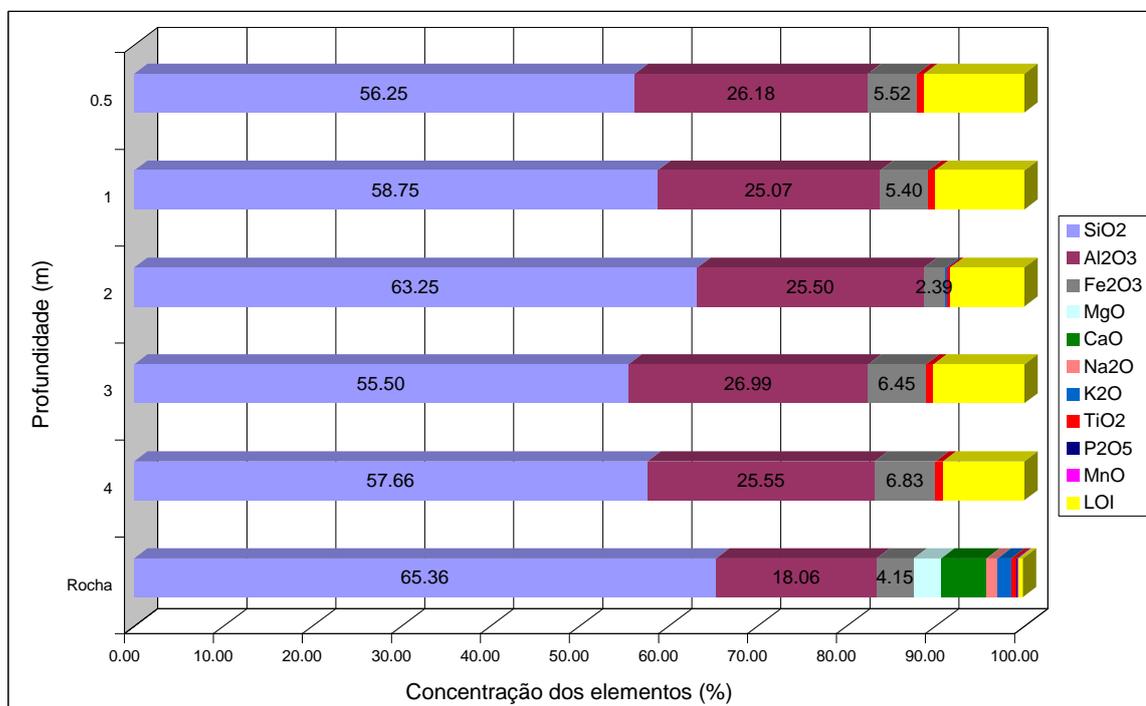


Figura 41 – Composição química do perfil A1.

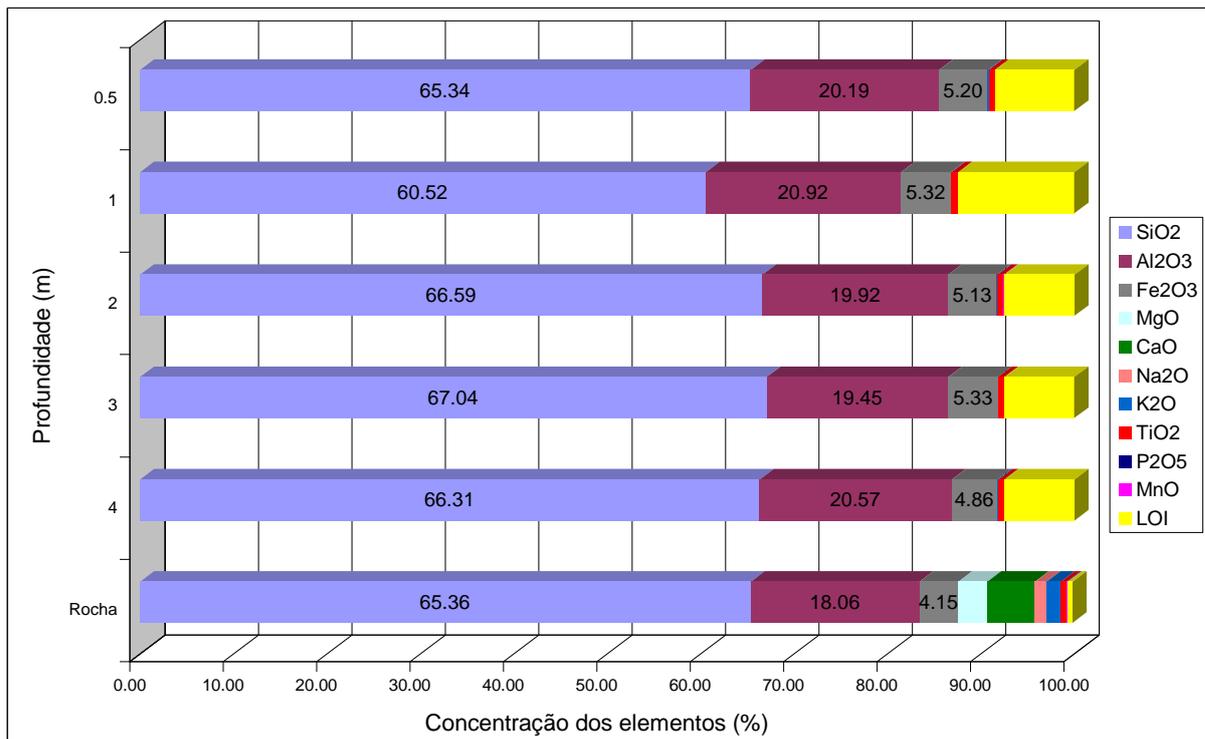


Figura 42 – Composição química do perfil A3.

A partir da análise de perdas e ganhos considerando o alumínio como elemento imóvel, verifica-se menor perda de fósforo a 0,5m de profundidade (figura 43). Considerando sua baixa mobilidade e quase inexistência nas outras profundidades aferidas, acredita-se que a maior quantidade de fósforo nesta profundidade não seja proveniente da rocha, mas podendo estar associado ao ciclo biogeoquímico do fósforo, que aponta como uma das principais fontes de fósforo, após a proveniente da decomposição das rochas, a decomposição da serrapilheira. Cole e Rapp (1980) e Vogt et al.(1986) apontam que a deposição de serrapilheira é a principal via de retorno de carbono, nitrogênio, fósforo e cálcio ao solo. Como pode ser visto na tabela 19, o cálcio, quase inexistente nestes perfis, é encontrado como traço no metro superficial do solo, também indicando não vir da decomposição da rocha, mas estar associado à deposição de serrapilheira nesta área. A área de pesquisa é amplamente recoberta por gramíneas, mas os pontos de coleta situam-se próximos a pequenas parcelas de mata nativa junto aos divisores de drenagem, favorecendo maior aporte de serrapilheira.

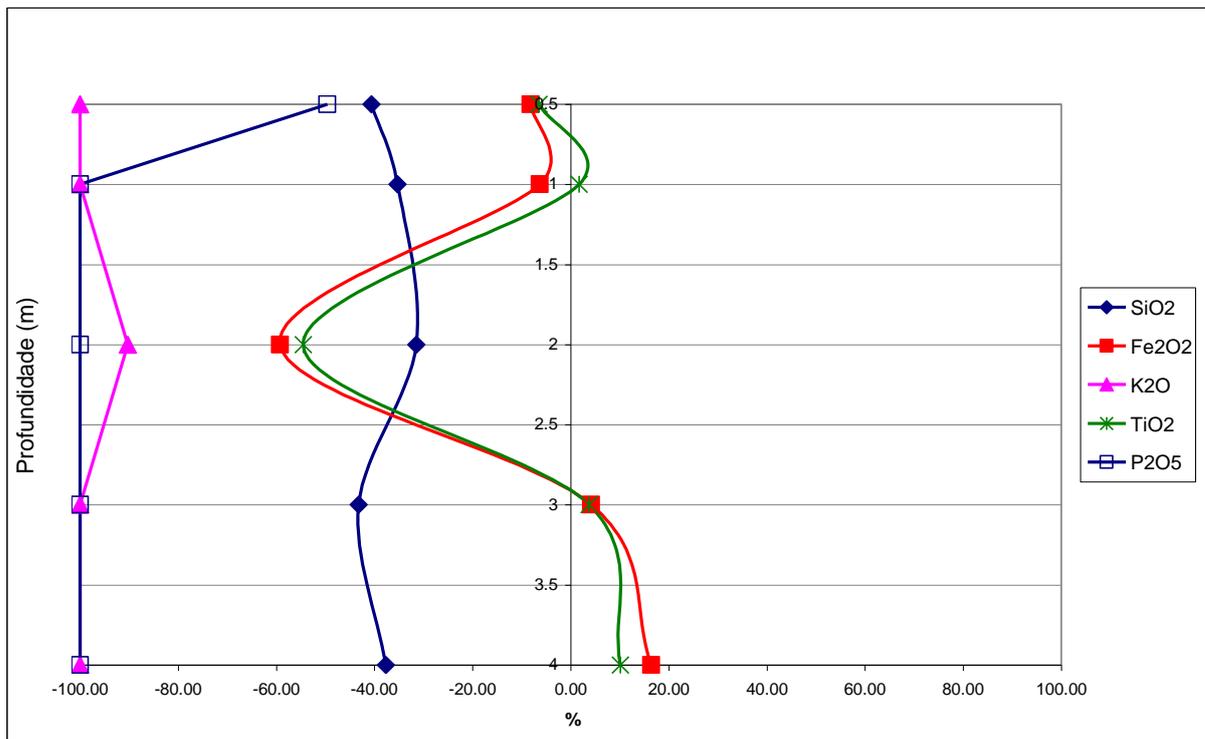


Figura 43 – Comportamento geoquímico do perfil A1. Dados normalizados por alumínio.

Na figura 43 também é possível observar uma diminuição relativa de Fe_2O_3 e TiO_2 à 2 metros de profundidade, assim como aumento relativo do K_2O e SiO_2 . Em termos absolutos (figura 41 e tabela 19) estas mudanças também são constatadas. Taboada *et al.*(2006) associam a concentração destes dois elementos (Fe e Ti), menos solúveis, visto que os mesmos se reprecipitam em ambientes que favoreçam a oxidação, logo após a saída da estrutura de minerais como a biotita, se concentrando nas frações mais finas como a argila. Estes autores, num estudo em latossolos em clima úmido, apontam a ocorrência de precipitação conjunta do Fe e do Ti, formando óxidos combinando estes dois elementos. Os autores apontam ainda um aumento das concentrações de Ti da fração areia para fração argila, e do horizonte C para o horizonte A. Cornu *et al.* (1999) em estudo perto de Manaus-AM, também apontam maior concentração de Ti nas frações mais finas do solo, assim como a mobilidade deste elemento dentro do perfil de solo. Cornu *et al.* (1999) colocam ainda a importância do intemperismo, que atua na concentração de Fe, Al e Ti, e concomitantemente na diminuição do conteúdo de sílica no solo. Kaup e Carter (1987) também apontam a possibilidade de mobilização do Ti no solo através dos processos de lixiviação e translocação. Este aumento é encontrado somente em A3 (figura 44). As grandes perdas de Ti e Fe encontradas a 2 metros no perfil A1 podem estar associadas a um horizonte eluvial, visto que na análise granulométrica

a amostra a 3 metros apresenta grande incremento da fração argila, o que indicaria a ocorrência de um horizonte de iluviação. Acredita-se, portanto, que no perfil A1 exista um horizonte de eluviação a 2 metros de profundidade, que esteja perdendo óxidos de ferro e titânio, os quais, assim como as argilas, estão sendo concentrados num horizonte iluvial a 3 metros de profundidade. O que também explicaria o aumento da concentração de Ti com a profundidade neste perfil, resultado oposto ao encontrado por Taboada *et al.*(2006) e também ao encontrado no perfil A3.

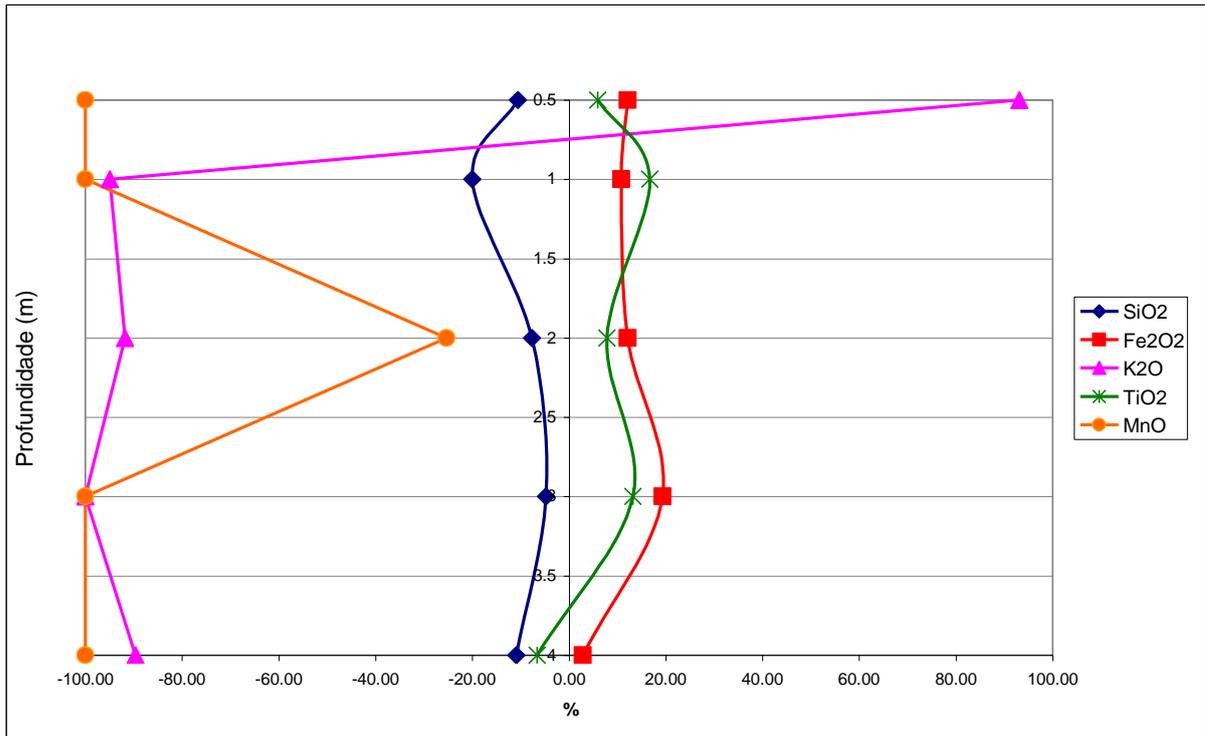


Figura 44 – Comportamento geoquímico do perfil A3. Dados normalizados por alumínio.

No perfil A3, acredita-se que o aumento relativo de potássio a 0,5m de profundidade esteja associado à liberação deste elemento pela deposição de serrapilheira e pela morte de vegetais, visto que sua depleção no perfil varia de 90 a 100% no resto do perfil.

Granada-biotita granito porfiróide foliado

Os perfis desenvolvidos sobre granada-biotita granito porfiróide foliado apresentam como elementos principais (tabela 23 - apêndices, figuras 45, 46 e 47): SiO₂ (53,26%-67,96%), Al₂O₃ (19,73%-27,52%) e Fe₂O₃ (3,12%-6,54%). Cálcio, sódio, manganês, magnésio, potássio, fósforo, titânio e zircônio são encontrados em baixas concentrações, variando entre 0 e 3%. Geralmente, estes elementos apresentam maiores concentrações na rocha, como pode ser visto nas figuras 45,

46 e 47, assim como na tabela 23, indicando a ocorrência de processos de retirada dos elementos mais móveis do perfil, propiciando a acumulação de ferro e alumínio (tabela 23). A LOI, ou perda ao fogo, tende a diminuir em profundidade, pois segundo Vergotti *et al.*(2009), expressa a quantidade de matéria orgânica + água adsorvida + água nos retículos cristalinos e inclusões fluidas + CO₂ de carbonatos + SO₂ de sulfetos, podendo ser correlacionado com o teor de matéria orgânica no solo.

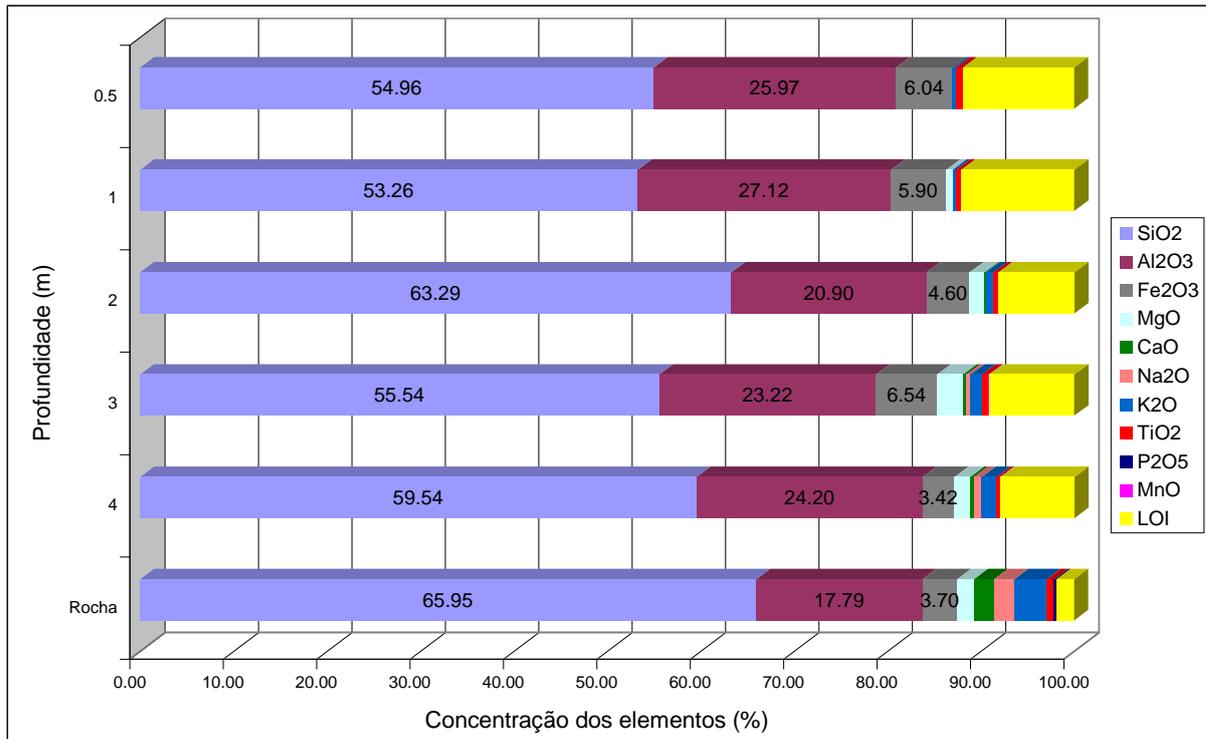


Figura 45 – Composição química do perfil G1.

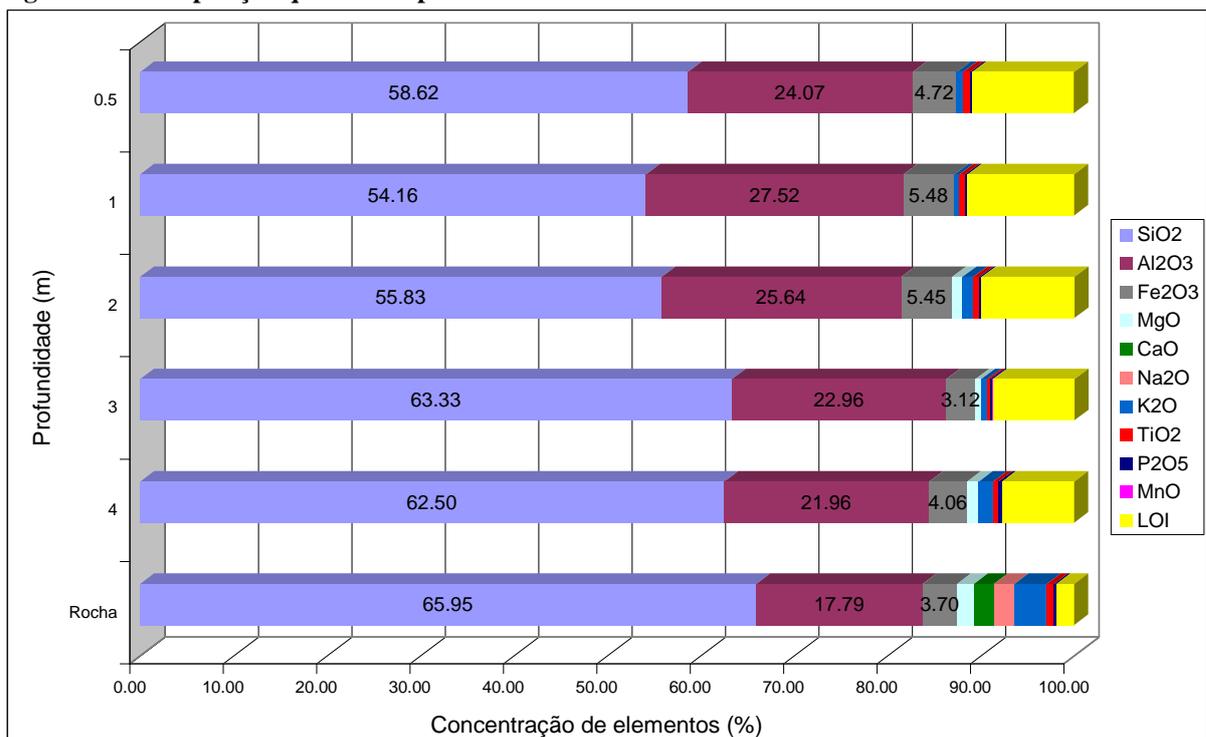


Figura 46 – Composição química do perfil G4.

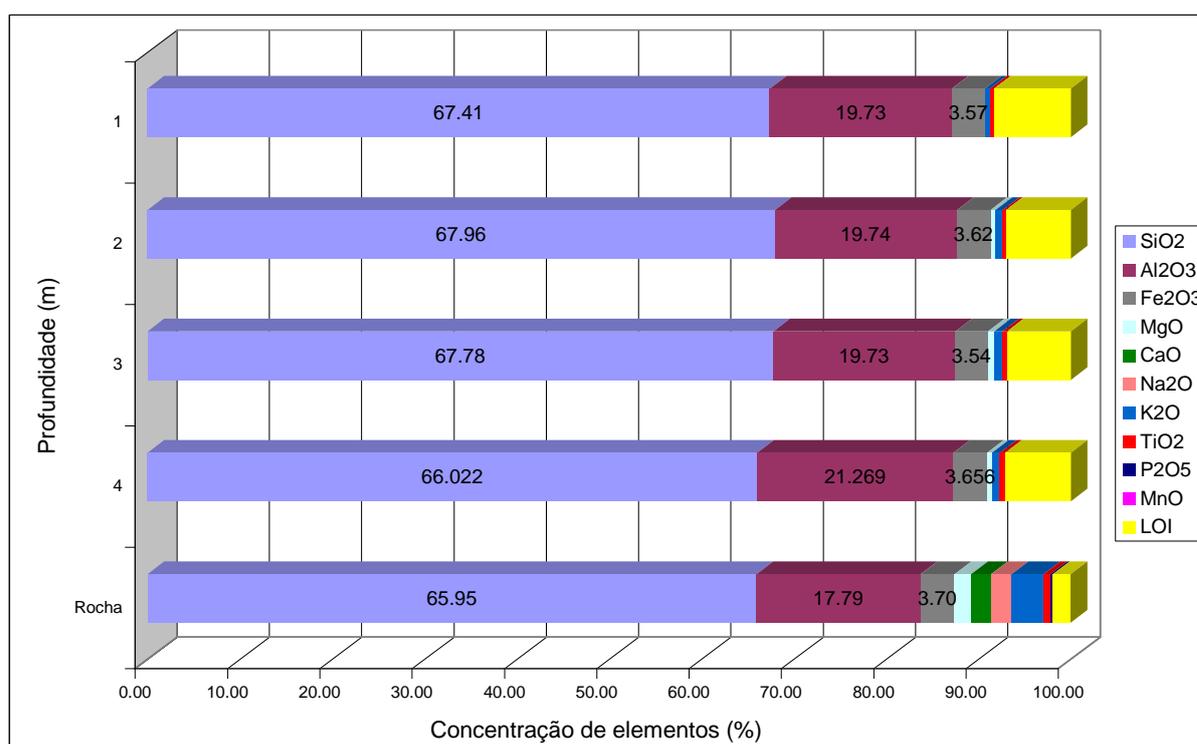


Figura 47 – Composição química do perfil G5.

Considerando as perdas relativas em relação ao alumínio, G1 apresenta maiores depleções de elementos mais móveis: sódio, potássio e cálcio (figura 48). Em termos absolutos, as quantidades desses elementos tendem a aumentar com a profundidade (figura 45).

Tanto em G1 quanto em G4 (figura 48 e 49), as concentrações de ferro e titânio apresentam comportamentos similares dentro de cada perfil, e como já discutido anteriormente, está associado a dois fatores: mesmo comportamento geoquímico desses elementos no solo ou presença de titânio preferencialmente na biotita (TABOADA *et al.*, 2006). A partir da análise mineralógica das rochas, foi verificada a presença de titanita no granada-biotita granito porfiróide foliado como mineral acessório em matriz constituída por quartzo, biotita e feldspatos. Taboada *et al.*(2006) apontam que as diferentes concentrações de ferro e titânio num perfil de solo podem estar associadas à mobilização dos mesmos, os quais seriam encontrados conjuntamente devido as mesmas condições de mobilização e de precipitação, a qual estaria relacionada a um horizonte iluvial com grande concentração de argila, após horizonte eluvial. A partir dos dados granulométricos, todavia, não foi encontrada relação entre as concentrações de argila com as concentrações destes elementos. Portanto, as diferentes concentrações destes elementos nos perfis analisados devem estar relacionadas a diferentes

concentrações de biotita na rocha matriz. Tal fato é corroborado em G4 (figura 49), a partir de 2 metros de profundidade, pelo comportamento do magnésio, o qual é encontrado principalmente nas biotitas da rocha matriz. Apesar da curva do MgO se diferenciar das curvas do ferro e do titânio no primeiro metro do solo, tal comportamento é esperado devido maior mobilidade deste elemento.

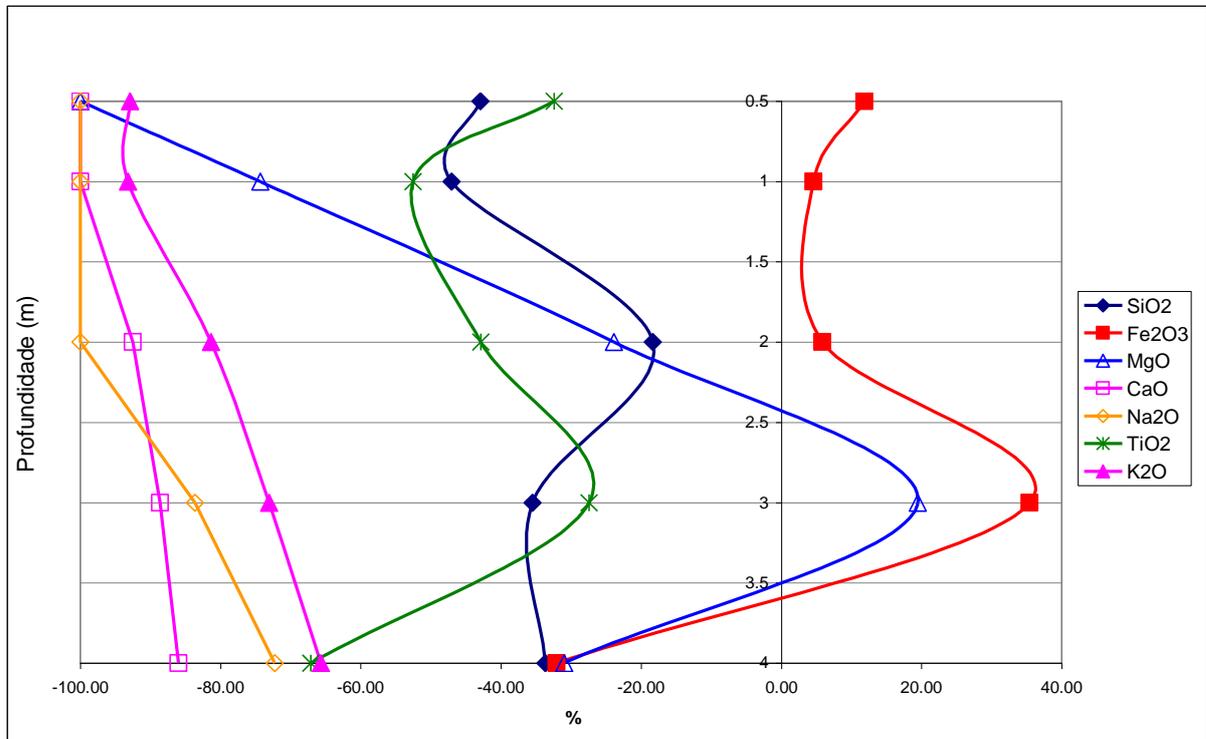


Figura 48 – Comportamento geoquímico do perfil G1. Dados normalizados por alumínio.

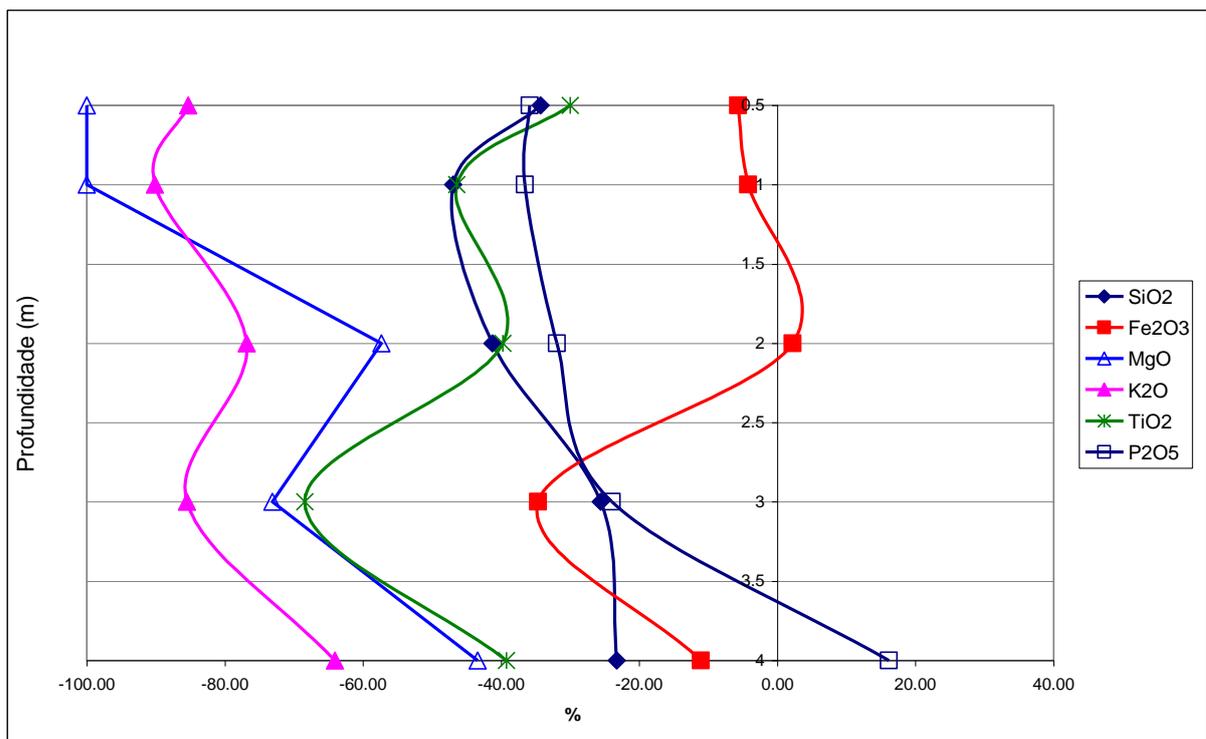


Figura 49 – Comportamento geoquímico do perfil G4. Dados normalizados por alumínio.

Observa-se ainda em G4 (figura 49 e tabela 23) que o fósforo, por ser elemento imóvel (PATON, 1978), apresenta concentrações quase constantes em todo perfil, com valores próximos aos encontrados na rocha matriz.

O perfil G5 é o que apresenta menores depleções de sílica (figura 50) e menores valores de LOI (figura 47), indicando um perfil menos intemperizado do que os demais da mesma litologia. Com base na tabela 23, é possível verificar que os elementos mais móveis quase não são encontrados no perfil, exceção feita ao potássio, que apesar de depleção próxima à 80% ainda é encontrado no perfil. Neste perfil, também se observa que a curva de depleção do titânio se diferencia da curva do ferro, indicando que estes dois elementos provêm de minerais diferentes.

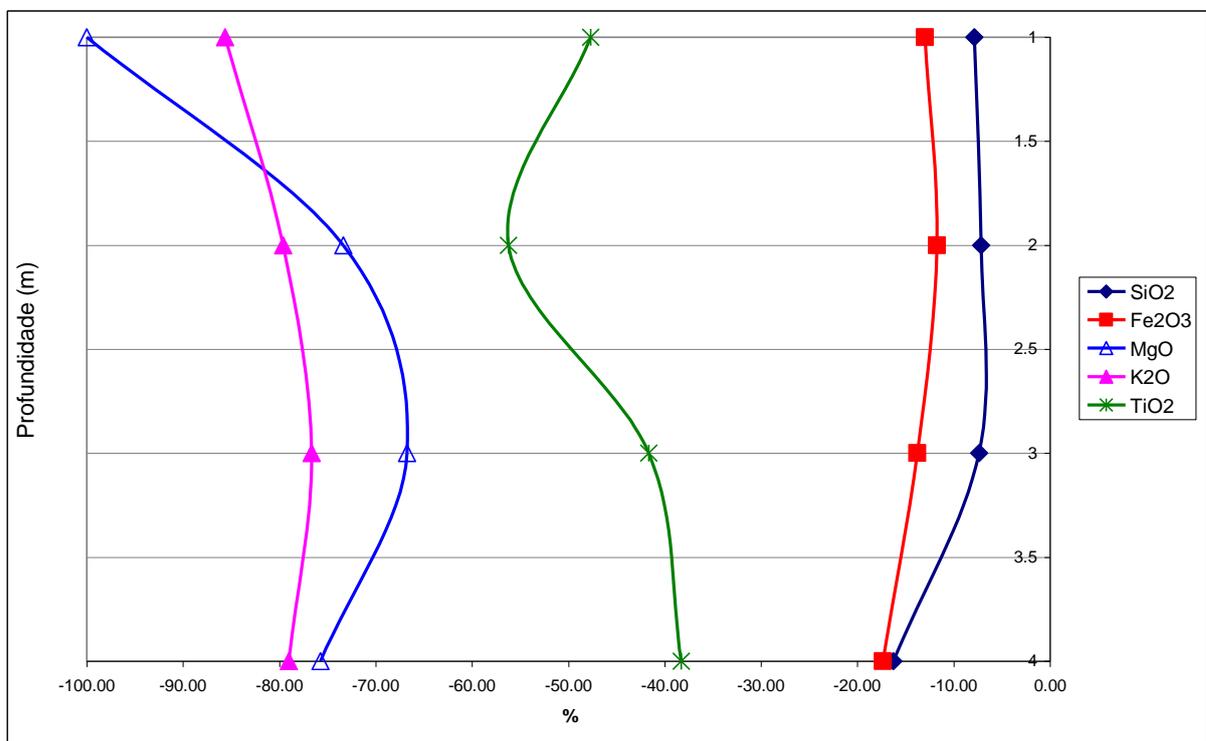


Figura 50 – Comportamento geoquímico do perfil G5. Dados normalizados por alumínio.

Ortognaisse bandado

Os perfis desenvolvidos sobre ortognaisse bandado apresentam como constituintes principais (tabela 24 - apêndices, figuras 51, 52 e 53): SiO₂ (47,77%-66,63%), Al₂O₃ (20,17%-28,11%) e Fe₂O₃ (2,69%-10,44 %). Potássio, fósforo e manganês apresentam baixa representatividade nestes perfis, com valores entre 0 e 0,65%. O titânio é encontrado em valores entre 0,41 e 1,21%. Cálcio, sódio e magnésio não são encontrados nos perfis ou apresentam-se como traços, apesar de existirem em quantidades representativas na rocha: MgO - 9,51%, CaO - 9,22%

e Na₂O -1,59%. Indicando a ocorrência de forte intemperismo, causando a depleção destes elementos em até 100% quando normalizados pelo alumínio.

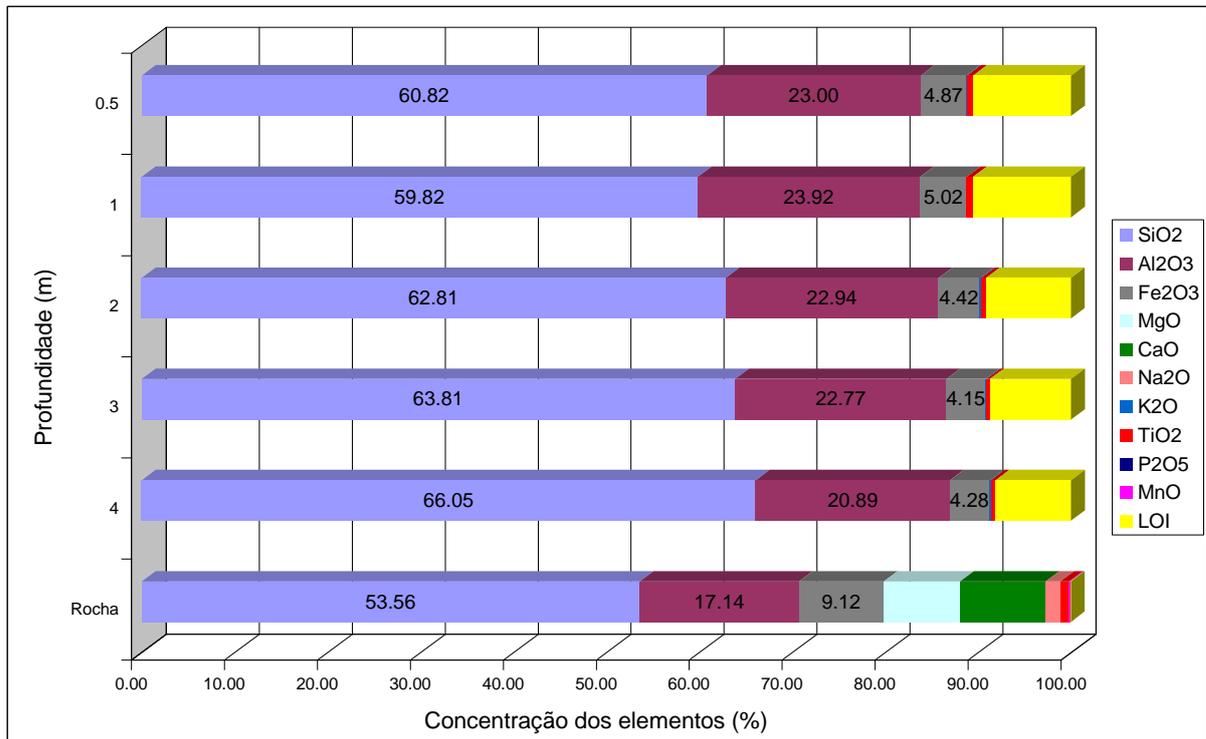


Figura 51 – Composição química do perfil O1.

Dentre os perfis desta litologia, O2 foi o que apresentou maiores valores de ferro, alumínio, titânio, fósforo e manganês, assim como os menores valores de sílica (figura 52, tabela 24), indicando, além de um processo avançado de intemperismo como nos outros perfis em ortognaisse bandado, com a perda quase total dos elementos mais móveis, a possibilidade de ocorrência do processo de alitização, induzindo à concentração de ferro, alumínio e titânio, assim como a diminuição da concentração de sílica (CORNU *et al.*, 1999). Os valores de concentração destes elementos chegam próximo aos valores encontrados por Maignein (1966) e Rocha (2011) em áreas quartizíticas sobre intenso processo de laterização. O aumento da concentração de titânio está associado, segundo Colin *et al.*, 1999; Balan *et al.*, 2001; e Taboada *et al.*, 2006, a intenso processo de intemperização, que retira os elementos mais solúveis do solo, causando um aumento relativo deste elemento menos móvel. Segundo Schiele (1991), o comportamento químico do manganês está associado intimamente ao comportamento do ferro, sendo identificado por Wedepohl (1978) a ocorrência de conjunta do aumento de concentração destes dois elementos no solo. O que

indicaria a formação de óxidos e hidróxidos de Fe e Mn no perfil O2, a partir de 3 metros de profundidade (figura 52).

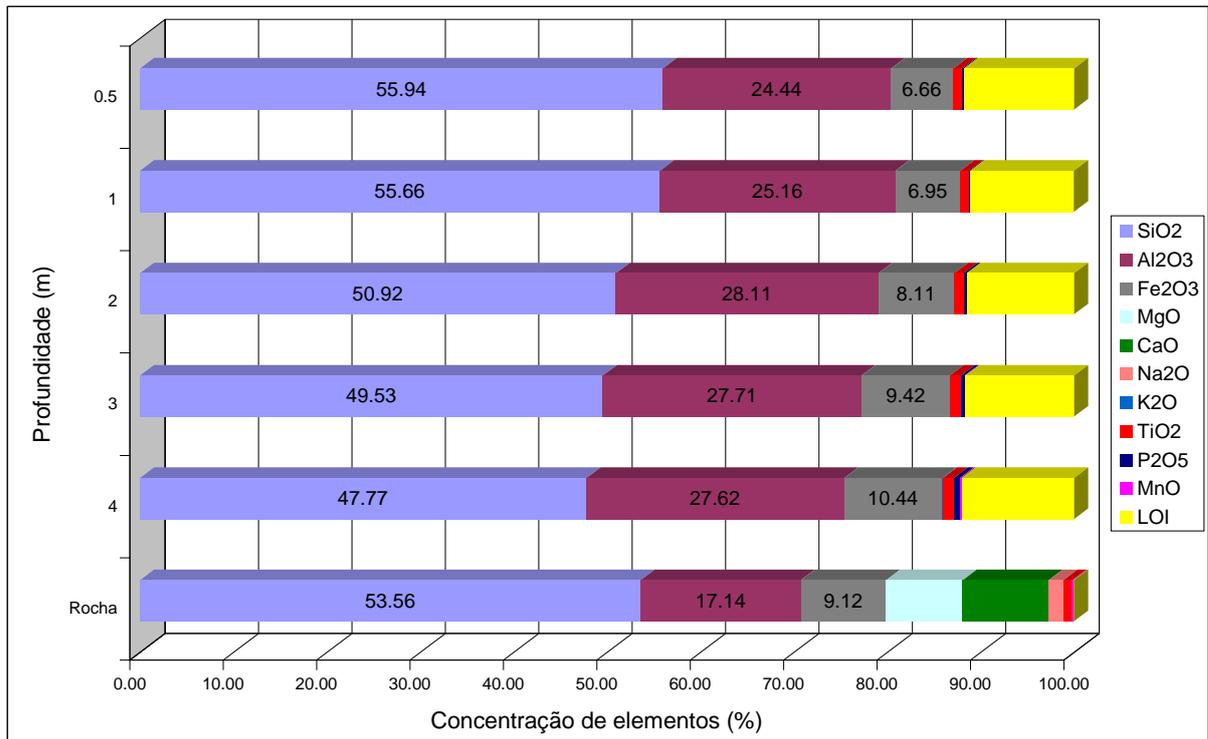


Figura 52 – Composição química do perfil O2.

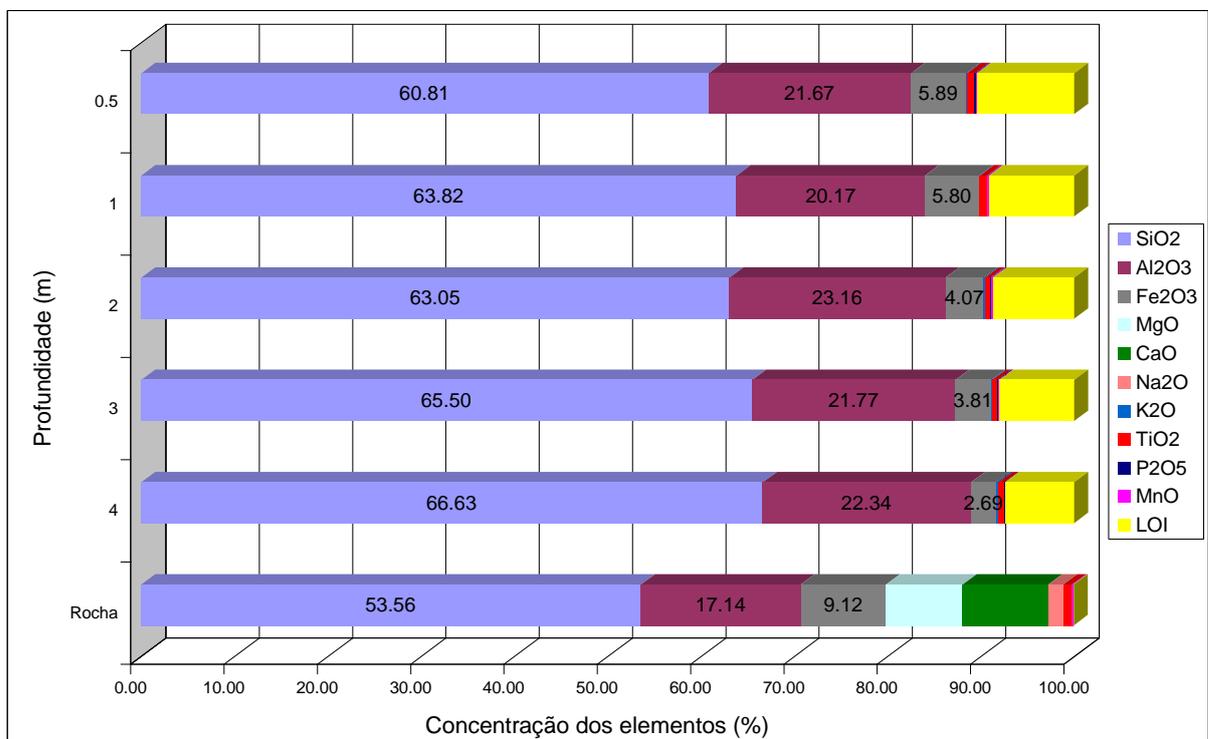


Figura 53 – Composição química do perfil O4.

Em todos perfis deste litologia observa-se depleção relativa de ferro, sílica e titânio, sendo que a depleção de sílica é menor em O1 e O4, assim como estes

apresentam maior depleção de Fe_2O_3 e TiO_2 . Observa-se também nestes perfis que o comportamento do ferro e do titânio são parecidos, indicando a presença de presença de titânio, principalmente, na composição da biotita, e baixa ocorrência de minerais típicos de titânio como a titanita e o rutilo (TABOADA *et al.*, 2006).

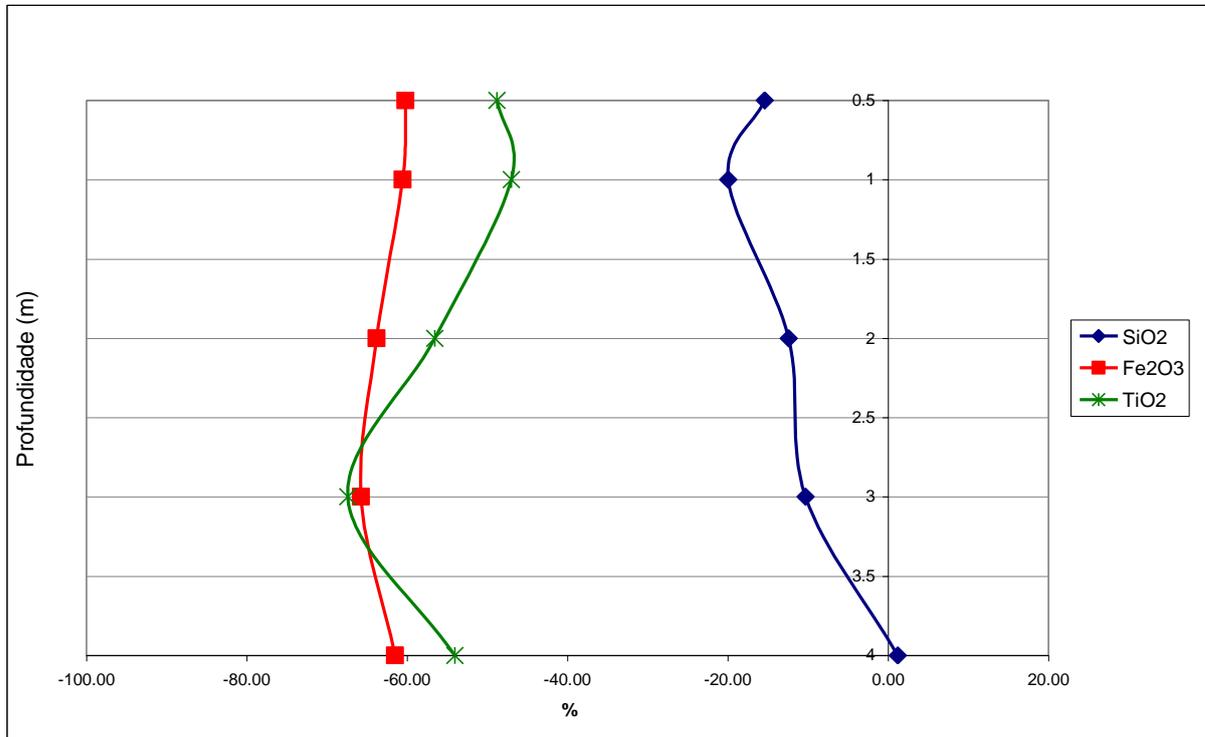


Figura 54 – Comportamento geoquímico do perfil O1. Dados normalizados por alumínio.

No perfil O1 ocorre depleção total do manganês (tabela 24) como colocado por Harris e Adam (1966), os quais apontam que o intemperismo de rochas graníticas produzirá um solo rico em quartzo, com concentrações medianas de feldspatos, pobre em manganês, o qual se encontra, em sua maior parte, associado e imobilizado na argila e na fração de material orgânico do solo. Todavia, em O2 e O4 (figuras 55 e 56) a depleção deste elemento é variável, o que segundo Dennen e Anderson (1962) está associado à baixa mobilidade deste elemento durante o intemperismo, apresentando mudanças pequenas em relação à concentração encontrada na rocha matriz.

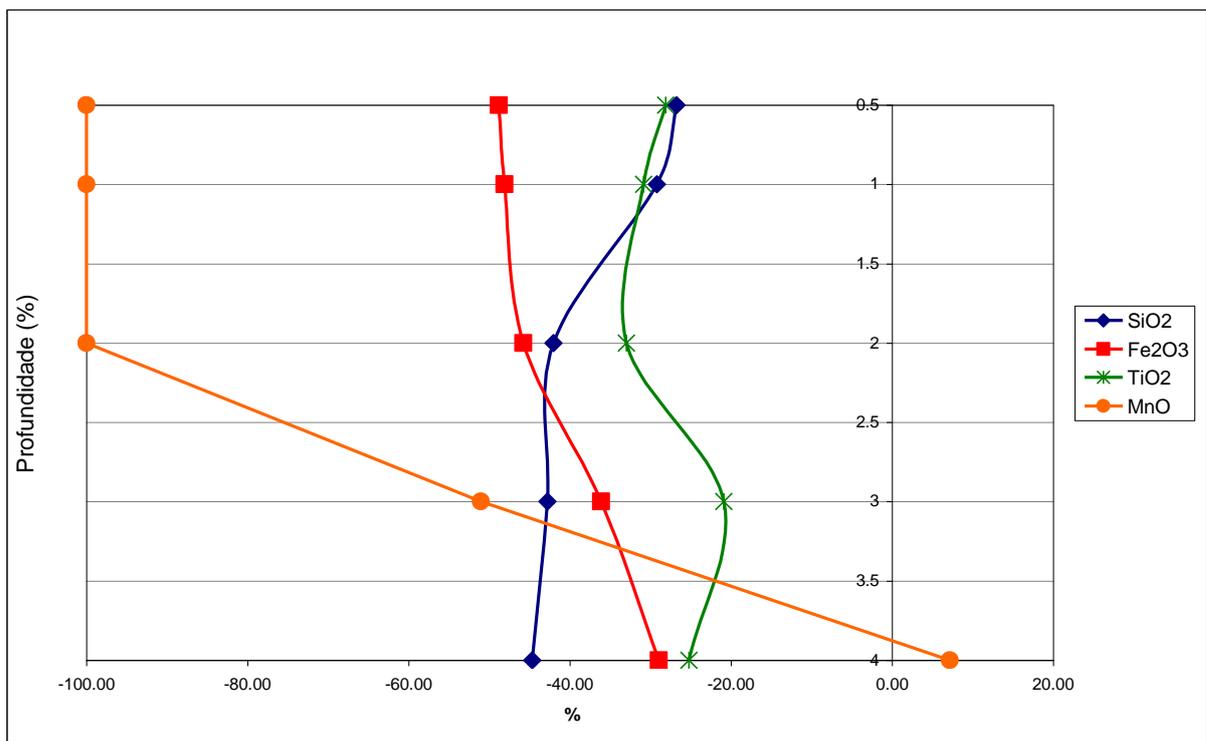


Figura 55 – Comportamento geoquímico do perfil O2. Dados normalizados por alumínio.

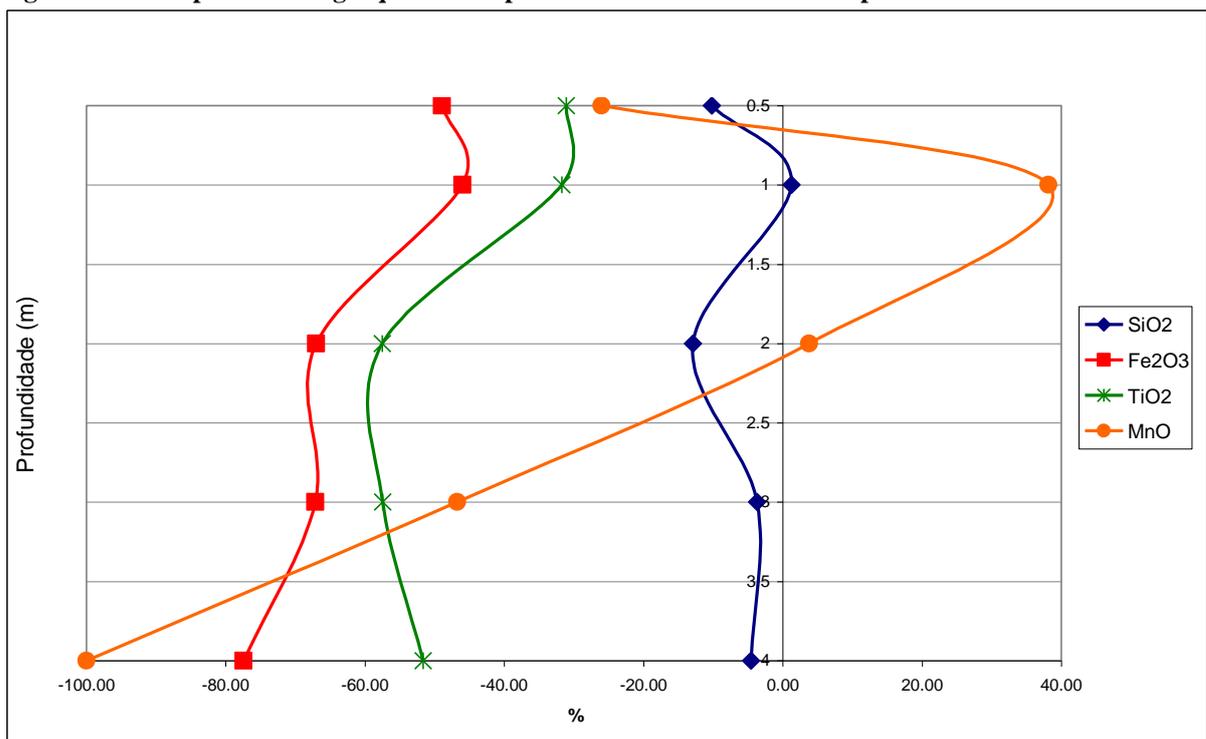


Figura 56 – Comportamento geoquímico do perfil O4. Dados normalizados por alumínio.

Ortogranulito

Os perfis OR4 e OR5 são constituídos principalmente por (tabela 20 - apêndices, figuras 57 e 58): SiO₂ (38,97%-65,44%), Al₂O₃ (22,89%-38,68%) e Fe₂O₃ (2,80%-10,59 %). Os elementos móveis (Ca, Na, K, Mg), assim como Mn e P, são quase inexistentes, variando de 0 a 0,2% (tabela 20, figuras 57 e 58). O titânio é

encontrado em concentrações maiores que da rocha em OR4, variando entre 0,64 e 1,18%, enquanto que na rocha corresponde a 0,49%. Em OR5, os valores de titânio situam-se entre 0,33 e 0,53%.

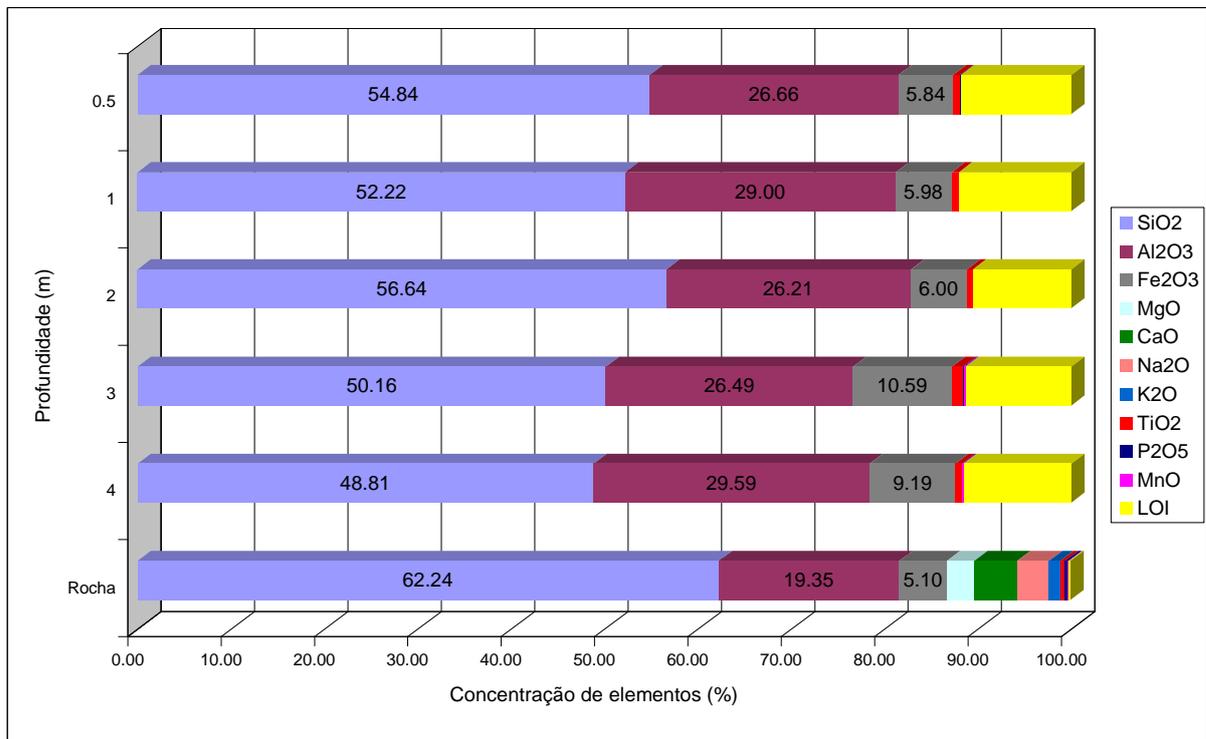


Figura 57 – Composição química do perfil OR4.

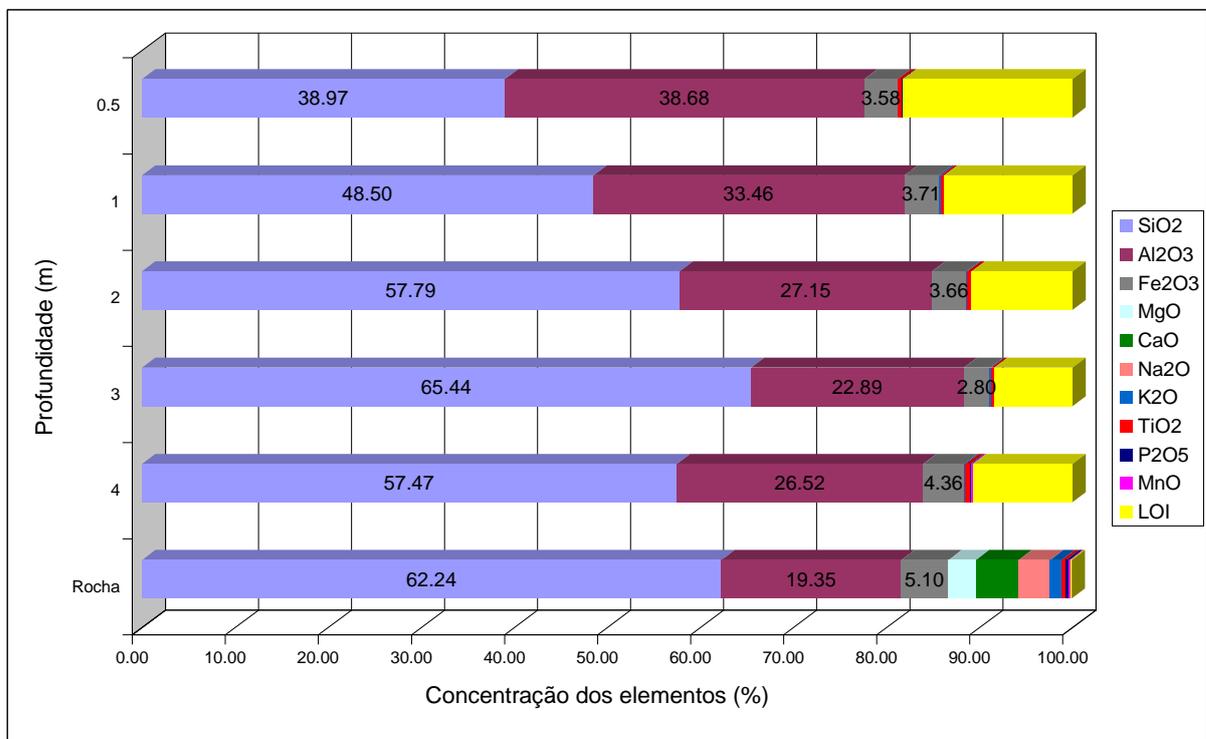


Figura 58 – Composição química do perfil OR5.

Nos perfis OR4 e OR5 (figuras 59 e 60) é, mais uma vez, nítida a semelhança do comportamento do ferro e titânio. Tais elementos, como discutido anteriormente,

devem ser provenientes de um mesmo mineral: a biotita (TABOADA *et al.*, 2006). Em OR4 (figura 59), a curva de depleção do manganês é similar ao do ferro, indicando comportamentos químicos semelhantes como colocado por Schiele (1991).

A partir da análise de perdas e ganhos considerando o alumínio como elemento imóvel, verifica-se tanto em OR4 quanto em OR5 (figuras 59 e 60) menor perda de fósforo a 0,5m de profundidade, mas também à 3 e 4 metros. Considerando a baixa mobilidade deste elemento, acredita-se que a maior quantidade de fósforo em superfície não seja proveniente da rocha, mas associada ao ciclo biogeoquímico do fósforo, proveniente da decomposição da serrapilheira (COLE e RAPP, 1980 e VOGT *et al.*, 1986).

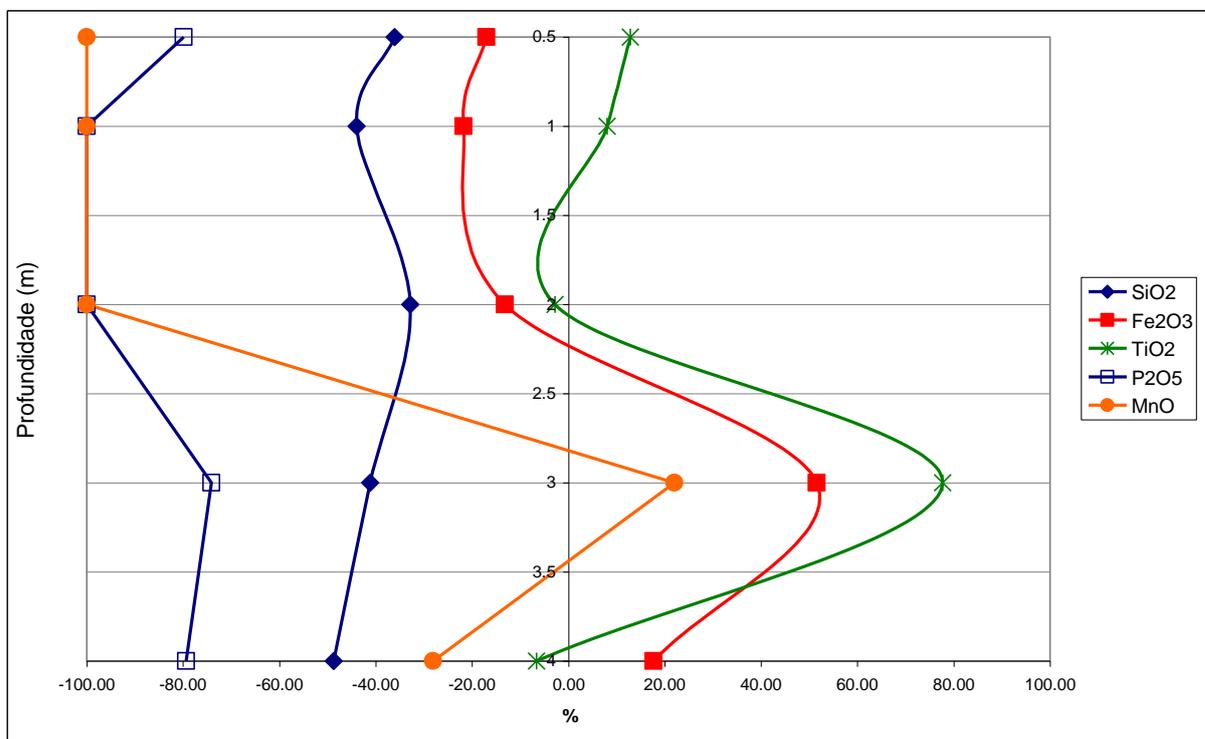


Figura 59 – Comportamento geoquímico do perfil OR4. Dados normalizados por alumínio.

O perfil OR5 também se destaca pela depleção de mais de 60% de sílica à 0,5m de profundidade (figura 60) quando normalizado pelo alumínio. Em termos absolutos, (figura 58 e tabela 20) também observa-se que os valores de concentração de sílica são baixos quando comparados com os outros perfis desta bacia. Concomitante com a diminuição de sílica, ocorre grande aumento de alumínio, indicando claramente um processo de alitização nesta profundidade (LEPRUN, 1979).

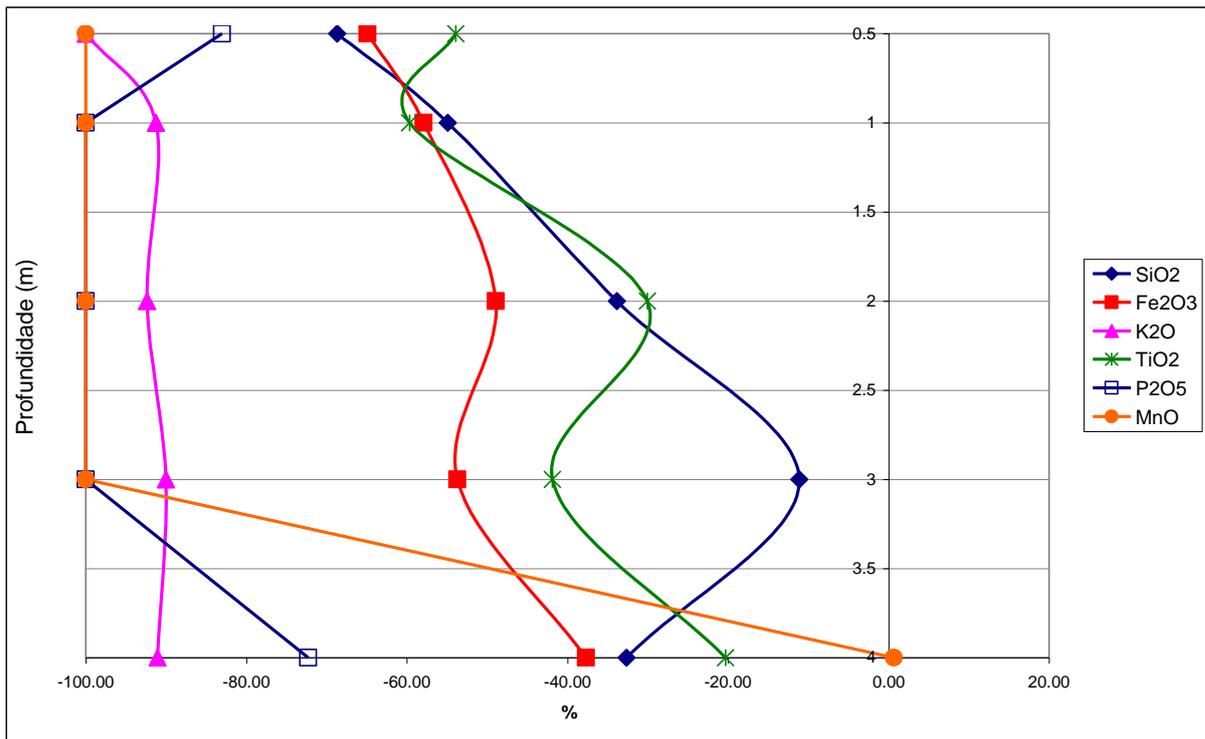


Figura 60 – Comportamento geoquímico do perfil OR5. Dados normalizados por alumínio.

Quartzito

Os perfis Q4 e Q6 apresentam como elementos principais (tabela 21 - apêndices, figuras 61 e 62): SiO₂ (56,26%-64,47%), Al₂O₃ (21,20%-29,91%) e Fe₂O₃ (4,14%-6,47%). Cálcio, sódio e manganês apresentam-se como elementos traço ou não são encontrados nos perfis analisados. Magnésio, potássio e fósforo são encontrados em concentrações abaixo de 2% no solo. A rocha matriz apresenta composição de 99,38% de SiO₂, 0,37% de Al₂O₃, 0,05% de Fe₂O₃ e traços de potássio, titânio e zircônio. A composição química da rocha é correspondente a sua composição mineralógica, com a presença de 99% de quartzo, 1% de muscovita e traços de zircão. Assim, localmente, este quartzito pode ser considerado puro, pois autores já apontam esta denominação para rochas com quantidades de quartzo superiores à 95% (AVELAR *et al.*, 2006).

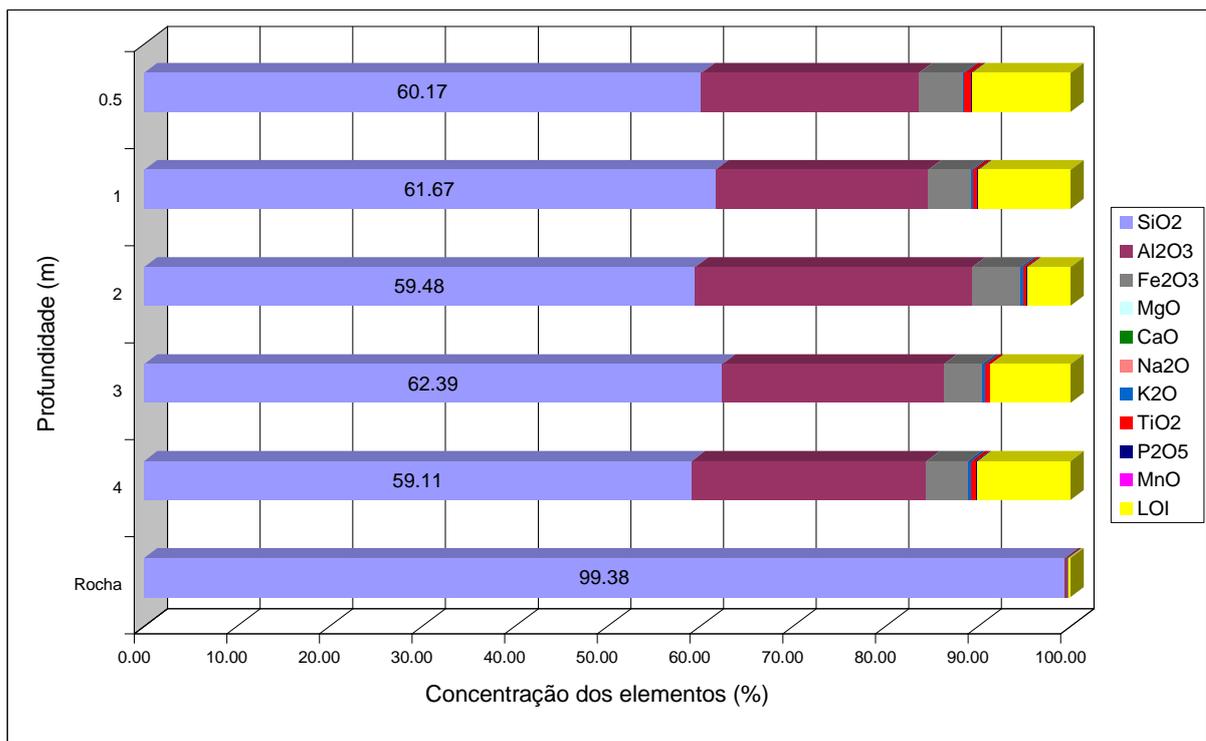


Figura 61 – Composição química do perfil Q4.

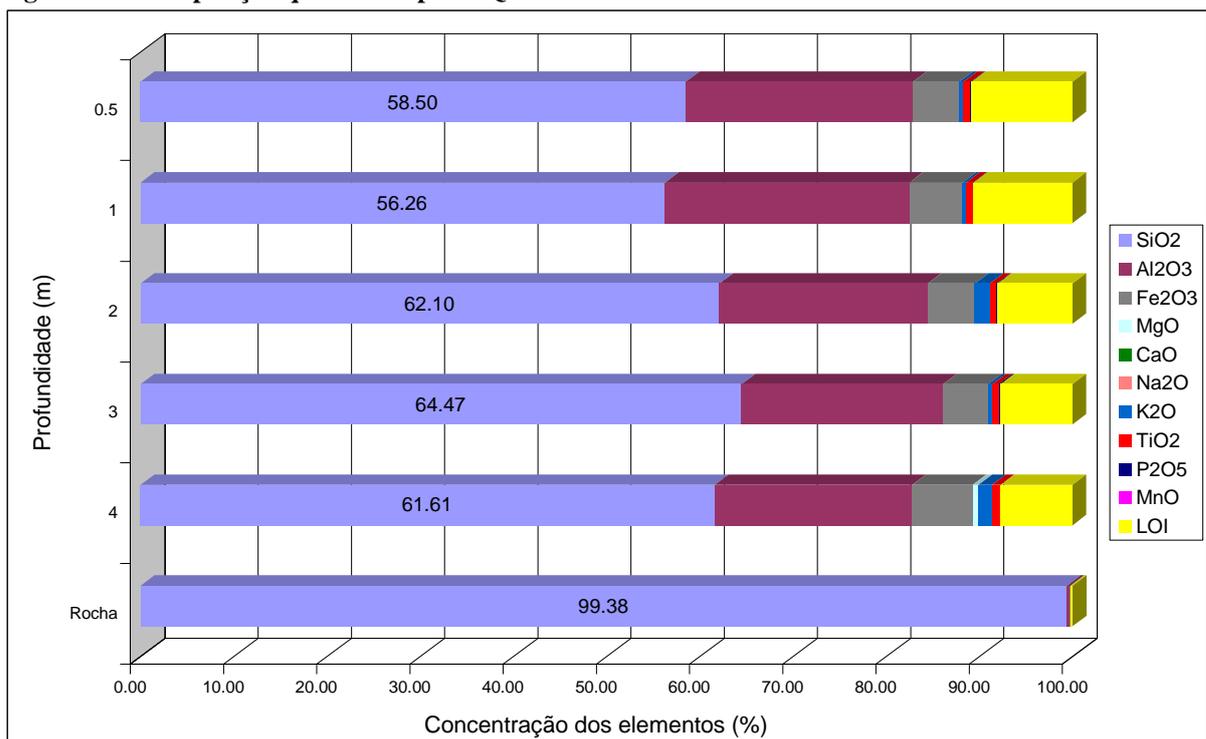


Figura 62 – Composição química do perfil Q6.

Apesar de ser visualizado (tabela 21, figuras 61 e 62) um aumento de todos elementos químicos, não é possível a análise através da normalização pelo alumínio, pois esta metodologia requer uma quantidade inicial na rocha acima de zero. Desta forma, só foi possível fazer esta análise para a sílica e para o ferro (figura 63). Normalizada pelo alumínio, a sílica, constituinte principal da rocha,

apresenta uma grande depleção em ambos perfis, variando entre -98 à -100%. Ao mesmo tempo, as quantidades de ferro são enriquecidas de 4 a 130%. A ocorrência conjunta da diminuição relativa e absoluta da sílica, assim como aumento absoluto do Al e aumento relativo e absoluto do Fe indicam a existência do processo de laterização.

Para Leprun (1979), este processo ocorre a partir da acumulação relativa do ferro e do alumínio como o último estágio da alteração e lixiviação, de tal forma que até mesmo a sílica, considerada praticamente estável, é lixiviada para que ocorra a formação das lateritas. Este processo ocorre, principalmente, em áreas tropicais, nas quais a dissolução da sílica ocorre com maior facilidade (FANIRAN e JEJE, 1983; SUMMERFIELD, 1991; OLLIER, 1991 e THOMAS, 1994).

Apesar dos valores absolutos de sílica nos perfis não serem tão baixos quantos os encontrados por Maignein (1966) e Rocha (2011) em quartzitos, de 20 à 40%, sendo atribuídos a um intenso processo de alteração das rochas, os valores encontrados neste estudo indicam a ocorrência do processo de laterização numa fase inicial, como apontado por Rocha (2011) em perfis com valores absolutos de sílica de 66 à 67%, associado a concentrações de ferro e alumínio de, respectivamente, 5% e 25%.

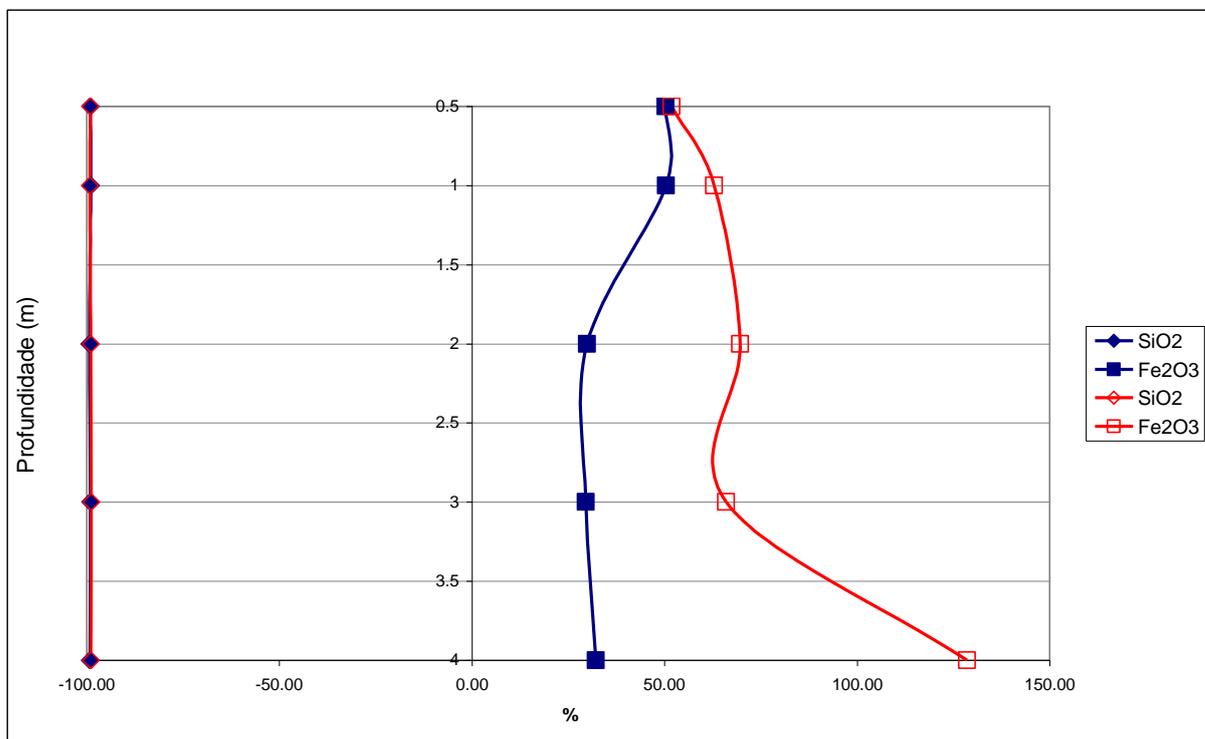


Figura 63 – Comportamento geoquímico do perfil Q4, em azul, e Q6, em vermelho. Dados normalizados por alumínio

Em ambos perfis desenvolvidos sobre o quartizito é visto um aumento das concentrações de Zr e Ti em relação a rocha matriz (tabela 21). Milnes e Fitzpatrick (1989) apontam que ambos elementos são praticamente imóveis, pois suas principais fases minerais são estáveis no solo, assim como a mobilidade destes elementos no solo também é limitada segundo Brookins, (1988), Kabata-Pendias e Pendias (1992) e White (1995). Apesar de alguns autores apontarem a possibilidade de mobilidade centimétrica do Ti e do Zr dentro do perfil de solo (CORNU *et al.*, 1999; KURTZ *et al.*, 2000), estudos apontam que o aumento da concentração destes elementos no solo está associado à conservação dos mesmos em relação aos demais constituintes do solo (COLIN *et al.*, 1999; BALAN *et al.*, 2001; TABOADA *et al.*, 2006). Assim Sherman (1952) e Swaine e Mitchell (1960) apontam o intenso e prolongado intemperismo como principal responsável pelas altas concentrações de Ti em solos tropicais, chegando a valores de 15% no mundo (SHERMAN, 1952), e 2,3% no Brasil. Assim como apontado por Cornu *et al.*, 1999 e Taboada *et al.*, 2006, a concentração de Ti nos dois perfis sobre quartizito aumenta em superfície.

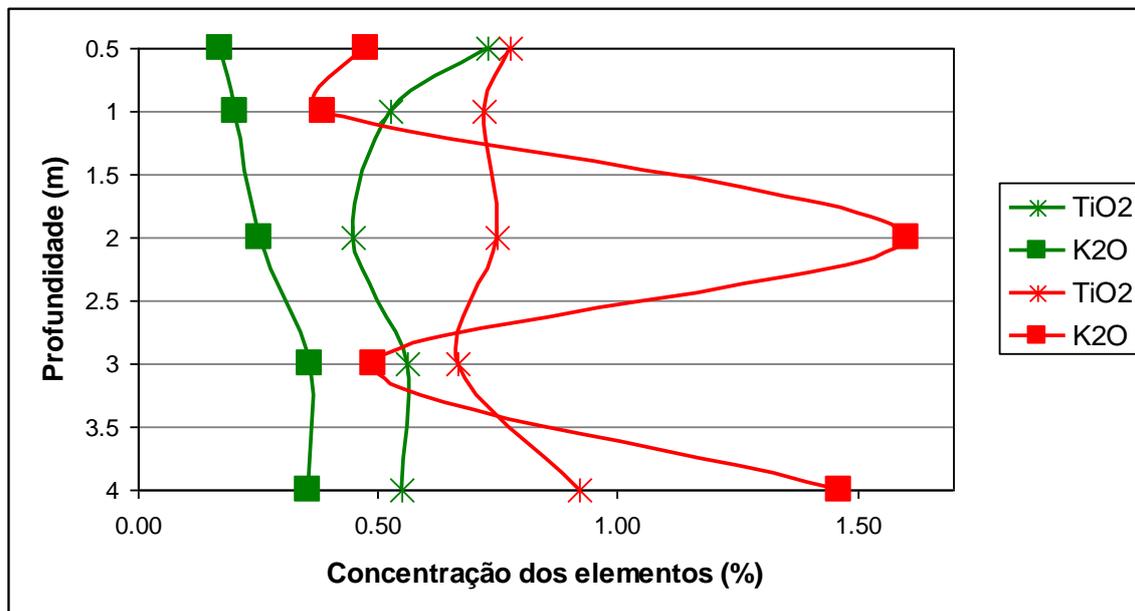


Figura 64 – Concentração de titânio e potássio nos perfis Q4, em verde, e Q6, em vermelho.

A concentração de potássio varia entre 0,17% à 1,6%, e pode ter sua fonte associada, aos minerais filosilicatados e nos feldspatos, como indicado por Resende *et al.* (2005) em rochas quartzíticas. Os baixos valores encontrados estão de acordo com o indicado por Faria *et al.* (2012) para regiões tropicais, cujos solos intemperizados (latossolos e argissolos) apresentam, normalmente, baixa reserva de K.

Em Q4 as concentrações deste elemento tendem a aumentar com a profundidade, comportamento esperado devido sua alta mobilidade no perfil (figura 64). Todavia em Q6 não apresenta o mesmo comportamento, com valores maiores à 2 e 4 metros de profundidade, o que pode estar associado a um aumento local da representatividade da muscovita, que é rica em potássio, existente na rocha matriz.

Através da correlação das concentrações de potássio nestes perfis com as correspondentes frações granulométricas, percebe-se uma alta correlação entre a fração areia e as concentrações de potássio em Q6 (figura 65), o que corrobora a idéia de maior concentração de muscovita nestas profundidades. Visto que Faria *et al.*(2012) aponta a muscovita como maior contribuinte de K na fração grosseira de alguns latossolos. Os autores apontam ainda a possibilidade de concentrações de K associada a minerais interestratificados como caulinita-vermiculita ou caulinita-esmectita nas frações argila e silte.

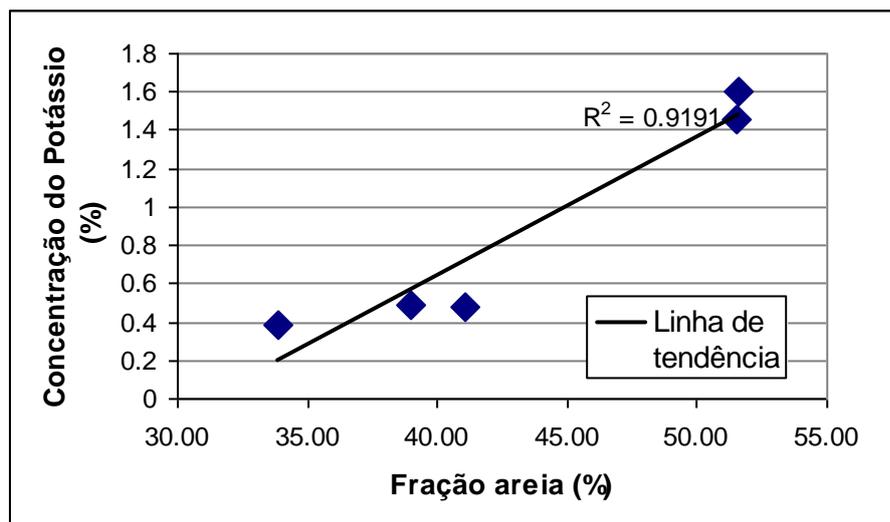


Figura 65 - Relação entre concentração de potássio e fração areia no perfil Q6.

Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado

Os perfis desenvolvidos sobre silimanita-granada-biotita gnaiss bandado apresentam como principais constituintes (tabela 22 - apêndices, figuras 66 e 67): sílica (34,97% - 64,69%), alumínio (20,99% - 31,64%) e ferro (5,41% - 14,33%). Magnésio, cálcio e sódio apesar de serem encontrados na rocha matriz com, respectivamente, 4,43%, 5,23% e 1,72%, não são encontrados nos perfis analisados (tabela 22). Manganês, presente na rocha com 0,13%, não é encontrado em S6, e apresenta concentrações de 0,07% a 0,27% em S2 (tabela 22).

O perfil S2 se diferencia dos demais, tanto quando comparado dentro da mesma litologia, quando comparado com as demais, pois as concentrações de

titânio tendem a crescer em profundidade, assim como as concentrações de alumínio e ferro. Com a profundidade também é encontrada uma diminuição da sílica. Como apontado anteriormente, este comportamento, assim como aumento do LOI é amplamente associado ao aumento do processo de intemperismo num perfil (COLIN *et al.*, 1999; BALAN *et al.*, 2001; TABOADA *et al.*, 2006; LEPRUN, 1979). Todavia, ao contrário do encontrado em outros perfis, o aumento do intemperismo neste material ocorre com profundidade. Estes dados sugerem que tenha ocorrido um processo de deposição de material menos alterado sobre material mais alterado, hoje à 4 metros de profundidade. Visto que, com base nos dados granulométricos, não foi verificado horizonte iluvial nessa profundidade.

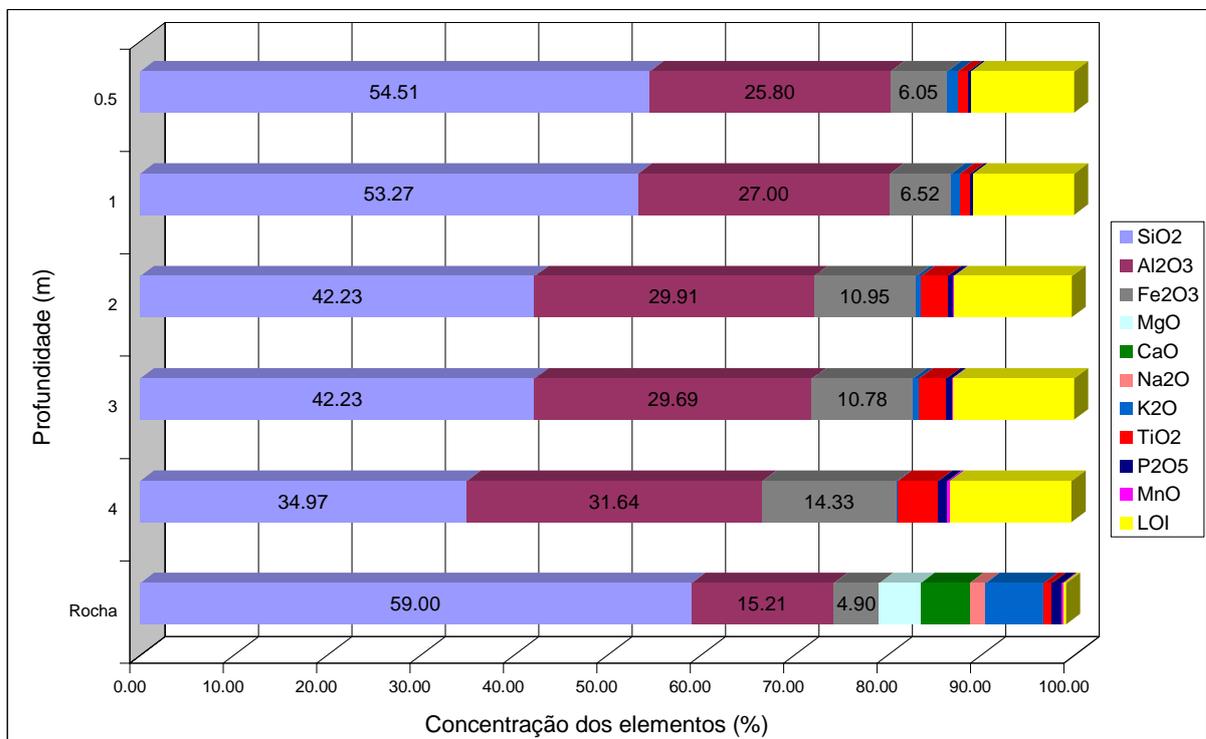


Figura 66 – Composição química do perfil S2.

Em S6 (figura 67 e tabela 22), as concentrações de titânio, ferro e alumínio aumentam em superfície, indicando maior processo intempérico em menores profundidades (TABOADA *et al.*, 2006).

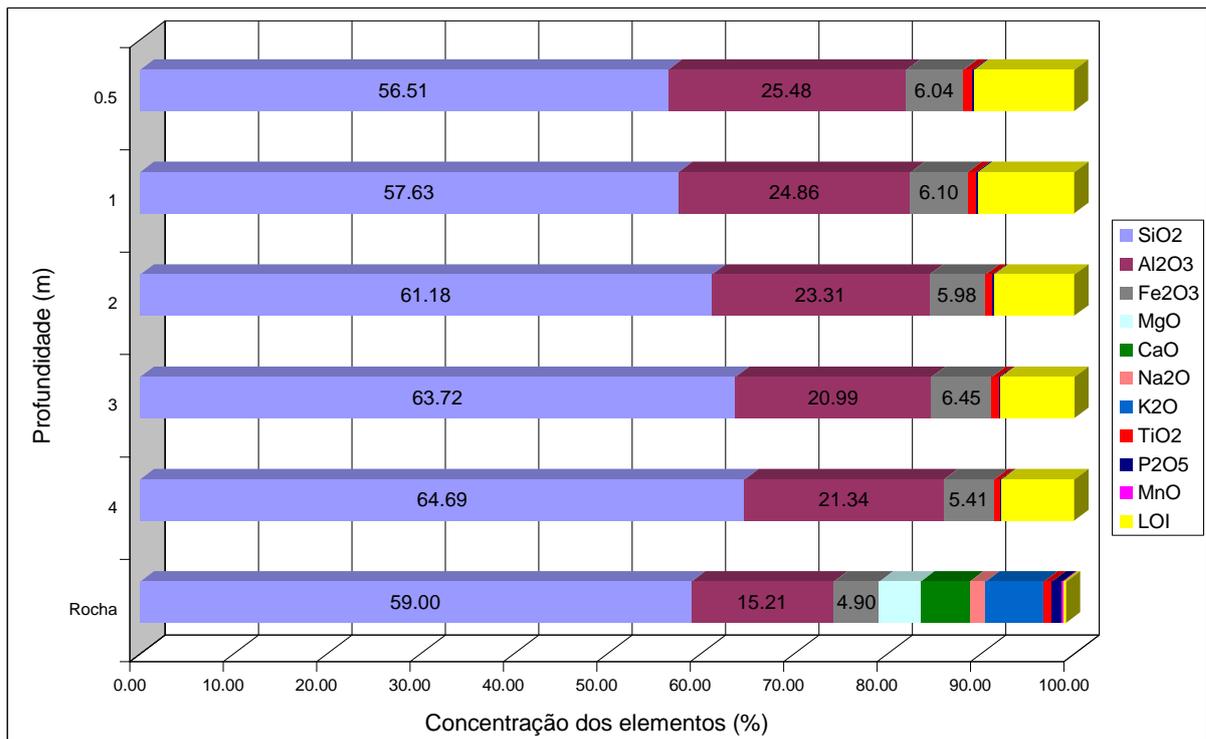


Figura 67 – Composição química do perfil S6.

Tanto em S2 quanto em S6, a depleção de potássio é próxima a 100% quando normalizada pelo alumínio (figura 68 e 69). A depleção de sílica é maior em S2 (45%-71%) que em S6 (21%-42%). Em S2 a depleção de fósforo diminui com a profundidade, enquanto em S6 este elemento quase não apresenta variação de sua concentração no perfil (figura 69).

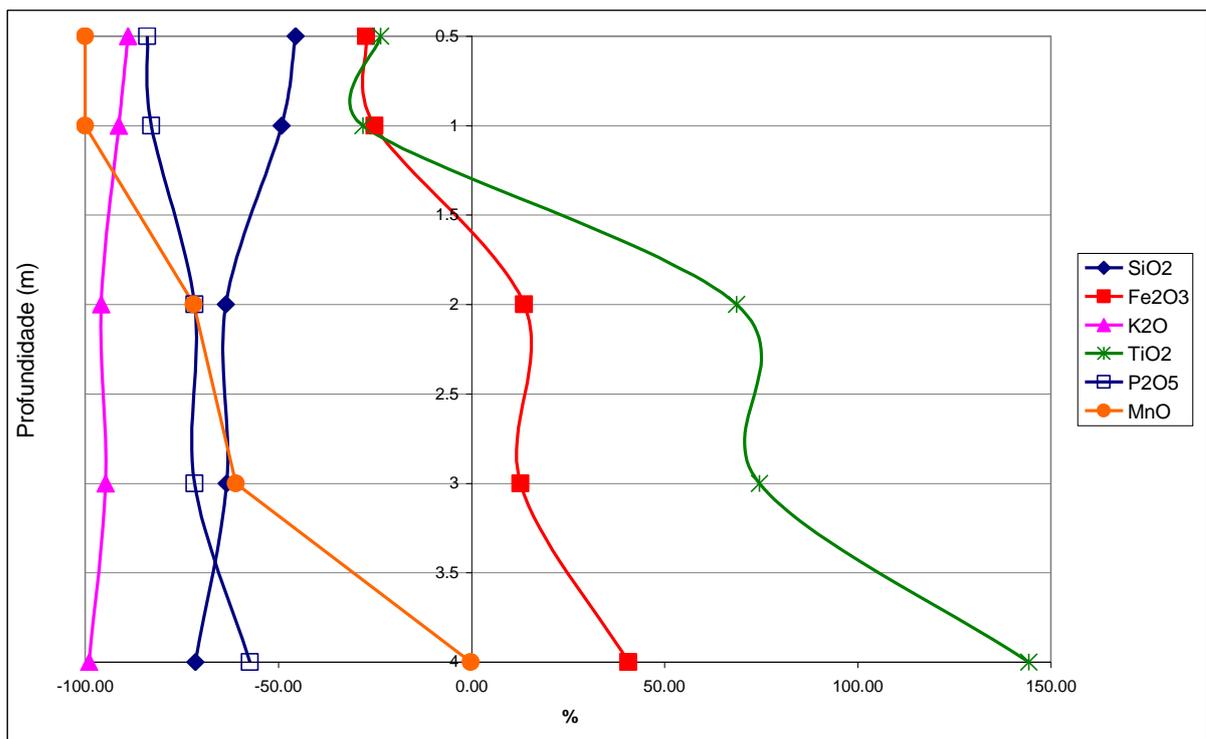


Figura 68 - Comportamento geoquímico do perfil S2. Dados normalizados por alumínio.

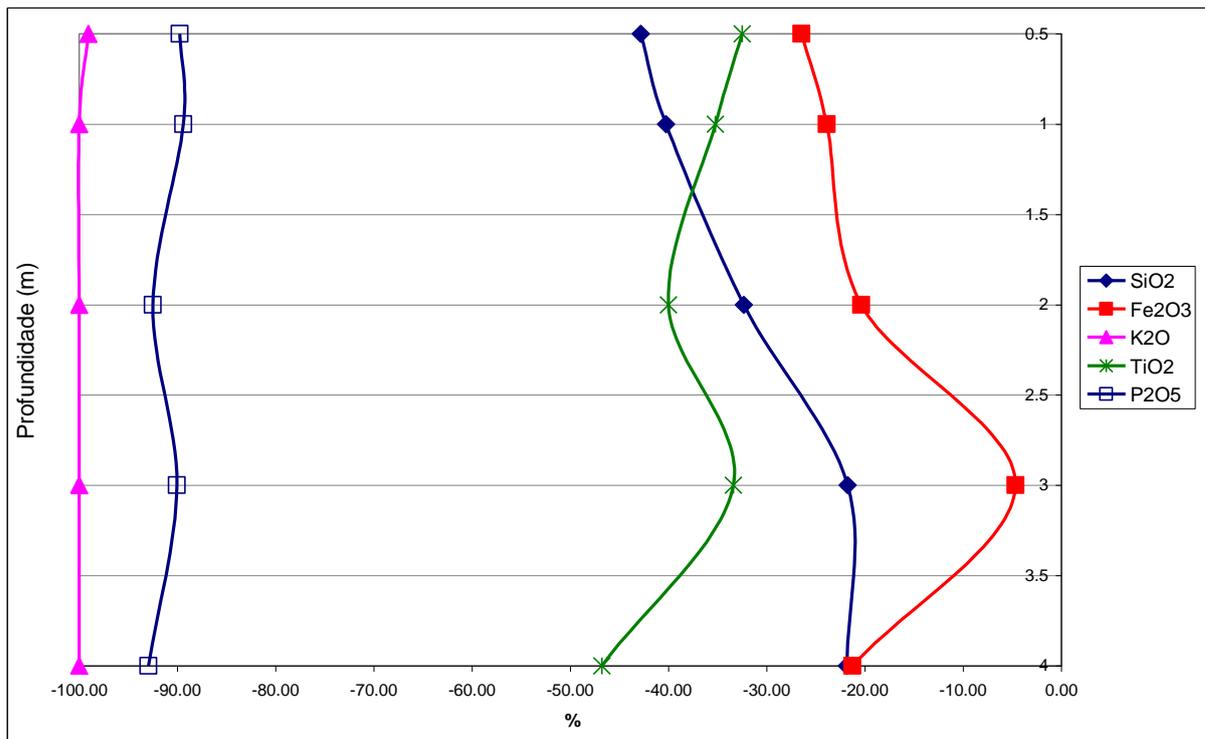


Figura 69 - Comportamento geoquímico do perfil S6. Dados normalizados por alumínio.

Biotita-gnaiss bandado

Os perfis desenvolvidos sobre biotita-gnaiss bandado são os que apresentam maiores concentrações de sílica, variando de 51,59% à 70,31%. Também apresentam grandes concentrações de alumínio, variando de 17,45% à 24,40%, e ferro, de 2,83% à 7,67% (tabela 25 - apêndices). Cálcio e sódio não são encontrados nos perfis, apesar de apresentarem concentrações na rocha matriz de 8,24% e 1,37% respectivamente. Fósforo e manganês são encontrados em baixas concentrações, concordante com suas reduzidas concentrações na rocha matriz. Em todos perfis, exceto B2, o LOI aumenta em superfície, indicando material mais alterado.

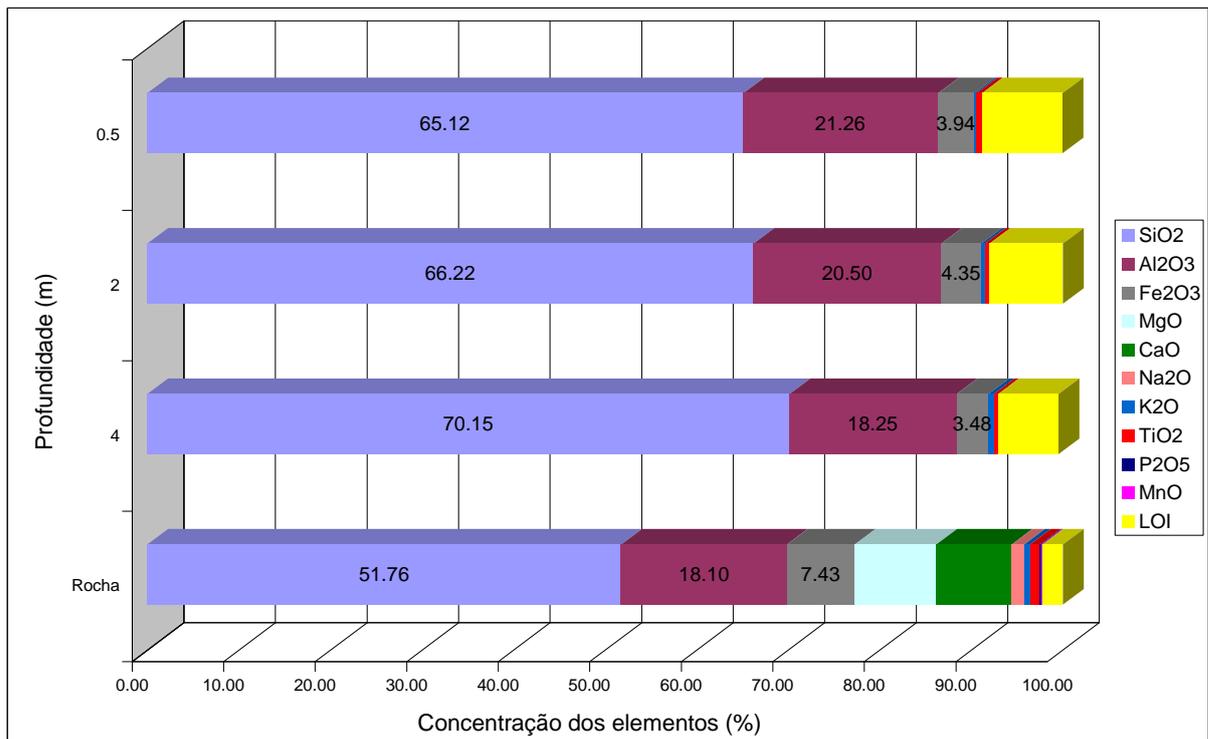


Figura 70 – Composição química do perfil B1.

Dentre os perfis na litologia biotita-gnaiss bandado, B2 apresenta os maiores valores de potássio, de 1,04% à 3,11%, até cinco vezes superior à concentração encontrada na rocha matriz (tabela 25, figura 71), o que não é esperado, visto que este elemento químico é altamente móvel. Segundo Rankama e Sahama (1950), metais alcalinos como Na e K são solubilizados na forma iônica e disponibilizados no meio pelo intemperismo de alguns minerais silicatados como feldspatos, mas podem ter origem de outras fontes geológicas como micas e silimanita. Os baixos valores encontrados nos demais perfis desta litologia estão de acordo com o indicado por Faria *et al.*(2012) para regiões tropicais. Todavia os valores encontrados neste perfil devem estar associados à presença de muscovita na fração areia (figura 30), que segundo Faria *et al.*(2012) é a maior contribuinte de K na fração grosseira de alguns latossolos.

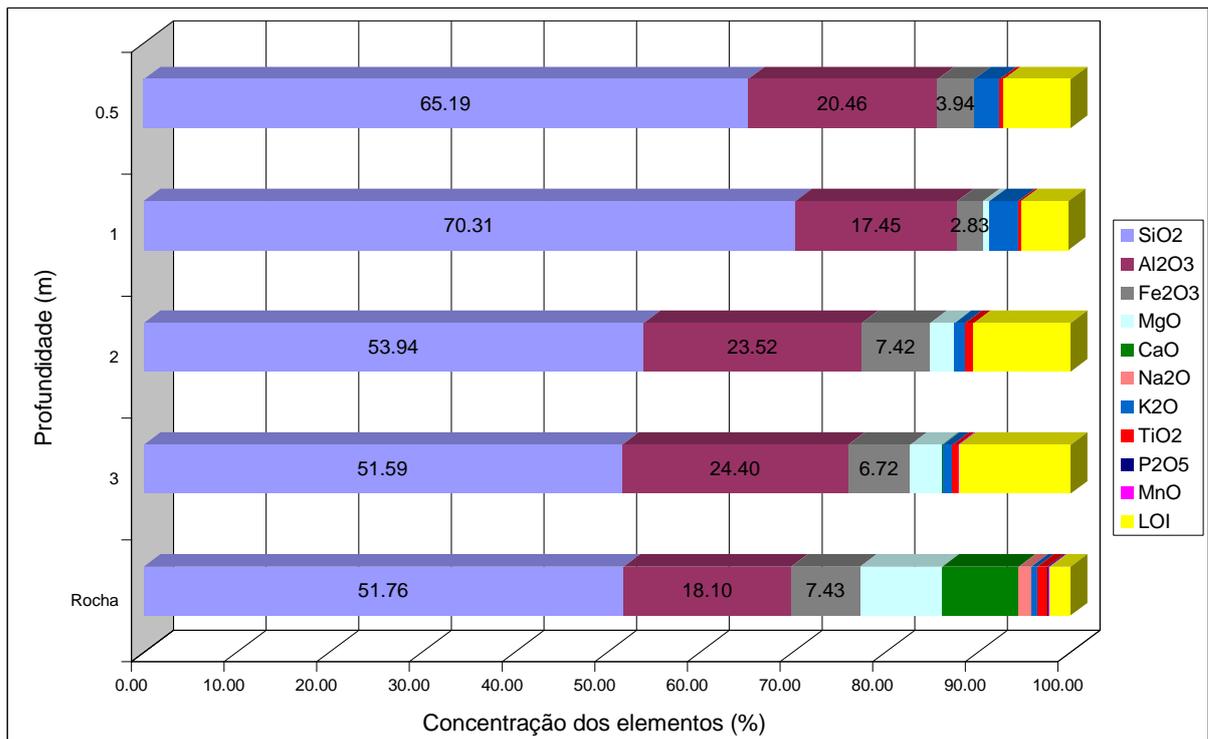


Figura 71 – Composição química do perfil B2.

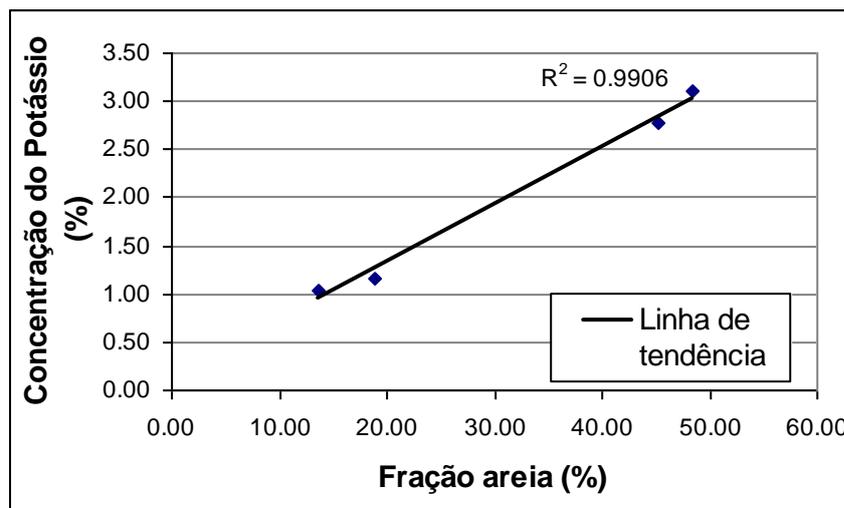


Figura 72 – Relação entre concentração de potássio e fração areia no perfil B2.

O aumento do LOI em profundidade, assim como aumento das concentrações de ferro e alumínio, a diminuição da sílica e do potássio sugerem a existência de materiais menos alterados em superfície e mais alterados em profundidade (figuras 70, 73 e 74).

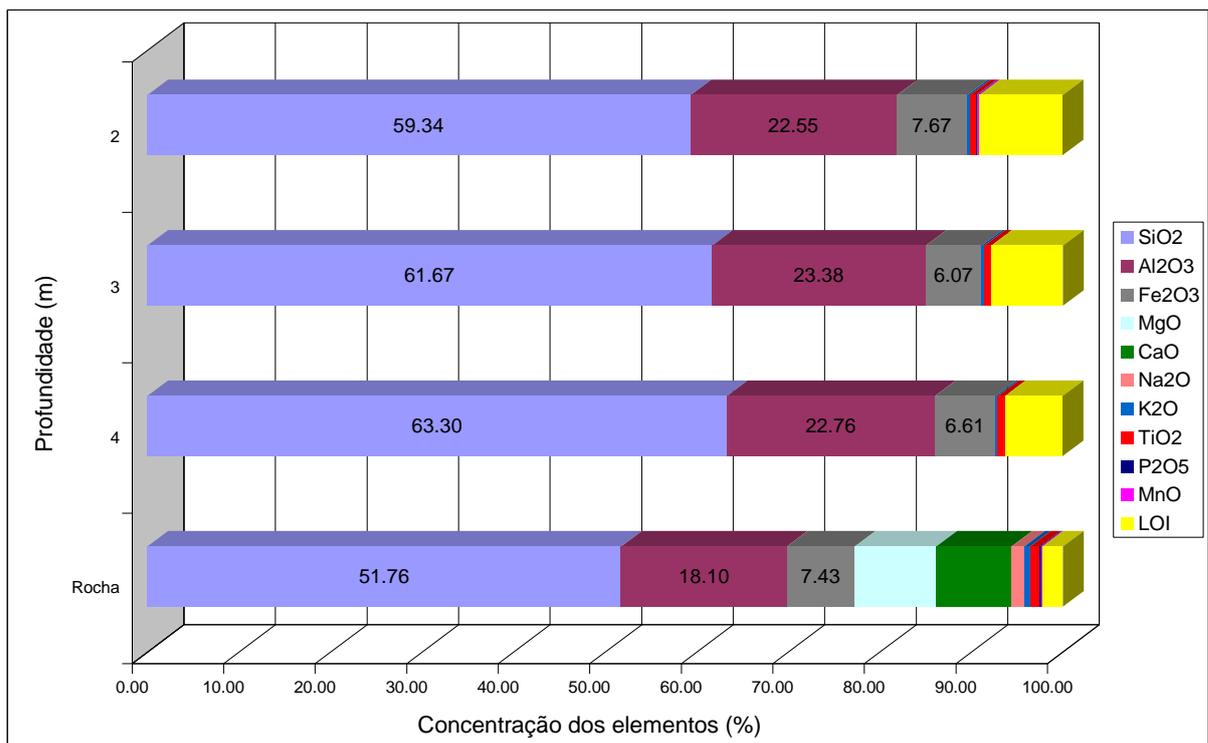


Figura 73 – Composição química do perfil B3.

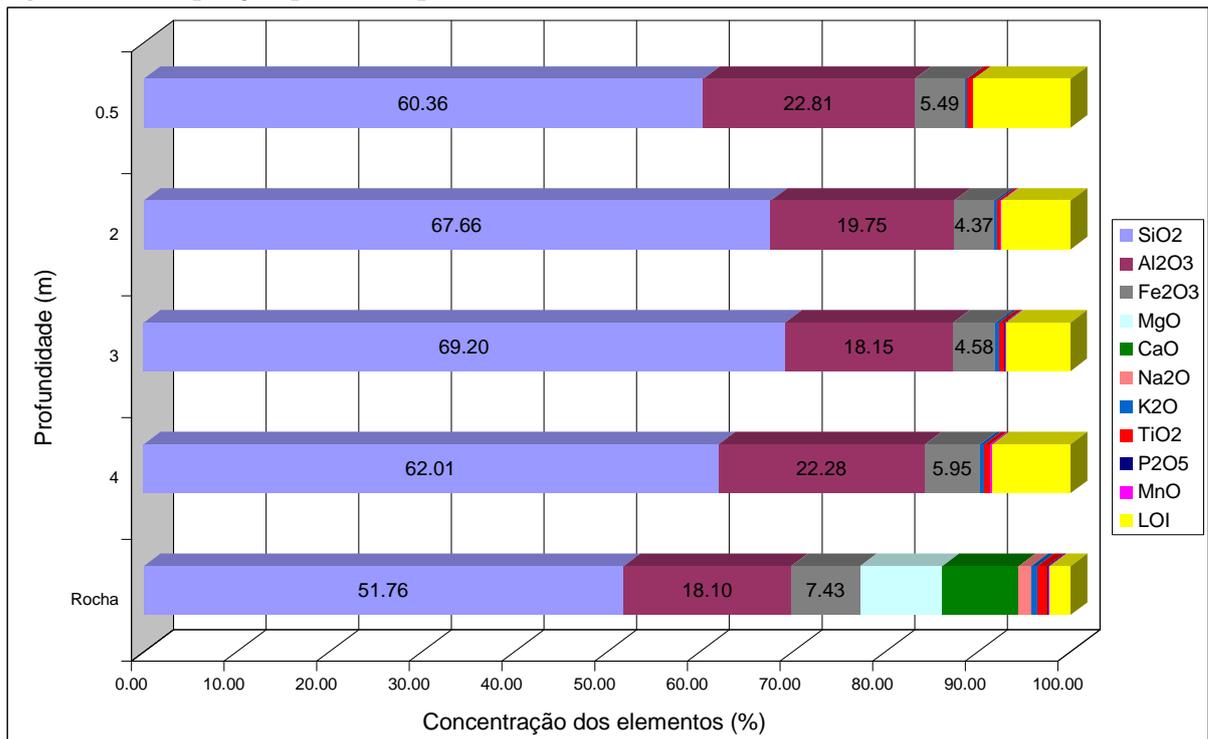


Figura 74 – Composição química do perfil B4.

Assim como nas outras litologias analisadas, nos perfis sobre biotita gnaiss e bandado ferro e titânio apresentam comportamentos similares, indicando que provêm, preferencialmente da biotita, como apontado por Taboada *et al.*, 2006 (figuras 75, 76 e 78).

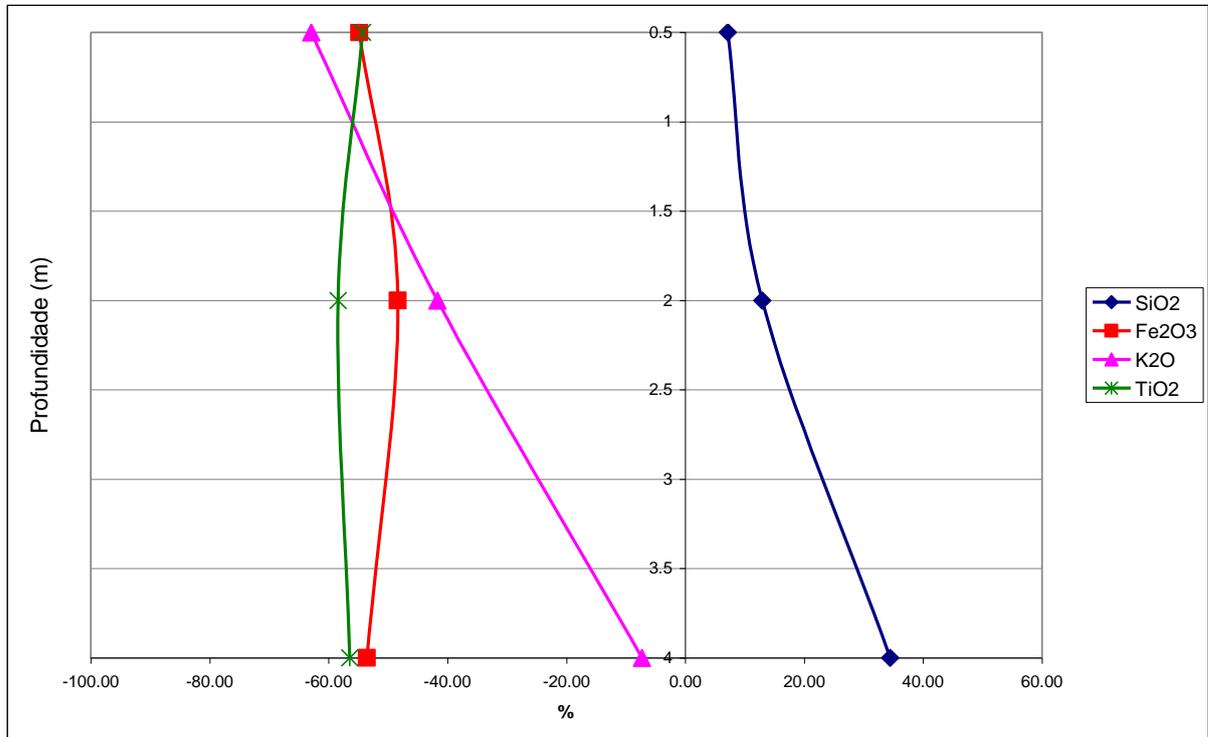


Figura 75 – Comportamento geoquímico do perfil B1. Dados normalizados por alumínio.

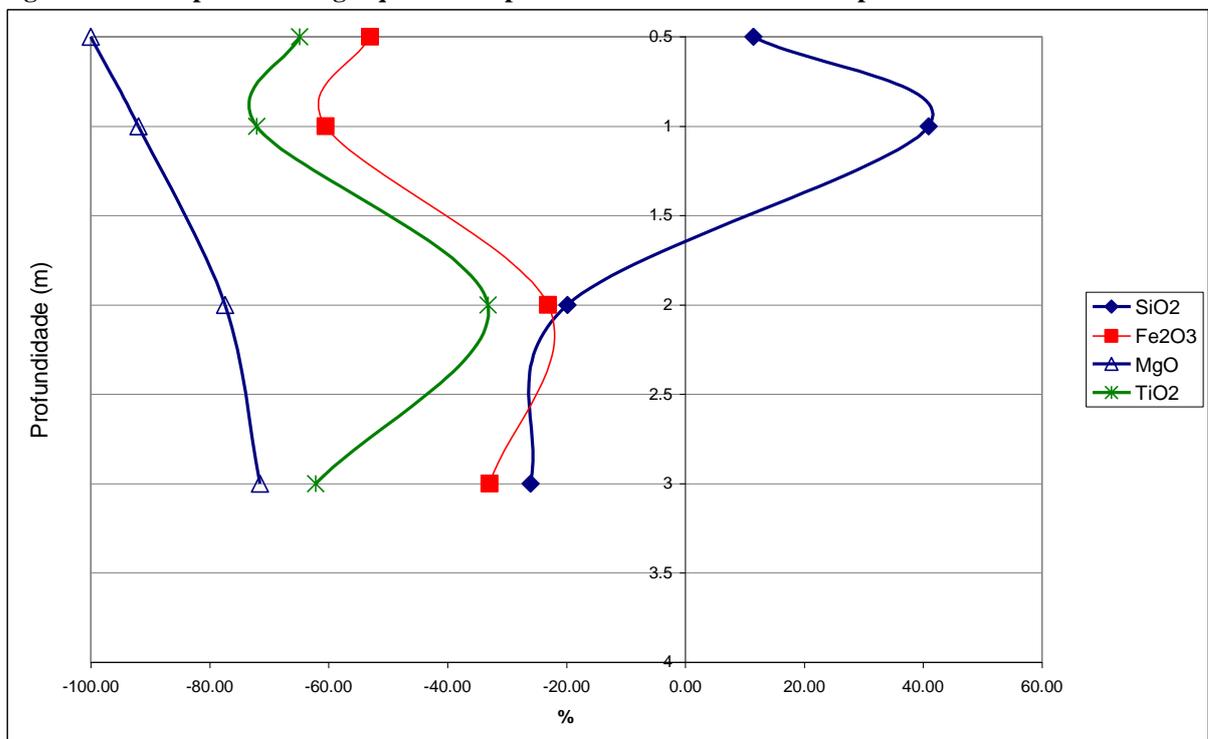


Figura 76 – Comportamento geoquímico do perfil B2. Dados normalizados por alumínio.

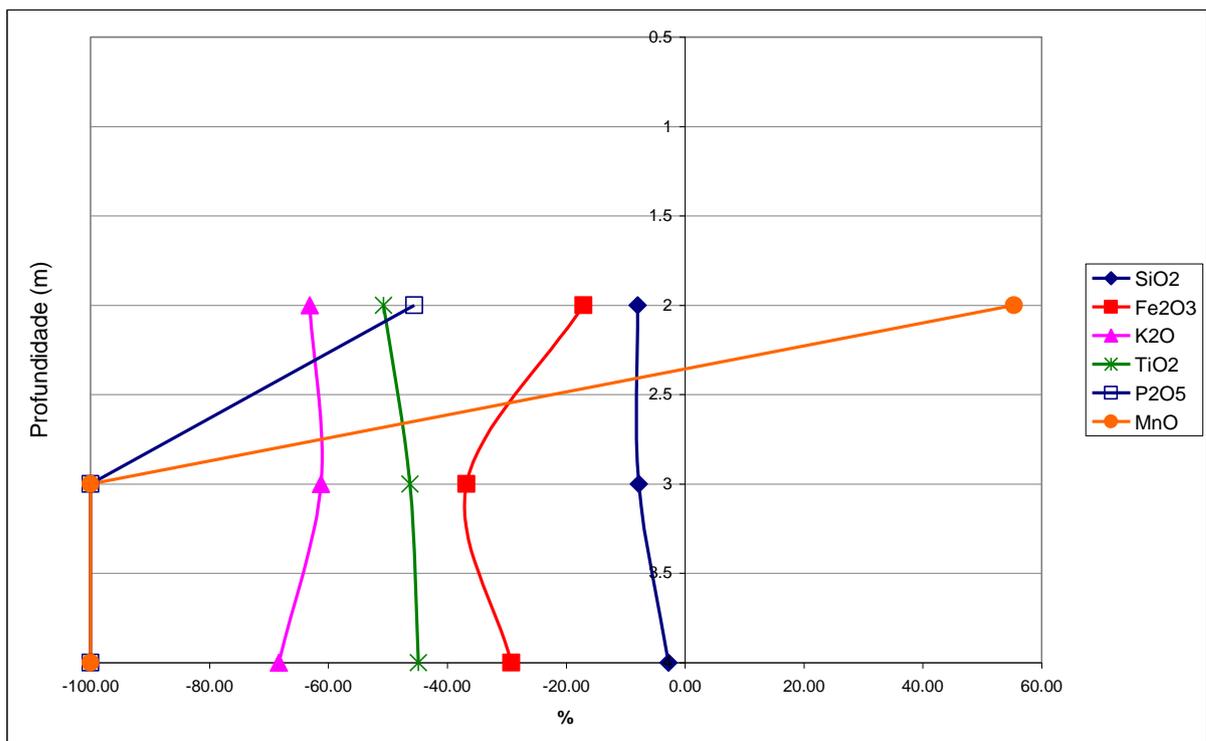


Figura 77 – Comportamento geoquímico do perfil B3. Dados normalizados por alumínio.

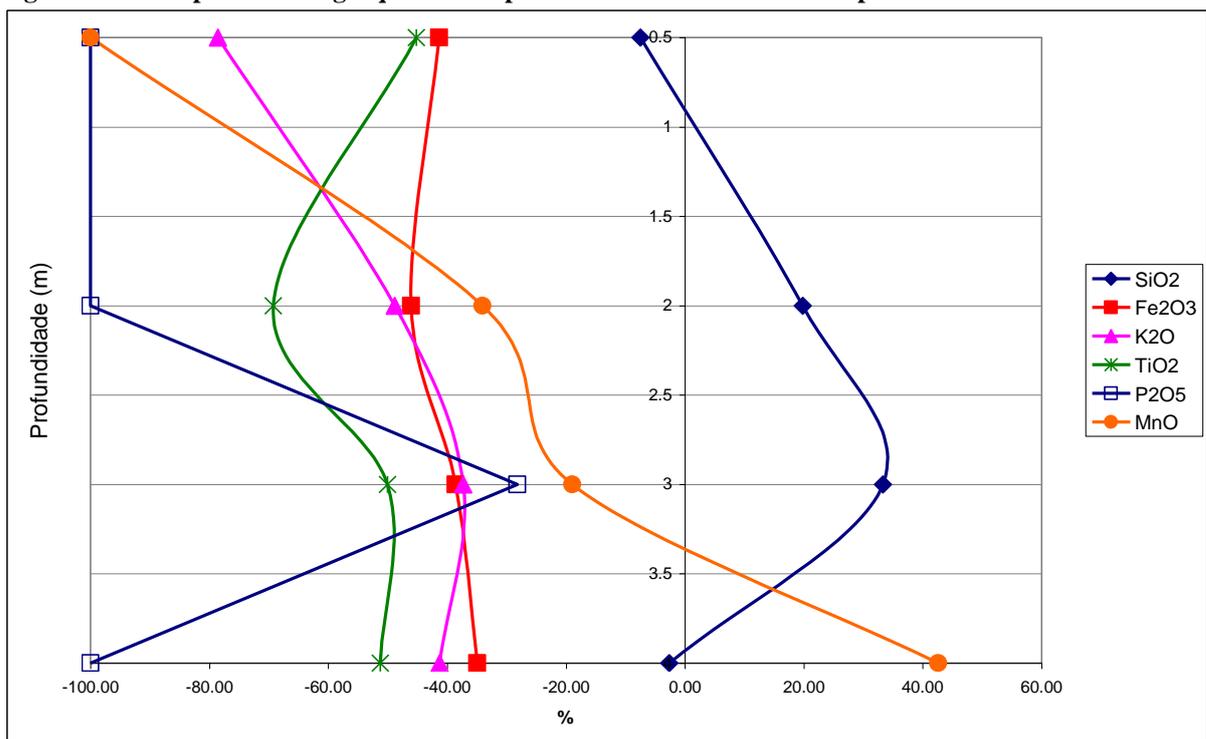


Figura 78 – Comportamento geoquímico do perfil B4. Dados normalizados por alumínio.

5.3.1 Índices químicos de intemperismo

Anfibolitos e rochas calci-silicáticas: Ambos perfis analisados nesta litologia apresentam valores de CIA sempre acima de 99, chegando a 100; e valores de WIP abaixo de 150, chegando a 0. Indicando perfis extremamente intemperizados e não apresentando as anomalias encontradas na relação silte/argila.

Granada-biotita granito porfiróide: Os perfis desenvolvidos nesta litologia apresenta altos índices de intemperização até 1 metro de profundidade e, a partir do segundo metro de profundidade ocorre uma diminuição do intemperismo. No perfil G4 é possível perceber um aumento do CIA aos 3 metros de profundidade, o que pode estar relacionado a um nível mais resistente da rocha, visto que a diminuição do intemperismo é contínua caso não seja considerada esta profundidade. Apesar dos índices de silte/argila e CIA não apresentarem correlação e medirem parâmetros diferentes, numa análise dos gráficos de ambos índices é interessante destacar que a mesma anomalia constatada pelo CIA no perfil G4 a 3 metros de profundidade, é constatada pela relação silte/argila.

Ortognaisse bandado: Esta litologia apresenta perfis muito intemperizados em toda sua profundidade analisada (até 4 metros), tendo O1 e O2 sempre valores acima de 99, chegando a 100 em algumas profundidades, e O4 com valores sempre maiores que 98. O índice WIP mostrou o mesmo comportamento do intemperismo, com valores sempre menores que 200, chegando à 0 em diversas amostras. Assim como o CIA, o WIP também apontou que o perfil O4 é o menos intemperizado dos 3 desta litologia, com valores variando entre 88 e 195.

Ortogranulito: Assim como os perfis sobre Ortognaisse bandado e sobre Anfibolitos e rochas calci-silicáticas, os perfis sobre Ortogranulito apresentam valores sempre acima de 99, chegando a 100. Os valores de WIP estão entre 0 e 122 para OR5, e todos valores são iguais a 0 para OR4. Indicam assim, perfis extremamente intemperizados. Apresentando intensa depleção em todos elementos analisados, exceto titânio em OR4.

Quartzito: O perfil Q4 apresenta valores de CIA sempre acima de 99, indicando um perfil extremamente intemperizado. Todavia o perfil Q6 apresenta maior intervalo de dados, variando entre 92 e 99. Apesar de apresentar decrescimento dos valores com a profundidade, ocorre um aumento a 3 metros de profundidade, voltando a decrescer no metro seguinte. Indicando a diminuição do intemperismo com a profundidade e a possibilidade de variações litológicas no perfil. Considerando o índice WIP, o comportamento quanto ao intemperismo é similar, se diferenciando por 0 indicar material mais intemperizado, e o aumento do valor, material menos intemperizado. Ou seja, para o quartzito WIP e CIA se comportam de forma proporcionalmente inversa, apresentando uma correlação muito próxima a 1 como apresentado na figura 79.

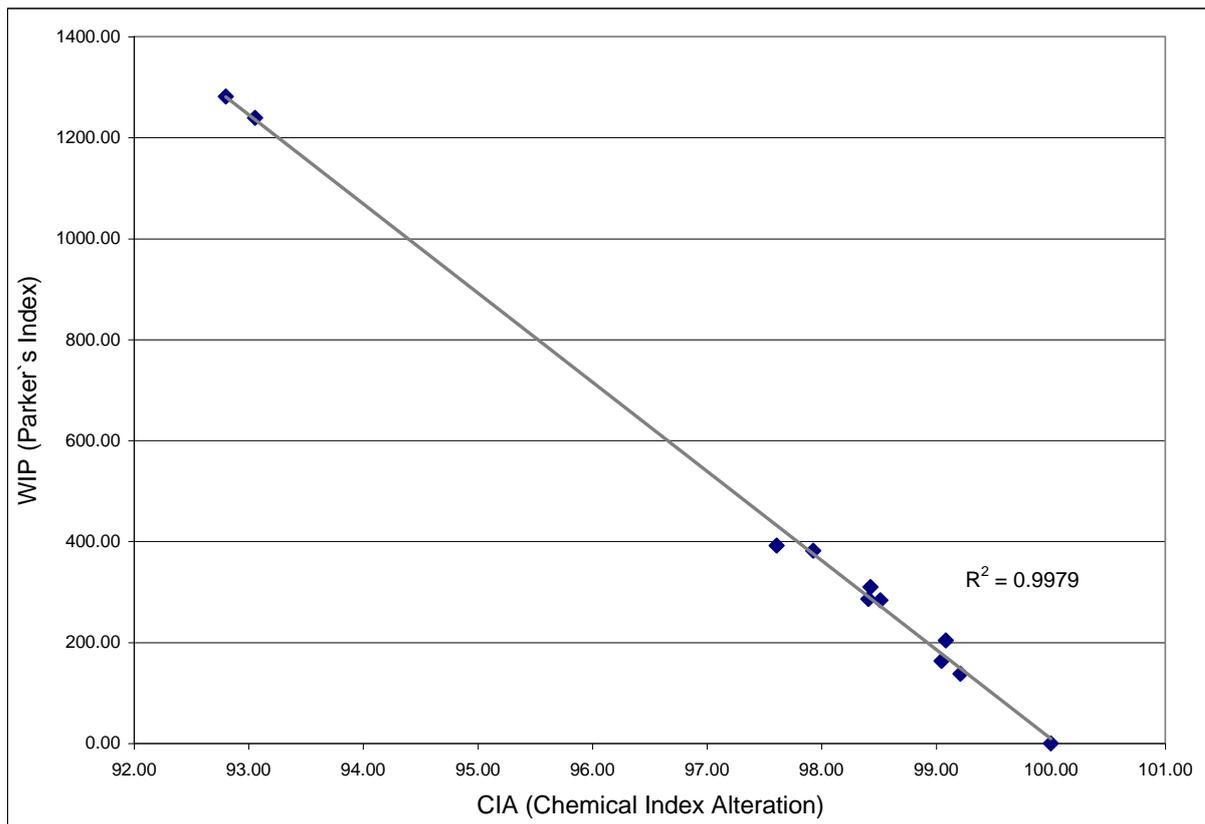


Figura 79 – Relação entre CIA e WIP dos perfis no Quartzito.

A utilização de índices químicos para quartzitos é extremamente complicada, apesar de ser utilizada em vários estudos em quartzitos impuros (TRIPATHI e RAJAMANI, 2003), visto que estes índices consideram a depleção dos elementos mais móveis, quase inexistentes, neste caso, no protólito analisado. Consideram também a conversão de feldspatos em argilominerais, o que não poderia ocorrer nesta litologia, pois em análise de lâmina desta rocha, só foi encontrado quartzo e muscovita (~1%). Desta forma, o valor de CIA da rocha coletada é 100, indicando um material extremamente intemperizado, em que todo feldspato existente teria se transformado em argilomineral.

Os valores de CIA nesta litologia são menores na rocha, pois como já visto, o potássio é encontrado como traço na rocha matriz, mas em maiores quantidades no perfil (tabela 21), devido à concentração da muscovita. Como o CIA varia levando em consideração as concentrações de Na, K e Ca, sendo que sódio e cálcio não são encontrados nos perfis, o aumento proporcional de potássio, leva a uma diminuição do CIA.

Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado: O perfil S6 é extremamente intemperizado, pois apresenta valores de CIA maiores que 99, chegando a 100 em algumas profundidades. O perfil S2, diferente dos demais perfis analisados, apresenta aumento dos valores de CIA com a profundidade, indicando que os metros superficiais seriam menos intemperizados que os metros subjacentes. Apesar da incongruência deste dado, quando relacionado com a litologia sobre a qual foram feitas os perfis, com bandamentos com níveis diversas constituições de assembléias mineralógicas, os metros iniciais podem estar se desenvolvendo sobre um nível mais resistente que os metros subjacentes. Os dados WIP apresentam mesmo comportamento, todavia indicam que o perfil S2 é pouco intemperizado (500 – 1000), exceto a quatro metros, quando o valor se aproxima de 100. Os dados normalizados por Al também apontam este menor intemperismo em S2, visto que apresenta menor depleção do que S6, e tanto para titânio quanto para o ferro, com a preservação proporcional destes elementos ou aumento destas concentrações em amostras mais profundas.

Biotita gnaiss bandado: Os perfis sobre esta litologia, tanto na bacia do rio Turvo, como na sub-bacia do rio Pedras se apresentaram extremamente intemperizados, com valores sempre acima de 96, e ligeira diminuição com o aumento da profundidade. Mesmo comportamento apresentado pelo WIP.

Chemical Index Alteration: Dentre os 17 perfis analisados, 11 apresentam-se com valores acima de 98 até 4 metros de profundidade; todavia os 6 perfis restantes também apresentam valores altos, acima de 86, indicando perfis muito intemperizados. Dentro da escala de análise, o perfil Granada 1 (G1) se destaca ao apresentar comportamento decrescente com a profundidade, indicando a diminuição do intemperismo (figuras 80 e 81).

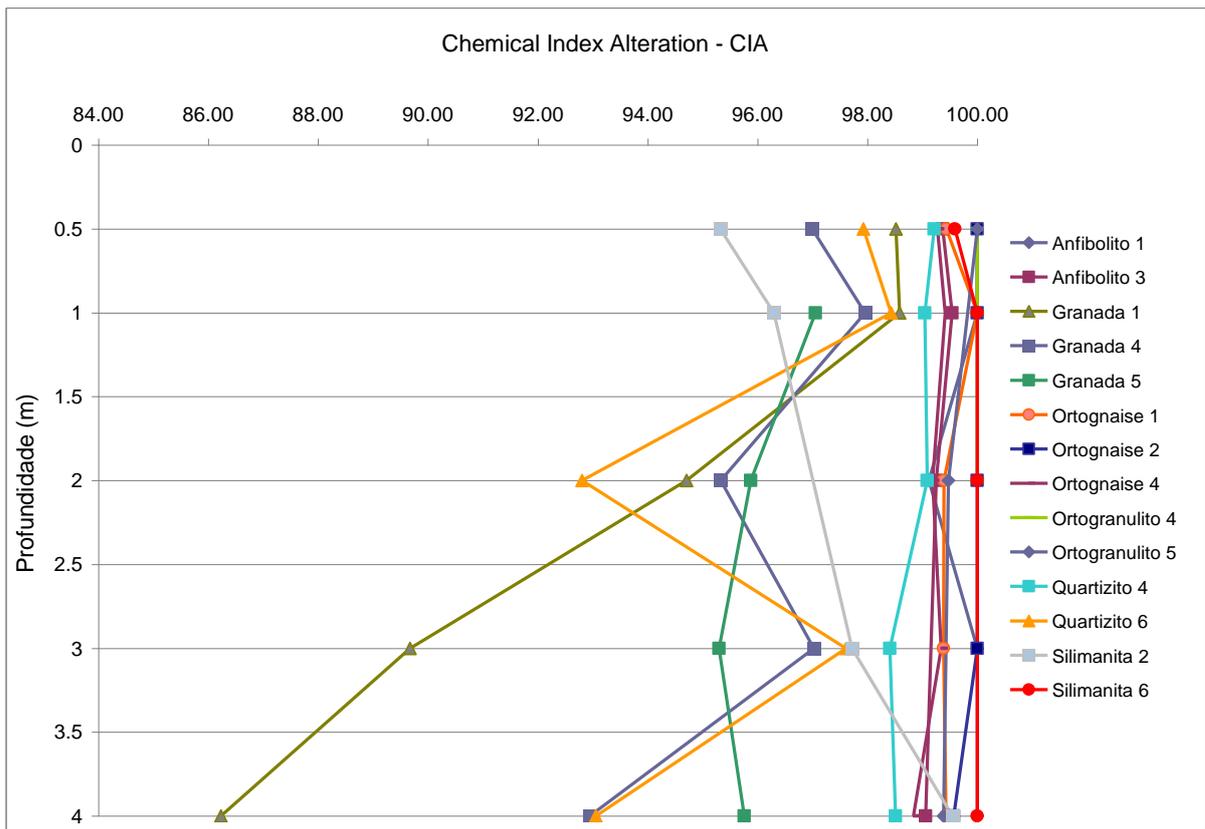


Figura 80 – Taxa de intemperismo – CIA (Chemical Index of Alteration)

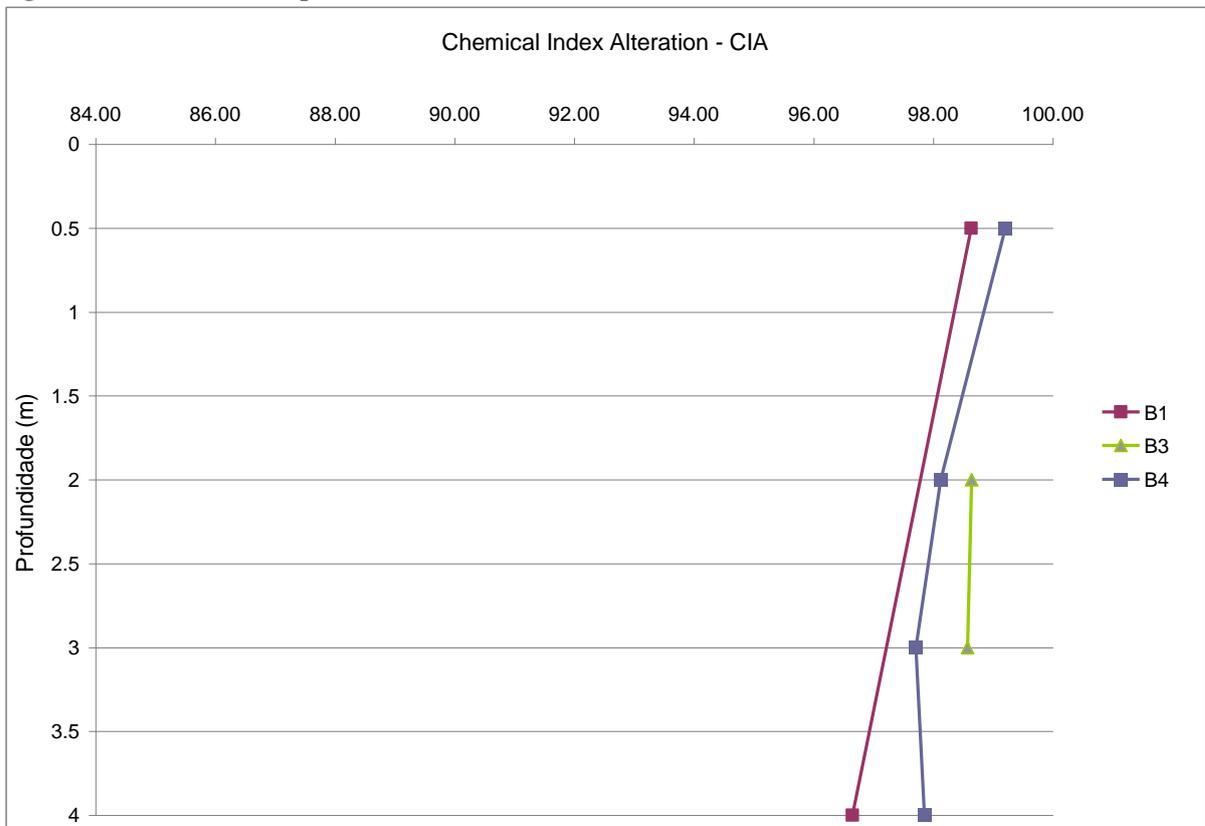


Figura 81 - Taxa de intemperismo – CIA (Chemical Index Alteration) – no Biotite gneiss bandado.

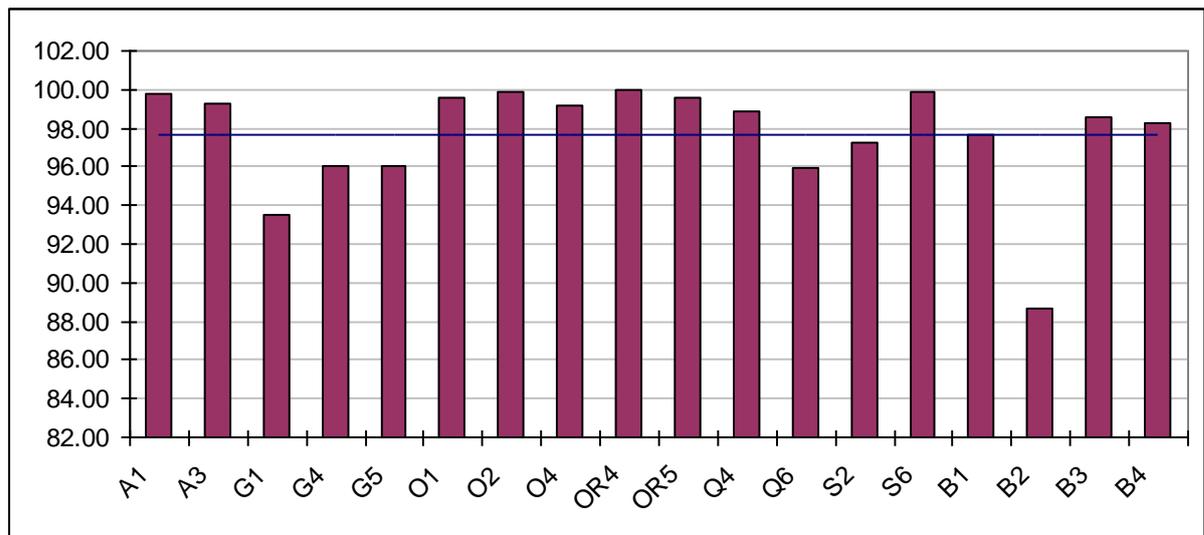


Figura 82 – Valores médios de CIA para os perfis analisados, com linha apontando o valor médio para toda a bacia.

Quando comparados os CIAs médios de todos perfis, os perfis G1, G4, G5, Q6, S2 e B2 se encontram abaixo da média, indicando perfis menos intemperizados que os demais, todavia reforço que os valores encontrados (>92) já são indicadores de perfis muito intemperizados (figura 82). O perfil B2 se destaca como menor valor, possivelmente associado a uma renovação superficial do perfil de intemperismo, por se encontrar num platô próximo a uma área de escarpa, que poderia fornecer materiais a este perfil, ou indicar rebaixamento recente deste divisor (figura 83).

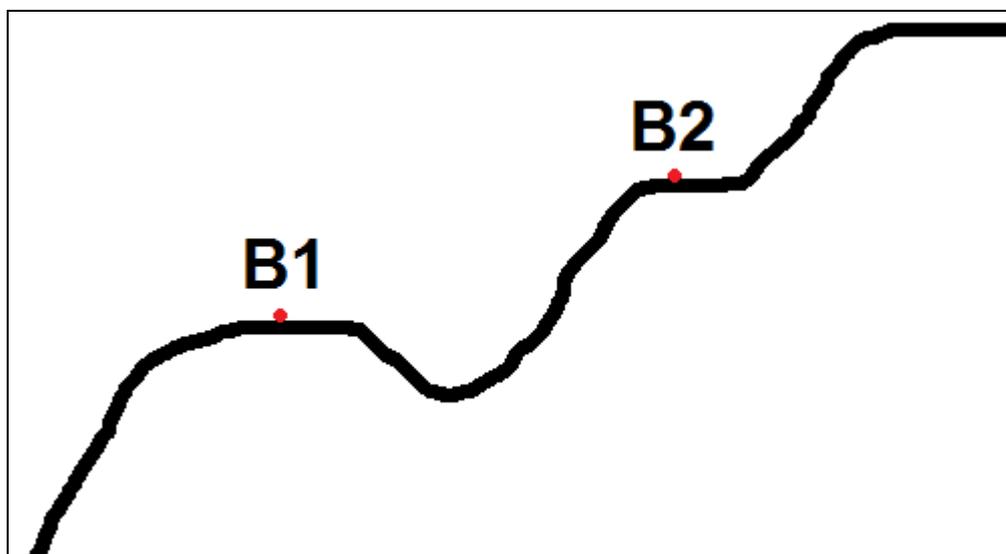


Figura 83 – Desenho esquemático do perfil transversal entre pontos B1 e B2.

Em estudo feito área semi-desértica na Argentina, Kirschbaum et al. (2005) apontam taxas de CIA muito inferiores as encontradas neste estudo (entre 50 e 60) em perfis de até 2 metros em Granito porfítico, o que indicaria solos incipientemente intemperizados. Todavia, estes dados se opunham a maturidade

das formas encontradas, indicando a possibilidade de erosão da superfície original. Ou seja, sobreposição da erosão em relação ao intemperismo químico.

Neste estudo os dados de CIA são condizentes com a maturidade do relevo, o que aponta um equilíbrio, ou possível sobreposição do intemperismo químico em relação às taxas de erosão.

Comparando a média dos perfis na sub-bacia do rio Turvo e do rio Pedras, os valores do Turvo apresentam menor variação e permanecem praticamente constantes com aumento da profundidade, indicando uma certa estabilidade destes perfis (figura 84). A média dos valores de CIA dos perfis na sub-bacia do rio Pedras apresentam maior variação e decrescem com a profundidade: em superfície (0,5-2m) são maiores que da sub-bacia do Turvo, mas a partir do 3 metro, estes valores são menores. O decrescimento pronunciado existente na sub-bacia do rio Pedras pode indicar perfis que ainda se encontram em processo de desenvolvimento e que ainda não atingiram o estágio de estabilidade.

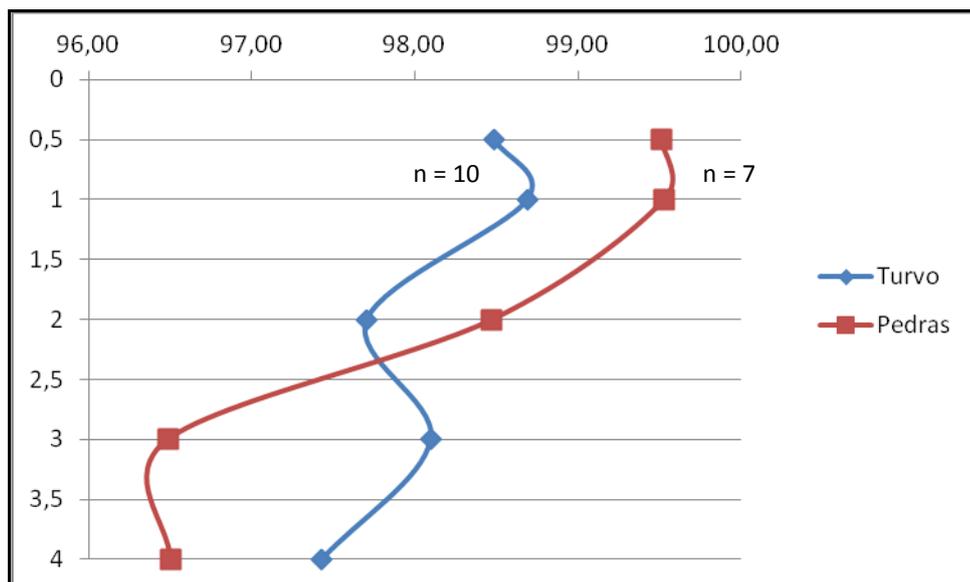


Figura 84 – Valores de CIA médios para os perfis desenvolvidos na sub-bacia do rio Turvo e na sub-bacia do rio Pedras.

Weathering Parker's Index: Neste estudo o WIP conseguiu apresentar as diferenças de intemperismo em relação à profundidade e entre perfis de litologias diferentes. Apresentando o mesmo comportamento do CIA em todos perfis (figuras 85 e 86).

Segundo Xavier (2011), o índice de Parker (WIP) é o mais apropriado para diferenciação dos perfis de intemperismo da bacia do rio Turvo, pois ao considerar a mobilidade dos elementos mais móveis presentes no perfil, as características

químicas dos perfis são realçadas, principalmente no saprolito. Price e Velbel (2003 *apud* XAVIER, 2011) também consideraram o índice de Parker o mais eficiente dentre um conjunto de vários índices utilizados, ao testarem em rochas metamórficas félsicas e heterogêneas.

No estudo de Xavier (2011), na profundidade de 0,5 m, tanto os perfis em Ortognaisse bandado quanto de Granda-biotita apresentaram valor 0, ou seja, muito intemperizados. A única exceção foi o perfil P14 (Granada-biotita), que apresentou valor de 40, também indicando alta intemperização.

Ainda no estudo de Xavier (2011), a grande diferenciação entre os perfis ocorreu na zona saprolítica. Assim como no estudo atual, os perfis desenvolvidos em Ortognaisse bandado se apresentaram mais intemperizados que os desenvolvidos em Granda-biotita. Tendo Xavier (2011) apontado o perfil 4 (Granda-biotita) como o com estágio mais atrasado de intemperismo, enquanto perfil 13 (Ortognaisse bandado) apresentou um dos estágios mais avançados, com todo o perfil apresentando valor 0 (zero).

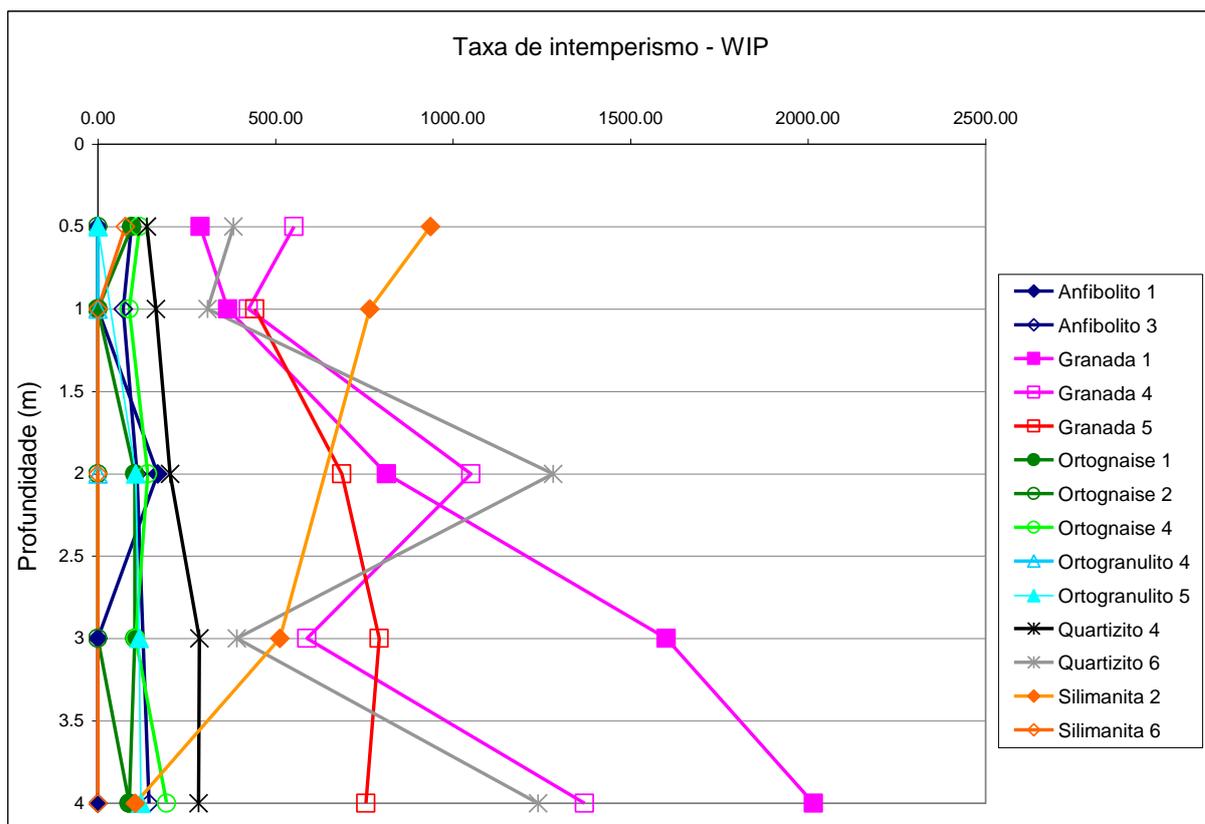


Figura 85 – Taxa de intemperismo – WIP (Parker’s Index).

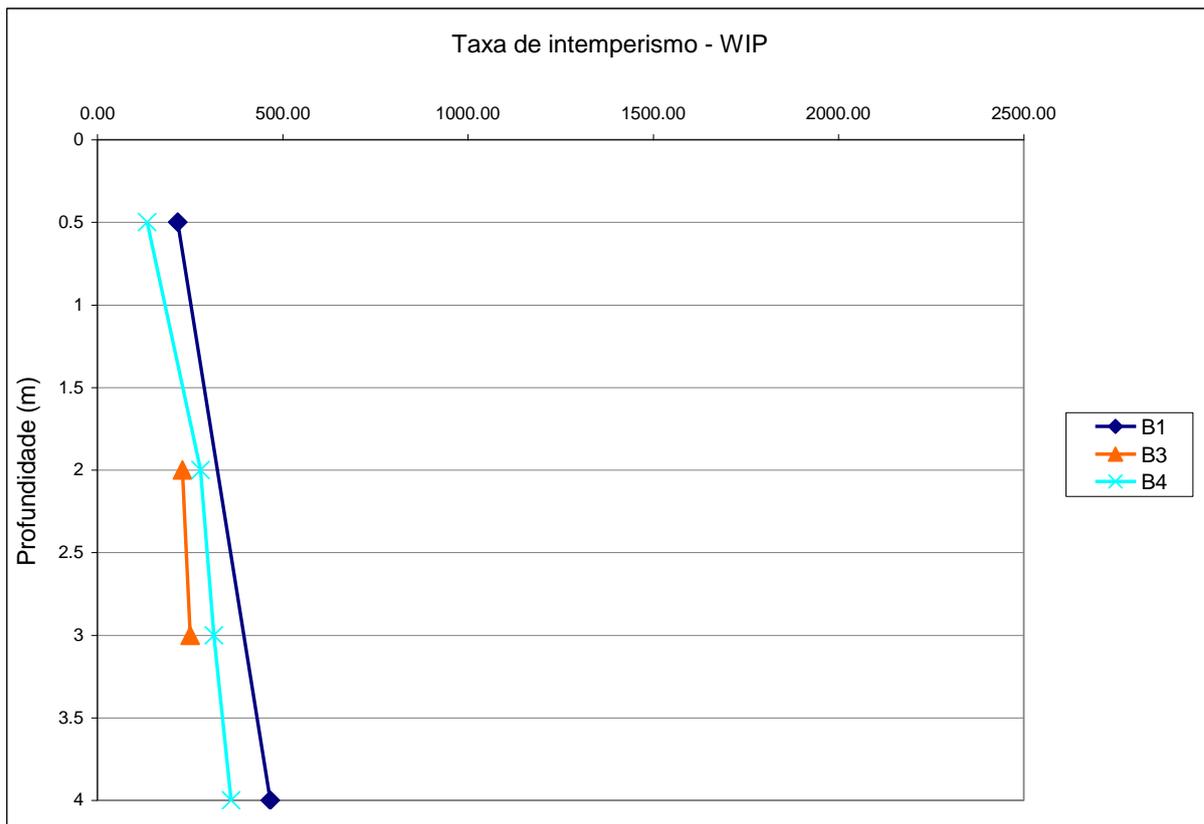


Figura 86 - Taxa de intemperismo – WIP – no Biotita gnaisse bandado.

Assim como visto no CIA, os perfis menos intemperizados, com valores maiores que a média foram: G1, G4, G5, Q6 S2 e B2. Como explicado anteriormente, B2 não apresenta as mesmas características dos outros perfis, sofrendo possíveis contribuições externas. Logo, em análise de gráfico sem este perfil, é possível visualizar melhor as diferenças entre os perfis. Tendo os menores valores, ou seja, mais intemperizados os perfis em Anfibolitos e rochas calcissilicáticas, Ortognaisses bandados e Ortogranulitos (figuras 87 e 88). Todavia, os perfis sobre Quartizito e Silimanita apresentam comportamentos diversos, indicando que a litologia representa diferencial nos índices de intemperismo, mas que diferenças locais da assembléia mineralógica pode ter maior importância, assim como apontado por Oliva *et al* (2003).

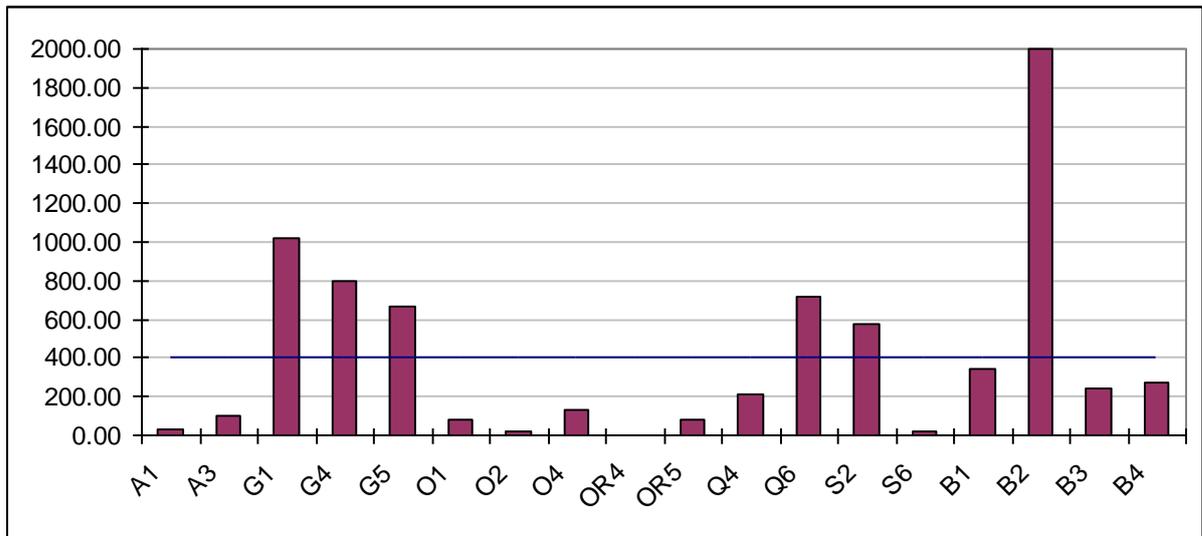


Figura 87 – Valores médios de WIP para todos perfis da bacia, com linha de média de valor WIP para toda bacia.

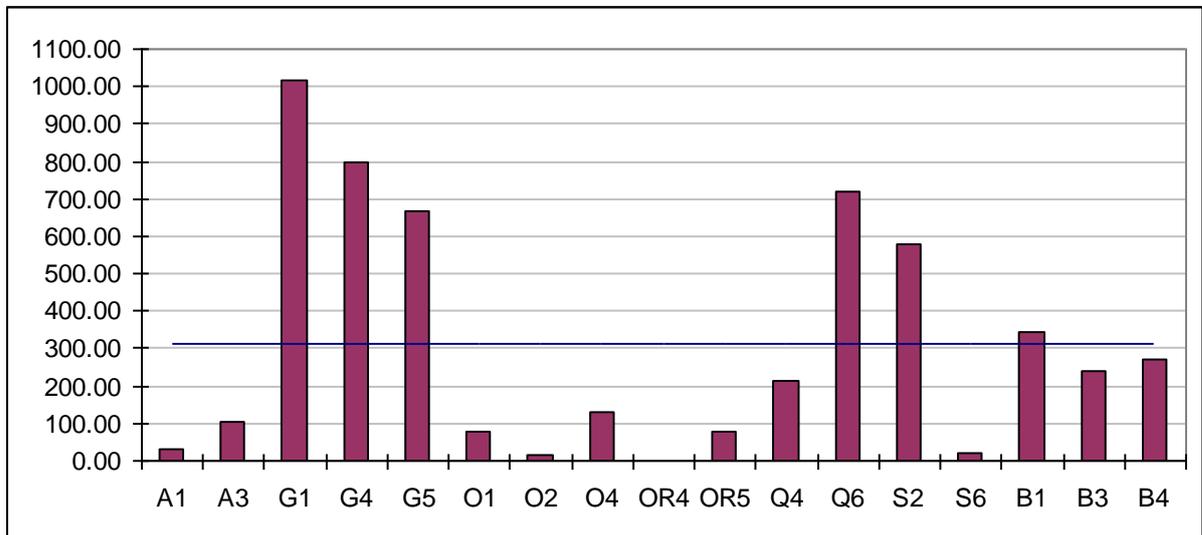


Figura 88 - Valores médios de WIP para todos perfis da bacia, exceto para perfil B2, com linha de média de valor WIP para toda bacia.

6. GEOQUÍMICA DA ÁGUA

As águas dos rios da bacia do rio Turvo apresentam composição variável, com predomínio do silício (tabelas 13, 14 e 15; figura 89). O silício é um elemento muito abundante nas águas naturais, e proveniente, em sua maior parte, da quebra de minerais silicáticos pelas reações do intemperismo. Nas baixas latitudes, as altas temperaturas fazem com que as reações de intemperismo sejam completas, levando à formação dos argilominerais que disponibilizam mais sílica (DREVER, 1997; BERNER e BERNER, 1996). Segundo Langmuir (1997), a concentração de sílica nas águas superficiais do globo variam entre 5 e 25 mg/l, nas águas subterrâneas entre 5 e 85 mg/l, e no solo entre <1 e 117 mg/l. Segundo Leite (2006), as médias na bacia do rio Bananal variam de 12 à 18 mg/l, valores acima dos obtidos neste estudo (entre 3 e 9 mg/l). Todavia, além do substrato rochoso outro importante fator para diferentes concentrações deste elemento nas águas é o pH, que modifica a solubilidade da sílica: quanto maior pH, maior a quantidade de sílica dissolvida. Desta forma, a bacia do rio Bananal também apresenta valor de pH médio mais elevado (7,12) que a bacia do rio Turvo (6,7), o que poderia justificar parcialmente esta diferença entre os valores encontrados.

Tabela 13 – Concentração dos elementos químicos analisados em fevereiro de 2011 (mg/l).

		ICP-OES 02/2011							
Id.		Ca	Fe	K	Mg	Na	Al	Si	pH
Sub-bacia do rio Turvo	A	3.06	3.39	0.38	1.49	3.13	<0.01	8.39	6.67
	B	3.52	0.61	0.61	1.70	3.71	<0.01	8.99	7.32
	C	2.59	0.92	0.47	1.41	2.54	<0.01	7.03	6.83
	D	2.47	1.52	0.32	1.41	2.47	<0.01	6.96	6.75
	E	0.88	1.02	0.54	0.54	1.40	<0.01	4.92	6.30
	F	2.04	1.75	0.55	1.10	2.23	<0.01	6.25	6.80
	G	3.24	2.28	1.16	1.54	3.08	<0.01	7.89	6.79
	H	0.98	5.18	0.55	0.58	1.51	0.375	4.98	5.89
	I	0.77	0.30	0.23	0.48	1.76	<0.01	5.21	6.18
	J	0.82	0.62	0.34	0.45	1.61	0.057	5.40	6.44
	K	0.64	0.25	0.39	0.37	1.08	<0.01	3.68	6.25
L	1.37	2.03	2.92	0.88	2.61	0.426	6.47	6.25	
M	1.65	1.24	0.51	0.88	1.75	<0.01	5.01	6.73	
Sub-bacia do rio Pedras	N	1.52	0.88	0.81	0.75	1.92	<0.01	5.42	6.82
	O	2.92	6.09	0.64	1.94	1.91	<0.01	6.40	6.56
	P	1.89	0.83	0.92	0.91	1.99	0.016	5.89	7.30
	Q	1.64	1.65	0.57	0.98	1.67	0.016	5.17	6.79
Média		1.88	1.80	0.70	1.02	2.14	0.18	6.12	6.63

Tabela 14- Concentração dos elementos químicos analisados em outubro de 2011 (mg/l).

ICP-OES 10/2011								
Id.		Ca	Fe	K	Mg	Na	Al	Si
Sub-bacia do rio Turvo	A	1.78	1.53	1.58	0.98	3.02	0.27	8.96
	B	2.52	0.42	0.83	1.19	3.46	< 0,01	8.53
	C	1.64	0.45	0.75	0.89	2.67	< 0,01	7.34
	D	1.55	3.74	0.76	0.88	2.51	0.06	7.09
	E	0.76	1.05	1.16	0.49	1.51	< 0,01	4.80
	F	1.52	1.09	1.16	0.79	2.34	0.08	6.33
	G	2.98	3.65	4.60	1.46	3.71	< 0,01	8.38
	H	0.92	1.70	1.30	0.63	1.84	< 0,01	5.13
	I	0.85	1.51	2.83	0.58	2.47	0.09	6.27
	J	2.00	0.89	2.56	1.06	2.29	< 0,01	6.09
	K	0.49	0.11	0.55	0.29	0.94	0.03	3.73
	L	0.93	3.29	2.00	0.69	2.33	< 0,01	5.51
	M	1.28	1.12	1.25	0.68	2.02	0.11	5.65
Sub-bacia do rio Pedras	N	1.47	0.76	1.12	0.61	1.89	< 0,01	5.71
	O	1.69	3.01	0.46	1.11	1.87	< 0,01	6.55
	P	1.46	0.58	1.39	0.67	2.02	0.02	6.28
	Q	1.21	0.81	0.94	0.71	1.79	0.02	5.85
Média		1.47	1.51	1.48	0.81	2.28	0.08	6.36

Tabela 15 - Concentração dos elementos químicos analisados em fevereiro de 2012 (mg/l).

ICP-OES 02/2012									
Id.		Ca	Fe	K	Mg	Na	Al	Si	pH
Sub-bacia do rio Turvo	A	0.98	1.01	0.38	0.54	1.19	0.06	3.41	6.61
	B	2.19	0.80	0.68	1.06	2.78	< 0,01	7.77	7.10
	C	1.77	1.31	0.50	1.01	2.18	< 0,01	6.80	6.70
	D	1.82	1.41	0.52	1.02	2.27	< 0,01	6.62	6.59
	E	0.24	0.34	0.26	0.16	0.56	< 0,01	1.97	6.34
	F	0.24	0.29	0.12	0.15	0.30	0.05	1.06	6.77
	G	2.74	2.86	3.18	1.52	2.83	0.10	7.15	6.77
	H	1.29	1.44	0.60	0.61	1.37	< 0,01	4.48	6.47
	I	0.38	0.87	0.16	0.22	0.69	< 0,01	2.95	7.81
	J	1.04	4.23	0.51	0.47	1.39	0.22	4.75	6.71
	K	0.20	0.17	0.17	0.12	0.37	0.17	1.52	6.70
	L	4.07	0.47	0.23	1.18	1.32	< 0,01	4.40	6.92
	M	1.33	1.79	0.83	0.57	2.92	0.44	3.28	6.84
Sub-bacia do rio Pedras	N	2.92	2.58	2.41	1.23	4.26	0.26	12.13	6.77
	O	3.19	1.56	1.68	1.66	3.92	0.00	10.73	6.54
	P	1.30	1.35	1.13	0.60	1.47	0.30	5.62	7.17
	Q	0.58	3.92	0.55	0.39	0.88	0.98	2.53	6.57
Média		1.55	1.55	0.82	0.73	1.81	0.26	5.13	6.79

Os valores das concentrações dos elementos químicos foram ligeiramente maiores na sub-bacia do rio Pedras que do rio Turvo. Já a sub-bacia do rio Turvo apresentou maior intervalo de valores (figura 89). Todavia, ambas bacias apresentam a seguinte ordem de concentrações em seus valores médios: Si>Na>Fe>Ca>K>Mg>Al; ordem similar a encontrada por Leite (2001) na sub-bacia do rio Fortaleza (Si>Na> Ca>K>Mg>Fe>Al).

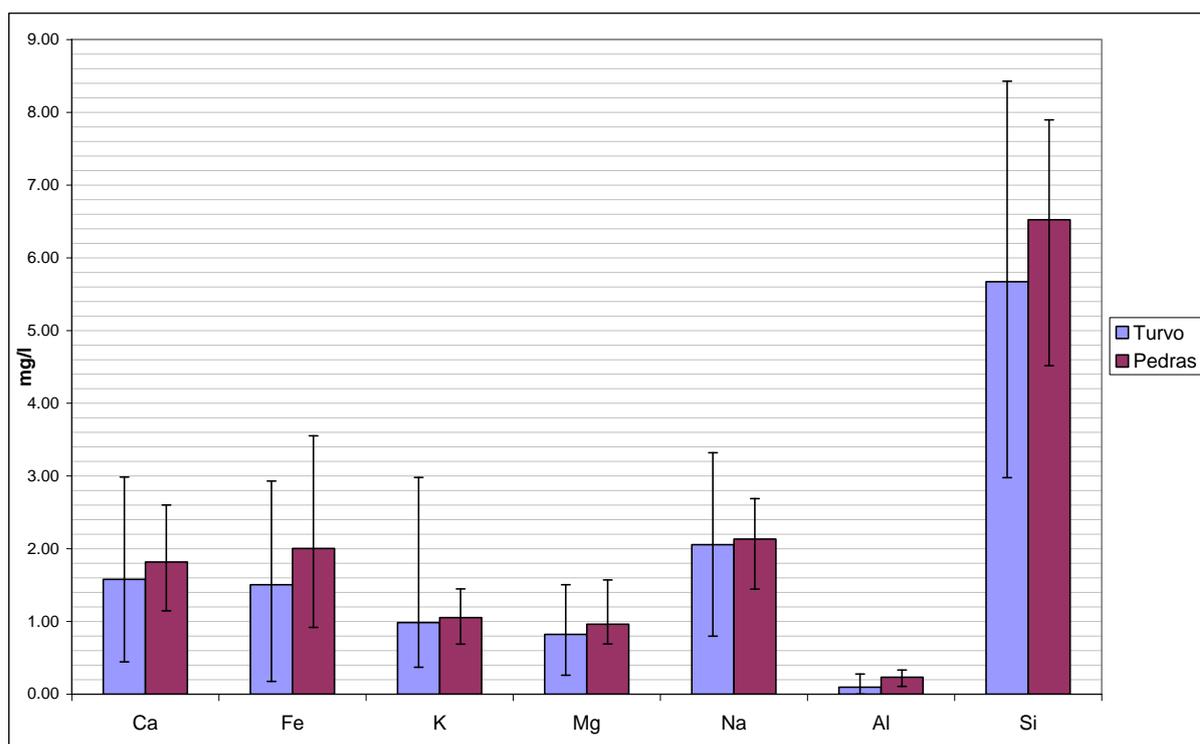


Figura 89 – Concentrações médias e valores mínimos e máximos nas sub-bacias do rio Pedras e do rio Turvo.

Numa revisão dos ciclos geoquímicos, ao tratar dos ciclos do Sódio e Potássio, Leite (2001) aponta estes elementos como estáveis, todavia muito solúveis. O potássio ocorre, normalmente, em concentrações mais baixas que o cálcio e magnésio nas águas superficiais, pois participa intensamente em processos de troca iônica, é um elemento facilmente adsorvido pelos minerais de argila, e seus sais são muito utilizados pelos vegetais. Dentre os principais minerais fontes estão os feldspatos potássicos como microclina e ortoclásio (tabela 16). Segundo Berner e Berner (1996), os valores encontrados no mundo variam de 0,5 até 4mg/l, com um valor médio de 1,3mg/l. Leite (2006) encontrou na bacia do rio Bananal valores entre 0,8 e 3mg/l, e valores entre 1,24 e 2,48mg/l na sub-bacia do rio Fortaleza (Leite, 2001), variação de valores próximas às encontradas neste trabalho (0,12 – 3,71mg/l, média 1.02mg/l). Já o sódio é encontrado em maiores quantidades, pois é facilmente lixiviado, devido à baixa estabilidade química dos minerais que o contém, apresenta ampla distribuição em minerais fonte, sua solubilidade é elevada e apresenta difícil precipitação dos seus compostos químicos em solução. Um exemplo de mineral fonte de sódio é a albita (tabela 16). Leite (2006) encontrou valores entre 1,3 e 6mg/l na bacia do rio Bananal, e valores entre 1,2 e 3,61mg/l na sub-bacia do rio Fortaleza (LEITE, 2001). Neste trabalho os valores de concentração de sódio variaram entre 0,3 e 4,26mg/l.

Tabela 16 – Reações de hidrólise de silicatos (Faust & Aly, 1981).

MINERAL FONTE	REAÇÃO	MINERAL DE ALTERAÇÃO
Anortita	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{s}) + 3\text{H}_2\text{O} + = \text{Ca}^{2+} + 2\text{OH}^- + \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4(\text{s})$	Caulinita
Biotita	$2\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{s}) + 14\text{CO}_2 + 15\text{H}_2\text{O} = 2\text{K}^+ + 6\text{Mg}^{2+} + 14\text{HCO}_3^- + 4\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4(\text{s})$	Caulinita
Microclina	$3\text{KAlSi}_3\text{O}_8(\text{s}) + 12\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+ = 2\text{K}^+ + 6\text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{s})$	Muscovita
Albita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}^+ + 4.5\text{H}_2\text{O} = \text{Na}^+ + 2\text{H}_4\text{SiO}_4 + 0.5\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4(\text{s})$	Caulinita

Em revisões feitas por Leite (2001) e Magalhães (2006), o cálcio é normalmente abundante nas águas superficiais, excedendo bastante os valores de sódio, visto que os feldspatos cálcicos decompõem-se mais facilmente que os sódicos, assim como sua ampla distribuição em rochas e solos (ex: anortita e calcita – tabela 16). Todavia, Leite (2001) aponta uma posição intermediária na escala de abundancia de elementos na sub-bacia do rio Fortaleza, e associa este resultado a importância intermediária deste elemento também no substrato rochoso. Da mesma forma, neste trabalho as concentrações de cálcio nas rochas são sempre inferiores a 10%, com teores que chegam a 0% no Quartizito, e somente traços na maioria dos perfis de intemperismo analisados. Neste trabalho, os valores das concentrações deste elemento nas águas superficiais variaram entre 0,2 a 4,07 mg/l, com média de 1,7mg/l.

O magnésio é mais solúvel e difícil de precipitar quando comparado ao cálcio, todavia os teores existentes nas águas superficiais deste trabalho (0,12 – 1,94mg/l, média 0,89mg/l) assim como de Leite (2001) são menores (0,56 – 1,03mg/l) que os de cálcio. Segundo a autora, este comportamento seria explicado pela retenção da maior parte do magnésio resultante dos processos de intemperismo no regolito, principalmente na estrutura dos minerais de argila. Neste trabalho, a retenção é verificada nas litologias Granada-biotita granito profiróide e Biotita gnaisse bandado, as quais apresentaram maiores valores (entre 1% -10%) de MgO em seus perfis de intemperismo e menores valores de magnésio nas águas superficiais que drenam bacias com maiores áreas destas litologias. Entretanto, neste trabalho não é verificada esta retenção em todas as litologias, pois as concentrações de magnésio nos perfis de intemperismo de outras litologias são próximas a 0%, e nelas os valores médios das concentrações de Mg nas águas superficiais são ligeiramente maiores. Acredita-se que nestas áreas esteja ocorrendo de forma mais eficiente a liberação de Mg pela decomposição completa da biotita, uma vez que ocorrem concentrações de até 10% deste elemento na rocha sã, e presença variável de biotita em todas litologias, exceto nos anfíbolitos e quartizitos.

De acordo com Langmuir (1997), as fontes primárias de ferro na hidrosfera são os minerais ferrosos contidos nas rochas ígneas e metamórficas (ex: olivina, piroxênio, anfibólio, mica biotita, pirita e magnetita). O ferro é mobilizado e redistribuído durante o intemperismo químico. Todavia, ao contrário dos metais alcalinos e alcalino-terrosos, o ferro não é estável, e assim como o alumínio precisa de condições ácidas ou básicas para se manter estável. Quando em condições próximas a neutralidade, este composto é o primeiro a precipitar-se, logo sua concentração em solução é diminuída. Logo são esperadas concentrações baixas de ferro, como as encontradas por Leite (2001): 0,08 – 0,71mg/l. Todavia, neste trabalho o ferro é o terceiro elemento de maior abundancia nas águas superficiais, somente atrás do silício e do sódio, com valores entre 0,11 e 6,09mg/l, e com valor médio de 1,75mg/l. Leite (2006) ao encontrar valores altos, de até 7,5mg/l, apesar da média das águas superficiais ser menor que 0,5mg/l, considera estarem associados a um avançado estágio de lixiviação dos regolitos, uma vez que os elementos solúveis já teriam sido praticamente todos remobilizados dos perfis, os menos solúveis passariam a ser disponibilizados em maior proporção. O que também pode estar acontecendo na bacia do rio Turvo, visto que os elemento mais abundantes nos perfis são a sílica, o alumínio e o ferro, com os demais elementos apresentando valores, normalmente, muito baixos, próximos a 0%.

Os feldspatos e outros silicatos, que apresentam o alumínio em suas estruturas ao serem intemperizados geram argilominerais, os quais retém o alumínio, mantendo-o indisponível, pois assim como o ferro, o alumínio precipita em soluções neutras. Desta forma, o alumínio é encontrado em baixas concentrações nas águas superficiais (figura 90), assim como apontado por Leite (2006), com valores inferiores a 0,5mg/l. Neste trabalho, os valores encontrados corroboram o apontado anteriormente e encontrado em outros estudos, com concentração variando de 0,0 até 0,98mg/l, com média de aproximadamente 0,16mg/l.

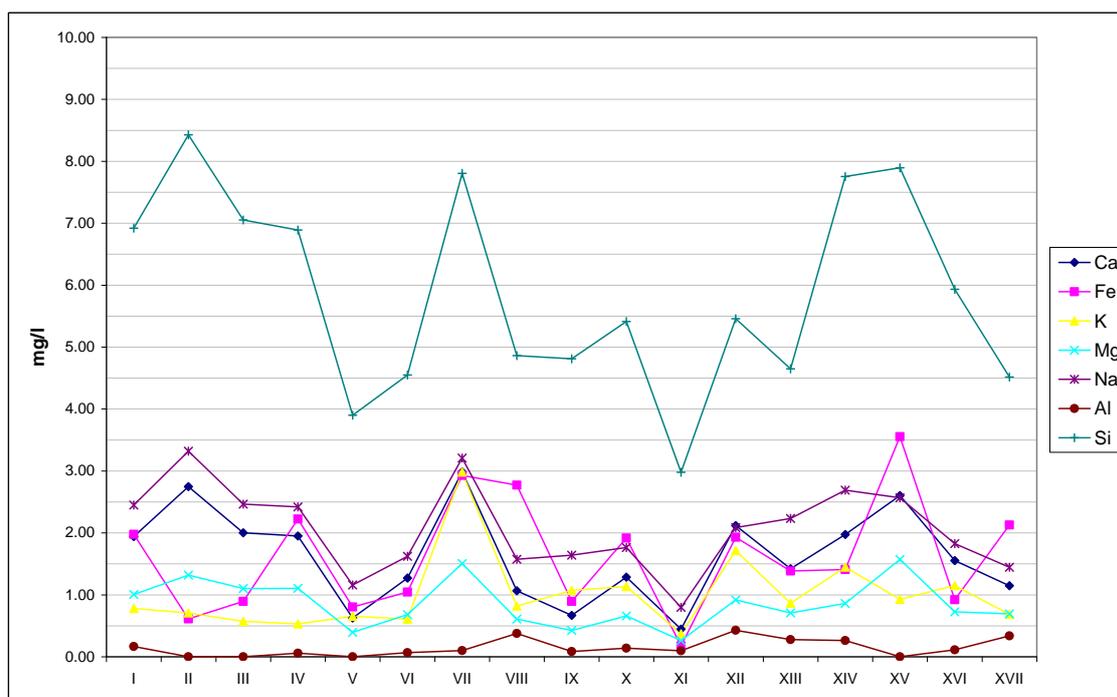


Figura 90 – Concentrações médias dos elementos analisados para cada ponto.

Quando comparados com valores obtidos por Salgado et al. (2004) em granitos e gnaisses no Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais, os valores de Ca, K, Na e Mg foram parecidos. Todavia os valores de Si e Fe foram maiores neste estudo. Em relação aos valores obtidos por Leite (2001) numa sub-bacia do rio Bananal em gnaisses, os valores de Ca, Mg, Na e K também foram parecidos. Vale informar que a autora não mensurou as concentrações de alumínio e que as concentrações de silício foram medidas através da sílica dissolvida com valores até 8 vezes maiores aos encontrados neste estudo. Quanto ao ferro, este estudo apresentou maiores concentrações.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com a finalidade de espacializar os diferentes graus de intemperismo do solo na bacia do rio Turvo, diferenciando suas duas principais sub-bacias, foram utilizados índices químicos, granulométricos e mineralógicos. Dentre os índices de intemperismo utilizados, a relação quartzo/feldspato se mostrou ineficiente quando aplicada a rochas heterogêneas, em perfis com profundidade reduzida, impedindo sua utilização para comparação de graus de intemperismo nos perfis deste trabalho. O Chemical Index Alteration e o Índice de Parker são eficientes quando aplicados a rochas similares homogêneas, mas podem ser utilizados para comparação entre rochas diferentes e heterogêneas, levando em consideração o balanço geoquímico dos elementos no perfil de intemperismo. A relação silte/argila, além de ser o índice de menor custo, também apresentou bons resultados, permitindo uma comparação geral para os perfis analisados, além de auxiliar no entendimento do comportamento dos elementos químicos nos mesmos.

Os dados dos índices de intemperismo (CIA, WIP e relação silte/argila) apontam perfis muito intemperizados em ambas sub-bacias estudadas, mas levemente mais intemperizados na sub-bacia do rio Turvo que na sub-bacia do rio Pedras. Esta constatação é condizente com a maturidade do relevo da sub-bacia do rio Turvo, indicando equilíbrio ou, possível sobreposição do intemperismo químico em relação às taxas de erosão. Por outro lado, mostra-se incongruente com as formas de relevo, típicas de intemperismo físico encontradas na sub-bacia do rio Pedras, indicando que após um período de relativa diferença de processos intempéricos, estes processos intempéricos atuaram de forma semelhante em ambas bacias. Isto culminou numa certa homogeneização na parte superior, mais superficial, dos perfis de intemperismo.

Os perfis analisados apresentam perdas generalizadas dos elementos de alta mobilidade. Assim como o aumento das concentrações de ferro e alumínio em superfície, em concomitância com a diminuição da sílica. Estes dados, analisados conjuntamente, sugerem a ocorrência de intenso processo de lixiviação, com indicação de iniciação de processo de laterização em todos perfis, exceto nos desenvolvidos sobre Biotita-gnaiss bandado. Os dados químicos também apontam diferenças entre os perfis desenvolvidos sobre as diferentes litologias, mostrando que a litologia representa papel importante no entendimento do intemperismo

diferencial. Em última análise, também condicionando características químicas diferenciadas nas águas superficiais.

Os dados de análise química da água superficial da bacia apontam pequenas diferenças entre as sub-bacias, indicando maiores valores de íons dissolvidos na sub-bacia do rio Pedras que do rio Turvo. Isto pode indicar que: (i) os perfis da sub-bacia do rio Turvo já foram mais lixivados, restando, em sua maioria, materiais inertes, os quais não são mobilizados; assim como (ii) perfis mais espessos, o que dificulta a chegada de água na frente de intemperismo, a fim de remobilizar os elementos ainda existentes no contato rocha sã com o material intemperizado. Enquanto que na sub-bacia do rio Pedras, os perfis devem ser menos lixivados e menos espessos, ainda apresentando elementos para serem mobilizados, assim como facilitando a chegada da água na frente de intemperismo.

Visando um aprofundamento na compreensão destas diferenças, confirmando ou refutando as constatações geradas neste trabalho, sugere-se: (i) análise química, física e mineralógica de perfis de intemperismo completos (da superfície à rocha sã), a fim de entender sua evolução; (ii) escolha de bacias experimentais nestas duas sub-bacias sobre mesma litologia, a fim de comparar dados dos perfis de intemperismo e da geoquímica das águas superficiais e sub-superficiais; (iii) monitoramento contínuo pluvio-fluvio-sedimentométrico; (iv) caracterização geoquímica das entradas (chuvas); (v) mapeamento do uso e cobertura das bacias experimentais; e (vi) equacionar o CIA e o WIP, correlacionando os mesmos à rocha sã, a fim de permitir uma comparação direta entre perfis de diferentes litologias.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AIKAWA, J. K. Magnesium. In: MERIAN, E. **Metals and theirs compounds in the environment**. Weinheim, New York, Base, Cambridge: VCH, 1991.

AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L.; UAGODA, R. E. S.; FERRO, C. S. R. Geologia, dissolução de rochas e formas cársticas na bacia do Ribeirão Santana (MG/RJ). In: **VI Simpósio Brasileiro de Geomorfologia**, Goiânia, 2006.

AYDIN, N. S. D.; AYDIN, A.; MALPAS, J. Re-assessment of chemical weathering índices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. **Engineering Geology**. n.63, p.99-119, 2002.

BALAN, E.;TROCELLIER, P.; JUPILLE, J.; FRITSCH, E.; MULLER, J. P.; CALAS, G. Surface chemistry of weathered zircons. **Chemical Geology**, n.181, p:13– 22, 2001.

BARROSO, E. V. **Estudo de características geológicas e do comportamento geotécnico de um perfil de intemperismo em leptinito**. 1993. 251f. Dissertação (Mestrado em geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

BERNER, E. K.; BERNER, R. A. **Global environment – water, air and geochemical cycles**. New Jersey: Prentice Hall, 1996.

BIGARELLA, J.J.; MABESOONE, J. M.; LINS, C. J.; MOTA, F. O. Palaeogeographical featuresof the Serra Grande and Pimenteira formations (Parnaíba Basin, Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.1, p.259-296, 1965.

BIRKELAND, P. W. **Soils and geomorphology**. New York: Oxford Univ. Press, 1974.

BITTENCOURT ROSA, D. **Les Gisements D' Opales Nobles De La Region de Pedro II Dans L'Etat de Piaui (Region Nord – Est Du Bresi)**. 1988. Tese (Doutorado) - L'Institut National Polytechnique de Lorraine.

BOCKHEIM, J.G.; GENNADIYEV, A. N.; HAMMER, R. D.; TANDARICH, J. P. Historical development of key concepts in pedology. **Geoderma**, n.124, p.23-36, 2005.

BROOKINS, D. **Eh–pH Diagrams for Geochemistry**. Berlin: Springer-Verlag, 1988.

BÜDEL, J. **Climatic Geomorphology**. Princepton: Princepton Univ. Press, 1982.

BUTLER, B. E. Periodic phenomena in landscapes as a basis for soil studies. **C.S.I.R.O. Soil Publ.** n.14, 1959.

CARVALHO, I. G. **Fundamentos da geoquímica dos processos exógenos**. Salvador: Bureau, 1995.

- CASTRO, S. S.; COELHO NETTO, A. L. Evolução pedogenética de topo, na bacia do alto rio Fortaleza, região de Bananal (RJ/SP): resultados preliminares. In: **IV ENCONTRO SOBRE ENGENHARIA GEOTÉCNICA E HIDROLOGIA NO SISTEMA ENCOSTA-PLANÍCIE COSTEIRA**, Bananal, 2002.
- CHORLEY, R. J. Geomorphology and the general systems theory. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, n.500-B, 10p, 1962.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher, Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo, 1981.
- COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma revisão de conceitos e bases**. Rio de Janeiro: Bertrand, 1994.
- COELHO NETTO, A. L. 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, v.3, n.3, p.21-48, 1999.
- COELHO NETTO, A. L. Evolução de cabeceiras de drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, p.118-167, 2003.
- COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S. Landscape evolution the atlantic rainforest biome of southeastern Brazil: chemical or physical denudation? In: **SINAGEO INTERN. ASSOC. OF GEOMORPH./IAG-REGIONAL CONFERENCE & VI SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA**, Goiânia, 2006.
- COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S.; FERNANDES, M. C.; LACERDA, W. A. Landslide Susceptibility in a Mountainous Geoecosystem, Tijuca Massif, Rio de Janeiro: The Role of Morphometric Subdivision of the Terrain. **Geomorphology**, n.87, p.120 – 131, 2007.
- COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S.; UAGODA, R. E. S.; XAVIER, R. A. Recent landscape evolution in SE-Brazil: spatial variability of chemical and physical denudation. In: **7TH INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY**, Melbourne, 2009.
- COLE, D. W.; RAPP, M. 1980. Elemental cycling in forested ecosystems. In: REICHLER, D. E. (Ed.). **Dynamic properties of forest ecosystems**. Cambridge: Cambridge University Press, 1980.
- COLIN, F.; ALARCON, C.; VIEILLARD, P. Zircon: an immobile index in soils? **Chemical Geology**, n.107, p.273–276, 1999.
- CORNU, S.; LUCAS, Y.; LEBON, E.; AMBROSI, J. P.; LUIZÃO, F.; ROUILLER, J.; BONNAY, M.; NEAL, C. Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, central Amazonia. **Geoderma**, v.91, n.3-4, p:281-295, 1999.
- CPRM. **Geologia da folha Santa Rita do Jacutinga SF.23-Z-A-II**. Programa Geologia do Brasil, Levantamentos Geológicos Básicos. Brasília, 2007.

DENNEN, W. H.; ANDERSON, P. J. Chemical changes in incipient rock weathering. **Geological Society of America Bulletin**, n.73, p.375-384, 1962.

DIAS, J. A. **A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos**. E-book, 2004. In: http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/eb_Sediment.html.

DREVER, J. I. **The geochemistry of natural waters: surface and groundwater environments**. New Jersey: Prentice Hall, 1997.

FANIRAN, A.; JEJE, L. K. **Humid tropical geomorphology**. A study of the geomorphological processes and landforms in warm humid climates. Nova Iorque: Longman, 1983.

FARIA, A. F.; ALVAREZ, V. V. H.; MARTTIELLO, E. M.; NEVES, J. C. L.; BARROS, F. N.; PAIVA, H. N. Capacidade de suprimento de potássio em solos de Minas Gerais – Brasil. **Spanish journal of soil science**, v.2, n.1, p.26-37, 2012.

FAUST, S. D.; ALY, O. M. **Chemistry of Natural Waters**. Michigan: Ann Arbor Science Publishers, 1981.

FEDO, C. M. Unraveling the study of soil formation on Isla Santa Cruz, Galápagos. **Pedologie**. n.23, p.921-924, 1995.

FERNANDES, M. R. **Estudos pedológicos em topossequências na microbacia do córrego da Cachoeira, Paty do Alferes (RJ)**. 1998. Tese (Doutorado em agronomia) – Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Instituto de Agronomia, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica.

FILIZOLA, H. F.; BOULET, R. G. L. Evolution and opening of closed depressions developed in a quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin (São Paulo, Brazil), and analogy to the slope evolution. **Geomorphology**, n.16, p. 77-86, 1996.

GABRIEL, A., COX, E.P. A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals. **American Mineralogist**. n.14, p.290-292, 1929.

GERRARD, A. J. **Rock and landforms**. London: Unwin Hyman, 1988.

GILBERT, G. K. **Geology of the Henry mountains**. Washington: Government printing office, 1877.

GILLIJNS, K.; POESEN, J.; DECKERS, J. On the characteristics and origin of closed depressions in loess-derived soils in Europe – a case study from central Belgium. **Catena**, n.60, p.43-58, 2005.

GOLDICH, S. S. A study in rock weathering. **Journal of Geology**. n.46, p.17-58, 1938.

GROOT, A. J.; ZSCHUPPE, K. H.; SALOMONS, W. Standardization of methods of analysis for heavy metals in sediments. **Hydrobiologia**. n.92, p.689-695, 1982.

HACK, J.T.; GOODLETT, J.C. Geomorphology and Forest ecology of mountain region in the Central Appalachians. **US Geological Survey**. n.347, 1960.

- HARRIS, R. C.; ADAMS, J. A. S. Geochemical and mineralogical studies on the weathering of granitic rocks. **American Journal of Science**. n.264, p.146-173, 1966.
- IBAÑEZ, J. P. **Modelagem micro-mecânica discreta de solos residuais**. 2008. 395f. Tese (Doutorado em engenharia civil) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro
- ILDEFONSE, P.; CABARET, D.; SAINCTAVIT, P.; CALAS, G.; FLANK, A. M.; LAGARDE, P. **Physics and Chemistry of Minerals**, 1998.
- KABATA-PENDIAS, A.; PENDIAS H. **Trace elements in soils and plants**. London: CRC Press, 1992.
- KAUP, B. S.; CARTER, B. J.; Determining Ti sources and distribution within a Paleosol by micromorphology, submicroscopy and elemental analysis. **Geoderma**, n.40, p.141– 156, 1987.
- KING, L.C. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. v.18, n.2, p.147-265, 1956.
- KIRSCHBAUM, A. et al. Weathering profiles in granites, Sierra Norte (Córdoba, Argentina). **Journal of South American Earth Sciences**. n.19, p.479-493, 2005.
- KURTZ, A. C.; DERRY, L. A.; CHADWICK, O. A.; ALFANO, M. J. Refractory element mobility in volcanic soils. **Geology**, n.28, p.683–686, 2000.
- LANGMUIR, D. **Aqueous Environmental Geochemistry**. New Jersey: Prentice Hall, 1997.
- LEITE, A. F. **Estudo hidrogeoquímico em uma pequena bacia de drenagem montanhosa-rural: alto vale do rio Fortaleza, Bananal - SP**. 2001. 97f. Dissertação (Mestrado em geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- LEITE, A. F. **Variações hidrogeoquímicas nos compartimentos montanhoso e colinoso da bacia do rio Bananal (SP): subsídios à compreensão dos processos de intemperismo**. 2006. 226f. Tese (Doutorado em geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- LE PERA, E.; CRITELLI, S.; SORRISO-VALVO, M. Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy. **Catena**. v.42, n.1, p.1-15, 2000.
- LEPRUN, J. C. **Some Principal Features of Ironcrust in Dry Western Africa**. Paris: Institute de Geologie – ORSTOM, 1979.
- LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2002.
- LEVINSON, A. **An introduction to exploration geochemistry**. Illinois: Applied Publishing Ltd, 1980.

LITTLE, A.L. The engineering classification of residual tropical soils. In: **7th International Conference Soil Mechanics and Foundation Engineering**, Mexico, 1969.

MAGALHÃES, V. S. **Hidroquímica e qualidade das águas superficiais e subterrâneas em áreas sob influência de lavras pegmatíticas nas bacias dos córregos Água Santa e Palmeiras, município de Coronel Moura (MG)**. 2006, 109f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

MAIGNIEN, R. **Compte rendu de recherches sur les latérites**. Paris: Unesco, 1966.

MAYNARD, J.B. et al. A paleosol developed on hydrothermally altered granite from the hinterland of the Witwatersrand basin: characteristics of source of basin fill. **Journal of Geology**. n.100, p.279-289, 1995.

MEIS, M. R. M.; MONTEIRO, A.M.F. Upper quaternary "rampas": Doce river valley, Southeastern Brazilian plateau. **Zeitschrift Geomorphologie**. v. 23, n.2, p.132-151, 1979.

MEIS, M. R. M.; MOURA, J. R. S. Upper quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian plateau. **American Journal of Science**. v. 284 n.3, p.241-254, 1984.

MILNE, G. Some suggested units of classification and mapping particularly for East African soils. **Soil Research**. v. 4, n. 2, p.183-98, 1934.

MILNES, A. R.; FITZPATRICK, R. W. Titanium and zirconium minerals. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Eds.) **Minerals in Soil Environment**, Madison: Soil Science Society of America, 1989.

MIKESELL, L. R.; SCHAETZL, R. J.; VELBEL, M. A. Hornblende etching and quartz/feldspar ratios as weathering and soil development indicators in some Michigan soils. **Quaternary Research**. n.62, p.162-171, 2004.

MONCADA, M. P. H. **Avaliação de propriedades hidráulicas de solos tropicais não saturados**. 2008. Tese (Doutorado em engenharia civil) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MUNSELL COLLOR COMPANY. **Munsell soil color charta**. Munsell color. Macbeth Division of kollmorgen corporation, 1975.

NAHON, D.B. **Introduction to the petrology of soils and chemical weathering**. New York: Wiley-Interscience, 1991.

NESBITT, H.W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. **Nature**. v.279, n.5710, p. 206-210,1979.

NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major elements chemistry of lutites. **Nature**. v.199, p.715-717, 1982.

NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. n.48, p.1523-1534, 1984.

NESBITT, H.W.; YOUNG, G.M. Formation and diagenesis of weathering profiles. **Journal of Geology**. n.97, p.129-147, 1989.

NESBITT, H.W.; MARKOVICS, G. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles and petrogenesis of siliciclastic sediments. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. N.61, p.1653-1670, 1997.

OLIVA, P.; VIERS, J.; DUPRÉ, B. Chemical weathering in granitic environments. **Chemical geology**. n.202, p.225-256, 2003.

OLIVEIRA, E. P. **Caracterização bio-físico-químico-mineralógica e micromorfológica de um perfil de alteração de granito-gnaiss de Curitiba, PR**. 2006. 196f. Dissertação (Mestrado em engenharia civil) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

OLLIER, C. **Weathering**. Nova Iorque: Longman, 1984.

OLLIER, C. **Ancient Landforms**. London ; New York : Belhaven Press, 1991.

PARKER, A. An index of weathering for silicate rocks. **Geological magazine**. n.107, p.501-504, 1970.

PATON, T. R. **The Formation of Soil Material**. London: George Allen & Unwin, 1978.

PEDRO, G. **Contribution a l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines**. Paris: Institut National de la Recherche Agronomique, 1964.

PEDRO, G. Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus minéraux résultant de l'altération des roches superficielles cycles aluminosiliciques. **Académie des Sciences Paris**, n.261, p. 1828-1831, 1966.

PENCK, W. **Morphological Analysis of Landforms**. Londres: McMillan, 1953.

PRICE, J. R.; VEBEL, M. A. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. **Chemical geology**. n.202, p.397-416, 2003.

POLIVANOV, H. **Caracterização química, mineralógica, física e geotécnica de perfis de intemperismo desenvolvidos de gnaisses no Rio de Janeiro**. 1998. 336f. Tese (Doutorado em geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

- RANKAMA, K.; SAHAMA, T. G. **Geochemistry**. Chicago: University of Chicago Press, 1950.
- RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J. C.; REZENDE, S. B. **Mineralogia dos Solos Brasileiros. Interpretações e Aplicações**. Lavras: Editora da UFLA, 2005.
- ROCHA, L. C. **Desnudação geoquímica na evolução da serra do Espinhaço Meridional – MG – Brasil**. 2011. Tese (Doutorado em geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- RUHE, R. V. Geomorphic surfaces and the nature of soils. **Soil Science**. v.82, p.441-445, 1956.
- SALGADO, A. A. R.; COLIN, F.; JÚNIOR, H. A. N.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; VARAJÃO, C. A. C. O papel da desnudação geoquímica no processo de erosão diferencial no Quadrilátero Ferrífero/MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. n.1, p.55-69, 2004.
- SANTOS, A. C.; PEREIRA, M. G.; ANJOS, L. H. C.; BERNINI, T. A.; COOPER, M.; NUMMER, A. R.; FRANCELINO, M. R. Gênese e classificação de solos numa topossequência no ambiente de mar de morros do médio Vale do Paraíba do Sul, RJ. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v.34, n.4, 2010.
- SCHIELE, R. Manganese. In: MERIAN, E. **Metals and their compounds in the environment**. Weinheim, New York, Base, Cambridge: VCH, 1991.
- SHERMAN, G. D. The titanium content of Hawaiian soils and its significance. **Soil Science Society of America**, n.16, p.15–18, 1952.
- SNEDECOR, G. W. **Calculation and Interpretation of Analysis of Variance and Covariance**. Iowa: Collegiate Press, 1934.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. New York: Longman Scientific & Technical, 1991.
- SWAINE, D. J.; MITCHELL, R. L. Trace elements distributions in soil profile. **Journal of Soil Science**, n.11, p.347-367, 1960.
- TABOADA, T.; CORTIZAS, A. M.; GARCÍA, C.; RODEJA, E. G. Particle-size fractionation of titanium and zirconium during weathering and pedogenesis of granitic Rocks in NW Spain. **Geoderma**, n.131, p. 218-236, 2006.
- TARDY, Y. Géochimie des alterations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. **Mémoire du Service de La carte Géologique d'Alsace-Lorraine**, n.31, 199p, 1969.
- TARDY, Y. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. **Chemical Geology**, n.7, p.253-271, 1970.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester : John Wiley & Sons, 1994

TRIPATHI, J. K.; RAJAMANI, V. Geochemistry of Delhi quartzites: Implications for the source area provenance and weathering. **Journal of the Geological society of India**. n.62, p.215-226, 2003.

VALERIANO, C. M.; HEILBRON, M. C. P. L. A zona de transtensão de Volta Redonda e sua implicação na compartimentação tectônica da porção central da faixa Ribeira. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE**, Rio de Janeiro, 1993.

VERGOTTI, M.; BONOTTO, D. M.; SILVEIRA, E. G.; BASTOS, W. R. Influência da matéria orgânica na adsorção de Hg e outros elementos em sedimentos de lagos da bacia do rio Madeira (RO). **Geochimica Brasiliensis**, v.23, n.1, p.91-100, 2009.

VOGT, K. A.; GRIER, C. C.; VOGT, D. J. Production, turnover, and nutrient dynamics of above and below ground detritus of world forest. **Advances in ecological research**, n15, p.303-377, 1986.

WAMBEKE, A. R. V. Criteria for classifying tropical soils by age. **Journal Soil Science**. n13, p.124-132, 1962.

WEDEPOHL, K. H. **Handbook of geochemistry**. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 1978.

WHITE, A. F. Chemical weathering rates of silicate minerals in soil. In: WHITE, A. F.; BRANTLEY, S. L. (Eds.) **Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals in Soil, Reviews in Mineralogy, vol. 13**. Washintong DC: Mineralogical Society of America, 1995.

XAVIER, R. A. **A influência das estruturas geológicas e da posição topográfica no desenvolvimento de regolitos: bacia do alto rio Fortaleza, Bananal (SP)**. 2004. 115f. Dissertação (Mestrado em geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

XAVIER, R. A.; COELHO NETTO, A. L. Ocorrência de depressões fechadas em divisores de drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. **Geografias: Revista do Depto. De Geografia / Programa de Pós-graduação em Geografia, UFMG**, v.4, n.2, p.61-68, jul/dez, 2008.

XAVIER, R. A. **Evolução geomorfológica das bacias dos Rios Turvo e Flores, Médio Vale do Rio Paraíba do Sul(RJ): avaliação do papel da denudação química e mecânica**. 2011. Tese (Doutorado em geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

APÊNDICES

APÊNDICE 1

Tabela 17 - Porcentagem de quartzo, ortoclásio e plagioclásio nos minerais leves da fração areia e razão quartzo/feldspato.

Profundidade (metros)	Quartzo (%)		Ortoclásio (k)		Plagioclásio		Q/f	
	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm
Anfibolito e rochas calcissilicáticas1 – A1								
0.5	52.53	53.50	3.16	0.00	1.27	0.00	11.86	#
1	45.45	46.41	0.00	7.18	0.00	0.00	#	6.46
2	63.16	39.29	2.63	0.00	0.00	0.45	24.02	87.31
3	42.65	34.59	1.47	5.03	0.00	2.52	29.01	4.58
4	87.80	41.98	0.00	0.00	0.00	0.00	#	#
Anfibolito e rochas calcissilicáticas 3 – A3								
0.5	57.27	37.60	0.00	0.84	0.00	0.28	#	33.57
1	38.46	43.56	20.51	0.00	0.00	0.89	1.88	48.94
2	62.50	52.24	0.00	0.00	0.00	1.00	#	52.24
3	54.50	70.29	0.00	0.00	0.00	0.00	#	#
4	58.24	47.28	0.00	0.00	0.00	1.09	#	43.38
Granada granito porfiróide 1 – G1								
0.5	91.78	28.12	4.79	35.21	2.74	9.78	12.19	0.63
1	48.91	19.42	5.11	24.27	30.66	14.56	1.37	0.50
2	65.57	23.53	0.82	14.12	0.00	21.18	79.96	0.67
3	39.60	14.08	4.95	17.61	2.97	49.30	5.00	0.21
4	26.37	37.38	32.23	18.69	3.30	4.67	0.74	1.60
Granada granite porfiróide 4 – G4								
0.5	85.71	10.75	7.56	1.08	0.84	5.38	10.20	1.66
1	23.03	16.49	6.67	24.74	3.03	12.37	2.37	0.44
2	4.46	65.52	3.57	12.07	7.14	15.52	0.42	2.37
3	26.85	22.22	46.31	4.44	14.09	18.89	0.44	0.95
4	45.24	7.58	30.16	26.52	0.79	34.09	1.46	0.13
Granada granite porfiróide 5 – G5								
0.5	74.19	31.58	1.61	28.07	5.65	1.75	10.22	1.06
1	47.06	20.28	17.65	32.26	11.76	18.43	1.60	0.40
2	88.51	34.65	1.70	2.64	1.70	6.60	26.03	3.75
3	81.68	60.04	0.00	7.53	12.57	0.19	6.50	7.78
4	17.72	75.00	6.33	7.87	21.52	6.94	0.64	5.06
Ortognaisse bandado 1 – O1								
0.5	49.64	41.41	1.46	2.34	0.73	3.13	22.67	7.57
1	44.23	72.89	5.77	15.74	1.92	0.00	5.75	4.63
2	63.49	s.d.	11.11	s.d.	1.59	s.d.	5.00	s.d.
3	71.60	26.09	5.33	2.90	0.00	13.04	13.43	1.64
4	59.03	10.00	0.69	1.48	0.00	4.44	85.55	1.69
Ortognaisse bandado 2 – O2								
0.5	86.52	7.55	1.12	16.04	0.56	1.42	51.50	0.43
1	77.78	13.86	2.02	10.24	3.03	0.00	15.40	1.35
2	20.69	74.69	1.15	0.50	60.92	0.00	0.33	149.38
3	44.44	31.23	0.00	4.65	47.22	14.29	0.94	1.65
4	18.60	8.47	1.16	1.64	2.33	3.55	5.33	1.63
Ortognaisse bandado 4 – O4								
0.5	38.46	36.86	0.00	5.08	3.30	0.21	11.65	6.97
1	66.67	38.69	0.00	13.10	2.86	0.30	23.31	2.89
2	85.06	36.22	0.00	0.00	0.00	3.41	#	10.62
3	37.01	s.d.	0.00	s.d.	0.36	s.d.	102.81	s.d.
4	92.54	87.78	0.00	4.50	0.00	0.32	#	18.21

Tabela 17 – continuação.

Profundidade (metros)	Quartzo (%)		Ortoclásio (k)		Plagioclásio		Q/f	
	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm
Ortogranulito 4 – OR4								
0.5	80.65	82.91	3.23	0.00	0.00	0.00	24.97	#
1	88.89	89.62	3.03	0.00	0.00	2.83	29.34	31.67
2	82.09	81.67	0.00	1.67	4.48	0.00	18.32	48.90
3	89.66	81.82	0.00	0.91	0.00	1.82	#	29.97
4	90.36	s.d.	0.00	s.d.	0.00	s.d.	#	s.d.
Ortogranulito 5 – OR5								
0.5	64.29	15.14	10.00	0.00	5.71	11.36	4.09	1.33
1	81.11	0.00	1.11	0.00	0.00	4.29	73.07	0.00
2	76.32	70.83	3.95	0.00	1.32	5.83	14.48	12.15
3	89.55	87.96	0.00	3.70	0.00	0.00	#	23.77
4	67.31	8.70	6.73	4.35	0.96	43.48	8.75	0.18
Quartzito 4 – Q4								
0.5	88.24	66.67	2.94	0.00	0.00	0.00	30.01	#
1	89.80	s.d.	0.00	s.d.	4.08	s.d.	22.01	s.d.
2	94.74	57.69	0.00	3.85	0.00	7.69	#	5.00
3	94.74	66.41	1.05	0.00	0.00	6.25	90.23	10.63
4	71.43	30.53	4.08	0.00	2.04	4.58	11.67	6.67
Quartzito 5 – Q5								
0.5	83.33	68.18	4.76	1.52	0.00	0.00	17.51	44.86
1	85.00	63.49	0.00	1.59	3.75	4.76	22.67	10.00
2	72.16	49.69	0.00	3.73	0.00	6.21	#	5.00
3	91.55	77.27	0.00	7.27	0.00	0.00	#	10.63
4	96.94	87.38	1.02	0.00	0.00	4.85	95.04	18.02
Silimanita -granada-biotita gnaiss bandado 2 – S2								
0.5	81.63	20.58	4.08	47.33	0.00	0.00	20.01	0.43
1	78.43	9.90	8.82	59.41	0.00	0.00	8.89	0.17
2	64.71	30.23	2.52	4.65	0.00	3.72	25.68	3.61
3	60.00	27.19	1.00	24.17	2.00	3.32	20.00	0.99
4	35.09	7.12	1.75	27.51	5.26	6.47	5.01	0.21
Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado 6 – S6								
0.5	67.96	49.25	14.56	11.06	0.00	0.00	4.67	4.45
1	71.29	54.29	5.94	11.43	0.00	0.00	12.00	4.75
2	81.90	31.53	6.90	0.90	0.00	3.15	11.87	7.79
3	74.29	38.10	0.95	0.00	0.00	0.00	78.20	#
4	68.81	41.30	1.83	0.00	0.00	4.35	37.60	9.49

Não há feldspato.

s.d. Sem dados.

Tabela 18 – Porcentagem de quartzo, ortoclásio e plagioclásio nos minerais leves da fração areia e razão quartzo/feldspato no Biotita gnaisse bandado na sub-bacia do rio Turvo e na sub-bacia do rio Pedras.

Profundidade (metros)	Quartzo (%)		Ortoclásio (k)		Plagioclásio		Q/f	
	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm	0,5mm	0,125mm
Sub-bacia do rio Turvo 1 – B1								
0.5	57.58	35.71	1.52	5.71	0.00	2.86	37.88	4.17
1	74.29	39.53	2.86	0.00	20.00	2.33	3.25	16.97
2	72.31	54.24	0.00	4.24	1.54	5.08	46.95	5.82
3	55.26	37.42	3.95	1.84	7.89	9.20	4.67	3.39
4	63.64	s.d.	7.27	s.d.	9.09	s.d.	3.89	s.d.
Sub-bacia do rio Turvo 2 – B2								
0.5	42.70	17.82	37.08	29.31	4.49	2.87	1.03	0.55
1	65.60	35.29	0.80	1.68	0.00	45.38	82.00	0.75
2	84.78	55.17	2.17	12.93	2.17	13.79	19.53	2.06
3	80.22	48.89	2.20	16.67	0.00	5.56	36.46	2.20
4	93.15	38.13	2.74	25.18	1.37	5.76	22.66	1.23
Sub-bacia do rio Pedras 3 – B3								
0.5	56.60	17.59	3.77	11.11	18.87	7.41	2.50	0.95
1	40.63	41.96	1.56	0.00	0.00	2.68	26.04	15.66
2	73.97	23.08	1.37	0.00	1.37	2.88	27.00	8.01
3	54.05	31.78	1.35	4.67	0.00	6.54	40.04	2.83
4	47.73	35.33	0.00	1.33	2.27	1.33	21.03	13.28
Sub-bacia do rio Pedras 4 – B4								
0.5	59.05	54.17	0.00	5.56	0.00	1.39	#	7.79
1	55.75	36.67	0.00	10.00	0.88	1.67	63.35	3.14
2	60.27	21.43	0.00	1.59	2.74	19.84	22.00	1.00
3	87.80	34.92	1.22	1.59	0.00	4.76	71.97	5.50
4	73.85	48.48	0.00	3.03	0.00	1.52	#	10.65

Não há feldspato.

s.d. Sem dados.

APÊNDICE 2

Tabela 19 – Análise química dos perfis A1 e A3. Litologia: Anfibolitos e rochas calcissilicáticas. Sd = sem dados.

Amostra	Rocha	A1					A3				
		0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m
Elementos maiores (%)											
SiO ₂	65.36	56.25	58.75	63.25	55.50	57.66	65.34	60.52	66.59	67.04	66.31
Al ₂ O ₃	18.06	26.18	25.07	25.50	26.99	25.55	20.19	20.92	19.92	19.45	20.57
Fe ₂ O ₃	4.15	5.52	5.40	2.39	6.45	6.83	5.20	5.32	5.13	5.33	4.86
MgO	3.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	5.12	traços	traços	0.00	0.00	0.00	traços	traços	0.00	traços	traços
Na ₂ O	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	1.53	traços	traços	0.21	traços	traços	0.12	0.09	0.14	traços	0.18
TiO ₂	0.55	0.74	0.77	0.35	0.85	0.85	0.65	0.74	0.65	0.67	0.58
P ₂ O ₅	0.12	0.09	traços								
MnO	0.09	traços	0.00	0.00	traços	traços	traços	traços	0.07	traços	traços
LOI	0.51	11.20	10.00	8.30	10.20	9.10	8.50	12.40	7.50	7.50	7.50
CIA	58.09	100.00	100.00	99.12	100.00	100.00	99.37	99.54	99.26	100.00	99.06
WIP	3012.00	0.00	0.00	168.00	0.00	0.00	94.40	71.20	110.40	0.00	144.00
Elementos traço (%)											
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	traços	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rb	traços	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	traços	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	traços	0.00	0.00	0.00	traços	traços	traços	0.00	0.00	0.00
Zr	traços	0.01	0.01	traços	0.01	0.01	0.01	0.01	traços	0.01	traços

Tabela 20 – Análise química dos perfis OR4 e OR5. Litologia: Ortogranulito. Sd = sem dados.

Amostra	Rocha	OR4					OR5				
		0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m
Elementos maiores (%)											
SiO ₂	62.24	54.84	52.22	56.64	50.16	48.81	38.97	48.50	57.79	65.44	57.47
Al ₂ O ₃	19.35	26.66	29.00	26.21	26.49	29.59	38.68	33.46	27.15	22.89	26.52
Fe ₂ O ₃	5.10	5.84	5.98	6.00	10.59	9.19	3.58	3.71	3.66	2.80	4.36
MgO	2.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.62	traços	traços	0.00	0.00	traços	0.00	0.00	0.00	0.00	traços
Na ₂ O	3.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	1.24	traços	traços	traços	traços	traços	traços	0.19	0.13	0.15	0.15
TiO ₂	0.49	0.76	0.79	0.64	1.18	0.69	0.45	0.34	0.48	0.33	0.53
P ₂ O ₅	0.34	0.10	traços	traços	0.12	0.11	0.12	traços	traços	traços	0.13
MnO	0.10	traços	traços	traços	0.17	0.11	0.00	traços	traços	traços	0.14
LOI	0.13	11.80	12.00	10.50	11.30	11.50	18.20	13.80	10.80	8.40	10.70
CIA	55.85	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.40	99.47	99.31	99.38
WIP	3905.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	149.60	106.40	116.80	121.60
Elementos traço (%)											
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	traços	traços	traços	traços	traços	0.00	traços	traços	0.00	0.00
Zr	traços	0.01	0.01	0.01	traços						

Tabela 21 – Análise química dos perfis Q4 e Q6. Litologia: Quartizito.

Amostra	Rocha	Q4					Q6				
		0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m
Elementos maiores (%)											
SiO ₂	99.38	60.17	61.67	59.48	62.39	59.11	58.50	56.26	62.10	64.47	61.61
Al ₂ O ₃	0.37	23.48	22.96	29.91	23.93	25.36	24.39	26.22	22.35	21.65	21.20
Fe ₂ O ₃	0.05	4.71	4.61	5.19	4.14	4.48	4.95	5.70	5.06	4.80	6.47
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63
CaO	0.00	traços	0.00	traços	traços	0.00	traços	0.00	traços	traços	traços
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	traços	0.17	0.20	0.26	0.36	0.35	0.48	0.39	1.60	0.49	1.46
TiO ₂	traços	0.73	0.53	0.45	0.56	0.55	0.77	0.72	0.75	0.67	0.92
P ₂ O ₅	0.00	0.11	0.11	0.10	traços	0.14	0.10	0.10	0.12	0.21	traços
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	traços	0.00	0.00	traços	traços	traços
LOI	0.20	10.60	9.90	9.60	8.60	10.00	10.80	10.60	8.00	7.70	7.70
CIA	100.00	99.21	99.05	99.09	98.41	98.51	97.93	98.43	92.80	97.61	93.05
WIP	0.00	137.60	163.20	204.00	286.40	283.20	381.60	309.60	1281.60	392.00	1239.49
Elementos traço (%)											
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zr	traços	0.019	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01

Tabela 22 – Análise química dos perfis S2 e S6. Litologia: Silimanita-granada-biotita gnaiss bandado. Sd = sem dados.

Amostra	Rocha	S2					S6				
		0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m
Elementos maiores (%)											
SiO ₂	59.00	54.51	53.27	42.23	42.23	34.97	56.51	57.63	61.18	63.72	64.69
Al ₂ O ₃	15.21	25.80	27.00	29.91	29.69	31.64	25.48	24.86	23.31	20.99	21.34
Fe ₂ O ₃	4.90	6.05	6.52	10.95	10.78	14.33	6.04	6.10	5.98	6.45	5.41
MgO	4.43	0.00	0.00	0.00	traços	traços	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	5.23	traços	traços	traços	0.00	traços	traços	traços	traços	traços	0.00
Na ₂ O	1.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	6.20	1.17	0.96	0.50	0.64	0.13	0.10	traços	traços	traços	traços
TiO ₂	0.86	1.11	1.09	2.84	2.92	4.35	0.97	0.91	0.79	0.79	0.64
P ₂ O ₅	1.12	0.31	0.34	0.62	0.62	0.99	0.19	0.19	0.13	0.15	0.11
MnO	0.13	traços	traços	0.07	0.10	0.27	0.00	0.00	traços	traços	traços
LOI	0.30	11.00	10.80	12.60	13.00	13.00	10.70	10.30	8.60	7.90	7.80
CIA	61.44	95.32	96.30	98.22	97.72	99.55	99.59	100.00	100.00	100.00	100.00
WIP	7182.78	936.80	766.40	401.60	512.80	105.60	77.60	0.00	0.00	0.00	0.00
Elementos traço (%)											
Ba	0.48	traços	traços	0.26	traços	0.31	traços	0.00	0.00	0.00	0.00
Rb	traços	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.00	0.00	0.00	0.00	traços	traços	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.05	0.01	traços	traços	traços	traços	traços	traços	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	traços	traços	traços	0.00	0.00	traços	0.00	traços
Zr	traços	0.03	0.02	0.02	0.02	traços	0.02	0.02	0.01	traços	0.01

Tabela 23 – Análise química dos perfis G1, G4 e G5. Litologia: Granada-biotita granito porfiróide foliado. Sd = sem dados.

Amostra	G1										G4				G5			
	Rocha	0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m		
Elementos maiores (%)																		
SiO ₂	65.95	54.96	53.26	63.29	55.54	59.54	58.62	54.16	55.83	63.33	62.50	sd	67.41	67.96	67.78	66.02		
Al ₂ O ₃	17.79	25.97	27.12	20.90	23.22	24.20	24.07	27.52	25.64	22.96	21.96	sd	19.73	19.74	19.73	21.27		
Fe ₂ O ₃	3.70	6.04	5.90	4.60	6.54	3.42	4.72	5.48	5.45	3.12	4.06	sd	3.57	3.62	3.54	3.656		
MgO	1.79	traços	0.70	1.60	2.79	1.68	traços	traços	1.10	0.62	1.25	sd	0.00	0.53	0.66	0.519		
CaO	2.15	traços	traços	0.19	0.32	0.41	traços	traços	traços	traços	traços	sd	0.00	traços	traços	traços		
Na ₂ O	2.20	0.00	0.00	0.00	0.47	0.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	sd	0.00	0.00	0.00	0		
K ₂ O	3.47	0.36	0.36	0.76	1.22	1.62	0.69	0.53	1.16	0.65	1.54	sd	0.55	0.79	0.90	0.871		
TiO ₂	0.76	0.75	0.55	0.51	0.72	0.34	0.72	0.63	0.66	0.31	0.57	sd	0.44	0.37	0.49	0.561		
P ₂ O ₅	0.27	traços	traços	traços	traços	traços	0.23	0.26	0.26	0.26	0.38	sd	traços	traços	traços	traços		
MnO	traços	traços	0.00	0.07	0.07	0.06	traços	0.00	traços	0.06	traços	sd	0.00	traços	traços	traços		
LOI	1.90	11.90	12.10	8.10	9.10	7.90	10.90	11.40	9.90	8.70	7.70	sd	8.30	7.00	6.90	7.1		
CIA	61.16	98.52	98.58	94.71	89.67	86.23	96.99	97.96	95.33	97.03	92.95	sd	97.06	95.87	95.30	95.76		
WIP	4234.09	288.00	365.78	812.92	1600.29	2015.52	552.00	424.00	1050.22	588.89	1370.89	sd	442.40	686.78	792.53	754.47		
Elementos traço (%)																		
Ba	traços	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	traços	traços	sd	0.00	0.00	0.00	0.00		
Rb	traços	0.00	0.00	traços	traços	traços	0.00	0.00	traços	traços	traços	sd	0.00	0.00	0.00	traços		
Y	0.00	0.00	0.00	traços	traços	0.00	0.00	0.00	traços	traços	traços	sd	0.00	0.00	0.00	traços		
Sr	traços	0.00	0.00	traços	traços	traços	0.02	traços	traços	traços	0.02	sd	0.00	0.00	0.00	traços		
Cr	0.00	traços	0.00	traços	traços	0.00	0.00	traços	0.00	0.00	0.00	sd	0.00	0.00	traços	0.00		
Zr	0.02	0.02	0.02	traços	0.02	traços	0.03	0.02	traços	traços	0.02	sd	traços	traços	traços	traços		

Tabela 24 – Análise química dos perfis O1, O2 e O4. Litologia: Ortognaisse bandedado.

Amostra	Rocha 1		Rocha 2		O1					O2					O4						
	0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m	
Elementos maiores (%)																					
SiO ₂	53.56	54.06	60.82	59.82	62.81	63.81	66.05	55.94	55.66	50.92	49.53	47.77	60.81	63.82	63.05	65.50	66.63				
Al ₂ O ₃	17.14	14.23	23.00	23.92	22.94	22.77	20.89	24.44	25.16	28.11	27.71	27.62	21.67	20.17	23.16	21.77	22.34				
Fe ₂ O ₃	9.12	10.86	4.87	5.02	4.42	4.15	4.28	6.66	6.95	8.11	9.42	10.44	5.89	5.80	4.07	3.81	2.69				
MgO	8.20	9.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
CaO	9.22	8.22	traços	traços	traços	0.00	traços	traços	0.00	traços	traços	traços	traços	traços	0.00	0.00	0.00				
Na ₂ O	1.57	1.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
K ₂ O	traços	traços	0.12	traços	0.13	0.13	0.11	traços	traços	traços	traços	0.11	0.15	0.11	0.18	0.13	0.24				
TiO ₂	0.95	0.92	0.65	0.70	0.55	0.41	0.53	0.97	0.96	1.04	1.21	1.14	0.82	0.76	0.54	0.51	0.60				
P ₂ O ₅	traços	traços	traços	traços	traços	traços	traços	0.15	0.12	0.28	0.38	0.65	0.11	traços	0.10	0.17	0.11				
MnO	0.14	0.21	0.00	0.00	0.00	traços	traços	traços	0.00	traços	0.11	0.24	0.13	0.23	0.20	0.09	traços				
LOI	0.05	0.40	10.50	10.50	9.10	8.70	8.10	11.80	11.10	11.50	11.60	12.00	10.40	9.10	8.70	8.00	7.40				
ClA	46.98	44.75	99.44	100.00	99.39	99.39	99.43	100.00	100.00	100.00	100.00	99.57	99.27	99.41	99.18	99.34	98.84				
WIP	3124.05	3142.21	96.00	0.00	104.00	104.00	88.00	0.00	0.00	0.00	0.00	88.00	117.60	88.00	140.80	107.20	194.40				
Elementos traço (%)																					
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Rb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Y	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Sr	traços	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	traços	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Cr	traços	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	traços	0.00	0.00	traços	traços	traços	0.00	0.00	0.00	0.00				
Zr	traços	0.00	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	traços				

Tabela 25 – Análise dos perfis B1 e B2 na bacia do rio Turvo; B3 e B4 na sub-bacia do rio Pedras. Litologia: Biotita gnaisse bandado. Sd = sem dados.

Elementos maiores (%)	B1					B2					B3					B4						
	Amostra	Rocha	0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m	0,5m	1m	2m	3m	4m
SiO ₂		51.76	65.12	sd	66.22	sd	70.15	65.19	70.31	53.94	51.59	sd	sd	sd	59.34	61.67	63.30	60.36	sd	67.66	69.20	62.01
Al ₂ O ₃		18.10	21.26	sd	20.50	sd	18.25	20.46	17.45	23.52	24.40	sd	sd	sd	22.55	23.38	22.76	22.81	sd	19.75	18.15	22.28
Fe ₂ O ₃		7.43	3.94	sd	4.35	sd	3.48	3.94	2.83	7.42	6.72	sd	sd	sd	7.67	6.07	6.61	5.49	sd	4.37	4.58	5.95
MgO		8.89	traços	sd	0.00	sd	traços	traços	0.69	2.61	3.41	sd	sd	sd	0.00	0.00	0.00	0.00	sd	0.00	0.00	0.00
CaO		8.24	traços	sd	0.00	sd	traços	traços	traços	traços	0.12	sd	sd	sd	traços	traços	traços	traços	sd	traços	traços	0.00
Na ₂ O		1.37	0.00	sd	0.00	sd	0.00	0.00	traços	0.00	0.00	sd	sd	sd	0.00	0.00	0.00	0.00	sd	0.00	0.00	0.00
K ₂ O		0.63	0.27	sd	0.41	sd	0.58	2.77	3.11	1.15	1.04	sd	sd	sd	0.29	0.31	0.25	0.17	sd	0.35	0.39	0.45
TiO ₂		1.10	0.59	sd	0.52	sd	0.48	0.44	0.30	0.96	0.56	sd	sd	sd	0.68	0.77	0.77	0.76	sd	0.37	0.55	0.66
P ₂ O ₅		0.14	traços	sd	traços	sd	traços	traços	traços	traços	traços	sd	sd	sd	0.10	traços	traços	traços	sd	traços	0.10	traços
MnO		0.14	traços	sd	0.00	sd	traços	traços	traços	traços	0.17	sd	sd	sd	0.27	traços	traços	traços	sd	0.10	0.11	0.24
LOI		2.20	8.80	sd	8.00	sd	6.60	7.20	5.10	10.40	12.00	sd	sd	sd	9.10	7.80	6.30	10.40	sd	7.40	6.90	8.40
CIA		50.28	98.63	sd	97.87	sd	96.65	87.23	83.82	94.96	94.76	sd	sd	sd	98.64	98.57	98.83	99.20	sd	98.12	97.71	97.85
WIP		3445.37	217.60	sd	330.40	sd	467.20	2213.60	2566.73	1212.98	1227.44	sd	sd	sd	229.60	250.40	199.20	135.20	sd	279.20	314.40	361.60

Elementos traço (%)

Ba	0.00	0.00	sd	0.00	sd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	sd	sd	sd	0.00	0.00	0.00	0.00	sd	0.00	0.00	0.00
Rb	0.00	0.00	sd	0.00	sd	0.00	0.00	traços	traços	traços	0.00	sd	sd	sd	0.00	0.00	0.00	0.00	sd	0.00	0.00	0.00
Y	0.00	0.00	sd	0.00	sd	0.00	0.00	traços	traços	0.00	0.00	sd	sd	sd	0.00	0.00	0.00	0.00	sd	0.00	0.00	0.00
Sr	traços	0.00	sd	0.00	sd	0.00	0.00	traços	traços	0.00	0.00	sd	sd	sd	0.00	0.00	0.00	0.00	sd	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	traços	sd	0.00	sd	0.00	traços	0.00	0.00	0.00	traços	sd	sd	sd	traços	traços	traços	0.00	sd	0.00	traços	0.00
Zr	traços	0.01	sd	traços	sd	traços	traços	traços	traços	traços	traços	sd	sd	sd	0.02	traços	traços	traços	sd	traços	0.01	traços