

LEILA DE SOUZA LYNCH

**GÊNESE E GEOQUÍMICA DE SOLOS EM AMBIENTE CÁRSTICO  
NO CERRADO DA REGIÃO DE PLANALTINA DE GOIÁS**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

VIÇOSA  
MINAS GERAIS – BRASIL  
2009

LEILA DE SOUZA LYNCH

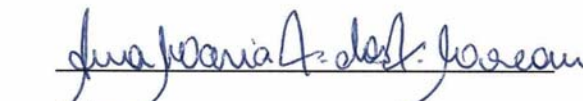
**GÊNESE E GEOQUÍMICA DE SOLOS EM AMBIENTE CÁRSTICO NO  
CERRADO DA REGIÃO DE PLANALTINA DE GOIÁS**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

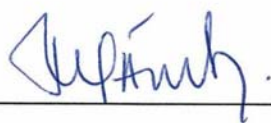
APROVADA: 13 de fevereiro de 2009



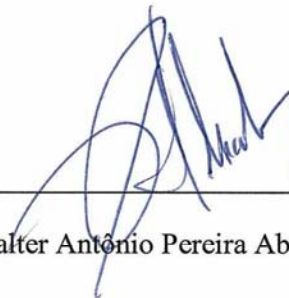
Pesquisador Eder de Souza Martins  
(Co-orientador)



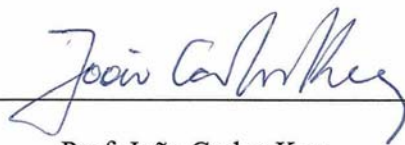
Profª. Ana Maria Souza dos Santos Moreau



Prof. Maurício Paulo Ferreira Fontes  
(Co-orientador)



Prof. Walter Antônio Pereira Abrahão



Prof. João Carlos Ker  
(Orientador)

*À minha mãe, Sonia,  
e meu irmão Pedro,  
cujos amor e confiança incondicionais me fazem melhor,  
tornam minha jornada menos solitária.  
À querida Tia Ruth, pelo amor, confiança e apoio,  
sempre preocupada com nosso futuro.  
Este agora é presente!*

## AGRADECIMENTOS

Ao CNPq, pela concessão de bolsa de doutorado durante a primeira metade do curso e, após ter sido admitida para o cargo de Analista deste Conselho, pela licença de três meses que possibilitou o desenvolvimento de parte importante do trabalho de tese.

À Universidade Federal de Viçosa, por minha formação.

Aos professores do Departamento de Solos da UFV, pela formação acadêmica. Em especial aos professores Luiz Eduardo Dias e Nairam Felix de Barros, pela amizade, apoio e confiança recebidos. Também ao professor João Carlos Ker, por ter aceitado a orientação deste trabalho, e pela confiança depositada. Ao professor Vitor Hugo Alvarez V., por sua dedicação e disponibilidade aos alunos da pós-graduação, e por sua constante preocupação com a qualidade de nossa formação.

Aos funcionários do DPS Luciana, Carlos Fonseca e Claudinho (da Física), por sua dedicação, competência e boa vontade no trabalho do dia-a-dia e no apoio aos pós-graduandos do DPS.

Aos colegas Guilherme Corrêa e Igor Assis, pela boa companhia e apoio durante este ciclo.

Às amigas Carol e Cris pela amizade e ótimos momentos juntas.

Ao querido companheiro Janela, pelo apoio nas horas difíceis, e tudo o mais.

Ao professor Elton Dantas pela oportunidade de realização das análises no Laboratório de Geocronologia da UnB, e por seu apoio. Agradeço também a todas as pessoas na UnB que me receberam bem e me ajudaram de alguma forma.

Ao CPAC e aos funcionários Cica e João Nêris pelo apoio no Laboratório de Química do Solo.

Por fim, deixo um agradecimento especial ao pesquisador Éder de Souza Martins, co-orientador neste trabalho, e de quem recebi imenso apoio. Agradeço pela oportunidade, pela atuação próxima na orientação, motivação e confiança. Sem sua participação este trabalho não poderia ter sido realizado.

## ÍNDICE

RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	ix
INTRODUÇÃO GERAL.....	1
REFERÊNCIAS.....	6
<b>CAPÍTULO I – ANÁLISE PEDOGEOMORFOLÓGICA DA ÁREA CÁRSTICA INTRAPLANÁLTICA NA REGIÃO DE ÁGUA FRIA-PLANALTINA DE GOIÁS</b> .....	10
1.INTRODUÇÃO.....	11
2.MATERIAL E MÉTODOS.....	12
2.1.Caracterização do Meio Físico.....	12
2.1.1.Clima e Vegetação.....	12
2.1.2. Geomorfologia.....	12
2.1.3. Geologia.....	13
2.2. Topossequência – localização e contextualização.....	13
2.3. Descrição dos perfis e coleta de amostras.....	16
2.4 .Análises Laboratoriais.....	20
2.4.1. Análise textural.....	20
2.4.2. Análises químicas de rotina.....	20
2.4.3. Ataque sulfúrico.....	20
3. RESULTADOS.....	21
3.1. Morfologia, características químicas e físicas de rotina e classificação dos solos....	21
3.2. Ataque sulfúrico dos solos e amostras-extra.....	30
4. DISCUSSÃO.....	33
4.1. Topossequência e litologia.....	33
4.1.1. Silicificação.....	35
4.2. Solos na topossequência.....	38
5.CONCLUSÕES.....	41
6.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	42

<b>CAPÍTULO II – CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES DOS SOLOS DA TOPOSEQUÊNCIA ÁGUA FRIA</b> .....	44
1.INTRODUÇÃO.....	45
2.MATERIAL E MÉTODOS.....	46
2.1. Preparo e tratamento de amostras no laboratório.....	46
2.2. Análises de Dissolução Seletiva.....	47
2.2.1. Extração com oxalato ácido de amônio.....	47
2.2.2. Extração com citrato-ditionito.....	47
2.3. Análise química total.....	47
2.4. Caracterização Mineralógica.....	48
2.4.1. Análise termogravimétrica.....	48
2.4.2. Difractometria de raios-x.....	48
2.5. Estimativas Mineralógicas.....	49
3. RESULTADOS.....	49
3.1. Mineralogia.....	49
3.1.1. Caracterização mineralógica das amostras – DRX.....	49
3.1.2. Análise Termo-Gravimétrica.....	57
3.2. Análises químicas.....	62
3.2.1. Extrações com oxalato ácido de amônio e com citrato-ditionito.....	62
3.2.2. Análise química total – macroelementos.....	68
4.DISSCUSSÃO.....	71
5.CONCLUSÕES.....	75
6.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	76
<b>CAPÍTULO III – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS-TRAÇO E PADRÕES DE ELEMENTOS TERRAS RARAS NOS SOLOS DA TOPOSEQUÊNCIA ÁGUA FRIA E SEUS POTENCIAIS MATERIAIS DE ORIGEM</b> .....	78
1.INTRODUÇÃO.....	79
2.MATERIAL E MÉTODOS.....	80
2.1. Extração e determinação de elementos-traço e Elementos Terras Raras.....	80
3.RESULTADOS.....	81
4.DISSCUSSÃO.....	87
4.1. Potenciais materiais de origem.....	87
4.2. Elementos de baixa mobilidade.....	89
4.3. Cr e V.....	95
4.4. Padrões de distribuição de ETRs.....	96
5.CONCLUSÕES.....	99

6.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	100
<b>CAPÍTULO IV - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DOS SOLOS DA TOPOSEQUÊNCIA ÁGUA FRIA E SEUS POTENCIAIS MATERIAIS DE ORIGEM.....</b>	<b>102</b>
1.INTRODUÇÃO.....	103
2.REVISÃO DE LITERATURA.....	103
3.MATERIAL E MÉTODOS.....	109
4.RESULTADOS.....	109
5.DISSCUSSÃO.....	113
5.1. Considerações iniciais sobre os valores determinados nas amostras.....	113
5.2. Intemperismo x parâmetros e variáveis determinados.....	115
5.3. Modelos de misturas.....	118
6.CONCLUSÕES.....	127
7.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	128
CONCLUSÕES GERAIS.....	130
ANEXOS.....	133
ANEXO I – DESCRIÇÃO DOS PERFIS.....	134
ANEXO II – FOTOS.....	155

## RESUMO

LYNCH, Leila de Souza, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2009. **Gênese e geoquímica de solos em ambiente cárstico no cerrado da região de Planaltina de Goiás.** Orientador: João Carlos Ker. Co-orientadores: Éder de Souza Martins e Maurício Paulo Ferreira Fontes.

O presente trabalho teve por objetivo investigar a origem de solos desenvolvidos em uma topossequência inserida em um ambiente cárstico no Cerrado, em especial de um Latossolo Vermelho desenvolvido sobre o calcário, frente às hipóteses de autoctonia e aloctonia de solos desenvolvidos sobre rochas carbonáticas. O contexto geomorfológico pode ser definido como uma depressão cárstica intraplanáltica, formada sobre unidade pelito-carbonatada relacionada ao Grupo Paranoá. A topossequência compreende um pequeno remanescente da superfície de aplainamento Sul-Americana, na forma de chapada embutida na depressão. A descrição morfológica dos solos, a caracterização química e mineralógica dos solos e potenciais materiais de origem, assim como a análise do contexto em que a topossequência está inserida, serviram de base para este estudo. As análises químicas compreenderam análises de dissolução seletiva, como ataque sulfúrico e extrações com citrato-ditionito e oxalato ácido de amônio, e também foi realizada a análise total, na qual foi determinada a composição de elementos maiores e um grande número de elementos-traço, para as amostras de solos e seus potenciais materiais de origem. Adicionalmente, foi analisada a distribuição de Elementos Terras Raras (ETRs) e feito um estudo da sistemática isotópica Sm-Nd e razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  nas amostras de solos, saprolitos e rochas, com o intuito de melhor discriminar a contribuição dos diferentes materiais de origem presentes na área, aos solos da topossequência. As concentrações de ETRs das amostras foram normalizadas para o PAAS. Aos dados originados da sistemática isotópica Sm-Nd, e da determinação das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , foi aplicada a abordagem de modelos de mistura. Foram construídos modelos de misturas binárias, baseados nas razões isotópicas determinadas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ) e nas concentrações de Sm e Nd. A descrição dos perfis de solos, aliada à caracterização química e mineralógica, evidenciam que o material pelítico relacionado ao Grupo Paranoá aflora ainda na vertente da chapada, exercendo influência sobre os solos da topossequência. Este material se situa imediatamente abaixo da cobertura detrítico-laterítica e é a causa do aumento em profundidade da razão  $\text{Ct}/(\text{Ct}+\text{Gb})$  nos perfis situados no terço-superior e médio da vertente, além de explicar o fato de a maior parte dos solos analisados serem mais cauliníticos. Estas análises também indicaram a ausência de carbonatos nos solos situados sobre o calcário. Há evidências químicas e morfológicas da

ocorrência de distintos ciclos de deposição de materiais e de pedogênese na topossequência estudada. Estas evidências indicam que a maior parte destes solos tem origem a partir de depósitos colúviais de materiais pré-intemperizados, especialmente os solos desenvolvidos sobre o calcário. Os padrões de distribuição de Elementos Terras Raras (ETRs) dos solos demonstram uma gradação entre o padrão apresentado pelo material de cobertura e o padrão do saprolito de rocha metapelítica. Os padrões de distribuição de ETRs nos calcários calcítico e dolomítico são distintos das demais amostras, além dos teores de ETRs serem extremamente baixos, não podendo responder pelos teores encontrados nos solos. As análises da distribuição de ETRs, das razões isotópicas e a construção de alguns modelos de misturas, especialmente aquele baseado nas concentrações de Sm e Nd das amostras, permitiram definir como materiais de origem dos solos da topossequência: 1) o material relacionado à cobertura detrítico-laterítica, e 2) o saprolito das rochas metapelíticas do Grupo Paranoá. Evidenciaram, ainda, que o calcário não contribui para as fases minerais dos solos, sendo este um componente que exerce influência somente sobre suas fases solúveis, devido à sua elevada taxa de dissolução, afetando características como a soma de bases e o pH. Concluiu-se que os solos, em sua maior parte, são desenvolvidos a partir de depósitos pré-intemperizados, originados dos dois materiais mencionados acima. Conseqüentemente, o Latossolo Vermelho sobre o calcário apresenta uma origem para-autóctone, uma vez que se desenvolveu a partir de materiais pré-intemperizados, transportados a curta distância. Constatou-se que as razões isotópicas, nos estudos com perfis de intemperismo, são mais adequadas como traçadores das fases minerais mais solúveis, podendo servir como uma ferramenta para estimar a taxa de dissolução relativa dos minerais. Já a análise da distribuição de ETRs se mostrou bastante útil ao estabelecimento de relações entre os solos e os potenciais materiais de origem, tanto pela análise do padrão de distribuição de toda a série, como pela construção de modelos de mistura baseados em suas concentrações. Foi proposto um modelo para a evolução da topossequência estudada, compreendendo quatro fases distintas. A fase inicial corresponderia a um ambiente lacustre, formado sobre a unidade pelito-carbonatada do Grupo Paranoá. Com o avanço do ciclo cárstico, teria ocorrido a regressão dos lagos e formação das lentes de calcário calcítico e, em seguida, de eventuais depósitos argilosos silicáticos sobre o calcário. A terceira etapa compreenderia a erosão das partes mais altas da paisagem, correspondendo às cotas de ocorrência da cobertura detrítico-laterítica, com deposição dos colúvios sobre as lentes de calcário e depósitos lacustres argilosos. A última etapa corresponderia a uma segunda fase de erosão, esta correspondendo às cotas de afloramento das rochas metapelíticas do Grupo Paranoá, expostas pelo ciclo de erosão anterior, com a deposição destes colúvios sobre os anteriormente depositados. O LVd situado no topo da chapada, o LVAd no terço superior e o Plintossolo Pétrico Concrecionário seriam os únicos perfis não desenvolvidos destes depósitos. Para os demais perfis estudados, é acreditada uma origem para-autóctone.

## ABSTRACT

LYNCH, Leila de Souza, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, February of 2009. **Genesis and geochemistry of soils within a karstic area in the cerrado region of Planaltina de Goiás.** Advisor: João Carlos Ker. Co-advisors: Éder de Souza Martins and Maurício Paulo Ferreira Fontes.

This work aimed to investigate the origin of soils in a toposequence within a karstic area in the cerrado region, with special interest on a Red Latossol that overlies the limestone, concerning the hypotheses of autochthony or allochthony of soils overlying carbonatic rocks. The geomorphological context of the area can be defined as an intraplanaltic karstic depression, developed on a pelite-carbonatic unit related to Paranoá Group. The toposequence comprises a small remnant from the Sul-Americana surface, in the form of an inlaid plateau in the depressed area. Morphological description of soils, chemical and mineralogical characterization of soils and its potential parent materials, as well as the context analysis in the field, served as a basis for this study. Chemical analyses included selective dissolution methods, as sulphuric acid attack, and extractions with citrate-dithionite and ammonium oxalate. Total analysis was also done for soil samples and potential parent materials, in which major elements and a large number of trace elements were determined. The distribution of Rare Earth Elements was also determined, as well as the Sm-Nd isotopic systematics and the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of soils, rocks and saprolites, aiming to better discriminate the contribution from the different potential parent materials occurring in the area, to the studied soils. In order to do so, ETRs concentrations were normalized to PAAS, and the approach of binary mixture equations was applied, based on data from Sm-Nd isotopic systematics and the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of soils, rocks and saprolites. Models based on the determined isotopic ratios ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ) and also on the concentrations of Sm and Nd were built. Description of the profiles, along with chemical and mineralogical analyses, evince that the Paranoá pelitic material emerges on the hillslope and exerts influence upon soils in this toposequence. This pelitic material underlies the Tertiary lateritic cover and causes the in depth increase of the Ct/(Ct+Gb) ratio in soil profiles situated at high and intermediary slope positions. It also explains why most of the studied soils are kaolinitic. Mineralogical analyses also evinced the absence of carbonates in soils overlying limestone. There are chemical and morphological evidences for distinct deposition and pedogenesis cycles within the area. Such evidences indicate that most soils in the toposequence originated from the pedogenesis of pre-weathered materials eroded from higher parts, specially the soils overlying limestone. The Rare Earth Elements

distribution patterns of soils show a gradation between the Tertiary lateritic cover pattern and the metapelitic saprolite pattern. The distribution patterns in limestones were distinct from all the other samples and the extremely low concentrations found for these elements could not account for the concentrations found in soils. The analyses of Rare Earth Elements distribution patterns, isotopic ratios distributions, and the application of binary mixing equations, specially the one based on Sm and Nd concentrations, allowed to constrain the following as soil parent materials: 1) the material related to the Tertiary lateritic cover, and 2) the saprolite from metapelitic rocks of the Paranoá Group. They also evinced that the limestone does not contribute to the mineral phases of soils, and only exerts influence upon its soluble phases, due to its higher dissolution rate. It was concluded that most soils in this toposequence developed from pre-weathered deposits, originated from the two parent materials mentioned above. As a consequence, the Red Latossol overlying limestone has a para-autochthonous origin, once it originated from pre-weathered materials transported in a short range. It was found that, in studies with weathering profiles, the isotopic ratios are more adequate as tracers of the more soluble mineral phases, working as a tool for estimating relative dissolution rates among minerals. On the other hand, the analysis of the distribution patterns of the Rare Earth Elements was very useful in establishing relationships between the soils and its potential parent materials, considering both the analysis of the distribution pattern of all the series, as well as through the approach of binary mixing models based on its concentrations. A model was proposed for the evolution of the studied toposequence, which comprises four distinct phases. The inicial phase would correspond to a lacustrine environment, formed over the pelite-carbonatic unit of the Paranoá Group. Progress on the evolution of the karstic landscape would had led to the lakes regression, causing the deposition of the limestone lenses and, subsequently, of the silicatic clayey deposits over the limestone. The third phase would comprise erosion from the higher parts of this landscape, corresponding to the Tertiary lateritic cover, and deposition of coluvium over the limestone lenses and clayey deposits. The last phase would correspond to a second erosion cicle, now reaching the exposed metapelitic rocks, causing new coluvium deposition over the prior ones. According to this model, profiles P1, located at the hill top, P2, in the high slope, and P4, located in mid slope, are the exceptions, once they have not developed from such pre-weathered deposits. All the other soils show a para-autochthonous origin.

## INTRODUÇÃO GERAL

### *1. Solos do domínio morfoclimático do Cerrado e sua relação com as principais superfícies de aplainamento do Brasil*

Os solos do domínio do Cerrado são generalizados como profundos, bem drenados, ácidos e de baixa fertilidade, e cuja mineralogia compreende uma elevada proporção de óxidos de ferro e alumínio, com a virtual ausência de minerais primários facilmente intemperizáveis. O único mineral silicatado presente em proporções significativas, em geral, é a caulinita (Fontes *et al.*, 2001). A ocorrência destes solos é associada a uma paisagem repetitiva, plana a suave ondulada. As informações a respeito da distribuição de solos na região dos cerrados, baseadas principalmente em levantamentos de solos generalizados, por outro lado, já permitem concluir que, não obstante a monotonia da paisagem, os solos dos cerrados apresentam uma variabilidade considerável (Motta *et al.*, 2002).

Além dos Latossolos, de extensa ocorrência no Planalto Central, observa-se comumente a ocorrência de solos rasos nas áreas mais acidentadas, especialmente Cambissolos e Neossolos Litólicos. Embora estes solos sejam mais comumente álicos, também podem ser encontrados solos eutróficos (Resende *et al.*, 1988). Nas áreas de relevo mais movimentado podem ocorrer outras classes de solos eutróficos, como Argissolos e Nitossolos, geralmente relacionados com a proximidade de um material de origem mais rico (Ker & Resende, 1996). Assim, tem-se que a variabilidade dos solos do cerrado é fato reconhecido na literatura (Santana, 1984; Ker & Resende, 1996; Gomes *et al.*, 2004a e Gomes *et al.*, 2004b). Em adição a isso, considerando a extensão dos cerrados e sua dimensão dentro do sistema produtivo no país, fica evidente a necessidade de um maior detalhamento de seu universo de solos.

A classe dos Latossolos, que ocupa cerca de 46% da área dos Cerrados e, dessa maneira, responde em boa parte pela generalização feita acerca dos solos deste domínio, é a classe mais estudada. Na área de pedologia, vale ressaltar os estudos que correlacionam a ocorrência dos Latossolos com superfícies de aplainamento (Feuer, 1956; Resende, 1976; Cavalcanti, 1977; Mothci, 1977; Rodrigues & Klamt, 1978; Carmo *et al.*, 1984; Lepsch e Buol, 1988; Motta *et al.*, 2002; Gomes *et al.*, 2004a; Gomes *et al.*, 2004b; Cunha *et al.*, 2005) e datam desde antes da publicação do trabalho de King (1956) no qual foram reconhecidas as superfícies de aplainamento para o Brasil Oriental.

Praticamente todos estes estudos destacam que os Latossolos ocorrem preferencialmente nas partes mais estáveis da paisagem, o que é coerente com o grau de desenvolvimento destes solos e com o entendimento geral de que, na relação entre solos e superfícies geomórficas, a tendência é de que quanto mais antiga e estável é a superfície, mais homogênea ela é em relação aos solos que nela ocorrem, sendo o inverso verdadeiro. Esta tendência já foi confirmada em trabalhos de diversos autores (Lepsch, 1977; Uberti & Klamt, 1984; Vidal-Torrado, 1994; Coelho *et al.*, 1994).

No Brasil são reconhecidos dois ciclos erosivos principais, com suas respectivas superfícies de aplainamento resultantes: *Sul Americana* e *Velhas* (King, 1956; Braun, 1970). A superfície Sul Americana é considerada de abrangência extensa e datada do Terciário (Paleógeno). Ela foi, contudo, extensivamente destruída por ciclos erosivos subseqüentes, ainda persistindo no Planalto Central e em planaltos menores em outros pontos do território (Pedro & Volkoff, 1984). Já a superfície Velhas está relacionada a um ciclo erosivo menos extenso do que a anterior e é datada do Terciário superior e Quaternário inferior (Plio-Pleistoceno) (Braun, 1970). É caracterizada por um relevo um pouco mais ondulado, com rampas moderadas e convexas e ocorrendo em altitudes abaixo de 900 m (Radambrasil, 1984).

No Planalto Central, os extensos chapadões que compõem esta paisagem, com seus topos planos a suavemente ondulados, são remanescentes clássicos da superfície Sul Americana. Nesta paisagem é onde se encontram normalmente os solos mais oxídicos do Brasil (Ker, 1997; Motta *et al.*, 2002). Embora os Latossolos ocorram extensivamente em ambas as superfícies (Sul Americana e Velhas), os Latossolos mais oxídicos costumam estar relacionados à superfície de aplainamento Sul Americana. Existe um entendimento mais ou menos generalizado na literatura de que os Latossolos localizados na superfície Velhas são menos intemperizados e, conseqüentemente, mais caulíníticos do que os Latossolos desenvolvidos na superfície Sul Americana, que seriam, em geral, mais gibbsíticos (Ker, 1997).

Contudo, diversos estudos verificaram a ocorrência de solos gibbsíticos na superfície Velhas e solos mais caulíníticos na superfície Sul Americana. Como exemplos podem ser citados trabalhos como os de Resende (1976) e de Curi & Franzmeier (1984). No primeiro foi estudada uma topo-litosequência que cruzava as superfícies Sul Americana e Velhas, e foram encontrados Latossolos Vermelhos e Vermelho-Amarelos desenvolvidos sobre sedimentos argilosos da superfície Sul Americana com alta proporção de caulinita. Já no

segundo, em uma toposequência curta, de 200 m, sobre a superfície Velhas, foram encontrados Latossolos Vermelhos apresentando alta proporção de gibbsita. Diversos outros autores (Marques, 2000; Motta *et al.*, 2002; Gomes *et al.*, 2004a; Gomes *et al.*, 2004b; Marques *et al.*, 2004), estudando Latossolos localizados em ambas as superfícies, reportaram teores de caulinita e gibbsita bastante variáveis para uma mesma superfície. Dessa maneira, o perfil mineralógico destes solos ainda é alvo de discussões no que diz respeito à sua relação com a idade, considerando a superfície geomórfica em que ocorrem, assim como suas características químicas.

## 2. Solos vermelhos desenvolvidos sobre rochas carbonáticas

Solos desenvolvidos sobre rochas carbonáticas apresentam uma característica comum à sua grande maioria: sua cor vermelha, em geral intensa, devido ao amplo predomínio da hematita sobre a goethita em sua composição de óxidos de Fe. Sua coloração costuma formar um contraste marcante com as rochas carbonáticas subjacentes. (Bellanca *et al.* 1996; Yaalon, 1997; Delgado, 2003; Foster *et al.*, 2004, entre outros). Estudos sobre suas formas de Fe, como  $Fe_o$ ,  $Fe_d$ , e razões,  $Fe_o/Fe_d$ , assim como as razões  $Hm/(Hm+Gt)$  e substituição por Al nestes minerais, demonstram que estas características variam pouco entre os solos vermelhos desenvolvidos sobre rochas carbonáticas que ocorrem em diversas partes do planeta (Boero & Schwertmann, 1989; Durn *et al.*, 2001).

O desenvolvimento destes solos está relacionado a uma condição de clima com acentuada sazonalidade, no qual prevaleça a precipitação sobre a evapotranspiração durante a época chuvosa e na época seca observa-se o oposto, com a evapotranspiração prevalecendo (Yaalon, 1997). Assim, nos períodos de seca é favorecida a precipitação das formas de Fe liberadas pelo intemperismo dos minerais silicatados primários e/ou secundários, capeando outras partículas do solo, e também a desidratação dos precipitados menos cristalinos (ferridrita) com subsequente rearranjo de sua estrutura, formando a hematita pedogênica. Somado a este fator, os valores mais elevados de pH, proporcionados pela presença do calcário, também favorecem a formação da hematita (Schwertmann & Murad, 1983; Boero & Schwertmann, 1989; Schwertmann & Taylor, 1989). Este processo, que causa o avermelhamento dos solos, é frequentemente denominado de “rubeficação” e é apontado por alguns como o processo pedológico dominante nestes solos (Bellanca *et al.*, 1996).

Em regiões onde a época chuvosa coincide com o inverno e, dessa forma, está associada a temperaturas mais baixas, uma pluviosidade relativamente baixa (abaixo de

300-400 mm) já proporciona uma condição de maior precipitação (percolação) em relação à evapotranspiração no perfil. Nestes climas, para os solos desenvolvidos sobre rochas carbonáticas, é possível a formação de precipitados de carbonato de cálcio secundário, uma vez que o carbonato dissolvido da rocha subjacente não é totalmente removido do perfil. Nos climas semiáridos esse processo é comum e leva à formação de horizontes cálcicos e petrocálcicos. Contudo, os climas sazonais que compreendem uma precipitação mais alta durante a época chuvosa (acima de 700 mm) já produzem uma descalcificação mais intensa no perfil de solo (Yaalon, 1997).

Estes solos vermelhos são de ocorrência bastante comum nas regiões de clima mediterrâneo devido à associação entre o clima e a ocorrência freqüente de calcários, e são comumente designados de Terra Rossa. Esse termo foi abolido dos sistemas mundiais de classificação de solos, embora ainda seja mantido em alguns sistemas nacionais para designar solos vermelhos derivados de calcários (Yaalon, 1997), e ainda seja utilizado por diversos autores ao redor do mundo para se referir a estes solos (Bellanca *et al.*, 1996; Delgado *et al.*, 2003; Foster & Chittleborough, 2003; Khadkikar & Basavaiah, 2004). Solos vermelhos desenvolvidos sobre rochas carbonáticas ocorrem ao redor do planeta, bastando para isso a associação destas rochas a um clima sazonal. Aqui, vale ressaltar que a sazonalidade diz respeito à distribuição da precipitação (Yaalon, 1997).

A gênese destes solos desenvolvidos sobre calcários ainda é tema um tanto controverso e que tem merecido a atenção de diversos autores (Smith & McAllister, 1995; Bellanca *et al.*, 1996; Durn *et al.*, 2001; Delgado *et al.*, 2003; Foster & Chittleborough, 2003; Foster *et al.*, 2004; Ji *et al.*, 2004; Mee *et al.*, 2004). Há duas teorias que costumam ser consideradas para explicar a gênese destes solos. A teoria “residual” ou autóctone é amplamente disseminada e considera que o material fino do solo provém da dissolução do calcário e acúmulo *in situ* do resíduo insolúvel (Moresi & Mongelli, 1988; Bronger & Bruhn-Lobin, 1997). Outros autores sugerem uma origem essencialmente alóctone (p.ex. Olson *et al.*, 1980, Delgado *et al.*, 2003), ou ainda, para-autóctone, quando os solos se originam do retrabalhamento de materiais transportados a curta distância (Bigarella *et al.*, 1996), não apresentando relação com a rocha subjacente.

A despeito das duas teorias acima, Boero & Schwertmann (1989) afirmam que a relação genética da rocha carbonática subjacente com estes solos vermelhos é um fato, independente de esta fornecer os resíduos insolúveis que darão origem a um solo *in situ* ou deste solo ser desenvolvido de material transportado. O processo de rubeficação, tão

comum nos solos sobre rochas carbonáticas, tem relação com a condição de drenagem interna acentuada e pH mais elevado, ambas as condições proporcionadas pela rocha carbonática subjacente.

Silva (1977), em trabalho pioneiro no Brasil sobre a gênese de solos descarbonatados desenvolvidos sobre calcários do Bambuí, apresentou um entendimento de que tais solos eram formados basicamente a partir dos resíduos insolúveis destas rochas, prevalecendo em seu trabalho o entendimento de uma origem *in situ* para estes solos. Foster *et al.* (2004) reportam evidências de uma origem essencialmente relacionada à rocha subjacente para solos vermelhos desenvolvidos sobre mármore de idade Cambriana na Austrália, com evidências de contribuições externas apenas nas frações silte e areia fina. Ji *et al.* (2004), em estudo minucioso sobre a geoquímica e mineralogia de “Terras Rossas” sobre dolomitos triássicos, também concluíram que estas eram originadas da dissolução destes. Já Delgado *et al.* (2003) entre outros, defendem uma origem mista, com parte dos materiais relacionados aos resíduos insolúveis da rocha, e parte de origem eólica, assim como Yaalon (1997), o que é compatível com os solos das regiões mediterrâneas, as quais estão sujeitas a um significativo aporte eólico de materiais.

A maioria destes estudos procura estabelecer relações entre os solos e suas potenciais fontes por meio de análises mineralógicas, geoquímica de elementos maiores e elementos-traço e da morfologia de partículas das frações areia e silte, por microscopia ótica e eletrônica. A aplicação de técnicas isotópicas, contudo, parece não ser muito difundida, sendo que apenas os trabalhos de Borg & Banner (1996) e Bestland *et al.* (2003) se utilizaram de tais técnicas buscando identificar a fonte dos materiais de origem de solos sobre calcários.

O objetivo geral deste trabalho é investigar a gênese dos solos verificados em uma área cárstica, inserida no domínio do Cerrado, em uma topossequência representada pelo trecho de paisagem entre o topo de uma chapada, relacionada à superfície Sul Americana, e sua base, no encontro com a área cárstica deprimida. Como objetivos específicos, incluem-se:

- a investigação da origem do Latossolo desenvolvido sobre o calcário, frente às hipóteses de aloctonia e autoctonia, e;
- a utilização de técnicas isotópicas, como a determinação da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e da sistemática Sm-Nd, além da análise do padrão de distribuição de Elementos Terras Raras, para testar seu potencial como traçadores dos materiais de origem dos solos estudados.

## REFERÊNCIAS

- BELLANCA, A., HAUSER, S., NERI, R., PALUMBO, B. Mineralogy and geochemistry of Terra Rossa soils, western Sicily: insights into heavy metal fractionation and mobility. *The Science of the Total Environment*, 196: 57-67, 1996.
- BESTLAND, E.A., GREEN, G.P., RIVETT, K. Sources of base cations in soil solids and soil water: examples from red brown earths of south Australia. *In*: Roach I.C. (ed.). *Advances in Regolith*, pp. 16-18. CRC LEME, 2003.
- BIGARELLA, J.J., BECKER, R.D., PASSOS, E. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais, V.2. UFSC – Florianópolis, 1996.
- BOERO, V. & SCHWERTMANN, U. Iron oxide mineralogy of terra rossa and its genetic implications. *Geoderma*, 44 (4): 319-327, 1989.
- BORG, L.E. & BANNER, J.L. Neodymium and strontium isotopic constraints on soil sources in Barbados, West Indies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (21): 4193-4206, 1996.
- BRAUN, O.P.G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, 32 (3): 3-39, 1970.
- BRONGER, A., & BRUHN-LOBIN, N. Palaeopedology of Terrae rossae-Rhodoxeralfs from Quaternary calcarenites in NW Morocco. *Catena*, 28: 279-295, 1997.
- CARMO, D.N., CURI, N., RESENDE, M. Caracterização de Latossolos da região de Alto Paranaíba (MG). *R.Bras.Ci.Solo*, 8: 235-240, 1984.
- CAVALCANTI, A.C. Estudo de latossolos argilosos do Planalto Central do Brasil; caracterização, distinções de acordo com duas superfícies de aplainamento, gênese e classificação. Tese de Mestrado - UFRRJ, 186p, 1977.
- COELHO, R.M., LEPSCH, I.F., MENCK, J.R.F. Relações solo-relevo em uma encosta com transição arenito-basalto em Jaú (SP). *R.Bras.Ci.Solo*, 18: 125-137, 1994.
- CUNHA, P., MARQUES JÚNIOR, J., CURI, N., PEREIRA, G.T., LEPSCH, I.F. Superfícies geomórficas e atributos de Latossolos em uma sequência arenítico-basáltica da região de Jaboticabal (SP). *R.Bras.Ci.Solo*, 29: 81-90, 2005.
- CURI, N. & FRANZMEIER, D. Toposequence of Oxisols from Central Plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48: 341-346, 1984.
- DELGADO, R., MARTIN-GARCIA, J.M., OYONARTE, C., DELGADO, G. Genesis of the Terrae Rossae of the Sierra Gádor (Andalusia, Spain). *European Journal of Soil Science*, 54: 1-16, 2003.
- DURN, G., SLOVENEK, D., COVIC, M. Distribution of iron and manganese in Terra Rossa from Istria and its genetic implications. *Geologia Croatica*, 54 (1): 27-36, 2001.
- FEUER, R. An exploratory investigation of the soils and agricultural potential of the soils of the future Federal District in the Central Plateau of Brazil. Ph.D Thesis – Cornell University, Ithaca, 432p., 1956.

- FONTES, M.P.F., Camargo, O. A., Sposito, G. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. *Scientia Agricola*, 58 (3): 627-646, 2001.
- FOSTER, J., Chittleborough, D.J. Soil development on dolomites of the Cambrian Normanville Group at Delamere, South Australia. *In: Advances in Regolith*, Roach I.C. (ed).CRC LEME, pp. 131-132, 2003.
- FOSTER, J., CHITTLEBOROUGH, D.J., BAROVICH, K. Genesis of a Terra Rossa soil over marble and the influence of a neighbouring texture contrast soil at Delamere, South Australia. *SuperSoil 2004: 3rd Australian-New Zealand Soils Conference*, 5 – 9 December 2004. [www.regional.org.au/au/asssi/](http://www.regional.org.au/au/asssi/).
- GOMES, J.B.V., CURI, N., MOTTA, P.E.F., KER, J.C., MARQUES, J.J.G.S.M. & SCHULZE, D.G. Análise de componentes principais de atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos do bioma Cerrado. *R.Bras.Ci.Solo*, 28:137-153, 2004a.
- GOMES, J.B.V., CURI, N., SCHULZE, D.G., MARQUES, J.J.G.S.M., KER, J.C. & MOTTA, P.E.F. Mineralogia, morfologia e análise microscópica de solos do bioma Cerrado. *R.Bras.Ci.Solo*, 28: 679-694, 2004b.
- JI, H., WANG, S., OUYANG, Z., ZHANG, S., SUN, C., LIU, X., ZHOU, D. Geochemistry of red residua underlying dolomites in karst terrains of Yunnan-Guizhou Plateau I. The formation of the Pingba profile. *Chemical Geology*, 203: 1-27, 2004.
- KER, J.C. Latossolos do Brasil: uma revisão. *Geonomos* 5 (1): 17-40, 1997.
- KER, J.C. & RESENDE, M. Recursos edáficos dos cerrados: ocorrência e potencial. *In: VII Simpósio Sobre o Cerrado; I International Symposium on Tropical Savannas*. p.15-16, Embrapa – CPAC, Planaltina – DF, 1996.
- KHADKIKAR, A.S. & BASAVAIAH, N. Morphology, mineralogy and magnetic susceptibility of epikarst-Terra Rossa developed in late Quaternary aeolianite deposits of southeastern Saurashtra, India. *Geomorphology*, 58: 339-355, 2004.
- King, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geografia*, 18, 147-265, 1956.
- LEPSCH, I.F. Superfícies geomórficas e depósitos superficiais neocenozóicos em Echaporã, SP. *Boletim Paulista de Geografia*, 53: 5-34, 1977.
- LEPSCH, I.F., BUOL, S.W. Oxisol–Landscape relationships in Brazil. *In: Beinroth, F.H., Camargo, M.N., Eswaran, H. (Eds.), Proceedings of the Eighth International Soil Classification Workshop. Classification, Characterization and Utilization of Oxisols: Part 1. Papers*, pp. 174–189. Rio de Janeiro–RJ, 1988.
- MARQUES, J.J.; SCHULZE, D.G.; CURI, N.; MERTZMAN, S.A. Major element geochemistry and geomorphic relationships in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma*, 119:179–195, 2004.
- MARQUES, J.J.G.S.M. Trace element distributions in Brazilian Cerrado soils at the landscape and micrometer scales. Ph. D. Thesis, Purdue University, USA, 2000 (disponível em <http://www.dcs.ufla.br/marques>) (visitado em Novembro de 2008).
- MEE, A.C., BESTLAND, E.A., SPOONER, N.A. Age and origin of Terra Rossa soils in the Coonawarra area of South Australia. *Geomorphology*, 58: 1-25, 2004.

- MORESI, M. & MONGELLI, G. The relation between the terra rossa and the carbonate free residue of the underlying limestones and dolostones in Apulia, Italy. *Clay Minerals*, 23: 439-446, 1988.
- MOTHCI, E.P. Características e gênese de uma sequência de oxisols no Planalto Central Brasileiro. Dissertação de Mestrado – UFRGS, 107p, 1977.
- MOTTA, P.E.F. DA, CARVALHO FILHO, A., KER, J.C., PEREIRA, N.R., CARVALHO JUNIOR, W., BLANCANEAUX, P. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. *Pesq.Agropec.Bras.*, 37 (6): 869-878, 2002.
- MOTTA, P.E.F. DA, CARVALHO FILHO, A., KER, J.C., PEREIRA, N.R., CARVALHO JUNIOR, W., BLANCANEAUX, P. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. *Pesq.Agropec.Bras.*, 37 (6): 869-878, 2002.
- OLSON, C.G., RUHE, R.V., MAUSBACH, M.J., Terra rossa-limestone contact phenomena in Karst, Southern Indiana. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 1075-1079, 1980.
- PEDRO, G. & VOLKOFF, B. Grandes provinces pédologiques du Brésil. Cadre general de l'évolution pédologique. Compte rendu du seminaire du laboratoire de Geologie du Quaternaire, CNRS-ORSTOM/INQUA-PICG. Génèse des Paysages Brésiliens, Cahiers ORSTOM, ser. Geól.XIV (2), 169-188, 1984.
- RADAMBRASIL, Levantamentos de recursos naturais, Folha SD. 23. Brasília, Ministério de Minas e Energia - Secretaria Geral 19, 1984.
- RESENDE, M. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil. Ph. D.Thesis - Purdue University, USA, 1976.
- RESENDE, M. SANTANA, D.P., CURI, N. Pedologia e Fertilidade do Solo: interações e aplicações. ESAL – Lavras, 81p, 1988.
- RODRIGUES, T.E. & KLAMT, E. Mineralogia e gênese de uma sequência de solos do Distrito Federal. *R.Bras.Ci.Solo*, 2(2):132-139, 1978.
- SANTANA, D.P. Soil formation in a topossequence of Oxisols from Patos de Minas region, Minas Gerais State, Brazil. Tese de Doutorado, Purdue University, 129 p, 1984.
- SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: Dixon, J.B. & Weed, S.B. (eds). *Minerals in soil environments*. Madison, Soil Science Society of America, second ed., p. 379-438, 1989.
- SCHWERTMANN, U. AND MURAD, E. The effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite. *Clays and Clay Minerals*, 31: 277-284, 1983.
- SILVA, F.B.R. Solos descarbonatados desenvolvidos sobre calcário Bambuí da região de Irecê – Bahia. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências – UFBA, 131 p, 1977.
- SMITH, B.J. & MCALISTER, J.J. Mineralogy, chemistry and palaeoenvironmental significance of an Early Tertiary Terra Rossa from Northern Ireland: A preliminary review. *Geomorphology*, 12: 63-73, 1995.
- UBERTI, A.A. & KLAMT, E. Relações solo-superfície geomórficas na encosta inferior do nordeste do Rio Grande do Sul. *R.Bras.Ci.Solo*, 8: 124-132, 1984.

VIDAL-TORRADO, P. Morfogênese e pedogênese no distrito de Tupi (Piracicaba-SP). Tese de Doutorado – ESALQ/USP, 208p, 1994.

YAALON, D. H. Soils in the mediterranean region: what makes them different? *Catena*, 28: 157-169, 1997.

## **Capítulo I**

### **Análise Pedogeomorfológica da Área Cárstica Intraplanáltica na região de Água Fria-Planaltina de Goiás**

## 1. Introdução

Os extensos chapadões que compõem a paisagem do Brasil central, com seus topos planos a suavemente ondulados, são remanescentes clássicos da superfície de aplainamento Sul Americana (Ker, 1997). Nesta região, a distribuição mais comum de solos, de acordo com sua posição na paisagem, compreende: LVs e LVAs nos topos de chapadas, LVAs ou LAs e Plintossolos nos limites destas, e solos menos desenvolvidos nas porções escarpadas, como Cambissolos e Neossolos e, mais localmente, solos hidromórficos próximos às linhas de drenagens, especialmente onde esta é menos encaixada (Resende, 1976; Motta *et al.*, 2002; Gomes *et al.*, 2007, entre outros).

A presença extensiva dos Latossolos denota o longo período de intemperismo e pedogênese a que estas áreas estão expostas. As variações texturais e mineralógicas nestes solos parecem ocorrer basicamente em função da topografia, no que diz respeito à variação no regime hídrico, em função do efeito homogeneizador que o intemperismo acentuado exerce sobre os solos. Secundariamente, a litologia aflorante pode influenciar, especialmente os solos desenvolvidos em superfícies mais recentes, em geral nas partes mais escarpadas ou mais baixas da paisagem (Motta *et al.*, 2002; Reatto *et al.*, 2008).

A área deste estudo apresenta a peculiaridade de se tratar de uma depressão cárstica intraplanáltica que preserva um pequeno remanescente da superfície Sul Americana, e onde boa parte dos solos, especialmente em direção à área deprimida, apresenta influência dos materiais carbonáticos.

Este capítulo tem caráter introdutório e seu objetivo é contextualizar a área estudada a partir de informações da literatura, além de caracterizar a topossequência escolhida para o estudo e os solos nela descritos, apresentando as inferências iniciais sobre a gênese destes. Desse modo, são apresentadas, em primeiro lugar, as características fisiográficas gerais da região - clima, vegetação, geomorfologia, geologia e, a seguir, a descrição da topossequência e seguida de discussão sobre os aspectos da área, as relações entre os solos encontrados, a geomorfologia e a litologia da área.

## 2. Material e Métodos

### 2.1. Caracterização do Meio Físico

#### 2.1.1. Clima e Vegetação

O clima da região é quente e semi-úmido com duas estações bem definidas: uma seca, que coincide com o inverno, quando a temperatura mínima desce até pouco menos de 10°C, e outra chuvosa, que coincide com o verão, quando a temperatura se eleva até 33°C. A média pluviométrica anual varia entre 1.500 e 1.750 mm. A estação seca é bastante rigorosa e se estende aproximadamente de Maio a Setembro, chegando a ocorrer ausência de chuvas nestes meses, em anos mais secos. A estação chuvosa costuma durar de Outubro a Abril e apresenta maior pluviosidade nos meses de verão (Dezembro a Março), onde normalmente se concentra mais de 80% da precipitação anual (Faria, 1995; Embrapa, 1978).

A vegetação típica da região é o cerrado, com suas diversas fisionomias variando na paisagem principalmente em função da profundidade e textura dos solos, características que irão definir a maior ou menor participação do estrato lenhoso na composição da vegetação.



**Figura 1.1** – Vegetação de cerrado típico nos topos dos chapadões no entorno da área (esquerda), e cerradão na área de estudo (direita).

#### 2.1.2. Geomorfologia

A região é dominada por áreas planas a suavemente onduladas, as “chapadas”, que são extensas e apresentam cotas entre 1.000 e 1.275 m de altitude, modeladas sobre quartzitos, metarritmitos, ardósias, micaxistos e filitos. Normalmente estão cobertas por um manto laterítico e seus rebordos são entalhados por erosão fluvial e erosão regressiva.

Os processos modeladores destas chapadas foram muito intensos, sobretudo da região do Distrito Federal, São Gabriel e São João da Aliança, onde o manto de intemperismo atinge a espessura de até 30 m, dificultando bastante a exposição das rochas (Faria, 1995).

A superfície de erosão mais antiga da região resultou do aplainamento Sul-Americano, que terminou no Terciário inferior (Paleógeno) (Braun, 1970). A área investigada está contida na região geomorfológica dos planaltos do divisor Tocantins-Paraná.

### *2.1.3. Geologia*

A região descrita acima está localizada na zona externa da porção norte da Faixa Brasília, constituída de maneira geral por embasamento granito-gnáissico e unidades sedimentares proterozóicas atribuídas aos Grupos Araí, Paranoá e Bambuí (Guimarães, 1997). A área estudada situa-se sobre unidade pelito-carbonatada relacionada ao Grupo Paranoá.

Faria (1995) e Faria & Dardenne (1995) caracterizaram o Grupo Paranoá como uma seqüência deposicional em ambiente marinho e o subdividiram em doze litofácies, agrupando-as em quatro megaciclos sedimentares. A seqüência completa compreende as seguintes unidades litoestratigráficas: 1) Paraconglomerado São Miguel – constitui a base da seqüência deposicional Paranoá; 2) Metarritmitos (R1) – dividida em duas sublitofácies, uma inferior pelito-carbonatada e a superior essencialmente rítmica, composta por metassiltitos arenosos e argilosos; 3) Quartzitos finos a médios (Q1); 4) Metarritmitos com gretas de dessecação e estruturas de contração (R2); 5) Quartzitos microconglomeráticos (Q2); 6) Metassiltitos argilosos (S); 7) Ardósias (A); 8) Metarritmitos arenosos (R3); 9) Quartzitos médios (Q3); 10) Metarritmitos argilosos (R4) – os pelitos desta unidade são sericíticos e ricos em magnetita; 11) Quartzitos feldspáticos (QF) – esta unidade está restrita à região do domo de Cristalina; e por fim, 12) Pelito-carbonatada (PC) – que na área de estudo é representada por metargilitos e metassiltitos argilosos, com esparsas intercalações de quartzito, calcário e dolomito no topo.

Na área de estudo a unidade pelito-carbonatada jaz sobre a unidade R4, em um contato transicional, com domínio dos metargilitos sobre os metassiltitos.

### *2.2. Topossequência – localização e contextualização*

A topossequência está situada ao norte do município de Planaltina de Goiás - GO, próximo à divisa com o município de Água Fria de Goiás, e foi denominada neste trabalho

como topossequência Água Fria. Nesta região a agropecuária é a principal atividade econômica, além de alguma exploração de calcário. Ainda assim observam-se significativas áreas contínuas de vegetação natural coexistindo com as áreas exploradas. O cerradão é a fisionomia predominante, provavelmente em função da profundidade dos solos e de características químicas mais favoráveis, relacionadas à influência dos calcários. Ocorre também a mata seca nos afloramentos de calcário dolomítico.

O ambiente geomorfológico pode ser descrito como uma depressão cárstica intraplanáltica. Os afloramentos de calcário dolomítico verificados na área ocorrem de forma esparsa, nas cotas mais baixas, formando um relevo ruíniforme. As chapadas que contornam a depressão são bastante amplas e planas, e representam remanescentes da superfície de aplainamento Sul-Americana.

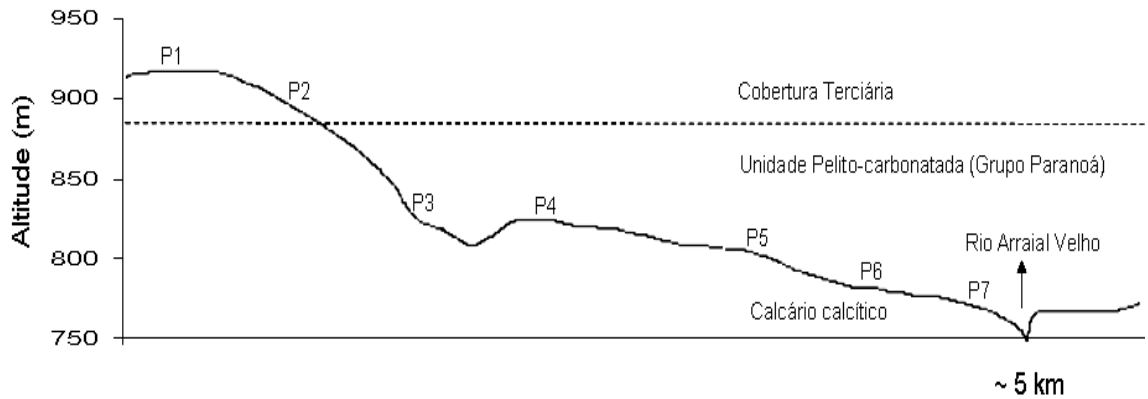


**Figura 1.2** – Afloramento de calcário dolomítico observado nas proximidades da área.

A topossequência compreende o trecho de paisagem entre o topo de uma pequena chapada rebaixada, situada no interior da depressão, e a margem esquerda do Rio Arraial Velho (Figura 1.3), com extensão de 5,5 km ao longo da GO 230.

A altitude no topo da chapada está em torno de 925 m e, próximo ao rio Arraial Velho, em torno de 755 m. O calcário passa a aflorar na pendente, a partir de 860-850 m, na forma de um material silicificado (Figura 1.4). No terço inferior da vertente é onde

passa a aflorar o calcário calcítico propriamente dito, de coloração bastante branca, e onde podem ser também observadas dolinas, a única feição cárstica observada na área.



**Figura 1.3** – Esquema da topossequência em perfil longitudinal da vertente. P1 a P7: representação da posição relativa dos perfis descritos.

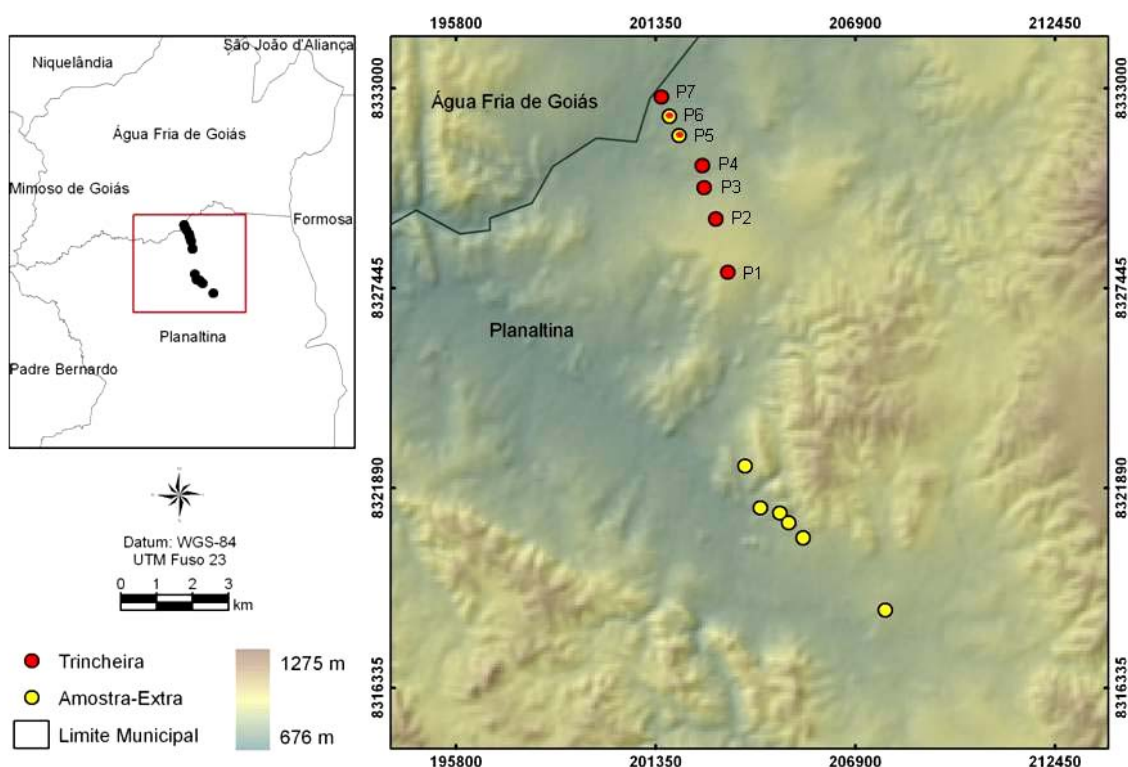
A topossequência foi definida após a prospecção da área, a qual envolveu coletas de amostras superficiais e subsuperficiais de solos, por tradagem, em 11 pontos ao longo da vertente, para as quais foram feitas análises químicas de rotina e análise termogravimétrica (ATG). Os pontos de aberturas de trincheiras foram definidos após algumas visitas à área, e foram escolhidas posições em que já se observavam modificações significativas nas características dos solos, ocasionadas não apenas pela posição na paisagem, mas também pela provável modificação no material de origem, o que foi inferido com base nas análises referidas acima.



**Figura 1.4** – Material silicificado observado em corte de estrada no terço médio-superior da topossequência (esquerda), e em detalhe (direita).

### 2.3. Descrição dos perfis e coleta de amostras

Foram abertas sete trincheiras para descrição e coleta de amostras, cujas posições relativas estão indicadas no esquema da Figura 1.3, e sua localização, no mapa da área (Figura 1.5). Foi feita a descrição morfológica dos perfis (Santos *et al.*, 2005) e coletadas amostras de todos os horizontes descritos.



**Figura 1.5** – Mapa da área de estudo indicando a localização das trincheiras e pontos de coleta de amostras-extra.

Adicionalmente, foram coletadas doze amostras-extra (amostras 33 a 44 - Quadro 1.1), a saber: duas amostras de horizontes subsuperficiais de dois perfis latossólicos de matiz 10R, em corte de estrada em frente à mina de exploração de calcário da “Calcário Pirineus” (amostras 33 e 34); uma amostra de 0-20 cm de um solo raso - daqui em diante denominada de Cambissolo - retirada com trado, em área contígua de afloramento de calcário dolomítico (amostra 35); uma amostra de horizonte B de um Nitossolo Vermelho desenvolvido sobre o calcário dolomítico, em um corte de estrada (amostra 36); duas

amostras do depósito argiloso encontrado sob o Perfil 3, sendo uma da camada de coloração avermelhada e outra da camada de coloração acinzentada (amostras 37 e 38, respectivamente); uma amostra do material que define a descontinuidade entre os horizontes Bt e Bw no Perfil 5 (amostra 39); uma amostra do calcário calcítico sob o Perfil 6 (amostra 40 – Figura 1.6); uma amostra do calcário dolomítico (amostra 41); uma amostra do material silicificado (amostra 44); e, por fim, duas amostras de saprolitos, sendo um mais amarelado e um mais avermelhado (amostras 43 e 42, respectivamente). As amostras 33 a 36 estão relacionadas aos afloramentos do calcário dolomítico. A relação completa de amostras coletadas, com sua respectiva localização georreferenciada é apresentada no Quadro 1.1.



**Figura 1.6** – Amostras-extra: a e b – ponto de coleta das amostras do Nitossolo e do calcário dolomítico; c – perfil de LV próximo à exploração de calcário; d – calcário calcítico; e – depósito de argila sob o P3; f – detalhe do material evidenciando acúmulos de Mn.

**Quadro 1.1** – Relação do total de amostras coletadas e respectiva localização georreferenciada

	n° amostra	Horizonte	Altitude	Coordenadas	
Perfil 1	1	Ap	924 m	15,10788 S	47,7598 W
	2	AB			
	3	BA			
	4	Bw <sub>1</sub>			
	5	Bw <sub>2</sub>			
	6	Bw <sub>3</sub>			
Perfil 2	7	A	882 m	15,09435 S	47,76275 W
	8	AB			
	9	Bw <sub>1</sub>			
	10	Bw <sub>2</sub>			
	11	Bw <sub>3</sub>			
	12	Material abaixo do Bw <sub>3</sub>			
Perfil 3	13	Ap	815 m	15,08653 S	47,76567 W
	14	AB			
	15	BA			
	16	Bw <sub>1</sub>			
	17	Bw <sub>2</sub>			
	18	Bw <sub>3</sub>			
Perfil 4	19	Ap	815 m	15,08094 S	47,76599 W
	20	Bc <sub>1</sub>			
	21	Bc <sub>2</sub>			
Perfil 5	22	Ap	788 m	15,07346 S	47,77192 W
	23	AB			
	24	Bt			
	25	lIBw			
Perfil 6	26	A	775 m	15,06853 S	47,77444 W
	27	AB			
	28	BA			
	29	Bw			
Perfil 7	30	A	758 m	15,06373 S	47,77636 W
	31	BA			
	32	B			
Amostras Extras	33	FC*Lado Direito (atrás da estrada)	828 m	15,17469 S	47,74116 W
	34	FC*Lado Esquerdo (corte de estrada)	828 m	15,17469 S	47,74116 W
	35	Cambissolo - afloramento de calcário antigo	799 m	15,16708 S	47,75218 W
	36	Nitossolo	810 m	15,15654 S	47,75604 W
	37	Depósito de argila expansiva - cam. vermelha	815 m	15,08653 S	47,76567 W
	38	Depósito de argila expansiva - cam. cinza	815 m	15,08653 S	47,76567 W
	39	Descontinuidade Bt/Bw	788 m	15,07346 S	47,77192 W
	40	Calcário do Perfil	775 m	15,06853 S	47,77444 W
	41	Calcário Dolomítico	810 m	15,15654 S	47,75604 W
	42	Saprolito Vermelho	808 m	15,16835 S	47,74714 W
	43	Saprolito Bruno-avermelhado	821 m	15,17085 S	47,74483 W
	44	Calcário Silicificado	859 m	15,08993 S	47,76431 W

\* FC = Fábrica de Calcário - amostras coletadas em frente à exploração de calcário "Pirineus"

## *2.4 .Análises Laboratoriais*

### *2.4.1. Análise textural*

Foi feita a análise textural de todas as amostras de solos (1 a 36) segundo a rotina do Laboratório de Física do Solo da Embrapa Cerrados, conforme método recomendado em Embrapa (1997), e também foram determinados a relação silte/argila, argila natural, e grau de flocculação das amostras.

### *2.4.2. Análises químicas de rotina*

Foram feitas as seguintes análises, de acordo com os métodos recomendados por EMBRAPA (1997):

- pH em água e em KCl 1 mol/L – determinados na suspensão solo-solução 1:2,5;
- K trocável, extraído com HCl 0,05 mol/L na proporção 1:10 e determinação em fotômetro de chama;
- Ca e Mg trocáveis, extraídos com KCl 1 mol/L, na proporção 1:20 e determinados, separadamente, por absorção atômica;
- Al trocável, extraído com KCl 1 mol/L, na proporção 1:20 e determinado por titulação com NaOH 0,025 mol/L;
- Acidez trocável (H+Al), por extração com acetato de cálcio a pH 7,0, na proporção 1:15 e determinada por titulação com NaOH 0,0606 mol/L;
- Fósforo disponível, extraído com Mehlich-1 e determinado por colorimetria.

O C orgânico das amostras foi determinado por digestão das amostras com dicromato de potássio e ácido sulfúrico concentrado, com fonte externa de calor (Yeomans e Bremner, 1988).

A partir dos valores determinados de bases, de Al trocável e acidez trocável, foram determinados: a soma de bases (SB), a CTC efetiva (t), a CTC a pH 7,0 (T), a saturação por Al (m) e a saturação por bases (V). Estas análises foram realizadas em sua maior parte no Laboratório de Química do Solo da Embrapa Cerrados, sendo que as análises de Ca e Mg, e de carbono orgânico, foram realizadas no Laboratório de Fertilidade do Solo da UFV.

### *2.4.3. Ataque Sulfúrico*

A extração de sílica, alumínio, ferro e titânio foi feita pelo ataque sulfúrico, conforme Embrapa (1997), para as 44 amostras, ou seja, para todas as amostras de solos, saprolitos e rochas. Após a determinação, os teores dos elementos foram convertidos para a forma de óxidos (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub>).

As relações moleculares  $K_i$  e  $K_r$  foram então calculadas pelas fórmulas  $K_i = \% \text{SiO}_2 \times 1,7 / \% \text{Al}_2\text{O}_3$  e  $K_r = \% \text{SiO}_2 \times 1,7 / \% \text{Al}_2\text{O}_3 + (\% \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,6375)$ .

### **3. Resultados**

#### *3.1. Morfologia, características químicas e físicas de rotina e classificação dos solos*

Os dados da descrição morfológica dos solos são apresentados no Quadro 1.2. A sequência de solos verificada não difere do padrão comumente observado nas chapadas do Brasil Central (p.ex. Resende, 1976; Motta *et al.*, 2002; Gomes *et al.*, 2004a e Gomes *et al.*, 2004b), pelo menos até o seu terço médio, tendo sido verificados: LV no topo, LVA no terço superior, LVA no terço médio-superior e um solo concrecionário (Plintossolo) no terço médio. Já os três solos localizados no terço inferior da vertente estão todos situados sobre o calcário e apresentam clara influência do mesmo sobre suas características químicas (Quadro 1.3).

Os solos são em geral profundos, com exceção do Plintossolo, onde não foi possível aprofundar a trincheira, e do Chernossolo. São todos argilosos, o que é compatível com a natureza dos materiais de origem (sedimentos argilosos de cobertura, metapelitos e calcário), apresentando relação silte/argila abaixo de 0,6 (Quadro 1.4).

**Quadro 1.2** – Características morfológicas dos perfis de solo estudados

Horizontes		Cor		Estrutura	Cerosidade	Consistência			Transição
Símbolo	Prof. (cm)	Úmida	Seca			Seca	Úmida	Molhada	
<b>Latossolo Vermelho Distrófico típico – P1</b>									
Ap	0 - 8	5YR 3/4	5YR 4/4	1mP e PBS – mP e PGr	-	LD	mFr	LPl e LPe	pd
AB	- 23	5YR 3/4	5YR 4/6	2mP, P e MBS – 3mP/PGr	-	LD	Fr	Pl e Pe	pd
BA	- 52	2,5YR 4/8	2,5YR 5/6	2mP, P e MBS – 3mP/PGr	-	LD	mFr	Pl e Pe	pd
Bw1	- 97	2,5YR 4/8	2,5YR 5/6	2mP, P e MBS – 3mPGr	-	D	mFr	Pl e Pe	pd
Bw2	- 166	2,5YR 4,5/6	2,5YR 5/8	1PBS – 3mPGr	-	Ma	mFr	Pl e Pe	pd
Bw3	- 235 +	2,5YR 4/6	2,5YR 5/8	1PBS – 3mPGr	-	Ma <sup>1/</sup>	mFr	Pl e Pe	-
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico – P2</b>									
A	0 – 10	5YR 4/4	5YR 5/4	2P e MBS – 3PGr	-	LD	Fr	-	pd
AB	- 33	5YR 4/4	5YR 4/6	2/3P,M, G e mGBS	-	LD	Fr	Pl e Pe	pd
Bw1	- 117	5YR 4/6	5YR 5/6	1P e MBS – 3mPGr	-	LD	mFr	pPl e pPe	pd
Bw2	- 215	5YR 4/6	5YR 5/8	3mPGr	-	Ma	mFr	pPl e pPe	pd
Bw3	- 245 +	2,5YR 4/8	2,5YR 5/8	1P e MBS – 3PGr	-	Ma	mFr	pPl e pPe	-
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico típico – P3</b>									
Ap	0 – 5	5YR 5/4	5YR 4,5/4	3P, M e G Lam – 3P, M, G e mGBS	-	eD	mFi	LPl e LPe	pd
AB	- 22	5YR 4,5/6	7,5YR 4/6	mP, M e GBS	-	eD	mFi	Pl e Pe	pd
BA	- 43	5YR 4/6	5YR 5/6	3mP, P e MBS	-	mD	Fi	Pl e Pe	od
Bw1	- 93	4YR 5/6	5YR 4/6	3mP, P e MBS – 3mPGr	-	mD	Fr	Pl e Pe	pd
Bw2	- 133	5YR 5/8	5YR 5/6	2P e MBS – 3mPGr	-	-	Fr	LPl e LPe	pd
Bw3	- 154+	2,5YR 4/6	-	1P e MBS – 3mPGr	-	-	mFr	LPl e LPe	-
<b>Plintossolo Pétrico Concrecionário Distrófico típico – P4</b>									
Ap	0 – 11	7,5YR 3/3	7,5YR 4/3	3mPBS – 3mPGr	-	mD	Fr	LPl e LPe	pd
Bc1	- 39	5YR 4/6	7,5YR 4/6	3mPBS	-	LD	mFr	LPl e LPe	pg
Bc2	- 125+	5YR 5,5/6	5YR 4/6	3mPGr	-	-	-	LPl e LPe	-
<b>Nitossolo Vermelho Eutrófico latossólico – P5</b>									
Ap	0 – 13	5YR 3/3	5YR 4/4	3M, mGBS	-	mD	Fr	Pl e Pe	pa
AB	- 37	2,5YR 3/4	2,5YR 2,5/4	3P e MBS	-	LD	Fr	Pl e Pe	pc
Bt	- 99	2,5YR 3,5/6	-	2mP, P e MBS – 3mPGr	Fraca a moderada; comum	LD	Fr	LPl e LPe	pc
IIbW	- 177+	2,5YR 4/6	-	1P e MBS – 3mPGr	-	Ma	mFr	LPl e LPe	-

**Estrutura:** 1- Fraca; 2- moderada; 3- Forte

mP – muito pequena; P – pequena; M – média; G – grande; mG – muito grande;

Gr – granular; BS – blocos subangulares; Lam – laminar; Grum - grumosa.

**Consistência:** Ma – macio; LD – ligeiramente duro; D – duro; mD – muito duro; eD – extremamente duro; Fr – friável;

mFr – muito friável; Fi – firme; mFi – muito firme; LPl – ligeiramente plástico; Pl – plástico; LPe –

ligeiramente pegajoso; Pe – pegajoso; pPl – pouco plástico; pPe – pouco pegajoso.

**Transição:** p – plana; o – ondulada; g – gradual; d – difusa; c – clara.

<sup>1/</sup> com nódulos de argila

**Quadro 1.2 – (Cont.)**

Horizontes		Cor		Estrutura	Cerosidade	Consistência			Transição
Símbolo	Prof. (cm)	Úmida	Seca			Seca	Úmida	Molhada	
<b>Latossolo Vermelho Eutrófico típico – P6</b>									
A	0 – 30	2,5YR 2,5/3	-	2/3 mP, P e MBS	-	LD	Fr	Pl e Pe	pg
AB	- 53	2,5YR 3/4	-	2P e M – 3mPGr	-	LD	mFr	LPl e LPe	pg
BA	- 98	2,5YR 3/6	-	2P e M – 3mPGr	-	LD	mFr	LPl e LPe	pg
Bw	- 240+	10R 3/6	-	3mPGr	-	Ma	mFr	LPl e LPe	-
<b>Chernossolo Ebânico Órtico típico – P7</b>									
A	0 – 32	10YR 2/1	10YR 2/1	2P e MBS – 3mP, P e MGrum	-	eD	Fr	Pl e Pe	pg
BA	- 45±8	10YR 2/2	10YR 3/2	3P e MBS	-	eD	Fr	Pl e Pe	og
Bi	- 81	2,5YR 3/3	10YR 3/3	3P, M e GBS	-	eD	mFr	Pl e Pe	-

**Estrutura:** 1- Fraca; 2- moderada; 3- Forte

mP – muito pequena; P – pequena; M – média; G – grande; mG – muito grande;

Gr – granular; BS – blocos subangulares; Lam – laminar; Grum - grumosa.

**Consistência:** Ma – macio; LD – ligeiramente duro; D – duro; mD – muito duro; eD – extremamente duro; Fr – friável; mFr – muito friável; Fi – firme; mFi – muito firme; LPl – ligeiramente plástico; Pl – plástico; LPe – ligeiramente pegajoso; Pe – pegajoso; pPl – pouco plástico; pPe – pouco pegajoso.

**Transição:** p – plana; o – ondulada; g – gradual; d – difusa; c – clara.

**Quadro 1.3** – Características químicas dos perfis de solo estudados

Horiz	Prof. (cm)	CO (dag.kg <sup>-1</sup> )	pH <sub>H2O</sub>	pH <sub>KCl</sub>	P (mg.dm <sup>-3</sup> )	Ca <sup>2+</sup> (cmol <sub>c</sub> . dm <sup>-3</sup> )	Mg <sup>2+</sup> (mg.dm <sup>-3</sup> )	K <sup>+</sup> (mg.dm <sup>-3</sup> )	Al <sup>3+</sup>	H + Al	SB (cmol <sub>c</sub> . dm <sup>-3</sup> )	(t)	(T)	m (%)	V
<b>Latossolo Vermelho Distrófico típico – P1</b>															
Ap	0 - 8	5,72	6,23	5,40	17,39	4,37	1,67	94,18	0,01	3,57	6,28	6,29	9,84	0,21	63,77
AB	- 23	3,03	5,38	4,32	0,88	0,19	0,20	36,88	0,40	4,25	0,48	0,88	4,74	45,00	10,23
BA	- 52	1,98	5,17	4,39	0,68	ND	0,10	17,69	0,29	3,19	0,15	0,44	3,34	66,67	4,39
Bw1	- 97	1,32	5,15	4,81	0,56	ND	0,10	8,08	0,04	1,73	0,12	0,16	1,85	26,49	6,49
Bw2	- 166	1,03	5,68	5,47	0,45	ND	0,04	6,96	0,01	0,33	0,06	0,07	0,39	14,53	15,00
Bw3	- 235 +	0,76	5,91	5,85	0,39	ND	0,03	5,98	0,01	0,37	0,04	0,06	0,41	22,91	10,90
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico – P2</b>															
A	0 - 10	3,35	4,75	4,18	0,77	ND	0,40	30,05	0,75	4,11	0,48	1,23	4,58	61,26	10,39
AB	- 33	2,15	5,01	4,20	0,61	ND	0,07	18,99	0,59	3,39	0,12	0,71	3,51	82,77	3,50
Bw1	- 117	0,93	5,27	4,73	0,47	ND	0,03	4,68	0,10	1,97	0,04	0,14	2,01	68,74	2,19
Bw2	- 215	0,45	5,55	5,54	0,33	ND	0,05	3,38	0,01	1,03	0,06	0,08	1,09	17,48	5,78
Bw3	- 245 +	0,50	5,64	5,54	0,44	ND	0,04	3,06	0,01	0,75	0,05	0,06	0,79	22,77	5,71
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico típico – P3</b>															
Ap	0 - 5	1,78	5,36	4,37	0,75	0,66	0,66	48,26	0,31	3,35	1,44	1,75	4,79	17,52	30,14
AB	- 22	2,34	5,13	4,11	0,91	0,86	0,48	28,10	0,77	4,11	1,41	2,18	5,53	35,28	25,56
BA	- 43	1,51	5,50	4,49	0,63	1,09	0,58	16,07	0,15	2,03	1,71	1,86	3,74	8,24	45,65
Bw1	- 93	0,79	5,60	4,78	0,50	0,64	0,57	9,89	0,08	1,51	1,24	1,32	2,75	5,82	45,15
Bw2	- 133	0,70	5,99	5,63	0,49	1,24	1,16	8,91	0,02	0,35	2,42	2,44	2,77	0,68	87,27
Bw3	- 154+	0,52	6,03	5,71	0,50	1,27	0,91	37,20	0,02	0,41	2,27	2,29	2,68	0,73	84,84
<b>Plintossolo Pétrico Concrecionário Distrófico típico – P4</b>															
Ap	0 - 11	5,35	5,42	4,45	1,01	2,61	1,25	89,63	0,21	4,57	4,09	4,30	8,66	4,81	47,25
Bc1	- 39	2,02	5,03	4,03	0,83	ND	0,26	33,63	1,30	4,35	0,34	1,64	4,70	79,12	7,31
Bc2	- 125+	0,65	5,16	4,42	0,63	ND	0,06	10,86	0,34	2,43	0,09	0,42	2,52	79,48	3,45
<b>Nitossolo Vermelho Eutrófico latossólico – P5</b>															
Ap	0 - 13	4,01	6,05	5,08	3,13	9,29	6,51	52,81	0,02	4,74	15,94	15,96	20,68	0,15	77,08
AB	- 37	3,94	6,02	4,71	0,68	6,87	6,66	31,35	0,05	5,01	13,61	13,66	18,62	0,34	73,11
Bt	- 99	1,34	6,30	5,01	0,51	4,43	5,47	28,75	0,02	2,74	9,97	10,00	12,71	0,23	78,45
IIBw	- 177+	0,65	6,42	5,53	0,44	2,84	4,11	20,29	0,02	1,51	6,99	7,01	8,51	0,29	82,21
<b>Latossolo Vermelho Eutrófico típico – P6</b>															
A	0 - 30	6,58	5,90	4,83	0,86	8,26	5,05	63,54	0,04	6,44	13,48	13,52	19,92	0,30	67,66
AB	- 53	2,69	5,60	4,31	0,59	3,50	2,80	21,59	0,46	4,99	6,36	6,83	11,35	6,79	56,07
BA	- 98	1,94	5,71	4,46	0,47	3,45	2,65	15,74	0,22	3,97	6,14	6,36	10,11	3,41	60,75
Bw	- 240+	0,94	6,11	5,20	0,38	2,31	2,94	13,46	0,03	1,67	5,29	5,31	6,96	0,50	75,96
<b>Chernossolo Ebânico Órtico típico – P7</b>															
A	0 - 32	10,18	6,08	4,94	1,14	48,29	10,74	95,87	0,01	6,15	59,27	59,28	65,43	0,01	90,60
BA	- 45±8	4,05	6,03	4,60	0,49	34,01	8,69	33,30	0,09	5,02	42,78	42,88	47,80	0,22	89,50
Bi	- 81	2,57	6,48	5,12	0,52	34,46	8,64	37,53	0,01	2,96	43,19	43,21	46,15	0,03	93,59

**Quadro 1.4** – Resultados da análise textural dos perfis de solo estudados

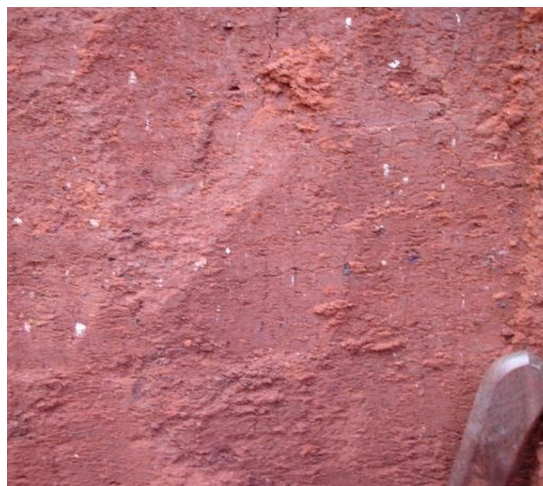
Horizontes	Prof. (cm)	Fração (%)				Argila dispersa em água - ADA (%)	Silte/Argila
		Ar. Grossa	Ar. Fina	Silte	Argila		
<b>Latossolo Vermelho Distrófico típico – P1</b>							
Ap	0 - 8	10,0	30,3	14,0	45,7	40,67	0,31
AB	- 23	6,3	22,7	9,0	62,0	47,67	0,14
BA	- 52	6,0	21,3	9,7	63,0	50,33	0,15
Bw1	- 97	5,0	26,0	7,0	62,0	16,33	0,11
Bw2	- 166	4,3	25,7	6,3	63,7	0,00	0,10
Bw3	- 235 +	4,7	25,7	9,7	60,0	0,00	0,16
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico – P2</b>							
A	0 – 10	6,0	28,0	8,7	57,3	38,0	0,15
AB	- 33	6,3	22,7	11,3	59,7	47,7	0,19
Bw1	- 117	5,3	27,0	6,0	61,7	0,0	0,10
Bw2	- 215	4,3	24,7	9,3	61,7	0,0	0,15
Bw3	- 245 +	16,0	30,7	5,3	48,0	0,0	0,11
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico típico – P3</b>							
Ap	0 – 5	13,3	22,0	7,3	57,3	38,0	0,13
AB	- 22	9,0	23,0	13,0	55,0	40,3	0,24
BA	- 43	9,7	23,7	11,0	55,7	42,7	0,20
Bw1	- 93	7,0	24,7	7,7	60,7	7,3	0,13
Bw2	- 133	5,0	26,7	9,0	59,3	0,0	0,15
Bw3	- 154+	6,3	24,7	11,0	58,0	0,0	0,19
<b>Plintossolo Pétrico Concrecionário Distrófico típico – P4</b>							
Ap	0 – 11	17,0	28,3	9,0	45,7	31,7	0,20
Bc1	- 39	15,3	21,7	9,7	53,3	43,3	0,18
Bc2	- 125+	10,0	22,0	5,3	62,7	7,7	0,09
<b>Nitossolo Vermelho Eutrófico latossólico – P5</b>							
Ap	0 – 13	5,7	25,3	19,0	50,0	33,3	0,38
AB	- 37	0,7	25,3	18,7	55,3	42,3	0,34
Bt	- 99	1,0	25,3	14,3	59,3	37,0	0,24
IIBw	- 177+	1,0	24,0	14,0	61,0	23,7	0,23
<b>Latossolo Vermelho Eutrófico típico – P6</b>							
A	0 – 30	3,0	26,3	21,7	49,0	33,0	0,45
AB	- 53	2,0	28,0	13,7	56,3	33,7	0,25
BA	- 98	2,0	34,0	11,0	53,0	31,7	0,23
Bw	- 240+	1,0	29,3	9,0	60,7	28,0	0,15
<b>Chernossolo Ebânico Órtico típico – P7</b>							
A	0 – 32	1,0	31,3	19,0	48,7	33,3	0,40
BA	- 45±8	1,0	29,7	16,7	52,7	40,0	0,32
Bi	- 81	1,3	30,0	18,3	50,3	32,3	0,37

No início da topossequência, os três primeiros perfis descritos - P1, P2 e P3 - são Latossolos profundos e que possuem graus de flocculação mais elevados em relação aos demais perfis. O perfil 1 apresenta matiz 2,5YR nos horizontes subsuperficiais, indicando predomínio da hematita sobre a goethita na mineralogia de óxidos de Fe deste perfil. Os perfis 2 e 3 apresentam matiz com maior participação de amarelo, indicando o predomínio de goethita e, conseqüentemente, de uma drenagem interna menos acentuada em relação ao P1.

O perfil 1, no topo da chapada, apresenta influência de atividade biológica em profundidade, o que é inferido a partir dos teores de C orgânico que estão acima de 1% até o Bw2 (97-166 cm). O teor de C orgânico no Bw1 (1,32%) possivelmente afeta negativamente o grau de flocculação deste subhorizonte (73,7% no Bw1). Neste perfil os teores de C orgânico decrescem gradualmente com a profundidade, assim como no P2. Já no P3 observa-se uma inversão, com um aumento do teor de C orgânico no horizonte AB em relação ao horizonte A (de apenas 5 cm), indicando que este horizonte AB seja um A enterrado.

Os valores de  $pH_{H_2O}$  e  $pH_{KCl}$  se aproximam bastante nos subhorizontes Bw2 e Bw3 dos perfis 1 e 2, embora o  $\Delta pH$  ainda se mantenha negativo. Estes dois primeiros Latossolos são distróficos, enquanto que o LVA do P3 já apresenta quantidades consideravelmente maiores de Ca e Mg, e uma soma de bases bem mais elevada que os dois Latossolos anteriores. Para este perfil há uma clara tendência de aumento do pH e de V% em profundidade, denotando influência do material carbonático. Em campo foram observadas pontuações brancas ao longo de todo o perfil, para as quais não foi possível definir se eram de natureza caulinítica ou carbonática (Figura 1.7).

Adicionalmente, a poucos metros deste perfil (P3), um sulco profundo aberto pela erosão expunha o material subjacente ao perfil de solo, muito semelhante a um depósito lacustre. O material era constituído por um nível de calcário fragmentado e parcialmente silicificado, que logo abaixo se mistura a um material bastante plástico e acinzentado que se torna mais puro em profundidade. Foram observados acúmulos de Mn neste depósito, na forma de pontuações escuras.



**Figura 1.7** – Pontuações brancas no P3.

O perfil 4, descrito como um Plintossolo Pétrico Concrecionário, é adjacente a um afloramento de material silicificado. Esse perfil, situado no terço médio, está na mesma altitude do P3, pois se localiza na extremidade oposta da concavidade observada no perfil da vertente (*vide* Figura 1.3). Este solo apresenta a maior parte de seu volume (acima de 50%) constituído por concreções que, nos horizontes Bc1 e Bc2 constituíam, respectivamente, 67 % e 70 % em peso da massa do solo. As concreções se apresentavam amareladas, assim como a matriz do solo, e visualmente não foi identificado indício de presença de hematita neste perfil. Em relação ao tamanho das concreções, nota-se claramente que estas aumentam em diâmetro, com a profundidade. Os teores de bases e de P disponível neste solo, bem mais expressivos no horizonte A, possivelmente estão relacionados à ciclagem e concentração de nutrientes pela vegetação, a notar pelo valor de C orgânico elevado deste horizonte, assim como o de saturação de bases, em relação aos horizontes subsuperficiais. Outra possibilidade para explicar estes altos teores, seja a correção do solo nesta área.

O Perfil 5 é bastante profundo (177 cm+) e apresenta um horizonte que, no campo, foi descrito como Bt, sobre um horizonte Bw, com nítida descontinuidade entre ambos. A descontinuidade compreende uma camada de um centímetro ou menos de um material fino (amostra 39), de coloração brunada, distinta dos horizontes supra e subjacentes. A identificação no campo de um horizonte Bt levou à classificação deste perfil, inicialmente, como Argissolo. Contudo, após a análise textural das amostras, foi verificado que não há incremento de argila suficiente do horizonte A para o Bt para caracterizá-lo como tal ( $RT = 1,13$ ). Este horizonte Bt apresenta alta CTCr ( $21,42 \text{ cmol}_c.\text{dm}^{-3}$ ), ao contrário do horizonte

IIBw subjacente que apresenta CTC corrigida abaixo de  $17 \text{ cmol}_c.\text{dm}^{-3}$  ( $13,95 \text{ cmol}_c.\text{dm}^{-3}$ ), coerente com o definido para horizonte B latossólico. O grau de floculação do horizonte Bw também é maior do que o horizonte suprajacente (menor valor de ADA, Quadro 1.4). Considerando a inexistência de relação textural suficiente para a classificação deste perfil como um Argissolo, e a elevada CTCr no horizonte diagnóstico suprajacente, a qual não permite a identificação deste como Bw, o solo do P5 foi classificado como um Nitossolo Vermelho Eutrófico latossólico, baseado nos critérios do SBCS (Embrapa, 1999), apesar da cerosidade observada no Bt ter sido considerada fraca a moderada.

A saturação por bases é alta em todo o P5 (acima de 70%), especialmente pela quantidade  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$ , assim como os valores de pH (6,02 – 6,42), indicando clara influência do calcário nas características químicas deste perfil. De fato, pequenos fragmentos do calcário já podiam ser observados na base do mesmo

O teor de C orgânico é relativamente elevado no horizonte A (4,01%), e apenas ligeiramente inferior no AB (3,94%), contra decréscimos maiores nos horizontes seguintes, corroborando a observação feita a campo de que este horizonte (AB) se assemelhava a um A enterrado. A coloração avermelhada ao longo do perfil (matiz 2,5YR) indica o provável predomínio de hematita em sua mineralogia.

O perfil 6 é um Latossolo Vermelho, profundo (240 cm+), que apresenta matiz 10R no Bw, sendo a característica marcante deste perfil sua transição abrupta com o calcário, bastante branco (Figura 1.8). Apresenta teor elevado de C orgânico (6,58%) e de saturação por bases (~ 68%) no horizonte A, indicando ser um horizonte A proeminente. A saturação por bases é maior que 50% em todo o perfil, caracterizando este Latossolo como eutrófico. Embora a saturação por bases seja bastante elevada no Bw (~76%), tal valor está associado à diminuição da CTC total neste horizonte, bem menor em relação aos horizontes suprajacentes, de tal forma que a soma de bases é, na realidade, a menor dentre todos os horizontes deste solo. O pH, contudo, é relativamente elevado, chegando a 6,11 no Bw, por provável influência do calcário.

O contato deste solo com a rocha pôde ser observado no corte de estrada próximo e na própria trincheira, onde foi encontrado bloco de calcário com diâmetro máximo de 60 x 60 cm, a 1,58 m de profundidade (Figura 1.8). Apesar disso, os teores de bases no horizonte A são bem mais elevados que nos horizontes subsuperficiais, diminuindo abruptamente do A para o AB e, ligeiramente, até o Bw. Este fato deve estar relacionado à ciclagem de elementos nutrientes pela vegetação, e é corroborado pelo alto teor de C

orgânico no horizonte A. Vale salientar que este perfil se encontrava sob vegetação de cerrado. O grau de floculação deste solo não é alto (53,7% no Bw), possivelmente devido ao valor de pH mais elevado.

Seu matiz (10R no Bw) já indica clara predominância da hematita sobre a goethita na mineralogia de óxidos deste perfil, fato que é facilmente explicado pelas condições de muito boa drenagem interna do perfil associadas aos valores de pH mais elevados.



**Figura 1.8** – Acima: corte de estrada próximo à trincheira do P6 (LVe); Abaixo: trincheira do P6.

O P7 apresenta um horizonte superficial com todas as características de um A chernozêmico em termos de estrutura, cor e saturação de bases, e sua CTC corrigida é bastante elevada ( $134,44 \text{ cmol}_c.\text{dm}^{-3}$ ). O horizonte subsuperficial (Bi) também apresenta elevada CTCr ( $91,69 \text{ cmol}_c.\text{dm}^{-3}$ ) indicando alta atividade da fração argila. Dessa maneira,

este perfil foi classificado como um Chernossolo Ebânico Órtico. Este perfil se encontra em área de pastagem, no sopé da vertente, a aproximadamente 150 – 200 m da margem esquerda do Rio Arraial Velho que, neste trecho, corre sobre o calcário.

### *3.2. Ataque sulfúrico dos solos e amostras-extra*

Os dados do ataque sulfúrico (Quadros 1.5 e 1.6) mostram que os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  não variam em uma faixa muito larga, ficando em geral entre 10,32 e 17,91  $\text{dag.kg}^{-1}$  para as amostras de solos, com a exceção do horizonte Ap do P1, que apresentou um valor destacadamente mais baixo (7,45  $\text{dag.kg}^{-1}$ ) em relação aos demais solos, e mesmo dos demais horizontes do mesmo perfil. O perfil 4 foi o que apresentou os maiores teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  pelo ataque sulfúrico ( $\text{Bc}_1 = 18,38$  e  $\text{Bc}_2 = 17,21$   $\text{dag.kg}^{-1}$ ), juntamente com as duas amostras coletadas no corte de estrada em frente à exploração de calcário (17,37 e 17,91  $\text{dag.kg}^{-1}$ ).

Os perfis P2, P3 e P5 apresentaram teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mais altos nos horizontes superficiais, assim como menores valores Ki e Kr nestes horizontes, o que não ocorre nos demais perfis. Para o Latossolo Vermelho Eutrófico (P6), apesar do matiz bastante vermelho deste solo, observa-se que seu teor de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  é médio (16,19  $\text{dag.kg}^{-1}$ ), de acordo com os critérios do SBCS (Embrapa, 1999).

Os valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  variaram em uma faixa maior do que os valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , ficando entre 15,06  $\text{dag.kg}^{-1}$  para o Cambissolo (Quadro 1.6) e 32,60  $\text{dag.kg}^{-1}$  no horizonte Bw do P6 (Quadro 1.5). Em todos os perfis de solos analisados os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  aumentaram em profundidade, com alguma ressalva para o P3. No Latossolo Vermelho Eutrófico sobre o calcário (P6) tanto os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  aumentaram em profundidade, com conseqüente decréscimo dos valores Ki e Kr, uma vez que o valor de sílica não aumentou na mesma proporção, tendo inclusive diminuído no Bw.

Em relação aos teores de  $\text{TiO}_2$  não é possível identificar nenhuma relação clara com os solos, em termos de sua posição no perfil ou na paisagem, ou mesmo com outros elementos, como o Fe. É possível afirmar apenas que os maiores teores foram detectados nos solos da topossequência, enquanto que nas amostras consideradas como potenciais materiais de

**Quadro 1.5** – Resultados de Si, Al, Fe, Ti do ataque sulfúrico e relações Ki e Kr para os horizontes dos perfis 1 a 7

Horizonte	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ki	Kr
dag.kg <sup>-1</sup>						
<b>Latossolo Vermelho Distrófico - P1</b>						
Ap	10,12	20,74	7,45	0,53	0,83	0,67
AB	15,38	25,46	14,29	1,13	1,03	0,76
BA	15,61	26,86	14,01	1,33	0,99	0,74
Bw1	15,27	26,91	13,73	1,40	0,96	0,73
Bw2	15,60	27,68	13,44	0,93	0,96	0,73
Bw3	15,09	28,18	14,25	2,35	0,91	0,69
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico - P2</b>						
A	15,84	26,03	12,43	1,58	1,03	0,79
AB	19,31	26,57	10,32	1,28	1,24	0,99
Bw1	20,11	28,41	10,77	1,88	1,20	0,97
Bw2	20,64	29,70	10,75	4,26	1,18	0,96
Bw3	26,24	30,37	10,97	3,51	1,47	1,19
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico - P3</b>						
Ap	24,18	26,05	13,53	1,93	1,58	1,19
AB	20,69	22,62	13,85	1,85	1,56	1,12
BA	22,49	22,49	12,94	1,07	1,70	1,24
Bw1	23,93	23,83	12,48	2,10	1,71	1,28
Bw2	23,65	22,74	11,76	1,87	1,77	1,33
Bw3	26,04	24,57	12,07	1,64	1,80	1,37
<b>Plintossolo Pétrico Concrecionário - P4</b>						
Ap	19,31	20,60	17,56	2,21	1,59	1,03
Bc1	17,62	24,97	18,38	2,12	1,20	0,82
Bc2	19,99	30,89	17,21	2,89	1,10	0,81
<b>Nitossolo Vermelho Eutrófico - P5</b>						
Ap	19,58	25,10	16,09	2,59	1,33	0,94
AB	22,25	24,44	14,73	1,48	1,55	1,12
Bt	22,79	28,56	13,20	1,75	1,36	1,05
IIBw	22,37	29,97	14,56	1,66	1,27	0,97
<b>Latossolo Vermelho Eutrófico - P6</b>						
A	20,10	27,32	14,40	1,58	1,25	0,94
AB	20,45	29,73	14,43	1,88	1,17	0,89
BA	20,96	30,38	15,59	2,26	1,17	0,88
Bw	19,41	32,60	16,19	1,68	1,01	0,77
<b>Chernossolo Ebânico Órtico - P7</b>						
A	21,32	21,58	12,44	0,59	1,68	1,23
BA	25,71	24,82	13,12	1,10	1,76	1,32
B	24,44	26,18	13,72	1,29	1,59	1,19

origem (calcários e saprolitos), não foi detectado Ti ou foram determinados valores mais baixos. Isso certamente é consequência do efeito concentrador que o intemperismo químico exerce sobre os teores de Ti, um elemento considerado muito pouco móvel

devido à sua solubilidade muito baixa. Existem, contudo, trabalhos que sugerem a ação de ácidos orgânicos mobilizando o Ti em uma extensão um pouco maior (dentro do perfil), o que pode eventualmente explicar a discrepância de teores entre diferentes horizontes de um mesmo perfil (Milnes & Fitzpatrick, 1989), o que, todavia, não parece explicar os teores mais elevados observados em alguns horizontes superficiais (horizonte Ap do P5 e horizontes Ap e AB do P3, em relação ao BA). Para o P3 é sugerida uma perda de  $TiO_2$  do BA para o Bw1 por uma possível argiluviação, uma vez que o teor de argila aumenta em 5% do BA para o Bw1. Já no P2, o aumento abrupto no teor de  $TiO_2$  a partir do Bw2 até o BC, em relação aos horizontes suprajacentes (Quadro 1.5), indica uma descontinuidade litológica neste perfil.

Os maiores teores de  $SiO_2$  são observados nas amostras extras 42, 37, 36, 34, além dos horizontes Bw3 do P2 e P3. Todas estas amostras possuem valores  $K_i$  e  $K_r$  que indicam claramente uma mineralogia mais caulínica. O P1 apresentou os menores teores de  $SiO_2$  dentre todos os solos.

Dentre as amostras-extra (Quadro 1.6), observa-se que o material coletado na descontinuidade apresenta teores elevados de  $Fe_2O_3$  e  $Al_2O_3$ , e também um valor de  $SiO_2$  relativamente elevado, resultando em valores  $K_i$  e  $K_r$  que indicam a natureza mais caulínica deste material.

O depósito de argila apresenta uma diferença sensível entre as camadas avermelhada e acinzentada, nos teores de  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  e  $TiO_2$ , sendo os teores todos mais baixos naquela última. Para o saprolito vermelho, observam-se teores elevados de  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  e também de  $TiO_2$ , se for considerado que este material não foi tão intemperizado quanto os solos; já seu teor de Fe é bastante baixo ( $2,06 \text{ dag.kg}^{-1}$ ). A amostra de saprolito de coloração amarelada apresenta teor de  $SiO_2$  medianamente elevado, teor de  $Al_2O_3$  médio e teor de  $Fe_2O_3$  mais baixo que a anterior, não tendo sido detectado Ti para esta amostra, pelo ataque sulfúrico. A amostra de calcário dolomítico apresentou apenas teores baixíssimos de  $Fe_2O_3$  e  $Al_2O_3$ , não tendo sido detectado  $SiO_2$ . Já o calcário branco, aflorante na topossequência, apresentou quase  $12 \text{ dag.kg}^{-1}$  de sílica,  $4,54 \text{ dag.kg}^{-1}$  de  $Fe_2O_3$ , além de algum alumínio. A amostra silicificada apresenta teor semelhante de sílica ( $11,19 \text{ dag.kg}^{-1}$ ), o que pode ser devido a uma dissolução incompleta do material, além de um teor um pouco mais elevado de  $Al_2O_3$  e mais reduzido de  $Fe_2O_3$ . Em nenhuma das amostras de calcário foi detectado Ti pelo ataque sulfúrico, conforme esperado.

**Quadro 1.6** – Resultados de Si, Al, Fe, Ti do ataque sulfúrico e relações Ki e Kr para as amostras-extra de solos

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ki	Kr
	dag.kg <sup>-1</sup>					
	<b>Mina de calcário</b>					
(33)	24,41	26,96	17,37	0,82	1,54	1,09
(34)	26,10	26,00	17,91	1,10	1,71	1,19
	<b>Cambissolo</b>					
	20,38	15,06	10,85	0,00	2,30	1,58
	<b>Nitossolo</b>					
	27,08	25,92	12,54	1,21	1,78	1,36
	<b>Depósito de argila expansiva - camada vermelha</b>					
	27,67	20,92	14,51	0,93	2,25	1,56
	<b>Depósito de argila expansiva - camada cinza clara</b>					
	19,41	15,65	11,44	0,36	2,11	1,44
	<b>Descontinuidade Bt/Bw</b>					
	25,07	32,80	18,20	1,79	1,30	0,96
	<b>Calcário Branco</b>					
	11,98	0,61	4,54	0,00	33,32	5,81
	<b>Calcário Dolomítico</b>					
	0,00	0,16	0,20	0,00	0,00	0,00
	<b>Saprolito Vermelho</b>					
	29,27	30,55	2,06	1,73	1,63	1,56
	<b>Saprolito Amarelo</b>					
	25,48	22,17	1,58	0,00	1,95	1,87
	<b>Calcário Silicificado</b>					
	11,19	1,10	2,10	0,00	17,35	7,81

## 4. Discussão

### 4.1. Topossequência e litologia

A área de estudo está circundada por extensas chapadas planas com altitudes em torno de 1.100-1.275 m. A chapada onde está situada a topossequência é rebaixada em relação ao entorno, com altitude ao redor de 924 m no topo, e isolada dos demais remanescentes circundantes, por um lado (vertente Sul-Sudeste), por uma área de relevo um pouco mais ondulado, com morros de topo convexo, como uma superfície de erosão mais dissecada. Por outro lado, a vertente voltada para o Norte - a qual compreende a topossequência estudada - é mais longa e suave, encontrando uma ampla área de depressão, de relevo plano a suave ondulado (Figura 1.9).

O topo da chapada é recoberto por material de cobertura detrítico-laterítica e a trincheira aberta no topo também indica isto, pelas características do perfil (P1), a saber: profundo, extremamente uniforme, oxidico, tendo sido o que apresentou o menor valor Ki.

Já ao longo da pendente observam-se, na altura do terço médio-superior, muitos afloramentos de material silicificado, qual uma silcrosta, mas que se apresenta fragmentada.



**Figura 1.9** – Vista do terço superior da vertente em direção à área de depressão.

A partir do terço inferior da vertente aflora um calcário bastante branco, calcítico, e em alguns pontos observa-se que é intercalado por níveis centimétricos de sedimentos argilosos, parecendo ter sido formado por depósitos lacustres do Terciário sobre calcários mais antigos. É diferente do calcário dolomítico, que foi verificado na porção sul da área e onde foram coletadas as amostras 33 a 36. Este último é acinzentado, apresenta maior densidade e libera sulfeto quando quebrado, o que pôde ser verificado em campo pela liberação de odor característico. O calcário dolomítico é provavelmente mais antigo do que o calcário branco que aflora na topossequência, de maneira que é assumido aqui como sendo a fonte do calcário branco (calcítico). A constatação da presença de depósito argiloso contendo fragmentos de calcário, no terço médio (verificado sob o P3), parece confirmar a existência de um paleoambiente lacustre no qual o calcário calcítico teria se formado.

#### 4.1.1. Silicificação

O material silicificado que aflora em diversos pontos na altura do terço médio-superior leva a crer que exista nesta cota uma couraça formada por este material, a qual poderia estar funcionando como um mecanismo de preservação da chapada. A permanência desta pequena chapada residual em meio à depressão - formada provavelmente pelo intemperismo diferencial das rochas carbonáticas - poderia ser assim explicada, uma vez que localmente não ocorrem quartzitos e também não foi verificada existência de crosta ferruginosa. A preservação da maioria das chapadas no Brasil central em geral é atribuída à presença destes dois tipos de materiais. Assim, no caso específico desta área, poder-se-ia dizer que houve o desenvolvimento de uma couraça silicosa (silcrosta) em detrimento da ferruginosa.

O processo de formação desta silcrosta parece ter se dado, em certa extensão, pela substituição do carbonato pela sílica, considerando que, morfológicamente, é bastante semelhante ao calcário branco, que aflora muito próximo. Algumas vezes se apresenta mais heterogêneo, mesclado a materiais amarelados (Figura 1.10). De acordo com Bigarella *et al.* (1996) e Thiry (1997) as silicificações continentais são um fenômeno comum, e podem se desenvolver por diferentes mecanismos, sendo os fatores morfo-climáticos determinantes nestes processos.

Para que as silicificações se desenvolvam, é necessário que existam soluções supersaturadas em Si. De acordo com revisão de Thiry (1997), diversas formas de atingir essa supersaturação são apontadas na literatura, sendo que a concentração da solução por evaporação é a forma mais comumente considerada para explicar este processo, o qual, conseqüentemente, possuiria um controle climático. Dessa maneira, climas com estações secas e úmidas alternantes favoreceriam o processo por meio da remoção da sílica durante os períodos úmidos e sua concentração na solução durante os períodos secos.

A silicificação de calcários é apontada por este autor como um processo que ocorre principalmente por substituição epigenética das fases carbonáticas. A sílica substitui o carbonato molécula a molécula, preservando as estruturas primárias. Maliva and Siever (1987) propuseram um modelo para este tipo de processo no qual a dissolução do carbonato e a precipitação da sílica ocorrem simultaneamente. Segundo este modelo, a dissolução da calcita seria causada pela própria precipitação/cristalização da sílica, na frente de substituição. Na medida em que a fase silicosa se desenvolve, esta exerce pressão

no contato com o carbonato, o que aumenta a solubilidade deste, fazendo com que se dissolva mesmo em um ambiente supersaturado para este mineral. Com o avanço da frente de substituição, aumenta a distância da fonte de sílica e, progressivamente, o



**Figura 1.10** – Aspectos do material silicificado.

Je  
gradiente de difusão, a taxa de difusão e os fatores cinéticos favoráveis ao processo de substituição diminuem, até se anularem, determinando um limite para este processo. É possível que este mecanismo funcione também na silicificação de materiais argilosos presentes na zona de precipitação da sílica.

No contexto estudado é possível que o processo de silicificação tenha tido como fonte principal de sílica as soluções provenientes do intemperismo ácido no material de cobertura, que está em uma posição topográfica mais elevada que o calcário. Estas soluções de pH mais ácido, ao entrarem em contato com o calcário, por percolação

vertical e lateral, além de contribuírem com a dissolução deste, estariam contribuindo também com a sílica removida no processo de laterização à montante. Bigarella *et al.* (1996) mencionam interpretação similar de outros autores sobre a formação de silcrostas na Austrália, que consideram que a maioria delas teria sido formada a partir da sílica liberada nos processos de laterização.

Thiry (1997) afirma ainda que as silicificações pedogênicas são comuns nas paisagens “caulinitizadas”, as quais foram lixiviadas em seus cátions básicos (K, Na, Ca e Mg) e ainda apresentam quantidade apreciável de Si. Tendo em vista que os calcários da área encontram-se associados aos metapelitos, nas cotas inferiores às de ocorrência da cobertura terciária, pode-se pressupor uma segunda fonte de sílica para a formação da silcrosta. Esta seria a sílica proveniente dos metapelitos intemperizados, a qual estaria sendo solubilizada na área de influência do ambiente de dissolução dos calcários, onde o pH do meio seria elevado. A sílica tem sua solubilidade consideravelmente aumentada em valores de pH em torno de 8,5 – 9,0 (Drees *et al.*, 1989), porém, pode precipitar com uma pequena redução subsequente de pH, logo abaixo daquela faixa. Os dados do ataque sulfúrico mostram que as amostras de saprolitos coletadas apresentam teor de SiO<sub>2</sub> considerável (Quadro 1.6) indicando que podem ter servido como fonte de Si para o processo.

Assim, também é possível considerar que a formação da silcrosta tenha sido concomitante à formação do calcário calcítico, com a sílica dos metapelitos sendo solubilizada na zona de influência lacustre. Nesta, as águas de pH elevado - devido à dissolução do calcário original - estariam se tornando saturadas em Si, cuja precipitação em maior escala teria ocorrido ao longo do retrocesso dos lagos que provavelmente ocorreu durante a evolução deste ambiente cárstico. Dessa maneira, tem-se que o processo de silicificação e o desenvolvimento da depressão cárstica são provavelmente resultados da evolução deste carste. Uma vez que, no Brasil, tem sido atribuída idade terciária aos calcários lacustres, a evolução da depressão cárstica intraplanáltica pode ter sido concomitante ao ciclo de aplainamento Sul-Americano.

#### 4.2. Solos na topossequência

Os solos descritos na topossequência e as amostras-extra apresentam valores  $K_i$  e  $K_r$  que denotam, de forma geral, uma mineralogia cauli-oxídica, sendo o maior valor de  $K_i$  o da amostra-extra do Cambissolo (2,3) coletada em trecho próximo à exploração de calcário. Nos solos da topossequência, os maiores valores de  $K_i$  são os relacionados ao Bw3 do P3, seguido dos valores  $K_i$  do P7. As exceções a esta tendência foram os dois Latossolos Vermelhos da topossequência (P1 e P6), sendo que o primeiro (LVd) apresenta valores  $K_i$  e  $K_r$  que já denotam mineralogia oxídica em todos os horizontes, e o segundo (LVe) apresenta valores  $K_i$  e  $K_r$  no horizonte Bw no limite inferior para mineralogia cauli-oxídica. Este fato, associado à pequena variação observada entre os teores de  $Fe_2O_3$  nos solos analisados, indica que o avermelhamento dos solos, na área estudada, não está muito relacionado ao teor de ferro no material de origem, apresentando maior relação com as condições de drenagem interna dos perfis e pH, este último, no caso do P6 e amostras-extra 33, 34 e 36.

De maneira geral os solos da topossequência apresentam maior influência do material carbonático conforme decresce a altitude, em função da maior exposição destes nas cotas mais baixas. Dessa forma tem-se que, em direção ao vale, a partir do LVAe (P3) a tendência é de aumento do pH e da soma de bases nos solos. O Plintossolo, contudo, não obedece tal tendência, não apresentando nenhuma influência aparente do calcário em suas características químicas. Seu desenvolvimento, inicialmente, parece mais relacionado a material proveniente de montante, possivelmente da cobertura laterítica.

Os índices  $K_i$  e  $K_r$  (Quadro 1.5) indicam uma gradação no perfil mineralógico dos três primeiros Latossolos (P1, P2 e P3), o que parece refletir uma transição nos materiais de origem, ao longo da vertente. Assim, o P1 é mais oxídico, coerente com seu desenvolvimento a partir do material de cobertura que recobre a chapada, porém, também refletindo uma drenagem interna mais acentuada, como resultado de sua posição na paisagem (topo de chapada). O P2, localizado no terço-superior, apresenta valores intermediários, e o P3, situado no terço-médio da vertente, dentre os três, é o que apresenta os maiores valores de  $K_i$  e  $K_r$ , podendo ser caracterizado como de mineralogia caulínica. O aumento expressivo observado nos valores  $K_i$  e  $K_r$  entre estes três perfis leva a crer que, de fato, esteja relacionado a materiais de origem diferenciados. Chama a atenção o aumento no  $K_i$  observado nos horizontes Bw3 do P2 e do P3, sendo que o P1 mantém

valores mais homogêneos em profundidade, inclusive com alguma tendência de diminuição.

A observação acima corrobora o entendimento de que o P2 provavelmente está relacionado a metapelito do Grupo Paranoá, o que pôde ser verificado por tradagens na base do perfil, que trouxeram um material saprolítico, havendo porém, alguma provável contribuição de material de cobertura. Adicionalmente, os valores de  $TiO_2$  do ataque sulfúrico indicam uma possível descontinuidade litológica no P2, uma vez que aumentam abruptamente a partir do Bw2. No horizonte Bw3 do P1 também se observa um aumento significativo no teor de  $TiO_2$ , o que leva a crer que estes dois perfis estejam assentados sobre um material saprolítico relativamente rico em Ti, e imediatamente subjacente ao material de cobertura que, dessa maneira, não deve ser muito espesso.

O depósito encontrado sob o P3, constituído por camadas de calcário fragmentado, mesclado a materiais argilosos, e por camadas argilosas muito plásticas de coloração acinzentada, indica a existência de um paleoambiente de sedimentação (lacustre). Este material também evidencia a existência de fases distintas de sedimentação, tendo em vista as diferenças morfológicas e químicas entre as duas camadas observadas (avermelhada e acinzentada). O P3 provavelmente se desenvolveu a partir deste material ou com forte contribuição do mesmo, a julgar por suas características químicas, apresentadas anteriormente. É provável que haja contribuição, na parte superficial, do material à montante.

Em relação ao P4, observa-se que seus valores de  $K_i$  e  $K_r$  também são intermediários entre os valores apresentados pelo P1 e P3. Provavelmente as concreções e nódulos residuais na terra fina e, também, a presença de óxidos de Fe magnéticos nas frações areia e silte – que neste solo foi a mais pronunciada - respondam pelos teores mais elevados de  $Fe_2O_3$  observados neste solo. Gomes *et al.* (2007) analisaram diversas características de Plintossolos Pétricos Concrecionários distróficos, desenvolvidos em bordas de chapadas, em área a leste de Goiás, e observaram que estes solos apresentavam teores mais elevados de  $Fe_2O_3$  que os Latossolos Amarelos e Vermelho-Amarelos associados. Estes autores também entenderam que a concentração observada de  $Fe_2O_3$  nos Plintossolos se deve à presença de corpos residuais de petroplintita nas frações mais grosseiras da terra fina.

Adicionalmente, aqueles autores observaram um aumento da proporção de cascalho do horizonte superficial para o subsuperficial, nos Plintossolos analisados. Um dos

aspectos considerados para explicar este fato seria a produção de terra fina em superfície, nos Plintossolos, pela exposição dos corpos de petroplintita, acelerando seu intemperismo físico e biogeoquímico. O mesmo entendimento pode explicar a clara diminuição observada no diâmetro das concreções em direção à superfície, no Plintossolo analisado neste trabalho. O P4 também apresentou coloração amarelada em todo o perfil, inclusive nas concreções, também à semelhança do observado nos Plintossolos analisados por Gomes *et al.* (2007), o que foi relacionado à existência de um pedoambiente mais úmido, justamente pela presença do material petroplíntico, o qual reduziria a drenagem lateral, favorecendo a dissolução de hematita e persistência da goethita no sistema.

Para o perfil 5, as diferenças químicas e morfológicas entre os horizontes Bt e IIBw, aliadas à nítida descontinuidade entre estes horizontes - inclusive separados fisicamente por fina camada de material de coloração distinta da matriz de ambos - indicam sua natureza poligenética, assim como a ocorrência de processos de transporte e deposição de materiais pré-trabalhados, relacionados à morfogênese da área.

Da mesma forma, tem-se que a gênese dos perfis 6 e 7 pode ter ocorrido a partir de depósitos coluviais produzidos durante o mesmo processo, sendo que, para o P6, que se situa sobre o calcário calcítico, a hipótese de ter se desenvolvido a partir das impurezas deste, fica enfraquecida, embora não seja de todo descartada considerando que o calcário calcítico apresentou uma quantidade razoável de impurezas (Quadro 1.6).

A este respeito, Silva (1977), que estudou solos descarbonatados desenvolvidos sobre calcários do Bambuí, concluiu que, independente do tipo de rocha carbonática, velocidade, e processo de alteração associado, tais solos eram formados basicamente a partir dos resíduos insolúveis destas rochas, prevalecendo em seu trabalho o entendimento de uma origem *in situ* para estes solos. Contudo, há restrições na literatura quanto a este entendimento, de acordo com críticas de diversos trabalhos recentes. Yaalon (1997), por exemplo, considerando a taxa de dissolução aproximada de rochas carbonáticas durante o Holoceno (10 – 40  $\mu\text{m}$  anuais), apresenta estimativas de 10.000 anos para o desenvolvimento de 1 a 8 mm de solo, a partir da dissolução de calcários contendo entre 1 e 2% de impurezas. Considerando uma média de 1% de impurezas na rocha, seria necessária a dissolução de 50 m de calcário marinho (mais puros) para a obtenção de meio metro de resíduo, o que requer um espaço de tempo estimado em aproximadamente 2.000.000 de anos, sem contar com as perdas por erosão.

No entanto, antes de afastarmos totalmente tal hipótese, há que se considerar que o teor de impurezas nas rochas calcárias pode variar significativamente, assim como as taxas de dissolução dos calcários. Foster *et al.* (2004) reporta valores de impurezas nos mármores de Delamere, Austrália, em torno de 6,5%, enquanto que Delgado *et al.* (2003) reportam valores entre 12 e 29% de impurezas nos calcários e fração cascalho relacionadas aos solos estudados, em região da Espanha próxima ao Mar Mediterrâneo. Ambas as hipóteses (formação *in situ* x aloctonia), possuem suporte em resultados na literatura, sendo que em alguns trabalhos mais recentes os resultados indicam claramente a contribuição dos processos de ambas as hipóteses (Bellanca *et al.*, 1996; Delgado *et al.*, 2003).

O desenvolvimento do P7, por sua vez, pode estar relacionado a contribuições de materiais coluvionares, com influência do calcário calcítico subjacente, em um ambiente pedogênico conservador ou ainda, ser derivado em sua maior parte dos resíduos insolúveis do calcário, considerando sua menor espessura e o teor de impurezas encontrado para o calcário calcítico.

## **5. Conclusões**

- A silicificação observada na vertente provavelmente está relacionada à evolução do paleoambiente lacustre, que resultou no rebaixamento da área cárstica intraplanáltica. As duas prováveis fontes de sílica para o processo são: a cobertura terciária e os metapelitos intemperizados. O rebaixamento da área pode ter sido concomitante ou imediatamente subsequente ao ciclo de aplainamento Sul-Americano;
- É possível inferir, com base nos dados do ataque sulfúrico e das análises químicas de rotina, a gradação dos prováveis materiais de origem ao longo da topossequência, do topo para a base, como sendo: cobertura terciária – metapelitos intemperizados – calcário lacustre (calcítico);
- Os solos em geral parecem ter se desenvolvido da mistura destes três materiais, promovida pela morfogênese na área. Esta observação reforça a idéia de aloctonia ou, para-aloctonia, em relação à origem do Latossolo Vermelho Eutrófico (P6);

- Na área estudada o avermelhamento dos solos está relacionado às condições de drenagem interna no perfil (pedoforma) e pH, sem maior influência dos teores de ferro no material de origem.

## 6. Referências Bibliográficas

BELLANCA, A., HAUSER, S., NERI, R., PALUMBO, B. Mineralogy and geochemistry of Terra Rossa soils, western Sicily: insights into heavy metal fractionation and mobility. *The Science of the Total Environment*, 196: 57-67, 1996.

BIGARELLA, J.J., BECKER, R.D., PASSOS, E. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Vol.II, UFSC, Florianópolis, 875p, 1996.

BRAUN, O.P.G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, 32 (3): 3-39, 1970.

DELGADO, R., MARTIN-GARCIA, J.M., OYONARTE, C., DELGADO, G. Genesis of the Terrae Rossae of the Sierra Gádor (Andalusia, Spain). *European Journal of Soil Science*, 54: 1-16, 2003.

DREES, L.R., WILDING, L.P., SMECK, N.E. AND SENKAYI, A.L. Silica in soils: quartz and disordered silica polymorphs. *In: Dixon, J.B. & Weed, S.B. (eds.). Minerals in soil environments. Madison, Soil Science Society of America, 2<sup>nd</sup> ed., p.913-974, 1989.*

EMBRAPA. Manual de Métodos de Análise de Solo. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Rio de Janeiro, 2<sup>a</sup> ed. rev. atual, 212p, 1997.

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de reconhecimento dos solos do Distrito Federal. Boletim Técnico 53, 455p, Rio de Janeiro, 1978.

EMBRAPA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - CNPS, Rio de Janeiro, RJ. 412 p, 1999.

FARIA, A. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João da Aliança – Alto Paraíso de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências – UnB, 199p, 1995.

FARIA, A., DARDENNE, M.A. Estratigrafia do Grupo Paranoá na Região de Alto Paraíso de Goiás – São João da Aliança – GO. *In: V Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, p.75- 77, 1995.

FOSTER, J., CHITTLEBOROUGH, D.J., BAROVICH, K. Genesis of a Terra Rossa soil over marble and the influence of a neighbouring texture contrast soil at Delamere, South Australia. *SuperSoil 2004: 3rd Australian-New Zealand Soils Conference*, 5 – 9 December 2004. Website [www.regional.org.au/au/asssi/](http://www.regional.org.au/au/asssi/).

GOMES, J.B.V., CURI, N., MOTTA, P.E.F., KER, J.C., MARQUES, J.J.G.S.M. & SCHULZE, D.G. Análise de componentes principais de atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos do bioma Cerrado. *R.Bras.Ci.Solo*, 28: 137-153, 2004a.

GOMES, J.B.V., CURI, N., SCHULZE, D.G., MARQUES, J.J.G.S.M., KER, J.C. & MOTTA, P.E.F. Mineralogia, morfologia e análise microscópica de solos do bioma Cerrado. *R.Bras.Ci.Solo*, 28: 679-694, 2004b.

GOMES, J.B.V., CURI, N., SCHULZE, D.G., MARQUES, J.J.G.S.M., KER, J.C. & MOTTA, P.E.F. Mineralogia e micromorfologia de solos esqueléticos do bioma cerrado, no leste de Goiás. *R.Bras.Ci.Solo*, 31: 875-886, 2007.

GUIMARÃES, E.M. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí na região de Bezerra-Cabeceiras, GO. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências – UnB, 270 p, 1997.

KER, J.C. Latossolos do Brasil: uma revisão. *Geonomos* 5 (1): 17-40, 1997.

MALIVA, R.G. & SIEVER, R. Mechanism and controls of silicification of fossils in limestones. *J. Geol.*, 96: 387-398, 1987.

MILNES, A.R. AND FITZPATRICK, R.W. Titanium and Zirconium Minerals. *In: Dixon, J.B. & Weed, S.B. (eds.). Minerals in soil environments. Madison, Soil Science Society of America, 2<sup>nd</sup> ed., p.1131-1205, 1989.*

MOTTA, P.E.F. DA, CARVALHO FILHO, A., KER, J.C., PEREIRA, N.R., CARVALHO JUNIOR, W., BLANCANEUX, P. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. *Pesq. Agropec. Bras.*, 37 (6): 869-878, 2002.

REATTO, A., BRUAND, A., MARTINS, E.S., MULLER, F., SILVA, E.M.; CARVALHO JR., O. A.; BROSSARD, M. Variation of the kaolinite and gibbsite content at regional and local scale in Latosols of the Brazilian Central Plateau. *C. R. Geosciences*, 340: 741-748, 2008.

RESENDE, M. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil. Ph. D.Thesis - Purdue University, USA, 1976.

SANTOS, R.D., LEMOS, R.C, SANTOS, H.G., KER, J.C., ANJOS, L.H.C. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 5<sup>a</sup>ed., Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 92p, 2005.

SILVA, F.B.R. Solos descarbonatados desenvolvidos sobre calcário Bambuí da região de Irecê – Bahia. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências – UFBA, 131 p, 1977.

THIRY, M. Continental silicifications: a review. *In: Paquet, H. & Clauer, N. (eds.). Soils and Sediments – Mineralogy and Geochemistry. Springer-Verlag, p. 191-221, 1997.*

YAALON, D. H. Soils in the mediterranean region: what makes them different? *Catena*, 28: 157-169, 1997.

YEOMANS, J.C. & BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. *Communications in Soil Science and Plant Analyses*, 19: 1467- 1476, 1988.

## **Capítulo II**

### **Caracterização Mineralógica e Química de Elementos Maiores dos Solos da Topossequência Água Fria**

## 1. Introdução

Em se tratando da mineralogia de solos tropicais altamente intemperizados, o que se tem em geral é uma assembléia mineral relativamente simples, especialmente na fração argila, a qual é composta por minerais silicatados do tipo 1:1, óxidos de Fe e Al e, ocasionalmente, de Mn. A caulinita é o principal mineral silicatado nestes solos e o único que está presente em quantidade expressiva. Goethita e hematita são os principais óxidos de Fe, e gibbsita é praticamente o único óxido de Al presente nesses solos (Fontes *et al.*, 2001). Em termos da mineralogia total, também devem ser considerados quartzo, os minerais magnéticos magnetita e maghemita, além dos óxidos de Ti, em geral presentes nas frações areia e silte. A ocorrência dos óxidos de Ti nos solos costuma apresentar forte associação com o material de origem (Milnes & Fitzpatrick, 1989).

Apesar da homogeneização observada no perfil mineralógico da fração argila destes solos altamente intemperizados, todos estes minerais mostram grande diversidade de características, como tamanho de partículas, faces expostas, graus de substituição isomórfica, grau de envelhecimento, etc., o que os induzem a comportamentos bem diferenciados quanto a importantes reações do solo. A diversidade das características é atribuída, principalmente, aos diferentes ambientes de formação a que esses minerais estão sujeitos (Fontes *et al.*, 2001).

Os óxidos de Fe e Al pedogênicos são importantes constituintes das frações mais finas e reativas dos solos tropicais. As condições intensas de intemperismo e lixiviação a que estão submetidos promovem uma maior participação dos óxidos na mineralogia destes solos, já que estes minerais têm sua formação favorecida sob condições de baixa atividade de cátions básicos e dessilicificação mais intensa do meio (Kämpf, 1997), possuindo assim um caráter residual. Dessa forma, a proporção dos óxidos de Fe e Al pedogênicos na mineralogia da fração argila dos solos costuma se correlacionar diretamente com o estágio de intemperismo e/ou grau de desenvolvimento dos solos.

Os óxidos de ferro, mais especificamente, têm merecido de longa data atenção especial na pedologia e em estudos de mineralogia de solos tropicais e subtropicais, não apenas por constituírem proporção considerável das frações mais reativas destes solos, mas também por serem considerados importantes indicadores dos processos pedogenéticos atuantes e pretéritos, assim como das condições do ambiente de formação dos solos (Schwertmann, 1988; Fitzpatrick, 1988; Kämpf, 1997).

Adicionalmente, a natureza química dos óxidos de Fe, sua alta superfície específica e o tamanho sub-microscópico de suas partículas os tornam adsorventes eficientes e, conseqüentemente, um dreno de ânions inorgânicos tais como silicato, fosfato e molibdato, e também de ânions e moléculas orgânicas, além de biocidas. O mesmo pode ser dito para certos cátions inorgânicos tais como Al, Cu, Pb, V, Zn, Co, Cr e Ni, sendo que esses cátions podem ser adsorvidos na superfície ou incorporados na estrutura do óxido de Fe (Schwertmann & Taylor, 1989; Douglas *et. al.*, 1999, entre outros). A adsorção de fosfato em especial, não apenas pelos óxidos de Fe e Al, mas também pela caulinita, tem merecido grande atenção em função de suas implicações na fertilidade e manejo de solos altamente intemperizados (Fontes & Weed, 1996).

Neste capítulo são apresentados e discutidos os dados de mineralogia e química de elementos maiores dos solos da topossequência e demais amostras-extra coletadas na área de estudo, objetivando sua caracterização mais aprofundada.

## **2. Material e Métodos**

### *2.1. Preparo e tratamento de amostras no laboratório*

As amostras de solos (1 a 36) foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira de malha de 2 mm para obter a terra fina seca ao ar (TFSA). As amostras de rochas e saprolitos foram moídas em triturador de disco do Laboratório de Geocronologia da UnB.

Foi feita a separação de frações granulométricas (areia, silte e argila) para as amostras dos horizontes diagnósticos dos solos da topossequência e para as amostras extras de solos, totalizando 12 amostras, relacionadas a seguir: **5** (P1 – Bw2), **10** (P2 – Bw2), **17** (P3 – Bw2), **20** (P4 – Bc1), **24** (P5 – Bt), **25** (P5 – IIBw), **29** (P6 – Bw), **30** (P7 – A), **32** (P7 – B), **34** (solo da Fábrica de Calcário), **35** (Cambissolo), **36** (Nitossolo Vermelho), sendo que estas três últimas são amostras-extra de solos coletadas ao Sul da topossequência, onde se observou afloramento de calcário dolomítico apenas.

A separação de frações foi realizada após dispersão da amostra com agitação por 12h com solução de NaOH 0,5 mol.L<sup>-1</sup>. Primeiramente a fração areia foi separada por tamisação com peneira de malha de 0,053 mm e, em seguida, a argila foi separada do silte por diferença de densidade, com a amostra suspensa em água, utilizando provetas graduadas de 1000 mL e recolhendo periodicamente a coluna de água com a argila em suspensão, segundo relação altura-tempo definida pela lei de Stokes. A cada vez que a

argila em suspensão era recolhida, o volume de água da proveta era completado e a amostra novamente suspensa, e assim por diante, até que a coluna de água se tornasse límpida.

## *2.2. Análises de Dissolução Seletiva*

### *2.2.1. Extração com oxalato ácido de amônio*

Esta análise foi feita para a fração argila das amostras mencionadas no item 3.1. O procedimento envolveu extração com oxalato ácido de amônio 0,2 mol/L a pH 3,0, com agitação por 2h no escuro (Schwertmann, 1964). Nestes extratos, as concentrações de Fe, Al, Zn, Ni, Ti, Ba, Cu e Co foram determinadas por ICP. Os comprimentos de onda utilizados foram: Fe - 259,939 nm; Al – 396,153 nm; Zn – 213,857 nm; Ni – 231,604 nm; Ti – 336,121 nm; Ba – 455,403 nm; Cu – 324,752 nm; e Co – 238,892 nm.

### *2.2.2. Extração com citrato-ditionito*

A extração com citrato-ditionito (Coffin, 1963) foi realizada para a fração argila das amostras mencionadas no item 3.1. Foram feitas duas extrações sucessivas com citrato-ditionito no intuito de remover os óxidos de ferro da amostra. As amostras da fração argila desferrificada foram secas em estufa de circulação forçada a 60° C, por uma noite, para posteriormente serem submetidas à difratometria de raios-x.

As concentrações de Fe, Al, Ti, Zn, Ni, Cu, Co e Ba foram determinadas por ICP nos extratos da primeira extração, nos comprimentos de onda mencionados no item 3.2.1. acima.

## *2.3. Análise química total*

Esta análise foi realizada para as seguintes amostras: horizontes diagnósticos selecionados dos solos da topossequência (P1-Bw2; P2-Bw2; P3-Bw2; P4-Bc1; P5-Bt; P5-IIBw; P6-Bw; P7-Bi), saprolitos, calcário dolomítico e calcítico, e as amostras-extra 36 (Nitossolo), 38 (camada cinza do depósito de argila) e 39 (descontinuidade).

A análise foi realizada no Laboratório Acme Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Canadá). As amostras foram previamente secas, peneiradas, moídas e pulverizadas, sendo posteriormente misturadas com LiBO<sub>2</sub> em recipiente de grafite, aquecidas em forno a 1.050 °C por 15 min e dissolvidas em ácido nítrico a 5 %. Ao longo do processo são inseridas amostras de material de referência para medir a precisão analítica em cada grupo de 34 amostras.

Os elementos maiores foram determinados por espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente (ICP-AES), utilizando aparelho Jarrel Ash Atom Comp Modelo 975/Spectro Ciros Vision.

A perda ao fogo (perda de peso por ignição – P.F.) foi determinada pelo aquecimento de 1g da amostra à temperatura de 950°C durante 90 min, sendo posteriormente determinada a perda de peso.

A determinação do C total e S total foi realizada por meio do aquecimento em uma caldeira de indução em temperatura maior que 1.650°C, ocasionando a volatilização de todo o C e S. O vapor é levado através de célula espectrométrica infravermelha e as concentrações são determinadas por absorção dos comprimentos de onda infravermelhos específicos. O equipamento utilizado é o LECO.

#### *2.4. Caracterização Mineralógica*

##### *2.4.1. Análise termogravimétrica*

A análise termogravimétrica (ATG) foi feita inicialmente para a TFSA de todas as amostras (1 a 44) e posteriormente para a fração argila das 12 amostras mencionadas no item 3.1. Esta análise foi realizada em aparelho Shimadzu TGA 50, com a amostra acondicionada em célula de alumina com capacidade para 20 microgramas, sob atmosfera de nitrogênio, no intervalo entre a temperatura ambiente até 1.200 °C, a uma taxa de aquecimento de 10°C por minuto.

##### *2.4.2. Difratometria de raios-x*

Para uma análise qualitativa do perfil mineralógico das amostras foi feita a difração de raios-x (DRX) das 12 amostras mencionadas no item 3.1. A DRX da TFSA, fração silte e fração argila natural de cada uma delas foi realizada no Laboratório de Mineralogia do Instituto de Geociências da UnB. Neste, as amostras pulverizadas foram compactadas a seco em lâminas vazadas e a análise foi feita em um difratômetro Rigaku D-Max – 2/C operando com tubo de cobre e filtro de níquel, sob voltagem de 35 kV e corrente de 15 mA. A velocidade de varredura foi de 2° min<sup>-1</sup>, no intervalo de 2° a 80° 2θ. A identificação e interpretação destes difratogramas foram feitas com auxílio do software JADE 3.0, com banco de dados ICCD 1996.

A argila desferrificada e a fração areia destas mesmas amostras foram analisadas no Laboratório de Mineralogia do Departamento de Solos da UFV. Neste, a análise foi realizada em difratômetro Rigaku D-Max com tubo de cobalto e com monocromador de

crystal curvo de grafite, operando com voltagem de 40 kV e corrente elétrica de 30 mA. A velocidade de varredura foi de  $0,05^\circ \text{ s}^{-1}$ , no intervalo de  $4^\circ$  a  $50^\circ 2\theta$ . As amostras de argila desferrificada foram montadas em lâminas orientadas por esfregaço e as da fração areia foram montadas em lâminas escavadas.

### *2.5. Estimativas Mineralógicas*

As estimativas das proporções de caulinita e gibbsita das amostras foram obtidas a partir das curvas de perda da ATG, tanto na terra fina como na fração argila. A determinação da proporção destes dois minerais foi feita com auxílio do software TA-60WS.

## **3. Resultados**

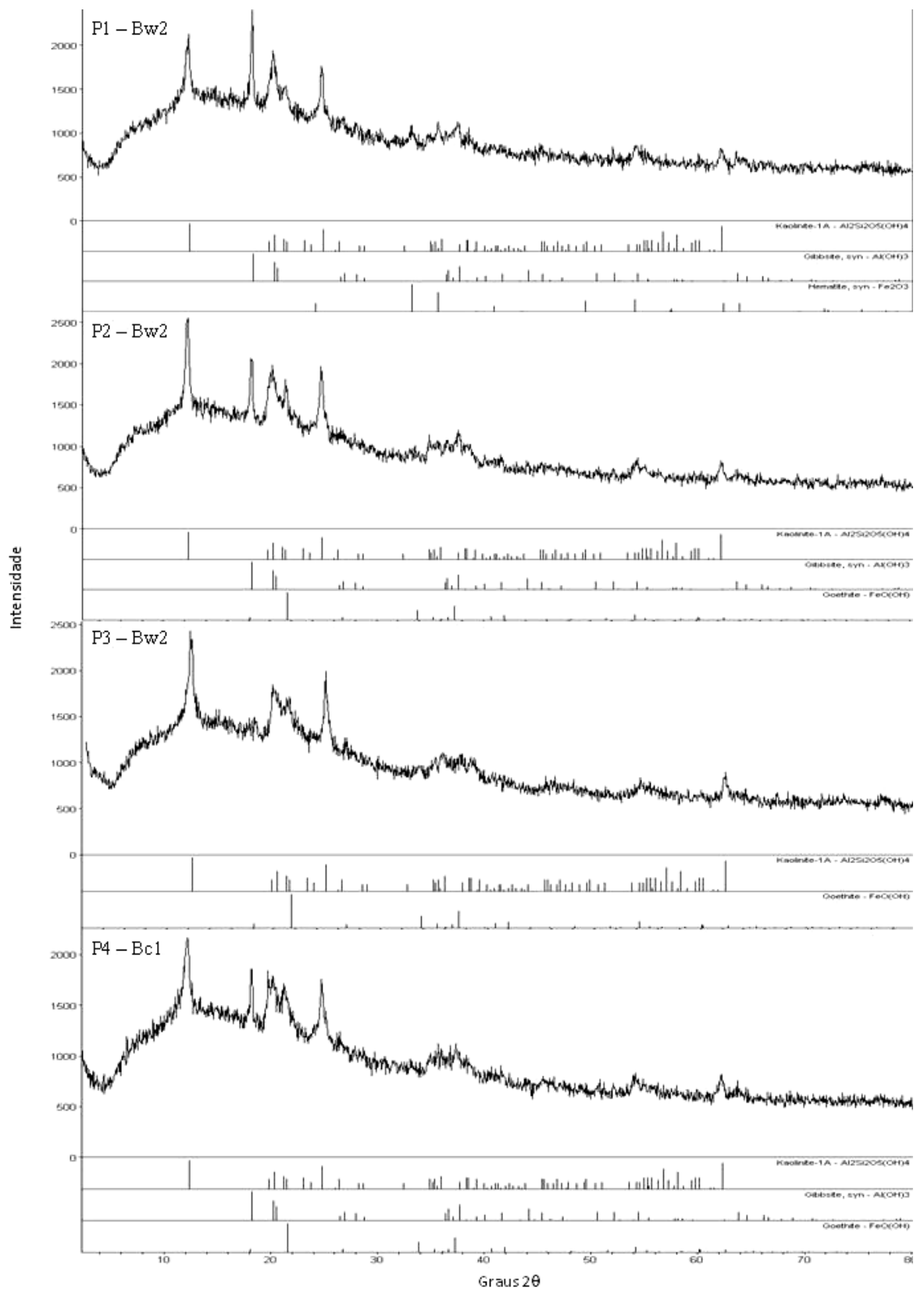
### *3.1. Mineralogia*

#### *3.1.1. Caracterização mineralógica das amostras - DRX*

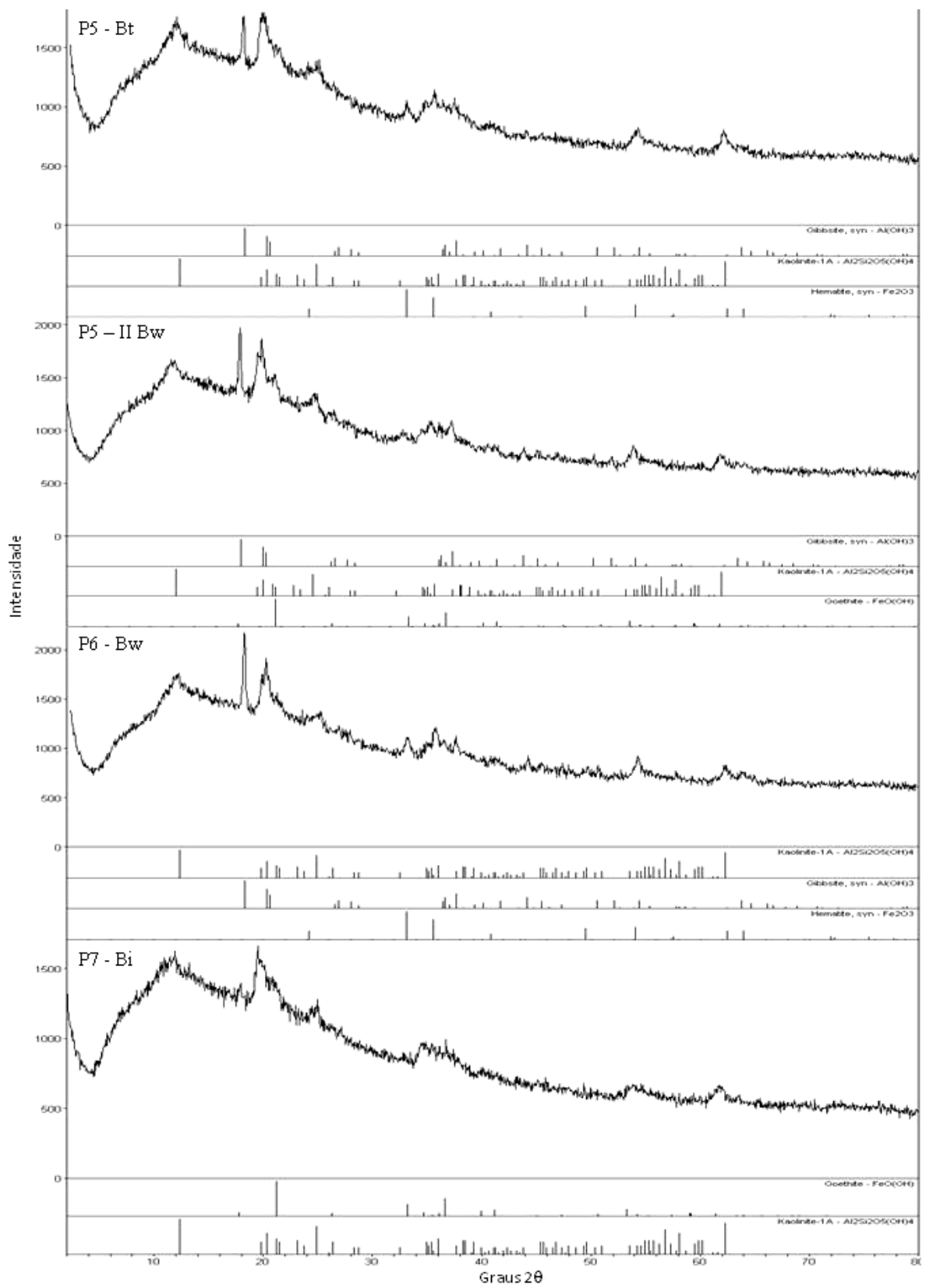
A análise da terra fina (dados não apresentados) evidenciou o conjunto de minerais já esperado para a maioria das amostras, apresentando o padrão geral quartzo - caulinita - gibbsita - goethita ou hematita para quase todas as amostras (P1, P2, P4, P5, P6 e 34). As amostras do Chernossolo (P7) não evidenciaram goethita na terra fina, possivelmente devido à sua quantidade reduzida em relação aos demais minerais. Nas amostras da terra fina do horizonte Bw2 do P3, do Cambissolo e do Nitossolo não foi detectada gibbsita. A ilita foi identificada na terra fina do Cambissolo e do Nitossolo.

Na fração argila natural das amostras (Figuras 2.1 e 2.2), os principais minerais verificados são: caulinita-gibbsita-goethita ou hematita. A hematita foi detectada nas amostras de matiz mais avermelhado, com exceção do horizonte IIBw do P5, no qual apenas a goethita foi identificada. Esta, que não havia sido identificada na terra fina do Chernossolo (P7), pôde ser detectada na argila natural do mesmo.

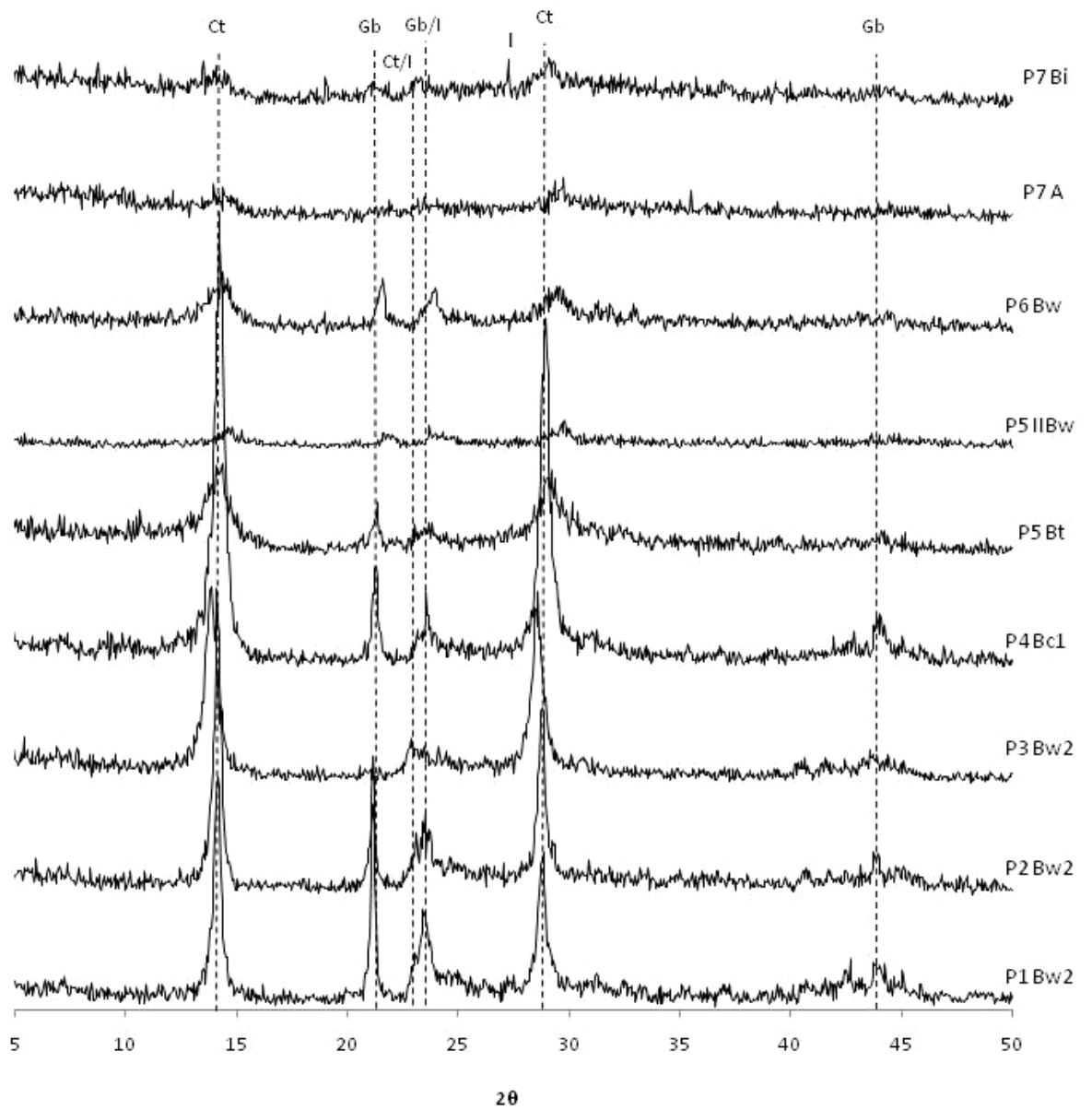
Na argila desferrificada das amostras de solos da topossequência (Figura 2.3), em geral permaneceram os minerais caulinita e gibbsita, e possivelmente alguma ilita, especialmente no Chernossolo, sendo que neste as quantidades de gibbsita devem ser muito baixas ou inexistentes, pois os picos relacionados a este mineral não puderam ser identificados com segurança. No P3, observa-se o mesmo em relação à gibbsita. Nas amostras-extra do Cambissolo e Nitossolo (Figura 2.4), os minerais verificados na argila desferrificada foram caulinita e ilita e, possivelmente, alguma gibbsita, embora esta, caso presente, também deva ocorrer em quantidades muito baixas.



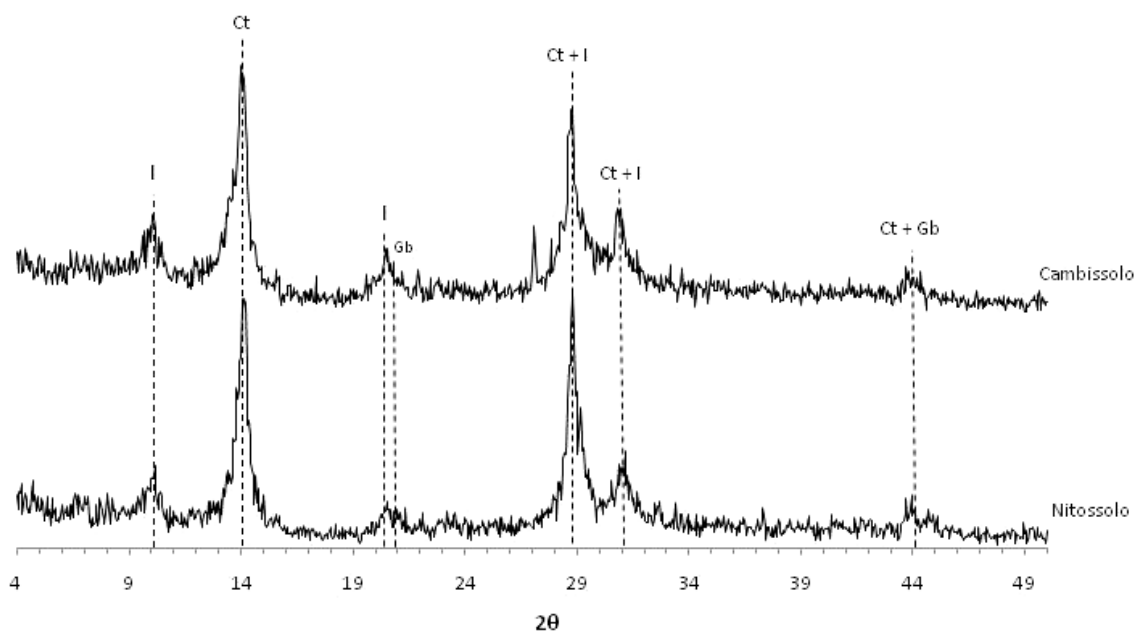
**Figura 2.1** – Difratomogramas da argila natural dos horizontes selecionados do P1 ao P4.



**Figura 2.2** – Difratoformas da argila natural dos horizontes selecionados do P5 ao P7.



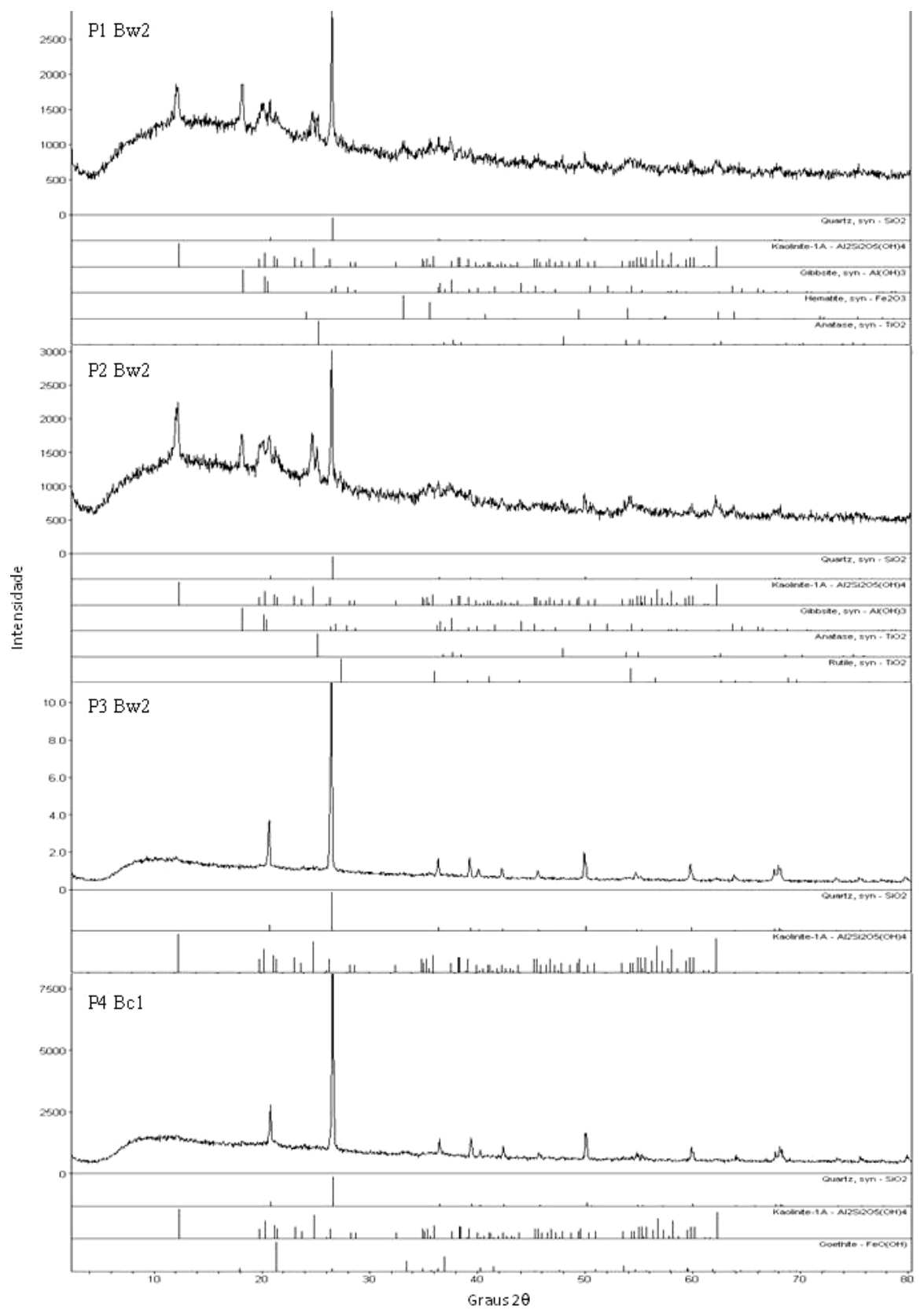
**Figura 2.3** – Difratoqramas da argila desferrificada dos horizontes selecionados dos solos da topossequência (Ct = caulinita; I = illita; Gb = gibbsita).



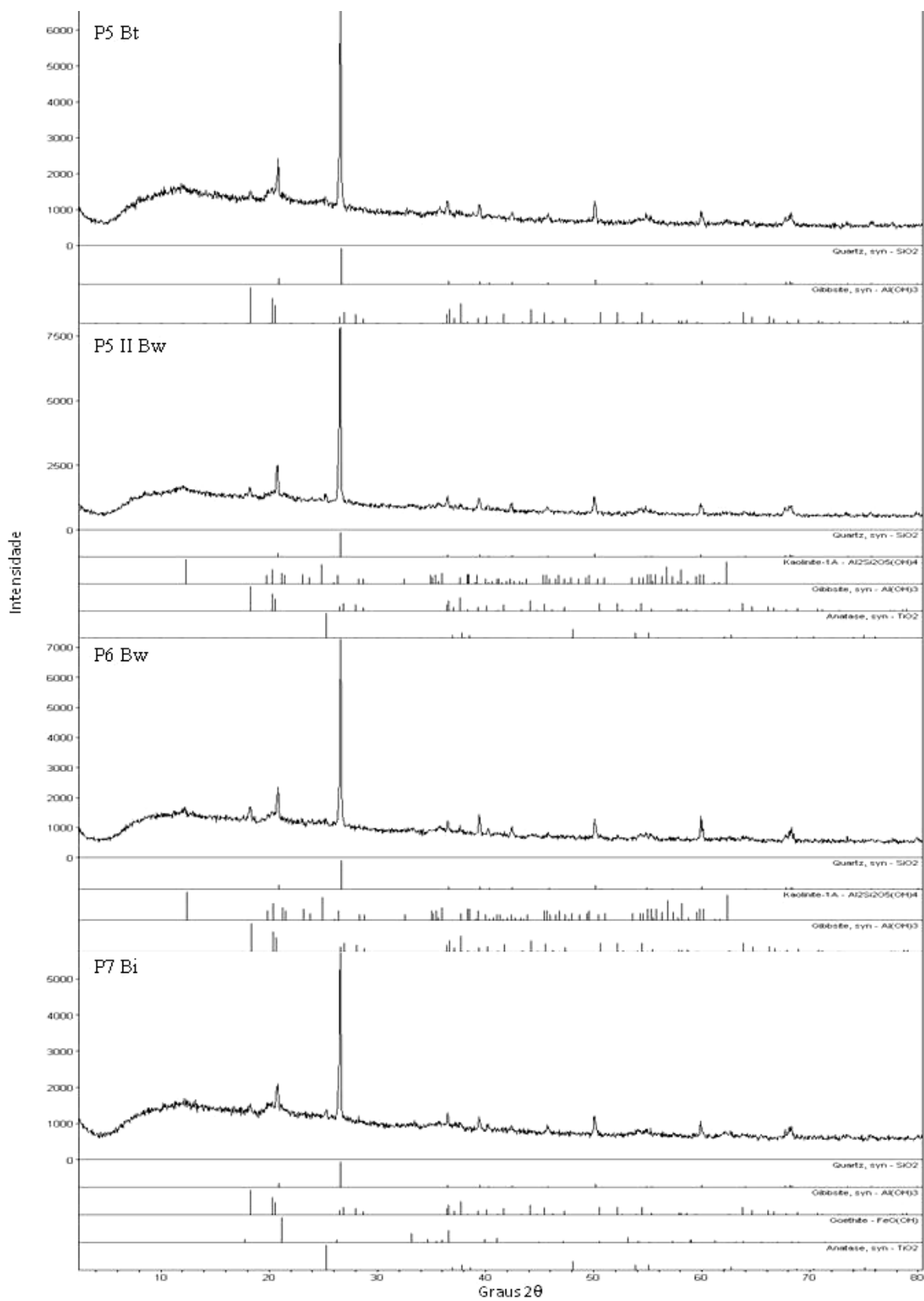
**Figura 2.4** - Difratomogramas da argila desferrificada das amostras-extra do Cambissolo e do Nitossolo (I = illita; Ct = caulinita; Gb = gibbsita).

Apenas na fração silte (Figuras 2.5 e 2.6) foram identificados óxidos de Ti, em geral o anatásio, que foi detectado no P1, P2, P5 – IIBw e no P7 – Bi. O rutilo foi identificado apenas no P2. Nesta fração verifica-se o predomínio do quartzo em todas as amostras. A caulinita foi verificada em quase todas, com exceção das seguintes: P5 – Bt, P7-Bi, amostras-extra 34, 35 e 36.

Foram identificados óxidos (gibbsita, goethita ou hematita) na fração silte de diversas amostras (P1, P4, P5, P6, P7). No Chernossolo (P7) a gibbsita foi identificada na fração silte. Este argilomineral havia sido identificado na terra fina, todavia não foi identificado seguramente na fração argila natural ou mesmo na argila desferrificada. Não se espera que a ocorrência destes minerais na fração silte seja representada por partículas discretas de diâmetro correspondente ao de silte, mas, antes, que estejam presentes na forma de microagregados extremamente estáveis, os quais dificilmente são adequadamente dispersos pelo tratamento aplicado para a separação de frações. Dessa maneira, permanecem constituindo uma fração granulométrica maior, representando o que tem sido denominado de areia e silte funcionais (Resende *et al.*, 2002; Gomes *et al.*, 2004).

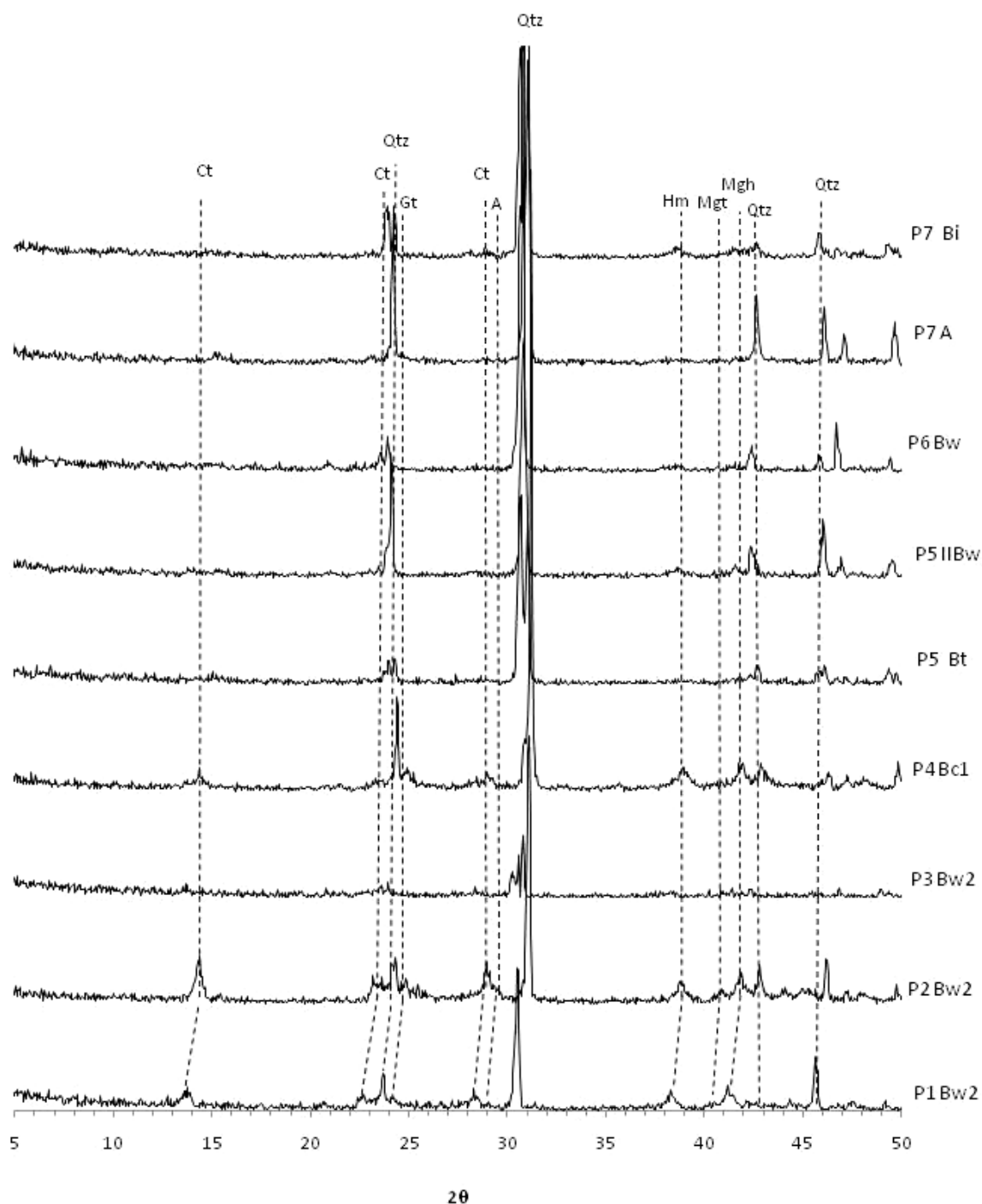


**Figura 2.5** – Difratomogramas da fração silte dos horizontes selecionados do P1 ao P4.



**Figura 2.6** – Difractogramas da fração silte dos horizontes selecionados do P5 ao P7.

Na fração areia, além do quartzo, verifica-se a presença de minerais magnéticos, provavelmente a magnetita e maghemita, especialmente no P1, P2 e P4 (Figura 2.7). Caulinita, hematita e provavelmente goethita também foram identificadas na fração areia de algumas amostras, provavelmente devido à presença de microagregados extremamente estáveis, à semelhança do que foi observado para a fração silte.



**Figura 2.7** – Difratomogramas da fração areia dos horizontes seleccionados dos solos da topossequência.

### *3.1.2. Análise Termo-Gravimétrica*

A análise termo-gravimétrica (ATG) da terra fina das amostras de solos e das demais amostras-extra comprova que a caulinita é o argilomineral mais abundante em todas as amostras (Quadro 2.1), à exceção, por certo, dos calcários. A gibbsita foi identificada pela ATG em todas as amostras de solos da topossequência e, assim, confirmou a presença deste mineral no P3, o que não foi possível pela difratometria de raios-x. Já na amostra-extra do Cambissolo não foi detectada gibbsita. A ATG da amostra-extra do Nitossolo indica uma quantidade de gibbsita extremamente baixa, que nem mesmo permitiu sua quantificação.

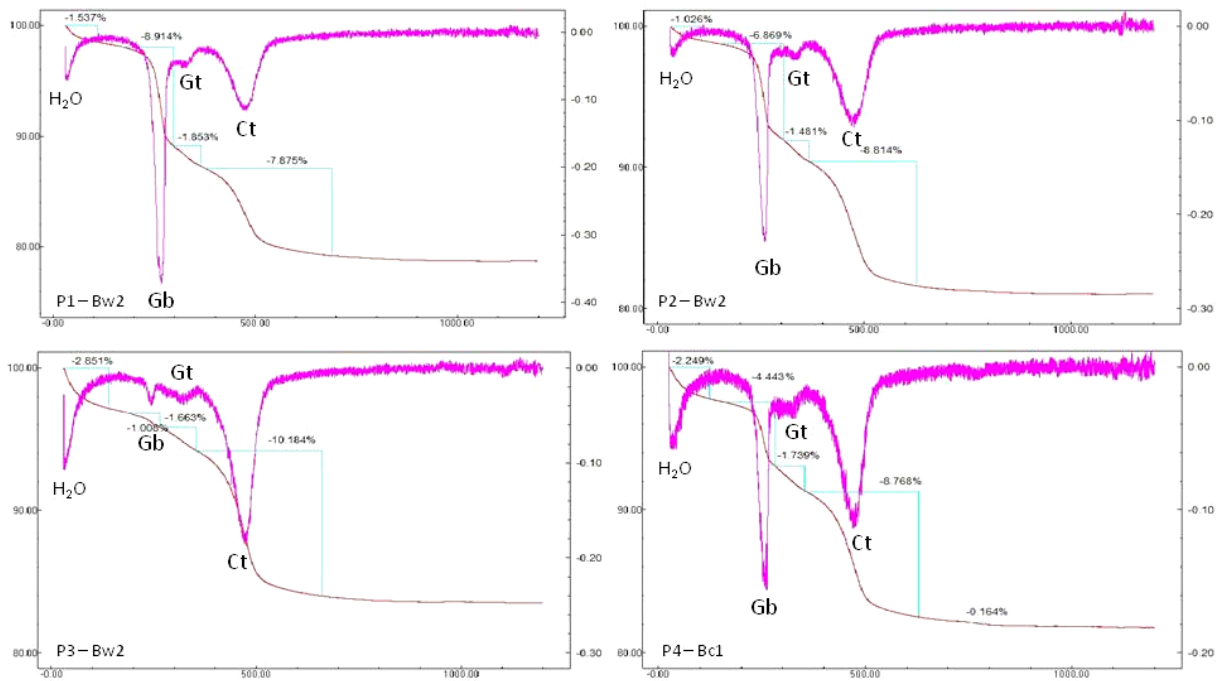
A goethita pôde ser identificada pela ATG da terra fina em todos os horizontes do P1, P2, P3, P4, P5 e P7 e no Cambissolo e Nitossolo, além da amostra do saprolito amarelo (amostra 43). Os únicos solos que seguramente não apresentam goethita são o P6 e o solo FC (amostra 34).

Da observação dos dados do Quadro 2.1, percebe-se uma clara tendência geral de diminuição da quantidade de caulinita em profundidade, para quase todos os perfis, o que pode ser verificado pelas razões  $Ct/Ct+Gb$  das amostras. As exceções são o P2, onde os valores decrescem até o Bw3, e aumentam novamente no Bw3 e BC, e o P3, onde a proporção de caulinita é mais elevada e constante no Bw. Este solo se mostra como o de mineralogia mais caulínica dentre os perfis da topossequência, coerente com o que já foi indicado pelos valores  $K_i$  (Capítulo I - Quadro 1.5).

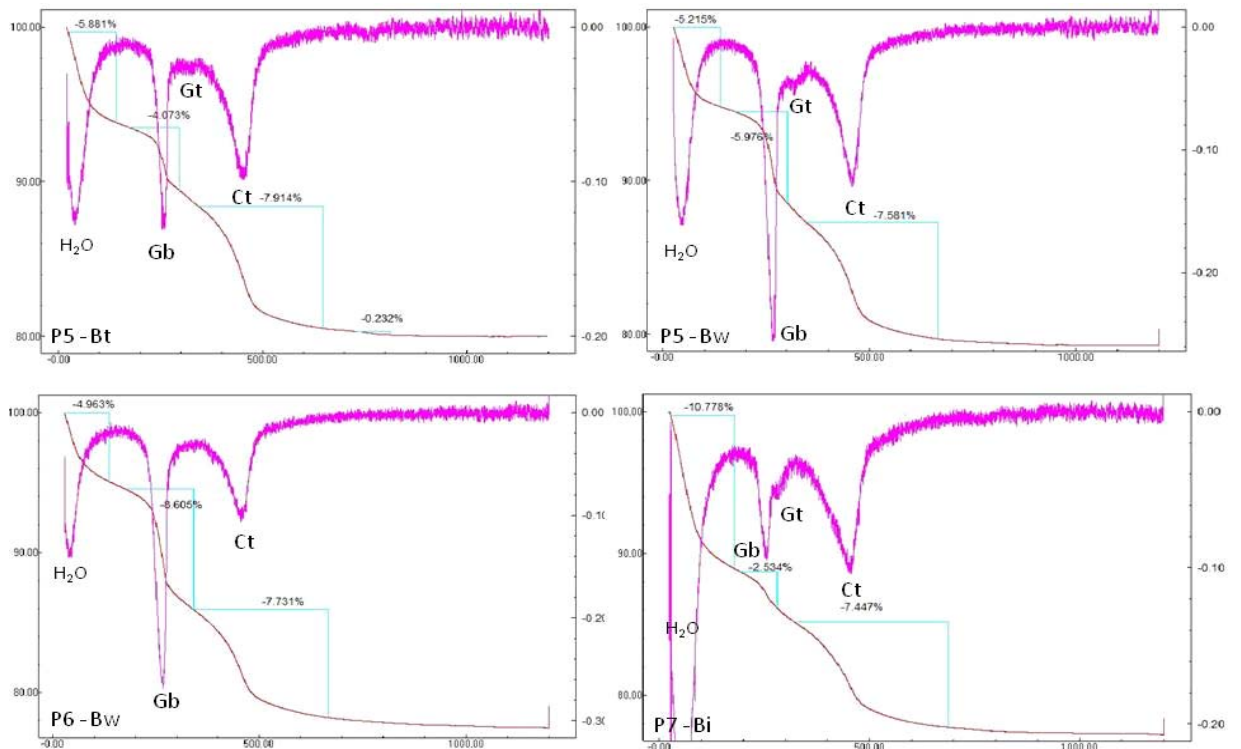
**Quadro 2.1-** Estimativa das quantidades de gibbsita, goethita e caulinita baseada nas curvas de perda da ATG da terra fina das amostras de solos, e as respectivas razões caulinita/(caulinita + gibbsita) - (RCGb)

<b>Horizonte</b>	<b>Gibbsita</b>	<b>Goethita</b> <b>%</b>	<b>Caulinita</b>	<b>RCGb</b>
<b>Latossolo Vermelho distrófico - P1</b>				
Ap	18,12	24,68	59,11	76,54
AB	22,75	23,68	57,48	71,64
BA	24,44	20,13	56,13	69,66
Bw1	21,49	19,52	43,44	66,90
Bw2	23,00	16,39	49,68	68,35
Bw3	24,43	20,85	51,64	67,89
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico - P2</b>				
A	16,36	20,65	66,12	80,16
AB	15,93	17,57	63,61	79,98
Bw1	16,58	16,00	57,90	77,74
Bw2	18,19	15,65	55,83	75,42
Bw3	8,12	13,02	65,32	88,95
BC	3,33	8,65	70,48	95,49
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo eutrófico - P3</b>				
Ap	10,72	22,89	57,74	84,34
AB	4,96	24,19	56,14	91,88
BA				
Bw1	1,88	17,06	54,61	96,67
Bw2	2,01	17,39	52,70	96,33
Bw3	1,86	14,48	53,61	96,64
<b>Plintossolo Pétrico Concrecionário - P4</b>				
Ap	9,87	29,76	63,72	86,59
Bc1	10,29	26,55	50,02	82,94
Bc2	14,71	20,83	47,27	76,27
<b>Nitossolo Vermelho eutrófico - P5</b>				
Ap	9,56	23,16	56,51	85,52
AB	8,66	23,82	52,24	85,78
Bt	9,88	19,62	43,55	81,50
IIBw	14,97	14,14	35,13	70,12
<b>Latossolo Vermelho eutrófico - P6</b>				
A	13,24	0,00	53,25	80,09
AB	15,70	0,00	53,89	77,44
BA	17,19	0,00	49,31	74,15
Bw	22,75	0,00	47,23	67,49
<b>Chernossolo Ebânico Órtico - P7</b>				
A	4,66	26,41	53,74	92,02
BA	5,28	18,85	48,87	90,24
B	5,10	17,01	40,90	88,90
<b>Solo FC</b>				
Perfil Dir. (33)	2,97	0,00	46,59	94,01
Perfil Esq.(34)	4,04	0,00	49,40	92,44
<b>Cambissolo</b>				
	0,00	26,17	34,49	100,00
<b>Nitossolo</b>				
	0,00	12,34	46,87	100,00

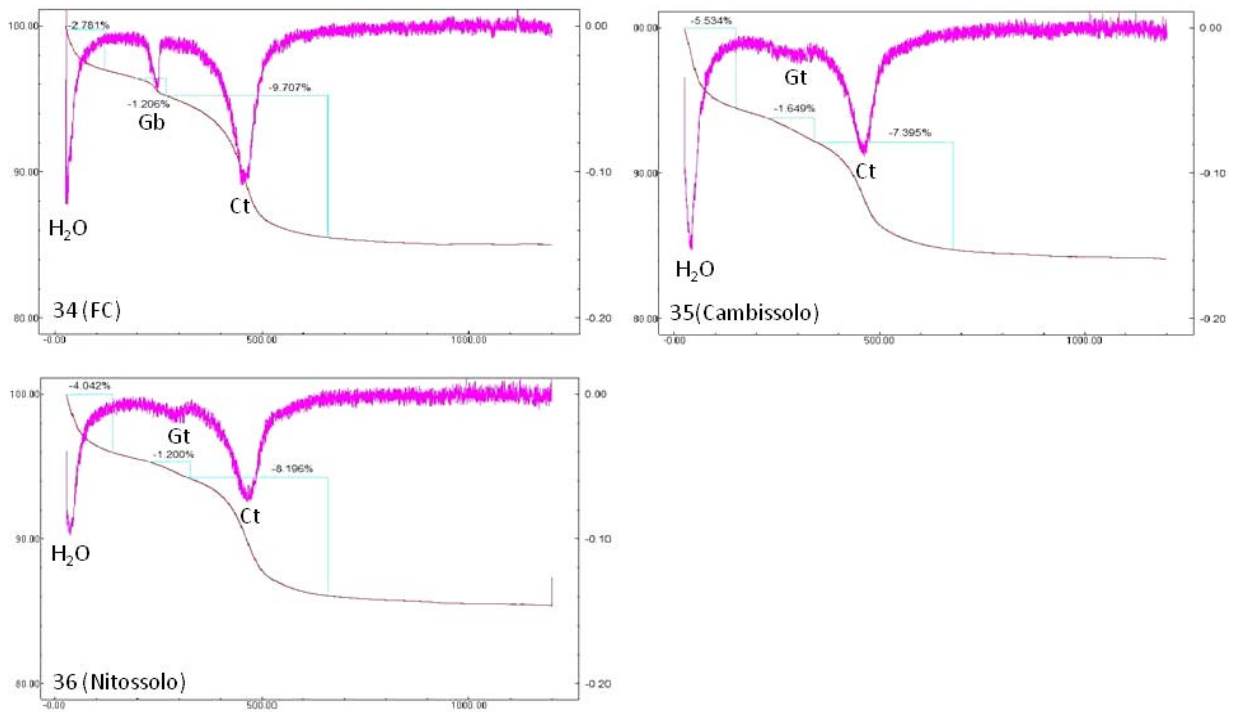
As curvas de perda da fração argila das amostras selecionadas estão apresentadas nas Figuras 2.8 a 2.10. A partir destas é possível perceber que os principais minerais compondo esta fração são caulinita e gibbsita, para a maioria das amostras, além da presença da goethita em metade delas. As amostras em que a goethita não ocorre correspondem às mais vermelhas, que apresentam apenas hematita como forma predominante de óxido de Fe, a qual não é identificada pela ATG por não responder ao aquecimento com a perda de elementos constituintes. Assim, a curva de perda da fração argila do horizonte Bw do P6 evidencia apenas gibbsita e caulinita (Figura 2.9), confirmando que a hematita é o único óxido de ferro cristalino neste horizonte, o que já foi indicado pela difratometria de raios-x. O mesmo se observa para a amostra 34 (Figura 2.10).



**Figura 2.8** – ATGs da fração argila dos horizontes selecionados dos perfis 1 a 4.



**Figura 2.9** – ATGs da fração argila dos horizontes selecionados dos perfis 5 a 7.



**Figura 2.10** – ATGs da fração argila das amostras-extra 34, 35 e 36.

Embora a estimativa da proporção dos minerais constituintes, a partir da ATG da terra fina (Quadro 2.1), tenha demonstrado maior quantidade de caulinita no P2, especialmente no horizonte BC, na estimativa obtida da fração argila (Quadro 2.2) as maiores proporções de caulinita foram observadas no horizonte Bw2 do P3. Outro solo que apresentou teor mais elevado de caulinita na fração argila foi o do perfil latossólico coletado como amostra-extra, em frente à planta de exploração de calcário “Pirineus” (amostra 34).

Já as amostras que apresentaram o teor mais elevado de gibbsita foram as do horizonte Bw do P1 e do P6 (Quadros 2.1 e 2.2). Estes dois solos apresentam uma razão Ct/(Ct+Gb) semelhante no Bw. O P6, contudo, apresenta uma razão Ct/(Ct+Gb) um pouco mais elevada nos horizontes mais superficiais, de acordo com os dados obtidos da terra fina.

**Quadro 2.2** – Estimativa das quantidades de gibbsita, goethita e caulinita baseada nas curvas de perda da ATG da fração argila das amostras de solos, e as respectivas razões caulinita/(caulinita + gibbsita) - (RCGb)

Perfil	Amostra/Horizonte	Gibbsita	%			RCGb
			Goethita	Caulinita		
P1	Bw <sub>2</sub>	25,4	18	55,6	68,64	
P2	Bw <sub>2</sub>	19,6	14,5	62,5	76,13	
P3	Bw <sub>2</sub>	2,8	15,9	70,9	96,20	
P4	Bc1	12,5	16,8	61,4	83,09	
P5	Bt	11,1	nd <sup>1/</sup>	53,4	82,79	
	IIBw	16,4	nd	51,5	75,85	
P6	Bw	23,6	0	52,7	69,07	
P7	A	4,3	nd	50	92,08	
	B	6,5	nd	47,6	87,99	
	FC (34)	3,4	0	67,6	95,21	
	Cambissolo (35)	0	15,4	50,1	100,00	
	Nitossolo (36)	0	11,4	56,4	100,00	

<sup>1/</sup>nd: não foi possível determinar, devido à quantidade reduzida e/ou sobreposição de picos.

No P5 observa-se, tanto nos dados obtidos da terra fina como da argila, que a razão Ct/(Ct+Gb) diminui acentuadamente do horizonte Bt para o IIBw reforçando o entendimento de que estes horizontes são produtos de ciclos distintos de deposição e pedogênese.

Dentre as amostras-extra dos demais materiais, a maior proporção de caulinita foi observada no material da descontinuidade, seguida da amostra do saprolito vermelho (Quadro 2.3). A gibbsita só foi detectada no material da descontinuidade.

**Quadro 2.3** - Estimativa da mineralogia baseada nas curvas de perda da ATG e as respectivas razões caulinita/(caulinita + gibbsita) - (RCGb) para as amostras dos demais materiais coletados

Gibbsita	Goethita	Caulinita	Carbonato	RCGb
%				
Depósito de argila expansiva - camada vermelha				
0,00	7,96	40,86	0	100
Depósito de argila expansiva - camada cinza clara				
0,00	8,43	32,21	0	100
Descontinuidade Bt/Bw				
16,23	0,00	66,98	0	80,49
Calcário Dolomítico				
0,00	0,00	0,00	99,61	-
Calcário Calcítico				
0,00	0,00		95,62	-
Saprolito Vermelho				
0,00	0,00	58,41	0	100
Saprolito Metapelítica				
0,00	13,01	41,15	0	100
Calcário Silicificado				
0,00	0,00	0,00	0	-

### 3.2. Análises químicas

#### 3.2.1. Extrações com oxalato ácido de amônio e com citrato-ditionito

Os dados das extrações com oxalato ácido de amônio e citrato-ditionito para Fe, Al e Ti estão apresentados no Quadro 2.4, juntamente com as razões  $Fe_o/Fe_d$  e  $Fe_d/Fe_s$  ( $Fe_s$  - ferro extraído pelo ataque sulfúrico) calculadas para cada amostra.

Quase todos os solos apresentaram razão  $Fe_o/Fe_d$  abaixo de 0,05, incluindo-se aí todos os que foram classificados como Latossolos, indicando predominância de formas cristalinas de óxidos de Fe (Kämpf, 1997) na maior parte dos solos estudados. A amostra 34, coletada em corte de estrada em frente à planta de exploração de calcário, também

apresentou razão  $Fe_o/Fe_d$  abaixo daquele valor, além de ter sido a amostra que apresentou o teor mais elevado de ferro extraído por ditionito ( $7,54 \text{ dag.kg}^{-1}$ ). Neste perfil, de morfologia latossólica, os óxidos de Fe provavelmente estão distribuídos de forma bastante homogênea, a julgar pelos valores mais elevados de  $Fe_d$  da fração argila e também por sua coloração avermelhada homogênea em todo o perfil.

**Quadro 2.4** – Teores de ferro, alumínio e titânio extraídos por oxalato ( $Fe_o$ ,  $Al_o$  e  $Ti_o$ ) e teores de ferro, alumínio e titânio extraídos por ditionito ( $Fe_d$ ,  $Al_d$  e  $Ti_d$ ) e razões  $Fe_o/Fe_d$  e  $Fe_d/Fe_s$  dos horizontes selecionados dos solos estudados

Horizonte	$Fe_o$	$Fe_d^{1/}$	$Fe_o/Fe_d$	$Fe_d/Fe_s^{2/}$	$Al_o$	$Al_d^{1/}$	$Ti_o$	$Ti_d^{1/}$
	dag.kg <sup>-1</sup>				dag.kg <sup>-1</sup>		g.kg <sup>-1</sup>	
<b>Latossolo Vermelho distrófico – P1</b>								
Bw2	0,09	4,38	0,020	0,465	0,28	0,61	0,126	0,475
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico – P2</b>								
Bw2	0,06	2,86	0,023	0,380	0,21	0,59	0,179	0,356
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo Eutrófico típico – P3</b>								
Bw2	0,14	3,82	0,035	0,464	0,21	0,75	0,118	0,362
<b>Plintossolo Pétrico Concrecionário típico – P4</b>								
Bc1	0,13	3,78	0,034	0,294	0,26	0,77	0,071	0,246
<b>Nitossolo Vermelho Eutrófico latossólico – P5</b>								
Bt	0,23	4,94	0,047	0,534	0,42	0,87	0,108	0,618
IIBw	0,17	6,08	0,027	0,597	0,28	1,13	0,145	0,898
<b>Latossolo Vermelho Eutrófico típico – P6</b>								
Bw	0,26	6,25	0,042	0,552	0,44	0,77	0,112	0,618
<b>Chernossolo Ebânico Órtico típico – P7</b>								
A	0,44	4,06	0,108	0,467	0,46	0,89	0,101	0,310
B	0,29	4,48	0,065	0,467	0,53	1,28	0,106	0,345
<b>Solo FC (34)</b>								
subsuperf.	0,24	7,54	0,032	0,602	0,21	0,49	0,102	0,749
<b>Cambissolo (35)</b>								
subsuperf.	0,38	4,89	0,077	0,645	0,29	0,89	0,089	0,336
<b>Nitossolo (36)</b>								
subsuperf.	0,28	4,72	0,060	0,537	0,28	0,63	0,041	0,284

<sup>1/</sup> primeira extração; <sup>2/</sup>  $Fe_s$ : ferro extraído pelo ataque sulfúrico

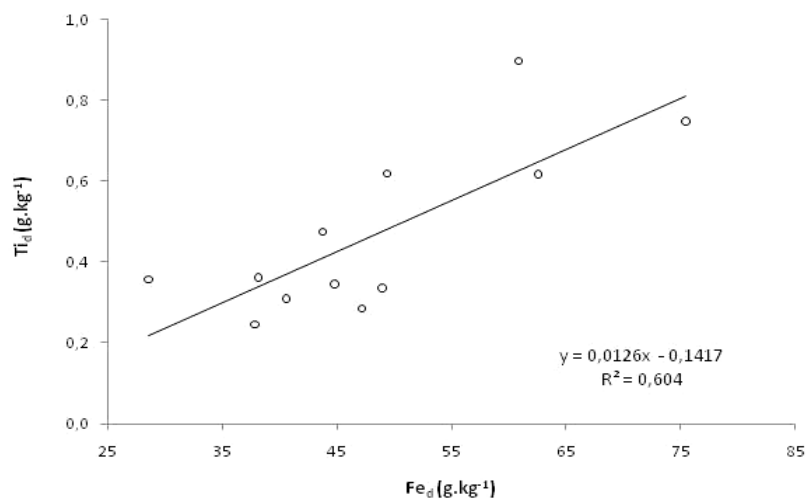
As amostras que apresentaram razão  $Fe_o/Fe_d$  acima de 0,05 foram os horizontes A e B do Chernossolo (P7) e as amostras-extra do Cambissolo e do Nitossolo. Este último, porém, já apresenta valor bem mais baixo que os dois anteriores (0,06). O horizonte A do Chernossolo apresentou a razão  $Fe_o/Fe_d$  mais elevada, assim como o valor mais elevado de Fe extraído por oxalato, o que provavelmente tem relação com o elevado teor de C orgânico determinado neste horizonte (10,18 dag.kg<sup>-1</sup> - Quadro 1.3). Já no horizonte B, a fração do Fe extraído por oxalato é sensivelmente menor, assim como a relação  $Fe_o/Fe_d$  e o teor de C orgânico (2,57 dag.kg<sup>-1</sup>). Os teores mais baixos de  $Fe_o$  foram verificados nos Latossolos P1 e P2.

As razões  $Fe_d/Fe_s$  ( $Fe_s$  - ferro extraído pelo ataque sulfúrico) não foram altas, variando entre 0,294 e 0,645, apesar do  $Fe_d$  ter sido extraído da fração argila, enquanto o  $Fe_s$  foi extraído da terra fina, o que se esperava que fosse superestimar a relação, uma vez que os óxidos tendem a se concentrar na fração argila.

De maneira geral, a magnitude dos valores de Al extraído por oxalato é maior que a dos teores de Fe extraído por oxalato, com exceção do Nitossolo, Cambissolo (amostra 35) e do solo FC (amostra 34). Os teores de Al obtidos nos extratos de ditionito, por sua vez, são de magnitude bem menor que os de Fe. As formas de Al extraídas por estes dois métodos (oxalato e ditionito) não são tão bem compreendidas como as de Fe, para o qual os métodos são voltados, porém, é possível sugerir que o Al extraído pelo oxalato esteja relacionado a formas de Al amorfas, Al ligado à matéria orgânica e  $Al^{+3}$  trocável. Já o Al extraído por ditionito pode apresentar alguma relação com o grau de substituição isomórfica por este elemento nos óxidos de Fe pedogênicos, uma vez que, ao promover a dissolução destes, o ditionito estaria também extraindo o Al presente na estrutura dos mesmos.

Em relação aos teores de Ti, o ditionito extraiu maiores quantidades que o oxalato. A detecção de Ti extraído por oxalato em todas as amostras indica a presença de formas amorfas de minerais de Ti e/ou a presença de anatásio pouco cristalino, o qual também pode ser dissolvido por este extrator (Milnes & Fitzpatrick, 1989). Os maiores valores de  $Ti_o$  foram encontrados no horizonte Bw do P2, IIBw do P5 e Bw do P1, em ordem decrescente. Os maiores valores de  $Ti_d$ , por sua vez, foram encontrados para o horizonte IIBw do P5, o solo FC (34), e os horizontes Bt do P5 e Bw do P6.

Foi observado um padrão similar entre os teores de  $Ti_d$  e  $Fe_d$  nas 12 amostras analisadas (Figura 2.11), com uma correlação considerável (0,777) entre os valores de  $Ti_d$  e  $Fe_d$ . Isto pode ser um indício da presença de Ti na estrutura dos óxidos de Fe cristalinos da fração argila.



**Figura 2.11** – Teores de Fe e Ti extraídos por citrato-ditionito da fração argila das amostras selecionadas.

Já para os elementos-traço Zn, Cu e Ni, os valores extraídos por oxalato e por ditionito (Quadro 2.5) variaram muito entre as amostras, não sendo possível definir alguma relação ou tendência para estes valores. Pode-se apenas observar que, em geral, para o Zn e para o Cu, o oxalato extraiu maiores quantidades que o ditionito, enquanto que para Ni e Ba, deu-se o inverso, com o ditionito extraindo quantidades maiores, com muito poucas exceções.

**Quadro 2.5** – Teores de Zn, Cu, Ni e Ba extraídos por oxalato (Zn<sub>o</sub>, Cu<sub>o</sub>, Ni<sub>o</sub> e Ba<sub>o</sub>) e teores de Zn, Cu, Ni e Ba extraídos por ditionito (Zn<sub>d</sub>, Cu<sub>d</sub>, Ni<sub>d</sub> e Ba<sub>d</sub>), nos horizontes selecionados dos solos estudados

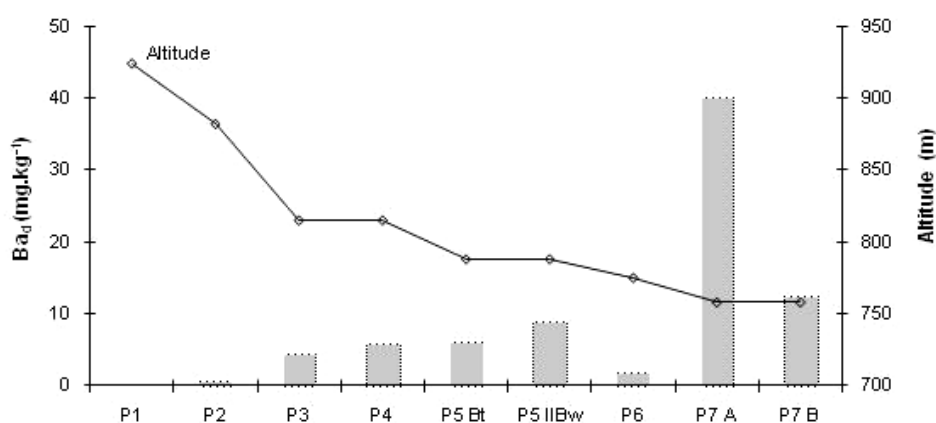
Horizonte	Zn <sub>o</sub>	Zn <sub>d</sub> <sup>1/</sup>	Cu <sub>o</sub>	Cu <sub>d</sub> <sup>1/</sup>	Ni <sub>o</sub>	Ni <sub>d</sub> <sup>1/</sup>	Ba <sub>o</sub>	Ba <sub>d</sub> <sup>1/</sup>
	mg.kg <sup>-1</sup>							
<b>Latossolo Vermelho distrófico – P1</b>								
Bw2	6,99	0,31	3,579	0,00	0,331	0,229	0,000	0,000
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico – P2</b>								
Bw2	21,37	6,55	9,366	0,00	0,530	0,020	0,000	0,371
<b>Latossolo Vermelho-Amarelo eutrófico típico – P3</b>								
Bw2	17,04	10,56	10,976	0,00	0,212	1,049	0,000	4,284
<b>Plintossolo Pétrico Concrecionário típico – P4</b>								
Bc1	7,25	1,68	1,926	0,00	0,706	8,164	0,000	5,622
<b>Nitossolo Vermelho Eutrófico latossólico – P5</b>								
Bt	17,62	15,26	4,831	0,00	1,389	3,937	0,000	5,859
IIBw	10,95	42,28	2,006	0,00	0,720	3,232	0,000	8,808
<b>Latossolo Vermelho Eutrófico típico – P6</b>								
Bw	32,89	7,17	2,950	0,00	2,248	5,787	0,000	1,563
<b>Chernossolo Ebânico Órtico típico – P7</b>								
A	5,64	2,01	2,287	0,00	2,407	4,302	15,252	39,886
B	23,08	12,13	2,122	0,00	3,234	4,793	0,510	12,350
<b>Solo FC (34)</b>								
subsuperf.	9,90	8,58	1,523	0,00	0,513	4,180	0,000	4,408
<b>Cambissolo (35)</b>								
subsuperf.	15,70	10,44	5,120	0,00	1,072	7,156	0,000	3,344
<b>Nitossolo (36)</b>								
subsuperf.	9,91	20,27	3,899	0,00	1,551	14,224	0,000	4,503

<sup>1/</sup> primeira extração

Para o Cu, em especial, tem-se que não foram detectadas quantidades extraídas por ditionito, enquanto nos extratos de oxalato foi detectado Cu para todas as amostras. Quanto a este fato, inicialmente poder-se-ia sugerir que o Cu está presente, basicamente, adsorvido às superfícies minerais e/ou ligado à matéria orgânica, não havendo Cu participando da estrutura dos minerais na fração argila, considerando-se a elevada afinidade deste cátion metálico para a complexação com a matéria orgânica (Douglas *et al.*, 1999; Ali & Dzombak, 1996, entre outros). Contudo, tendo em vista que as extrações não foram sequenciais, entende-se que o exposto acima não pode responder pela total ausência de Cu nos extratos de ditionito. Assim, é possível que tenha ocorrido

precipitação do Cu nos extratos de ditionito, enquanto que nos extratos de oxalato o Cu foi mantido em solução na forma de quelatos orgânicos solúveis, os quais são considerados as formas mais comuns de Cu solúvel na solução dos solos em geral (Kabata-Pendias & Pendias, 2001).

O Ba, por sua vez, só foi detectado nos extratos de ditionito, sendo que o único solo no qual foi detectado Ba extraído por oxalato foi o Chernossolo (P7), nos horizontes A e B, o que pode ser devido aos elevados teores de Ba verificados neste solo em relação aos demais, conforme indicado pelos teores determinados nos extratos de ditionito, somado ao elevado teor de carbono orgânico, especialmente no A chernozêmico, o que pode resultar em algum Ba associado à matéria orgânica do solo. O comportamento do Ba nos extratos de oxalato e ditionito parece refletir o comportamento deste elemento nos solos, onde é preferencialmente retido adsorvido a argilas e comumente concentrado em concreções de Mn, P, ou mesmo, precipitado como sulfato ou carbonato (Kabata-Pendias & Pendias, 2001). Assim, as frações solubilizadas pelo oxalato não parecem ser as frações em que o Ba é preferencialmente retido nos solos.



**Figura 2.12** – Teores de Ba<sub>d</sub> nos horizontes selecionados dos solos da topossequência, evidenciando a provável influência da proximidade com o calcário sobre os mesmos, em função do decréscimo de altitude.

Os teores de Ba nos solos analisados, ao contrário do que foi afirmado para os demais elementos-traço, talvez possam apresentar uma relação com a posição dos perfis da topossequência, no que diz respeito à influência do calcário em suas características

químicas. Isso porque os teores de Ba extraído por ditionito aumentaram gradativamente na medida em que os solos estavam mais próximos do calcário, tendência que foi interrompida apenas no Latossolo Vermelho Eutrófico - P6 (Quadro 2.5 e Figura 2.12). A morfologia deste solo, em termos de cor e estrutura, indica uma drenagem interna eficiente o que, ao mesmo tempo, é resultado de um intemperismo químico mais acentuado, de onde se espera que o Ba, um elemento considerado como relativamente móvel (Grupo II A), possa ter sido removido em maior intensidade do que nos outros perfis das proximidades, também situados sobre o calcário. Já no horizonte A do Chernossolo (P7), verifica-se a maior concentração de Ba.

### *3.2.2. Análise química total - macroatmentos*

A análise química total dos solos (Quadro 2.6) para os macroatmentos Si e Al, na forma de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , mostrou-se coerente com os resultados do ataque sulfúrico, com os maiores valores totais de  $\text{SiO}_2$  e os menores teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  associados com os horizontes de maior Ki. Destaca-se uma única exceção, o horizonte Bc1 do P4, que apresentou um dos maiores valores de  $\text{SiO}_2$  e um dos menores valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , pela análise total, tendo sido o horizonte que apresentou Ki dentro da faixa dos mais baixos.

Para o Fe, na forma de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , observa-se que os valores determinados pela análise total não foram coerentes com o que foi determinado pelo ataque sulfúrico. Além disso, os valores foram mais baixos do que os valores do ataque sulfúrico, o que teoricamente não deveria acontecer. Apenas os valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  das duas amostras de saprolitos foram mais elevados do que os valores determinados pelo ataque sulfúrico. Este fato também foi observado por Oliveira (1999), embora apenas para alguns de seus solos, e também por Melo & Johas (1988).

Para  $\text{TiO}_2$  também foram observados valores do ataque total mais baixos do que os valores obtidos pelo ataque sulfúrico, em todas as amostras de solos, com exceção do P1. Isto também foi observado nas amostras da descontinuidade e do saprolito vermelho, embora nestas a diferença tenha sido pequena. Observa-se uma correlação considerável entre os teores totais de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0,847) quando foram consideradas todas as amostras, entre solos, saprolitos e amostras-extra. Porém, quando foram consideradas apenas as amostras de solos, a correlação entre  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  é bem mais baixa (0,57), diferentemente do observado entre os valores de Ti e Fe extraídos por citrato-ditionito da fração argila das amostras de solos.

Os valores de  $P_2O_5$  foram baixos para todos os solos. Os maiores valores foram encontrados no Chernossolo - o solo com o maior teor de C orgânico - e para o saprolito amarelo.

Os teores de  $K_2O$  foram baixos nos três primeiros Latossolos (P1, P2 e P3) e tenderam a aumentar nos demais perfis da topossequência, com o maior valor no Chernossolo (P7). Destacam-se os valores encontrados para o Nitossolo e para os saprolitos vermelho e amarelo (2,3, 1,43 e 2,25%, respectivamente), em relação aos solos da topossequência.

Os teores de  $CaO$ , embora baixos, parecem refletir a proximidade dos solos com o calcário. Os Latossolos P1 e P2 não apresentaram teores detectáveis e os perfis seguintes apresentaram teores crescentes, com exceção dos horizontes IIBw do P5 e Bw do P6, onde se observa uma queda dos teores de  $CaO$ . Os teores de  $MgO$  apresentaram a mesma tendência que os de  $CaO$  e foram sempre mais altos do que estes, com exceção das amostras dos calcários. Destaca-se o elevado teor de  $MgO$  encontrado para o Nitossolo, mais alto até que o valor dos saprolitos. Esta concentração de Mg pode estar relacionada ao seu contato com o calcário dolomítico. Os teores mais elevados de  $MgO$  em relação aos de  $CaO$ , podem ser atribuídos à maior mobilidade relativa do íon  $Ca^{2+}$ , o que ocasiona uma remoção preferencial deste íon. O mesmo foi observado por Bellanca *et al.* (1996) e por Oliveira (1999) para solos desenvolvidos sobre calcário.

Os teores de  $Na_2O$  foram bastante baixos em todas as amostras, condizente com os baixos teores nos saprolitos da área, e dos calcários em geral.

Entre os calcários, o dolomítico é o mais puro em termos de resíduo insolúvel, apresentando apenas 0,16% de  $Al_2O_3$ , 0,82% de  $SiO_2$  contra 0,53% e 2,92% respectivamente, no calcário calcítico.

A análise total evidencia a presença de matéria orgânica no material da descontinuidade, tendo em vista os teores de C e S determinados. De fato este material apresentava coloração brunada, distinta do matiz avermelhado dos horizontes deste perfil. Adicionalmente, observa-se que a amostra da camada acinzentada do depósito de argila é a que apresenta, dentre as amostras analisadas, o maior teor de  $SiO_2$  e o menor teor de  $Al_2O_3$ . Esta amostra também apresenta o maior teor de  $MnO$ , este, em uma magnitude que, quando comparada à das demais amostras, evidencia um processo de acúmulo de Mn neste material.

**Quadro 2.6** – Teores totais de macroelementos, MnO e Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para as amostras de solos e amostras-extra selecionadas (PF = Perda ao fogo; Soma = total de macroelementos + MnO + PF)

Amostra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	PF	Soma	C Tot	S Tot
	dag.kg <sup>-1</sup>												%	dag.kg <sup>-1</sup>	
P1 Bw2	26,34	39,07	11,80	0,06	<0,01	<0,01	0,07	2,18	0,04	0,02	0,016	20,2	99,83	0,66	<0,02
P2 Bw2	31,57	38,32	8,63	0,07	<0,01	0,01	0,06	2,14	0,04	0,01	0,013	19,0	99,84	0,54	0,07
P3 Bw2	46,86	28,09	9,26	0,15	0,06	<0,01	0,10	1,35	0,04	0,03	0,011	13,9	99,88	0,45	<0,02
P4 Bc1	39,30	29,58	10,40	0,29	0,25	0,01	0,25	1,37	0,06	0,05	0,012	18,3	99,86	1,74	<0,02
P5 Bt	36,53	30,66	9,54	0,83	0,39	0,01	0,32	1,27	0,05	0,04	0,013	20,2	99,87	1,29	<0,02
P5 Bw	34,88	32,35	10,70	0,63	0,15	0,02	0,29	1,48	0,03	0,03	0,015	19,3	99,85	0,66	0,03
P6 Bw	31,43	34,19	11,22	0,50	0,13	0,01	0,21	1,55	0,03	0,04	0,018	20,5	99,84	0,93	0,02
P7 Bi	37,79	26,68	8,76	1,29	0,63	0,02	0,47	1,20	0,07	0,03	0,014	22,9	99,84	1,88	<0,02
Nitossolo	48,90	25,57	7,94	1,59	0,17	0,02	2,30	0,60	0,06	0,03	0,017	12,6	99,84	0,40	0,02
Dep Arg. Cam. Cinza	62,45	16,37	6,55	0,83	0,21	0,02	0,66	0,75	0,01	1,09	0,007	10,7	99,62	0,12	0,09
Descontinuidade	34,90	30,72	11,64	0,54	0,16	0,02	0,38	1,52	0,07	0,06	0,015	19,8	99,83	1,87	0,11
Calcário Branco	2,92	0,53	0,15	13,66	37,38	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,002	45,0	99,70	12,45	0,03
Calcário Dolomítico	0,82	0,16	0,19	21,04	30,12	0,02	0,04	<0,01	<0,01	0,01	0,017	47,2	99,64	13,39	0,03
Saprolito Vermelho	43,99	28,09	11,90	0,76	0,08	0,02	1,43	1,53	0,07	0,11	0,018	11,8	99,81	<0,02	0,03
Saprolito Amarelo	55,26	21,21	8,81	1,03	0,03	0,03	2,25	0,81	0,14	0,26	0,013	10,0	99,81	0,09	0,03

#### 4. Discussão

A difração de raios-x das amostras de solos evidenciou o perfil mineralógico comumente encontrado para os solos do Planalto Central, sendo este constituído basicamente por quartzo, caulinita, goethita e/ou hematita, com algumas ocorrências de óxidos de Ti na fração silte apenas, e de magnetita e maghemita na fração areia. A ilita foi identificada com segurança apenas nas amostras-extra de solos 35 (Cambissolo) e 36 (Nitossolo), e possivelmente alguma no P7 (Chernossolo), as quais apresentaram um menor grau de intemperismo em relação à maior parte dos solos analisados.

Nos solos da topossequência (perfis 1 a 7) a composição mineralógica parece ser influenciada basicamente pelo pedoambiente, especialmente em função da posição dos solos na paisagem. Um segundo fator influenciando esta composição, especialmente a de óxidos de Fe, seria a influência do calcário em alguns destes solos.

Assim, tem-se que os solos situados sobre calcário apresentam matiz avermelhado, evidenciando a predominância de hematita sobre a goethita. Nestes perfis, a formação preferencial da hematita está relacionada ao pH mais elevado no ambiente de formação, assim como a uma posição estável na paisagem, tendo em vista que a declividade no terço inferior da vertente é bastante suave, ao mesmo tempo em que ainda há uma diferença de nível em relação à posição mais baixa da paisagem, o que permite uma drenagem vertical satisfatória nos perfis, com a soma destes fatores favorecendo a formação da hematita.

No LVe (P6), o único óxido de Fe identificado pela DRX foi a hematita, dado respaldado pela ATG, que evidencia a completa ausência de goethita neste perfil. Esta é a única amostra de matiz vermelho em que não se observa goethita, de acordo com a ATG, o que pode responder por sua coloração vermelha mais viva (matiz 10R – Quadro 1.2) em relação aos demais horizontes subsuperficiais de matizes avermelhados (matiz 2,5YR) que foram analisados, os quais apresentam, todos, alguma quantidade de goethita.

A exceção dentre os perfis situados sobre o calcário é o Chernossolo (P7), o qual já se encontra em um pedoambiente mais úmido, praticamente no encontro da vertente com a depressão. Além disso, este é também um ambiente de acumulação de matéria orgânica, tendo em vista os teores bastante elevados de C orgânico determinados para este perfil, o que produz uma coloração escura neste solo. Nessas condições a goethita é favorecida, assim como formas menos cristalinas de óxidos de Fe, como a ferridrita possivelmente, em detrimento da hematita. De fato, neste solo, apenas a goethita pôde ser identificada.

Já no LVd (P1), a formação da hematita está relacionada à posição extremamente estável deste solo, no topo da chapada, o que possibilita uma condição de drenagem vertical bastante acentuada. Este é um perfil cuja morfologia, mineralogia e parâmetros químicos denotam avançado estágio de intemperismo.

Já os solos que apresentaram predomínio de goethita, além do Chernossolo, são o LVAd (P2), o LVAe (P3) e o Plintossolo (P4). Os dois primeiros estão situados na porção de maior declividade da vertente, onde a drenagem lateral é mais favorecida, além do fato de estarem mais próximos da zona de formação da silcrosta, a qual provavelmente também favorece a manutenção de um nível de umidade mais elevado.

No Plintossolo, a formação preferencial de goethita possivelmente está relacionada à sua localização sobre a zona inferior de formação da silcrosta, mas também pode ter relação com um ambiente sob influência de oscilações freáticas. Esta seria uma hipótese de formação para este solo, alternativa à hipótese de desenvolvimento a partir da fragmentação de uma crosta laterítica pretérita, da qual, inclusive, não foi observado nenhum indício na área do estudo. Adicionalmente, a análise total mostrou elevados teores de sílica nesta amostra, tendo sido o segundo maior teor dentre os solos da topossequência, assim como um teor de  $Al_2O_3$  relativamente baixo, apesar de o ataque sulfúrico ter fornecido para este solo um valor de  $K_i$  dentre os mais baixos. Este fato pode estar relacionado ao caráter concrecionário deste solo, no qual proporção considerável de  $SiO_2$  estaria retida nas concreções, as quais não são dissolvidas pelo ataque sulfúrico.

A análise termogravimétrica permite constatar que a maior parte dos solos da topossequência são mais caulíníticos do que gibbsíticos, com exceção dos dois perfis de Latossolos Vermelhos (P1 e P6), o que já foi indicado anteriormente pelos valores de  $K_i$ .

Os perfis P1, P2 e P3 apresentam uma gradação de seu perfil mineralógico, desde o P1 mais oxidico, até o P3, o solo mais caulínítico da topossequência. Embora as razões  $Ct/(Ct+Gb)$  decresçam em profundidade em quase todos os perfis, os perfis 2 e 3 apresentam aumento desta razão no Bw, dessa maneira apresentando uma inversão nesta tendência. Assim, tem-se uma gradação acentuada entre o topo e o terço médio-superior da vertente para uma mineralogia mais caulínítica, tanto lateral como verticalmente, indicando uma diferenciação nos materiais de origem ao longo desta. Dessa maneira, os perfis 2 e 3 estariam assentados sobre um material mais rico em sílica.

Uma acentuada diminuição da razão  $Ct/(Ct+Gb)$  entre os horizontes Bt e IIBw do P5, aliada às diferenças químicas tais como  $CTCr$  (21,42 e 13,95  $cmol_c.dm^{-3}$ ,

respectivamente), valor T (12,71 e 8,51  $\text{cmol}_c.\text{dm}^{-3}$  - Quadro 1.3), além da própria evidência morfológica, reforçam o entendimento de que estes horizontes têm seu desenvolvimento relacionado a distintos ciclos de erosão, deposição e pedogênese, e que o perfil, atualmente, está sendo homogeneizado.

De maneira geral, as amostras com matiz mais vermelho apresentaram teores mais elevados de Fe extraído por ditionito, com exceção do P1 e do Nitossolo, cujos valores não foram tão altos quando comparados aos demais valores, apesar de ainda se mostrarem relativamente mais elevados. Esta observação é coerente com o fato de que, nos solos avermelhados, o Fe está presente em maiores quantidades na fração argila, especialmente na forma de hematita, e distribuído de forma mais homogênea no perfil.

A maior proporção de  $\text{Fe}_o$  observada no Chernossolo (P7) provavelmente se traduz em formas de ferro ligadas à matéria orgânica e/ou à existência de uma fração mais significativa de óxidos de Fe amorfos, devido à influência negativa da matéria orgânica sobre a cristalização destes minerais. A amostra do Cambissolo também apresentou teores elevados de  $\text{Fe}_o$ , neste caso, provavelmente em função de seu estágio de desenvolvimento mais incipiente no qual os óxidos de ferro pedogênicos ainda não apresentam o mesmo grau de cristalinidade que nos perfis mais intemperizados.

Em respeito aos baixos valores obtidos para a razão  $\text{Fe}_d/\text{Fe}_s$ , estes provavelmente se relacionam à uma proporção considerável de ferro presente em frações granulométricas maiores que a argila, tais como os minerais magnéticos nas frações areia e silte, como magnetita e ilmenita, e também em acúmulos, como nódulos e concreções, uma vez que os valores das razões  $\text{Fe}_d/\text{Fe}_s$  não parecem compatíveis com o grau de intemperismo observado para a maior parte dos solos analisados.

De fato, foram observadas quantidades significativas de material atraído pelo imã em praticamente todas as amostras, com quantidades muito pequenas apenas para o Chernossolo (observações visuais, dados não apresentados). Em relação à quantidade de nódulos e/ou concreções, embora esta tenha sido muito alta apenas para o Plintossolo (P4), foram encontrados nódulos em todos os demais perfis, na proporção de 1 a 16% em peso nos horizontes subsuperficiais, à exceção, novamente, do Chernossolo. Corroborando este entendimento, tem-se que o Plintossolo Pétrico – o solo em que se observaram as maiores quantidades de concreções e de material magnético - foi o perfil que apresentou os teores mais elevados de  $\text{Fe}_s$ , enquanto que seu teor de  $\text{Fe}_d$  está entre os mais baixos.

A extração com citrato-ditionito também extraiu Al em todas as amostras, na faixa de 0,49 a 1,28 dag.kg<sup>-1</sup>, o que evidencia a presença de Al na estrutura dos óxidos de Fe destes solos. O mesmo pode ser dito para o Ti extraído por citrato-ditionito. A elevada correlação obtida entre os teores de Ti<sub>d</sub> e Fe<sub>d</sub> da fração argila dos solos, em contraposição à baixa correlação entre os teores totais destes dois elementos determinados na terra fina das amostras de solos, evidencia que o Ti, na fração argila, está presente na estrutura dos óxidos de Fe pedogênicos, enquanto que os teores totais de Fe e Ti são mais independentes, uma vez que serão influenciados também pela presença dos minerais individuais destes elementos nas frações areia e silte.

A análise química total parece confirmar a natureza da amostra 38, interpretada como um depósito argiloso formado em ambiente lacustre. O depósito provavelmente se formou neste ambiente pretérito, posteriormente à precipitação do calcário calcítico. Suportam esta interpretação: 1) o elevado teor de sílica determinado nesta amostra, tendo sido o mais elevado dentre todas as amostras, inclusive maior do que no saprolito amarelo, confirmando o caráter de acúmulo de SiO<sub>2</sub> nesta amostra; 2) os teores mais elevados de outros elementos mais móveis, tais como Mg, Ca, K e, em especial, o Mn; 3) os teores de elementos mais imóveis, como Al, Fe e Ti, são menores que na maior parte das amostras analisadas. Adicionalmente, a ATG desta amostra mostra que a mesma é isenta de gibbsita (Quadro 2.3). O exposto acima, somado à quantidade de fragmentos de calcário calcítico observada em sua matriz, confirma a idéia de tratar-se um depósito argiloso formado em ambiente lacustre.

Assim, o acúmulo de sílica e demais elementos móveis estaria relacionado à sua remoção e/ou lixiviação vertical e lateral, a partir dos materiais à montante. O acúmulo desta fase argilosa silicatada também pode ter sido originado da precipitação e/ou neoformação de minerais de argila silicatados, a partir de uma solução saturada em sílica e cátions, condição bastante provável no caso das águas de um lago formado sobre rochas carbonáticas e que tivesse seu volume de água reduzido. Também pode ter contribuído para o acúmulo de elementos móveis, um soterramento posterior por colúvios, o que teria preservado o depósito do intemperismo subsequente. A camada mais avermelhada observada sobre a camada acinzentada corresponderia ao soterramento deste depósito.

Quanto aos teores destacadamente mais altos de K nas amostras dos saprolitos e do Nitossolo, acredita-se que tenham relação com a presença de ilita nestas amostras, cuja

composição química apresenta um valor aproximado de 7% de  $K_2O$  (Besoain, 1985). A illita, de fato, foi identificada pela DRX nestas amostras.

## 5. Conclusões

- A mineralogia da fração argila das amostras de solos da topossequência apresenta o padrão comumente observado nos solos altamente intemperizados da região dos cerrados, composta pelos óxidos de Fe goethita e/ou hematita, gibbsita como o único óxido de Al, e caulinita como principal mineral silicatado. Illita foi detectada apenas em amostras de solos menos intemperizados e a altitudes menores, os quais seguramente estão relacionados à unidade pelito-carbonatada do Grupo Paranoá;
- Dentre todos os solos analisados, os únicos que apresentam caráter oxidico são o LVd (P1) e o LVe (P6). Ambos apresentaram os teores de gibbsita mais elevados e razão  $Ct/(Ct+Gb)$  semelhante no Bw. A composição de óxidos de Fe na fração argila, contudo, é diferenciada entre estes dois perfis, sendo que o P1 apresenta goethita e hematita, enquanto que o P6 apresenta apenas hematita;
- Não foi detectado carbonato em nenhuma das amostras de solos situadas sobre o calcário;
- A ATG e a análise química total confirmam a interpretação de que a amostra-extra 38 se trata de um depósito argiloso, formado provavelmente em um ambiente lacustre pretérito;
- Os perfis 2 e 3 estão assentados sobre um material mais rico em sílica, subjacente à cobertura terciária, provavelmente material saprolítico derivado de rochas metapelíticas relacionadas ao grupo Paranoá e, no caso do P3, este material também pode corresponder ao depósito argiloso verificado nesta mesma posição;
- A origem do Plintossolo Pétrico concrecionário pode estar mais relacionada a uma condição pretérita de oscilação freática do que à fragmentação de uma crosta laterítica;
- A substituição por Al nos óxidos de Fe pedogênicos ocorre provavelmente em todas as amostras, a julgar pelos teores de Al extraído por citrato- ditionito, em todas as amostras analisadas. Os óxidos de Fe pedogênicos também apresentam Ti associado à sua estrutura;
- A caracterização química e mineralógica realizada confirmou muitas das observações feitas a campo e contribuiu para uma melhor interpretação do contexto em que os solos

da topossequência estão inseridos. Contudo, oferece apenas indicativos sobre a origem dos materiais dos quais se desenvolveram a maioria dos solos analisados.

## 6. Referências Bibliográficas

ALI, M.A. & DZOMBAK, D.A. Effects of simple organic acids on sorption of  $\text{Cu}^{2+}$  and  $\text{Ca}^{2+}$  on goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 291–304, 1996.

BELLANCA, A., HAUSER, S., NERI, R., PALUMBO, B. Mineralogy and geochemistry of Terra Rossa soils, western Sicily: insights into heavy metal fractionation and mobility. *The Science of the Total Environment*, 196: 57-67, 1996.

BESOAIN, E. *Mineralogía de arcillas de suelos*. IICA, San José, Costa Rica, 1216p, 1985.

COFFIN, D.E. A method for the determination of free iron in soils and clays. *Can. J. Soil Sci.* 43: 9-17, 1963.

DOUGLAS, G.B., HART, B.T., BECKETT, R., GRAY, C.M., OLIVER, R.L. Geochemistry of Suspended Particulate Matter in the Murray-Darling River System: A Conceptual Isotopic/Geochemical Model for the Fractionation of Major, Trace and Rare Earth Elements. *Aquatic Geochemistry* 5: 167-194, 1999.

FITZPATRICK, R.W. Effect of forest and grass burning on mineralogical transformation of some soils of Natal. *Soils & Irrig. Res. Inst. (Pretoria, South Africa)*, Report 952/139/80, 1980.

FONTES, M.P.F., CAMARGO, O. A., SPOSITO, G. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. *Scientia Agricola*, 58 (3): 627-646, 2001.

FONTES, M.P.F., WEED, S.B. Phosphate adsorption by clays from Brazilian Oxisols: relationships with specific surface area and mineralogy. *Geoderma*, 72: 37-51, 1996.

GOMES, J.B.V., CURTI, N., SCHULZE, D.G., MARQUES, J.J.G.S.M., KER, J.C., MOTTA, P.E.F. Mineralogia, morfologia e análise microscópica de solos do bioma cerrado. *R. Bras. Ci. Solo*, 28: 679-694, 2004.

KABATA-PENDIAS, A. & PENDIAS, H. *Trace elements in soils and plants*. 3<sup>rd</sup> ed. Boca Raton: CRC Press, 413p, 2001.

KÄMPF, N. Ferro em Latossolos: métodos e estudos. *In: Simpósio Evolução dos Latossolos. In: Anais do VI Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 1997.

MELO, M.E.C.C.M. & JOHAS, R.A.L. Teores de ferro, na terra fina e na argila, por ataques sulfúrico e triácido e extração pelo CBD. *In: Anais da 3<sup>a</sup> Reunião de Classificação, Correlação de Solos e Interpretação de Aptidão Agrícola*. EMBRAPA/SNLCS, Rio de Janeiro, p.211-223, 1988.

MILNES, A.R. & FITZPATRICK, R.W. Titanium and Zirconium Minerals. *In: Dixon, J.B. & Weed, S.B. (eds.). Minerals in soil environments*. Madison, Soil Science Society of America, 2<sup>nd</sup> ed., p.1131-1205, 1989.

OLIVEIRA, C.V. Atributos químicos, mineralógicos, e micromorfológicos, gênese e uso de solos do Projeto Jaíba, Norte de Minas Gerais. Tese de Doutorado, Departamento de Solos - UFV, 161 p, 1999.

RESENDE, M., CURI, N., REZENDE, S.B., CORRÊA, G.F. Pedologia: base para distinção de ambientes. Viçosa, NEPUT, 338p, 2002.

SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R.M. Iron oxides. *In*: Dixon, J.B. & Weed, S.B. (eds). Minerals in soil environments. Madison, Soil Science Society of America, 2<sup>nd</sup> ed., p.379-438, 1989.

SCHWERTMANN, U. Ocurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. *In*: Stucki, J.W. *et.al.*: Iron in soils and clay minerals. D. Reidel, Dordrecht, p.267-308, 1988.

SCHWERTMANN, U. The differentiation of iron oxide in soils by a photochemical extraction with acid ammonium oxalate. *Z. Pflanzenernahr. Duen. Bodenk.* 105: 194-201, 1964.

## **Capítulo III**

### **Geoquímica de Elementos-Traço e Padrões de Elementos Terras Raras nos Solos da Topossequência Água Fria e seus Potenciais Materiais de Origem**

## 1. Introdução

O enfoque da análise geoquímica de solos nos últimos 20 anos, de acordo com revisão de Pérez *et al.* (2006) tem sido o estabelecimento de valores de referência para metais tóxicos, com vistas ao estabelecimento de uma legislação que regule o uso do solo como via alternativa para aplicação de resíduos domésticos/industriais na agricultura. No Brasil, a exemplo do que ocorreu nos EUA, a maioria dos estudos geoquímicos de solos inicialmente seguiu a tendência internacional de dar suporte à prospecção mineral e de entender a gênese de solos (Melfi & Pedro, 1977; Melfi & Pedro, 1978). Com a melhoria das técnicas analíticas, novos estudos foram dirigidos no sentido de correlacionar quantidades de elementos-traço com a formação de solos e sua classificação (Araujo, 1994; Horbe, 1995; Ker, 1995; Oliveira, 1996; Lacerda, 1999). Estudos com o objetivo específico de caracterizar os solos brasileiros com respeito às concentrações dos vários metais (microelementos tóxicos ou traço) foram pouco desenvolvidos, sendo que a maioria, no princípio, se concentrou no Estado de São Paulo (Valadares, 1975; Valadares & Catani, 1975; Furlani *et al.*, 1977; Valadares & Camargo, 1983).

Dessa forma, a base de dados nacional ainda é considerada pequena e concentrada para certos elementos, estando concentrada, ainda, no Estado de São Paulo. Pode-se também mencionar o trabalho de Licht *et al.* (2006) onde são apresentadas análises detalhadas de amostras de solos e sedimentos para o Estado do Paraná, visando a formação de uma base de dados e o estabelecimento de valores de referência para esse Estado. A necessidade de estabelecer valores de referência, seja para microelementos nutrientes ou para os potencialmente tóxicos, nas demais regiões e Estados do Brasil, é fato amplamente reconhecido.

Marques *et al.* (2004), por sua vez, chamam a atenção à área dos cerrados, onde ainda há uma carência considerável de dados que possam fornecer uma base de referência para a geoquímica de elementos-traço destes solos. Nas últimas quatro décadas esta região do Brasil foi submetida a uma intensa ocupação e uso de seus solos devido à expansão da fronteira agrícola, da indústria, além da transferência da capital do país para o Planalto Central. Estes fatores acarretaram em uma enorme e rápida expansão demográfica na região do Cerrado. Sendo assim, a formação de uma base de dados geoquímicos sobre estes solos é importante tanto do ponto de vista do conhecimento de sua fertilidade como da possibilidade de identificação de potenciais contaminações pelas atividades antrópicas. Adicionalmente, estes autores colocam que muitos dos solos nessa região estão entre os

mais antigos do planeta e, dessa maneira, podem prover informações sobre a geoquímica de elementos em ambientes de intemperismo sob períodos bastante longos.

Entre os diversos elementos a serem determinados para o estudo da geoquímica de solos, pode ser adicionado o grupo dos Elementos Terras Raras (ETRs), que compreende a série de 15 elementos do Lantânio ao Lutécio. Os ETRs apresentam propriedades químicas bastante similares e são, classicamente, considerados elementos insolúveis (Allègre *et al.*, 1996). O estudo das Terras Raras é importante na interpretação de vários processos geoquímicos e pode ser utilizado na avaliação do risco de contaminação ambiental pela atividade humana. Contudo, são escassos os dados sobre esses elementos em solos (Pérez *et al.*, 1997).

Para detectar adequadamente nuances mais sutis na variação da composição de ETRs, ao longo dos processos naturais, é necessário excluir a influência de suas distintas abundâncias. Isto é feito por meio da normalização da composição de ETRs em relação às suas respectivas concentrações em condritos ou xistos. A normalização por xistos é aplicada para estudar variações nas composições de ETRs nos processos supergênicos. Considera-se que o xisto de plataformas Pré-Cambrianas reflete melhor a composição média de ETRs de rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares. As composições do PAAS (Post Archean Australian Shale) e do NASC (North American Shale Composite) são comumente utilizadas para esta normalização (Dubinin, 2004).

Neste capítulo são apresentados e discutidos os dados da geoquímica de elementos-traço e Elementos Terras Raras, determinados para amostras selecionadas de horizontes subsuperficiais de solos e amostras-extra.

## **2. Material e Métodos**

### *2.1. Extração e determinação de elementos-traço e Elementos Terras Raras*

Esta análise foi realizada pela Acme Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Canadá). As amostras analisadas foram previamente secas, peneiradas, moídas e pulverizadas, sendo posteriormente misturadas com LiBO<sub>2</sub> em recipiente de grafite, aquecidas em forno a 1.050 °C por 15 min e dissolvidas em ácido nítrico a 5 %. Ao longo do processo são inseridas amostras de material de referência para medir a precisão analítica em cada grupo de 34 amostras.

Os elementos-traço e os Elementos Terras Raras foram determinados por espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS).

Foram determinados os teores totais dos Elementos Terras Raras (ETRs) de toda a série (La a Lu) com exceção do Pm. Posteriormente, foi feita a normalização destes teores para a composição do PAAS (Post-Archean Australian Shale) conforme McLennan (1989).

As amostras aqui analisadas foram: horizontes selecionados dos solos da topossequência (P1-Bw2; P2-Bw2; P3-Bw2; P4-Bc1; P5-Bt; P5-IIBw; P6-Bw; P7-Bi), saprolitos, calcário dolomítico e calcário calcítico, e as amostras-extra 36 (Nitossolo), 38 (camada acinzentada do depósito de argila) e 39 (descontinuidade).

### 3. Resultados

Os teores dos elementos-traço e ETRs determinados para as amostras selecionadas são apresentados nos Quadros 3.1 a 3.4. Nestes, os elementos estão dispostos de acordo com o período em que se localizam na tabela periódica, e em ordem crescente de número atômico. Na Tabela 3.4 são apresentados exclusivamente os dados para os Elementos Terras Raras (série dos Lantanídeos).

Verifica-se que os teores de Mn, Ni, Cr, Cu, Co, Zn, Mo, Cd, Pb, V, Ba, Sr, e Zr, para as amostras de solos, se encontram dentro dos limites relatados na literatura (Kabata-Pendias & Pendias, 1986; Bellanca *et al.*, 1996; Pérez *et al.*, 1997) sendo que o Cd não foi detectado em nenhuma amostra (Quadro 3.2). Diversos outros elementos determinados não possuem ainda limites catalogados para solos.

Uma comparação com dados de amostras mais semelhantes às dos solos deste estudo pode ser feita a partir do trabalho de Marques *et al.* (2004) que analisaram diversos elementos-traço em diferentes solos de cerrado, incluindo um grupo de solos desenvolvidos exclusivamente de materiais sedimentares. Deve-se considerar, contudo, que naquele trabalho as determinações foram feitas por espectroscopia de fluorescência de raios-x, o que pode responder por parte das diferenças encontradas.

Em relação aos solos desenvolvidos de materiais sedimentares daquele trabalho, o que se observa é que, de maneira geral, os teores dos elementos estão na mesma faixa determinada para as amostras da topossequência Água Fria, com pouca variação. Assim, V, Cr, Mn, Cu, Sr, Nb, La e Ce apresentaram valores de magnitude bastante semelhante aos solos analisados por aqueles autores. Os valores para o Sc também foram bastante semelhantes, sendo que os solos de menor Ki aqui analisados apresentaram valores um pouco mais elevados (P1, P2 e P6). Os valores de Ni se apresentam na mesma faixa, do P1 ao P4, sendo que do P5 ao P7 os valores são mais elevados. Os valores encontrados para

Ga e Y também estão um pouco acima da faixa determinada naquele trabalho, assim como o U, embora dentro da mesma magnitude de valores. Para Co e Rb os valores foram mais elevados neste trabalho, com exceção dos dois perfis à montante (P1 e P2), na mesma faixa dos solos analisados por Marques *et al.* (2004). Os valores de Pb foram semelhantes aos daqueles autores, até o P4, e do P5 ao P7 se mostram um pouco mais elevados. Os valores de Th se encontram na mesma faixa, com exceção do P1 e P2, que apresentaram valores também um pouco mais elevados. Resultado similar foi observado para o Zr, sendo que os valores encontrados para as amostras do P1 e P2 foram praticamente o dobro dos demais solos analisados neste trabalho e no de Marques *et al.* (2004). Os valores de Ba, em ambos os trabalhos, se mostram bastante variáveis e podem ser considerados em uma faixa semelhante, com exceção das amostras P4-Bc1 e P7-Bi, que apresentaram valores relativamente bem mais elevados. O Zn foi o único que se mostrou em uma faixa de valores um pouco abaixo da dos solos analisados por Marques *et al.* (2004).

Em relação às demais amostras, tem-se que: 1) a amostra do saprolito amarelo apresenta teores bem mais elevados de Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Ba e W, e também de Mn, As, Sr e Y. Os teores de ETRs também são nitidamente mais elevados no saprolito amarelo do que nas amostras de solos. A única exceção foi o teor de Ce para o horizonte Bw do P6, que apresenta teor ligeiramente mais elevado que o saprolito. Por outro lado, os teores de Sc, V, Ga, Zr, Nb, Hf, Ta e Th são todos mais baixos no saprolito amarelo do que nas amostras de solos; 2) a amostra do saprolito vermelho apresenta valores em geral intermediários entre o saprolito amarelo e a faixa de valores dos solos; 3) Os dois calcários – dolomítico e calcítico - apresentam

**Quadro 3.1** – Concentrações dos elementos-traço pertencentes ao segundo (Be) e quarto períodos (Sc a Se) da tabela periódica, nas 15 amostras selecionadas

Amostra	Be	Sc	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Se
	mg.kg <sup>-1</sup>											
P1 Bw2	<1	30	240	109,5	154,9	3,4	7,5	7,7	7	47,6	13,3	0,5
P2 Bw2	1	29	178	88,9	77,5	3,2	4,0	4,3	3	43,6	3,3	<0,5
P3 Bw2	1	23	184	75,3	232,4	8,4	5,3	9,7	5	33,4	9,4	<0,5
P4 Bc1	1	24	192	82,1	387,3	15,7	13,8	16,0	13	33,3	11,6	<0,5
P5 Bt	3	24	182	88,9	309,8	21,6	19,9	8,0	4	33,6	13,3	<0,5
P5 Bw	3	26	216	102,6	232,4	21,5	18,7	8,7	5	37,7	14,7	<0,5
P6 Bw	3	27	257	123,2	309,8	27,0	22,5	7,9	6	39,9	12,0	<0,5
P7 Bi	5	22	188	95,8	232,4	20,3	19,9	5,3	5	31,4	4,7	0,6
Nitossolo	4	20	189	116,3	232,4	17,1	20,7	31,0	31	31,0	10,8	0,5
Depósito Arg. Cam. Cinza	2	16	120	47,9	8443,1	208,1	38,0	53,5	31	20,0	15,5	<0,5
Descontinuidade	5	26	195	102,6	464,8	12,9	17,9	26,6	17	37,5	13,8	0,7
Calcário Branco	<1	<1	19	13,7	77,5	3,2	4,8	4,4	4	0,9	<0,5	<0,5
Calcário Dolomítico	<1	<1	<8	116,3	77,5	7,8	2,0	4,4	4	<0,5	<0,5	<0,5
Saprolito Vermelho	3	25	212	123,2	852,1	19,8	13,2	33,3	37	34,9	12,4	<0,5
Saprolito Amarelo	4	21	149	88,9	2014,0	97,4	55,3	60,7	90	25,3	16,1	<0,5

**Quadro 3.2** – Concentrações dos elementos-traço pertencentes ao quinto período da tabela periódica, nas 15 amostras selecionadas

Amostra	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb
	mg.kg <sup>-1</sup>									
P1 Bw2	4,9	13,9	27,9	738,3	45,0	1,4	<0,1	<0,1	7	0,3
P2 Bw2	5,4	13,4	29,9	634,1	42,1	1,0	<0,1	<0,1	7	0,3
P3 Bw2	17,8	9,6	21,0	389,6	28,1	0,7	<0,1	<0,1	5	0,2
P4 Bc1	40,5	12,8	40,9	355,9	27,3	0,8	<0,1	<0,1	5	0,3
P5 Bt	82,1	10,8	27,7	315,0	25,3	0,4	<0,1	<0,1	5	0,2
P5 Bw	71,0	8,7	30,7	396,8	30,8	2,5	<0,1	<0,1	5	0,2
P6 Bw	55,2	5,4	37,3	443,7	33,1	0,7	<0,1	<0,1	6	0,3
P7 Bi	99,1	14,0	29,5	323,2	25,6	0,3	<0,1	<0,1	4	0,1
Nitossolo	157,8	17,1	40,3	143,2	14,5	0,4	<0,1	<0,1	5	0,3
Depósito Arg. Cam. Cinza	61,7	20,3	48,7	235,6	16,5	1,6	0,1	<0,1	2	0,3
Descontinuidade	63,1	16,7	31,2	373,2	32,5	7,0	<0,1	<0,1	11	0,3
Calcário Branco	1,6	407,8	1,0	6,4	0,7	<0,1	<0,1	<0,1	<1	<0,1
Calcário Dolomítico	0,5	50,1	0,7	4,9	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<1	<0,1
Saprolito Vermelho	78,4	20,6	43,9	366,6	32,7	0,5	<0,1	<0,1	8	0,6
Saprolito Amarelo	128,1	24,0	69,1	204,3	17,8	0,3	<0,1	<0,1	5	0,4

**Quadro 3.3** – Concentrações dos elementos-traço pertencentes ao sexto período da tabela periódica (Cs a Bi), e dos actínideos Th e U, nas 15 amostras seleccionadas

Amostra	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U
	mg.kg <sup>-1</sup>					µg.kg <sup>-1</sup>	mg.kg <sup>-1</sup>					
P1 Bw2	2,8	23	19,3	3,3	4,8	1,6	<0,01	<0,1	12,2	0,9	30,7	5,4
P2 Bw2	2,7	19	19,0	2,9	4,4	2,1	0,02	<0,1	6,6	1,0	31,6	5,6
P3 Bw2	10,8	56	10,8	1,9	2,5	5,9	0,02	<0,1	13,0	0,7	21,5	4,5
P4 Bc1	13,8	106	10,4	1,7	2,5	4,7	0,03	0,1	16,2	0,3	20,3	3,5
P5 Bt	20,7	80	9,1	1,6	2,3	4,9	0,02	0,2	20,1	0,3	19,2	4,5
P5 Bw	22,6	63	12,0	2,1	2,7	4,9	0,02	0,2	21,6	3,5	23,7	5,3
P6 Bw	24,3	58	13,1	2,4	2,8	5,5	0,03	0,3	24,3	0,8	25,2	7,4
P7 Bi	22,0	213	9,9	1,8	2,1	4,2	0,01	0,3	21,1	0,5	19,7	6,1
Nitossolo	19,7	316	4,4	0,9	1,6	5,6	0,05	0,3	16,5	0,5	15,4	3,8
Depósito Arg. Cam. Cinza	23,0	2015	6,9	1,2	127,6	10,5	0,08	1,7	20,6	0,9	14,7	3,6
Descontinuidade	15,6	92	10,9	2,1	15,6	3,1	0,12	0,4	35,2	7,2	26,5	5,1
Calcário Branco	0,5	141	0,2	<0,1	14,8	1,1	<0,01	<0,1	0,6	<0,1	0,4	4,1
Calcário Dolomítico	<0,1	13	0,2	<0,1	57,0	<0,5	<0,01	<0,1	0,9	<0,1	<0,2	0,2
Saprolito Vermelho	15,1	182	11,1	2,1	14,1	7,0	0,08	0,2	27,1	0,6	26,3	4,4
Saprolito Amarelo	18,6	347	5,9	1,2	41,5	9,7	0,16	0,5	21,5	0,3	16,1	3,9

**Quadro 3.4** – Concentrações dos Elementos Terras Raras (série dos Lantanídeos) nas 15 amostras selecionadas

	<b>La</b>	<b>Ce</b>	<b>Pr</b>	<b>Nd</b>	<b>Sm</b>	<b>Eu</b>	<b>Gd</b>	<b>Tb</b>	<b>Dy</b>	<b>Ho</b>	<b>Er</b>	<b>Tm</b>	<b>Yb</b>	<b>Lu</b>
Amostra	mg.kg <sup>-1</sup>													
P1 Bw2	19,7	76,5	4,06	14,1	2,77	0,62	2,88	0,65	4,43	1,06	3,39	0,59	4,13	0,64
P2 Bw2	15,8	78,3	3,81	14,5	3,00	0,65	2,97	0,67	4,69	1,03	3,36	0,61	3,94	0,63
P3 Bw2	16,4	109,3	3,53	12,1	2,68	0,59	2,63	0,53	3,61	0,76	2,53	0,43	2,87	0,45
P4 Bc1	41,7	119,4	12,06	47,7	9,52	1,90	7,79	1,33	7,41	1,48	4,46	0,76	4,64	0,69
P5 Bt	24,0	79,5	6,80	26,9	5,47	1,12	4,97	0,85	5,14	1,03	3,07	0,52	3,31	0,50
P5 Bw	20,5	90,6	6,22	24,7	5,55	1,13	4,94	0,90	5,17	1,12	3,47	0,59	3,68	0,57
P6 Bw	32,5	126,7	9,61	39,0	7,79	1,61	6,54	1,23	7,07	1,47	4,44	0,71	4,63	0,70
P7 Bi	28,8	95,6	8,17	31,9	6,40	1,33	5,52	0,99	5,80	1,14	3,41	0,57	3,64	0,55
Nitossolo	58,5	73,9	13,42	51,5	9,22	1,79	7,76	1,28	7,05	1,39	3,82	0,63	3,91	0,57
Depósito Arg. Cam. Cinza	29,0	189,1	7,61	28,7	6,17	1,40	6,24	1,12	6,57	1,42	4,21	0,66	3,84	0,59
Descontinuidade	32,1	94,6	7,71	28,6	5,51	1,15	4,94	0,90	5,31	1,16	3,50	0,58	3,74	0,57
Calcário Branco	1,2	1,9	0,25	1,0	0,17	0,04	0,16	0,02	0,14	0,02	0,08	0,01	0,06	0,01
Calcário Dolomítico	1,4	1,9	0,21	0,7	0,11	0,03	0,12	0,02	0,09	<0,02	0,03	<0,01	<0,05	<0,01
Saprolito Vermelho	47,1	141,8	11,90	46,0	8,57	1,74	7,65	1,34	7,65	1,57	4,80	0,76	4,85	0,73
Saprolito Amarelo	78,7	125,5	18,55	68,8	11,27	2,12	9,06	1,56	9,35	1,98	6,00	0,93	5,72	0,86

teores extremamente baixos de todos os elementos-traço, com exceções para três elementos apenas: no calcário dolomítico foi detectado o segundo maior valor de W dentre todas as amostras, e no calcário calcítico Sr e Ba foram detectados em quantidades relativamente mais elevadas, sendo que o valor de Sr para este calcário foi o maior dentre todas as amostras; 4) na amostra do depósito de argila (amostra 38) observa-se que há uma concentração de diversos elementos-traço, destacando-se Mn, Ba, Mo, Co, Cu, Zn, Ni, Au, Tl, W, Y e Ce; 5) a amostra coletada na descontinuidade entre os horizontes Bt e IIBw do P5 apresenta, em geral, teores de elementos próximos dos encontrados para estes dois horizontes, com algumas exceções: o teor de Co foi mais reduzido e o teor de Cu foi mais elevado que os horizontes supra e subjacentes. Observa-se também que há teores mais elevados de Mo, Bi, Hg, Pb e Se neste material, em relação a todas as demais amostras analisadas, destacando-se os de Mo e Bi; 6) para o Nitossolo, uma amostra-extra coletada em corte de estrada ao sul da topossequência, a maior parte dos elementos-traço se encontra na mesma faixa observada para os solos da topossequência, com exceção dos teores de Zn, Sr, Y e Ba, bem mais elevados no Nitossolo e, especialmente o teor de Rb, que foi o valor mais alto entre todas as amostras analisadas. Os teores de Zr, Nb, Hf, Ta, W, Th e U foram mais baixos no Nitossolo. Quanto aos teores de ETRs, estes são intermediários entre os do saprolito amarelo e as amostras de solos para as ETRs leves, sendo que os teores de ETRs pesados foram semelhantes aos dos solos.

#### **4. Discussão**

##### *4.1. Potenciais materiais de origem*

As amostras coletadas por serem consideradas como os potenciais materiais de origem dos solos estudados, são: o saprolito vermelho (amostra 42) e o saprolito amarelo (amostra 43), relacionados ao intemperismo das rochas pelíticas da área; o calcário calcítico coletado sob o perfil 6 (amostra 40), e o calcário dolomítico (amostra 41), além do material de cobertura detrítico-laterítica do topo da chapada, de cujas características químicas o P1 foi tomado como referência.

A composição do saprolito amarelo, em relação às amostras de solos, mostra-se bastante coerente com sua natureza menos intemperizada. Observa-se claramente que os elementos mais móveis e que tendem a ser removidos ao longo do intemperismo mostram teores bem mais elevados na amostra do saprolito amarelo do que nas de solos. Já os teores de elementos considerados mais imóveis, e que tendem a ser concentrados ao longo do intemperismo, são todos mais altos nas amostras de solos.

A amostra do saprolito vermelho, por sua vez, apresenta uma composição que pode ser considerada intermediária entre o extremo representado pelo saprolito amarelo e as amostras de solos da topossequência. O saprolito vermelho também apresenta menor valor  $K_i$  que o saprolito amarelo (*vide* Capítulo I). Assim, estas diferenças indicam consistentemente que o saprolito vermelho é um material intermediário, mais intemperizado do que o saprolito amarelo. Dessa maneira, o saprolito amarelo foi considerado como o material de referência para as metapelíticas relacionadas ao Grupo Paranoá, enquanto que o saprolito vermelho é interpretado como um material em estágio mais avançado de intemperismo, com possíveis contribuições de outras fontes (calcário e/ou material de cobertura).

Nos calcários, os teores mais elevados de Sr em relação às demais amostras é fato esperado. Os calcários costumam apresentar maiores teores de Sr que outras rochas devido à afinidade geoquímica existente entre Ca e Sr. O Sr substitui o Ca em muitos minerais, devido à proximidade de seus raios iônicos (Faure, 1986). O teor de Sr bem mais elevado no calcário calcítico, em relação ao dolomítico, muito possivelmente se deve a uma contribuição externa de Sr para a solução da qual o calcário calcítico precipitou. Esta solução pode ter sofrido uma concentração de Sr ocasionada pela lixiviação deste elemento nos materiais drenados no entorno. Os teores de Ba, também mais elevados no calcário calcítico, podem ser explicados da mesma maneira. Contudo, para os teores de W relativamente elevados em ambos os calcários, com destaque para o dolomítico, não foram encontradas informações na literatura que pudessem explicar estes dados.

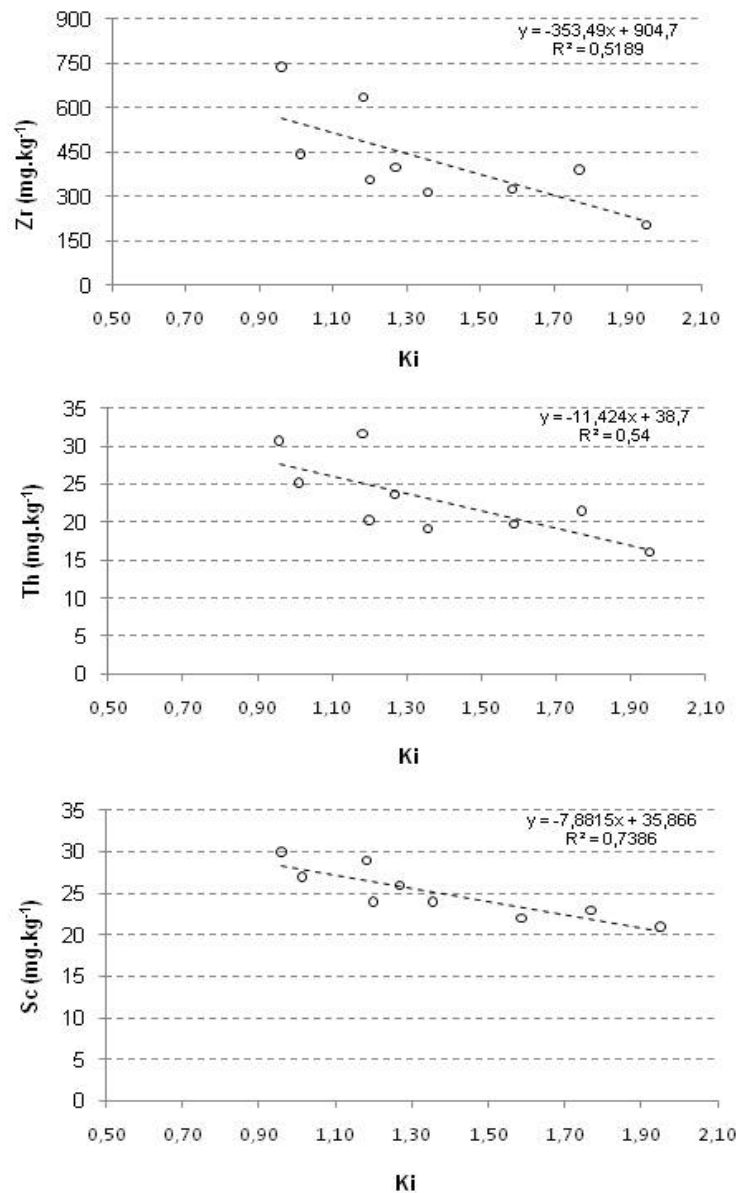
Adicionalmente aos materiais discutidos acima, o depósito de argila (amostra 38) também pode ser considerado como um potencial material de origem, especificamente para o P3, tendo em vista que este perfil encontra-se assentado sobre este depósito e apresenta uma gradação em profundidade de suas características químicas e nos valores de  $K_i$ , em direção aos valores determinados para o depósito de argila, conforme já discutido no primeiro capítulo. Nesta amostra, além do acúmulo de elementos-traço, com destaque para o Mn, observa-se o teor mais elevado de  $SiO_2$  total, conforme apresentado no capítulo anterior. O fato de não terem sido observados acúmulos de nenhum dos elementos pouco móveis (Fe, Al, Ti, Zr, Th, Sc) colabora no entendimento de que este material se trata realmente de um depósito lacustre, cuja composição resulta da acumulação de sedimentos – especialmente silicáticos – e elementos mais móveis lixiviados à montante. Isto também pode explicar o teor mais elevado de Ce nesta amostra, pois, diferente dos demais ETRs,

trivalentes, o Ce varia entre os estados de oxidação 2+ e 4+ e pode ser reduzido e reoxidado mais facilmente sob condições supergênicas, de forma similar à do Mn. Assim, este elemento é mais móvel que os demais ETRs e pode ser fracionado destes pelos processos naturais (Dubinin, 2004). Dessa forma, o enriquecimento em Ce nesta amostra possivelmente ocorreu pelo mesmo processo que promoveu seu enriquecimento em Mn (Quadro 3.1).

#### 4.2. Elementos de baixa mobilidade

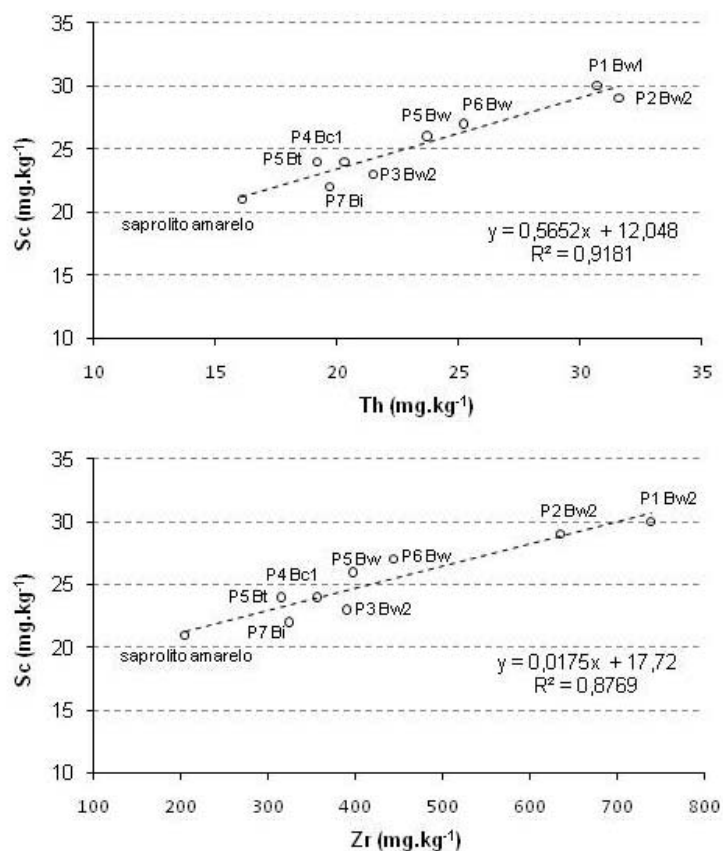
Os elementos considerados de baixa mobilidade Th, Zr e Sc apresentaram uma correlação negativa considerável com o Ki do conjunto de amostras composto pelos solos da topossequência e o saprolito amarelo ( $r = -0,76$ ,  $r = -0,75$  e  $r = -0,86$  respectivamente). Isso é coerente com a tendência destes elementos de serem concentrados ao longo do intemperismo químico dos solos.

O padrão de distribuição dos teores destes elementos, no conjunto de amostras mencionado acima, também é semelhante. Os valores mais altos de todos estes elementos foram observados sempre na amostra P1-Bw2, seguido de perto pela amostra P2-Bw2. Para estas duas amostras, os teores de Zr se destacam em relação às demais (Quadro 3.2). Os teores de Zr, embora tenham apresentado correlação negativa significativa com o Ki das amostras, não parecem estar relacionados unicamente ao grau de intemperismo das mesmas, mas, também, a contribuições de materiais de origem distintos, com diferentes teores iniciais de Zr. Isso explica o fato de amostras com Ki semelhante apresentarem teores de Zr tão diferentes. Por exemplo, o P2 ( $Ki = 1,18$ ), apresenta teor de Zr que é quase o dobro do apresentado pelo P4 ( $Ki = 1,20$ ), e ainda é bem mais elevado do que no P6 ( $Ki = 1,01$ ), o qual apresenta um valor de Ki menor que o P2. A influência de fontes distintas, com teores iniciais contrastantes de Zr e Th, possivelmente é o que diminui o ajuste linear destes dados com os valores de Ki das amostras (Figura 3.1). Observa-se ainda que a regressão linear entre os teores de Sc e os valores Ki apresenta ajuste melhor que para Zr e Th.



**Figura 3.1** – Distribuição dos teores de Zr, Th e Sc em função do Ki das amostras de solos da topossequência e do saprolito amarelo.

Por outro lado, a regressão linear entre os teores destes três elementos - considerando apenas as amostras dos solos da topossequência e do saprolito amarelo - demonstra sempre um arranjo linear bastante claro, com excelente ajuste da equação de regressão ao conjunto de dados (Figuras 3.2 e 3.3), o que confirma a semelhança no padrão de distribuição destes elementos, entre as amostras.



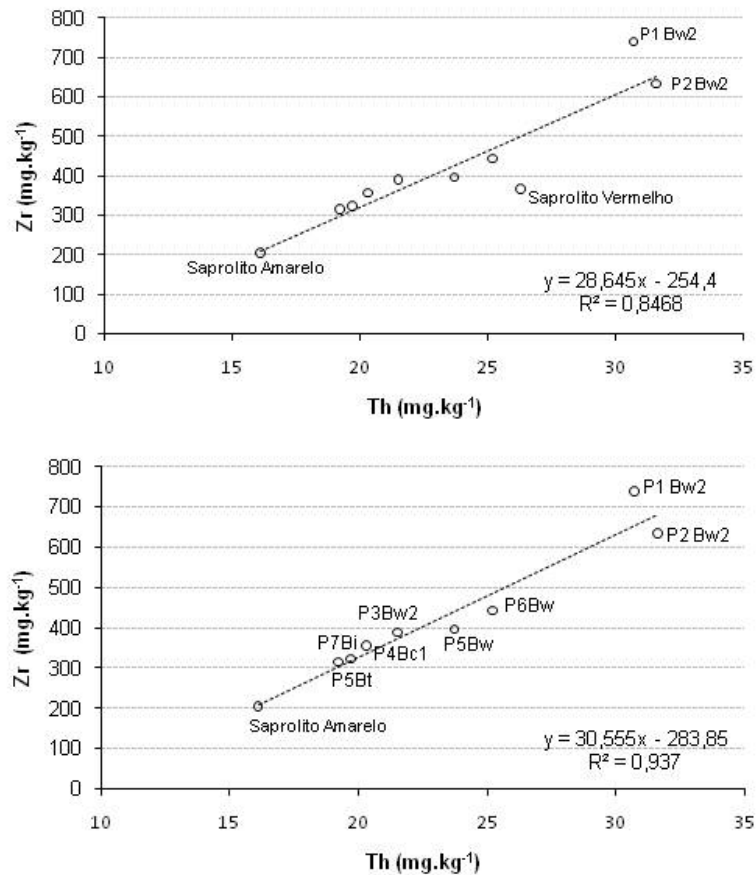
**Figura 3.2** – Relação entre os teores de Sc e Th, e Sc e Zr, no conjunto de amostras de solos da topossequência e saprolito amarelo.

Do exame das Figuras 3.2 e 3.3 é possível observar que:

- 1) Os teores destes três elementos se apresentam altamente relacionados nestas amostras, e
- 2) O padrão de distribuição das amostras é sempre o mesmo, onde os extremos são representados pelo saprolito amarelo (inferior) e pelo P1 (superior), com todas as demais amostras de solos dispostas mais ou menos gradualmente ao longo da reta.

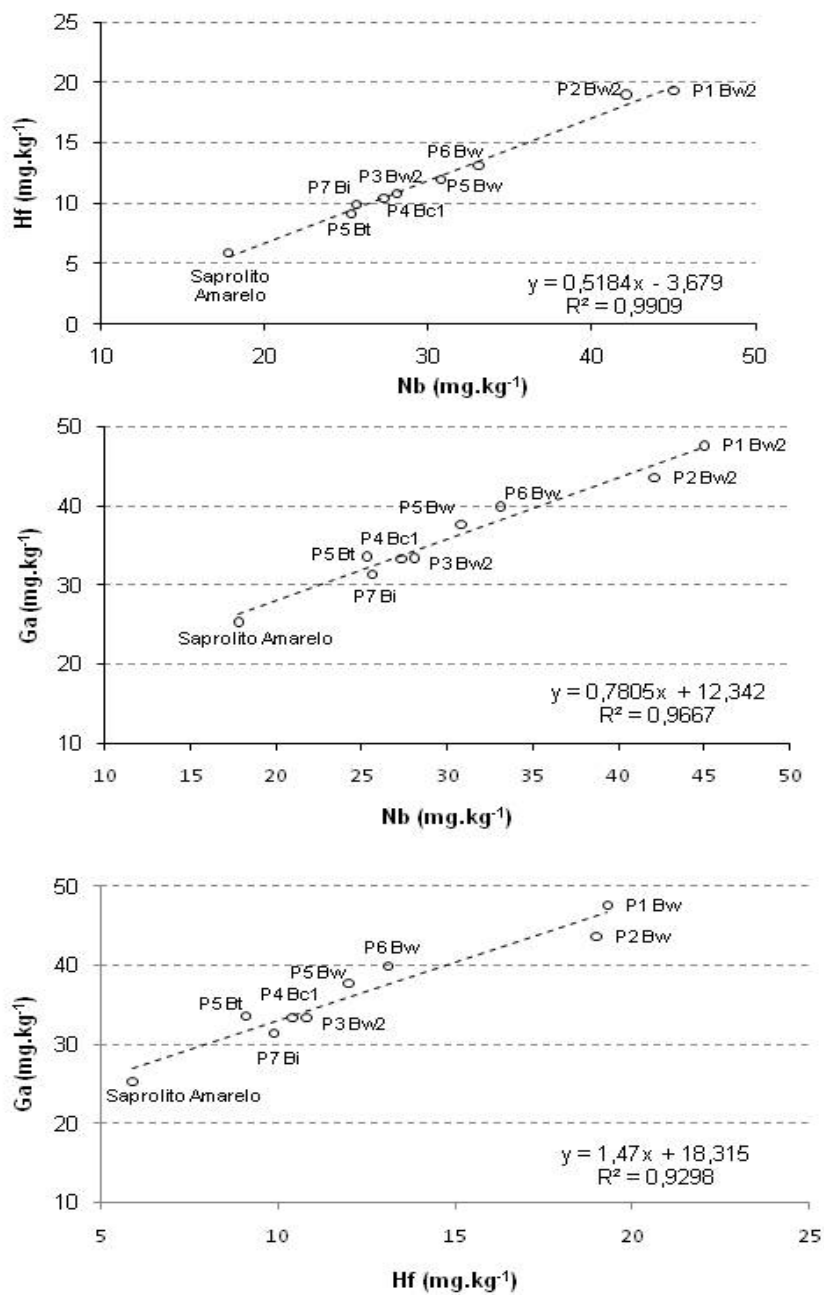
Esta última observação confirma o entendimento de que os solos da topossequência são formados da mistura de dois materiais de origem distintos, que são a cobertura detrítico-laterítica (P1) e as rochas metapelíticas do Grupo Paranoá, aqui representadas pela amostra do saprolito amarelo. Este padrão de distribuição também descarta a amostra do saprolito vermelho como um possível material de origem, pois esta

amostra se apresenta sempre em posição intermediária, e em geral mais distante da reta, aumentando a dispersão no conjunto de dados. Quando a amostra do saprolito vermelho é desconsiderada na regressão linear, o ajuste aumenta consideravelmente, conforme pode ser observado na Figura 3.3.

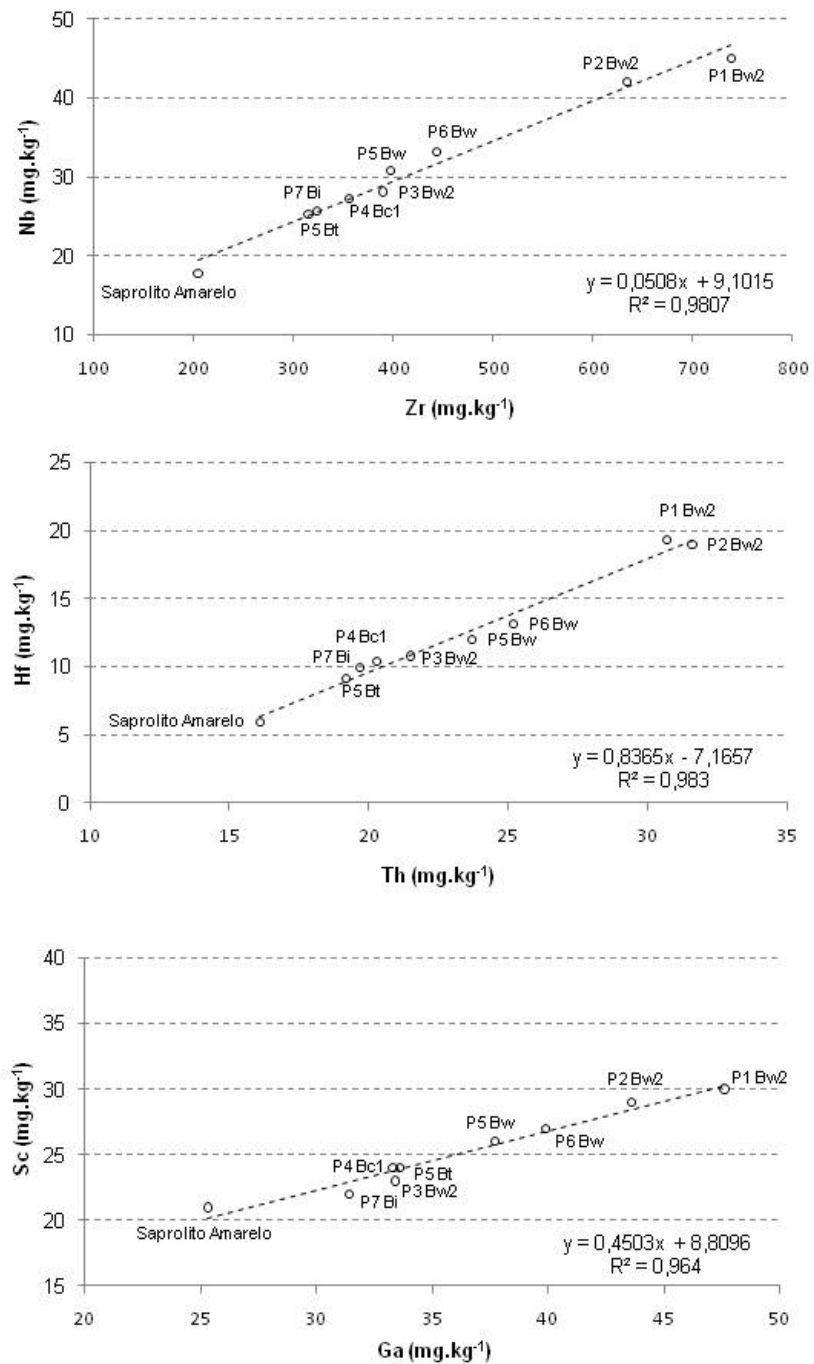


**Figura 3.3** – Relação entre os teores de Th e Zr das amostras de solos da topossequência, comparando o ajuste da regressão linear ao conjunto de dados com (acima) e sem (abaixo) a amostra do saprolito vermelho.

Verifica-se que os elementos Ga, Hf e Nb também apresentaram o padrão de distribuição discutido para Zr, Th e Sc e que seus teores estão bastante relacionados entre si (Figura 3.4) e aos daqueles elementos (Figura 3.5).



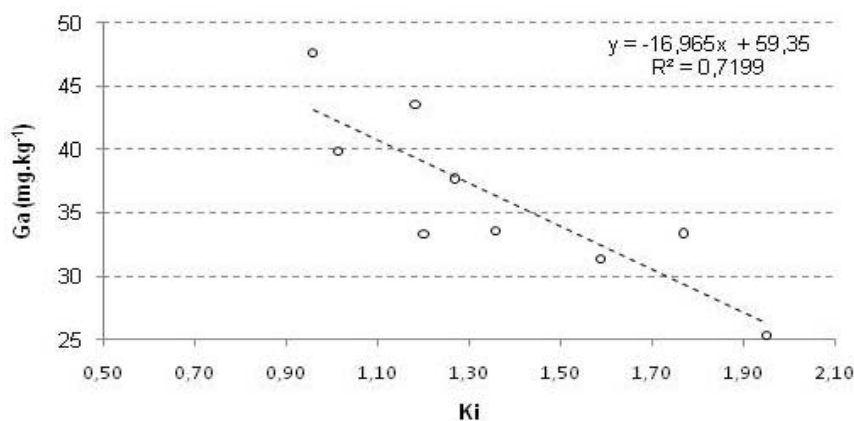
**Figura 3.4** – Relações entre os teores de Ga, Hf e Nb no conjunto de amostras de solos da topossequência e saprolito amarelo.



**Figura 3.5** - Relações entre os teores de Zr e Nb, Th e Hf, Ga e Sc no conjunto de amostras de solos da topossequência e saprolito amarelo.

Isso indica que os elementos Ga, Hf e Nb possuem um comportamento geoquímico semelhante ao daqueles três primeiros (Th, Zr e Sc), notoriamente pouco móveis e concentrados ao longo do processo de intemperismo químico dos solos. Os coeficientes de correlação linear simples entre o Ki das amostras e seus teores de Ga, Nb e Hf ( $r = -0,85$ ,  $r = -0,78$  e  $r = -0,74$  respectivamente) confirmam este comportamento.

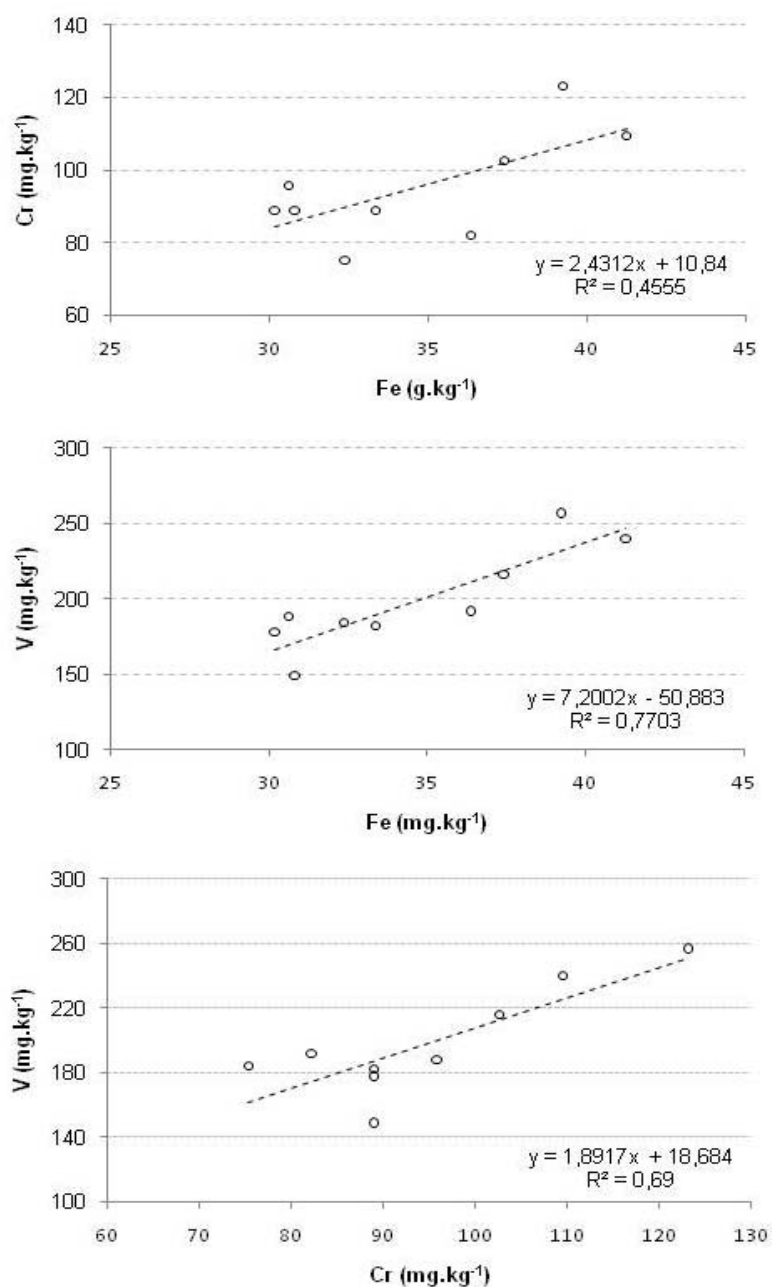
Os elementos Sc e Ga foram os que apresentaram melhor ajuste na regressão linear com os dados de Ki das amostras (Figuras 3.1 e 3.6).



**Figura 3.6** – Distribuição do teor de Ga em função dos valores de Ki das amostras de solos da topossequência e do saprolito amarelo.

#### 4.3. Cr e V

Ao contrário do observado por Marques *et al.* (2004), os teores de Cr das amostras aqui analisadas apresentaram pequena relação com os teores de Fe das mesmas. Os de V, contudo, já apresentam uma associação considerável com os teores de Fe. Observa-se, entretanto, que entre Cr e V parece existir alguma associação (Figura 3.7).



**Figura 3.7** – Relações entre os teores de Cr e Fe, V e Fe, V e Cr, para o conjunto de amostras de solos da toposequência e saprolito amarelo.

#### 4.4. Padrões de distribuição de ETRs

A Figura 3.8 representa a distribuição dos valores normalizados de ETRs entre as amostras. Os dados normalizados permitem distinguir claramente os padrões de distribuição de ETRs das amostras. Primeiramente notam-se os dois calcários completamente isolados em relação às demais amostras, em razão da magnitude muito inferior dos valores determinados. O saprolito amarelo apresenta os teores mais elevados e

com uma diferença constante e positiva em relação à composição do PAAS, destacando-se uma provável anomalia negativa em Ce.

Um padrão de distribuição distinto do saprolito é apresentado pelas amostras do P1 e P2, acompanhado de perto pela composição do P3. Os demais solos apresentam um padrão de distribuição intermediário, mas que sempre se repete para os três primeiros elementos da série (La, Ce e Pr) e cujos teores de ETRs gradam entre os extremos representados pelos solos à montante (P1, P2 e P3) e o saprolito amarelo. Quase todas as amostras evidenciam uma anomalia positiva de Ce, com destaque para a amostra do depósito de argila (38) e para o saprolito vermelho. Isso contrasta com a anomalia negativa do saprolito amarelo. A única amostra de solo que apresenta padrão semelhante ao do saprolito amarelo é a amostra-extra 36 (Nitossolo).

Os teores apresentados pela amostra P6-Bw a aproximam do saprolito amarelo, enquanto que o padrão é intermediário entre este e o P1-Bw2. O mesmo se observa para o P4-Bc1. Já as amostras P5-Bt, P5-Bw, o material da descontinuidade, o P7-Bi e o material do depósito de argila apresentam um padrão bem intermediário entre os extremos (saprolito amarelo e P1). Os teores do P3-Bw2 estão abaixo do P1 e P2, indicando uma depleção de ETRs. Isto pode ter relação com o processo de dissolução-reprecipitação de sílica, considerando a posição desta amostra, na zona de formação da silcrosta. Pode ser definida uma seqüência aproximada na gradação entre os padrões, conforme segue: saprolito amarelo → Nitossolo (36) → saprolito vermelho e P4-Bc1 → P6-Bw → P7-Bi, depósito de argila e descontinuidade → P5-Bt e P5-Bw → P1 e P2 → P3. Nota-se que, novamente, as amostras do saprolito amarelo e do P1 representam extremos opostos na gradação entre os padrões de distribuição.

Verifica-se ainda que a maior distinção entre as amostras é dada pelos teores de ETRs leves, enquanto que os teores mais homogêneos dos ETRs pesados ocasionam sua aproximação. Os ETRs leves são mais insolúveis do que os pesados (com exceção do Ce, mais suscetível às condições redox do meio), de maneira que seus teores tendem a ser menos modificados pelos processos de intemperismo. Assim, entende-se que os padrões de distribuição dos ETRs leves tendem a ser mais conservados nas amostras do que os padrões dos ETRs pesados e, dessa forma, modificações nos padrões de ETRs leves estariam mais relacionadas à mistura de materiais diferentes, enquanto que os teores das ETRs pesadas estariam mais sujeitos a uma homogeneização, especialmente se as amostras estão sujeitas a um longo período de intemperismo.

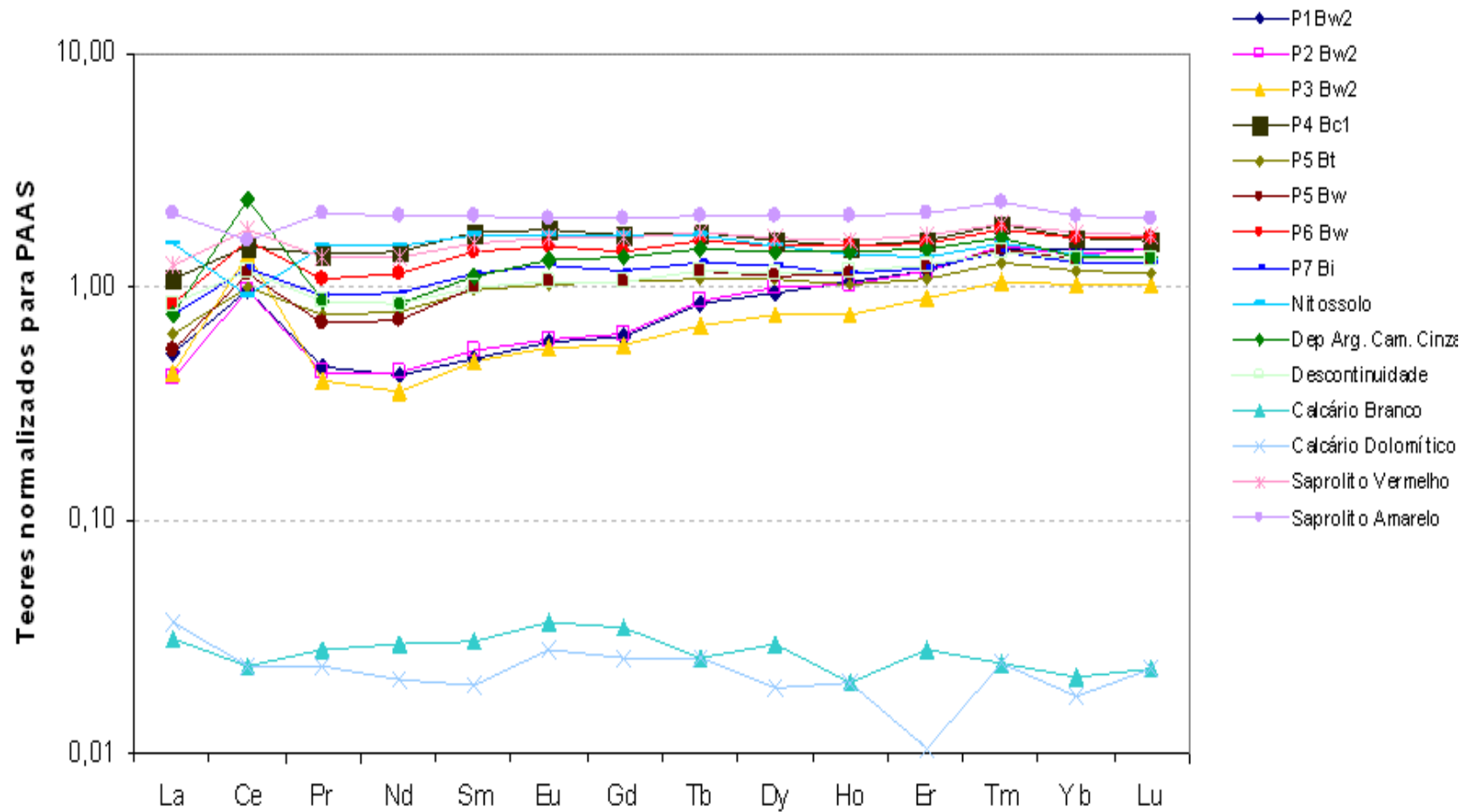


Figura 3.8 – Teores de ETRs normalizados para o PAAS, de acordo com McLennan (1989).

## 5. Conclusões

- Os teores dos elementos imóveis Th, Zr e Sc apresentam distribuição semelhante no conjunto de amostras. Estes teores, embora estejam bem correlacionados aos valores de Ki das amostras, provavelmente também são determinados pela mistura de dois materiais de origem distintos, os quais possuem concentrações iniciais destes elementos contrastantes entre si;

- Os elementos Ga, Hf e Nb estão altamente relacionados entre si e com Zr, Th e Sc, e também se mostram bem correlacionados aos valores de Ki das amostras, indicando que estes elementos possuem comportamento geoquímico semelhante nos solos, ou seja, insolúveis e que tendem a concentrar ao longo do intemperismo químico dos solos;

- A análise dos padrões de distribuição dos teores de elementos imóveis e dos ETRs permitem concluir que o saprolito vermelho é um material em um estágio de intemperismo intermediário entre o saprolito amarelo e os solos, e que este não pode ser tomado como um potencial material de origem para os solos da topossequência, sendo que o saprolito amarelo se mostra melhor relacionado a estes solos;

- Os calcários apresentam teores extremamente baixos de elementos-traço e ETRs, com exceção dos elementos-traço Sr, Ba e W. A análise dos padrões de distribuição dos teores de elementos imóveis e dos ETRs indica que o calcário apresenta pouca influência sobre a composição dos solos analisados;

- Os padrões de distribuição dos teores de elementos imóveis e dos ETRs são recorrentes e ambos evidenciam que estes perfis são desenvolvidos da mistura de dois materiais de origem distintos, os quais provavelmente são a cobertura detrítico-laterítica e as rochas metapelíticas do Grupo Paranoá. Este último material, para os solos da topossequência, é mais bem representado pela amostra do saprolito amarelo.

## 6. Referências Bibliográficas

- ALLÈGRE, C.J., DUPRÉ, B., NÉGREL, P., GAILLARDET, J. Sr-Nd-Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: constraints about erosion processes. *Chemical Geology*, 131: 93 – 112, 1996.
- ARAÚJO, E.S. Geoquímica multielementar de crostas e solos lateríticos da amazônia oriental. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Pará, Belém, 278 p, 1994.
- DUBININ, A.V. Geochemistry of Rare Earth Elements in the Ocean. *Lithology and Mineral Resources*, 39 (4): 289–307, 2004.
- FAURE, G. Principles of Isotope Geology. John Wiley and Sons. 2<sup>nd</sup> ed., 1986.
- FURLANI, P.R., BATAGLIA, O.C., VALADARES, J.M.A.S. Cobalto em solos do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, 1: 65-67, 1977.
- HORBE, A.M.C. Evolução mineralógica e geoquímica multielementar de perfis de solo sobre lateritos e gossans na Amazonia. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Pará, Belém, 213p, 1995.
- KER, J.C. Mineralogia, sorção e desorção de fosfato, magnetização e elementos-traços de Latossolos do Brasil. Tese de Doutorado - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 212p, 1995.
- LACERDA, M.P.C. Correlação geopedológica em solos B texturais na região de Lavras, MG. Tese de Doutorado - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 300p, 1998.
- LICHT, O.A.B., XUEIJING, X., QIN, Z., MIYAZAWA, M., FERREIRA, F.J.F., PLAWIAK, R.A.B. Valores médios de referência de variáveis geoquímicas e geofísicas em sedimentos de drenagem e solos, Estado do Paraná, Brasil. *Boletim Paranaense de Geociências*, 58: 59-87, 2006.
- MARQUES, J.J., SCHULZE, D.G., CURI, N., MERTZMAN, S.A. Major element geochemistry and geomorphic relationships in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma*, 119: 179–195, 2004.
- MCLENNAN, S.M. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes in Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. *Reviews in Mineralogy* 21: 169–200, 1989.
- MELFI, A.J. & PEDRO, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 1. Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogequímica. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 271-286, 1977.
- MELFI, A.J. & PEDRO, G. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 2. Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 8: 11-22, 1978.
- OLIVEIRA, T.S. de. Metais pesados como indicadores de materiais de origem de solos. Tese de Doutorado - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 135p, 1996.
- PÉREZ, D.V., MANZATTO, C.V., ALCÂNTARA, S., WASSERMAN, M.A.V. Geoquímica dos Solos Brasileiros: Situação Atual. pp.36-42. *In*: SILVA, Cassio Roberto da (Ed.). *Geologia Médica*

no Brasil: efeitos dos materiais e fatores geológicos na saúde humana e meio ambiente. Rio de Janeiro: CPRM; FAPERJ, 211p, 2006.

PÉREZ, D.V., SALDANHA, M.F.C., MENEGUELLI, N.A., MOREIRA, J.C., VAITSMAN, D.S. Geoquímica de alguns solos brasileiros. Rio de Janeiro: EMBRAPA-CNPS, 14p, 1997.

VALADARES, J.M.A.S. & CAMARGO, O.A. de. Manganês em solos do Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Ciência de Solo, Campinas, 7 (2): 123-130, 1983.

VALADARES, J.M.A.S. & CATANI, R.A. Zinco em solos do Estado de São Paulo. Bragantia, Campinas, (34) 1: 133-139, 1975.

VALADARES, J.M.A.S. Cobre em solos do Estado de São Paulo: 1: cobre total. Bragantia, Campinas, 34 (1): 125-132, 1975.

## **Capítulo IV**

### **Geoquímica Isotópica dos Solos da Toposequência Água Fria e seus Potenciais Materiais de Origem**

## **1. Introdução**

Este capítulo trata da análise das composições isotópicas de Sr e Nd, e da sistemática Sm-Nd, determinadas para as amostras de solos e seus potenciais materiais de origem, de forma a complementar a discussão apresentada até aqui. Espera-se que esse estudo possa contribuir para a compreensão da gênese dos solos em termos de suas relações com o material de origem, sob a abordagem de um estudo de proveniência. Neste trabalho, especificamente, espera-se o aprofundamento de conclusões anteriores e uma melhor definição da contribuição dos potenciais materiais de origem aos solos analisados.

A aplicação de técnicas isotópicas a estudos desta natureza é pouco comum, devido à problemática representada pelo sistema-solo, que é complexo e dinâmico, e onde a solubilidade e mobilidade dos elementos constituintes são variáveis. A composição química dos solos varia não apenas em função de seus materiais de origem, mas por uma diversidade de fatores externos, o que dificulta a simples aplicação de modelos de misturas para estudos de proveniência.

As técnicas isotópicas são, por outro lado, bastante utilizadas em estudos de geoquímica voltados ao efeito do intemperismo sobre a mobilidade e as concentrações dos elementos derivados do material de origem.

É apresentada a seguir uma revisão de literatura sobre a aplicação destas técnicas nos estudos com perfis de intemperismo, incluindo solos.

## **2. Revisão de Literatura**

A aplicação de técnicas isotópicas para estudos de gênese de solos não parece ser muito difundida, sendo mais comum nos estudos de geoquímica. Em relação aos objetivos deste trabalho, que envolvem a aplicação da sistemática isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e dos Elementos Terras Raras (ETRs) Sm e Nd sob a abordagem de um estudo de proveniência, apenas o trabalho de Borg & Banner (1996) faz paralelo aos mesmos, dentre toda a literatura levantada. Estes autores utilizaram as composições isotópicas de Sr e Nd e as razões Sm/Nd para tentar definir as fontes dos solos desenvolvidos sobre calcários Pleistocênicos, na ilha de Barbados - Antilhas. Neste trabalho foram construídos modelos de misturas para estimar as contribuições das cinco fontes potenciais para os solos da ilha, os quais se basearam no parâmetro  $\epsilon_{\text{Nd}}$  e na razão Sm/Nd tendo em vista que estes não apresentaram fracionamento significativo devido ao intemperismo e, dessa forma, foram

considerados capazes de uma boa representação geoquímica dos materiais de origem dos solos, por aqueles autores.

Os Elementos Terras Raras, e especialmente o par Sm-Nd, apresentam propriedades químicas bastante similares e são, classicamente, considerados elementos insolúveis (Allègre *et al.*, 1996). Há também o entendimento de que a razão Sm/Nd não apresenta fracionamento significativo durante os processos de intemperismo, transporte, sedimentação e diagênese, devido à similaridade de seu comportamento químico e, por estas características, as assinaturas isotópicas de Nd e as razões Sm/Nd têm sido freqüentemente utilizadas em estudos de proveniência de sedimentos (Roig, 2005; Borba *et al.*, 2003). Por outro lado, estudos relatando que os ETRs podem ser mobilizados e fracionados sob condições de intemperismo avançado (Aubert *et al.*, 2001; Brown *et al.*, 2004), especialmente sob climas quentes (Braun *et al.*, 1993), também são frequentes. Assim, a escolha dos parâmetros mais adequados à construção de modelos de misturas depende da verificação de quais deles são de fato independentes do intemperismo (Borg & Banner, 1996) para que sejam capazes de uma boa representação das fontes que constituem o material investigado.

Os processos intempéricos que levam à produção *in situ* dos componentes detríticos dos solos e à liberação e mobilização dos ETRs estão razoavelmente documentados e já é evidente que a mobilidade observada para estes elementos é basicamente controlada por dois fatores: as condições climáticas de intemperismo e a estabilidade dos minerais primários que contêm ETRs (Aubert *et al.*, 2001). Também é notório que os ETRs pesados (ETRP) são mais solúveis em relação aos ETRs leves (ETRL), sendo que comumente é verificado este fracionamento entre ETRP e ETRL nos perfis de intemperismo, sendo este último grupo concentrado em relação ao primeiro (Gaillardet *et al.*, 1997; Borg & Banner, 1996; Aubert *et al.*, 2002; Ohlander *et al.*, 2000; Brown *et al.*, 2004).

O pH é uma condição do pedoambiente que está relacionada ao estágio de intemperismo e que controla a estabilidade dos minerais. Consequentemente é um importante fator controlando a mobilização e a depleção de ETRs nos solos uma vez que a solubilidade destes elementos aumenta à medida que o pH diminui, à semelhança da maior parte dos metais. Aubert *et al.* (2001) observaram que a menor depleção em ETRs em profundidade estava associada ao aumento do pH nas porções mais profundas dos perfis. Na análise da carga de sedimentos fluviais também é observada tendência global de

diminuição das concentrações de ETRs dissolvidos com o aumento do pH, especialmente para valores acima de 6 (Gaillardet *et al.*, 1997).

Outro fator que certamente faz parte deste controle é a mineralogia do solo. A concentração dos ETRs nos minerais presentes no solo, assim como a solubilidade destes, influenciam a concentração de ETRs liberada. No estudo de Aubert *et al.* (2001) mencionado acima, foi observada uma correlação positiva entre as concentrações de  $P_2O_5$ , Th e os ETRPs, sugerindo que as mesmas são controladas por minerais de fosfato, sendo que a dissolução destes é maior nos horizontes superficiais, onde há uma maior depleção dos elementos citados. Ohlander *et al.* (2000) avaliou a mobilidade e perda de ETRs em dois perfis de espodosolos desenvolvidos sobre depósitos glaciais, com o principal objetivo de verificar a alteração das composições isotópicas do Nd pelos processos de alteração ali atuantes. Foram verificadas grandes perdas de Sm e Nd (até 65 e 75 % de perda, respectivamente) para o horizonte E - que é por definição um horizonte de perda de material - mas também no horizonte B (32,5 e 57,7%, para Sm e Nd, respectivamente). A maior perda de Nd alterou as razões Sm/Nd, sendo que também foi verificada alteração da razão isotópica do Nd. Esta última foi interpretada como que causada pela dissolução diferencial de minerais com diferentes razões Sm/Nd. Assim, o fracionamento isotópico observado estaria sendo causado pela liberação de uma maior proporção de Nd a partir dos minerais com razão Sm/Nd mais baixa do que a razão Sm/Nd total do solo; os minerais com razão Sm/Nd mais alta, por sua vez, liberariam menos Nd. Contudo, não foram avaliados quais minerais estariam atuando neste controle, sendo apenas mencionado que hornblenda, epidoto, titanita, apatita e zircão, todos costumam ser ricos em ETRs e estão presentes nos depósitos sobre os quais os solos se desenvolveram.

Braun *et al.* (1993) estudaram a mineralogia e a geoquímica de ETRs em um perfil laterítico desenvolvido de um sienito e, a partir de cálculos de balanço de massa para os minerais constituintes da rocha, foi observado que 70% dos ETRLs e 50% dos ETRPs provinham da alanita, apatita, titanita e epidoto; 50% do Th era proveniente destes mesmos minerais acessórios, os quais representavam cerca de 2% em peso do sienito não alterado. Estes minerais costumam ser destruídos nas fases iniciais do intemperismo, ocasionando a liberação da maior parte dos ETRs e do Th para o solo. Outra possível fonte de ETRs nos solos, esta antropogênica, são os fertilizantes fosfatados, produzidos a partir de fosfatos ricos em ETRs (Volkh *et al.*, 1990; Hu *et al.*, 1998 e Martin & McCulloch, 1999).

Em relação à interação dos ETRs com minerais de argila e a matéria orgânica tem-se que a maior parte dos estudos são voltados para a análise da carga transportada por sistemas fluviais (Gaillardet *et al.*, 1997; Allègre *et al.*, 1996; Douglas *et al.*, 1999). Não parece haver um panorama preciso, sendo muitas das informações baseadas na análise das concentrações e razões isotópicas encontradas para as diversas frações dos solos estudados, com conclusões por vezes divergentes (Ohlander *et al.*, 2000; Aubert *et al.*, 2001), e parecem faltar trabalhos mais específicos sobre o assunto. Nos solos altamente intemperizados e nos regolitos, o que tem sido verificado é que os ETRs estão retidos nos minerais mais resistentes, como o zircão, ou adsorvidos em argilas e óxidos de ferro, após terem sido liberados dos minerais primários pelo intemperismo (Brown *et al.*, 2004).

Ohlander *et al.* (2000) verificaram que, nos horizontes E e B dos espodosolos estudados, a matéria orgânica era enriquecida em ETRLs em relação aos ETRPs, enquanto que o contrário foi observado para os óxidos de ferro cristalinos. Já os óxidos de ferro amorfos apresentaram um enriquecimento de ETRs intermediários. Douglas *et al.* (1999) verificaram que os ETRs se apresentam intimamente associados ao Fe e Mn. Segundo estes autores, a capacidade dos óxidos de Fe e Mn de “recolher” elementos-traço e, especialmente os ETRs, é notória. Innocent *et al.* (1997) no exame do intemperismo dos fragmentos esferoidais de basaltos da região de Ribeirão Preto - SP, observaram que há uma perda de Sm e Nd na rocha fresca e nos anéis intemperizados concêntricos que correspondem aos diferentes estágios de alteração da rocha. Contudo, na matriz vermelha mais externa, constituída basicamente por caulinita, óxidos de ferro e precipitados ricos em Mn, há um enriquecimento absoluto de Sm e Nd, em relação ao basalto fresco.

A razão isotópica do Sr também é amplamente utilizada como traçadora de processos biogeoquímicos, em escala global, regional ou local. Frequentemente é aplicada em conjunto com a sistemática Sm-Nd. O comportamento geoquímico do Sr, contudo, é consideravelmente distinto, sendo este um elemento solúvel (Grupo II A – metal alcalino terroso) e dessa maneira bem mais móvel no solo, ao contrário dos ETRs Sm e Nd que, quando carregados, geralmente estão associados à fase particulada em suspensão (Faure, 1991; Gaillardet *et al.*, 1997; Douglas *et al.*, 1999). Aubert *et al.* (2001) empregaram a assinatura isotópica de Sr, aliada à do Nd, para identificar as principais fontes da carga em suspensão na água, em termos de minerais e frações granulométricas.

A razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  é considerada particularmente adequada à diferenciação entre carbonatos e silicatos uma vez que ambos apresentam valores bem distintos (Faure, 1991;

Stewart *et al.*, 2001). Isto se deve ao fato de que os carbonatos possuem razões Rb/Sr muito baixas e, dessa forma, mantêm sua composição isotópica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  relativamente constante ao longo do tempo e geralmente mais baixas do que nos materiais silicáticos que, por sua vez, são caracterizados por razões Rb/Sr mais altas que, com o tempo, produzem razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  também mais altas.

A análise das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  nas diferentes frações dos solos também já foi feita para obter informações a respeito dos processos de perdas pelo intemperismo e ciclagem de nutrientes. Stewart *et al.* (2001) observaram que as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  do Sr lábil nos solos desenvolvidos sobre basaltos, no Havaí, se alteram em função do aumento da precipitação média anual. Nos sítios de menor precipitação, a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  corresponde à do basalto subjacente, indicando que ali a contribuição do intemperismo para a composição da solução do solo era maior do que a contribuição atmosférica - ou, que a taxa de contribuição de elementos pela rocha superava a taxa de remoção pela chuva. Já nos sítios de maior precipitação, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  da fração lábil foram similares às da água da chuva, indicando a combinação de um grande fluxo atmosférico de Sr com uma simultânea depleção de nutrientes fornecidos pela rocha.

Blum e Erel (1997) determinaram as razões  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  da fração sólida do solo total (digerido), dos diferentes minerais, e da fração lábil do solo, em uma cronossequência, e utilizaram estas razões para estimar as taxas de intemperismo relativas dos principais minerais constituintes do material de origem. Van der Hoven & Quade (2002) utilizaram estas razões para traçar as fontes dos carbonatos pedogênicos de um ambiente semi-árido.

Innocent *et al.* (1997) estudaram perfis de intemperismo desenvolvidos de basalto e analisaram a composição isotópica do Sr nos basaltos não-alterados e nos anéis de alteração concêntricos dos fragmentos esferoidais destas rochas, e também nos solos deles desenvolvidos, obtendo assim uma seqüência com os graus sucessivos de intemperismo. Os resultados evidenciam um aumento progressivo nos valores das assinaturas isotópicas de Sr, com o aumento do grau de intemperismo, da rocha fresca ao solo. Foi observado também que as amostras de águas são sempre mais radiogênicas que as de basalto, sendo que as águas das chuvas são as que mostram valores mais radiogênicos, e as águas de percolação apresentam valores intermediários entre a água da chuva e a rocha drenada. Apesar de a alteração relatada nestas razões aparentemente poder ser explicada pela contribuição das águas das chuvas, mais radiogênicas que da rocha, estes autores propõem

que, durante o intemperismo dos basaltos, há dois processos definindo a alteração das assinaturas isotópicas do Sr para valores mais radiogênicos: 1) o fato do Rb ser menos móvel em relação ao Sr, ocasionando o aumento da razão Rb/Sr nos minerais primários que estão sofrendo intemperismo por perda preferencial de Sr destes minerais ao longo do processo de alteração; dessa maneira, pelo decaimento do  $^{87}\text{Rb}$  para  $^{87}\text{Sr}$  ao longo do tempo, a composição isotópica do Sr se torna mais radiogênica nos produtos do intemperismo; e 2) o fato de os solos atuarem como uma camada de troca sugere que eles são, em um primeiro momento, um dreno para o  $^{87}\text{Sr}$  fornecido pela água das chuvas e, em um segundo momento, uma fonte de  $^{87}\text{Sr}$  para a solução do solo/águas de percolação. Dessa maneira, ocorreriam processos mais complexos de *troca isotópica* nos solos, indicando que neste ambiente é possível o fracionamento entre isótopos do Sr e, conseqüentemente, que os modelos de misturas simples entre as águas de chuva e a rocha fresca não são suficientes para explicar a composição isotópica do Sr nos solos.

O fracionamento isotópico do Sr, contudo, não é um fenômeno considerado provável por muitos autores (p.ex. Faure, 1986 e 1991; Bestland *et al.*, 2003), devido à diferença de massa entre os isótopos ser muito pequena.

### 3. Material e Métodos

Foram determinadas as concentrações de Sm e de Nd e as composições isotópicas  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das amostras 1, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 13, 15, 16, 18, 19, 20, 21, 24, 25, 26, 28, 29, 30, 32, 34, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43 e 44, totalizando 33 amostras (*vide* Quadro 1.1 – Cap.I) e, adicionalmente, analisada uma amostra de fragmento de calcário coletado no depósito de argila. As amostras foram moídas e então completamente digeridas utilizando uma combinação de  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HF}$  e  $\text{HCl}$ . O Sr, Sm e Nd foram separados utilizando colunas de troca de cátions.

Tanto as concentrações de Sm e Nd, como as composições isotópicas de Nd e Sr foram determinadas em espectrômetro de massa Finnigan MAT 262, dotado de 7 coletores tipo “Faraday cup”. As análises foram realizadas em modo estático, utilizando o arranjo de filamento duplo, com filamento de Re.

A razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  foi normalizada para  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  e a constante de decaimento utilizada foi o valor revisado por Lugmair & Marti (1978) de  $6,54 \times 10^{-12}$  a. O procedimento para Sm e Nd utilizado está descrito em detalhes em Gioia & Pimentel (2000).

A razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  foi normalizada para  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$  e o padrão utilizado foi o NBS 987. As incertezas nas análises individuais foram menores que 0,017% ( $2\sigma$ ).

Estas análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da UnB. Como na determinação dos parâmetros isotópicos da sistemática Sm-Nd também são determinadas as concentrações destes dois elementos, há um número maior de amostras analisadas para Sm e Nd em relação aos demais ETRs.

### 4. Resultados

Nos Quadros 4.1 e 4.2 são apresentados os resultados completos das análises, os quais compreendem: as concentrações de Sm e Nd, as razões isotópicas  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das amostras, a idade modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) e o parâmetro  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ .

Verifica-se que as concentrações de Sm e Nd determinadas nesta análise se mostram bastante próximas dos valores determinados, para as mesmas amostras, na análise química total realizada pelo laboratório Acme (*vide* Capítulo III – Quadro 3.4),

consequentemente demonstrando o mesmo padrão de distribuição anteriormente observado.

As razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  variaram entre 0,1081 e 0,1404, embora se mantenham em geral em torno de 0,12 para as amostras de solos da topossequência e em torno de 0,11 para a maior parte das amostras-extra. As razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  variam em uma faixa bem mais estreita (0,511805 a 0,512036). As faixas de valores de ambas as razões isotópicas estão dentro de limites normalmente relatados na literatura (Öhlander *et al.*, 2000; Aubert *et al.*, 2001; Borba *et al.*, 2003, entre outros). Os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$  variaram na faixa de -16,04 a -12,04.

**Quadro 4.1** – Concentrações de Sm e Nd, razões isotópicas  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ , idade modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) e a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das amostras selecionadas dos solos da topossequência

Perfil	Horizonte	Sm (mg.kg <sup>-1</sup> )	Nd (mg.kg <sup>-1</sup> )	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\text{SE}$
P1	Ap	-	-	-	-	-	-	0,72280+/-3
	BA	3,188	15,536	0,1241	0,511934+/-8	-13,72	1,87	0,71831+/-2
	Bw <sub>1</sub>	3,036	14,518	0,1264	0,511966+/-7	-13,1	1,86	0,71991+/-3
	Bw <sub>3</sub>	2,662	12,738	0,1263	0,511979 ± 16	-12,86	1,84	0,71893+/-5
P2	A	3,341	15,769	0,1281	0,511908+/-16	-14,24	2,01	0,71981+/-3
	AB	-	-	-	-	-	-	0,71155+/-4
	Bw1	3,142	14,4	0,1319	0,511957 ± 12	-13,29	2,01	-
	Bw3	3,368	17,264	0,1179	0,511911 ± 17	-14,18	1,79	0,71800+/-2
	BC	4,074	22,787	0,1081	0,511839 ± 11	-15,58	1,72	-
P3	Ap	3,165	14,71	0,1301	0,512036 ± 16	-11,74	1,82	0,71969+/-4
	BA	3,366	16,001	0,1272	0,511930 ± 7	-13,82	1,95	0,71803+/-7
	Bw1	3,096	14,899	0,1256	0,511938 ± 16	-13,65	1,9	0,72545+/-3
	Bw3	2,589	12,445	0,1258	0,511942 ± 12	-13,58	1,89	0,71945+/-3
P4	Ap	8,372	42,008	0,1205	0,511914 ± 10	-14,13	1,83	0,73039+/-5
	Bc1	9,092	45,178	0,1216	0,511941 ± 15	-13,6	1,81	0,72900+/-15
	Bc2	8,843	45,855	0,1166	0,511929 ± 12	-13,84	1,74	0,72511+/-11
P5	Bt	5,707	27,201	0,1268	0,511805 ± 13	-16,24	2,16	0,72913+/-3
	IIBw	5,443	23,437	0,1404	0,511857 ± 24	-15,23	2,46	0,72164+/-2
P6	A	6,864	33,796	0,1228	0,511818 ± 19	-16	2,04	0,70536+/-2
	BA	9,545	53,061	0,1087	0,511843 ± 14	-15,5	1,73	0,71351+/-5
	Bw	6,281	29,856	0,1272	0,511847 ± 15	-15,42	2,09	0,73338+/-18
P7	A	5,433	25,929	0,1267	0,511839 ± 9	-15,59	2,09	0,72784+/-3
	B	6,418	31,199	0,1244	0,511949 ± 19	-13,43	1,85	-

**Quadro 4.2** - Concentrações de Sm e Nd, razões isotópicas  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ , idade modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) e a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das amostras-extra selecionadas

Amostra	Sm (mg.kg <sup>-1</sup> )	Nd (mg.kg <sup>-1</sup> )	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\text{SE}$
FC	7,093	36,381	0,1179	0,511886 ± 7	-14,68	1,83	0,74652+/-7
Nitossolo	9,125	48,496	0,1137	0,511864 ± 22	-15,1	1,78	0,83157+/-6
Dep. de argila - camada vermelha	3,139	14,364	0,1321	0,511939 ± 9	-13,64	2,05	0,75055
Dep. de argila - camada cinza	6,028	27,464	0,1327	0,511857±21	-15,24	2,22	0,72392+/-5
Descontinuidade Bt/Bw	5,485	27,707	0,1197	0,512021 ± 20	-12,04	1,64	0,72884+/-3
Calcário Branco	0,137	0,764	0,1082	0,511828 ± 13	-15,81	1,74	0,72120+/-2
Calcário Dolomítico	0,0842	0,407	0,1251	0,511816 ± 13	-16,04	2,1	0,72393+/-2
Saprolito Vermelho	8,24	42,487	0,1172	0,511921± 19	-13,98	1,76	0,80428+/-8
Saprolito Amarelo	10,451	61,241	0,1032	0,511898 ± 6	-14,43	1,57	0,77218+/-2
Calcário Silicificado	0,397	2,201	0,109	0,511945 ± 6	-13,53	1,59	0,72615+/-2
Calcário do Depósito de Argila	0,228	1,207	0,1141	0,511876 ± 32	-14,87	1,77	0,71982+/-6

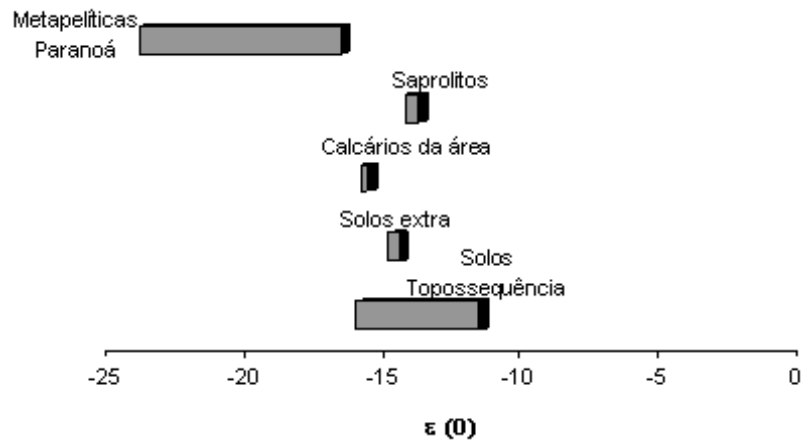
As idades modelo ( $T_{\text{DM}}$ ) variam na faixa de 1,72 a 2,46 Ga para as amostras de solos da topossequência, e entre 2,22 e 1,57 Ga nas amostras-extra. Esta variável não apresenta significado de idade para amostras de materiais que já sofreram intemperismo químico. Contudo, seus valores já foram sugeridos como um potencial traçador de proveniência de materiais (Roig, 2005), razão pela qual foram calculadas.

As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variaram entre 0,83157 para o Nitossolo, e 0,70536 para a amostra do horizonte A do P6. As duas amostras de saprolitos também apresentaram razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  bastante elevadas e, ao mesmo tempo, com uma diferença sensível entre ambas (*vide* Quadro 4.2). Observa-se que, de maneira geral, as amostras-extra apresentaram razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  bem mais radiogênicas do que as amostras de solos da topossequência.

## 5. Discussão

### 5.1. Considerações iniciais sobre os valores determinados nas amostras

Os valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  aqui determinados estão todos acima da faixa determinada por Pimentel *et al.* (2001) para rochas do Grupo Paranoá, os quais obtiveram valores que variaram entre -24,03 e -16,78 (Figura 4.1). Vale ressaltar, contudo, que aquele trabalho compreendeu uma amostragem em uma escala bem mais abrangente e voltada a coleta de amostras de rocha, enquanto que o presente trabalho se volta a um estudo local e a materiais já alterados, sendo que na área não foi possível verificar a ocorrência de afloramentos de rocha fresca, além dos calcários. O parâmetro  $\epsilon_{Nd}(0)$  representa uma comparação do valor da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da amostra em relação à esta mesma razão no CHUR (Chondritic Uniform Reservoir), no tempo presente (Faure, 1986). Dessa forma, este valor é uma função da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  da amostra.



**Figura 4.1** – Faixas de valores de  $\epsilon_{Nd}(0)$  das amostras analisadas e de rochas do Grupo Paranoá analisadas por Pimentel *et al.* (2001).

Os valores das idades-modelo ( $T_{DM}$ ) calculadas variam em uma amplitude que de fato parece indicar a mistura de dois ou mais materiais de origem. Esta variável, porém, não foi considerada para os modelos de mistura, tendo em vista que é uma função das razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , sendo que a utilização direta destes parâmetros foi preferida.

Já em relação às composições isotópicas do Sr, pode-se dizer que algumas amostras apresentam valores bastante radiogênicos, bem acima dos valores relatados por Borg &

Banner (1996), provavelmente por terem sido analisados neste último trabalho materiais mais jovens e/ou com baixa razão Rb/Sr. As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  também são mais elevadas do que aquelas determinadas por Innocent *et al.* (1997) em basaltos, arenitos, saprolitos destas rochas e amostras de água, coletadas em região entre Ribeirão Preto e São Simão, SP. Já Aubert *et al.* (2001), que analisaram amostras de granito e solos deles derivados, e Borba *et al.* (2003) que analisaram rochas sedimentares do Grupo Camaquã, reportam valores bem mais elevados e dentro da mesma faixa de valores encontrada no presente estudo.

Especificamente para as amostras aqui analisadas, chama a atenção a diferença observada entre as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das amostras do depósito de argila (37 e 38), sendo a razão para a camada vermelha bem mais elevada, o que, juntamente com os teores dos elementos maiores (Capítulo II), indica que cada camada corresponda a um período diferente de sedimentação, entre os quais variaram a natureza e/ou as proporções das fontes dos sedimentos.

As assinaturas isotópicas dos calcários dolomítico e calcítico, por sua vez, apresentam valores bem próximos, de onde se termina por concluir que o calcário calcítico de fato se originou da dissolução e reprecipitação do calcário dolomítico.

Os valores bastante radiogênicos das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de algumas das amostras (saprolitos, Nitossolo e amostra de solo FC) podem ser explicados por uma contribuição significativa de  $^{87}\text{Sr}$  a partir de um material de origem com elevada razão Rb/Sr. Comparando os teores totais de Rb (Quadro 3.2 – Capítulo III) com os dados dos Quadros 4.1 e 4.2, verifica-se que as amostras com razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mais elevadas são em geral as que apresentam os maiores teores de Rb. Foi obtido um valor de correlação linear simples de 0,78 entre as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e os teores de Rb. Contudo, as razões elementares Rb/Sr não se apresentaram bem correlacionadas com as razões isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $r = 0,44$ ), indicando que a elevação destas razões deve ser determinada basicamente pelos teores iniciais de Rb.

A predominância de ilita, em relação a cloritas e esmectitas, observada por Guimarães (1997) nas rochas metapelíticas do Grupo Paranoá, corrobora o entendimento de que a área apresenta materiais relativamente enriquecidos em Rb. A ilita é um argilomineral com proporção razoável de K em sua estrutura o que implica também em teores mais elevados de Rb (Faure, 1986). Vai ao encontro destas observações o fato de que as amostras do Nitossolo e dos saprolitos, as quais apresentam os teores mais elevados de Rb, apresentam também os teores mais elevados de  $\text{K}_2\text{O}$  (Quadro 2.6 – Capítulo II). A exceção é a amostra do P7-Bi, que apresenta teor reduzido de  $\text{K}_2\text{O}$  e teor bem elevado de Rb,

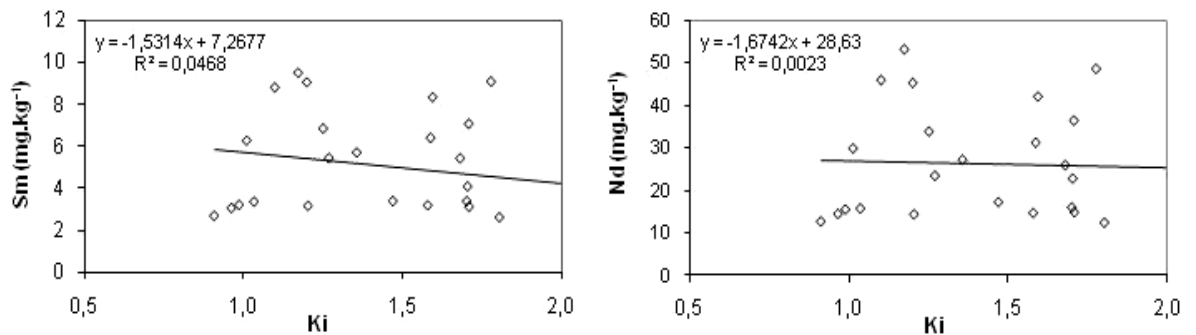
provavelmente herdado do material de origem e concentrado pela lixiviação à montante. Adicionalmente, os teores de Sr, nos materiais carbonáticos e saprolíticos amostrados, em geral não são altos. Isso reduziria a quantidade necessária de  $^{87}\text{Sr}$  radiogênico para elevar as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  nos materiais intemperizados da área.

### *5.2. Intemperismo x parâmetros e variáveis determinados*

Previamente à escolha dos parâmetros e variáveis a serem empregados na construção de modelos de misturas é importante identificar quais destes são independentes dos efeitos do intemperismo. O intuito é identificar quais variáveis e parâmetros disponíveis têm seus valores determinados basicamente pela contribuição de uma determinada fonte e, conseqüentemente, podem ser utilizados como traçadores, e quais devem ser descartados, em função de terem seus valores alterados pelo intemperismo químico das amostras. Assim, foi feita uma análise prévia na qual os teores de Sm e Nd e os parâmetros isotópicos foram correlacionados com o grau de intemperismo das amostras.

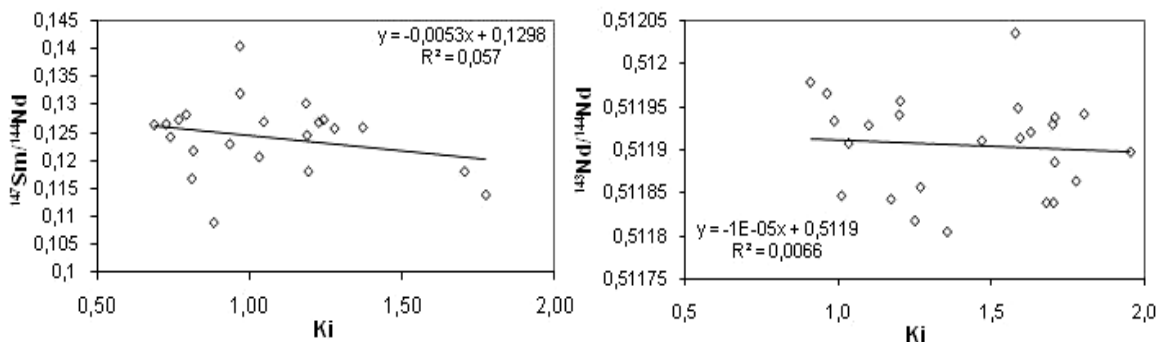
O índice de intemperismo aqui adotado é o  $K_i$ , determinado a partir dos dados do ataque sulfúrico (Capítulo I – Quadros 1.5 e 1.6). O  $K_i$  é o índice adotado para tal finalidade nos estudos de pedologia e taxonomia de solos, juntamente com o  $K_r$ . Entende-se que este índice é mais adequado do que a simples razão elementar Si/Al obtida a partir dos dados da análise total, conforme foi adotado no trabalho de Borg & Banner (1996), pois a sílica e o alumínio determinados no ataque sulfúrico estão mais relacionados aos minerais das frações argila e silte, enquanto que os valores totais favorecem distorções. Um exemplo disso é o caso de solos mais arenosos, com teor mais elevado de quartzo, onde a alta relação Si/Al que provavelmente seria encontrada não necessariamente se traduz em um grau de intemperismo pouco avançado.

As concentrações de Sm e Nd não se mostraram correlacionadas aos valores de  $K_i$  das amostras, ao contrário do que foi verificado anteriormente para outros elementos insolúveis, como Ti, Th, Zr e Sc, por exemplo. As correlações obtidas entre os teores de Sm e Nd, e o  $K_i$  das amostras, podem ser consideradas insignificantes ( $r_{\text{Sm-K}_i} \sim -0,07$  e  $r_{\text{Nd-K}_i} \sim -0,05$ ), indicando que o Sm e o Nd, embora sejam elementos insolúveis, apresentam sua distribuição, no caso das amostras aqui analisadas, bem mais relacionadas à contribuição do material de origem do que ao grau de intemperismo sofrido por estas. É possível notar também a distribuição bastante semelhante de ambos os elementos, o que é conseqüência da afinidade geoquímica entre Sm e Nd (Figura 4.2).



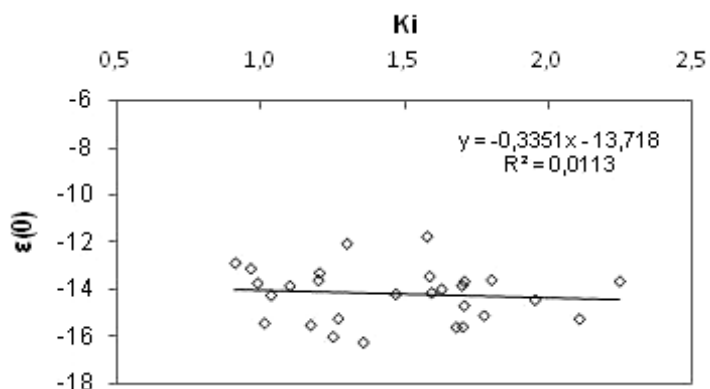
**Figura 4.2** – Distribuição dos teores de Sm e Nd em função do Ki das amostras de solos, saprolitos e demais amostras-extra.

A razão isotópica  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  também não apresentou relação com o Ki das amostras, o que se depreende tanto do valor do coeficiente de correlação linear simples entre os dados de Ki e das razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das amostras ( $r = -0,08$ ) como da ausência de ajuste na reta de regressão linear dos dados (Figura 4.3). Isto significa dizer que o fracionamento isotópico do Nd, pelo intemperismo, não é verificado nestas amostras. Já a razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  parece apresentar alguma correlação, embora bastante baixa, com os valores de Ki ( $r = -0,24$ ). É possível que isto indique algum fracionamento entre estes dois ETRs, o que já foi relatado como fenômeno possível. Contudo, a correlação observada ainda pode ser considerada bastante baixa, indicando, no máximo, um ligeiro fracionamento entre Sm e Nd.



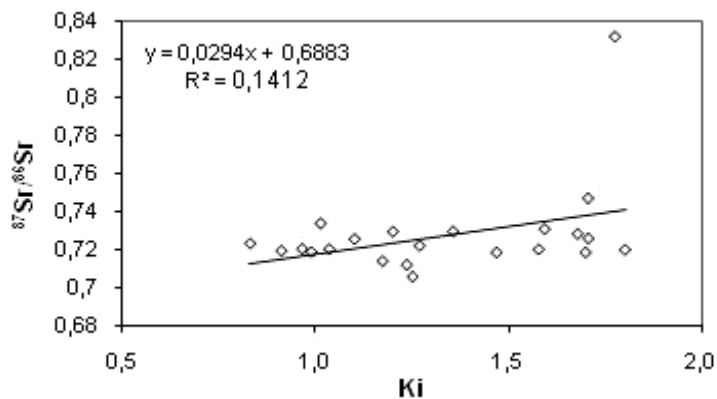
**Figura 4.3** – Distribuição das razões isotópicas  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  em função do  $K_i$ , para as amostras de solos, saprolitos e demais amostras-extra.

Também não foi observada correlação entre o  $K_i$  e os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$  ( $r = -0,088$ ) o que também pode ser visualizado pela Figura 4.4. A ausência de correlação é de se esperar, na medida em que o  $\epsilon_{\text{Nd}}$  é uma função dos valores de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das amostras.



**Figura 4.4** – Distribuição dos valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$  em função do  $K_i$ , para as amostras de solos, saprolitos e demais amostras-extra.

Alguma correlação positiva ( $r \sim 0,38$ ), ainda que bastante baixa, é verificada entre os valores da razão isotópica do Sr e o  $K_i$  das amostras, indicando que, neste caso, o intemperismo pode ter algum efeito sobre esta razão. A distribuição dos dados pode ser visualizada na Figura 4.5. No trabalho de Innocent *et al.* (1997) foi observado o efeito inverso, com as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  aumentando nas amostras mais intemperizadas. Contudo, os mecanismos pelos quais o fracionamento isotópico do Sr pode vir a ocorrer, em função dos procesos intempéricos, ainda são tema de debate na literatura.



**Figura 4.5** – Distribuição das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em função do Ki, para as amostras de solos, saprolitos e demais amostras-extra.

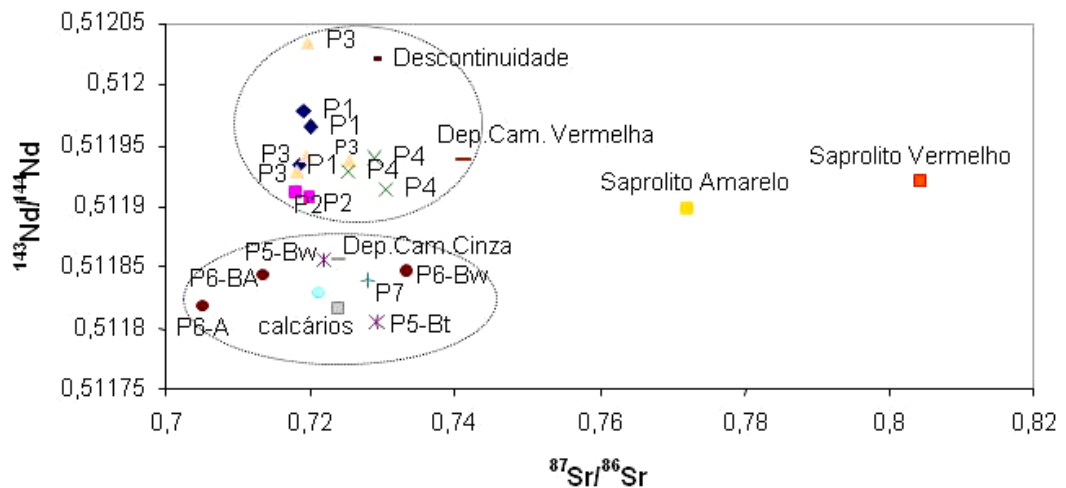
Dessa maneira, inicialmente tem-se que os parâmetros e variáveis composicionais que parecem mais adequados à construção dos modelos de misturas a serem testados seriam: as concentrações de Sm e Nd, a razão isotópica do Nd e o  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$  das amostras, sem deixar de lado a razão isotópica do Sr.

### 5.3. Modelos de misturas

Os dados isotópicos das amostras foram, inicialmente, plotados em um diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  x  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Figura 4.6) o qual permitiu diferenciar dois grupos principais de amostras:

- 1) o grupo localizado no quadrante superior esquerdo é constituído pelos 4 primeiros solos da vertente – P1, P2, P3 e P4, além do material da descontinuidade e a amostra da camada avermelhada coletada no depósito de argila;
- 2) o grupo localizado no quadrante inferior esquerdo é constituído por todos os solos da vertente inferior, os quais já se situavam sobre o calcário calcítico (P5, P6 e P7), juntamente com as amostras dos calcários calcítico e dolomítico e a amostra da camada acinzentada do depósito de argila.

Os saprolitos permaneceram isolados destes dois grupos devido à sua razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  bastante elevada, sendo que a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  do saprolito amarelo, considerado o material de referência para as rochas metapelíticas do Grupo Paranoá, tem valor intermediário entre os dois grupos.



**Figura 4.6** – Diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  x  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das amostras de solos, saprolitos, calcários e amostras-extra selecionadas.

Este diagrama permite observar que os dois grupos se formam em função da definição de duas faixas de valores para as razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Assim, o grupo de solos à montante (Grupo 1) apresenta razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  em uma faixa distinta e mais elevada do que a dos solos sobre o calcário (Grupo 2). Como o saprolito amarelo apresenta uma razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  intermediária entre os dois grupos, conclui-se que estes valores, nas demais amostras, estão sendo diferenciados pela influência dos outros dois potenciais materiais de origem, ou seja, o material da cobertura e o calcário calcítico. Assim, os solos do Grupo 1 apresentam valores da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mais relacionados ao material de cobertura, enquanto que os solos sobre o calcário têm sua razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mais próximas deste. Adicionalmente, observa-se que as duas amostras do depósito de argila estão em grupos separados, novamente indicando uma origem diferenciada na deposição de cada uma destas camadas. O saprolito vermelho apresenta razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  na faixa do Grupo 1.

O fato de os solos situados sobre o calcário apresentarem razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mais próximas deste, não implica que se originaram do calcário. Este último imprime suas razões isotópicas de Nd aos solos situados sobre ele em função de sua elevada taxa de dissolução, em relação aos demais materiais. Assim, é o componente que mais contribui para a composição isotópica da solução destes solos e, possivelmente, de suas fases autigênicas ou neoformadas. O calcário exerce influência somente sobre as fases solúveis dos solos, influenciando características como a soma de bases e o pH, de forma que os solos situados sobre o calcário são eutróficos devido à influência do processo de dissolução da rocha

carbonática, o qual se constitui em uma fonte contínua de  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  aos solos. O perfil mineralógico destes, contudo, evidencia um avançado grau de intemperismo químico, conforme demonstrado no Capítulo II. Adicionalmente, a análise da distribuição de elementos imóveis e de ETRs demonstrou que os calcários apresentam pouca influência na composição dos solos.

A razão isotópica do Sr não permitiu uma diferenciação entre as amostras, pois apesar de os saprolitos apresentarem razões bastante contrastantes com os calcários e o material de cobertura (representado pelo P1), as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  destes dois últimos são muito próximas, e todas as demais amostras apresentam suas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dentro de uma mesma faixa de valores, bastante estreita.

Provavelmente em função disso e, possivelmente, por alguma influência do grau de intemperismo sobre estes valores, os modelos de mistura que utilizaram as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  no intuito de identificar um padrão de mistura para os solos, não se mostraram adequados. Os valores determinados para as amostras não apresentaram ajuste adequado ao modelo, conforme pode ser observado na Figura 4.7. Nesta, são apresentados dois diagramas do modelo que relaciona as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  aos teores de Rb e Nd das amostras, respectivamente. Assim, foi testado um modelo entre a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e um elemento mais solúvel (Rb) e entre a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e um elemento insolúvel (Nd). Nestes, foram considerados como membros-finais (fontes) o saprolito e o material de cobertura. Quando o calcário foi utilizado como um membro-final, a dispersão em relação à curva do modelo foi ainda maior.

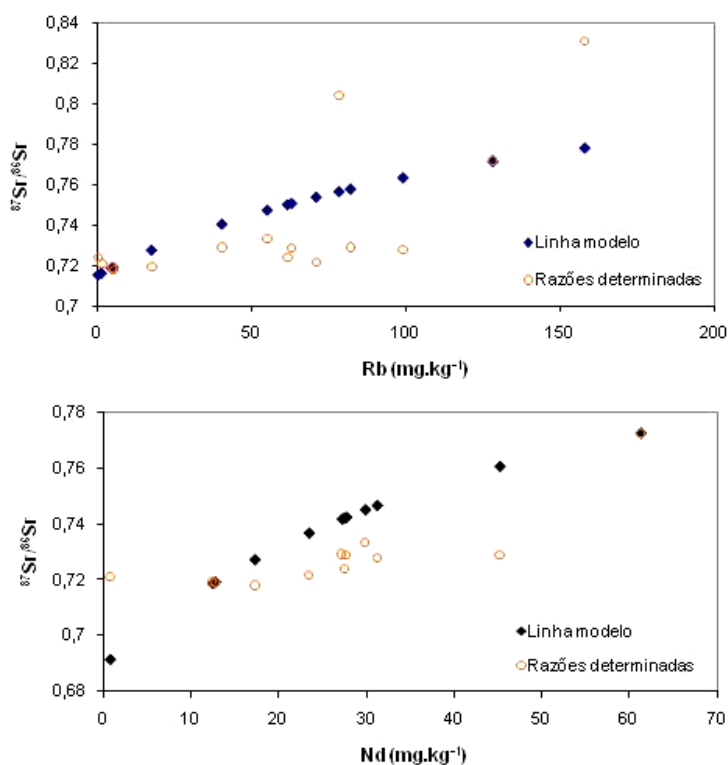
Apesar de certo grau de dispersão ser esperado nestes modelos, especialmente no caso de amostras de solos, cuja composição química não depende unicamente da composição do material de origem, os modelos baseados na razão isotópica do Sr não permitiram a identificação de um padrão sequer.

A Figura 4.8, por sua vez, representa o diagrama do modelo que relaciona os valores da razão isotópica do Nd aos teores de Nd nas amostras. Para este modelo foram considerados como membros-finais o saprolito e o calcário calcítico. O diagrama não evidencia um padrão de mistura para as amostras, mas, antes, demonstra novamente que o calcário como material de origem é um componente improvável, considerando sua contribuição para os teores de Nd das amostras. Além da falta de ajuste entre os dados determinados e a curva do modelo, observa-se que todos os pontos permanecem aglomerados em torno do membro-final representado pelo saprolito, e dispersos

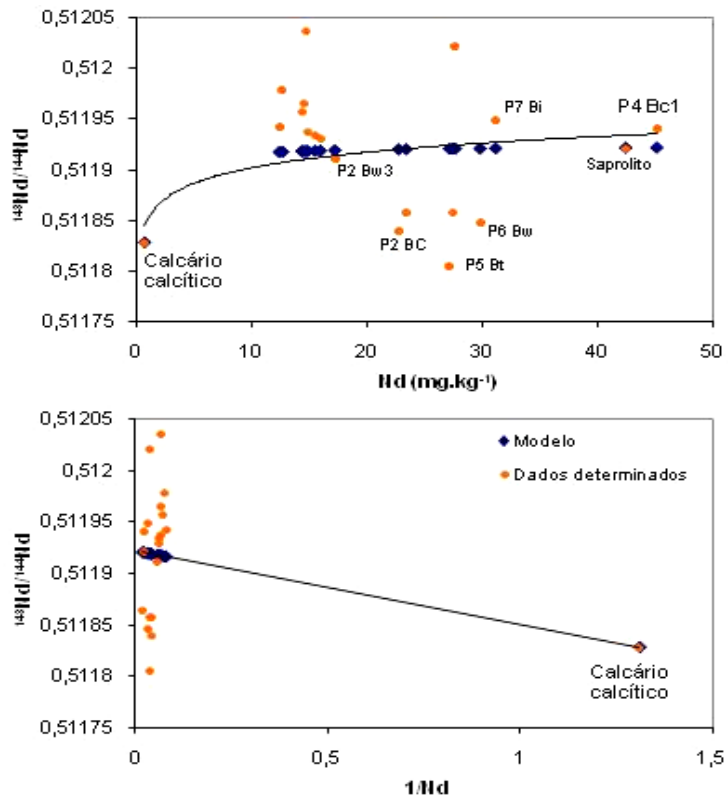
verticalmente ao longo do eixo das razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , conforme o padrão já discutido para o diagrama da Figura 4.6. Já o calcário permanece totalmente isolado de todas as amostras, sendo que o próprio modelo é incapaz de prever uma gradação representando diferentes proporções da mistura entre os membros-finais testados.

O Nd é um elemento insolúvel, e que ocorre em rochas e solos como elemento-traço associado aos minerais silicatados e, possivelmente, também pode ser retido pelos óxidos de Fe. Suas concentrações nos calcários são baixíssimas em relação aos teores encontrados para os solos e demais amostras, reforçando o entendimento de que o calcário não contribui para a matriz mineral dos solos, e apenas influencia suas características químicas por meio de sua taxa de dissolução elevada em relação às outras rochas.

Do exposto acima, somado ao que foi observado em relação aos calcários nos capítulos II e III, conclui-se que o calcário calcítico - ou dolomítico - não representam uma fonte de materiais para a matriz dos solos estudados.



**Figura 4.7** – Diagramas do modelo relacionando as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  das amostras aos seus teores de Rb (acima) e Nd (abaixo), considerando como membros finais o saprolito amarelo e a amostra P1.

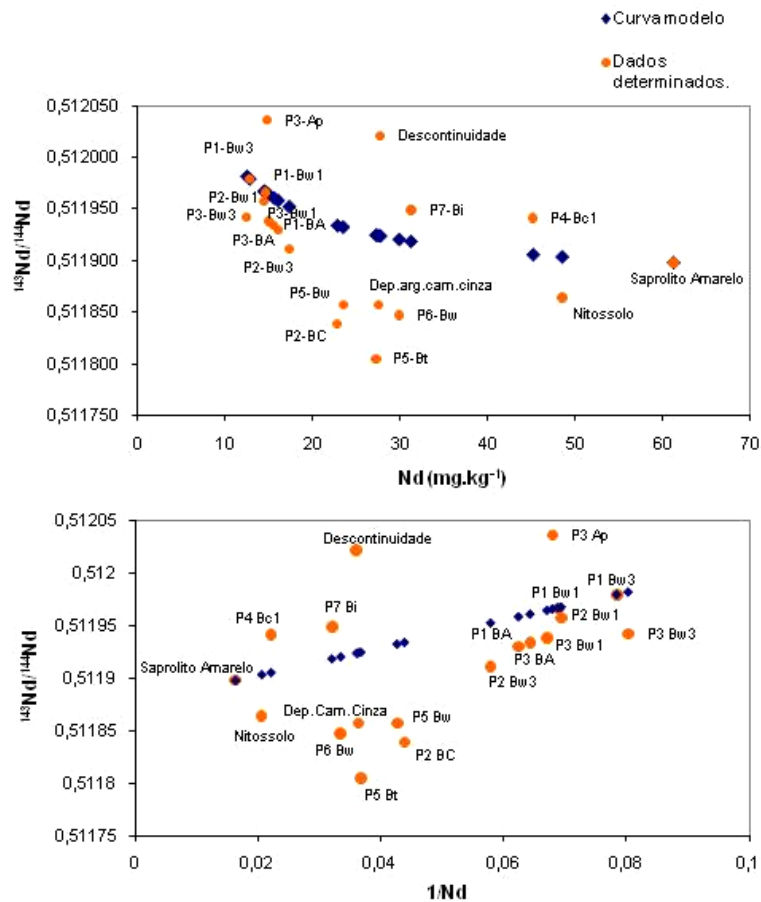


**Figura 4.8** – Diagramas do modelo relacionando as razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das amostras aos teores de Nd, considerando como membros-finais o saprolito e o calcário calcítico. Abaixo é representado o modelo linearizado por meio da inversão dos valores das concentrações de Nd.

Quando o mesmo modelo acima considera como membros finais o saprolito amarelo e o material de cobertura, observa-se uma distribuição gradual ao longo da curva do modelo (Figura 4.9). Existe, contudo, uma dispersão considerável dos dados determinados em relação à curva do modelo, o que provavelmente se deve ao fato de as razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de parte das amostras serem influenciadas pelo calcário, e não pelo saprolito amarelo, conforme discutido anteriormente. Consequentemente, essa variável não é adequada para estimar uma mistura entre o saprolito amarelo e o material de cobertura.

Todavia, os diagramas da Figura 4.9 permitem identificar um padrão de distribuição das amostras que é bem próximo do observado na Figura 4.6, onde os Latossolos P1, P2 e P3 formam um grupo distinto dos solos situados sobre o calcário e o material avermelhado do depósito de argila se situa no primeiro grupo enquanto que o material acinzentado se agrupa com os solos situados sobre o calcário. A curva deste modelo, tal como no anterior, foi transformada em uma reta pela inversão dos valores do eixo das abcissas, para facilitar a identificação dos padrões de distribuição das amostras.

Além da distinção dos dois grupos de amostras já mencionados, verifica-se que o horizonte BC do P2 se destaca do grupo formado pelos solos do terço superior, localizando-se em uma posição intermediária com o grupo dos solos situados sobre o calcário. Este último grupo é individualizado do primeiro por apresentar razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mais baixas e teores de Nd mais elevados.



**Figura 4.9** - Diagramas do modelo relacionando as razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das amostras aos teores de Nd, considerando como membros-finais o saprolito amarelo e o material de cobertura (P1). Abaixo, o modelo linearizado.

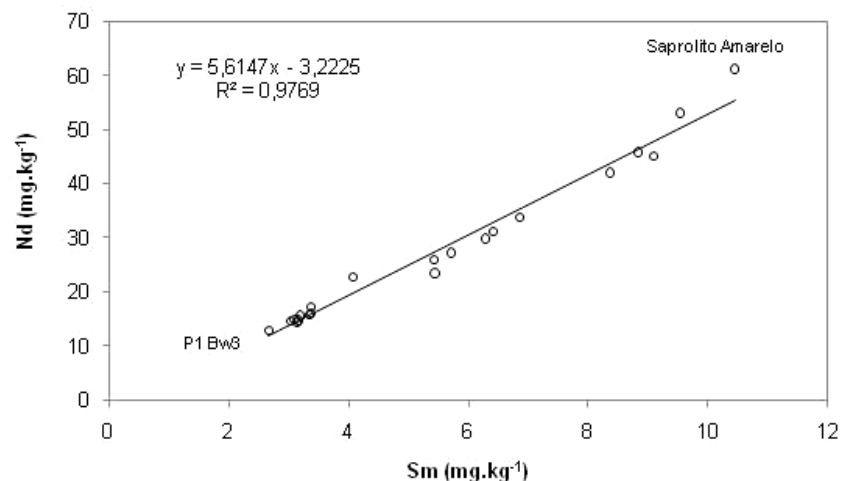
Neste último diagrama, a amostra do P7 considerada foi a do horizonte Bi, que se cobertura, porém, a caracterização química e, especialmente, o padrão de distribuição de ETRs, o associam ao saprolito.

A partir das informações obtidas dos modelos anteriores e dos dados apresentados no capítulo III, o saprolito amarelo e o material de cobertura foram considerados como as duas principais fontes de materiais para os solos da área. Tendo sido verificado que os teores de Sm e Nd das amostras não se correlacionam ao grau de intemperismo das mesmas, e ainda,

que seus teores são contrastantes entre todos os potenciais materiais de origem, foi testado um modelo de mistura linear baseado nas concentrações destes dois elementos. A simples plotagem destes dados em um gráfico de dispersão Sm x Nd já demonstra um arranjo linear bastante claro (Figura 4.10), o que indica que o conjunto de amostras analisadas é produto de uma mistura entre estes dois membros-finais e que pode ser explicada pelos teores de Sm e Nd das amostras.

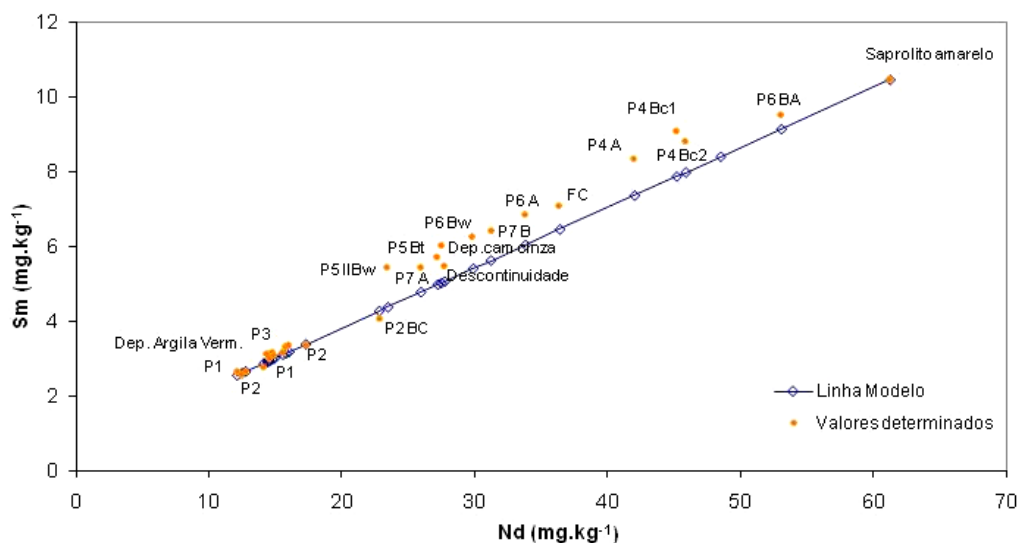
mostrou na mesma faixa de razões  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das amostras do Grupo 1, enquanto que no diagrama da Figura 4.6 foi considerada a amostra do horizonte A, a única deste perfil para a qual havia sido determinada a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Até aqui os padrões de distribuição das amostras se mostram, de uma maneira geral, bastante recorrentes. O fato que chama a atenção é o descolamento do P4 em relação aos solos do primeiro grupo (P1, P2 e P3). Este solo foi inicialmente associado ao material de



**Figura 4.10** – Gráfico de dispersão dos teores de Sm e Nd determinados nas amostras, evidenciando o arranjo linear dos dados.

De fato, o modelo linear baseado nas concentrações de Sm e Nd apresentou excelente ajuste aos dados determinados para as amostras (Figura 4.11) e reafirmou o entendimento de que a cobertura detrítico-laterítica e o saprolito amarelo são os materiais de origem dos solos da topossequência Água Fria.



**Figura 4.11** – Modelo linear de mistura baseado nas concentrações de Sm e Nd das amostras, considerando como membros-finais a amostra P1-Bw e o saprolito amarelo.

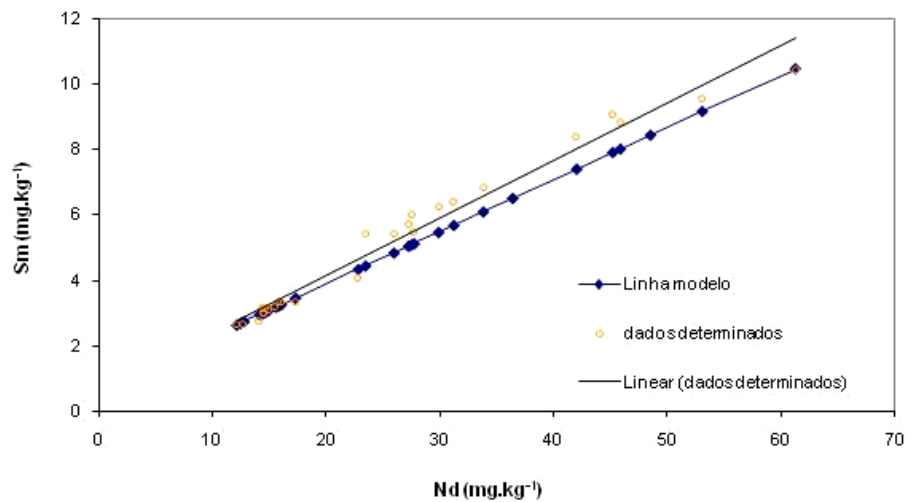
Neste modelo, o que se observa é a repetição do padrão de distribuição das amostras já evidenciado pelos diagramas anteriores. Os Latossolos P1, P2 e P3 formam um grupo bem homogêneo relacionado ao material de cobertura. Contudo, o P2 apresenta uma gradação em profundidade, já evidenciada pela mineralogia (Capítulo II), e que aqui é evidenciada pela maior proximidade de seu horizonte BC com o grupo dos solos situados no terço-inferior da vertente. Estes últimos, apresentam teores bem mais elevados de Sm e Nd, evidenciando uma contribuição mais significativa do saprolito amarelo em sua constituição.

Um terceiro grupo é individualizado, formado pelas amostras com os teores mais altos de Sm e Nd. Todos os horizontes do P4 se situam neste último grupo. Isso indica que sua origem está muito mais relacionada ao saprolito de metapelíticas do que à cobertura detrítico-laterítica, o que apóia a hipótese alternativa, sugerida no Capítulo II, de sua gênese *in situ* sob a influência de oscilações freáticas, e não a partir da fragmentação da couraça laterítica. Observa-se ainda que o horizonte BA do P6 também se situa neste último grupo, pois apresenta os teores mais elevados de Sm e Nd após a amostra do saprolito amarelo, enquanto que os demais horizontes deste perfil apresentam teores que os vinculam ao grupo intermediário. É possível que esta distinção se deva a uma descontinuidade litológica entre os horizontes.

Adicionalmente, observa-se que as amostras avermelhada e acinzentada do depósito de argila se agrupam novamente aos grupos 1 (P1, P2 e P3) e 2 (solos sobre o calcário),

respectivamente. Isso confirma o entendimento de que estas duas camadas estão relacionadas a dois períodos distintos de deposição.

A linha do modelo linear de mistura baseado nas concentrações de Sm e Nd apresentou uma pequena diferença de declividade em relação à reta de regressão linear, conforme pode ser observado na Figura 4.12.



**Figura 4.12** – Comparação entre as retas de regressão linear e do modelo linear de mistura, baseados nas concentrações de Sm e Nd das amostras.

Isto se deve ao fato de que as concentrações de Sm, determinadas nas amostras, em geral foram um pouco mais altas do que as concentrações estimadas pelo modelo, a partir das concentrações correspondentes de Nd. Em outras palavras, é possível que esteja ocorrendo um fracionamento de Sm em relação ao Nd em função do intemperismo, com o primeiro sendo concentrado relativamente ao segundo. As razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  corroboram com este entendimento, tendo em vista que as razões determinadas para os solos são em geral mais elevadas do que a do saprolito amarelo.

## 6. Conclusões

- As razões isotópicas do Sr variaram em uma faixa muito estreita para a maior parte das amostras, especialmente as de solos, o que, associado a um possível efeito do intemperismo sobre esta variável, fez com que esta não se constituísse em um bom traçador para os solos deste estudo;
- As razões isotópicas do Nd, analisadas para a amostra total, são determinadas pelas taxas de dissolução diferenciais dos minerais que compõem as amostras. Nesse estudo, estas razões evidenciaram a influência do calcário sobre as características químicas dos solos desenvolvidos sobre ele, devido à elevada taxa de dissolução desta rocha, imprimindo sua assinatura isotópica aos solos sobre a mesma;
- os ETRs Sm e Nd, apesar de serem considerados elementos insolúveis, não demonstram efeito de concentração significativo nas amostras, ocasionados pelo grau de intemperismo. Provavelmente por esta razão, e também pelo fato de seus teores serem contrastantes entre todos os potenciais materiais de origem aqui testados, o modelo de mistura binária baseado nas concentrações destes dois elementos foi o mais adequado para demonstrar que as amostras analisadas são produto de mistura e quais as prováveis fontes da mesma;
- O fracionamento entre Sm e Nd, contudo, parece ocorrer nas amostras analisadas neste estudo, como consequência do grau de intemperismo químico das mesmas;
- Os dois materiais de origem que contribuem para os solos da toposseqüência Água Fria são: o material da cobertura detrítico-laterítica e rochas metapelíticas intemperizadas do Grupo Paranoá, estas últimas representadas pela amostra do saprolito amarelo. O calcário calcítico contribui basicamente na elevação dos teores de Ca e Mg e do pH dos solos situados sobre ele;
- Por consequência, os solos desenvolvidos sobre o calcário possuem uma origem para-autóctone, uma vez que todas as evidências apontam para um desenvolvimento a partir de materiais pré-trabalhados, transportados a curta distância. O P1 e o P4 são os únicos desenvolvidos *in situ*, o primeiro exclusivamente da cobertura detrítico-laterítica, e o segundo do saprolito de metapelíticas. O P2 também parece desenvolvido de material da cobertura, embora esteja assentado sobre o saprolito de metapelíticas.

## 7. Referências Bibliográficas

- ALLÈGRE, C.J., DUPRÉ, B., NÉGREL, P., GAILLARDET, J. Sr-Nd-Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: constraints about erosion processes. *Chemical Geology*, 131: 93 – 112, 1996.
- AUBERT, D., STILLE, P., PROBST, A. REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65 (3): 387 – 406, 2001.
- AUBERT, D., STILLE, P., PROBST, A., GAUTHIER-LAFAYE, F., POURCELOT, L., DEL NERO, M. Characterization and migration of atmospheric REE in soils and surface waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66 (19): 3339-3350, 2002.
- BESTLAND, E.A., GREEN, G.P., RIVETT, K. Sources of base cations in soil solids and soil water: examples from red brown earths of south Australia. *In*: Roach I.C. (ed.). *Advances in Regolith*, pp. 16-18. CRC LEME, 2003.
- BLUM, J.D. & EREL, Y. Rb-Sr isotope systematics of a granitic soil chronosequence: the importance of biotite weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (15): 3193 - 3204, 1997.
- BORBA, A.W., MIZUSAKI, A.M.P., SILVA, D.R.A.S., KAWASHITA, K. Razões isotópicas  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  como traçadores de proveniência de rochas sedimentares siliciclásticas: exemplos do Grupo Camaquã (Paleozóico inferior, RS, Brasil). *Pesquisas em Geociências* 30 (2): 39-50, 2003.
- BORG, L.E. & BANNER, J.L. Neodymium and strontium isotopic constraints on soil sources in Barbados, West Indies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (21): 4193-4206, 1996.
- BRAUN, J.J., PAGEL, M., HERBILLON, A., ROSIN, C. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: A mass balance study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (18): 4419-4434, 1993.
- BROWN, D.J., MCSWEENEY, K., HELMKE, P.A. Statistical, geochemical, and morphological analysis of stone line formation in Uganda. *Geomorphology* 62: 217 – 237, 2004.
- DOUGLAS, G.B., HART, B.T., BECKETT, R., GRAY, C.M., OLIVER, R.L. Geochemistry of Suspended Particulate Matter in the Murray-Darling River System: A Conceptual Isotopic/Geochemical Model for the Fractionation of Major, Trace and Rare Earth Elements. *Aquatic Geochemistry* 5: 167-194, 1999.
- FAURE, G. Principles and Applications of Inorganic Geochemistry. Macmillan Publishing Company. 626p, 1991.
- FAURE, G. Principles of Isotope Geology. John Wiley and Sons. 2<sup>nd</sup> ed., 1986.
- GAILLARDET, J., DUPRÉ, B., ALLÈGRE, C.J., NÉGREL, P. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chemical Geology*, 142: 141 – 173, 1997.
- GIOIA, S.M.C.L. & PIMENTEL, M.M. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *An. Acad.Bras.Ci.* 72 (2): 219 – 245, 2000.

GUIMARÃES, E.M. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí na região de Bezerra-Cabeceiras, GO. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências – UnB, 270 p, 1997.

HU, Y., VANHAECKE, F., MOENS, L., DAMS, R., DEL CASTILHO, P., JAPENGA, J. Determination of aqua regia soluble content of rare earth elements in fertilizer, animal fodder phosphate and manure samples using inductively coupled plasma mass spectrometry. *Anal. Chim. Acta* 373: 95–105, 1998.

INNOCENT, C., MICHARD, A., MALENGREAU, N., LOUBET, M., NOACK, Y., BENEDETTI, M., HAMELIN, B. Sr isotopic evidence for ion-exchange buffering in tropical laterites from the Paraná, Brazil. *Chemical Geology* 136: 219 – 232, 1997.

LUGMAIR, G.W. & MARTI, K. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39: 3349 - 3357, 1978.

MARTIN C. E. & MCCULLOCH M. T. Nd-Sr isotopic and trace element geochemistry of river sediments and soils in a fertilized catchment, New South Wales, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63 (2): 287–305, 1999.

OHLANDER, B., INGRI, J., LAND, M., SCHOBBERG, H. Change of Sm-Nd isotope composition during weathering of till. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (5): 813-820, 2000.

PIMENTEL, M.M., DARDENNE, M.A., FUCK, R.A., VIANA, M.G., JUNGES, S.L., FISCHER, D.P., SEER, H.J., DANTAS E.L. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *South American Earth Sciences*, 14: 571-585, 2001.

ROIG, H.L. Modelagem e Integração de Dados Aplicados à Análise dos Processos Erosivos e de Transporte de Sedimentos: o caso da Bacia do Rio Paraíba do Sul – SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências – UnB, 2005.

STEWART, B.W., CAPO, R.C., CHADWICK, O.A. Effects of rainfall on weathering rate, base cation provenance and Sr isotope composition of Hawaiian soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65 (7): 1087-1099, 2001.

VAN DER HOVEN, S.J. & QUADE, J. Tracing spatial and temporal variations in the sources of calcium in pedogenic carbonates in a semiarid environment. *Geoderma*, 108: 259 – 276, 2002.

VOLOKH, A. A., GORBUNOV, A. V., GUNDORINA, S. F., REVICH, B. A. Phosphorus fertilizer production as a source of rare earth elements pollution of the environment. *Sci. Tot. Environ.* 95: 141–148, 1990.

## Conclusões Gerais

A topossequência estudada apresenta classes de solos de ocorrência comum no domínio morfoclimático do cerrado, à exceção do perfil 7, um Chernossolo. Todos estes solos apresentam a mineralogia da fração argila comumente observada nos solos deste domínio, e para os solos tropicais altamente intemperizados em geral. Os solos da topossequência são em geral mais caulíníticos, sendo que apenas os Latossolos Vermelhos se mostraram oxidicos.

O caráter eutrófico de alguns dos solos está relacionado à influência do calcário calcítico que aflora a partir do terço-inferior da vertente. Os solos mais vermelhos (matiz 10R), dentre todos os analisados, foram: o LVe (P6), desenvolvido sobre o calcário calcítico, e a amostra-extra do perfil latossólico, desenvolvido sobre o calcário dolomítico, e coletada em frente à planta de exploração de calcário “Pirineus”. Ambos possuem apenas hematita como óxido de Fe pedogênico na fração argila.

Há evidências morfológicas e geoquímicas de que em geral os solos da topossequência estudada são produto da pedogênese de depósitos coluviais originados em, pelo menos, dois ciclos distintos de erosão e deposição ocorridos na área. A produção destes depósitos está relacionada à evolução de um paleoambiente lacustre, possivelmente de idade Terciária, para o atual cenário de uma depressão cárstica. Os únicos solos não desenvolvidos destes depósitos, são: o LVd (P1), localizado no topo da chapada e desenvolvido da cobertura detrítico-laterítica, o LVAd (P2), também desenvolvido do material de cobertura, porém este perfil já atinge o saprolito de metapelítica subjacente, em sua porção inferior, e o Plintossolo Pétrico (P4), o qual teria se desenvolvido *in situ* do intemperismo da rocha metapelítica. Para os demais perfis estudados, é acreditada uma origem para-autóctone. O modelo proposto para a evolução desse contexto compreende as seguintes etapas:

- 1) Ambiente lacustre formado sobre rochas pelito-carbonatadas do Grupo Paranoá, no qual teria ocorrido:
  - dissolução das lentes aflorantes de calcário dolomítico;
  - elevação do pH das águas devido à dissolução dos calcários;
  - dissolução de minerais silicatados dos materiais pelíticos, na área de influência destas águas;

- mobilização de sílica e início do processo de silicificação de materiais.
- 2) Regressão dos lagos, ocasionando:
    - redução de sua área de influência, com precipitação de sílica amorfa presente em excesso na solução, concluindo o processo de formação da silcrosta;
    - redução contínua do volume das águas, com precipitação de lentes de calcário calcítico;
    - deposição da camada de argila expansiva sobre o calcário calcítico, possivelmente formada tanto a partir do excesso de sílica e cátions em solução, como também por sedimentos oriundos das posições à montante.
  - 3) Erosão nas partes mais altas da paisagem, correspondendo às cotas de ocorrência da cobertura detritico-laterítica, promovendo:
    - primeira deposição de colúvios sobre o calcário e depósitos lacustres;
    - primeiro ciclo de pedogênese.
  - 4) Segundo ciclo de erosão, este atingindo as cotas do terreno subjacentes às da cobertura detritico-laterítica, e expostas pelo ciclo de erosão anterior, correspondendo ao afloramento das metapelíticas do Grupo Paranoá, com:
    - nova deposição de colúvios;
    - novo ciclo de pedogênese, produzindo os solos atuais.

A evolução do ambiente lacustre, passando pela regressão dos lagos e formação da depressão cárstica, pode ter se dado pelo simples progresso do ciclo cárstico na área. A alternância de períodos climáticos secos e úmidos também deve ter atuado no processo de evolução desta área.

Dessa maneira, os solos situados sobre o calcário são eutróficos devido à influência do processo de dissolução da rocha carbonática, o qual se constitui em uma fonte contínua de  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  aos solos. O perfil mineralógico destes, contudo, evidencia um avançado grau de intemperismo químico, por serem estes o produto da pedogênese de materiais pré-intemperizados.

No modelo proposto acima, a descontinuidade observada no P5 é explicada pelo desenvolvimento de um perfil de solo no primeiro ciclo de pedogênese, que corresponde ao atual horizonte IIBw, enquanto que o horizonte Bt teria sido desenvolvido no ciclo subsequente, após nova deposição de materiais. O material brunado localizado na zona de descontinuidade corresponderia ao antigo horizonte A formado sobre o primeiro perfil de solo. O LVe (P6) teria se originado da pedogênese de um depósito misto, formado por

deposições de ambas as fontes, em uma proporção próxima a 50%. Posteriormente foi recoberto por um segundo aporte de materiais, provenientes da erosão do saprolito de metapelíticas, o que explica a descontinuidade nos teores de Sm e Nd entre os horizontes BA e Bw. Já o LVAe (P3) teria se desenvolvido do depósito representado pelas amostras 37 e 38, formado em uma primeira etapa pela deposição de materiais silicatados argilosos, mesclado a fragmentos de calcário calcítico, em ambiente lacustre, e soterrado numa etapa posterior pela deposição de materiais erodidos à montante. O Chernossolo se relaciona a depósitos mistos e possivelmente possui contribuições de origem aluvial.

Em respeito às análises realizadas no desenvolvimento deste trabalho, conclui-se que, além da análise da distribuição de elementos imóveis, a análise dos padrões de distribuição dos Elementos Terras Raras e das razões isotópicas de amostras de solos e potenciais materiais de origem, apesar de agregarem certa complexidade à interpretação dos dados obtidos, podem, sim, elucidar aspectos não evidenciados pelas análises tradicionalmente empregadas nos estudos de gênese e geoquímica de solos. Neste estudo, estas análises foram determinantes para a definição dos materiais que contribuíram para o desenvolvimento dos solos estudados.

Enquanto a análise da distribuição de ETRs se mostrou bastante útil ao estabelecimento de relações entre os solos e os potenciais materiais de origem, tanto pela análise do padrão de distribuição de toda a série, como pela construção de modelos de mistura baseados em suas concentrações, as razões isotópicas, por outro lado, se mostram mais adequadas como traçadores das fases minerais mais solúveis, podendo servir como uma ferramenta para estimar a taxa de dissolução relativa dos minerais nos solos e perfis de intemperismo em geral.

# **ANEXOS**

# ANEXO I

## DESCRIÇÃO DOS PERFIS

### **Perfil 1**

**Número de campo – AF1**

### **DESCRIÇÃO GERAL**

**Data – 3/5/06**

**Classificação – LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico**

**Unidade de Mapeamento –**

**Localização, Município, Estado e Coordenadas – Rodovia GO230, trecho São Gabriel – Água Fria, após a placa da Fazenda Beira Rio, no km 15, do lado esquerdo da estrada. Água Fria, GO.Lat. 15,10788 S e Long. 47,7598 W.**

**Situação, Declive e Cobertura Vegetal Sobre o Perfil –** Descrito e coletado em trincheira em topo de chapada, sob pastagem com vegetação de cerrado.

**Altitude – 924 m**

**Litologia, Unidade Litoestratigráfica e Cronologia –** Coberturas detrítico-lateríticas (Terciário).

**Material Originário -**

**Pedregosidade –** Não-pedregosa.

**Rochosidade –** Não rochosa.

**Relevo Local –** Plano.

**Relevo Regional –** Suave Ondulado.

**Erosão –** Não aparente.

**Drenagem –** Bem drenado.

**Vegetação Primária –** Cerradão.

**Uso Atual –** Pastagem.

**Descrito e Coletado por –** João Roberto Correia, Eder de Souza Martins e Leila de Souza Lynch.

## DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

**Ap** 0-8cm, (5YR 3/4 úmido e 5YR 4/4 seco); argilosa; fraca, muito pequena e pequena blocos subangulares que se desfazem em muito pequena e pequena granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

**AB** 8-23cm, (5YR 3/4 úmido e 5YR 4/6 seco); argilosa; moderada muito pequena, pequena e média blocos subangulares e forte muito pequena a pequena granular; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

**BA** 23-52cm, (2,5 YR 4/8 úmido e 2,5YR 5/6 seco); argilosa; moderada muito pequena, pequena e média blocos subangulares e forte muito pequena a pequena granular; ligeiramente dura, muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

**Bw<sub>1</sub>** 52-97cm, (2,5YR 4/8 úmido e 2,5YR 5/6 seco); argilosa; moderada muito pequena, pequena e média blocos subangulares e forte muito pequena granular; dura, muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

**Bw<sub>2</sub>** 97-166cm, (2,5YR 4,5/6 úmido e 2,5 YR 5/8 seco); argilosa; fraca pequena blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena granular; macia, muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

**Bw<sub>3</sub>** 166-235cm+, (2,5YR 4/6 úmido e 2,5YR 5/8 seco); argilosa; fraca pequena blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena granular; macia com nódulos de argila, muito friável, plástica e pegajosa.

**Raízes** – muitas muito finas a finas no A; muitas finas e médias no AB; poucas muito finas, comum finas e médias no BA; poucas finas e médias, raras grossas no Bw<sub>1</sub>; poucas finas, comum médias no Bw<sub>2</sub>; poucas finas e médias no Bw<sub>3</sub>.

### Observações:

- Presença de concreções escuras, amarelas quando raspadas, ao longo do perfil;
- Atividade biológica intensa até o BA (raízes e canais de mesofauna);
- Presença de nódulos de argila que parecem agregados duros;
- Presença de muito carvão no Ap.

## RESULTADOS ANALÍTICOS – Perfil 1

Terra Fina Seca ao Ar - rotina química														
Horiz.	CO	pH <sub>H2O</sub>	pH <sub>KCl</sub>	P	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H+Al	SB	(t)	(T)	m	V
	dag/kg			mg/dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>			cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>			%	
Ap	5,72	6,23	5,40	17,39	4,37	1,67	94,18	0,01	3,57	6,28	6,29	9,84	0,21	63,77
AB	3,03	5,38	4,32	0,88	0,19	0,20	36,88	0,40	4,25	0,48	0,88	4,74	45,00	10,23
BA	1,98	5,17	4,39	0,68	ND	0,10	17,69	0,29	3,19	0,15	0,44	3,34	66,67	4,39
Bw <sub>1</sub>	1,32	5,15	4,81	0,56	ND	0,10	8,08	0,04	1,73	0,12	0,16	1,85	26,49	6,49
Bw <sub>2</sub>	1,03	5,68	5,47	0,45	ND	0,04	6,96	0,01	0,33	0,06	0,07	0,39	14,53	15,00
Bw <sub>3</sub>	0,76	5,91	5,85	0,39	ND	0,03	5,98	0,01	0,37	0,04	0,06	0,41	22,91	10,90
Terra Fina Seca ao Ar - Ataque Sulfúrico							Argila*				TFSA - Textura			
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ki	Kr	CTCr	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Argila	Grau Floc.	Silte/Argila	
	%						cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	%			%			
Ap	10,12	20,74	7,45	0,53	0,83	0,67					45,7	10,7	0,31	
AB	15,38	25,46	14,29	1,13	1,03	0,76					62,0	23,0	0,14	
BA	15,61	26,86	14,01	1,33	0,99	0,74					63,0	20,0	0,15	
Bw <sub>1</sub>	15,27	26,91	13,73	1,40	0,96	0,73					62,0	73,7	0,11	
Bw <sub>2</sub>	15,60	27,68	13,44	0,93	0,96	0,73	1,43	0,087	4,38	0,0199	63,7	100,0	0,10	
Bw <sub>3</sub>	15,09	28,18	14,25	2,35	0,91	0,69					60,0	100,0	0,16	

\*Foi feita a separação de argila para o horizonte Bw<sub>2</sub> apenas

TFSA - Textura (cont.)				
Horiz.	Silte	Areia Grossa	Areia Fina	Argila Nat.
Ap	14,0	10,0	30,3	40,67
AB	9,0	6,3	22,7	47,67
BA	9,7	6,0	21,3	50,33
Bw <sub>1</sub>	7,0	5,0	26,0	16,33
Bw <sub>2</sub>	6,3	4,3	25,7	0,00
Bw <sub>3</sub>	9,7	4,7	25,7	0,00

**Perfil 2****Número de campo – AF4****DESCRIÇÃO GERAL****Data – 3/5/06****Classificação – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico****Unidade de Mapeamento –****Localização, Município, Estado e Coordenadas –** Rodovia GO230, trecho São Gabriel – Água Fria, 1,5 km após o ponto do Perfil 1, do lado esquerdo da estrada. Água Fria, GO. Lat. 15,09435 S e Long. 47,76275 W.**Situação, Declive e Cobertura Vegetal Sobre o Perfil –** Descrito e coletado em trincheira no terço superior da pendente.**Altitude –** 882 m**Litologia, Unidade Litoestratigráfica e Cronologia –** metapelíticas relacionadas à unidade pelito-carbonatada do Grupo Paranoá (Proterozóico) e possível contribuição da cobertura detrítico-laterítica.**Material Originário –**Saprolito de Metapelíticas.**Pedregosidade –** Não-pedregosa.**Rochosidade –** Não rochosa.**Relevo Local –** Plano a suave ondulado.**Relevo Regional –** Suave Ondulado.**Erosão –** Moderada a Forte**Drenagem –** Bem drenado.**Vegetação Primária –** Cerradão.**Uso Atual –** Área de empréstimo abandonada sob vegetação de Cerradão secundária.**Descrito e Coletado por –** João Roberto Correia, Eder de Souza Martins e Leila de Souza Lynch.

## DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

**A** 0-10cm, (5YR 4/4 úmido e 5YR 5/4 seco); argilosa; moderada pequena e média blocos subangulares e forte pequena granular; ligeiramente dura, friável; transição plana e difusa.

**AB** 10-33cm, (5YR 4/4 úmido e 5YR 4/6 seco); argilosa; moderada a forte pequena média grande e muito grande blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

**Bw<sub>1</sub>** 33-117cm, (5YR 4/6 úmido e 5YR 5/6 seco); argilosa; fraca pequena e média blocos subangulares e forte muito pequena granular; ligeiramente dura, muito friável, pouco plástica e pouco pegajosa; transição plana e difusa.

**Bw<sub>2</sub>** 117-215cm, (5YR 4/6 úmido e 5YR 5/8 seco); argilo-siltosa; forte muito pequena granular; macia, muito friável, pouco plástica e pouco pegajosa; transição plana e difusa.

**Bw<sub>3</sub>** 215-245cm+, (2,5YR 4/8 úmido e 2,5YR 5/8 seco); argilo-siltosa; fraca pequena e média blocos subangulares e forte pequena granular; macia, muito friável, pouco plástica e pouco pegajosa.

**Raízes** – Poucas muito finas, comuns finas e médias e raras grossas e muito grossas no A; comuns finas e médias e raras grossas no AB; comuns médias no Bw<sub>1</sub>; poucas finas, comuns médias e poucas grossas no Bw<sub>2</sub>; comuns finas e raras médias no BC.

### Observações:

- A tradagem mostrou que o perfil tem mais 60 cm de profundidade até alcançar o saprolito. O material tradado é bastante variegado (matriz vermelha com pontuações brancas e menos amarelas);
- Presença abundante de nódulos provenientes da fragmentação do saprolito do metassiltito na base do perfil;
- Presença no Bw<sub>2</sub> e Bw<sub>3</sub> de nódulos de argila, poucos no Bw<sub>2</sub> e muitos no Bw<sub>3</sub>;
- Presença de nódulos brancos ao longo do perfil que aumentam com a profundidade.

## RESULTADOS ANALÍTICOS – Perfil 2

Terra Fina Seca ao Ar - rotina química														
Horiz.	CO	pH <sub>H2O</sub>	pH <sub>KCl</sub>	P	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H+Al	SB	(t)	(T)	m	V
	dag/kg			mg/dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>			cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>			%	
A	3,35	4,75	4,18	0,77	ND	0,40	30,05	0,75	4,11	0,48	1,23	4,58	61,26	10,39
AB	2,15	5,01	4,20	0,61	ND	0,07	18,99	0,59	3,39	0,12	0,71	3,51	82,77	3,50
Bw <sub>1</sub>	0,93	5,27	4,73	0,47	ND	0,03	4,68	0,10	1,97	0,04	0,14	2,01	68,74	2,19
Bw <sub>2</sub>	0,45	5,55	5,54	0,33	ND	0,05	3,38	0,01	1,03	0,06	0,08	1,09	17,48	5,78
Bw <sub>3</sub>	0,50	5,64	5,54	0,44	ND	0,04	3,06	0,01	0,75	0,05	0,06	0,79	22,77	5,71
BC	0,36	5,49	5,11	0,46	ND	0,03	4,36	0,02	0,96	0,04	0,06	1,00	28,16	4,24
Terra Fina Seca ao Ar - Ataque Sulfúrico							Argila*				TFSA - Textura			
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ki	Kr	CTCr	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Argila	Grau Floc.	Silte/Argila	
	%						cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	%			%			
A	15,84	26,03	12,43	1,58	1,03	0,79					57,3	33,7	0,15	
AB	19,31	26,57	10,32	1,28	1,24	0,99					59,7	20,3	0,19	
Bw <sub>1</sub>	20,11	28,41	10,77	1,88	1,20	0,97					61,7	100,0	0,10	
Bw <sub>2</sub>	20,64	29,70	10,75	4,26	1,18	0,96	2,27	0,064	2,86	0,0225	61,7	100,0	0,15	
Bw <sub>3</sub>	26,24	30,37	10,97	3,51	1,47	1,19					48,0	100,0	0,11	
BC	29,49	29,44	11,08	2,69	1,70	1,37					41,0	100,0	0,18	

\*Foi feita a separação de argila para o horizonte Bw<sub>2</sub> apenas.

TFSA - Textura (cont.)				
Horiz.	Silte	Areia Grossa	Areia Fina	Argila Nat.
A	8,7	6,0	28,0	38,0
AB	11,3	6,3	22,7	47,7
Bw <sub>1</sub>	6,0	5,3	27,0	0,0
Bw <sub>2</sub>	9,3	4,3	24,7	0,0
Bw <sub>3</sub>	5,3	16,0	30,7	0,0
BC	7,3	14,7	37,0	0,0

**Perfil 3**  
**Número de campo – AF6**

## **DESCRIÇÃO GERAL**

**Data** – 16/5/06

**Classificação** – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Eutrófico típico

**Unidade de Mapeamento** –

**Localização, Município, Estado e Coordenadas** – Rodovia GO230, trecho São Gabriel – Água Fria, 1 km após o ponto do Perfil 2, do lado esquerdo da estrada. Água Fria, GO. Lat.15,08653 S e Long.47,76567 W.

**Situação, Declive e Cobertura Vegetal Sobre o Perfil** – Descrito e coletado em trincheira no terço médio-superior da descida da chapada.

**Altitude** – 815 m

**Litologia, Unidade Litoestratigráfica e Cronologia** – metapelíticas e materiais carbonáticos relacionados à unidade Pelito-carbonatada do Grupo Paranoá (Proterozóico).

**Material Originário** – O perfil aparentemente se desenvolveu sobre um depósito lacustre, com contribuições de material transportado da cobertura detrítico-laterítica (?) do topo da chapada.

**Pedregosidade** – Não-pedregosa.

**Rochosidade** – Não rochosa.

**Relevo Local** – Suave ondulado.

**Relevo Regional** – Suave ondulado.

**Erosão** – Laminar moderada.

**Drenagem** – Bem drenado

**Vegetação Primária** – Cerradão.

**Uso Atual** – Área de empréstimo (cerrado em recuperação).

**Descrito e Coletado por** – João Roberto Correia, Eder de Souza Martins e Leila de Souza Lynch.

## DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

**Ap** 0-5 cm, (5YR 5/4 úmido e 5YR 4,5/4, seco); argilosa; forte pequena média e grande laminar e forte pequena média grande e muito grande blocos subangulares; extremamente dura, muito firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

**AB** 5-22 cm, (5YR 4,5/6 úmido e 7,5YR 4/6, seco); argilosa; muito pequena média e grande blocos subangulares; extremamente dura, muito firme, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

**BA** 22-43 cm, (5YR 4/6 úmido e 5YR 5/6, seco); argilosa; forte muito pequena pequena e média blocos subangulares; muito dura, firme, plástica e pegajosa; transição ondulada e difusa.

**Bw<sub>1</sub>** 43-93 ± 2 cm, (4YR 5/6 úmido e 5YR 4/6, seco); argilosa; forte muito pequena, pequena e média blocos subangulares e forte muito pequena granular; muito dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

**Bw<sub>2</sub>** 93 ± 2 – 133 cm, (5YR 5/8 úmido e 5YR 5/6, seco); argilosa; moderada pequena e média blocos subangulares e forte muito pequena granular; friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

**Bw<sub>3</sub>** 133 – 154+ cm, (2,5 YR 4/6 úmido); argilosa; fraca pequena e média blocos subangulares e forte muito pequena granular; muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

**Raízes** – Muitas finas no Ap; comuns finas, poucas médias e raras grandes no AB; poucas médias e raras finas no BA; comuns muito finas e raras médias no Bw<sub>1</sub>; comuns muito finas, poucas finas e médias no Bw<sub>2</sub>; comuns finas e comuns médias no Bw<sub>3</sub>.

### Observações:

- Compactado até o Bw<sub>1</sub>;
- Pequenas concreções brancas ao longo de todo o perfil (calcário e/ou calcário silicificado). Há também concreções escuras, planares ou não, na base do perfil e concreções ferruginosas;
- Na erosão foi possível ver que abaixo do Latossolo há um nível de calcário fragmentado que está parcialmente silicificado, e que mais abaixo se mistura com uma camada argilosa, a qual se torna mais pura e espessa em profundidade. Essa camada argilosa parece ser um depósito lacustre. O depósito é uma mistura bastante variegada onde se observam materiais amarelados e avermelhados e também muitas pontuações escuras provavelmente de manganês, em uma matriz argilosa acinzentada de material expansivo. A matriz argilosa era muito plástica e apresentava espelhamento quando úmida e blocos com cerosidade quando mais seca. Também foram observados concreções e núcleos de calcário no meio dos blocos argilosos além de alguns fragmentos vítreos. O calcário puro é bastante branco e alguns fragmentos apresentavam densidade baixa.

### RESULTADOS ANALÍTICOS – Perfil 3

Terra Fina Seca ao Ar - rotina química														
Horiz.	CO	pH <sub>H2O</sub>	pH <sub>KCl</sub>	P	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H+Al	SB	(t)	(T)	m	V
	dag/kg			mg/dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>			cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>			%	
Ap	1,78	5,36	4,37	0,75	0,66	0,66	48,26	0,31	3,35	1,44	1,75	4,79	17,52	30,14
AB	2,34	5,13	4,11	0,91	0,86	0,48	28,10	0,77	4,11	1,41	2,18	5,53	35,28	25,56
BA	1,51	5,50	4,49	0,63	1,09	0,58	16,07	0,15	2,03	1,71	1,86	3,74	8,24	45,65
Bw <sub>1</sub>	0,79	5,60	4,78	0,50	0,64	0,57	9,89	0,08	1,51	1,24	1,32	2,75	5,82	45,15
Bw <sub>2</sub>	0,70	5,99	5,63	0,49	1,24	1,16	8,91	0,02	0,35	2,42	2,44	2,77	0,68	87,27
Bw <sub>3</sub>	0,52	6,03	5,71	0,50	1,27	0,91	37,20	0,02	0,41	2,27	2,29	2,68	0,73	84,84
Terra Fina Seca ao Ar - Ataque Sulfúrico							Argila*				TFSA - Textura			
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ki	Kr	CTCr	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Argila	Grau Floc.	Silte/Argila	
	%						cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	%			%			
Ap	24,18	26,05	13,53	1,93	1,58	1,19					57,3	33,7	0,13	
AB	20,69	22,62	13,85	1,85	1,56	1,12					55,0	26,7	0,24	
BA	22,49	22,49	12,94	1,07	1,70	1,24					55,7	23,3	0,20	
Bw <sub>1</sub>	23,93	23,83	12,48	2,10	1,71	1,28					60,7	88,3	0,13	
Bw <sub>2</sub>	23,65	22,74	11,76	1,87	1,77	1,33	4,61	0,135	3,82	0,035	59,3	100,0	0,15	
Bw <sub>3</sub>	26,04	24,57	12,07	1,64	1,80	1,37					58,0	100,0	0,19	

\*Foi feita a separação de argila para o horizonte Bw<sub>2</sub> apenas.

TFSA - Textura (cont.)				
Horiz.	Silte	Areia Grossa	Areia Fina	Argila Nat.
Ap	7,3	13,3	22,0	38,0
AB	13,0	9,0	23,0	40,3
BA	11,0	9,7	23,7	42,7
Bw <sub>1</sub>	7,7	7,0	24,7	7,3
Bw <sub>2</sub>	9,0	5,0	26,7	0,0
Bw <sub>3</sub>	11,0	6,3	24,7	0,0

**Perfil 4**

**Número de campo – AF7**

**DESCRIÇÃO GERAL**

**Data – 16/5/06**

**Classificação – PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário distrófico típico**

**Unidade de Mapeamento –**

**Localização, Município, Estado e Coordenadas –** Rodovia GO230, trecho São Gabriel – Água Fria, 500m após o ponto do Perfil 3 , do lado direito da estrada. Água Fria, GO. Lat.15,08094 S e Long.47,76599 W.

**Situação, Declive e Cobertura Vegetal Sobre o Perfil –** Descrito e coletado em trincheira em pastagem, adjacente a um afloramento de material silicificado (calcário/metapelíticas), no terço médio-inferior da descida da chapada, na borda da “cavidade” encaixada na pendente.

**Altitude – 815 m**

**Litologia, Unidade Litoestratigráfica e Cronologia –** Saprolitos de Metargilitos e Metassiltitos da unidade Pelito-carbonatada do Grupo Paranoá.

**Material Originário –** Cobertura detrítico-laterítica do Terciário-Quaternário (?)

**Pedregosidade –** Não-rochoso?

**Rochosidade –** Não pedregoso?

**Relevo Local –** Suave ondulado.

**Relevo Regional –** Suave ondulado.

**Erosão –** Laminar ligeira.

**Drenagem –** Bem drenado.

**Vegetação Primária –** Cerrado.

**Uso Atual –** Pastagem.

**Descrito e Coletado por –** João Roberto Correia, Eder de Souza Martins e Leila de Souza Lynch.

## DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

**Ap** 0-11 cm, (7,5YR 3/3 úmido e 7,5YR 4/3 seco); textura argilosa; forte muito pequena blocos subangulares e forte muito pequena granular; muito dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.

**Bc<sub>1</sub>** 11-39 cm, (5YR 4/6 úmido e 7,5YR 4/6 seco); textura argilosa; forte muito pequena blocos subangulares; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástico e pegajoso; transição plana e gradual.

**Bc<sub>2</sub>** 39-125+ cm, (5YR 5,5/6 úmido e 5YR 4/6 seco); textura argilosa; forte muito pequena granular; (não foi possível determinar as consistências seca e úmida devido à composição, com muitas concreções e pouco material fino); ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

### Concreções:

**Ap:** dominante, pequena, dura, forma angular, cinza, córtex ferruginoso e núcleo argiloso com óxido de ferro;

**Bc<sub>1</sub>:** idem Ap;

**Bc<sub>2</sub>:** dominante, pequena a grande, dura (núcleo entre duro e macio, o córtex endurecido), forma irregular, vermelhas com núcleo amarelado e córtex ferruginoso e núcleo argiloso com óxido de ferro.

**Raízes** – comuns finas, poucas médias e comuns grandes no Ap; comuns finas e poucas médias no Bc<sub>1</sub>; poucas finas, raras médias e raras grandes no Bc<sub>2</sub>.

## RESULTADOS ANALÍTICOS – Perfil 4

Terra Fina Seca ao Ar - rotina química														
Horiz.	CO	pH <sub>H2O</sub>	pH <sub>KCl</sub>	P	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H <sup>+</sup> Al	SB	(t)	(T)	m	V
	dag/kg			mg/dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>			cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>			%	
Ap	5,35	5,42	4,45	1,01	2,61	1,25	89,63	0,21	4,57	4,09	4,30	8,66	4,81	47,25
Bc <sub>1</sub>	2,02	5,03	4,03	0,83	ND	0,26	33,63	1,30	4,35	0,34	1,64	4,70	79,12	7,31
Bc <sub>2</sub>	0,65	5,16	4,42	0,63	ND	0,06	10,86	0,34	2,43	0,09	0,42	2,52	79,48	3,45
Terra Fina Seca ao Ar - Ataque Sulfúrico							Argila*				TFSA - Textura			
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ki	Kr	CTCr	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Argila	Grau Floc.	Silte/Argila	
	%						cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	%			%			
Ap	19,31	20,60	17,56	2,21	1,59	1,03					45,7	30,7	0,20	
Bc <sub>1</sub>	17,62	24,97	18,38	2,12	1,20	0,82					53,3	19,0	0,18	
Bc <sub>2</sub>	19,99	30,89	17,21	2,89	1,10	0,81	6,22	0,130	3,78	0,034	62,7	87,7	0,09	

\*Foi feita a separação de argila para o horizonte Bc2 apenas.

TFSA - Textura (cont.)				
Horiz.	Silte	Areia Grossa	Areia Fina	Argila Nat.
Ap	9,0	17,0	28,3	31,67
Bc <sub>1</sub>	9,7	15,3	21,7	43,33
Bc <sub>2</sub>	5,3	10,0	22,0	7,67

**Perfil 5**

**Número de campo – AF8**

**DESCRIÇÃO GERAL**

**Data – 16/5/06**

**Classificação – NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico**

**Unidade de Mapeamento –**

**Localização, Município, Estado e Coordenadas –** Rodovia GO230, trecho São Gabriel – Água Fria, 1km após o ponto do Perfil 4 , do lado esquerdo da estrada. Água Fria, GO. Lat. 15,07345 S e Long. 47,77192 W.

**Situação, Declive e Cobertura Vegetal Sobre o Perfil –** Descrito e coletado em trincheira em pastagem, no terço inferior da pendente.

**Altitude – 788 m**

**Litologia, Unidade Litoestratigráfica e Cronologia –** Sedimentos relacionados a materiais da unidade Pelito-carbonatada do Grupo Paranoá (Proterozóico).

**Material Originário –** material coluvionar (?)

**Pedregosidade –** Não pedregoso.

**Rochosidade –** Não rochoso.

**Relevo Local –** Plano.

**Relevo Regional –** Suave ondulado.

**Erosão –** Não aparente.

**Drenagem –** Bem drenado.

**Vegetação Primária –** Cerradão.

**Uso Atual –** Pastagem.

**Descrito e Coletado por –** João Roberto Correia, Eder de Souza Martins e Leila de Souza Lynch.

## DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- Ap** 0-13 cm, (5YR 3/3 úmido e 5YR 4/4 seco); textura argilosa; forte média a muito grande blocos subangulares; muito dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e abrupta.
- AB** 13-37 cm, (2,5YR 3/4 úmido 2,5YR 2,5/4 seco); textura argilosa; forte pequena e média blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- Bt** 37-99 cm, (2,5YR 3,5/6 úmido); textura argilosa; moderada muito pequena, pequena e média blocos subangulares e forte muito pequena granular; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, pegajosa; transição plana e clara.
- IIBw** 99-177+ cm, (2,5YR 4/6 úmido); textura argilosa; fraca pequena e média blocos subangulares e forte muito pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.
- Raízes** – Poucas muito finas, muitas finas, muitas médias e raras grossas no Ap; poucas muito finas, muitas finas, muitas médias e raras grossas no AB; comuns finas, muitas médias e raras grandes no Bt; comuns finas, comuns médias e raras grandes no IIBw.

### Observações:

- O AB parece ser um A enterrado;
- Foi observada cerosidade entre fraca e moderada no Bt, especialmente nas superfícies dos blocos subangulares individualizados, em mais de uma face;
- A descontinuidade entre Bt e IIBw tem espessura de até 3cm. É demarcada pela presença de fina camada de material de textura fina e coloração mais escura;
- O Bt também apresenta características latossólicas, inclusive estrutura granular, o que leva a crer que o Bt está se transformando em Bw.

## RESULTADOS ANALÍTICOS – Perfil 5

Terra Fina Seca ao Ar - rotina química														
Horiz.	CO	pH <sub>H2O</sub>	pH <sub>KCl</sub>	P	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H + Al	SB	(t)	(T)	m	V
	dag/kg			mg/dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>			cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>				%
Ap	4,01	6,05	5,08	3,13	9,29	6,51	52,81	0,02	4,74	15,94	15,96	20,68	0,15	77,08
AB	3,94	6,02	4,71	0,68	6,87	6,66	31,35	0,05	5,01	13,61	13,66	18,62	0,34	73,11
Bt	1,34	6,30	5,01	0,51	4,43	5,47	28,75	0,02	2,74	9,97	10,00	12,71	0,23	78,45
IIBw	0,65	6,42	5,53	0,44	2,84	4,11	20,29	0,02	1,51	6,99	7,01	8,51	0,29	82,21
Terra Fina Seca ao Ar - Ataque Sulfúrico							Argila*				TFSA - Textura			
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ki	Kr	CTCr	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Argila	Grau Floc.	Silte/Argila	RT
	%						cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	%			%			
Ap	19,58	25,10	16,09	2,59	1,33	0,94					50	33,3	0,38	
AB	22,25	24,44	14,73	1,48	1,55	1,12					55,3	23,3	0,34	
Bt	22,79	28,56	13,20	1,75	1,36	1,05	21,42	0,234	4,94	0,047	59,3	38,0	0,24	1,13
IIBw	22,37	29,97	14,56	1,66	1,27	0,97	13,95	0,167	6,08	0,027	61	61,0	0,23	

\*Foi feita a separação de argila para os horizontes IBt e IIBw apenas,

TFSA - Textura (cont.)				
Horiz.	Silte	Areia Grossa	Areia Fina	Argila Nat.
Ap	19,0	5,7	25,3	33,33
AB	18,7	0,7	25,3	42,33
Bt	14,3	1,0	25,3	37,00
IIBw	14,0	1,0	24,0	23,67

**Perfil 6**

**Número de campo – AF9**

**DESCRIÇÃO GERAL**

**Data – 9/5/06**

**Classificação – LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico**

**Unidade de Mapeamento –**

**Localização, Município, Estado e Coordenadas –** Rodovia GO230, trecho São Gabriel – Água Fria, 500 m após o ponto do Perfil 5, do lado esquerdo da estrada, Água Fria, GO, Lat, 15,06853 S e Long, 47,77444 W.

**Situação, Declive e Cobertura Vegetal Sobre o Perfil –** Descrito e coletado em trincheira sob vegetação natural, no terço inferior da pendente.

**Altitude – 775 m**

**Litologia, Unidade Litoestratigráfica e Cronologia –** Calcário; Unidade Pelito-carbonatada do Grupo Paranoá (Proterozóico).

**Material Originário –** Material coluvionar – provavelmente de metapelíticas - com influência do calcário subjacente.

**Pedregosidade –** Não pedregoso.

**Rochosidade –** Não rochoso.

**Relevo Local –** Suave ondulado.

**Relevo Regional –** Suave ondulado.

**Erosão –** Não aparente.

**Drenagem –** Fortemente drenado.

**Vegetação Primária –** Cerradão.

**Uso Atual –** Vegetação natural.

**Descrito e Coletado por –** João Roberto Correia, Eder de Souza Martins e Leila de Souza Lynch.

## DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

**A** 0-30 cm, (2,5YR 2,5/3 úmido); textura argilosa; moderada a forte muito pequena, pequena e média blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

**AB** 30-53 cm (2,5YR 3/4 úmido); textura argilosa; moderada pequena e média e forte muito pequena granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual,

**BA** 53-98 cm, (2,5YR 3/6 úmido); textura argilosa; moderada pequena e média e forte muito pequena granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

**Bw** 98-240+ cm, (10R 3/6 úmido); textura argilosa; forte muito pequena granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa,

**Raízes** – muitas finas, muitas médias, poucas grandes no A; muitas finas, comuns médias no AB; muitas finas, comuns médias e raras grandes no BA; raras grandes no Bw.

### Observações:

- Intensa atividade biológica no A;
- Presença de concreções no Bw (frequente);
- Presença de bloco de calcário com diâmetro máximo de 60 x 60 cm, a 1,58 m de profundidade.

## RESULTADOS ANALÍTICOS – Perfil 6

Terra Fina Seca ao Ar - rotina química														
Horiz.	CO	pH <sub>H2O</sub>	pH <sub>KCl</sub>	P	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H+Al	SB	(t)	(T)	m	V
	dag/kg			mg/dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>			cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>				%
A	6,58	5,90	4,83	0,86	8,26	5,05	63,54	0,04	6,44	13,48	13,52	19,92	0,30	67,66
AB	2,69	5,60	4,31	0,59	3,50	2,80	21,59	0,46	4,99	6,36	6,83	11,35	6,79	56,07
BA	1,94	5,71	4,46	0,47	3,45	2,65	15,74	0,22	3,97	6,14	6,36	10,11	3,41	60,75
Bw	0,94	6,11	5,20	0,38	2,31	2,94	13,46	0,03	1,67	5,29	5,31	6,96	0,50	75,96
Terra Fina Seca ao Ar - Ataque Sulfúrico							Argila*				TFSA - Textura			
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ki	Kr	CTCr	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Argila	Grau Floc.	Silte/Argila	
	%						cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	%			%			
A	20,10	27,32	14,40	1,58	1,25	0,94					49	31,7	0,45	
AB	20,45	29,73	14,43	1,88	1,17	0,89					56,3	39,7	0,25	
BA	20,96	30,38	15,59	2,26	1,17	0,88					53	33,3	0,23	
Bw	19,41	32,60	16,19	1,68	1,01	0,77	11,47	0,263	6,25	0,042	60,7	53,7	0,15	

\*Foi feita a separação de argila para o horizonte Bw apenas,

TFSA - Textura (cont.)				
Horiz.	Silte	Areia Grossa	Areia Fina	Argila Nat.
A	21,7	3,0	26,3	33,0
AB	13,7	2,0	28,0	33,7
BA	11,0	2,0	34,0	31,7
Bw	9,0	1,0	29,3	28,0

**Perfil 7****Número de campo – AF11****DESCRIÇÃO GERAL****Data – 16/5/06****Classificação –** CHERNOSSOLO EBÂNICO Órtico típico**Unidade de Mapeamento –****Localização, Município, Estado e Coordenadas –** Rodovia GO230, trecho São Gabriel – Água Fria, do lado direito da estrada, 60m da margem esquerda do Rio Arraial Velho, Água Fria, GO, Lat, 15,06373 S e Long, 47,77636 W.**Situação, Declive e Cobertura Vegetal Sobre o Perfil –** Descrito e coletado em trincheira sob vegetação natural, no terço inferior da pendente, na área de encontro com o vale.**Altitude –** 758 m**Litologia, Unidade Litoestratigráfica e Cronologia –** Calcário da Unidade Pelito-carbonatada do Grupo Paranoá (Proterozóico).**Material Originário –** Material coluvionar.**Pedregosidade –** Não pedregoso.**Rochosidade –** Não rochoso.**Relevo Local –** Plano a Suave ondulado.**Relevo Regional –** Suave ondulado.**Erosão –** Não aparente.**Drenagem –** Fortemente drenado.**Vegetação Primária –** Cerradão.**Uso Atual –** Pastagem.**Descrito e Coletado por –** João Roberto Correia, Eder de Souza Martins e Leila de Souza Lynch.

## DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A** 0-32 cm, (10YR 2/1 úmido e 10YR 2/1 seco); textura argilosa; moderada pequena e média blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena pequena e média grumosa; extremamente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.
- BA** 32-45±8 cm, (10YR 2/2 úmido e 10YR 3/2 seco); textura argilosa; forte pequena e média blocos subangulares; extremamente dura, friável, plástica e pegajosa; transição ondulada e gradual.
- B<sub>i</sub>** 45±8-81 cm, (2,5Y 3/3 úmido amassado, 10YR 3/3 não amassado e 10YR 4/3 seco); textura argilosa; forte pequena média e grande blocos subangulares; extremamente dura, muito friável, plástica e pegajosa.

**Raízes** – Muitas muito finas, muitas finas, muitas médias, comuns grossas no A; comuns finas e muito finas, poucas médias e raras grossas no BA; poucas muito finas, comuns finas e poucas médias no B.

**Observações:** Presença de “corós”.

## RESULTADOS ANALÍTICOS – Perfil 7

Terra Fina Seca ao Ar - rotina química														
Horiz.	CO	pH <sub>H2O</sub>	pH <sub>KCl</sub>	P	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H + Al	SB	(t)	(T)	m	V
	dag/kg			mg/dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>			cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>			%	
A	10,18	6,08	4,94	1,14	48,29	10,74	95,87	0,01	6,15	59,27	59,28	65,43	0,01	90,60
BA	4,05	6,03	4,60	0,49	34,01	8,69	33,30	0,09	5,02	42,78	42,88	47,80	0,22	89,50
B	2,57	6,48	5,12	0,52	34,46	8,64	37,53	0,01	2,96	43,19	43,21	46,15	0,03	93,59
Terra Fina Seca ao Ar - Ataque Sulfúrico							Argila*				TFSA - Textura			
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ki	Kr	CTCr	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Argila	Grau Floc.	Silte/Argila	
	%						cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	%			%			
A	21,32	21,58	12,44	0,59	1,68	1,23	134,44	0,438	4,06	0,108	48,7	31,0	0,40	
BA	25,71	24,82	13,12	1,10	1,76	1,32					52,7	24,0	0,32	
B	24,44	26,18	13,72	1,29	1,59	1,19	91,69	0,292	4,48	0,065	50,3	35,7	0,37	

\*Foi feita a separação de argila para os horizontes A e B apenas,

TFSA - Textura (cont.)				
Horiz.	Silte	Areia Grossa	Areia Fina	Argila Nat.
A	19,0	1,0	31,3	33,3
BA	16,7	1,0	29,7	40,0
B	18,3	1,3	30,0	32,3

## RESULTADOS ANALÍTICOS – Amostras Extras\*

Terra Fina Seca ao Ar - rotina química														
Horiz.	CO	pH <sub>H2O</sub>	pH <sub>KCl</sub>	P	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H + Al	SB	(t)	(T)	m	V
	dag/kg			mg/dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>			cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>			%	
FC*LDdir	0,78	5,02	4,05	0,49	ND	0,19	25,82	1,20	2,87	0,25	1,46	3,12	82,62	8,11
FC*LEsq.	1,06	5,19	4,07	0,57	ND	0,08	25,50	1,51	4,07	0,15	1,66	4,21	91,16	3,48
Cambis.(?)	4,02	5,73	4,71	1,14	4,40	2,54	300,49	0,03	3,87	7,71	7,74	11,57	0,39	66,59
Nitossolo	0,89	5,85	4,46	0,56	4,30	3,12	43,06	0,15	1,82	7,53	7,68	9,35	2,00	80,54
Terra Fina Seca ao Ar - Ataque Sulfúrico							Argila				TFSA - Textura			
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ki	Kr	CTCr	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Argila	Grau Floc.	Silte/Argila	
	%						cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>	%			%			
FC*LDdir	24,41	26,96	17,37	0,82	1,54	1,09	5,00				62,3	99	0,16	
FC*LEsq.	26,10	26,00	17,91	1,10	1,71	1,19	6,42	0,239	7,54	0,0317	65,7	74	0,14	
Cambis.(?)	20,38	15,06	10,85	0,00	2,30	1,58	27,34	0,376	4,89	0,0768	42,3	23	0,47	
Nitossolo	27,08	25,92	12,54	1,21	1,78	1,36	12,52	0,281	4,72	0,0596	74,7	55,7	0,11	

\*Foi coletado apenas o horizonte subsuperficial destes solos, que se encontram ao sul da topossequência Água Fria.

TFSA - Textura (cont.)				
Horiz.	Silte	Areia Grossa	Areia Fina	Argila Nat.
FC*LDdir	10,0	3,0	24,7	0,7
FC*LEsq.	9,3	3,0	22,0	16,7
Cambis.(?)	19,7	5,3	32,7	32,7
Nitossolo	8,0	2,7	14,7	33,0

## ANEXO II

### FOTOS





P4



P5



P7



P7