

JOÃO HERBERT MOREIRA VIANA

**DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE ATRIBUTOS FÍSICO-QUÍMICOS,
MINERALÓGICOS E MICROMORFOLÓGICOS DE LATOSSOLOS,
VISANDO O MAPEAMENTO DE ÁREAS PRODUTIVAS**

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

2005

**Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e
Classificação da Biblioteca Central da UFV**

T

V614d
2005

Viana, João Herbert Moreira, 1966-
Distribuição espacial de atributos físico-químicos,
mineralógicos e micromorfológicos de latossolos visando
o mapeamento de áreas produtivas / João Herbert Moreira
Viana. – Viçosa : UFV, 2005.
xiii, 194p. : il. ; 29cm.

Texto em português e inglês.

Orientador: Elpídio Inácio Fernandes Filho.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.

Inclui bibliografia.

1. Mapeamento do solo. 2. Mineralogia do solo.
3. Física do solo. 4. Fertilidade do solo. 5. Solos - For-
mação. 6. Solos - Produtividade. 7. Geologia - Métodos
estatísticos. 8. Mössbauer, Espectroscopia de.
I. Universidade Federal de Viçosa. II. Título.

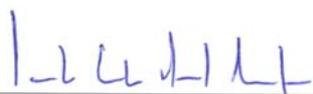
CDD 22.ed. 631.47

JOÃO HERBERT MOREIRA VIANA

**DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE ATRIBUTOS FÍSICO-QUÍMICOS,
MINERALÓGICOS E MICROMORFOLÓGICOS DE LATOSSOLOS,
VISANDO O MAPEAMENTO DE ÁREAS PRODUTIVAS**

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: 24 de março de 2005.



Prof. Carlos Ernesto G. R. Schaefer
(Conselheiro)



Prof. Liovando Marciano da Costa
(Conselheiro)



Prof. Evandro Chartuni Mantovani
(Co-Orientador)



Prof. José Domingos Fabris



Prof. Eipídio Inácio Fernandes Filho
(Orientador)

“In physical science a first essential step in the direction of learning any subject is to find principles of numerical reckoning and practicable methods for measuring some quality connected with it. I often say that when you can measure what you are speaking about and express it in numbers, you know something about it; but when you cannot measure it, when you cannot express it in numbers, your knowledge is of a meager and unsatisfactory kind; it may be the beginning of knowledge but you have scarcely, in your thoughts, advanced to the stage of science whatever the matter may be”.

Lord Kelvin, in an address to the Institution of Civil Engineers, 1883.

A meus pais, por terem me dado a oportunidade de chegar até aqui

AGRADECIMENTOS

Ao Pai Celestial, por ter me conduzido por estes caminhos, tortuosos para nossa pequena capacidade de compreensão.

Ao meu orientador, Professor Elpídio Inácio Fernandes Filho, por todos estes anos de convivência fraterna, pela paciência e, principalmente, pela confiança irrestrita em mim depositada.

Ao meu co-orientador, Dr. Evandro Chartuni Mantovani, pelo apoio, pela orientação pela confiança, pelas trocas de idéias e por ter gentilmente se prontificado a abrir as portas da Embrapa Milho e Sorgo para realização deste trabalho.

Ao Professor Carlos Ernesto Gonçalves Reynauld Schaefer, pelos anos de amizade, pela colaboração, pelo incentivo, pela confiança e pela ajuda indispensável para meu retorno à pós-graduação.

Ao Professor José Domingos Fabris, pela amizade e confiança, pela colaboração, pelos aconselhamentos informais e pela valiosa oportunidade de participar de seu ativo grupo de pesquisa.

Ao Professor Liovando Marciano da Costa, pelas lições de solos e de vida, pela frutífera troca de idéias e pelo valioso incentivo.

Ao Professor Walter Antônio Pereira Abrahão, pela amizade, pela colaboração e pelo companheirismo.

Aos demais professores do Departamento de Solos, pelos conhecimentos transmitidos, pela colaboração e boa vontade e por todas aquelas pequenas e grandes lições do dia-a-dia, os tijolos sem os quais não há trabalho ou crescimento intelectual e pessoal.

Aos amigos da Embrapa Milho e Sorgo, pela colaboração e pelo convívio fraterno, em especial à Gisela de Avellar, pela paciência, pelos ensinamentos e pelas inúmeras contribuições para este trabalho. Aos pesquisadores Antônio Marcos, Daniel, Reinaldo Gomide, Paulo Emílio, Luiz Marcelo, Derli P. Santana, Ricardo Brito, Antônio Carlos, Paulo César, pelas idéias e pela amizade. Aos funcionários e técnicos, que colaboraram ativamente para a coleta e manipulação das amostras, Márcio, Levi, João Batista, Geraldo e os demais colaboradores da oficina e dos transportes.

Aos amigos de Sete Lagoas, em especial à Janice e família, pela acolhida fraterna e ajuda prestada.

A todos os meus colegas de Departamento, pela amizade, pela convivência fraterna e pela fundamental participação no processo de meu crescimento profissional e pessoal.

Aos meus estagiários de iniciação científica, Fernanda e Alessandro, pela colaboração e amizade.

Ao Professor Heins Charles Kohler, pela colaboração na coleta das amostras na região de Lagoa Santa e pelas idéias e lições gentilmente fornecidas.

Ao Professor Hercílio Rodolfo Rechemberg, pela colaboração nos trabalhos de mineralogia de óxidos.

Ao Professor Paulo Antunes Aranha, pela colaboração no trabalho de mapeamento e na coleta de dados com o GPR.

À Universidade Federal de Viçosa e ao Departamento de Solos, pela oportunidade de receber este treinamento e por todos os recursos materiais e humanos disponibilizados para a realização desta pesquisa.

À Embrapa Milho e Sorgo, pela oportunidade da condução dos trabalhos, pela disponibilização de recursos e dados e pela confiança depositada.

À CAPES, ao CNPq e à FAPEMIG, pelo auxílio financeiro.

Finalmente, à minha família, que, com sacrifícios, permitiu minha chegada até aqui e sempre me incentivou a ir além.

Uma tese é um trabalho em grupo, em que incontável número de pessoas contribui direta e indiretamente para sua conclusão. A relevância de cada contribuição não pode ser mensurada, e mesmo as mais discretas podem ser fundamentais. No entanto, na medida em que contei com a confiança irrestrita de meus orientadores e tive a liberdade para decidir os caminhos, escolher os métodos e realizar as tarefas pertinentes, assumo a responsabilidade pelas falhas e imperfeições encontradas nesta pesquisa, consciente que os erros fazem parte do processo de aprendizado.

BIOGRAFIA

JOÃO HERBERT MOREIRA VIANA, filho de Herbert Viana e Edy da Glória Moreira Viana, é natural de Belo Horizonte, MG.

Em março de 1990, graduou-se em Agronomia pela Universidade Federal de Viçosa, MG.

Em fevereiro de 2001, obteve o título de Mestre nesta mesma Instituição e, ainda neste semestre, iniciou seus estudos para obtenção do título de Doutor em Solos e Nutrição de Plantas, submetendo-se à defesa de tese em março de 2005.

ÍNDICE

	Página
RESUMO	x
ABSTRACT	xii
INTRODUÇÃO GERAL	1
CAPÍTULO 1	3
MINERALOGIA E GÊNESE DE UM LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO EM SETE LAGOAS, MS	3
RESUMO	3
SUMMARY	4
INTRODUÇÃO	5
MATERIAL E MÉTODOS	5
RESULTADOS E DISCUSSÃO	9
CONCLUSÕES	18
AGRADECIMENTOS	18
LITERATURA CITADA	19
ANEXO	21
CAPÍTULO 2	23
ÓXIDOS DE FERRO DA FRAÇÃO MAGNÉTICA DA AREIA DE UM LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO ASSOCIADO A ROCHAS PELÍTICAS DO GRUPO BAMBUÍ	23
RESUMO	23
SUMMARY	24
INTRODUÇÃO	25
MATERIAL E MÉTODOS	26
RESULTADOS E DISSCUSSÃO	28
CONCLUSÕES	36
AGRADECIMENTOS	37
LITERATURA CITADA	38

	Página
CAPÍTULO 3.....	42
OCCURRENCE OF MAGNETITE IN THE SAND FRACTION OF AN OXISOL IN THE BRAZILIAN SAVANNA ECOSYSTEM, DEVELOPED FROM A MAGNETITE-FREE LITHOLOGY	42
ABSTRACT.....	42
1. INTRODUCTION.....	44
2. MATERIAL AND METHODS	46
3. RESULTS AND DISCUSSION	49
4. CONCLUSIONS.....	64
5. ACKNOWLEDGEMENTS	64
6. REFERENCES.....	65
CAPÍTULO 4	70
MAPEAMENTO DETALHADO DE ALGUNS ATRIBUTOS DE LATOSSOLOS EM UMA ÁREA SOB PIVÔ CENTRAL, POR MEIO DE MEDIDAS DE COR E RADARGRAMAS	70
RESUMO	70
ABSTRACT.....	71
INTRODUÇÃO	72
MATERIAL E MÉTODOS	73
RESULTADOS E DISCUSSÃO	77
CONCLUSÕES	93
AGRADECIMENTOS.....	94
LITERATURA CITADA	95
CAPÍTULO 5.....	97
DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE RESISTÊNCIA DO SOLO À PENETRAÇÃO EM LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO.....	97
RESUMO	97
SUMMARY	98
INTRODUÇÃO	99
MATERIAL E MÉTODOS	100
RESULTADOS E DISCUSSÃO	102
CONCLUSÕES	112

	Página
AGRADECIMENTOS.....	112
REFERÊNCIAS.....	113
CAPÍTULO 6.....	115
MÉTODO PARA MAPEAMENTO GEORREFERENCIADO DA RESISTÊNCIA DO SOLO, POR MEIO DE PENETRÔMETRO E DE AMOSTRAGEM POR TRANSECTOS.....	115
RESUMO.....	115
SUMMARY.....	116
INTRODUÇÃO.....	117
MATERIAL E MÉTODOS.....	118
RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	120
CONCLUSÕES.....	126
AGRADECIMENTOS.....	126
REFERÊNCIAS.....	127
CAPÍTULO 7.....	129
VARIABILIDADE ESPACIAL DE UM LATOSSOLO VERMELHO- AMARELO, SOB CULTIVO INTENSIVO. I. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE ATRIBUTOS QUÍMICOS.....	129
RESUMO.....	129
ABSTRACT.....	130
INTRODUÇÃO.....	131
MATERIAL E MÉTODOS.....	132
RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	133
CONCLUSÕES.....	149
AGRADECIMENTOS.....	149
REFERÊNCIAS.....	150
CAPÍTULO 8.....	152
VARIABILIDADE ESPACIAL DE UM LATOSSOLO VERMELHO- AMARELO, SOB CULTIVO INTENSIVO. II. RELAÇÃO DOS ATRIBUTOS QUÍMICOS E PRODUTIVIDADE.....	152
RESUMO.....	152
ABSTRACT.....	153

	Página
INTRODUÇÃO	154
MATERIAL E MÉTODOS	155
RESULTADOS E DISCUSSÃO	156
CONCLUSÕES	165
AGRADECIMENTOS.....	165
REFERÊNCIAS.....	166
CAPÍTULO 9.....	168
MICROMORFOLOGIA DE LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, SOB PLANTIO DIRETO E CERRADO NATIVO	168
RESUMO	168
ABSTRACT.....	169
INTRODUÇÃO	170
MATERIAL E MÉTODOS	171
RESULTADOS E DISCUSSÃO	173
CONCLUSÕES	183
AGRADECIMENTOS.....	183
LITERATURA CITADA	184
APÊNDICE.....	185
CONCLUSÕES GERAIS	193

RESUMO

VIANA, João Herbert Moreira, D. S. Universidade Federal de Viçosa, março de 2005.
Distribuição espacial de atributos físico-químicos, mineralógicos e micromorfológicos de Latossolos, visando o mapeamento de áreas produtivas.
Orientador: Elpídio Inácio Fernandes Filho. Co-orientador: Evandro Chartuni Mantovani. Conselheiros: Carlos Ernesto Gonçalves Reynauld Schaefer e Liovando Marciano da Costa.

Neste trabalho foram estudados aspectos relacionados à gênese e mineralogia de um Latossolo Vermelho-Amarelo da região de Sete Lagoas, MG, cultivado sob plantio direto e irrigado por pivô central, assim como foi executado um levantamento detalhado de solos, visando avaliar o presente modelo de gênese e as possíveis implicações na produtividade dos cultivos realizados no local. Foram também avaliados a distribuição da resistência do solo, a partir de dados georreferenciados colhidos por um penetrômetro com aquisição automática de dados; a distribuição espacial dos principais atributos químicos usados para avaliação de fertilidade; a relação entre a produtividade do milho e o *status* nutricional do solo; e as características micromorfológicas, avaliadas em comparação a uma área equivalente próxima, em reserva sob cerrado. A mineralogia da fração argila do horizonte B_w indicou a presença de caulinita e gibbsita dominando esta fração e, em menor proporção, os óxidos de ferro. Foram identificados nódulos ricos em ferro contendo magnetita muito alterada, em processo de transformação para hematita, e grãos de quartzo com inclusões de minerais magnéticos. A espectroscopia Mössbauer e o refinamento estrutural Rietveld, dos dados de DRX, indicaram a coexistência de magnetita, em estágio avançado de oxidação, e de hematita

isomorficamente substituída por Al. As análises mineralógicas indicaram que o modelo de gênese deste solo deve incluir a possibilidade de contribuições de materiais alóctones ao Grupo Bambuí. O mapeamento detalhado classificou o solo como Latossolo Vermelho-Amarelo, com uma inclusão de Latossolo Amarelo representando 21% da área. Os valores de resistência do solo obtidos se encontram abaixo dos considerados limitantes na maior parte da área. Os dados indicam a existência de bolsões de maior resistência sem a formação de uma camada contínua do tipo “pé de grade”. A área em estudo apresenta fertilidade de média a alta em sua camada superficial, apresentando concentração de nutrientes nos primeiros centímetros da superfície. Foi observada grande variabilidade horizontal, mostrada pelos mapas interpolados e pelo coeficiente de variação dos dados. Os resultados indicaram que, para esta área, não houve relação aparente entre a produtividade e as análises químicas dos principais nutrientes e matéria orgânica, em razão dos níveis elevados de fertilidade já atingidos pelo sistema de manejo, indicando que a produtividade deve estar sendo determinada principalmente por outros fatores, como regime hídrico do solo. Os resultados mostraram que o solo em estudo apresenta características micromorfológicas típicas de sua classe, como elevada porosidade e estrutura microgranular fortemente desenvolvida. Os dados mostraram que a camada localizada entre 20 e 25 cm de profundidade, na área sob pivô, apresentou redução na porosidade observada e no comprimento de poros, em relação à área sob cerrado; essas alterações são atribuídas aos efeitos do uso agrícola.

ABSTRACT

VIANA, João Herbert Moreira, D. S. Universidade Federal de Viçosa, March 2005. **Spatial distribution of physical-chemical, mineralogical and micromorphological characteristics of Oxisols, aiming production area's mapping.** Adviser: Elpídio Inácio Fernandes Filho. Co-Adviser: Evandro Chartuni Mantovani. Committee Members: Carlos Ernesto Gonçalves Reynauld Schaefer and Liovando Marciano da Costa.

Some aspects related to the genesis and mineralogy of a Red-Yellow Latosol (Oxisol) from the Sete Lagoas (Brazil), managed under no-till and irrigated by central pivot, were studied. A detailed soil survey was carried out, aiming to access the present genetic model and the possible consequences for crop yields. Soil strength was measured with a penetrometer with automatic data acquisition and georeferencing. The main fertility attributes were mapped, and the relations between these attributes and the corn production were analyzed. Micromorphological characteristics were measured and compared to a profile under native vegetation. The mineralogy of the clay fraction of the B_w horizon showed the dominance of kaolinite and gibbsite, and minor amounts of iron oxides. Iron-rich nodules were found, containing a highly altered magnetite, weathering to hematite, and quartz grains containing magnetic minerals. Mössbauer spectroscopy and Rietveld structural refinement, showed the co-existence of highly oxidized magnetite, and Al-isomorphically substituted hematite. Mineralogical analyses suggest that the genetic model should include the possibility of contribution of allochthonous materials not from the Bambuí Group. The soil mapping classified the soil

as Red-Yellow Latosol, with an inclusion of Yellow Latosol in 21% of the area. Soil strength in most of the area is below the limiting values. Data showed discontinuous areas of higher resistance, without any characteristic plough-pan. The fertility of the area is medium to high, concentrated in the first centimeters of the surface. A great horizontal variability was shown by the interpolated maps and the variation coefficients of the data. The results indicated no relation between the productivity and the fertility, due to the fertility management, suggesting that the productivity is being controlled by other factors, as soil moisture regime. Micromorphology analyses showed that the soil presents the typical characteristics of its class, as high porosity and strongly developed microgranular structure. Porosity and pore length values were reduced in the 20 to 25 cm depth layer, compared to the area under native vegetation, attributed to the effects of the agricultural use.

INTRODUÇÃO GERAL

A expansão da agricultura nas três últimas décadas se deu em grande parte em solos sob cerrado, especialmente os Latossolos. Características físicas favoráveis associadas à topografia plana e ao uso intensivo de recursos permitiram a incorporação de grandes áreas ao processo produtivo, após a superação do gargalo tecnológico da limitação química por baixa fertilidade e acidez. Esta expansão se deu, no entanto, sem conhecimento adequado da origem, da natureza e do comportamento de sua estrutura física. A inexistência de modelos teóricos para estas características não tem permitido a previsão de seu comportamento sob uso intensivo. O surgimento de graves problemas de adensamento e compactação, com reflexos importantes na produtividade e conservação dos solos, indica a urgência de melhor compreensão destes fenômenos, para permitir a prevenção ou a correção dos problemas quando já instalados.

Neste contexto, a pesquisa em áreas sob manejo intensivo, especialmente aquelas submetidas à irrigação com controle rigoroso das condições experimentais, fornece elementos indispensáveis à elaboração de modelos descritivos e preditivos, que permitam a elaboração de estratégias de uso e manejo coerentes com os objetivos de uma produção sustentável. Assim, este trabalho visa preencher lacunas existentes nos conhecimentos sobre a distribuição espacial de características e atributos em uma área experimental, onde já se conhecem os padrões espaciais de produtividade. Este estudo se constitui em um campo ainda pouco explorado para solos tropicais, no entanto, é reconhecido como essencial para a compreensão dos processos dinâmicos do solo.

O trabalho foi conduzido em uma área localizada no campo experimental da Embrapa Milho e Sorgo, Sete Lagoas, MG, no âmbito do Projeto PRODETAB 030-01/99, no município de Sete Lagoas, onde está instalado um equipamento de irrigação por pivô central com área irrigada de 38 ha, com detalhado histórico de uso, e teve por principais objetivos:

- Desenvolver uma metodologia para avaliação de áreas compactadas, utilizando as ferramentas da Agricultura de Precisão, e de possíveis fatores relacionados, através do estudo da distribuição espacial de atributos físico-químicos, visando inferências quanto à gênese desta compactação e fornecimento de informações relevantes para o manejo do solo.

- Refinar as análises mineralógicas do solo da área em estudo, buscando elementos para subsidiar os modelos de gênese e os trabalhos de manejo destes solos, assim como sua classificação.
- Mapear o solo em escala detalhada e propor um modelo para a sua gênese.
- Avaliar as relações entre as características físico-químicas e a produtividade medida por mapas de colheita.
- Determinar as características micromorfológicas do solo em estudo e compará-las a um perfil de referência, sob cerrado nativo, avaliando alterações relacionadas ao uso e manejo.

A pesquisa, aproveitando a base de dados já existente relativa à área de estudo, contribuiu para a compreensão dos fenômenos envolvidos nas alterações detectadas, e para obtenção de novos dados. O trabalho buscou integrar diversas áreas, como a física de solos, a pedologia, a mineralogia e a geomorfologia.

CAPÍTULO 1

MINERALOGIA E GÊNESE DE UM LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO EM SETE LAGOAS, MG

RESUMO

Neste trabalho foram estudados aspectos relacionados à gênese de um Latossolo Vermelho-Amarelo da região de Sete Lagoas, MG, visando avaliar o modelo de gênese atualmente aceito, segundo o qual este solo se desenvolveu a partir de coberturas colúviais assentadas sobre as rochas pelíticas alteradas do Grupo Bambuí. Um perfil deste solo foi aberto, descrito e coletado e, posteriormente, realizaram-se análises físicas, químicas e mineralógicas das amostras coletadas. Efetuou-se a difratometria de raios X da argila e da areia. Exames complementares incluíram a microscopia ótica e microssonda eletrônica. A mineralogia da fração argila do horizonte B_w indicou a presença de caulinita e gibbsita dominando esta fração e, em menor proporção, os óxidos de ferro. Observou-se a presença de nódulos ferruginosos e não-ferruginosos na fração areia, sendo uma parte destes magnética. Estes nódulos apresentaram características similares às de petroplintitas de couraças, atualmente não presentes na área. Detectaram-se grãos de quartzo com inclusões de minerais opacos magnéticos. Estes minerais não foram descritos na litologia da área. As análises mineralógicas indicaram que o modelo de gênese deste solo deve incluir a possibilidade de contribuições de materiais alóctones ao Grupo Bambuí, possivelmente trazidos por canais de paleodrenagem anteriores à paisagem atual.

Palavras – chave: solos tropicais, Grupo Bambuí, minerais magnéticos, nódulos.

SUMMARY

This work aimed to study some aspects of the genesis of a Red Yellow Latosol (Oxisol) from Sete Lagoas – MG, and to access the standing genetic model for this case, which states that this soil is developed from colluvial coverages lying over altered pelitic rocks of the Bambuí Group. One soil profile was dug, described and sampled, and the samples analyzed by chemical, physical and mineralogical methods. X-ray diffractometry was made on clay and sand fractions. Complimentary analyses included optical microscopy and electron microprobe analysis. The mineralogy of the B_w horizon showed the dominance of kaolinite and gibbsite in the clay fraction, and iron oxides as a minor constituent. Iron nodules and other nodules were detected in the sand fraction, including magnetic types. These nodules presented similarity with the characteristics of ironstone petroplinthites, not present in this place. Quartz grains with opaque magnetic inclusions were detected. These minerals have not been described for this lithology. The mineralogical analyses indicate that the genetic model should include the possibility of contribution of allochthonous material other than the Bambuí Group, possibly brought by channels of palaeodrainage former than present landscape.

Key – words: tropical soil, Bambuí Group, magnetic minerals, nodules.

INTRODUÇÃO

A região de Sete Lagoas situa-se na fronteira sudeste do cerrado, sobre o relevo cárstico das bordas do Grupo Bambuí. Encontra-se no contato entre este grupo e o embasamento cristalino granito-ganáissico (Supergrupo Belo Horizonte). Representa uma área bem representativa do bioma cerrado; o conhecimento detalhado dos seus solos é fundamental para a extrapolação de dados de pesquisa gerados nas unidades experimentais implantadas na região, como a Embrapa Milho e Sorgo e a Epamig. Estudos da gênese dos solos da região ainda são escassos, principalmente no que concerne à possível influência de materiais de origem provindos do entorno. Os trabalhos desenvolvidos nesta região têm dado ênfase ao estudo das características químicas, físicas e mineralógicas dos solos (Sans, 1973, 1986; De Brito Galvão e Schulze, 1996), sendo poucos os estudos de gênese, que fazem abordagens regionais (Almeida, 1979; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1994c). Este último trabalho associa a gênese destes solos à pedogênese de materiais coluviais das rochas pelíticas da região.

Objetivaram-se estudar detalhadamente a gênese de um Latossolo Vermelho-Amarelo dessa região, por se tratar da área onde se desenvolvem alguns dos principais projetos de pesquisa da Embrapa Milho e Sorgo; avaliar o modelo de gênese atualmente aceito; e, com base em estudo mineralógico e de geomorfologia, validar, para o presente caso, ou propor um modelo alternativo mais adequado aos resultados obtidos.

MATERIAL E MÉTODOS

Descrição da área

O solo em questão encontra-se localizado em uma área de reserva legal da Embrapa Milho e Sorgo, no município de Sete Lagoas, MG (Figura 1); foi classificado originalmente como Latossolo Vermelho-Escuro (Embrapa, dados não publicados, CPRM, 1994c); e está localizado nas coordenadas 19° 27' 52.3" S e 44° 10' 37.3" W e altitude de 780 m.

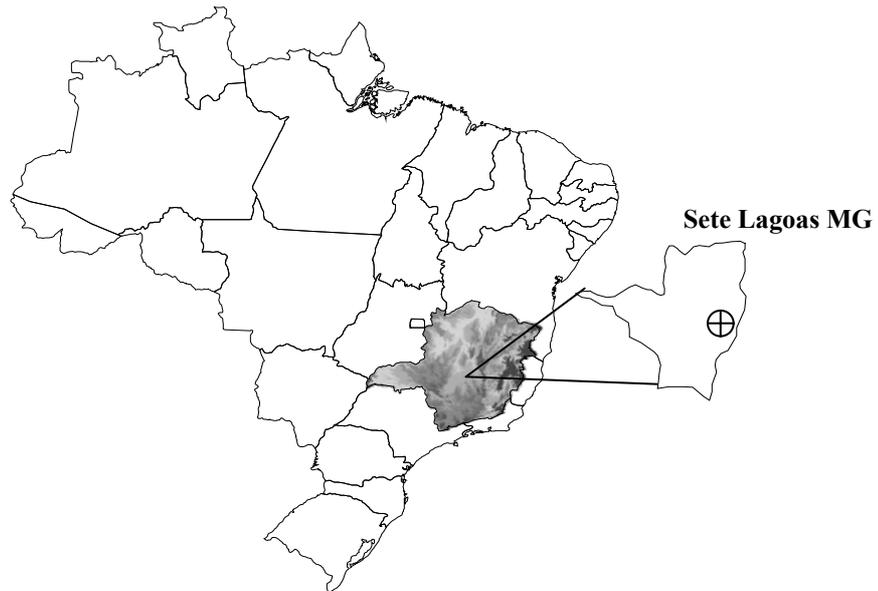
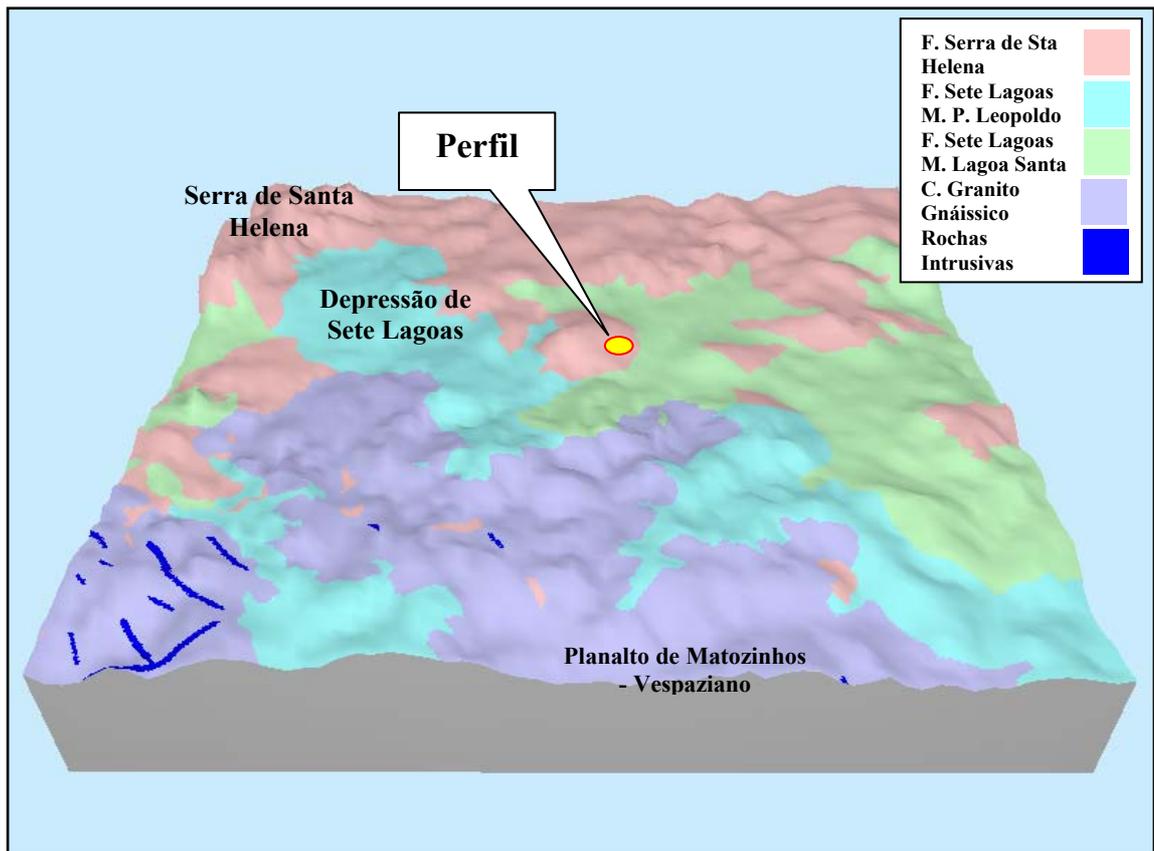


Figura 1 – Mapa de localização da área em estudo.

A litologia da região é formada pelas rochas sedimentares do Grupo Bambuí, sobressaindo-se as pelíticas e carbonáticas (Figura 2). No local em estudo, os solos estão associados a coberturas colúvias assentadas discordantemente sobre essas rochas. Esta cobertura corresponde às superfícies de aplainamento com topos suavemente ondulados, ou como extensas superfícies rebaixadas. A geomorfologia regional é descrita como uma superfície ondulada, com depósitos de cobertura predominantemente argilosos, pouco espessos, com altitude média de 750 m e declividade inferior a 10% (superfície SO₁, CPRM, 1994a). Esta superfície é denominada Superfície Rebaixada de Sete Lagoas – Lagoa Santa e sua evolução geomorfológica está relacionada à morfogênese mecânica responsável pelos grandes aplainamentos ocorridos no Terciário Médio e Superior e aos processos erosivos de entalhamento dos cursos d'água promovidos pelo rio das Velhas. Corresponde ao nível regional mais rebaixado de aplainamento e se configura como depressão embutida entre os demais compartimentos regionais, como o planalto cárstico, o planalto de Matozinhos – Vespasiano, o planalto dissecado do rio das Velhas e o planalto dissecado de Santa Helena.



Adaptado do mapa geológico da CPRM (1992)

Figura 2 – Modelo digital de elevação com a geologia da área.

Sua gênese está relacionada ao aplainamento Pós-Terciário, encontrado no interior das depressões desenvolvidas ao longo dos principais rios, e elaborada por processos de pedimentação Pós-Terciários. É um segmento do pediplano pleistocênico desenvolvido no interior da Depressão Sanfranciscana. Seus depósitos de cobertura são predominantemente argilosos com espessura média de um a dois metros. O escoamento prevaiente é superficial e pouco denso, direcionado ao rio das Velhas (CPRM, 1994a).

A geoforma local assume o aspecto de uma colina predominantemente convexa, com declividade suave (5 - 8%) voltada para leste – sudeste. O perfil deste trabalho se localiza no terço médio dessa geoforma (Figura 3).

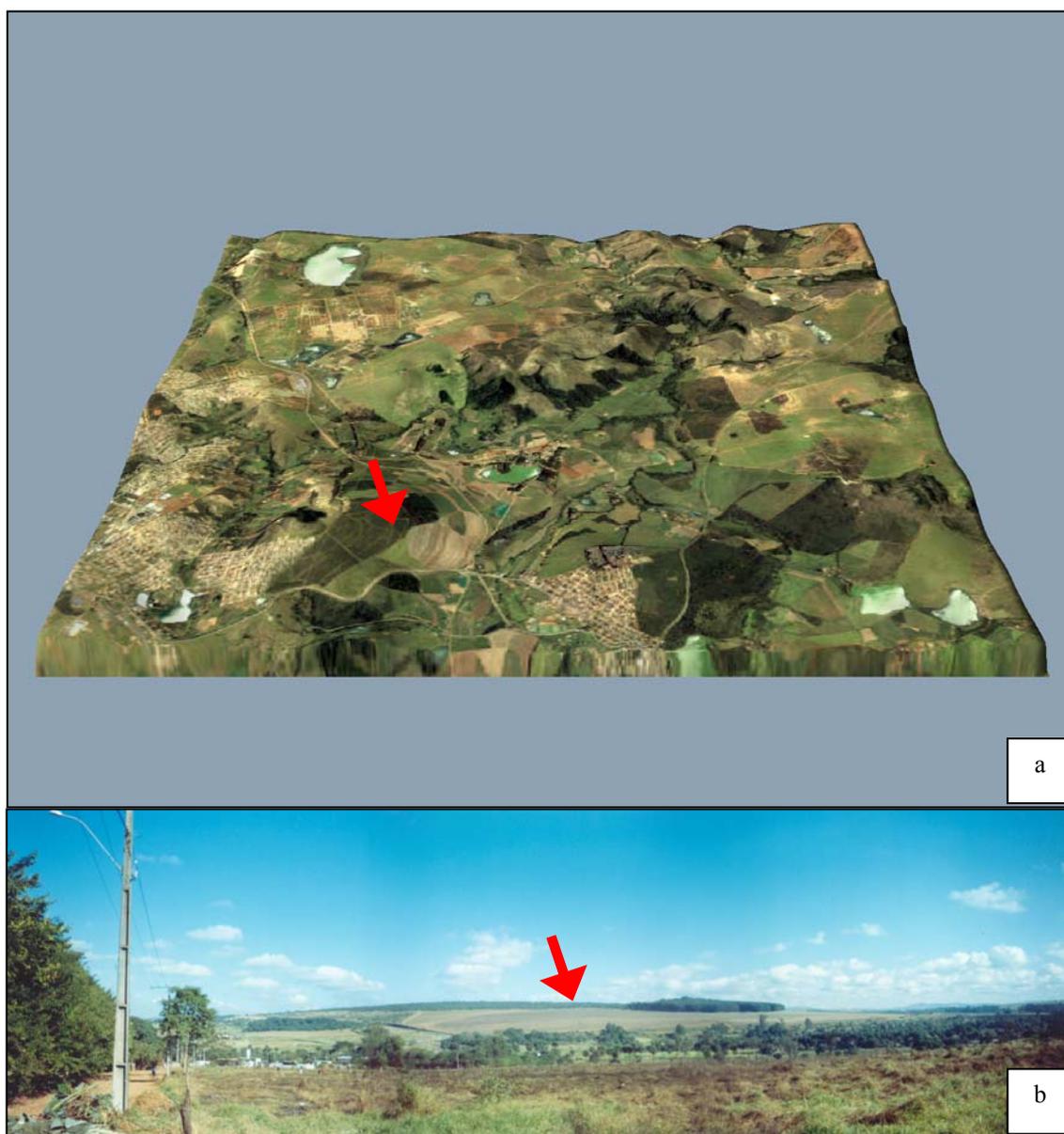


Figura 3 – (a) modelo digital de elevação da área, obtido a partir da composição de imagem ASTER e dos dados de elevação do SRTM; e (b) foto panorâmica da área e do pivô com indicação do local de coleta do perfil.

A vegetação predominante na região é do tipo cerrado, apesar de a forma de uso dominante em termos de área seja a pastagem (CPRM, 1994b; Tannús, 1994). O local em estudo apresenta vegetação de cerrado ‘stricto sensu’, embora já bastante antropizada, sujeita à ação de queimadas periódicas, extração de madeira e coleta de minhocaçus. A área, no entanto, não tem tido outro uso que o de reserva legal de vegetação nativa e, até onde foi possível averiguar, inclusive por meio de aerofotos

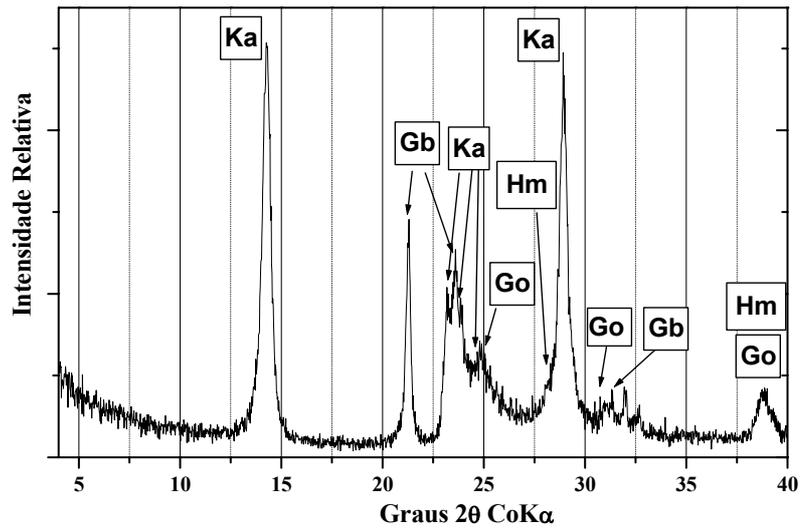
antigas, não sofreu desmatamento, uso agrícola ou perturbações maiores que as já citadas.

No local escolhido, foi aberto um perfil de solo, descrito e coletado conforme Lemos e Santos (2002). A trincheira foi aberta até 1,70 m de profundidade e a partir daí foram coletadas amostras por gradagem até 3 metros. Amostras extras foram, também, coletadas em duas trincheiras adicionais em locais próximos ao perfil. Realizaram-se análises físicas, químicas e mineralógicas dessas amostras, conforme Embrapa (1997). Determinaram-se pH, cátions trocáveis, matéria orgânica, textura, argila dispersa em água e teores totais por ataque triácido. Efetuou-se a difratometria de raios X da argila natural e da areia, em um difratômetro Rigaku, dotado de tubo de cobalto. Exames complementares incluíram a microscopia ótica e microsonda eletrônica de amostras selecionadas. As amostras para microscopia foram montadas em lâminas, após impregnação em resina epoxi e desbaste, e fotografadas em microscópio Olympus AX-70, sob luz plana, e em lupa binocular. Lâminas recobertas por grafite foram levadas para microanálise em microsonda eletrônica JEOL 8400, no Departamento de Física da Universidade Federal de Minas Gerais, em Belo Horizonte.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

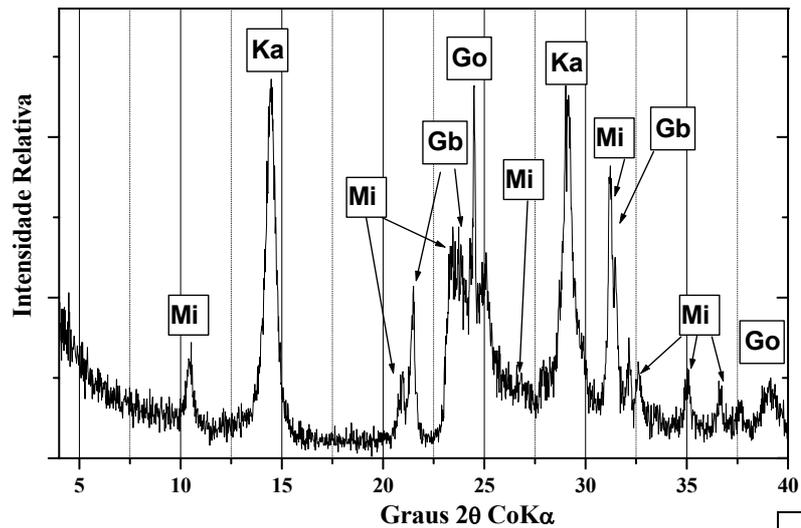
Mineralogia

A mineralogia da fração argila do horizonte B_w indica que o solo apresenta avançado intemperismo com a presença de caulinita e gibbsita dominando esta fração e, em menor proporção, óxidos de ferro (Figura 4(a)). O teor de ferro pelo ataque triácido (9,3% de Fe₂O₃) indica processo de concentração relativa em relação ao material de origem e de retenção de materiais mais ricos em ferro, como nódulos ferruginosos, uma vez que as rochas pelíticas na região possuem teor de ferro da ordem de 3% (Kohler, 1989).



Gb: gibbsita; Go: goethita; Hm: hematita; Ka: caulinita; Mi: mica

a



b

Figura 4 – Difratogramas de raios X da argila natural do horizonte B_w (a) e do mosqueado amarelo (b).

Nas Figuras 5 e 7 é mostrada a presença de nódulos ferruginosos, predominantemente hematíticos, com 64% de Fe₂O₃ pelo ataque triácido, e não-ferruginosos, na fração areia, sugerindo a contribuição de materiais provenientes do desmonte e transporte de petroplintitas de couraças, oriundas da antiga superfície terciária sul – americana, cujos remanescentes não são encontrados no local, mas estão localizados em cota superior à que se encontra o perfil.

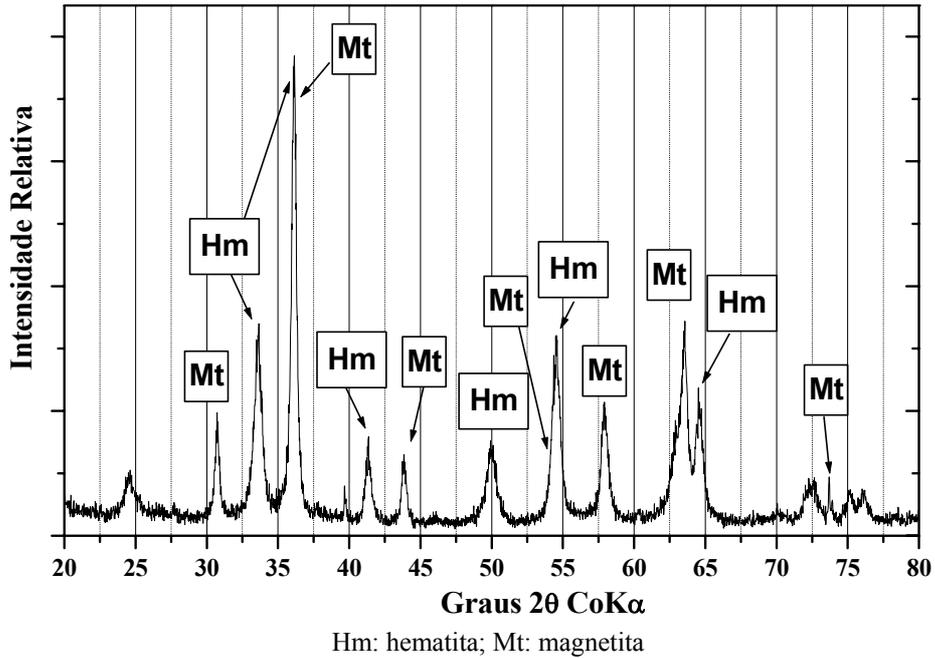


Figura 5 – Difratogramas de raios X dos nódulos magnéticos.

Estes nódulos apresentam caráter policíclico, com a presença de fissuras preenchidas por óxidos (hematita) com diferentes graus de substituição por alumínio, e, ou, diferentes conteúdos de fósforo, conforme os resultados de EDS acoplado à microsonda eletrônica (Figura 6).

Estes resultados indicam alterações nos ambientes de formação destes nódulos. Supõe-se que o material destas cangas lateríticas tenha sido removido e transportado por movimentos de massa, como colúvio, recobrindo materiais derivados diretamente do intemperismo das rochas pelíticas, mais pobres em ferro e com cores amarelas, na base do atual perfil. Fragmentos centimétricos de canga foram encontrados na vertente oposta à do perfil em estudo, com morfologia similar à de petroplintitas, encontrados em outros locais, corroborando esta hipótese. Uma descontinuidade marcada por linhas de pedra de quartzo arestado, possivelmente proveniente de veios hidrotermais que cortam as rochas do Grupo Bambuí, marca o contato dos dois materiais. Mosqueados amarelos no perfil (10YR) indicam que o material recebeu incorporação de fragmentos do saprolito subjacente. Estes mosqueados apresentaram mica (provavelmente ilita), derivada das rochas metapelíticas (Figura 4(b)). Sans (1973) descreve a presença de ilita e vermiculita associada a solos da mesma região, incluindo um perfil descrito em área

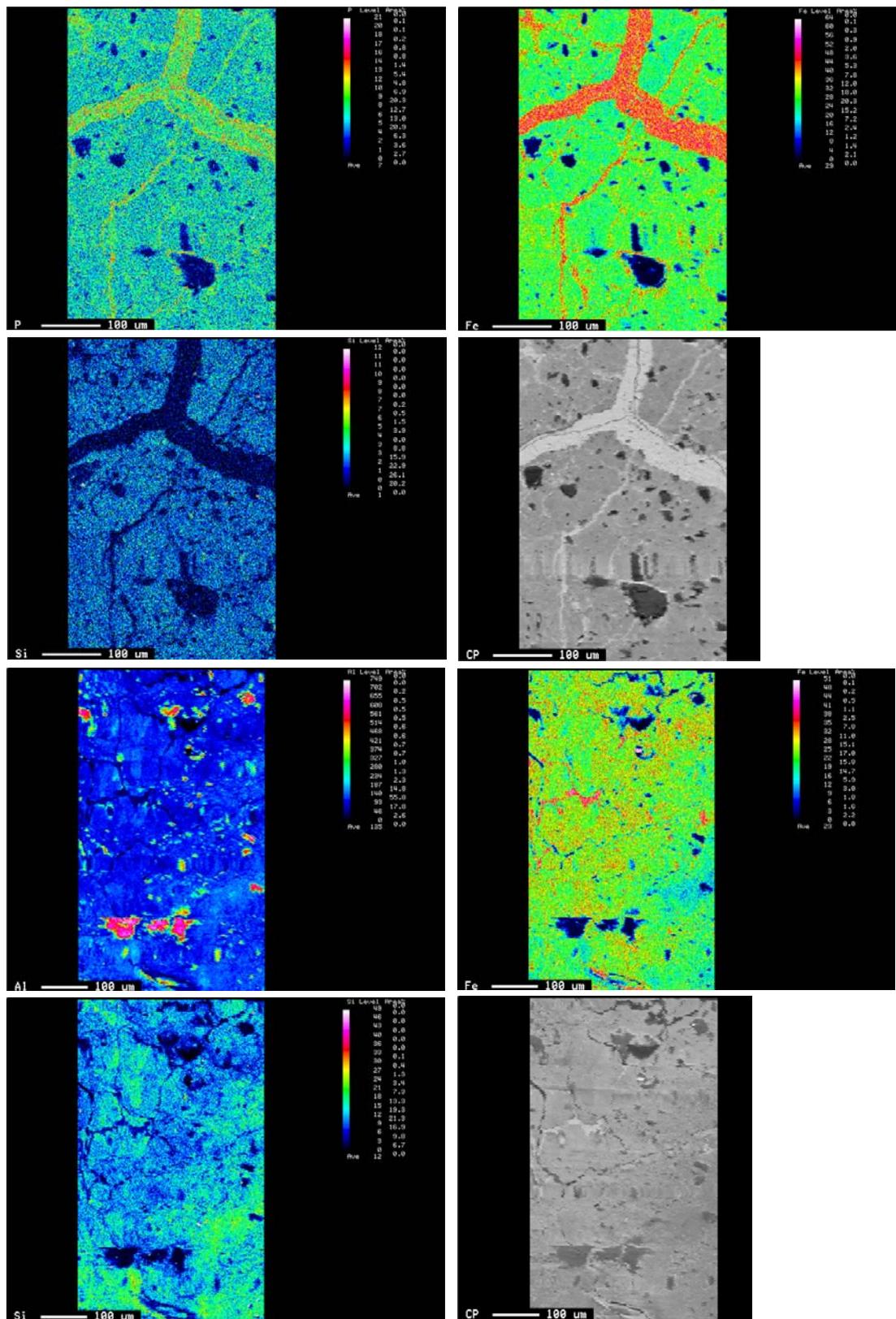


Figura 6 – Imagens de microsonda eletrônica de dois nódulos, mostrando os mapas microquímicos de P, Fe, Al e Si, e imagem em retroespalhamento.

próxima à deste trabalho. Outro trabalho realizado por De Brito Galvão e Schulze (1996), detalhando a mineralogia da argila deste mesmo solo, confirma estes resultados, detectando a presença de ilita e vermiculita com hidróxi entre camadas na fração argila grossa. Almeida (1979) refere-se à ocorrência de solos mais amarelos nesta região, com alta relação goethita/hematita, em posições mais instáveis no relevo, e relata a presença de micas e vermiculita nos solos derivados de rochas pelíticas do grupo Bambuí. Barbosa et al. (1991) relatam também mineralogia similar em solo de Paraopeba, MG, sobre a mesma litologia.

Detectou-se neste solo a presença de nódulos magnéticos, contendo hematita e espinélio magnético (Figura 7(a) e (c)), assim como quartzo com inclusões de minerais opacos magnéticos na fração areia (Figura 7(b) e (d)), o que sugere que o manto de colúvio atual pode ter recebido contribuições de materiais provenientes das bordas do grupo Bambuí, provavelmente do embasamento Arqueano (Supergrupo Belo Horizonte) ou até mesmo do Proterozóico (Grupo Espinhaço). A presença de quartzos com inclusões, pleiocroísmo e cristais com aparente crescimento secundário (Figura 8), sugerindo efeitos de metamorfismo, corroboram esta hipótese. Presume-se que esta contribuição tenha se dado em fases de aplainamento, na formação da superfície sul – americana, correlata aos leques colúviais que depositaram os conglomerados e arenitos cretácicos (Valadão, 1996). Posteriores soerguimentos e basculamentos levaram à erosão da antiga superfície, remoção dos arenitos superficiais e incorporação de parte destes materiais e de fragmentos de couraças aos colúvios que recobriram os saprolitos das metapelíticas. A presença dos nódulos, contendo magnetita bastante oxidada, não descarta a possibilidade de transporte de material itabirítico, embora a formação de magnetita por ação do fogo em materiais de cangas seja a hipótese, atualmente, mais provável.

No entanto, a hipótese da ação do fogo não se aplica ao quartzo, que teria sido trazido por transporte fluvial em antigo curso do rio das Velhas, que drena o Espinhaço em suas cabeceiras. Alguns destes grãos apresentam-se arredondados, sugerindo abrasão por transporte (Figura 8(c)).

Este antigo curso, conforme sugerido por Kohler (1989) e Kohler e Karfunkel (2002), seguiria o atual curso do córrego da Mata e se tornaria afluente do rio Paraopeba por conexões junto à cidade de Sete Lagoas, passando próximo à área de estudo (Figuras 9 e 10).

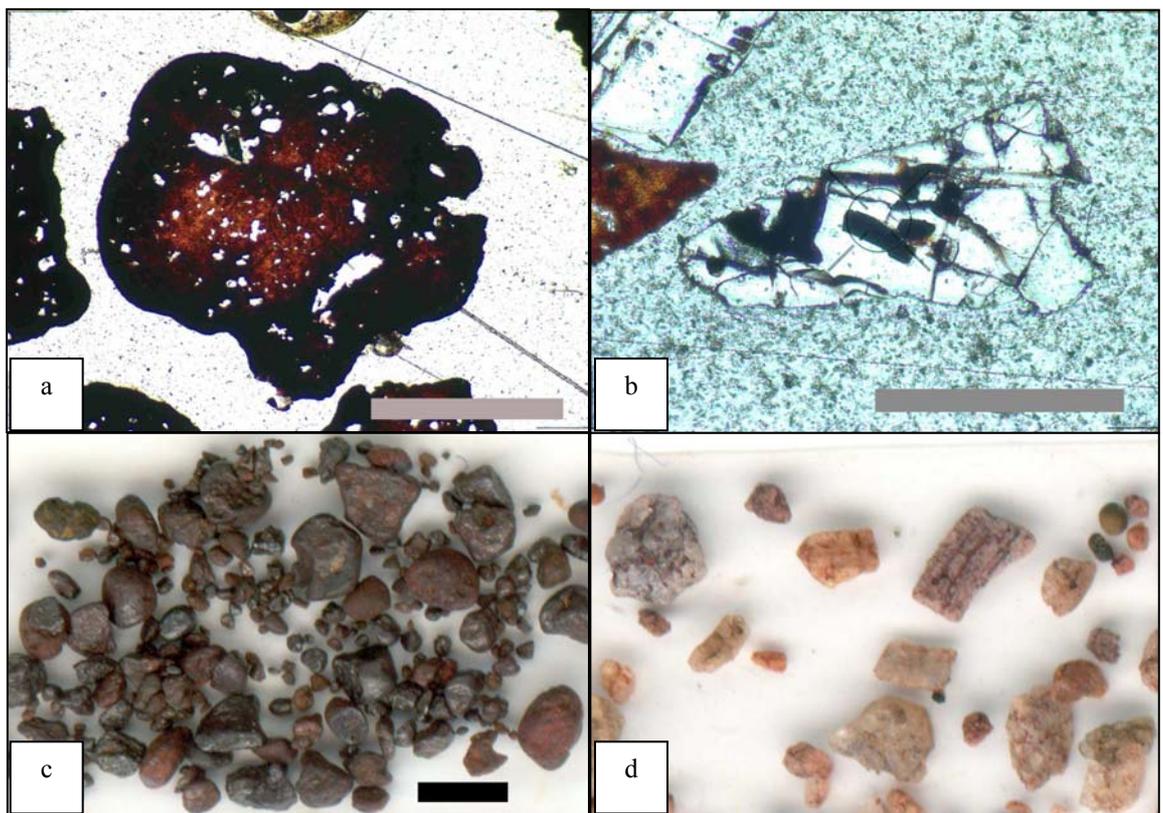


Figura 7 – Imagens de microscopia ótica de nódulos magnéticos (a, c) e de quartzo (b, d). (a) e (b) são secções polidas montadas em resina, fotografadas em microscópio sob luz plana. (c) e (d) são fotografias sob lupa binocular. As barras medem 1 mm.

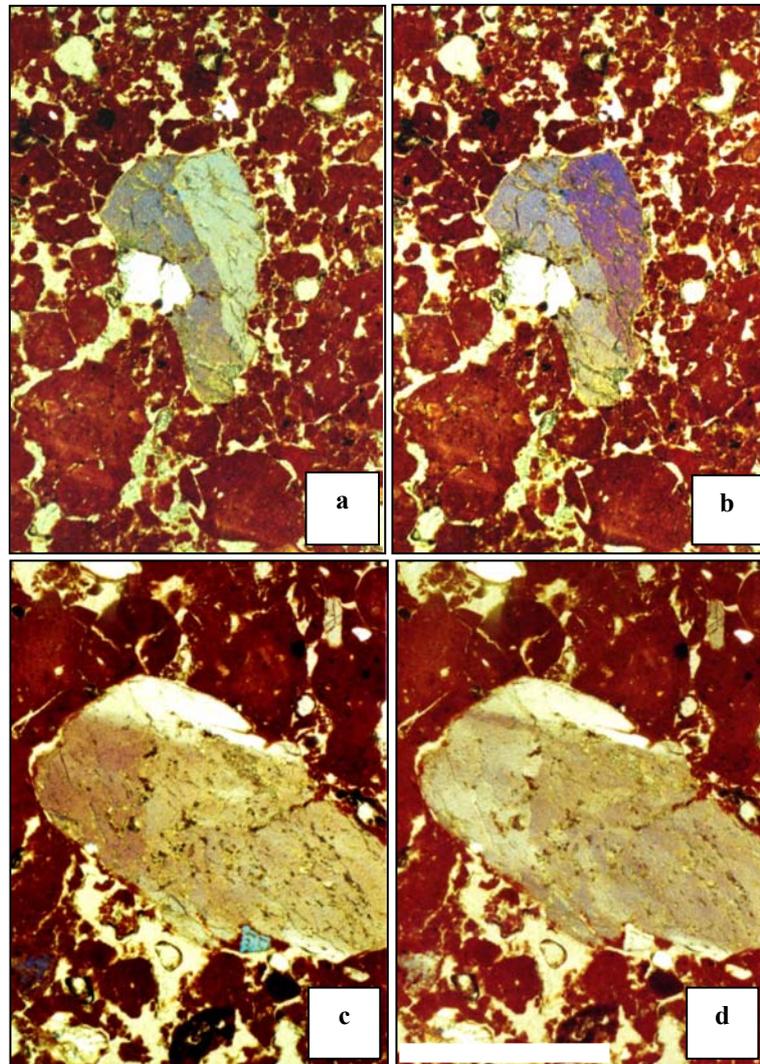


Figura 8 – Imagens de microscopia ótica de grãos de quartzo, observadas em secções polidas de solo e fotografadas em microscópio sob luz polarizada em ângulos diferentes de polarização. As barras medem 1 mm.

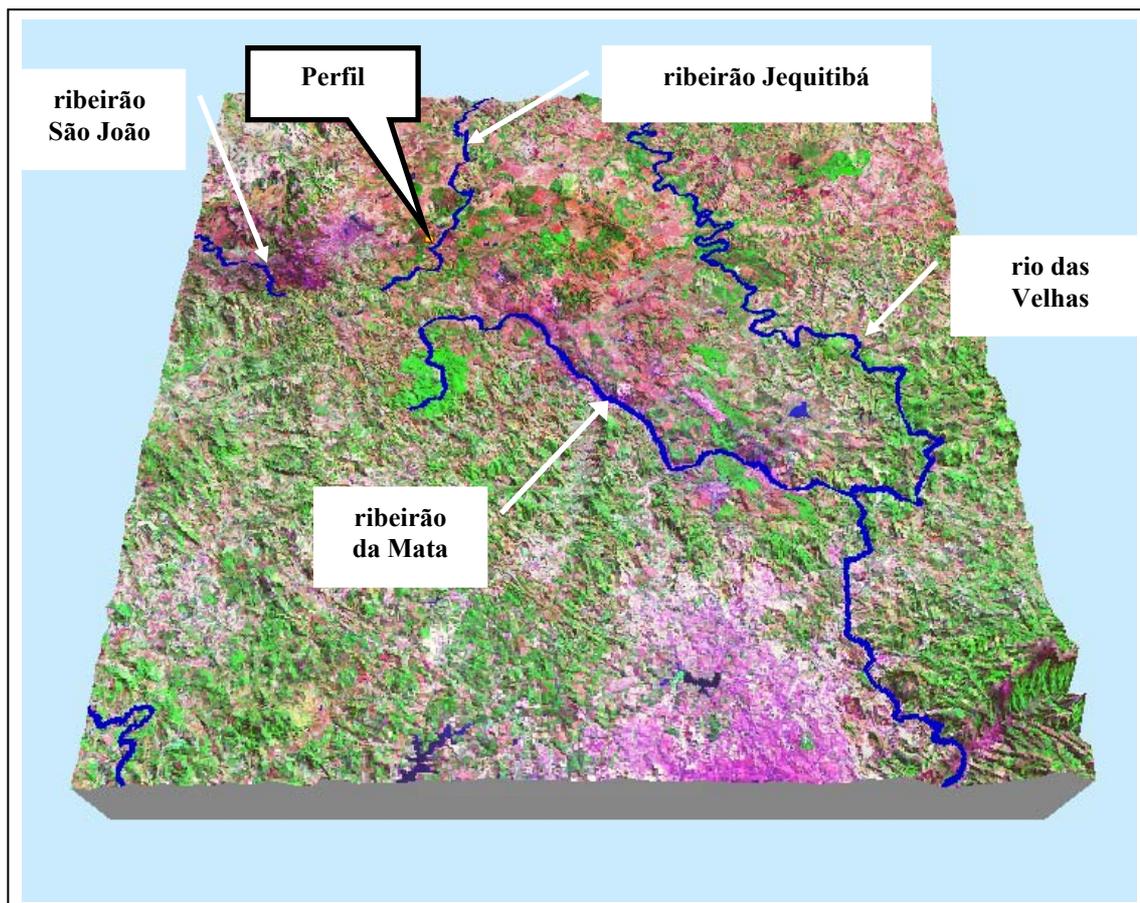


Figura 9 – Modelo digital de elevação da área, obtido a partir de composição da imagem Landsat – TM e dos dados de elevação do SRTM, com indicação do local de coleta do perfil, da atual drenagem e da paleodrenagem.

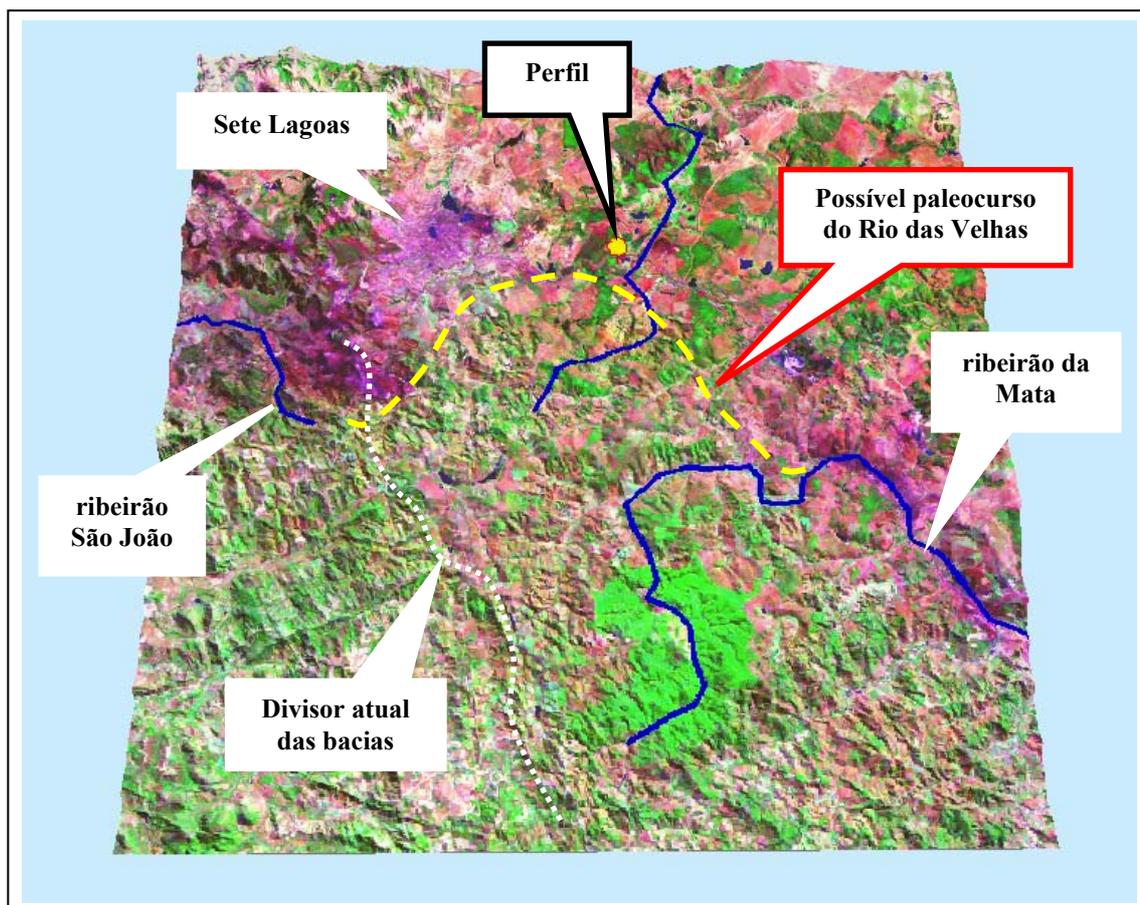


Figura 10 – Modelo digital de elevação da área, obtido a partir da composição da imagem Landsat – TM e dos dados de elevação do SRTM, com indicação do local de coleta do perfil e da paleodrenagem proposta.

Cascalhos e seixos rolados de itabirito e quartzito foram encontrados em terraços aluviais depositados durante o ciclo erosivo Velhas (Plioceno), no alto curso do rio das Velhas (Magalhães Jr. e Saadi, 1994). A presença de níveis de cascalhos, apresentando seixos centimétricos de quartzo arredondado em área próxima, na vertente oposta da colina onde foi coletado o material deste trabalho, fornece evidências em favor desta hipótese. O quartzo em questão apresenta vários tamanhos e formas, incluindo quartzos de hábito fibroso e drusas.

Piló (1998) encontrou minerais resistentes na fração areia de Latossolos derivados de calcário, na região de Lagoa Santa, sugerindo proveniência externa, por estes serem incompatíveis com o presumido material de origem. Estes materiais, como quartzo e pirita limonitizada, seriam provenientes da Formação Sete Lagoas (metapelíticas), que não é encontrada no local de coleta, mas constitui o nível superior de deposição do Grupo Bambuí.

CONCLUSÕES

Nesta pesquisa, as análises mineralógicas indicam que, para o modelo de gênese deste solo, devem ser consideradas a contribuição de materiais coluviais alóctones, possivelmente derivados da degradação e do transporte a longa distância de couraças e solos associados, e a incorporação destes aos materiais do intemperismo *in situ* de rochas metapelíticas do Grupo Bambuí do local. A presença de materiais magnéticos sugere a possibilidade de contribuições de materiais de fora do Grupo Bambuí, que teriam sido depositados em ciclos anteriores de transporte e incorporados ao solo, dada à ausência de relatos da presença de magnetita no Grupo Bambuí.

AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece o auxílio financeiro da CNPq, da FAPEMIG e da CAPES. O trabalho foi realizado sob os auspícios dos Projetos PRODETAB - 030 - 01/99 e SEP - 12.1999.021 (Agricultura de Precisão).

LITERATURA CITADA

- ALMEIDA, J. R. Cronocromossequência de solso originários de rochas pelíticas do Grupo Bambuí. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 150 p. 1979.
- BARBOSA, L. A.; FABRIS, J. D.; RESENDE, M.; COEY, J. M. D. GOULART, A. T.; CADOGAN, J. e DA SILVA, E. G. Mineralogia e química de um Latossolo câmbico desenvolvido de rocha pelítica do Grupo Bambuí, MG. R. Bras. Ci. Solo, 15:159-266. 1991.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM.. Mapa de zoneamento do substrato rochoso. Escala 1:100.000. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, Belo Horizonte. 1992.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. Informações básicas para a gestão territorial; região de Sete Lagoas – Lagoa Santa. Caracterização geomorfológica. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, Belo Horizonte. 1994a. 33 p.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM.. Informações básicas para a gestão territorial; região de Sete Lagoas – Lagoa Santa. Uso da terra e caracterização da cobertura vegetal. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, Belo Horizonte. 1994b. 26 p.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM.. Informações básicas para a gestão territorial; região de Sete Lagoas – Lagoa Santa. Caracterização pedológica. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, Belo Horizonte. 1994c. 44 p.
- DE BRITO GALVÃO, T. C. e SCHULZE, D. G. Mineralogical properties of a collapsible lateritic soil from Minas Gerais, Brazil. Soil Sci. Soc. Am. J., 60:1969-1978. 1996.
- EMBRAPA-CNPS - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solo. Rio de Janeiro. 2^a ed. EMBRAPA-CNPS. 1997. 212 p.
- KOHLER, H. C. e KARFUNKEL, J. The quaternary morphogenesis of the Lagoa Santa tropical karst, Minas Gerais State, SE Brazil. Theoretical and Applied Karstology, 15:93-99. 2002.
- KOHLER, H. C. Geomorfologia cárstica ns região de Lagoa Santa. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo. 113 p. 1989.
- LEMOS, R. C. e SANTOS, R. D. Manual de descrição e coleta de solo no campo. SBCS e Embrapa CNPS, Viçosa. 2002. 83 p.

MAGALHÃES JR, A. e SAADI, A. Ritmos da dinâmica fluvial neo-cenozóica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do Rio das Valhas na região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2:42-54. 1994.

PILÓ, L. B. Morfologia cárstica e materiais constituintes: dinâmica e evolução da depressão poligonal Macacos-Baú - Carste de Lagoa Santa, MG. Tese de Doutorado. USP, São Paulo. 268 p. 1998.

SANS, L. M. A. Classificação e mineralogia de solos da região de Sete Lagoas - MG. Dissertação de Mestrado. ESALQ - USP, Piracicaba. 1973. 180 p.

SANS, L. M. A. Estimativa do regime hídrico, pelo método de Newhall, de um latossolo vermelho escuro álico da região de Sete Lagoas. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 190 p. 1986.

TANNÚS, M.B. (coordenador).GATE. Projeto Vida – Viabilidade Industrial e Defesa Ambiental. Uso da terra e caracterização da cobertura vegetacional: município de Sete Lagoas. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, Belo Horizonte. 16 p. 1994.

VALADÃO, R. C. Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental. Tese de Doutorado. Universidade Federal da Bahia, Salvador. 242 p. 1998.

ANEXO

Descrição do perfil

PERFIL CERRADO

Data: 17/09/02

Classificação: Latossolo Vermelho-Escuro

Litologia: sedimentos de cobertura argilosos

Situação e declive: terço superior de encosta

Relevo: suave ondulado

Erosão: não-aparente

Vegetação: cerrado

Uso atual: cerrado - reserva florestal

Drenagem: bem drenado

Descrição morfológica

Horizonte	Profundidade	Cor seca	Cor úmida	Textura	Estrutura	Consistência seca	Consistência úmida	Plasticidade/pegajosidade	Transição
A ₁	0 - 8	5 YR 3/4	5 YR 3/3	argiloso	fr pq blsa fo mpq g	Lig. dura	Friável	plástico pouco pegajoso	plana e clara
A ₂	8 - 29	5 YR 4/6	5 YR 3/4	argiloso	fr pq blsa fo mpq g	Lig. dura	Friável	plástico pouco pegajoso	plana e difusa
BA	29 - 60	5 YR 4/6	5 YR 3/4	argiloso	fr pq blsa fo mpq g	macia	muito friável	plástico pouco pegajoso	plana e difusa
Bw ₁	60 - 150+	4 YR 4/6	2,5 YR 3/6	argiloso	fo mpq g	macia	muito friável	plástico pouco pegajoso	plana e difusa

Observações: raízes finas abundantes no A₁ e A₂; e comuns no BA e no Bw₁ até 1,5 m. Raízes médias e grossas, comuns em todo o perfil. Fragmentos de carvão presentes em abundância no A₁. Mosqueados amarelos (2,5 Y 8/4) isolados, presentes em alguns pontos do fundo do perfil. fr: fraca; fo: forte; pq: pequena; mpq: muito pequena; blsa: blocos subangulares; e g: granular.

Análise textural

Horizonte	Profundidade	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	Argila dispersa	Grau de Floculação	Silte/Argila
		(dag/kg)					%	
A ₁	0 - 8	8	3	13	75	21	72,0	0,174
A ₂	8 - 29	8	2	12	78	23	70,5	0,154
BA	29 - 60	8	2	8	82	21	74,4	0,099
Bw ₁	60 - 150+	7	2	5	87	10	88,5	0,057

Análise Química

Horizonte	pH	Al	Ca	Mg	K	P	H + Al	M. Org.
		(cmol _c /dm ³)			(mg/dm ³)		(cmol _c /dm ³)	(dag/kg)
A ₁	5,43	0,49	1,74	0,16	27	3	5,57	2,5
A ₂	5,19	0,85	0,91	0,05	23	2	6,61	1,9
BA	4,93	1,03	0,21	0,02	15	1	6,89	1,3

CAPÍTULO 2

ÓXIDOS DE FERRO DA FRAÇÃO MAGNÉTICA DA AREIA DE UM LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO ASSOCIADO A ROCHAS PELÍTICAS DO GRUPO BAMBUÍ

RESUMO

Os óxidos de ferro da fração magnética da areia do horizonte B de um Latossolo Vermelho-Amarelo, associado a rochas pelíticas do Grupo Bambuí, no município de Sete Lagoas, MG, foram caracterizados por métodos convencionais de análise química, difratometria de raios X (método do pó: DRX), espectroscopia Mössbauer e medidas de magnetização de saturação. Identificaram-se nódulos ricos em ferro, contendo magnetita muito alterada, em processo de transformação para hematita, e grãos de quartzo com inclusões de minerais magnéticos. A espectroscopia Mössbauer e o refinamento estrutural Rietveld, dos dados de DRX, indicaram a coexistência de magnetita, em estágio avançado de oxidação, e de hematita isomorficamente substituída por Al. Dois modelos, não – mutuamente exclusivos, podem ser propostos para a não-esperada ocorrência do material magnético neste Latossolo: formação da magnetita a partir de nódulos hematíticos, por ação do fogo; e aporte de material coluvial, contendo minerais magnéticos de áreas adjacentes ao geodomínio do Bambuí.

Termos de indexação: hematita, magnetita, Rietveld, Mössbauer.

SUMMARY

The iron oxides of a magnetic material separated from the sand fraction of the B horizon of a Red Yellow Latosol developed on the lithology of the Bambuí Group, in the city of Sete Lagoas, state of Minas Gerais, Brazil, were characterized with conventional chemical methods of analysis, X-ray diffractometry, Mössbauer spectroscopy and saturation magnetization measurements. Iron-rich nodules, containing mainly altered magnetite being transformed to hematite, were identified, along with quartz grains with inclusions of magnetic minerals. Mössbauer data and structural refinement of the powder X-ray pattern, based on the Rietveld algorithm, indicate the coexistence of an extensively oxidized magnetite and Al-hematite. Two models, not mutually exclusive, were proposed, to explain the unexpected occurrence of such a magnetic material in this Latosol: (i) the pedogenetic formation of magnetite starting from hematite-rich nodules as precursor through a high temperature reaction promoted by bush fires or (ii) translocation of colluvial material containing magnetic materials from the bordering areas to the Bambuí geodomain.

Index terms: hematite, magnetite, Rietveld, Mössbauer.

INTRODUÇÃO

As propriedades magnéticas constituem atributo importante de identificação e hierarquização dos solos em campo, permitindo inferências quanto ao material de origem e ao potencial de uso agrícola (Resende, 1976; Curi, 1983; Curi e Franzmeier, 1987; Resende et al., 1988; Ferreira et al., 1994). A magnetização é geralmente associada à presença de magnetita (fórmula ideal: Fe_3O_4) ou maghemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$) e seus derivados correspondentes titanomagnetita e titanomaghemita. Esses minerais são heranças diretas do material de origem do solo ou produtos da transformação de seus minerais precursores, por mecanismos pedogenéticos muito variados. É particularmente reportada, por exemplo, a formação de óxidos de ferro magnéticos em solos relativamente ricos em ferro, sujeitos a temperaturas elevadas, em presença de matéria orgânica (Schwertmann, 1971), ou em rochas de minas de carvão mineral (de Boer et al., 2001). Outros estudos experimentais demonstraram o aparecimento de anomalias magnéticas pela ação de altas temperaturas no solo (Linford e Canti, 2001). A ocorrência de eventos periódicos do fogo, de origem natural ou antrópica, comuns na região do cerrado (Brasil central), pode levar à formação de minerais magnéticos, mesmo em solos derivados de materiais de origem contendo precursores de óxidos de ferro não-magnéticos.

A presença de materiais magnéticos na fração areia de solos associados a rochas do Grupo Bambuí é circunstancialmente relatada, em alguns trabalhos de levantamento pedológico da região do Brasil central (Embrapa, 1983 a,b; Brasil, 1980; Embrapa, 1972; Jacomine et al., 1976; Brasil, 1962). Esses trabalhos, no entanto, não indicam a natureza ou a origem do material magnético observado.

Este trabalho concentra a atenção na identificação de minerais detectados em uma porção magnética, separada da fração grosseira de um solo derivado de coberturas colúviais associadas a rochas pelíticas aluminosas do grupo Bambuí, no Estado de Minas Gerais, visando a possíveis inferências quanto à gênese e evolução desse solo. Ardósias, rochas pelíticas e calcário do Bambuí não têm, presumivelmente, minerais magnéticos constituintes.

MATERIAL E MÉTODOS

A fração magnética foi separada da areia do horizonte B de um Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico (Embrapa, 1999), derivado de cobertura coluvial relacionada a rochas pelíticas aluminosas do Grupo Bambuí (Figura 1).

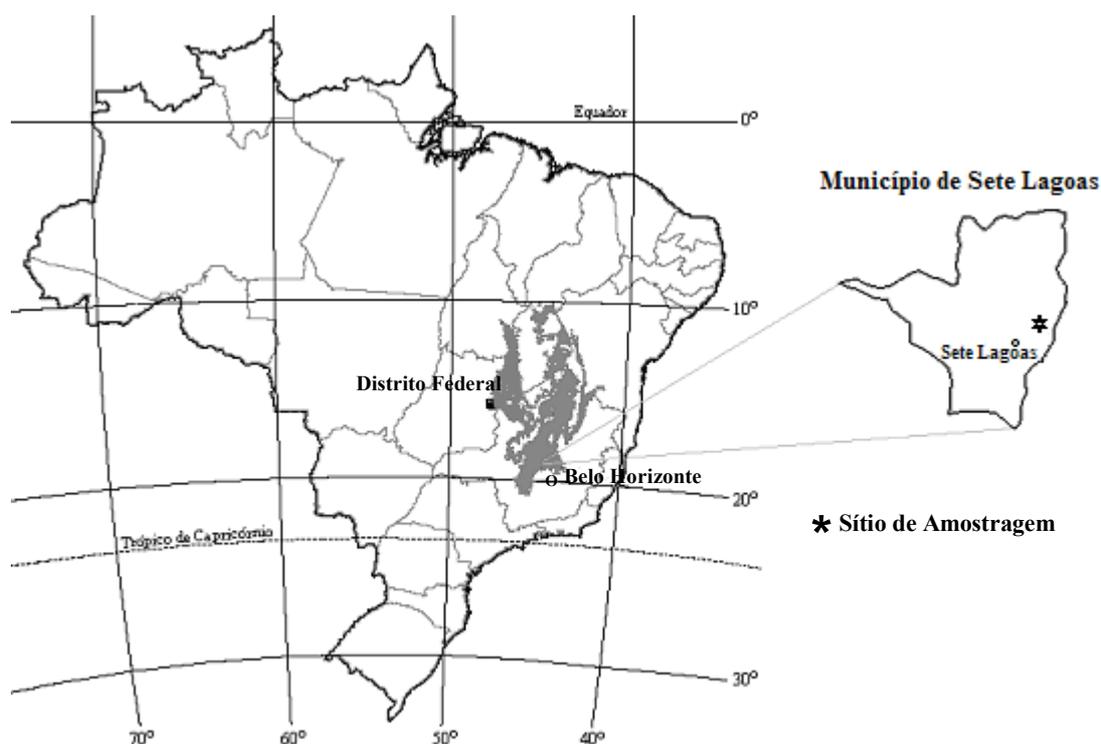


Figura 1 – Mapa de localização do Grupo Bambuí no Brasil (esquerda) e do sítio de amostragem, no município de Sete Lagoas (destaque), Estado de Minas Gerais.

A área de amostragem (coordenadas geográficas, 19° 27' 40,4" S, 44° 10' 38,0" O) é situada na estação experimental da Embrapa Milho e Sorgo, Sete Lagoas, MG, à altitude de 780 m. No perfil sob vegetação nativa de cerrado, foi aberta uma trincheira de 2 m de profundidade e a amostragem foi feita de 2 em 2 cm, nos primeiros 10 cm; de 5 em 5 cm, de 10 a 40 cm; e uma amostra de 40 a 50 cm. Além destas, foram coletadas amostras de 20 em 20 cm, na profundidade de 50 a 290 cm (em triplicata). As frações grosseiras foram separadas por dispersão da terra fina seca ao ar

com NaOH 0,1 mol L⁻¹, sob agitação lenta, por 16 h (Embrapa, 1997). A areia foi, então, separada de silte e argila por peneiramento em peneira de malha de 0,053 mm e, a seguir, seca em estufa a 45 °C. Após a secagem, as amostras foram pesadas e a fração magnética foi separada com auxílio de ímã de mão, sendo, novamente, pesadas; a proporção da fração magnética foi obtida por diferença de massa. A evolução destes valores, em razão da profundidade de coleta no perfil, é apresentada na Figura 2. A amostra coletada à profundidade de 40 a 50 cm, concentrada ainda mais por flotação em bromofórmio (densidade, $\rho = 2,84 \text{ g mL}^{-1}$), seguida de triagem manual, sob visualização em lupa binocular, foi a escolhida para o estudo de caracterização dos minerais da fração magnética. Essa fração foi observada e fotografada em lupa binocular e em microscópio ótico sob luz plana; nesse caso, a partir da amostra montada em lâminas, impregnadas em resina e polidas.

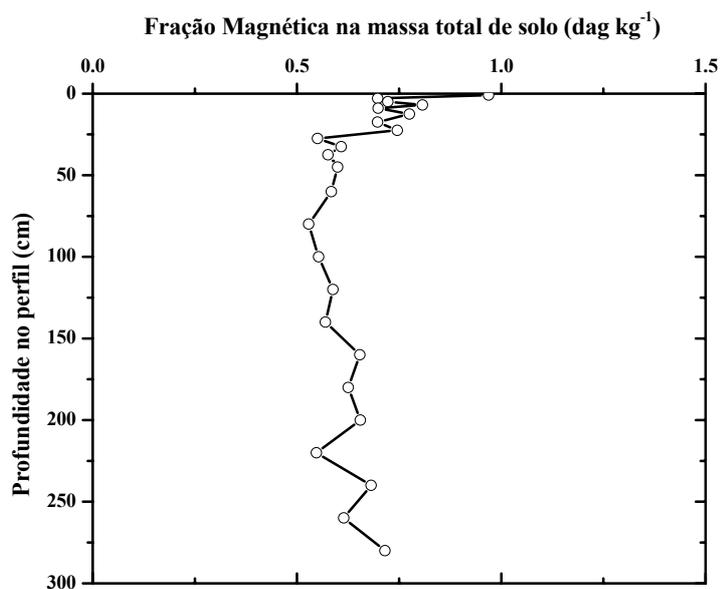


Figura 2 – Perfil de distribuição da proporção de fração magnética do solo estudado, em relação a sua massa e profundidade.

A análise química da fração magnética foi efetuada, segundo procedimentos descritos por Jeffery e Hutchison (1981), que consistiram em dissolução total por ataque triácido seqüencial, HNO₃ 65%, H₂SO₄ + HF 9:1 concentrados e HF 40%, para

quantificação Fe, Al, Ti e microelementos, por espectrometria de absorção atômica. O teor de SiO₂ foi obtido gravimetricamente por fusão alcalina K₂CO₃:Na₂CO₃ 1:1 e ataque com HCl 50%. A perda ao fogo (PAF) foi determinada, também, gravimetricamente, após aquecimento a 1.000 °C, por 1h. Os valores de magnetização de saturação (σ_s) foram obtidos com um magnetômetro portátil, sob campo magnético fixo de 0,3 T (Coey et al., 1992), para a fração magnética e a fração magnética concentrada, sem qualquer tratamento químico e após tratamento com ditionito-citrato-bicarbonato (Mehra & Jackson, 1960). Os dados de raios X (DRX; método do pó) para a fração magnética foram coletados em um difratômetro Rigaku, dotado de tubo de radiação de cobalto e monocromador de grafite, a uma taxa de incremento de 0,02° 2 θ por 5 s, entre 20° e 80° 2 θ . Além da caracterização qualitativa, os dados do difratograma foram numericamente ajustados com base em refinamento estrutural pelo algoritmo Rietveld, empregando-se o programa FullProf (Roissel e Rodriguez-Carvajal, 2003). Coletaram-se os espectros Mössbauer para a fração magnética a 298 e 110 K (criostato de banho, com nitrogênio líquido), por um espectrômetro convencional de transmissão com aceleração constante e uma fonte de ~15 mCi de ⁵⁷Co em matriz de Rh. A massa da amostra para a medida foi estimada para conter ferro na proporção de ~10 mg cm⁻². Corrigiram-se os deslocamentos isoméricos em relação ao α Fe, padrão também usado para a calibração da escala de velocidade Doppler.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A proporção de material magnético (Figura 2) foi relativamente uniforme ao longo do perfil de coleta do material, até pelo menos 3 m de profundidade, sendo ligeiramente maior apenas no horizonte A.

A amostra da fração magnética incluiu muitos tipos de glébulas (*sensu* Brewer e Sleeman, 1964), como nódulos e concreções. Nódulos escuros ferruginosos são dominantes, como feições esféricas a subsféricas e superfície lisa; entretanto, outras formas, irregulares ou quebradas, também estão presentes (Figura 3 b). Foi observada a presença de grãos de quartzo e concreções não-ferruginosas mais claras na fração

magnética, sendo o magnetismo associado à presença de inclusões de materiais opacos magnéticos no interior do quartzo ou das concreções, observados nas micrografias (Figura 3(a) e (c)). A microscopia ótica revela que os nódulos ferruginosos apresentam uma matriz indiferenciada, porosa (Figura 3 (b)); as concreções são raras.

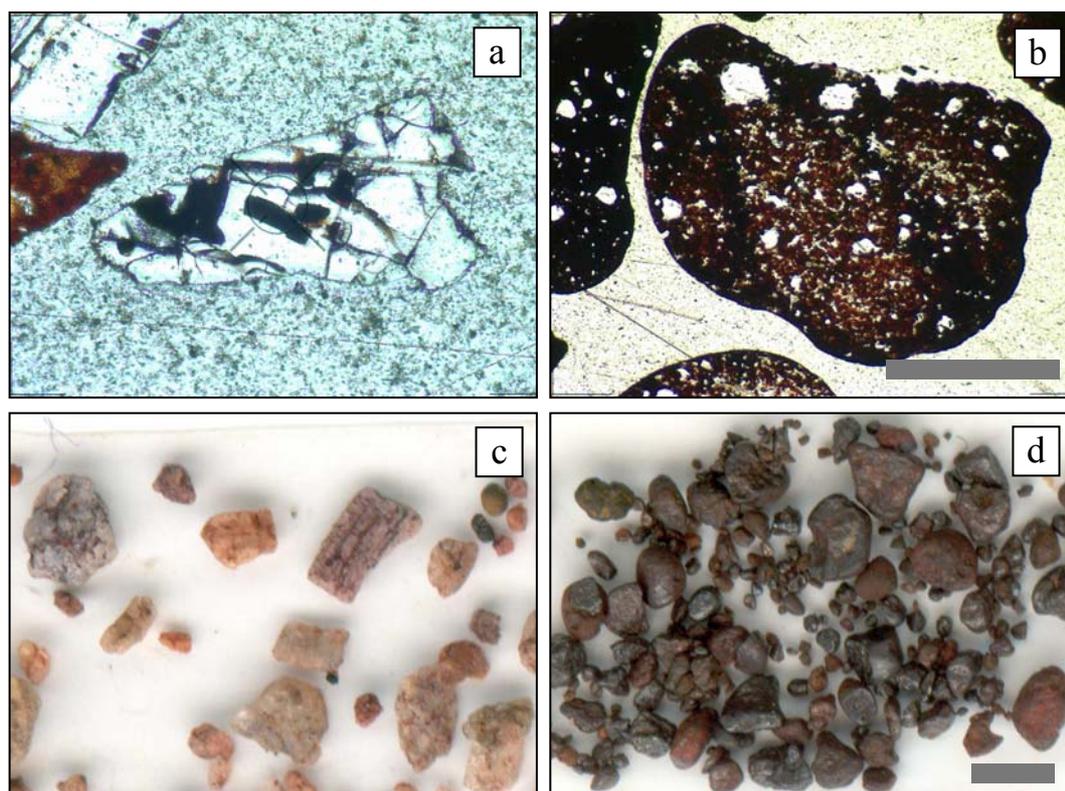


Figura 3 – Imagens das frações magnéticas. (a) - seção fina polida de cristais de quartzo com inclusões de minerais opacos magnéticos (aumento de 40x); (b) - seção fina polida de concreções/nódulos ferruginosos (barra = 0,50 mm); (c) - cristais de quartzo com aparência ferruginizada, magnéticos (aumento de 40x); e (d) - concreções/nódulos ferruginosos (barra = 1,0 mm).

A magnetização de saturação medida foi $\sigma_s = 16,7 \text{ J T}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, para a fração magnética; $\sigma_s = 25,3 \text{ J T}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, para a fração magnética concentrada; $\sigma_s = 37,1 \text{ J T}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, para a fração magnética concentrada e tratada com DCB. Estes são valores bastante expressivos, se comparados com os da magnetita ($\sigma_s \approx 100 \text{ J T}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) e da maghemita estequiométrica ($\sigma_s \approx 60 \text{ J T}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), considerando-se que a dificuldade de separação

física não permitiu a purificação completa dos minerais magnéticos, permanecendo material não-magnético residual (possivelmente hematita), mesmo após a extração com DCB. Isto pode indicar materiais intercrescidos ou em processo de conversão, como a oxidação de magnetita para hematita.

A composição química da fração magnética demonstra a dominância de ferro, com 64 dag kg⁻¹ de Fe₂O₃ e 18 dag kg⁻¹ de SiO₂, atribuídos à presença de quartzo ou silicatos inclusos, seguidos de 5,7 dag kg⁻¹ de Al₂O₃ e 1,57 dag kg⁻¹ de TiO₂ (Quadro 1).

Quadro 1 – Composição química total do material de concreção

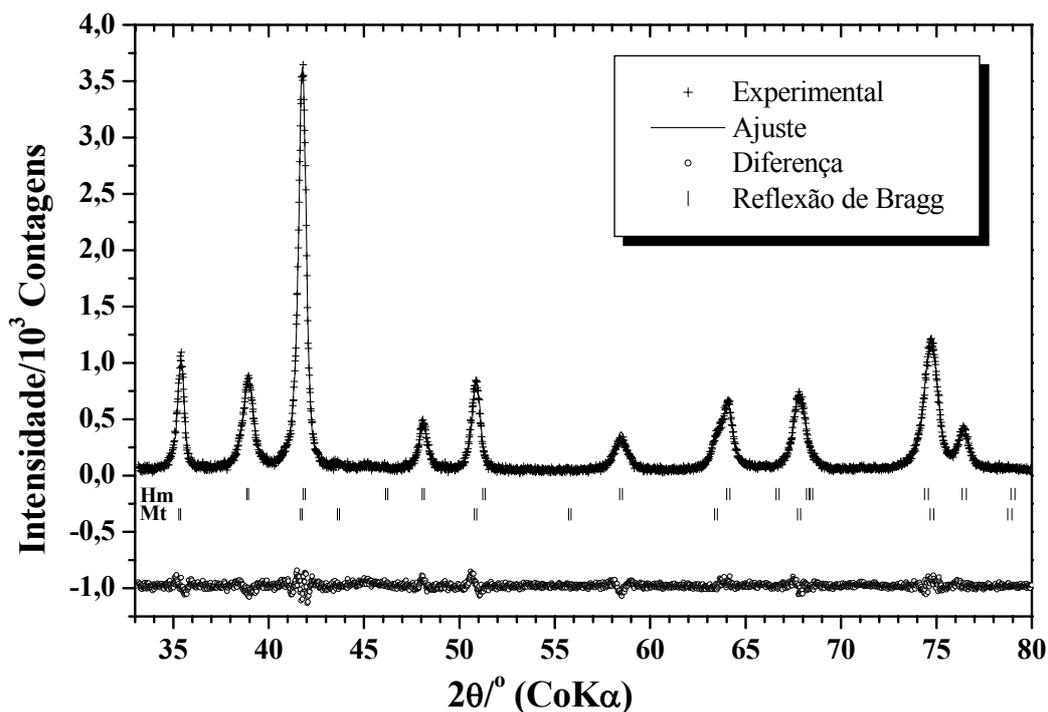
Composição Química/dag kg ⁻¹													
Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO ₂	MgO	CaO	CrO ₂	NiO	CuO	PbO ₂	ZnO	TiO ₂	SiO ₂	PAF	Soma
64(2)	5,7(7)	0,03(1)	0,09(1)	0,4(1)	0,85(2)	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	1,57(5)	18(3)	6,4(5)	97(4)

Os números entre parênteses são incertezas do valor numérico, estimadas pelo desvio – padrão de resultados de procedimentos analíticos, desde a abertura, em triplicata, e expressas sobre o último algarismo significativo da quantidade física correspondente.

O difratograma de raios X da fração magnética mostrou um padrão gráfico com linhas de reflexão bastante largas, mas bem definidas, praticamente isentas de sobreposição (Figura 4).

Para a análise qualitativa, foram utilizadas as fichas JCPDS (1980) números 24-0072 (hematita) e 19-926 (magnetita), confirmando a ocorrência apenas desses dois óxidos de ferro. Procedeu-se ao refinamento Rietveld com uma função pseudo-Voigt, combinação linear das funções lorentziana e gaussiana (Young e Wiles, 1982), adotando os modelos estruturais cúbico do grupo espacial $Fd\bar{3}m$, para a magnetita, e trigonal do grupo espacial $R\bar{3}c$, para a hematita (Quadro 2).

Para a estimativa da ocupação atômica de prováveis substituições isomórficas, foram inicialmente considerados os dados da análise química, sendo refinados um total de 31 parâmetros de célula unitária, como térmico isotrópico, escala, forma e assimetria dos picos, origem zero para escala de varredura 2θ , coordenada espacial do ânion nas estruturas cristalinas e linha de base (função polinomial de 4 coeficientes), largura linha a meia altura (pela fórmula $FWHM^2 = Utg^2\theta + Vtg\theta + W$, em que $FWHM = Full$



Hm = hematita, Mt = magnetita

Figura 4 – Difratoograma com o resultado do refinamento Rietveld.

Quadro 2 – Propriedades cristalográficas da hematita e magnetita

Mineral	Grupo Espacial	Z	a/nm	c/nm	V_C/nm^3	Referência
Hematita	$R\bar{3}c$	6	0,5038	1,3772	0,30272	Blake et al, 1966
Magnetita	$Fd\bar{3}m$	8	0,8394		0,59143	Hill et al., 1979

Z = fator de multiplicidade na célula unitária do cristal; e V_C = volume da célula unitária.

Width at Half Maximum - largura linha a meia altura; U, V, W , parâmetros de resolução instrumental; e Θ , ângulo de difração, Caglioti et al., 1958). Todos os parâmetros de rede foram refinados seletivamente e, a fim de descrever a qualidade do procedimento apropriado, os menores valores estimados dos desvios-padrão dos fatores R_p, R_{wp}, R_B e R_f foram obtidos a partir de testes-padrão de difração experimental e calculado (Young, 1995).

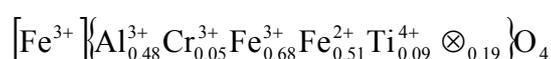
O refinamento Rietveld dos dados apresentou boa correspondência entre os perfis experimental e calculado, conforme apresentado no Quadro 3, com o menor valor global de $\chi^2 = 3,565$. Os parâmetros de rede refinados da hematita e da magnetita foram inferiores aos dados correspondentes da literatura, para hematita e magnetita estequiométricas. Tal diferença está diretamente relacionada com as substituições isomórficas ou vacâncias, em diferentes proporções nesses minerais, o que também resulta em distorções na rede cristalina.

No caso específico da magnetita, o menor valor do parâmetro de rede encontrado foi $a = 0,8345(1)$ nm (Quadro 3), podendo ser justificado pelos menores valores de raios iônicos dos cátions substituintes Al^{3+} (63 pm), Cr^{3+} (61 pm) e Ti^{4+} (60 pm), em relação ao Fe^{2+} (78 pm) e ao Fe^{3+} (65 pm) octaédricos, dados de raios iônicos (Kaye e Laby, 1973).

Quadro 3 – Resultados obtidos do refinamento Rietveld da amostra fração magnética

Mineral	a/nm	c/nm	V_C/nm^3	%	R_B	R_f
Hematita	0,5014(1)	1,3699(3)	0,2983(1)	39(1)	3,49	2,72
Magnetita	0,8345(1)		0,5810(1)	61(1)	1,67	1,30

A estimativa de substituição de alumínio (Al_s) na hematita, obtida pelo refinamento Rietveld foi de 16 mol%. Kämpf e Schwertmann (1998) propuseram uma relação empírica para estimar a Al_s , dada por $Al_s = 3109 - 6171,4a$, em que a é o parâmetro de rede da estrutura trigonal da hematita, expressa em nm. Tomando o valor de a para hematita (Quadro 3), obtido do refinamento Rietveld, obtém-se $Al_s = 15$ mol %, que foi satisfatoriamente concordante com o valor diretamente obtido do refinamento Rietveld. A fórmula mínima para magnetita foi estimada pelo método Rietveld e pelo programa FORMAL¹:



¹ disponível a partir do endereço www.moss.qui.ufmg.br/~Moss, em “Available Computer Programs”

em que

[] = sítios catiônicos com coordenação tetraédrica;

{ } = sítios com coordenação octaédrica; e

⊗ = vacâncias catiônicas.

A aplicação da fórmula de Scherrer, segundo Klug e Alexander (1974),

$$MCL_{hkl} = \frac{K\lambda}{\beta \cos \theta}$$

permite calcular o comprimento médio coerente ($MCL = Mean Coherence Length$, conforme Cornell e Schwertmann, 1996) dos cristalitos, na dimensão perpendicular ao plano hkl , característico para cada mineral. Para a hematita, utilizou-se no cálculo a forma geométrica do cilindro, com diâmetro igual MCL_{110} e a altura igual ao MCL_{001} , sendo $MCL_{001} = MCL_{104} \cos \theta$, em que $\theta = 38,3^\circ$, ângulo entre os planos (001) e (104) da hematita (Melo et al., 2001). Assim, o valor calculado do MCL_{001} para a hematita foi de 14,7 nm. Para a magnetita, foi adotada a forma geométrica cúbica com o plano de reflexão (311) de maior incidência (Son et al., 2003), sendo o MCL_{311} calculado de 26,0 nm. Estes valores obtidos de MCL , para hematita e magnetita, são tipicamente pequenos, comportamento responsável pelo alargamento das reflexões observadas no padrão do difratograma da amostra.

O espectro Mössbauer a 298 K (Figura 5) revelou a ocorrência de Fe^{3+} paramagnético, caracterizado por um duplete central incipiente (área relativa, $AR = 2\%$), com deslocamento isomérico em relação ao ferro metálico, $\delta(\alpha Fe) = 0,27 \text{ mm s}^{-1}$, e desdobramento quadrupolar, $\Delta = 0,65 \text{ mm s}^{-1}$ (Quadro 4); e um sexteto mais externo atribuível à hematita, com campo hiperfino, $B_{hf} = 50,2$ tesla, inferior ao valor característico, $B_{hf} = 51,7$ tesla, segundo Goodman (1996), de uma hematita estequiométrica.

O menor valor de campo hiperfino pode sugerir a substituição isomórfica de Fe por Al, aqui proposta no refinamento estrutural Rietveld, para a hematita. Murad e Schwertmann (1986) determinaram uma relação empírica para estimar a Al_s em uma série de hematitas sintéticas com $0 < Al_s < 10 \text{ mol}\%$, a partir do campo hiperfino à temperatura do ambiente, dada numericamente por:

$$B_{hf}^{298K} = 51,78 - 7,6Al_s - \frac{3,2}{MCL_{001}}$$

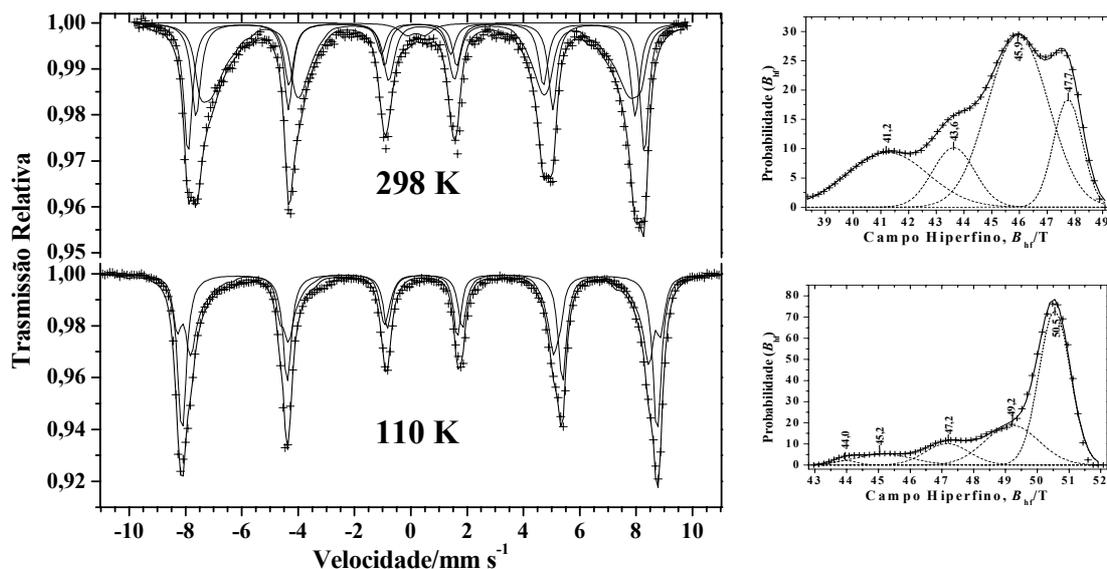


Figura 5 – Espectros Mössbauer a 298 e 110 K, com seus respectivos perfis de distribuição de campo hiperfino.

Quadro 4 – Parâmetros Mössbauer ajustados para os espectros da amostra registrados a 298 e 110 K

Temperatura	Parâmetro Hiperfino	Sítio ^{57}Fe			
		Fe^{3+}	Hematita	Magnetita	
				tetraedro	octaedro ^(*)
298 K	$\delta/\text{mm s}^{-1}$	0,27	0,35	0,26	0,44
	$\varepsilon, \Delta/\text{mm s}^{-1}$	0,65	-0,16	-0,02	-0,05
	B_{hf}/T		50,2	48,3	44,5 ^(†)
	$AR/\%$	2	28	23	47
	$LLMH/\text{mm s}^{-1}$	0,65	0,37	0,40	
(tetraedro + octaedro) ^(*)					
110 K	$\delta/\text{mm s}^{-1}$		0,48		0,45
	$\varepsilon/\text{mm s}^{-1}$		-0,19		-0,05
	B_{hf}/T		52,2		49,0 ^(†)
	$AR/\%$		52		48
	$LLMH/\text{mm s}^{-1}$		0,35		

^(*)Distribuição de campo hiperfino; ^(†)valor médio obtido a partir da distribuição de campo hiperfino; δ = deslocamento isomérico relativo ao αFe ; ε = deslocamento quadrupolar; Δ = desdobramento quadrupolar; B_{hf} = campo hiperfino; AR = área relativa subspectral; e $LLMH$ = largura de linha a meia altura dos subspectros.

O valor calculado de A_{ls} , extrapolado, resulta em 17 mol%. A aparente diferença deste valor, em comparação com os métodos Rietveld e o proposto por Kämpf e Schwertmann (1998), pode estar relacionada à razão de intensidade das reflexões (104) e (113) DRX, uma vez que o valor calculado para a razão $I_{104}/I_{113} = 2,3$ foi inferior ao da hematita estequiométrica ($I_{104}/I_{113} \approx 4$), provavelmente pela ocorrência de H_2O/HO estrutural (Schwertamm et al., 1999).

Outros dois sextetos foram ajustados para o espectro Mössbauer à temperatura do ambiente, sendo um sexteto com parâmetros hiperfinos, $\delta(\alpha Fe) = 0,26 \text{ mm s}^{-1}$, deslocamento quadrupolar, $\varepsilon = -0,02 \text{ mm s}^{-1}$ e $B_{hf} = 48,3 \text{ tesla}$ (Quadro 4), característicos de coordenação tetraédrica da magnetita. Segundo Goodman (1996), os valores para a magnetita estequiométrica são $\delta(\alpha Fe) = 0,26 \text{ mm s}^{-1}$, $\varepsilon = 0$ e $B_{hf} = 49,0 \text{ T}$. O outro sexteto foi melhor ajustado com um modelo de distribuição de campo hiperfino, (detalhado na Figura 5), que conduziu a valores atribuíveis ao ^{57}Fe em coordenação octaédrica da magnetita, ainda que com parâmetros hiperfinos (Quadro 4) ligeiramente inferiores aos dos citados na literatura, $\delta(\alpha Fe) = 0,67 \text{ mm s}^{-1}$, $\varepsilon = 0$ e $B_{hf} = 46,0 \text{ tesla}$ (Goodman, 1996). Os aqui encontrados podem representar uma relação de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ não equimolar, em virtude de substituições de Fe^{3+} ou Fe^{2+} por outros cátions, como Al^{3+} , Cr^{3+} , e Ti^{4+} . As vacâncias catiônicas refletem o desbalanceamento de cargas.

A 110 K, com o ordenamento magnético das espécies superparamagnéticas, o espectro Mössbauer mostrou claramente apenas o sexteto da hematita; o subespectro da magnetita foi muito complexo; e a distribuição de campo hiperfino sugeriu as contribuições espectrais do perfil destacado na Figura 5 (parâmetros hiperfinos no Quadro 4).

Duas hipóteses, não mutuamente exclusivas, são propostas para a origem da fração mineral magnética:

- os minerais magnéticos provêm de ciclos anteriores de formação, erosão e transporte na superfície de materiais concrecionários relacionados a antigas superfícies, por meio de eventos sucessivos de fogo, natural ou antrópico, com posterior movimentação e incorporação, ao longo do manto latossólico, por pedobioturbação; e
- a contribuição de outras litologias que não as de rochas pelíticas, calcário ou cangas associadas, transportadas durante os ciclos de erosão de materiais metamórficos das bordas do Grupo Bambuí (como os itabiritos do

Supergrupo rio das Velhas), como indica a presença da magnetita muito alterada na fração areia e no interior dos grãos de quartzo.

Eschenbrenner (1988) encontrou maghemita associada à hematita e traços de gibbsita em concreções ferromagnéticas em um solo ferralítico da Costa do Marfim. Essas, no entanto, apresentam morfologia distinta, além de terem porosidade mais baixa do que as deste trabalho. A alteração da magnetita do material de origem e sua ausência na carapaça superior de um perfil laterítico são relatadas por Thèveniaut e Freyssinet (1999; 2002). Gilkes e Suddhiprakaran (1981) relatam o intemperismo da magnetita para hematita, sem uma fase intermediária maghemítica, em bauxitas de Darling Range (Austrália). Segundo esses autores, a maghemita presente nesses solos é pedogênica.

A presença generalizada de canais biológicos, observados no campo, nos perfis descritos na área deste trabalho, associados à presença de carvão vegetal distribuído no perfil, fornece apoio à primeira hipótese; entretanto, como argumentado por Singh e Gilkes (1996), esses eventos com fogo podem não ser suficiente para explicar toda a alteração dos nódulos magnéticos. A notável uniformidade da distribuição da proporção de fração magnética no perfil, associada a um tamanho médio suficientemente pequeno (< 2 mm) dos grãos magnéticos, que possibilita o transporte por formigas ou cupins, parece indicar a bioturbação como possível mecanismo de incorporação à massa latossólica, segundo o modelo de Schaefer (2001). A observação de minerais opacos magnéticos no interior dos grãos de quartzo fornece indícios favoráveis à segunda hipótese.

Análises complementares se fazem necessárias, para a caracterização mais detalhada da fase magnética (magnetita), além da relação genética dessa fase com a hematita, como por medidas Mössbauer com aplicação de campo magnético forte (> 5 tesla), que permitam separar melhor as contribuições espectrais.

CONCLUSÕES

1. O material magnético do solo estudado, do geodomínio do Bambuí, contém magnetita muito alterada, em processo de transformação para hematita, mas a fase intermediária não pôde ser claramente caracterizada.

2. A hematita apresenta substituição isomórfica por Al, conforme determinado pelo refinamento estrutural Rietveld, a partir do difratograma de raios X, método do pó e por dados Mössbauer.
3. Se o padrão litológico geral da área for tomado por base de interpretação, os resultados não permitem estabelecer um modelo seguro para explicar a não-esperada existência de minerais magnéticos nesse solo, mas duas hipóteses podem ser consideradas para a origem da magnetita: transformações pedogenéticas de precursores ferruginosos do solo, por ciclos de queimadas da vegetação nativa, ou erosão e transporte de minerais magnéticos de rochas adjacentes ao Grupo Bambuí.
4. É necessário maior aprofundamento da análise mineralógica, particularmente por espectroscopia Mössbauer com aplicação de campo magnético forte, para melhor caracterizar a(s) fase(s) mineralógica(s) intermediária(s) e estabelecer um modelo dos mecanismos pedogenéticos da transformação de magnetita a hematita, nesse sistema.

AGRADECIMENTOS

À CAPES e ao CNPq, pelo apoio financeiro.

LITERATURA CITADA

BLAKE, R.L., HESSEVICK, R.E. ZOLTAI, T. e FINGER, I.W. Refinement of the hematite structure. *Am. Miner.*, 51: 123-129, 1966.

BRASIL. Ministério da Agricultura. Centro Nacional de Ensino e Pesquisas Agronômicas. Levantamento de reconhecimento dos solos sob influência do reservatório de Furnas. Rio de Janeiro. 1962. 462p.

BRASIL. Ministério da Agricultura. Divisão de Pesquisa Pedológica – DNPEA. SUDENE/DRN, Divisão de Agrologia. Estudo expedito de solos nas partes central e oeste do estado da Bahia para fins de classificação e correlação. Rio de Janeiro. 1980. 158p. (Embrapa – SNLCS Boletim técnico 72).

BREWER, R. e SLEEMAN, J. R. Glaebules, their definition, classification and interpretation. *J. Soil Sci.*, 15: 66-80, 1964.

CAGLIOTI, G., PAOLETTI, A. e RICCI, F.P. Choice of collimators for a crystal spectrometer for neutron diffraction. *Nuclear. Methods*, 3: 223-228, 1958.

COEY, J.M.D.; CUGAT, O.; MCCAULEY, J. e FABRIS, J.D. A portable soil magnetometer. *R. Fís. Apl. Instr.*, 7: 25-30, 1992.

CORNELL, R.M. e SCHWERTMANN, U. 1996. The iron oxides. New York, VCH Publishes., 1996.

CURI, N. e FRANZMEIER, D.P. Effect of parent rocks on chemical and mineralogical properties of some Oxisols in Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. Journal*, Madison, 51:153-158. 1987.

CURI, N. Lithosequence and toposequence of Oxisols from Goiás and Minas Gerais states, Brazil. West Laffayette, Purdue University, 1983. (Tese de Doutorado).

DE BOER, C.B.; DEKKERS, M. e VAN HOOFF, T.A. M. Rock-magnetic properties of TRM carrying baked and molten rocks straddling burnt coal seams. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 126: 93-108, 2001.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, Brasília, Embrapa Produção de Informação e Embrapa Solos, Rio de Janeiro. 1999. 412p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ), Manual de métodos de análise de solo. 2ª ed. Rio de Janeiro. Embrapa-CNPS. 1997, 212p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Estudo expedito dos solos da região sul de Minas Gerais, partes do Alto São Francisco e Campos das Vertentes, para fins de classificação, correlação e legenda preliminar. Recife. 1972. 75p. (DNPEA – Boletim técnico 24).

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de reconhecimento de baixa intensidade dos solos e aptidão agrícola das terras de parte da região geoeconômica de Brasília. Rio de Janeiro. 1983a. 516p. (EMBRAPA – SNLCS Boletim técnico 24).

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos e aptidão agrícola das terras da margem direita do Rio Paranã – Estado de Goiás. Rio de Janeiro. 1983b. 504p. (EMBRAPA – SNLCS Boletim técnico 23).

ESCHENBRENNER, V. Les glébules des sols de Côte-d'Ivoire. Thèse Doctoral. Dijon, Université de Bourgogne. 1987. 2 v. (Tese de Doutorado).

FERREIRA, S.A.D.; SANTANA, D.P.; FABRIS, J.D.; CURI, N.; NUNES FILHO, E. e COEY, J.M.D. Relações entre magnetização, elementos traços e litologia de duas seqüências de solos do estado de Minas Gerais. R. Bras. Ci. Solo, 18: 167-174, 1994.

GILKES, R.J. e SUDDHIPRAKARAN, A. Mineralogical and chemical aspects of laterization in southwestern Australia. In: Laterisation Processes. Rotterdam, A. A. Balkema. 1981. p.34-44.

GOODMAN, B.A. Mössbauer spectroscopy. In: M.J. Wilson ed., Clay mineralogy: spectrometric and chemical determinative methods. London, Chapman & Hall. 1996. p.68-119.

HILL, R.J., CRAIG, J.R. e GIBBS, G.V. Systematics of the spinel structure type. Phys. Chem. Miner., 4: 317-319, 1979.

JACOMINE, P.T.K.; CAVALCANTI, A.C.; RIBEIRO, M.R.; MONTENEGRO, J.O.; BURGOS, N.; MELO FILHO, H.F.R. e FORMIGA, R.A. EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos; SUDENE/DRN, Divisão de recursos renováveis. Levantamento exploratório - reconhecimento de solos da margem esquerda do Rio São Francisco, estado da Bahia. Recife. 1976. 405p. (Embrapa – SNLCS Boletim técnico nº 38).

JOINT COMMITTEE ON POWDER DIFFRACTION STANDARDS – JCPDS. Mineral powder diffraction files data book. Swarthmore, Joint Committee on Powder Diffraction Standards. 1980.

JEFFERY, P.G. e HUTCHISON, D. (1981) Chemical methods of rock analysis. Pergamon, London. 379 pp.

KÄMPF, N. e SCHWERTMANN, U. Avaliação da estimativa de substituição de Fe por Al em hematitas de solos. R. Bras. Ci. Solo, 22: 209-213, 1998.

KAYE, G.W.C. e LABY, T.H. Tables of physical and chemical constants. London, Longman. 1973. p.195.

KLUG, H.P. and ALEXANDER, L.E. X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. New York, John Wiley & Sons. 1974. p.966.

LINFORD, N.T. e CANTI, M.G. Geophysical evidence for fires in antiquity: preliminary results from an experimental study. Archaeol. Prosp., 8: 211-225, 2001.

MEHRA, O.P. e JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. 7th NATIONAL (U. S.) CONFERENCE OF CLAYS AND CLAY MINERALS. Proceedings.1958. London, Pergamon Press. 1960. p.317-327.

MELO, D.F.; FONTES, M.P.F.; NOVAIS, R.F.; SINGH, B. e SCHAEFER, C.E.G.R. Características dos óxidos de ferro e de alumínio de diferentes classes de solos. R. Bras. Ci. Solo, 25: 19-32, 2001.

MURAD, E. e SCHWERTMANN, U. Influence of aluminium and crystal size on the room-temperature Mössbauer spectrum of hematite. Clays Clay Miner., 34: 1-6, 1986.

RESENDE, M. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil. West Lafayette, Purdue University, 1976. 327p. (Tese de Doutorado).

RESENDE, M.; SANTANA, D.P.; FRANZMEIER, D.P. e COEY, J.M.D. Magnetic properties of Brazilian Oxisols. In: INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP, Rio de Janeiro, 1988. Proceedings. Rio de Janeiro, 1988. p.78-108.

ROISSEL, T. e RODRIGUEZ-CARVAJAL, J. Fullprof – Programa de refinamento método de Rietveld. <ftp://charybde.saclay cea.fr/pub/divers/fullprof.2k/Windows/>. Acessado em maio/2003.

SCHAEFER, C.E.G.R. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. Austr. J. Soil Res., 39: 909 - 926, 2001.

SCHWERTMANN, U. Transformation of hematite to goethite in soils. Nature, 232: 624, 1971.

SCHWERTMANN, U., FRIEDL, J. e STANJEK, H. From Fe(III) ions to ferrihydrites and then to hematite. J. Coll. Interface Sci. 209: 215-223, 1999.

SINGH, B. e GILKES, R. J. Nature and properties of iron rich glaeboles and mottles from some south-west Australian soils. Geoderma, 71: 95-120, 1996.

SON, S.; SWAMINATHAN, R. e McHENRY, M.E. Structure and magnetic properties of rf thermal plasma synthesized Mn and Mn-Zn ferrite nanoparticles. *J. Appl. Phys.*, 93: 7495-7497, 2003.

THÉVENIAUT, H. e FREYSSINET, P. Paleomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation processes: the example of Mont Baduel profile (French Guiana). *Palaeog., Palaeocl., Palaeoecol.*, 148: 209-231, 1999.

THÉVENIAUT, H. e FREYSSINET, P. Timing of lateritization on the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Palaeog., Palaeocl., Palaeoecol.*, 178: 91-117, 2002.

YOUNG, R. A. *The Rietveld Method*. Oxford, Oxford University Press. 1995. 298p.

YOUNG, R.A. e WILES, D.B. Profile shape functions in Rietveld refinements. *J. Appl. Crystallog.*, 15: 430-438. 1982.

CAPÍTULO 3
OCCURRENCE OF MAGNETITE IN THE SAND FRACTION OF
AN OXISOL IN THE BRAZILIAN SAVANNA ECOSYSTEM,
DEVELOPED FROM A MAGNETITE-FREE LITHOLOGY

ABSTRACT

It is relatively well established from many pedogenetic studies that, in deeply weathered Oxisols from Central Brazil, magnetite or maghemite are either inherited or transformed from magnetite of the mafic parent material. However, no similar pedogenetic mechanisms have been reported for many other lithologies as of limestone and pelitic rocks (shales and slates) of the Bambuí Group. In these sedimentary non-mafic lithologies, magnetic minerals are not likely to occur. Despite of that, magnetic nodules were identified in a representative Oxisol pedon developed on the Bambuí Group lithology, under savanna (*Cerrado*). Magnetic and non-magnetic fractions of nodules were separated with a hand magnet. Chemical and mineralogical compositions of these nodules were determined by conventional chemical methods, powder X-ray diffractometry (XRD) and 298 K Mössbauer spectroscopy. For the magnetic fraction, containing up to 84 dag kg⁻¹ Fe₂O₃ but are also relatively rich in Al, Ti, Cr and Si, Mössbauer measurements were also made at 4.2 K, without and with an externally applied 8 Tesla magnetic field, and at 100 K. Mössbauer results and structural Rietveld refinement of the XRD data consistently suggest that the iron oxides mineralogy corresponds to about equivalent proportions of hematite and a partially-oxidized magnetite, containing 3 dag kg⁻¹ of iron as FeO. Laboratory tests were conducted in an attempt to produce magnetic material by heating this non-magnetic fraction wrapped in filter paper at 300°C for 30 min, and to compare these results with the naturally occurring magnetic nodules. The saturation magnetization value of the thermally treated sample was found to be $\sigma = 7 \text{ J T}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, well below $\sigma = 16 \text{ J T}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ of the magnetic soil nodules. Mössbauer and XRD results indicate that the iron oxide mineralogy of this laboratory-produced magnetic sample also corresponds to a mixture of partially-oxidized magnetite and hematite. Other two parts of the same non-magnetic naturally hematite-rich precursor were mixed with charcoal, to act as reducing agent, and oven-heated at 450°C and 600°C, respectively, for 1 h, producing increasingly reduction of

the hematite to magnetite. This laboratory simulations support the model for which magnetite in these hematite-rich nodules was formed under influence of seasonal burning regimes affecting the covering vegetation, followed by partial re-conversion of the magnetite particles to hematite under long term atmospheric exposure to air. This model is consistent with a long-term, seasonal fire history, assumed for the genesis of the *Cerrado* ecosystem in the Central Brazil, although a wider validity for the entire Bambuí Group area remains open.

Keywords: Mössbauer spectroscopy, Rietveld, iron oxides, Bambuí Group.

1. INTRODUCTION

Magnetic properties of minerals are useful attributes in tropical soil classification, allowing inferences about their parent materials and agricultural use (Resende 1976; Curi 1983; Curi and Franzmeier 1987; Resende et al.; 1988; Ferreira et al. 1994). Soil magnetization is directly related to the presence of magnetite (typical formula, Fe_3O_4) and/or maghemite ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$). Soil magnetite is often inherited from parent rocks or from their sediments, whereas maghemite may form during pedogenesis. The way iron oxides are formed and transformed in tropical soils depends markedly upon the dominant lithology of the parent material, as well as to soil water regime. Fabris et al. (1997) briefly summarized and commented some reportedly results on magnetic Brazilian soils. Those derived from non-mafic (itabirite, lateritic and hematite-rich rocks, steatite and ferroan-dolomite) and mafic (tuffite, basalt, amphibolite) lithologies are distinguishable in major aspects of their geology, iron oxide mineralogy and main mechanisms of pedogenesis. For instance, fresh tholeiitic basalt contains titanium-magnetite (de Jesus-Filho et al. 1995), but the derived tropical/sub-tropical soils contain only Ti-maghemite (Fontes et al. 1991; de Jesus Filho et al. 1995; Pinto et al. 1997; Goulart et al. 1998; Pinto et al. 1998; de Oliveira et al. 2002).

Magnetic minerals may also be formed when a soil is somehow exposed to high temperature regimes during its genesis, as by periodic burning of the covering vegetation, in presence of organic matter, which favors maghemite formation (Schwertmann and Fechter 1984). Laboratory experiments conducted by Linford and Canti (2001) revealed the occurrence of magnetic anomalies on heating soil materials. Seasonal fires, of both natural or anthropic origin, presumably promote the formation of magnetic minerals in soils derived from parent materials containing only non-magnetic precursors (McClellan and Kean 1993; Ketterings et al. 2000; Crockford and Willett 1995; 1997; 2001).

The Bambuí Group is a very extensive geological domain that covers 650,000 km² (EPAMIG 1978) in Brazil (Figure 1) and consists mainly of slates, shales and limestones (CPRM 1994), being typically a non-magnetic lithology. An earlier Mössbauer study by Barbosa et al. (1991) confirmed that hematite and goethite are the only iron oxides actually occurring in the clay fraction of a soil developed on this lithology; no ferrimagnetic mineral was detected.



Figure 1 – Map of the region and sampling site. The Bambuí Group is delimited by the gray area on this map.

However, few earlier exploratory soil surveys occasionally reported an unexpected occurrence of magnetic grains in the coarse fraction of soils apparently developed from this lithology, but no additional comment concerning their origin has so far been provided (Brasil 1962; 1980; EMBRAPA 1972; 1983a; 1983b; Jacomine et al. 1976). Fires are fairly common in this region and they are assumed to have widely affected its ecosystem at least in pre-Colombian times, during early human occupation (Rawitscher, 1948) in South America. Whether or not such periodic burning regime, in such a relatively recent geological time, played any role on the magnetic mineral genesis in these areas is an intriguing problem that remains unclear. In dry tropical soils, elsewhere, fire has been considered an important factor in mineral stability, in surface soils (Anand and Gilkes 1987).

In the present study, some efforts were devoted to the characterization of the main iron oxides associated to magnetic grains found in the coarse fraction of an Oxisol (*Latossolo*, in the Brazilian System of Soil Classification, according to EMBRAPA 1999), presumably developed from colluvial sediments originated from erosion of

sedimentary rocks of the Bambuí Group within its geodomain. In addition, laboratory tests were conducted to verify the hypothesis that the direct reduction of hematite to magnetite occur in pedoenvironment, through burning in the presence of a carbon source.

2. MATERIAL AND METHODS

a – Natural sample characterization

Magnetic grains were separated from the sand fraction of a Typic Haplustox (Oxisol), according to Soil Survey Staff - USDA (1998), that corresponds to a dystrophic Red-Yellow Latosol (*Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico*), according to the Brazilian Classification System (EMBRAPA 1999). The sampling site (19° 27' 40" S, 44° 10' 38" W; 780 m above the mean sea level) under a native cerrado (savanna type) vegetation is located in the EMBRAPA-CNPMS experimental area, nearby an irrigated field of 38 ha (Figure 1), near the city of Sete Lagoas, state of Minas Gerais, Brazil.

The soil was sampled in triplicates, in a pit, at depths from the top of the profile in a first segment down to 10 cm at intervals of 2 cm, then from 10 cm down to 40 cm at intervals of 5 cm. One sample was collected from 40 and 50 cm depth. This sample was selected for a detailed mineralogical analysis. Below 50 cm, samples were collected in intervals of 20 cm down to 290 cm.

All these soil samples were disaggregated by hand, left to dry in air and sieved to 2 mm to obtain the fine earth. The sand fractions were then separated by dispersion of the fine earth with NaOH 0.1 mol L⁻¹ and gently shaking (16 h) in a rotatory shaker, sieving in a 0.053 mm-mesh sieve, and drying at 45 °C. The clay fraction was determined by the pipette method (EMBRAPA 1997). The sand fraction was weighted and its corresponding magnetic fraction was separated with a hand magnet and weighted (Figure 2).

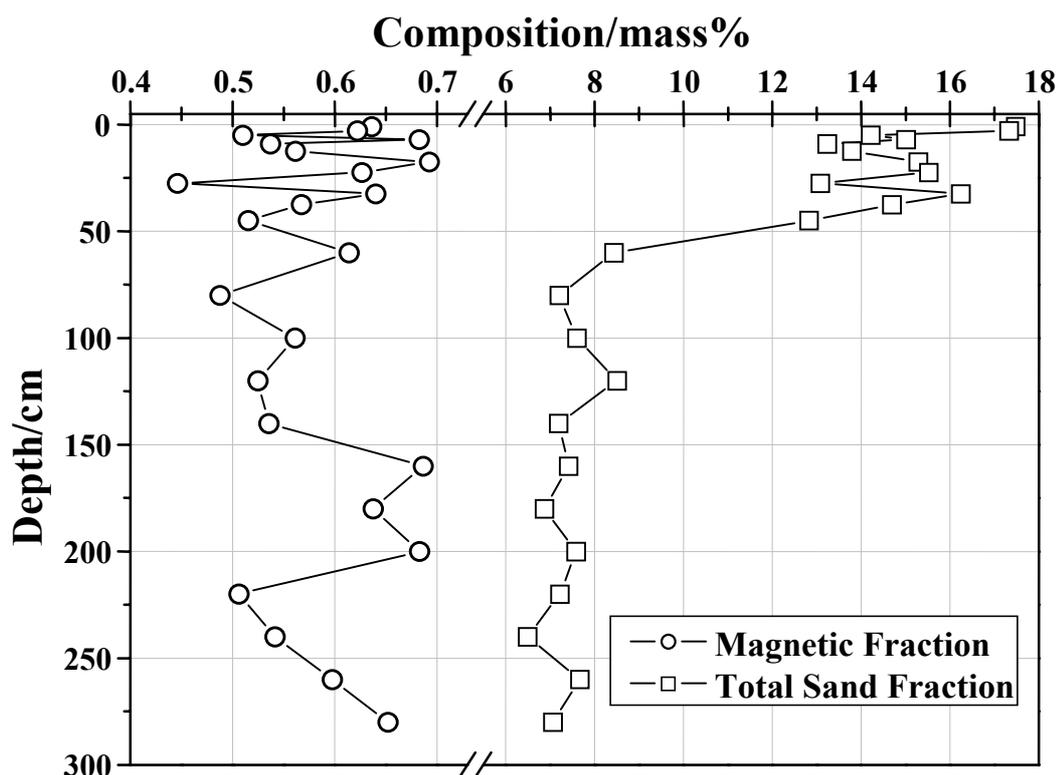


Figure 2 – Graphic of the sand and the magnetic fraction distributions in the soil profile.

The magnetic fraction thus collected (40-50 cm), was sorted by flotation in bromoform so that the heavier grains (density higher than 2.84 g cm^{-3}) could be separated by hand selection and examined under a stereomicroscope. The characteristic darker grains were selected for further mineralogical characterization. The chemical composition of these magnetic grains was obtained by acid digestion (HNO_3 , HSO_4/HF 10:1, and HF), according to procedures described by Jeffery and Hutchison (1981). The silicon content was gravimetrically determined by alkaline fusion ($\text{K}_2\text{CO}_3:\text{Na}_2\text{CO}_3$ 1:1) and acid dissolution (HCl 6 mol L^{-1}). Mass loss on ignition (LOI) was obtained by heating the sample at $1000 \text{ }^\circ\text{C}$ for 1 h.

Both, magnetic and non-magnetic, fractions were examined under a stereomicroscope. In addition, thin polished section of magnetic grains impregnated in Araldite™ resin was prepared, observed and photographed in an optical microscope. Powder X ray diffractometry (XRD) patterns were obtained with a Rigaku diffractometer equipped with a graphite diffracted beam monochromator, using $\text{CoK}\alpha$ radiation (wavelength mean value: $\lambda(\text{CoK}\alpha) = 1.7902 \text{ nm}$). Data were collected in steps of 0.02° (2θ) with a dwelling time of 5 s, between 20 and 80° (2θ). Silicon was used as

an external standard. A diffractogram of the heavier magnetic grains was numerically fitted using the Rietveld algorithm, with the software FULLPROF 2003², in order to estimate the structure parameters of each mineral phase.

Mössbauer spectra were collected in a constant acceleration transmission mode with a ⁵⁷Co/Rh source. A spectrometer equipped with a transducer (CMTE model MA250) controlled by a linear function driving unit (CMTE model MR351) was used to obtain the spectra at 298 K and at 110 K temperature by using a liquid nitrogen-bath cryostat. Data were stored in a 512 channel-MCS memory unit, with the Doppler velocity ranging between about $\pm 10 \text{ mm s}^{-1}$, for the 298 K, or $\pm 11 \text{ mm s}^{-1}$, for the 110 K measurements. Spectra at 4.2 K, with and without an externally applied magnetic field ($B_{ap} = 8 \text{ T}$), were obtained with a liquid helium-bath cryostat. The applied magnetic field was generated with a superconducting coil. The Mössbauer electronics operated with a sinusoidal driving function coupled to a 512 channel MCS memory unit, with the Doppler velocity ranging between $\pm 12.25 \text{ mm s}^{-1}$, calibrated with a metallic iron (α -Fe) foil as absorber. The absorbers were prepared with a uniform thickness of $\sim 10 \text{ mg Fe cm}^{-2}$, admixing sucrose to the samples. The experimental data were fitted to Lorentzian-shape line functions by the least-square fitting statistical procedure, with the NORMOSTTM-90 computer program³.

b – Laboratory magnetization tests

Soil nodules were separated from the sand fraction by hand sorting under stereomicroscope. The magnetic nodules were separated from the non-magnetic ones with a hand magnet (NdFeB). The non-magnetic nodules were wrapped in filter paper, placed in an open vessel and oven-heated to 300°C for 30 min. They were also oven heated to 450°C and 600°C for 1 hour, but now using charcoal as the reducing agent. The mineralogical composition was determined by powder X-ray diffractometry and ⁵⁷Fe Mössbauer spectroscopy at 298 K, before and after the heating treatment in the non-magnetic nodules and in the naturally magnetic nodules. Powder X ray diffractometry (XRD) patterns were obtained with a Siemens diffractometer equipped with a graphite diffracted beam monochromator, using CuK α and CoK α radiation. Data were collected in steps of 0.02° (2 θ) with a dwelling time of 0.5 s, between 20

²Available at <http://www-llb.cea.fr/fullweb/winplotr/winplotr.htm>. Accessed in May 2004.

³Computation program developed from R. A. Band, Laboratorium für Angewandte Physik, Universität Duisburg, D-47048, Duisburg-Germany.

and 80° (2θ). Silicon was used as an external standard. Mössbauer spectra were collected at 298 K, in the same conditions as for the characterization of the natural samples. The saturation magnetization of the nodules was measured with a portable soil magnetometer (Coey et al 1992). Fe²⁺ was measured after acid digestion (HCl concentrated) in CO₂ atmosphere, and titration with K₂Cr₂O₇.

3. RESULTS AND DISCUSSION

The soil has a clayed texture throughout, with a total sand fraction ranging from 7 to 17 mass% whereas the magnetic fraction represents 0.45 to 0.70 mass% of the whole soil material, in the profile, down to the saprolite (Figure 2), at which no magnetization could be detected. Kaolinite and gibbsite are the dominant minerals of the clay fraction of all soil samples (XRD data not shown).

The fine earth of the sample collected at 40 - 50 cm from the top of the profile does contain 10.7 mass% Fe₂O₃. No magnetization was detected in the clay fraction of this sample.

The magnetic fraction includes nodules and concretions (glaebules, *sensu* Brewer and Sleeman 1964) of many types and quartz grains. Dark iron nodules are dominant. They are smooth and sub-spherical under the stereomicroscope, but other morphologies are also observed, including irregular and broken forms (Figure 3). Few yellow or ochre nodules, of goethitic or gibbsitic nature (Figure 4), were found to present magnetic behavior with a small hand magnet, presumably due to inclusions of magnetic minerals. These features are dominant among the non-magnetic fractions, associated with quartz grains and dark iron nodules.

Under optical microscopy, thin sections examination reveals that most grains are nodules with an undifferentiated fabric with internal porosity (Figure 5), and rare concretions. Quartz grains with some magnetic activity do have inclusions of opaque minerals, with polygonal shape and irregular distribution (Figure 6). Some of these inclusions are exposed along the borders of corroded grains, forming a reddish yellow plasma due to weathering. This possibly account for the reddish varnish of grains.

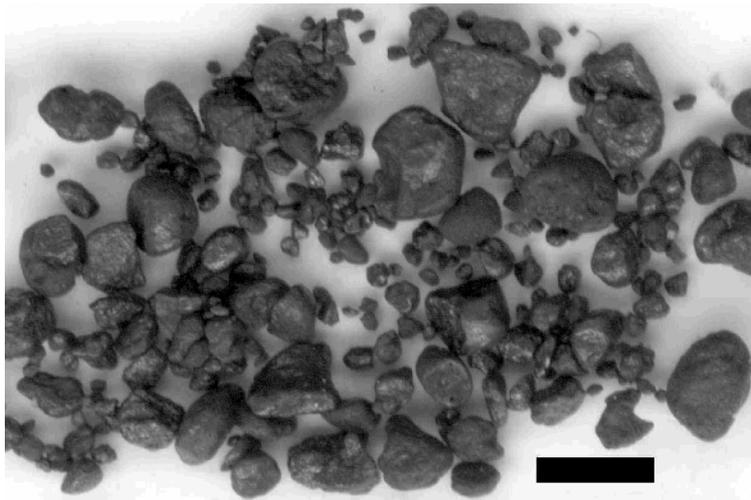


Figure 3 – Photomicrography of the heavy nodules/concretions of the magnetic fraction. Bar: 0.5 mm.

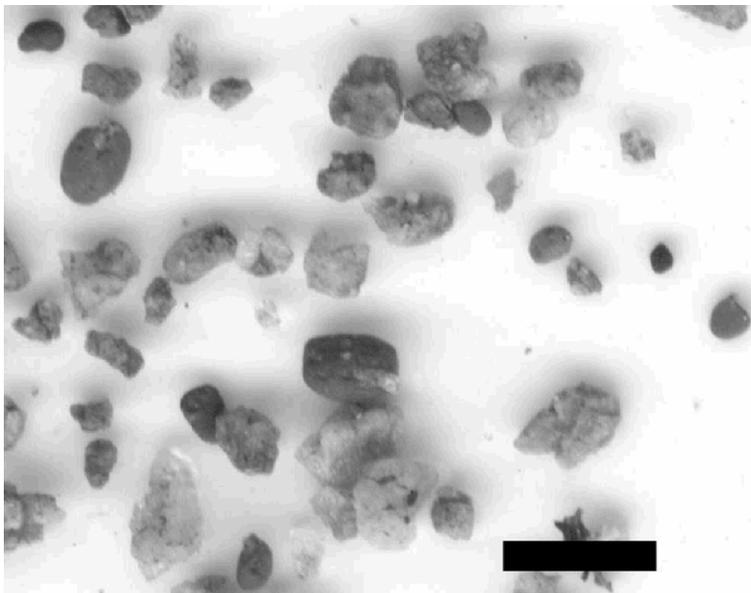


Figure 4 – Photomicrography of the light pale or ochre nodules and quartz grains of the magnetic fraction. Bar: 0.5 mm.

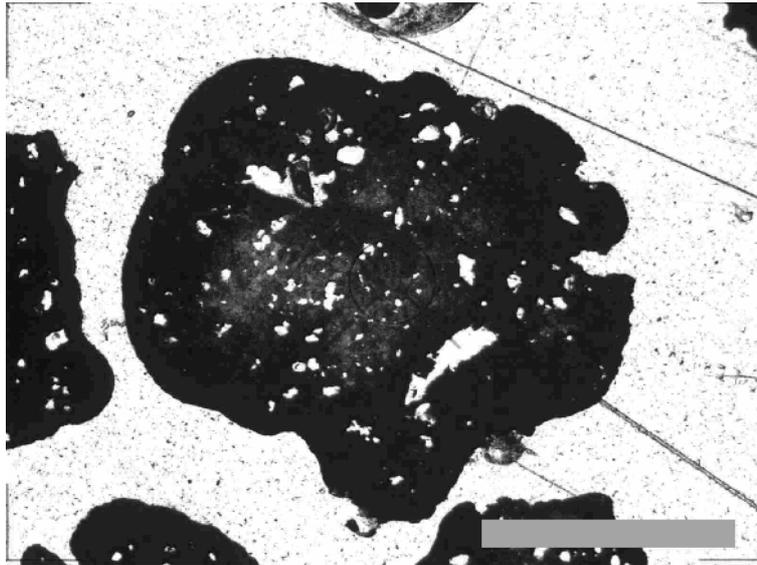


Figure 5 – Photomicrography of the thin section showing the inner porosity of the nodules. Bar: 0.5 mm.

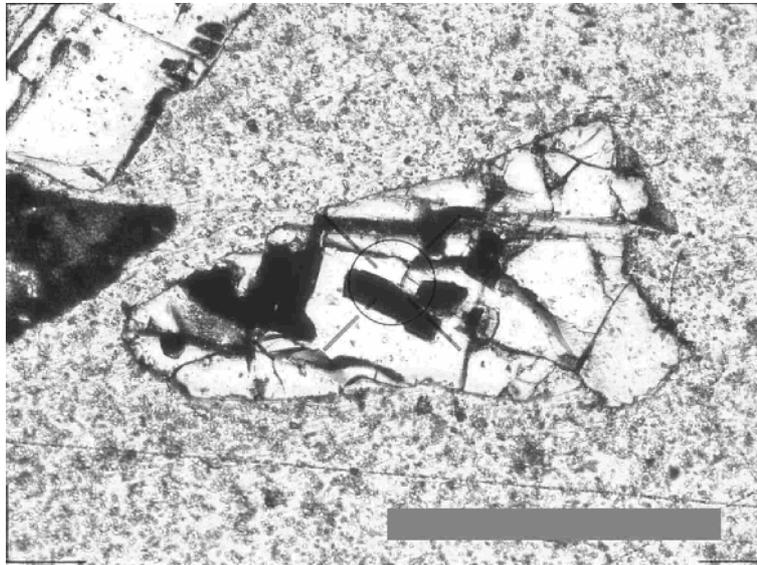


Figure 6 – Photomicrography of the quartz grains presenting magnetic properties with inner inclusions of opaque minerals. Bar: 0.25 mm.

Chemical analysis shows the dominance of iron (Table 1) with some silicon, attributed to occluded quartz or silicates in the nodules. Aluminum, chromium and titanium are also significantly detected and are, at least in part, mainly impurities or isomorphic substitution in the iron oxides.

Table 1 – Total chemical composition of magnetic fraction. Numbers in brackets are numerical value uncertainties estimated by standard deviation, from triplicate analytical results

Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO ₂	MgO	CaO	CrO ₂	TiO ₂	SiO ₂	LOI*	Sum
— dag kg ⁻¹ —									
84(2)	7.6(8)	0.04(1)	0.09(1)	0.23(1)	0.98(4)	1.0(1)	1.3(2)	2.9(5)	98(2)

*Loss on ignition. NiO, CuO, PbO₂ and ZnO with values < 0.01 dag kg⁻¹.

The X-ray diffractogram (Figure 7) shows relatively well-defined lines. A qualitative analysis of the X-ray pattern was done by using data from JCPDS (1980) cards n^o 24-0072 (hematite) and 19-926 (magnetite) (Table 2).

The Rietveld refinement was performed with a pseudo-Voigt function (Young and Wiles, 1982), and the structural cubic model of the Fd3m spatial group for magnetite and the trigonal R $\bar{3}c$ model for hematite. Isomorphic substitution was estimated from chemical composition data. Twenty five parameters were simultaneously refined, including unit cell dimensions, thermal isotropic parameter, scale, background, half-height line-width, with the Caglioti formula (Caglioti et al. 1958), shape and asymmetry of peaks, spatial coordinates of anions and origin of 2 θ scanning. All lattice parameters were individually refined and the quality of the fitting was checked through the standard deviation of the factors R_p , R_{wp} , R_B and R_f from standard tests of the calculated and observed diffractograms (Young 1995). The refinement presented good agreement among the experimental and the calculated lines (Table 2), with relatively smallest global user-weighted $\chi^2 = 3.12$. Quantitative results calculated from Rietveld refinement suggest a proportion of 48,1 % of hematite and 51,9 % of magnetite. The found cell parameter values were correspondingly lower than those reported in literature for the stoichiometric forms of these minerals. This

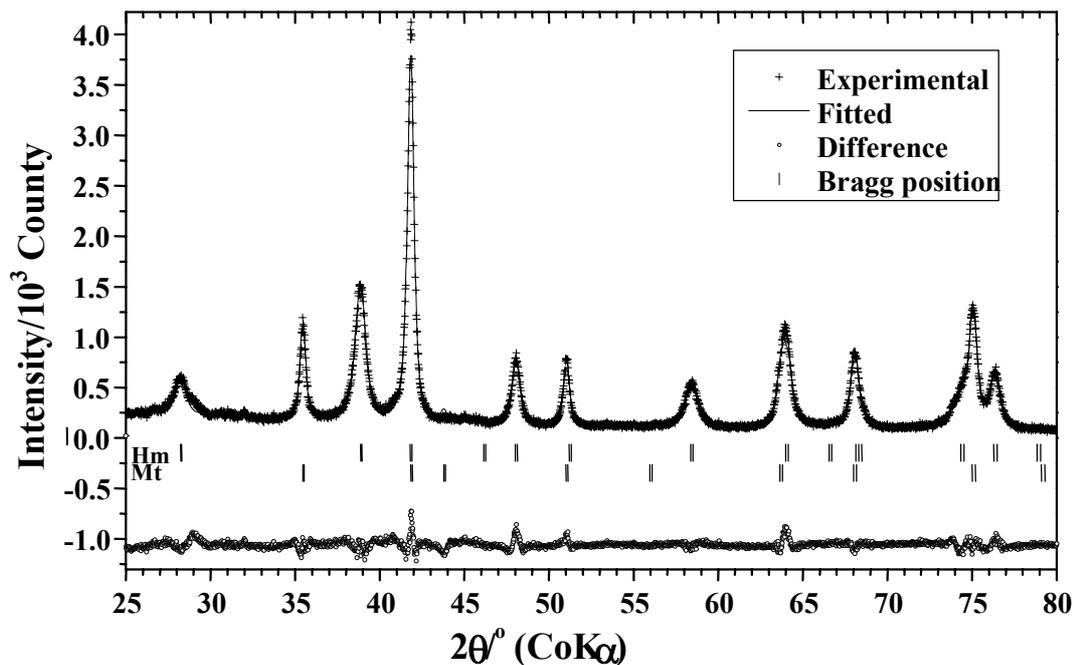


Figure 7 – Powder X-ray diffractogram of the magnetic fraction adjusted by Rietveld method. Hm = hematite; Mt = magnetite.

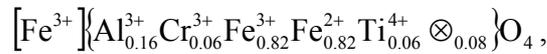
Table 2 – Crystallographic references and physical data from Rietveld refinement results of the hematite and of the magnetite from magnetic fraction

Physical data	Hematite		Magnetite	
	Reference ^(*)	Experimental	Reference ^(†)	Experimental
Spatial Group	$R\bar{3}c$		Fd3m	
Z	6		8	
<i>a</i> /nm	0.5038	0.50176(5)	0.8394	0.8312(1)
<i>c</i> /nm	1.3772	1.3701(2)		
V_C /nm ³	0.30272	0.29874(7)	0.59143	0.5744(2)
%Phase		48.1(7)		51.9(9)
R_B		3.25		2.46
R_f		2.31		1.75
hkl		001		311
MCL_{hkl} /nm		13		36

^(*) Blake et al, 1966. ^(†) Hill et al., 1979.

Legend: Z = crystal unitary cell multiplicity factor; *a* and *c* = lattice parameter; V_C = unitary cell volume; R_B = Bragg –factor; R_f = Rf-factor.

difference is related to isomorphic substitution or vacancies, in different proportions in both minerals, also distorting the crystalline lattice. In magnetite, the smallest value of lattice parameter can be attributed to the smaller values of ionic radius of substituting cations, namely Al³⁺ (53 pm), Cr³⁺ (61 pm) and Ti⁴⁺ (60 pm), compared to Fe²⁺ (78 pm) and Fe³⁺ (65 pm) octahedral (Kaye and Laby 1973). The estimated lattice parameters suggest that the spinel phase is actually magnetite with some Fe²⁺ in the structure, even though the cell edge of 0.831 nm is lower than its characteristic dimension, i.e. 0.839 nm (Table 2). Superstructure lines of tetragonal maghemite (Anand and Gilkes 1987) were not identified. The corresponding formula for magnetite, calculated with the FORMAL⁴ software, is



where [] stands for tetrahedral coordination sites, {} for octahedral sites and ⊗ for vacancies. The aluminum substitution (Al_s) directly deduced from the ionic occupation as given by the Rietveld refinement was estimated to be 9 mol%. An alternative estimation was done with the empirical relation proposed by Kämpf and Schwertmann (1998), $Al_s = 3109 - 6171.4a$, where a (in nm) is the trigonal lattice parameter of hematite. Using the a -value from the Rietveld refinement (Table 2), $Al_s = 13$ mol%, which is somewhat higher value than that directly obtained from the structural refinement. The Scherrer formula (Klug and Alexander 1974), $MCL_{hkl} = \frac{K\lambda}{\beta \cos \theta}$, allows the calculation of the *Mean Coherent Length* (Cornell and Schwertmann 2003) of crystals in the perpendicular dimension of the hkl plane for each mineral. For hematite, a cylinder geometry was used, with diameter MCL_{110} and height MCL_{001} ; $MCL_{001} = MCL_{104} \cos \theta$ and $\theta = 38.3^\circ$ is the angle between (001) and (104) planes (Melo et al., 2001). The calculated value for MCL_{001} was 12 nm. For magnetite, the cubic model and the (311) reflection were used (Son et al. 2003), resulting in $MCL_{311} = 30$ nm (Table 2). Such particle dimensions, either for hematite or magnetite, are rather small, and this may be the main source of the line broadening observed in the X-ray pattern.

⁴ www.moss.qui.ufmg.br/~Moss . Accessed in 20 Feb 2004.

Mössbauer spectra are plotted in Figure 8 and the hyperfine data parameters are shown in Table 3. The spectrum at 298 K presents a major sextet Fe³⁺ high spin with hyperfine parameters are characteristic for hematite, though hyperfine field, $B_{hf} = 50.5$ T, is slightly smaller than that expected for a stoichiometric hematite ($B_{hf} = 51.7$ T; Goodman 1996). The smaller value of B_{hf} suggests isomorphic substitution of Al for Fe, as resulted from the Rietveld refinement and the empirical relation of Kämpf and Schwertmann (1998). Murad and Schwertmann (1986) found an empirical relation for Al_s , in a series of synthetic hematites with $0 < Al_s < 10$ mol%, from room temperature hyperfine field, given by

$$B_{hf}^{298K} = 51.78 - 7.6Al_s - \frac{3.2}{MCL_{001}}.$$

The so calculated value for Al_s is 14 mol%. This value agrees with the Rietveld refinement estimation, but is higher than that obtained from the result by the empirical relation of Kämpf and Schwertmann (1998). Very likely, this difference is due to the ratio of intensities of (104) and (113) reflections (DRX), as the calculated value, $I_{104}/I_{113} = 2.5$, is smaller than that of the pure hematite ($I_{104}/I_{113} \approx 4$). This difference may be due to structural H₂O/HO (Schwertmann et al. 1999) present in the hematite structure. Two additional sextets were fitted: one with smaller hyperfine field ($B_{hf} = 45.9$ T) presenting extremely broad lines (full width at half-height, $\Gamma = 1.48$ mm s⁻¹), compared to the other sextet with larger hyperfine field ($B_{hf} = 48.6$ T; $\Gamma = 0.46$ mm s⁻¹). They are assignable to Fe^{3+/2+} (mixed valence) in octahedral coordination sites and to Fe³⁺ in tetrahedral sites of magnetite, respectively (Table 3). Isomer shift values for both sites, compared to α Fe, are $\delta = 0.33$ and 0.34 mm s⁻¹ (reference values are $\delta(\alpha\text{Fe}) = 0.26$ and 0.63 mm s⁻¹, respectively). These results, associated to the line-broadening of octahedral iron may be a result of some isomorphic substitution, in agreement with results of the Rietveld refinement and chemical data (Table 1). Spectra at 110 and 4.2 K show similar patterns (Figure 8), with more symmetric and well-defined spectral lines. These spectra were fitted with two sextets, one attributable to hematite and other to magnetite (Table 3). For the low temperature magnetite, spectral lines are rather broader and complexes, with sub-spectral superposition of unresolved hyperfine fields of octahedral and tetrahedral iron. For the in-field 4.2 K spectrum, three sextets were fitted (Figure 8). The values of isomer shift

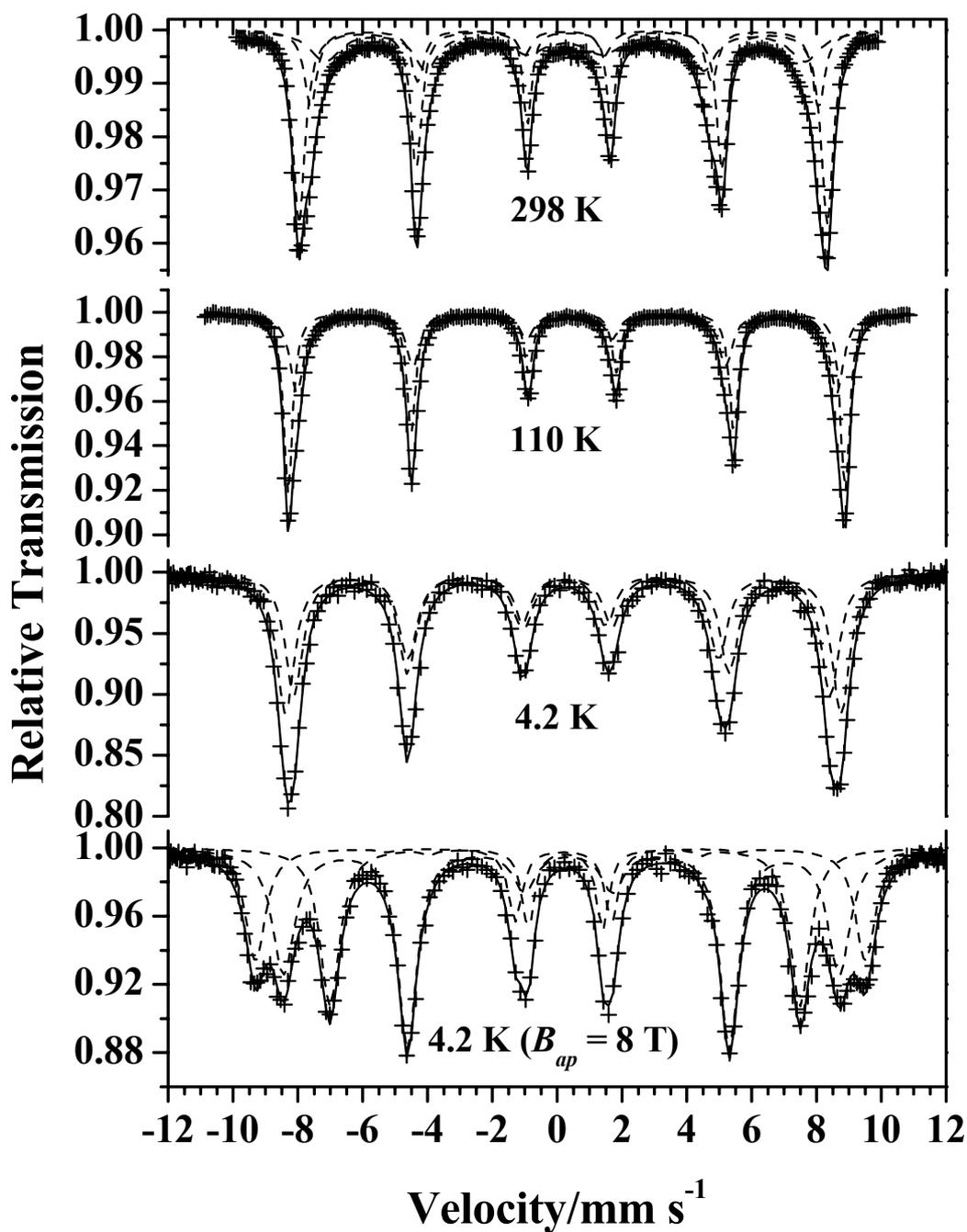


Figure 8 – Mössbauer spectra at 298, 110, 4.2 and 4.2 K with applied field of 8 T of the magnetic fraction.

Table 3 – Mössbauer parameters fitted for the spectra of the magnetic fraction at 298, 110 and 4.2 K ($B_{ap} = 0$ and 8 T). Sites A and B = tetrahedral and octet coordination. δ = isomeric shift relative to α Fe at 298 K, except for the measurement at 4.2 K, with an applied magnetic field, $B_{ap} = 8$ T; ε = quadrupole shift; B_{hf} = hyperfine field, RA = relative sub-spectral area, Γ = sub-spectra middle height line width. θ = canting angle

Temperature/K	Hyperfine Parameter	Hematite	Magnetite	
			Site A	Site B
298	$\delta/\text{mm s}^{-1}$	0.38	0.33	0.34
	$\varepsilon/\text{mm s}^{-1}$	-0.19	0*	0*
	B_{hf}/T	50.5	48.6	45.9
	$RA/\%$	50	21	29
	$\Gamma/\text{mm s}^{-1}$	0.32	0.46	1.48
110	$\delta/\text{mm s}^{-1}$	0.48	0.43	
	$\varepsilon/\text{mm s}^{-1}$	-0.18	-0.08	
	B_{hf}/T	53.3	51.7	
	$RA/\%$	59	41	
	$\Gamma/\text{mm s}^{-1}$	0.33	0.52	
4.2	$\delta/\text{mm s}^{-1}$	0.38	0.28	
	$\varepsilon/\text{mm s}^{-1}$	-0.16	-0.04	
	B_{hf}/T	53.1	51.3	
	$RA/\%$	53	47	
	$\Gamma/\text{mm s}^{-1}$	0.67 ^(†)	0.67 ^(†)	
4.2 ($B_{ap} = 8$ T)	$\delta/\text{mm s}^{-1}$	0.26**	0.17**	0.27**
	$\varepsilon/\text{mm s}^{-1}$	-0.21	-0.09	-0.01
	B_{hf}/T	53.2	58.3	45.0
	$RA/\%$	50	28	22
	$\Gamma/\text{mm s}^{-1}$	0.83	0.51	0.45
	$\theta/^\circ$		9.7	9.5

*Parameter fixed in fitting. ^(†)The value of the full line-width at half-height was kept fixed during fitting. **Relatively to the $^{57}\text{Co/Rh}$ source kept at approximately 20 K.

in this case are not directly interpreted, as, due to experimental set up, the temperature of the absorber and source are somewhat different. The source is placed in a region of the cryostat where the temperature is, though not precisely determined, of about 20 K, and effects of the second order Doppler shift must be taken into account. The sextet presents $B_{hf} = 53.2$ T and $\varepsilon = -0.21$ mm s⁻¹ was assigned to hematite. The ratio of relative areas of lines 2 and 5 to 1 and 6 is close to 4/3. For our experimental setup, in which the applied field is parallel to the gamma-ray direction, this is the theoretical area ratio for an antiferromagnet in the spin-flop state. Indeed, such a magnetic configuration is expected to occur for hematite under 8 T applied field (Pankhurst 1990). The corresponding subspectral relative area for hematite is 50 %, which is well in agreement with results from the Rietveld analysis. For magnetite, $A_{2,5} > 0$, meaning that the corresponding hyperfine fields are partially aligned, one parallel and the other anti-parallel to the external field. The corresponding areas of each subspectrum of magnetite are 22 % and 28 %, with lower ($B_{eff} = 45.0$ T) and higher ($B_{eff} = 58.3$ T) effective fields, respectively.

The averaged canting angle θ is given by (Morrish et al. 1976)

$$\theta = \sin^{-1} \left[\frac{\frac{3}{2}(A_{2,5} / A_{1,6})}{1 + \frac{3}{4}(A_{2,5} / A_{1,6})} \right]^{1/2}.$$

The resulting values for each of these two sextets are presented in Table 3, and the averaged canting angle for both sites is 9,6°. This value is smaller than the 13° reported by Morrish et al. (1976) for a natural acicular maghemite.

Fitted full width at half-height for the X-ray diffraction pattern ($0.77^\circ 2\theta K\alpha_1$, for the (104)-reflection) and 4.2 K Mössbauer resonant ($\Gamma = 0.84$ mm s⁻¹) lines for hematite are much broader than the corresponding averaged values for magnetite ($0.41^\circ 2\theta K\alpha_1$ and $\Gamma \approx 0.47$ mm s⁻¹, respectively). No maghemite was detected, and the particular features concerning line-widths suggest that other intermediate species, which could not be accurately identified, appear during this mineralogical transformation, *magnetite* → ... → *hematite*, contributing preferentially to the hematite phase, in both cases, on the XRD and Mössbauer patterns. This is markedly different from the well-known transformation of magnetite to hematite *via* maghemite as intermediate, as frequently mentioned in the literature. Four hypotheses concerning the origin of

maghemite in soils are (Coventry et al. 1983; Singh and Gilkes 1996): (i) oxidation of parent rock-magnetite; (ii) oxidation of green rust in pH 7 – 8; (iii) transformation from other iron oxides during heating at 300 – 500°C, in presence of organic matter; (iv) concentration of Fe²⁺ in soil pores by fluctuating water table, followed by oxidation, leading to the precipitation of hematite or, under slow oxidation, maghemite. These hypotheses are not mutually exclusive.

Magnetization of the thermally treated nodules (300°C) was 7 J T⁻¹ kg⁻¹, whereas value for the naturally magnetic nodules was 16 J T⁻¹ kg⁻¹.

The X-ray diffractograms (Figure 9) presented the peaks corresponding to hematite in the non-magnetic nodules, but the presence of peaks corresponding to the magnetic spinel could only be observed in the treated and naturally magnetic nodules. The almost complete conversion of the hematite to magnetite was achieved in the 600°C treatment. The results of Mössbauer spectra (Figure 10) confirm this observation.

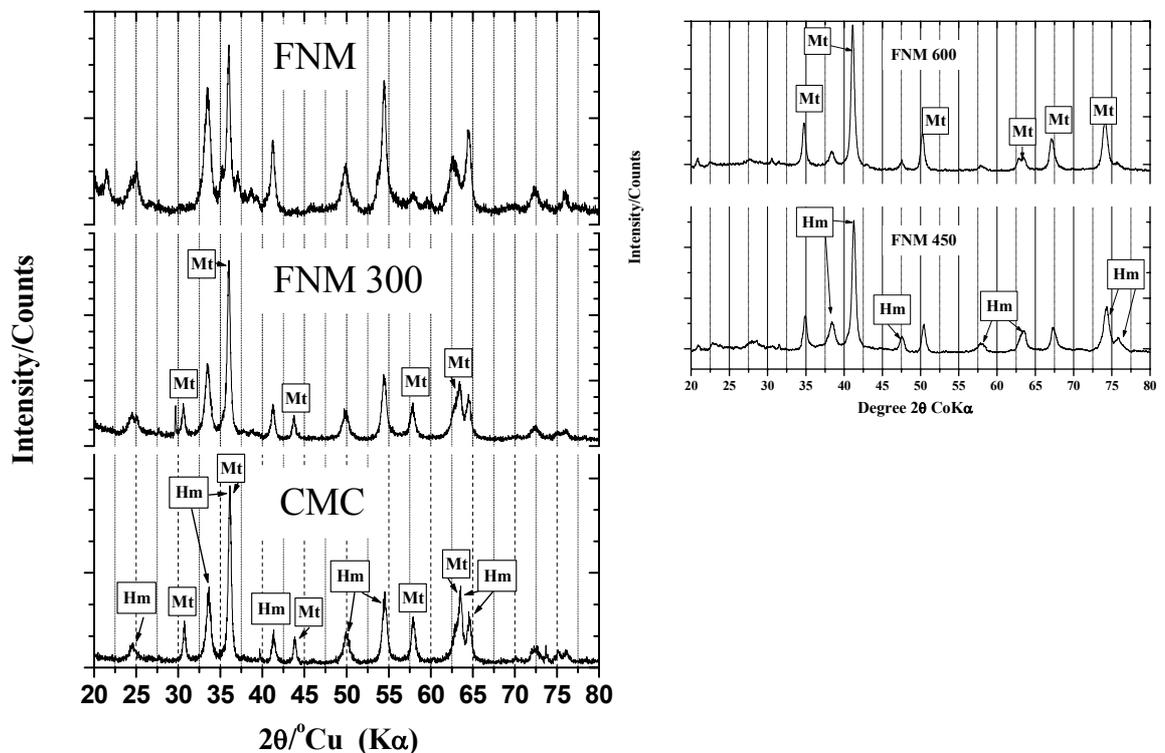


Figure 9 – Diffractograms of the non-treated non-magnetic nodules (FNM), heated nodules to 300°C (FNM300), 450°C (FNM450), 600°C (FNM600) and naturally magnetic nodules (CMC). Hm: hematite; Mt: magnetite peaks.

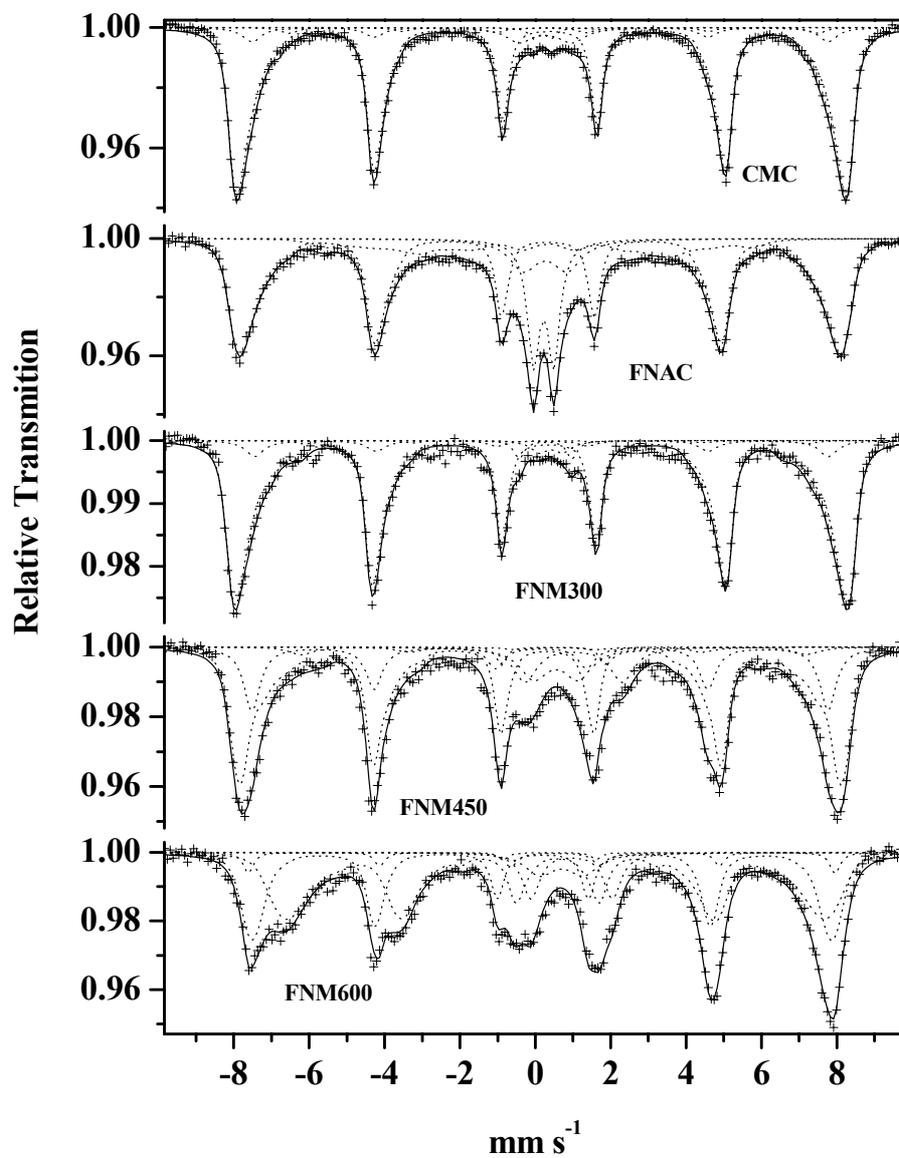


Figure 10 – 298 K Mössbauer spectra of the non-treated non-magnetic nodules (FNM), heated nodules to 300°C (FNM300), 450°C (FNM450), 600°C (FNM600) and naturally magnetic nodules (CMC).

The naturally magnetic sample was adjusted based in a field distribution for hematite, which showed four fields ((45.1; 47.1; 49.3 e 50.5 T). These values are smaller than the expected for a stoichiometric hematite (around 51.7-52.1 T a 298 K). This could be result of the iron substitution in the spinel by Al^{+3} , Cr^{+3} or Ti^{+4} , or the size of particles. The chemical analyses show the presence of these elements. Four additional crystalline sites were fit, one for the magnetite tetrahedral site, one for the magnetite octahedral site, one for a doublet of Fe^{3+} in the tetrahedral site, and other for a doublet of Fe^{3+} in the octahedral site, probably associated to Fe-silicates. The estimated quantity of magnetite is 10%, coherent with the measured magnetization of $16 \text{ J T}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, taking in consideration non-stoichiometric magnetite values for soil and sediments around $14 - 54 \text{ J T}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ (Resende et al. 1986; Fabris et al. 1998; Fontes et al. 2000).

The non-magnetic sample was adjusted with two field distributions, one for hematite and other for goethite. Field distribution for hematite showed the hyperfine fields 46.2; 49.0; 50.2 T and for goethite, 19.7; 21.2; 25.1 e 28.7 T. Goethite fields are below the expected for a stoichiometric goethite, probably due to a very small particle size, causing a spectral relaxation, as seen the Figure 2. Two crystalline fields were fit, one for superparamagnetic goethite and other for Fe^{3+} in the octahedral site (probably a small particle size hematite).

The sample heated to 300°C was adjusted with a field distribution for hematite, with fields 45.4; 49.3 e 50.8 T, and four crystalline sites, one for the magnetite tetrahedral site, one for the magnetite octahedral site, and two for paramagnetic Fe^{3+} . The doublet seen in the non-heated sample has vanished, probably due to goethite dehydroxilation and conversion to hematite. The relative areas (Table 1) for hematite grow from 60% to 86%. The estimation for magnetite in this sample is 8%, coherent with the measured magnetization of $7 \text{ J T}^{-1} \text{ kg}^{-1}$.

The sample heated to 450°C was adjusted with a field distribution for the hematite, with hyperfine fields 42.3; 45.7 e 49.5 T. The hyperfine fields are smaller than the former treatment (300°C), which could be ascribed to the small particle of hematite formed from goethite. The presence of paramagnetic Fe^{2+} is associated to small particle hematite reduction. The hematite area is reduced and the magnetite estimation is of 23%.

The sample heated to 600°C was adjusted with two field distributions, one for the magnetite tetrahedral site, one for the magnetite octahedral site. The magnetite

tetrahedral site has the field values 46.9 and 48.2 T, and the octahedral site 38.5; 43.6 and 46.1 T. Field values below 48.2 in the tetrahedron and below 46.1 in the octahedron are probably a result of the variable particle sizes and isomorphous substitution. Three paramagnetic Fe^{2+} phases were detected. The magnetite area is 80% and the hematite is reduced to 4%.

The presence of Fe^{2+} in the naturally magnetic nodules was measured by acid digestion in an anaerobic atmosphere, and the value (2.0% of iron as Fe^{2+}) was allocated to the spinel phase.

The model proposed for the hematite-magnetite formation in this case involves the reduction of the oxide by the CO formed by combustion of the organic matter (the paper or the charcoal, in the experiment), under the hot and anoxic environment around the nodules, generated by the combustion. According to Bray (1929), the reactions of reduction of iron (in a blast furnace) may occur in temperatures from 250° to 700°C, where the Fe_2O_3 is successively reduced to Fe_3O_4 , FeO and metallic Fe. The reduction involves the reaction of the CO, generated from the reaction of CO_2 with the carbon (if a large excess is present), with the hematite. The production of gases (CO_2 and CO, among others), from gradual decomposition of wood under heat, begins in temperatures from 150° to 230°C (Barinov and Landa, n.d.). Thus, the conditions for the initial stages of the reduction process were reproduced in the experiment and occur at the soil surface, where high temperatures are reached in fire events that burn plant residues and the vegetation (e. g. in Linford and Canti, 2001). The process did not produce flames but the combustion was completed through smouldering. In the area of the sampling of this material, abundant charcoal is found at the soil surface and also dispersed deep down in the profile.

Reduction of hematite inside the nodules would occur associated to anion diffusion (Roshchin and Roshchin, 2003), and repeated cycles of burning would enhance the magnetic mineral content of the nodules. Incomplete reduction due to cessation of combustion would be responsible for the formation of a non-stoichiometric magnetite, as seen in the Mössbauer spectra. This magnetite is not distinguishable from an oxidized type from parent rock. The distinction through chemical analyses is complicated by the fact that the material comprises different materials aggregated in the nodules. Soil hematites (from which this magnetite is supposed to be derived) usually present aluminum substitution, and igneous rock

magnetites are usually titanium magnetites (Dorighetto et al., 1998). The material in this case contains both, and also chromium (Table 1).

Further retro-conversion is supposed to be retarded by the physical occlusion of the magnetite inside the nodules. The absence of magnetite in the soil clay fraction can be ascribed to the fact that fine-grained hematite of the clay fraction would be reduced, but rapidly oxidized in this environment. The formation of magnetite from internal conflagration is proposed by Auerswald (2001), also using Mössbauer spectroscopy, for the Hula valley soils in Israel, in a quite different context from this work.

The primary formation of magnetite requires at least three basic local conditions: (i) an abundant source of iron; (ii) chemically reductive environment and (iii) high temperature. A plausible hypothesis to explain the occurrence of magnetite in these nodular structures and its transformation to hematite in this pedodomain may be understood as following. The soil of this work was formed by colluvial materials containing hematite-rich duricrust fragments (nodules). High temperatures due to cyclic regime of vegetation burning, which also provided a fine residual charcoal deposit on this iron nodule-rich surface, favored the synthesis of magnetite in the surface layer of the soil, under a relatively high reduction potential medium, created by the burning carbon. All this material was later remobilized and somehow incorporated to the soil mass, in a long-term biologically-mediated process, as suggested by Schaefer (2001), for Latosols genesis. The charcoal deposit is presently observed in the surface of the soil of undisturbed areas, around the sampling pit. Incidentally, small fragments of charcoal are systematically found dispersed down to few meters deep in the soil profile, as do the magnetic concretions. No magnetite is found in the finer particle-size fractions of this soil, and it suggests that the process is restricted to the nodules or that the formed magnetite is not stable in the fine size fraction and a mechanical protection is somehow necessary to keep it preserved inside the nodules. The question of how, in these pedological conditions, the crystalline cubic magnetite is distorted to the trigonal-hexagonal structure of hematite, instead of, for instance, to a still cubic maghemite, is not clear so far. New crystallographic studies are necessary to identify the intermediate species involved in this conversion process.

4. CONCLUSIONS

The mineralogical analyses of iron oxides reveal that the magnetic grains of nodules of a typical Oxisol developed on pelitic rocks of the Bambuí Group geodomain in Brazil contain only magnetite and hematite. This magnetite was presumably formed on an exposed iron-rich duricrust surface from the Late Tertiary. There, most likely, cyclic regimes of burning on covering vegetation which still occasionally occurs in the present days, promoted the formation of magnetite from this Fe³⁺-rich substratum, under a chemically reducing medium and relatively high temperature. The formed magnetic material and small pieces of residual charcoal were then biologically remobilized by pedobioturbation and are presently found all along the soil column, at least as deep as few meters below the surface. This soil magnetite was found to be transformed to hematite in the profile. No maghemite could be detected in this system. The experiment tests showed that the formation of magnetic phases in the soil nodules through heating in presence of a source of carbon is possible, which is an evidence for the proposed model for the formation of soil magnetite in natural conditions.

5. ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the Brazilian National Council for the Scientific and Technological Development (CNPq), FAPEMIG and CAPES (Brazil) for financial support. This work was in part carried out under the auspices of EMBRAPA Program PRODETAB – 030 - 01/99 and SEP - 12.1999.021. We thank also Mr. Robson Cota of the technical staff of CDTN-CNEN (Brazil) for the ICP analyses.

6. REFERENCES

- ANAND, R. R. and GILKES, R. J. 1987. Iron oxides in lateritic soils from Western Australia. *Journal of Soil Science*, 38:607-622.
- AUERSWALD, K.; FRIEDL, J.; LITAOR, I. and STANJEK, H. (2001). Iron oxide mineralogy of a semi-arid wetland: *Mitteilung Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft*, 96:677-678.
- BARBOSA, L.C.A.; FABRIS, J.D.; RESENDE, M.; COEY, J.M.D.; GOULART, A.; CADOGAN, J. e GALVÃO DA SILVA, E. 1991. Mineralogia e química de um Latossolo Câmbico desenvolvido de rocha pelítica do Grupo Bambuí (Mineralogy and chemistry of a Cambic Latosol developed from a pelitic rock from the Bambuí Group, state of Minas Gerais, Brazil). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 15:259-266. (in Portuguese)
- BARINOV, N. and LANDA, A. (n.d.) *Metalurgia y metalografía*. Editorial Mir, Moscow.
- BRASIL, Ministério da Agricultura. Centro Nacional de Ensino e Pesquisas Agrônomicas. 1962. Levantamento de reconhecimento dos solos sob influência do reservatório de Furnas. Rio de Janeiro. (in Portuguese)
- BRASIL, Ministério da Agricultura. Divisão de Pesquisa Pedológica – DNPEA. SUDENE/DRN, Divisão de Agrologia. 1980. Estudo expedito de solos nas partes central e oeste do estado da Bahia para fins de classificação e correlação. Rio de Janeiro. (EMBRAPA – SNLCS Boletim técnico n° 72). (in Portuguese)
- BRAY, J. L. (1929) *The principles of metallurgy*. Ginn and Company, Boston. p. 436.
- BREWER, R. and SLEEMAN, J. R. 1964. Glaebules, their definition, classification and interpretation. *Journal of Soil Science*, 15:66-80.
- CAGLIOTI, G., PAOLETTI, A. and RICCI, F.P. 1958. Choice of collimators for a crystal spectrometer for neutron diffraction. *Nuclear Instruments and Methods*, 3:223-228.
- COEY, J.M.D.; CUGAT, O.; MCCAULEY, J. and FABRIS, J.D. 1992. A portable soil magnetometer: *Revista de Física Aplicada e Instrumentação*. 7: 25-30.
- CORNELL, R.M. and SCHWERTMANN, U. 2003. *The iron oxides*. VCH Publishes, New York. 664pp.
- COVENTRY, R. J.; TAYLOR, R. M. and FITZPATRICK, R. W. 1983. Pedological significance of the gravels in some red and grey earths of central North Queensland. *Australian Journal Soil Research*, 21:219-240.

CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais). 1994. Informações básicas para a gestão territorial; região de Sete Lagoas – Lagoa Santa. Caracterização geomorfológica. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, Belo Horizonte. (in Portuguese)

CROCKFORD, R.H. and WILLET, I.R. 1995. Magnetic properties of two soils during reduction, drying and re-oxidation. *Australian Journal Soil Research*, 33:597-609.

CROCKFORD, R.H. and WILLET, I.R. 1997. The magnetic properties of a stratigraphic section of a sedimentary soil in New South Wales, Australia. CSIRO Technical Report 22/97 (part 1). CSIRO Land and Water, Canberra. 36pp.

CROCKFORD, R.H. and WILLET, I.R. 2001. Application of mineral magnetism to describe profile development of toposequences of a sedimentary soil in south-eastern Australia. *Australian Journal Soil Research*, 39:927-949.

CURI, N. 1983. Lithosequence and toposequence of Oxisols from Goiás and Minas Gerais states, Brazil. Ph.D. Thesis, Purdue University, West Lafayette.

CURI, N. and FRANZMEIER, D. P. 1987. Effect of parent rock on chemical and mineralogical properties of sole oxisols in Brazil. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 51:153-158.

DE JESUS FILHO, M. F.; FABRIS, J. D.; GOULART, A. T.; COEY, J. M. D.; FERREIRA, B. A. and PINTO, M. C. F. 1995. Ilmenite and magnetite of a tholeiitic basalt. *Clays and Clay Minerals*, 43:641-642.

DE OLIVEIRA, M.T.G.; FORMOSO, M.L.L.; DA COSTA, M.I. and MEUNIER, A. 2002. The titanomagnetite to titanomaghemite conversion in a weathered basalt profile from southern Parana Basin, Brazil. *Clays and Clay Minerals*, 50:478-493.

DORIGUETTO, A. C.; FERNANDES, N. G.; PERSIANO, A. I. C.; NUNES FILHO, E.; GREÑÈCHE, J. M.; FABRIS, J. D. 2003. Characterization of a natural magnetite: *Physics and Chemistry of Minerals* 30, 249-255.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). 1999. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília, Embrapa Produção de Informação, Rio de Janeiro, Embrapa Solos. 412p.

EMBRAPA. 1997. Manual de métodos de análise de solo. 2ª edição. EMBRAPA – CNPS, Rio de Janeiro.

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. 1972. Estudo expedito dos solos da região sul de Minas Gerais, partes do Alto São Francisco e Campos das Vertentes, para fins de classificação, correlação e legenda preliminar. Recife. (DNPEA Boletim técnico n 24). (in Portuguese)

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. 1983a. Levantamento de reconhecimento de baixa intensidade dos solos e aptidão agrícola das terras de parte da região geoeconômica de Brasília. Rio de Janeiro. (EMBRAPA – SNLCS Boletim técnico n° 24). (in Portuguese)

EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. 1983b. Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos e aptidão agrícola das terras da margem direita do Rio Paranã – Estado de Goiás. Rio de Janeiro. (EMBRAPA – SNLCS Boletim técnico n° 23). (in Portuguese)

EPAMIG. 1978. Levantamento de reconhecimento detalhado dos solos da área sob influência do reservatório de Três Marias, Minas Gerais. Belo Horizonte, SNLCS. Boletim Técnico do SNLCS, no 57. 263p. (in Portuguese)

FABRIS, J. D.; COEY, J. M. D. e MUSSEL, W, da N. Magnetic soils from mafic lithodomains in Brazil. *Hyperfine Interactions*, 113: 249-258. 1998.

FABRIS, J. D.; DE JESUS FILHO, M. F.; COEY, J. M. D.; DA N. MUSSEL, W. and GOULART, A. T. 1997. Iron-rich spinels from Brazilian soils: *Hyperfine Interactions*, 110, 23-32.

FERREIRA, S.A.D; SANTANA, D.P.; FABRIS, J.D.; CURI, N.; NUNES FILHO, E. and COEY, J.M.D. 1994. Relações entre magnetização, elementos-traço e litologia de duas seqüências de solos, do estado de Minas Gerais (Magnetization, trace elements and litology in two soilsequences from Minas Gerais State, Brazil). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 18:167-174. (in Portuguese)

FONTES, M. P. F.; DE OLIVEIRA, T. S.; DA COSTA, L. M. e CAMPOS, A. A. G. Magnetic separation and evaluation of magnetization of Brazilian soils from different parent materials. *Geoderma*, 96: 81-99. 2000.

FONTES, M.P.F.; BOWEN, L.H. and WEED, S.B. 1991. Iron-oxides in selected Brazilian Oxisols.2. Mössbauer studies. *Soil Science Society of America Journal*, 55:1150-1155.

GOODMAN, B.A. 1996. Mössbauer spectroscopy. In: *Clay mineralogy: Spectrometric and Chemical Determinative Methods*, M.J. Wilson ed., Chapman & Hall, London, Chapter 3, p.68-119.

GOULART, A.T.; FABRIS, J.D.; DE JESUS FILHO, M.F.; COEY, J.M.D.; COSTA, G.M. DA and DE GRAVE, E. 1998. Iron oxides in a soil developed from basalt. *Clays and Clay Minerals*, 46:369-378.

JACOMINE, P. T. K.; CAVALCANTI, A. C.; RIBEIRO, M. R.; MONTENEGRO, J. O.; BURGOS, N. MELO FILHO, H. F. R. and FORMIGA, R. A. EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de levantamento e Conservação de Solos; SUDENE/DRN, Divisão de recursos renováveis. 1976. Levantamento exploratório - reconhecimento de solos da margem esquerda do Rio São Francisco, estado da Bahia. Recife. (EMBRAPA – SNLCS Boletim técnico n° 38). (in Portuguese)

JCPDS - **Joint Committee on Powder Diffraction Standards**. 1980. Mineral Powder Diffraction Files Data Book. Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Swarthmore, Pennsylvania.

JEFFERY, P.G. and HUTCHISON, D. 1981. Chemical methods of rock analysis. Pergamon, London. 379 pp.

KÄMPF, N. and SCHWERTMANN, U. 1998. Avaliação da estimativa de substituição de Fe por Al em hematitas de solos (Evaluation of Al for Fe substitution in soil hematites). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 22:209-213. (in Portuguese)

KAYE, G.W.C. and LABY, T.H. 1973. Tables of physical and chemical constants. Longman, London, p.195.

KETTERINGS, Q.M.; BIGHAM, J.M. and LAPERCHE, V. 2000. Changes in soil mineralogy and texture caused by slash-and-burn fires in Sumatra, Indonesia. *Soil Science Society of America Journal*, 64:1108-1117.

KLUG, H.P. and ALEXANDER, L.E. 1974. X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. John Wiley & Sons, New York. p.966.

LINFORD, N. T. and CANTI, M. G. 2001. Geophysical evidence for fires in antiquity: preliminary results from an experimental study. *Archaeological Prospection*, 8:211-225.

MCCLEAN, R.G. and KEAN, W.F. 1993. Contributions of wood ash magnetism to archaeomagnetic properties of fire pits and hearths. *Earth and Planetary Science Letters*, 119:387-394.

MELO, D.F.; FONTES, M.P.F.; NOVAIS, R.F.; SINGH, B. and SCHAEFER, C.E.G.R. 2001. Características dos óxidos de ferro e de alumínio de diferentes classes de solos (Iron and aluminum oxides from different Brazilian soils). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 25:19-32. (in Portuguese)

MORRISH, A.H.; HANEDA, K. and SCHURER, P.J. 1976. Surface magnetic structure of small γ -Fe₂O₃ particles. *Journal Physics-Paris*, 12:C6-301-305.

MURAD, E. and SCHWERTMANN, U. 1986. Influence of aluminium and crystal size on the room-temperature Mössbauer-spectrum of hematite. *Clays and Clay Minerals*, 34:1-6.

PANKHURST, Q. A. and POLLARD, R. J. 1990. Mössbauer spectra of antiferromagnetic powders in applied fields. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 2:7329-7337.

PINTO, M.C.F., FABRIS, J.D., GOULART, A.T. and SANTANA, G.P. 1998. Pedogenetic instability of magnetite in mafic lithology. *Hyperfine Interactions C*, 3:325-327.

PINTO, M.C.F.; de JESUS FILHO, M.F.; GOULART, A.T.; FABRIS, J.D. and SANTANA, G.P. 1997. Pedogenic instability of magnetite from amphibolite. *Hyperfine Interactions C*, 2:61-66.

RAWITSCHER, F. 1948. The water economy of the vegetation of the “Campos Cerrados” in southern Brazil. *Journal of Ecology*, 36:237-268.

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

RESENDE, M.; ALLAN, J. E COEY, J. M. D. 1986. The magnetic soils of Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 78: 322-326.

RESENDE, M.; SANTANA, D.P.; FRANZMEIER, D. P. and COEY, J.M.D. 1988. Magnetic properties of Brazilian Oxisols. In: *International Soil Classification Workshop. Proceedings, Rio de Janeiro*. p.78-108.

ROSHCHIN, A. V. and ROSCHIN, V. E. 2003. Diffusion of anions and cations in oxide crystal lattices during the reduction and oxidation of metals: *Russian Metallurgy (Metally)*, 1: 3-8.

SCHAEFER, C. E. G. R. 2001. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Australian Journal Soil Research*, 39: 909 – 926.

SCHWERTMANN, U. and FECHTER, H. 1984. The influence of aluminum on iron oxides: XI. Aluminum-substituted maghemite in soils and its formation. *Soil Science Society of America Journal*, 48:1462-1463.

SCHWERTMANN, U., FRIEDL, J. and STANJEK, H. 1999. From Fe(III) ions to ferrihydrite and then to hematite. *Journal of Colloid and Interface Science*, 209:215-223.

SINGH, B. and GILKES, R. J. 1996. Nature and properties of iron rich glaeboles and mottles from some south-west Australian soils. *Geoderma*, 71:95-120.

SOIL SURVEY STAFF - USDA (United States Department of Agriculture). Natural Resources Conservation Service. 1998. *Keys to soil taxonomy*. 8th edition. United States Department of Agriculture, Washington DC.

SON, S.; SWAMINATHAN, R. and MCHENRY, M.E. 2003. Structure and magnetic properties of rf thermal plasma synthesized Mn and Mn-Zn ferrite nanoparticles. *Journal of Applied Physics*, 93:7495-7497.

YOUNG, R. A. 1995. *The Rietveld Method*. Oxford: Oxford University Press. 298p.

YOUNG, R.A. and WILES, D.B. 1982. Profile shape functions in Rietveld refinements. *Journal of Applied Crystallography*, 15:430-438.

CAPÍTULO 4
MAPEAMENTO DETALHADO DE ALGUNS ATRIBUTOS DE LATOSSOLOS
EM UMA ÁREA SOB PIVÔ CENTRAL, POR MEIO DE MEDIDAS
DE COR E RADARGRAMAS

RESUMO

Realizou-se um levantamento detalhado de uma área experimental de 38 ha, localizada em Sete Lagoas, MG, por meio da descrição de perfis e da medição da variação de cor em amostras coletadas em uma grade entre os perfis, com o uso de espectroscopia de reflectância difusa. Foram feitos perfis radargráficos da área para auxiliar a avaliação da profundidade do contato solo/saprolito. Análises químicas e mineralógicas foram executadas em amostras representativas deste solo para determinar os óxidos de ferro e a relação deles com a cor. O mapeamento permitiu classificar o solo como Latossolo Vermelho-Amarelo com uma inclusão de Latossolo Amarelo, representando 21% da área.

ABSTRACT

A detailed mapping was done in an experimental area of 38 ha in Sete Lagoas – MG, through profile description and color measurement of samples collected in a grid between profiles, using diffuse reflectance spectroscopy. Radargraph profiles were collected to access soil-saprolite contact depth. Chemical and mineralogical analyses were done on samples to study the iron oxides and their relation to color. The soils were classified as Red Yellow Latosol with a Yellow Latosol inclusion in 21% of the area.

Palavras-chave: Latossolo, cor, óxidos de ferro, GPR, espectroscopia por reflectância difusa.

INTRODUÇÃO

A introdução de novas tecnologias, sob a designação genérica de Agricultura de Precisão, faz ressurgir a necessidade de mapeamentos detalhados dos solos, para que o uso otimizado de insumos se faça dentro de critérios técnicos e científicos. A inexistência destes mapeamentos detalhados na maior parte do território brasileiro ainda é uma lacuna a ser preenchida; novos métodos se fazem necessários para agilizar o processo e permitir o fornecimento da informação para atender à crescente demanda.

O novo sistema de classificação de solos, lançado pela Embrapa (1999), redefiniu as classes de solos e dividiu os Latossolos em quatro subordens, diferenciadas basicamente pela cor (exceto os brunos, em que outras características são levadas em consideração). A separação das cores foi efetuada baseada nos trabalhos de Kämpf et al.(1988), Ker (1995) e Dick (1986), passando a diferenciar Latossolos Vermelho-Amarelos de Latossolos Amarelos, pelo matiz mais amarelo que 5YR nos últimos (Embrapa, 1999). Assume-se, por esta separação de cores, que a relação entre os principais óxidos responsáveis pelas cores (hematita e goethita) seja inferior a 0,2 (razão $Hm/Hm+Gt < 0,2$). Nesse caso, tem sido levantada a discussão de como se proceder à separação entre os Latossolos Amarelos dos tabuleiros costeiros e os Latossolos Amarelos e Latossolos Vermelho-Amarelos, originados de outros materiais, como os derivados do embasamento cristalino. Os critérios propostos envolvem morfologia (estrutura, tipo, grau e desenvolvimento), cor (valor e croma), mineralogia (cauliníticos e oxídicos), teor de ferro e alumínio, profundidade do B_w , entre outros (Embrapa, 2002).

Uma das limitações para o estabelecimento de classes em taxonomia é a carência de informações quantitativas sobre a distribuição de alguns dos atributos diagnósticos. À dificuldade da delimitação e quantificação da extensão das manchas de solos, pelo fato de a classificação ser feita por meio da descrição de perfis, que exigem a abertura de trincheiras, soma-se o fato de alguns atributos serem qualitativos ou semiquantitativos. No caso da cor, que no procedimento-padrão tem caráter semiquantitativo, a análise quantitativa pode ser efetuada por meio de métodos espectrométricos, como a espectroscopia de reflectância difusa. Esta técnica tem sido utilizada por vários autores como ferramenta de caracterização e quantificação de óxidos de ferro no solo. O princípio da reflectância é discutido em Neves (2001) e Barrón et al. (2000). O uso destes métodos permite inclusive automação e medição contínua, pelo uso de sensores montados em veículos, como o protótipo desenvolvido

por Shibusawa et al. (2000). Embora restritos à pesquisa, estes equipamentos podem auxiliar na obtenção de dados quantitativos para validar os modelos atuais de distribuição das manchas de solos.

Este trabalho visa mapear e caracterizar os solos de uma área experimental sob pivô central, localizada na Embrapa Milho e Sorgo, município de Sete Lagoas, onde são conduzidos projetos na área de Agricultura de Precisão. O mapeamento vai subsidiar os estudos conduzidos nesta área e servir de base para avaliação dos efeitos das variações locais das classes de solo na produtividade. Visa também contribuir para a discussão dos critérios adotados para separação de subordens em Latossolos, com a aplicação do sistema em vigor a um estudo de caso.

MATERIAL E MÉTODOS

O local de estudo é a área experimental de 38 ha da Embrapa Milho e Sorgo, que está sendo utilizada para o sistema de produção de milho em plantio direto, no município de Sete Lagoas, MG (Figura 1). O solo foi classificado originalmente como Latossolo Vermelho-Escuro (Embrapa, dados não – publicados; CPRM, 1994a). Está localizado nas coordenadas 19 27° 52,3 S e 44° 10 37,3 W e à altitude aproximada de 780 m (centro do pivô).

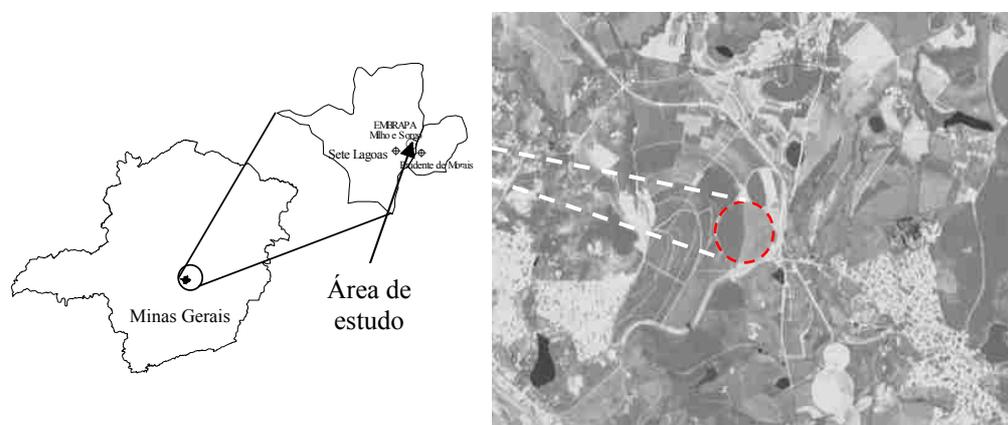


Figura 1 – Mapa de localização e imagem da área de estudo.

Para a caracterização do solo, selecionaram-se cinco perfis representativos das subáreas do pivô, escolhidos com base em análises exploratórias prévias e dados de trabalhos anteriores (Figura 2). Os perfis foram descritos, conforme Lemos e Santos (2002), a partir de trincheiras abertas nos locais definidos.

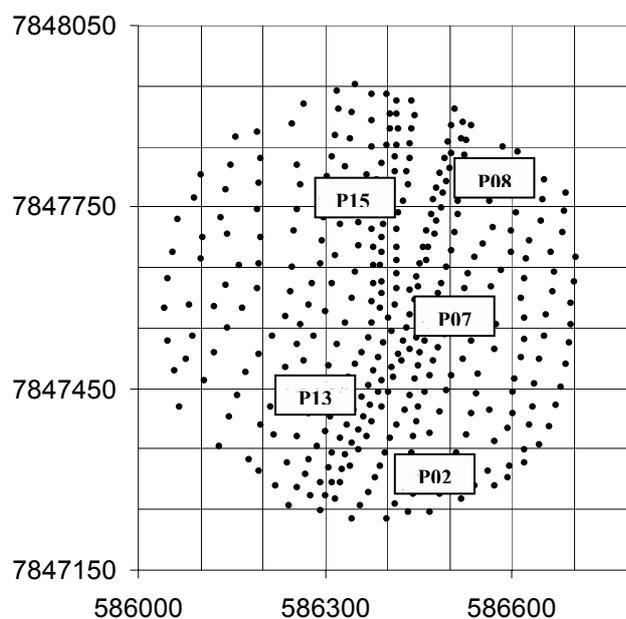


Figura 2 – Mapa dos pontos e perfis amostrados.

O mapeamento entre os perfis descritos foi efetuado por meio de determinação quantitativa da variação de cor por espectroscopia de reflectância difusa, seguindo o método de Neves (2001), a partir da coleta de amostras espaçadas em uma grade de aproximadamente 25 por 25 m. Estas amostras foram retiradas por gradagem, georreferenciadas por meio de GPS e enviadas para análise. Coletou-se uma amostra em cada ponto, numa profundidade entre 50 e 75 cm, correspondente ao topo do B_{w1} . Estas foram secas ao ar, peneiradas em peneira de 2 mm e levadas ao laboratório para se determinar a cor por meio de um espectrômetro Cintra 20 (*GBC Scientific Equipment Pty Ltd.*), equipado com uma lâmpada a gás de 2.856 K, a partir de amostras secas em estufa a 40 °C, moídas em almofariz de ágata, passadas em peneira de 0,210 mm e montadas em suporte apropriado. A leitura foi efetuada em um intervalo de comprimento de onda de 370 a 750 nm, velocidade de operação de 300 nm/min, fenda (slit) de 2,00 mm, intervalo entre pontos da curva de 2.9333 nm e a cor foi obtida do

comprimento de onda predominante. Os valores, gerados em coordenadas *Tristimulus*, foram convertidos para o sistema HSV da carta de Munsell (Munsell, 2000), a partir do programa CMC2 (*Munsell Conversion Program*)⁵.

A análise geoestatística dos valores de Matiz foi realizada por meio do programa GeoVisual (Yamamoto, 2002), e mapas de cor foram gerados por interpolação através de krigagem ordinária. Foi também produzido um mapa com a probabilidade da cor ter Matiz mais amarelo que 5YR. A estimativa das áreas totais de cada classe (valores maiores e menores que 5YR) foi efetuada a partir do cômputo do número de unidades da grade gerada pelo interpolador de krigagem, usando-se células de 15 por 15,3 m, em uma planilha do Microsoft Excel.

Amostras consideradas representativas de intervalos regulares do espectro de cor (Matiz) foram levadas para análises químicas e mineralógicas, para caracterização e determinação dos teores de óxidos de ferro. O ferro total foi obtido por ataque triácido (Embrapa, 1997). Efetuou-se a concentração de óxidos de ferro, pelo método do NaOH a quente (Kämpf e Schwertmann, 1982). Da argila natural e deste concentrado, obtiveram-se os difratogramas de raios X (DRX; método do pó), por meio de um difratômetro Rigaku, dotado de tubo de cobalto, a uma taxa de incremento de $0,02^\circ 2\theta$ com contagem de 0,5 s, entre 20° e $80^\circ 2\theta$, para a fração óxido concentrada, e $0,02^\circ 2\theta$ com contagem de 0,5 s, entre 4° e $40^\circ 2\theta$, para a argila total.

A partir dos dados de cor, selecionaram-se cinco transectos (Figura 3) para obtenção de radargramas por meio de um Radar de Penetração no Solo (GPR), visando detectar possíveis diferenças no contato solo/saprolito (Figura 4), como sugerido por Ucha et al. (2002). O equipamento de radar consiste de quatro elementos principais: a unidade de transmissão, de recepção, de controle e de visualização. O radar produz pulsos eletromagnéticos (ondas de rádio de 10 a 1.000 MHz), que são transmitidos para o solo através de antena emissora, posicionada sobre o solo e emitindo na vertical (Figura 3, detalhe), para se detectarem as reflexões do sinal e, a partir destes dados, inferir a estruturação do subsolo. O radar é sensível às variações de composição dos fluidos intersticiais das rochas e às mudanças estruturais destas, preenchidas ou não com água. As mudanças nas propriedades dielétricas da rocha causam a reflexão do sinal, que é captado pela antena receptora, onde é amplificado, digitalizado e gravado. O GPR vem sendo aplicado em diversas áreas com muito sucesso (Hara e Sakayama, 1985; Davis e Annan, 1989; Huggenberger et al, 1994; Benson, 1995).

⁵ <http://standards.gretagmacbeth.com/Munsell/Color%20Conversion.htm>, acessado em 04/02/2004.

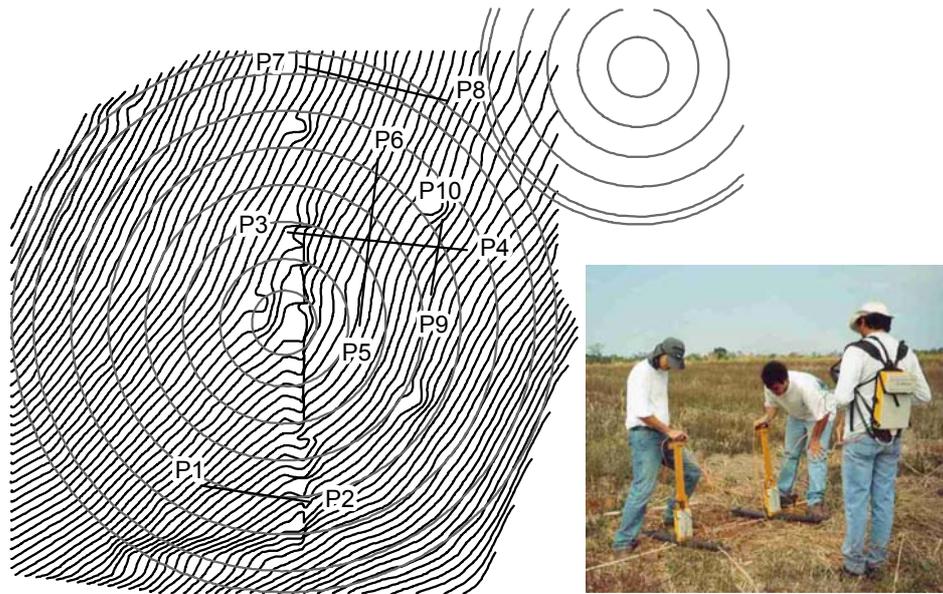


Figura 3 – Posição dos transectos do radar na área de estudo, com as curvas de nível espaçadas em 1 m. No detalhe, tomada de medidas no local com o GPR.

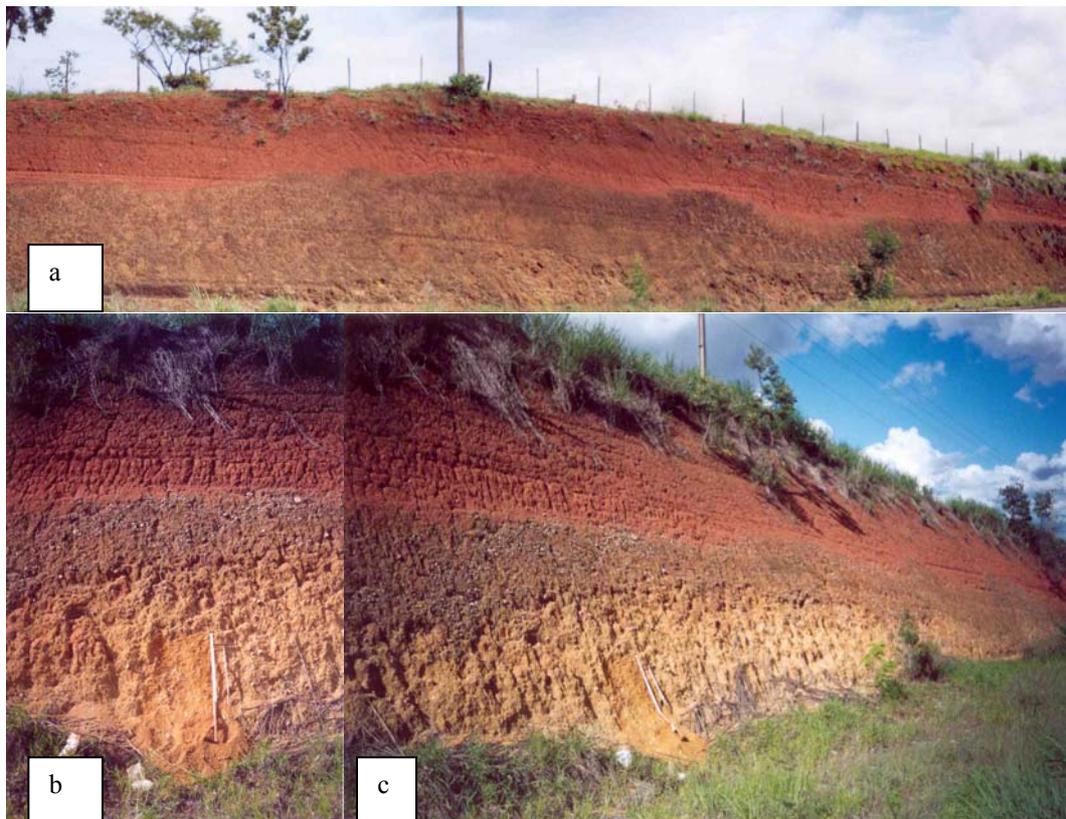


Figura 4 – Fotografias da exposição do solo, em corte de estrada, ao lado da área em estudo, mostrando: (a) variação vertical e horizontal do contato solo/saprolito; e (b, c) presença de uma linha de pedra não – contínua.

Os principais parâmetros definidos para o levantamento foram:

- frequência central da antena : 50 MHz
- janela de tempo : 700 – 450 ns
- intervalo de amostragem temporal: aproximadamente 10 vezes a frequência central da antena
- espaçamento entre as estações: 0,20 m
- espaçamento entre as antenas : 1,0 m
- orientação da antena: perpendicular à direção da linha

A interpretação foi baseada na forma gráfica das feições encontradas, tendo por base a continuidade e os aspectos das reflexões do sinal.

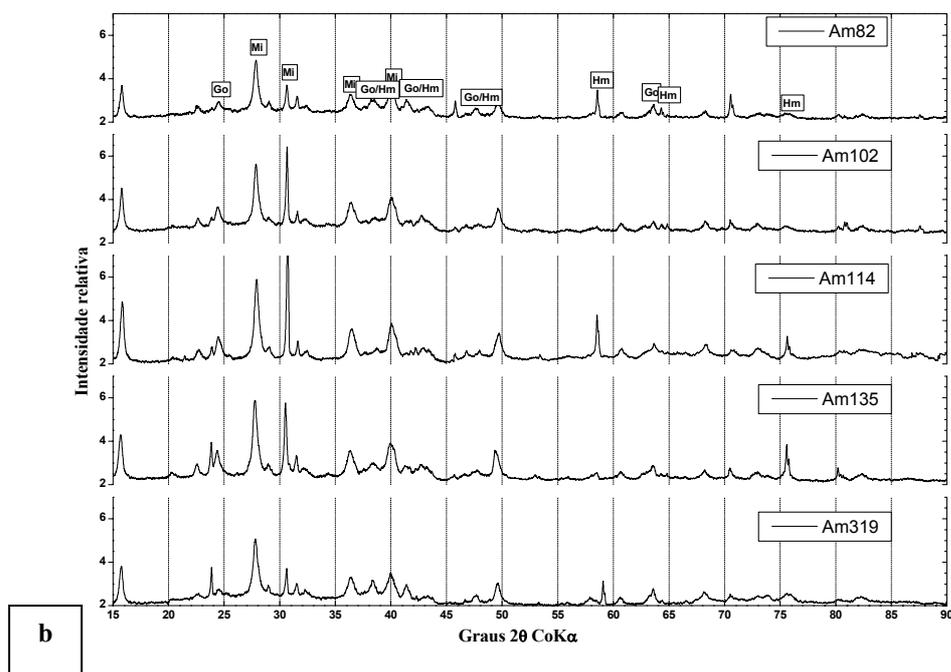
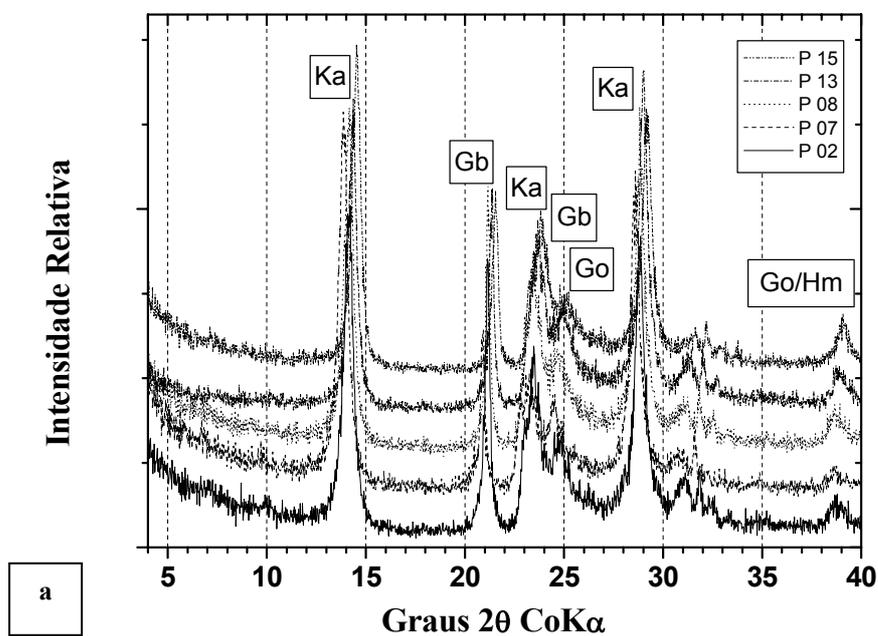
RESULTADOS E DISCUSSÃO

A mineralogia dos solos é predominantemente caulinítica-gibbsítica, tendo em proporção menor óxidos de ferro, hematita e goethita. Esta mineralogia, conforme observada nos difratogramas (Figura 5(a)), é relativamente uniforme entre os perfis e está em consonância com trabalhos anteriores, feitos em áreas adjacentes (Sans, 1973; Almeida, 1979; Barbosa, 1991; de Brito Galvão e Schulze, 1996). Os teores de ferro (Fe_2O_3), obtidos por extração com ataque triácido e medição em ICP, foram em média 7,4% (desvio-padrão 1,1%) e não apresentaram correlação com o matiz, $r = 0,48$, não-significativo (Tabela 1).

Os difratogramas dos óxidos concentrados por NaOH indicaram a presença de hematita e goethita em proporções variadas (Figura 5(b)); no entanto, a presença de outras frações de silicatos concentrados dificultou uma avaliação quantitativa pelas áreas nos difratogramas. Há trabalhos adicionais em andamento, visando esta quantificação precisa.

Tabela 1 – Teores de ferro (Fe₂O₃) obtidos por ataque triácido de amostras selecionadas

Amostra	Matiz	Fe ₂ O ₃ %
011	4,84YR	5,8
037	4,75YR	6,8
039	4,19YR	8,2
047	5,29YR	8,2
062	3,97YR	7,2
080	4,53YR	7,1
082	4,63YR	8,5
102	5,20YR	8,6
114	5,43YR	8,1
135	4,76YR	9,1
154	4,49YR	7,3
166	4,32YR	6,4
170	4,40YR	5,0
319	4,35YR	6,7



Ka, caulinita; Go, goethita; Hm, hematita; Gb, gibbsita; An, anatásio; Mi, mica.

Figura 5 – Difratogramas de raios X: (a) - argila não-tratada; e (b) - concentrado de óxidos de ferro.

Os resultados das medidas por espectroscopia de reflectância difusa são mostrados na Tabela 2, para os dados de cores convertidos para o sistema de cores de Munsell. Os histogramas de distribuição de frequências para Matiz, Valor e Cromo mostraram que as cores do solo em estudo se distribuem aproximadamente de forma normal, com valor médio de Matiz 4,81, próximo ao valor de separação entre as classes (5YR) (Figura 6). No caso do Matiz houve uma bimodalidade nos dados. Os valores de Valor e Cromo são mais elevados, comparados aos descritos nos perfis (Tabelas 3 e 4), em consequência dos tratamentos necessários para o preparo e a uniformização das amostras para leitura no equipamento (moagem e peneiramento). Os valores de Matiz também diferem dos obtidos, por causa da opção por não se fazer a interpolação entre as páginas da caderneta, usando o valor mais próximo. Resultados de Campos (2001) atestam as discrepâncias entre medidas de cor, obtidas com o uso da caderneta de Munsell por usuários experientes, e medidas por colorímetros.

Tabela 2 – Estatísticas das medidas de cor alcançadas por espectroscopia de reflectância difusa das amostras obtidas por tradagem

Atributo	Matiz	Valor	Croma
Média	4,81	6,00	10,77
Desvio-padrão	0,47	0,39	0,68
Coefficiente de variação	0,10	0,07	0,06
Máximo	7,41	7,08	12,29
Quartil superior	5,04	6,27	11,26
Mediana	4,75	6,02	10,82
Quartil inferior	4,46	5,69	10,32
Mínimo	3,78	4,95	8,14

Número de dados: 351.

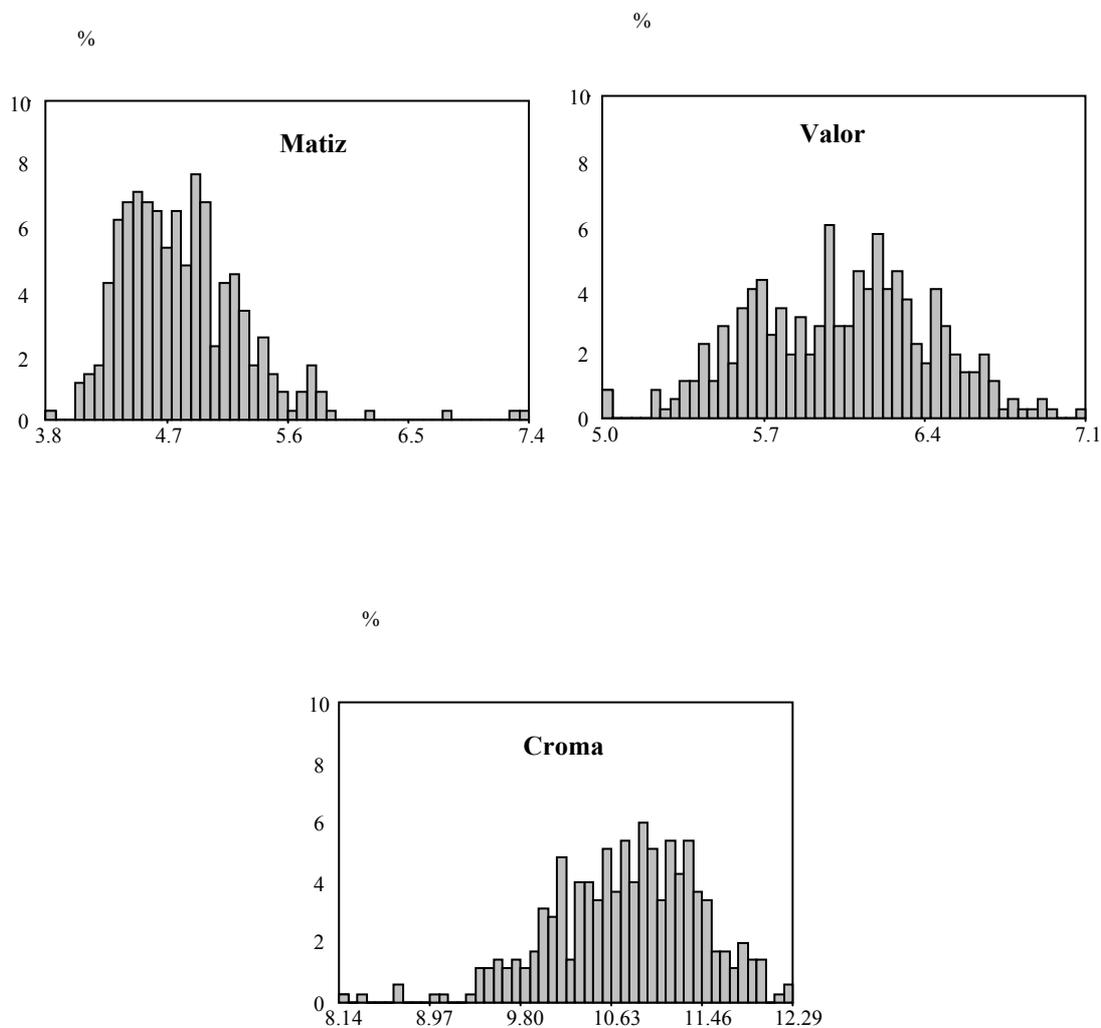


Figura 6 – Histogramas de distribuição de freqüências para as variáveis de cor: Matiz, Valor e Cromo.

Tabela 3 – Medidas de cor por comparação com a caderneta de Munsell, tomadas durante a descrição dos perfis

Perfil	Horizonte	Profundidade	Cor seco	Cor úmido
2	A _{p1}	0 - 22	7,5 YR 4/6	5 YR 3/6
	A _{p2}	22 - 31	7,5 YR 4/6	5 YR 3/4
	BA	31 - 55	5 YR 4/6	5 YR 3/4
	B _{w1}	55 - 101	5 YR 4/6	5 YR 3/4
	B _{w2}	101 - 150+	2,5 YR 4/8	2,5 YR 3/6
7	A _{p1}	0 - 15	7,5 YR 4/6	7,5 YR 3/4
	A _{p2}	15 - 23	7,5 YR 4/6	7,5 YR 3/4
	BA	23 - 48	7,5 YR 5/6	7,5 YR 4/6
	B _{w1}	48 - 98	7,5 YR 5/6	7,5 YR 4/6
	B _{w2}	98 - 150+	7,5 YR 5/6	7,5 YR 4/6
8	A _{p1}	0 - 10	5 YR 4/6	5 YR 3/4
	A _{p2}	10 - 23	5 YR 4/6	5 YR 3/4
	BA	23 - 40	5 YR 4/6	5 YR 3/4
	B _{w1}	40 - 80	5 YR 4/6	5 YR 4/6
	B _{w2}	80 - 150+	5 YR 5/8	5 YR 4/6
13	A _{p1}	0 - 22	5 YR 4/6	5 YR 4/4
	A _{p2}	22 - 31	5 YR 4/6	5 YR 4/4
	BA	31 - 55	5 YR 4/6	5 YR 4/4
	B _{w1}	55 - 101	5 YR 4/6	5 YR 4/6
	B _{w2}	101 - 150+	5 YR 4/6	5 YR 4/6
15	A _{p1}	0 - 9	5 YR 4/6	5 YR 3/4
	A _{p2}	9 - 29	5 YR 4/6	5 YR 3/4
	BA	29 - 49	5 YR 4/6	5 YR 3/4
	B _{w1}	49 - 78	5 YR 4/6	2,5 YR 3/6
	B _{w2}	78 - 150+	5 YR 4/6	2,5 YR 6/6

Tabela 4 – Comparação das medidas de cor (Matiz) pela caderneta de Munsell e reflectância difusa na profundidade dos perfis, correspondente às amostras para mapeamento

Perfil	Horizonte	Profundidade	Cor seca	Cor úmida	Cor Ref.Dif.
2	B _{w1}	55 - 101	5 YR 4/6	5 YR ¾	4.6 YR
7	B _{w1}	48 - 98	7,5 YR 5/6	7,5 YR 4/6	5.3 YR
8	B _{w1}	40 - 80	5 YR 4/6	5 YR 4/6	4.6 YR
13	B _{w1}	55 - 101	5 YR 4/6	5 YR 4/6	4.7 YR
15	B _{w1}	49 - 78	5 YR 4/6	2,5 YR 3/6	4.5 YR

Os valores de cores apresentaram dependência espacial, indicada pelos semivariogramas bem estruturados, com alcances aproximados de 300, 200 e 100 m para Matiz, Valor e Cromo, respectivamente. De acordo com a Figura 7, os resultados da validação cruzada dos modelos ajustados mostraram uma melhor correlação para Valor ($r = 0,693$) que para Matiz e Cromo ($r = 0,525$ e $r = 0,530$, respectivamente). Estes baixos valores de correlação entre os valores medidos e os estimados, embora significativos a 1% de probabilidade, podem estar associados aos elevados valores do efeito pepita observados nos semivariogramas.

Os mapas gerados por krigagem mostraram a existência de manchas bem definidas de solos com cores mais claras, embora descontínuas. Grosso modo, as áreas mais claras predominaram na parte inferior do pivô, correspondente à porção direita do mapa da Figura 8.

Uma estimativa obtida a partir dos dados de interpolação indicou que a área com Matiz inferior a 5YR ocupa 29 ha e a com Matiz igual ou maior que 5YR, 8 ha (Figura 9), significando que a mancha mapeável como LA atinge cerca de 21% da área, o que está de acordo com o valor de Matiz do quartil superior dos dados originais, 5,04YR.

A ocorrência de áreas com resultados para Valor mais baixos na parte superior do pivô foi atribuída a teores mais elevados de matéria orgânica, já detectados em análises químicas para fertilidade nesta área (Figura 10).

Os mapas de Cromo não apresentaram tendência diretamente interpretável. A coincidência foi apenas parcial com os demais mapas (Figura 11).

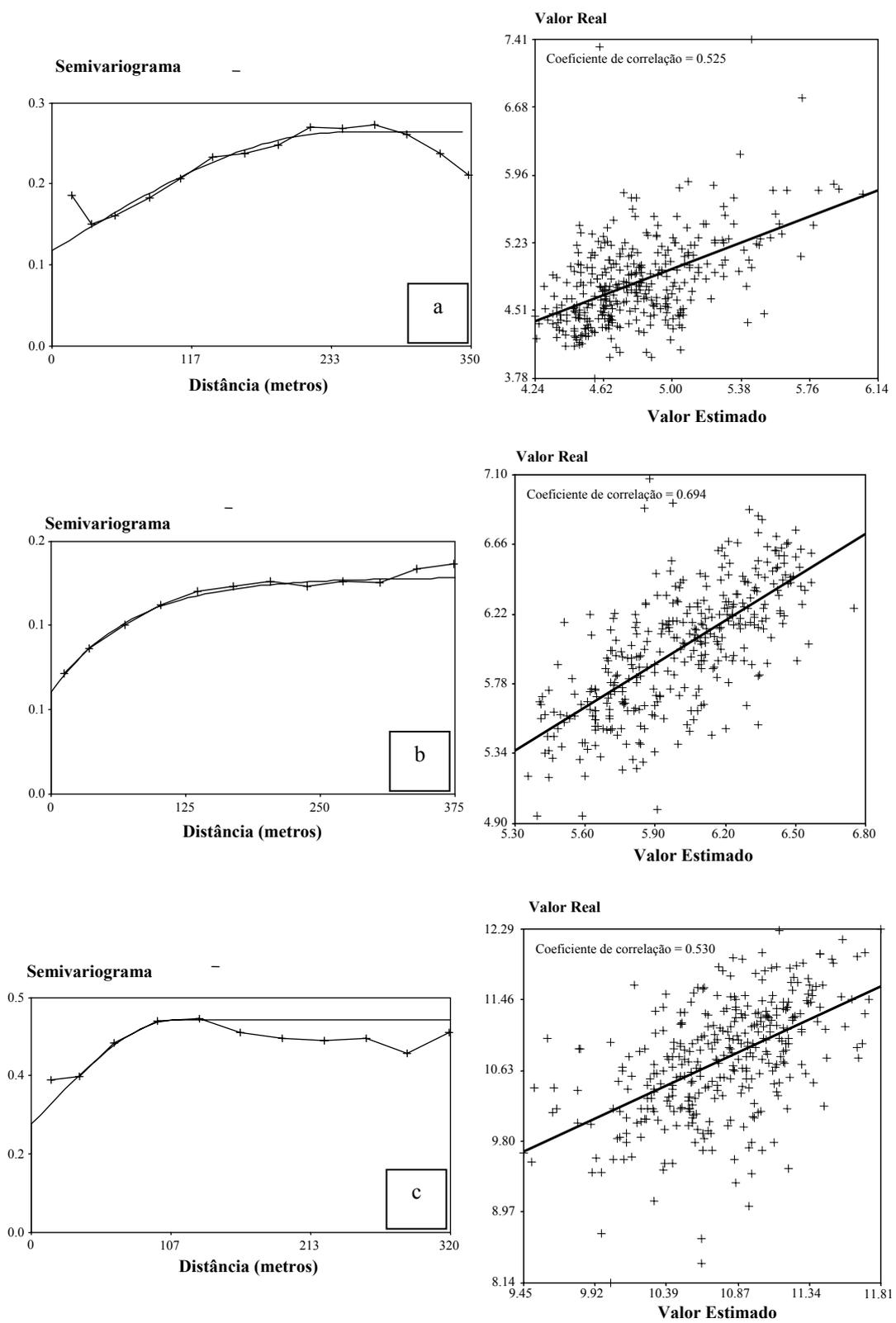


Figura 7 – Semivariogramas omnidirecionais ajustados e gráficos da validação cruzada para as variáveis de cor: (a) Matiz, modelo esférico; (b) Valor, modelo exponencial; e (c) Cromo, modelo esférico.

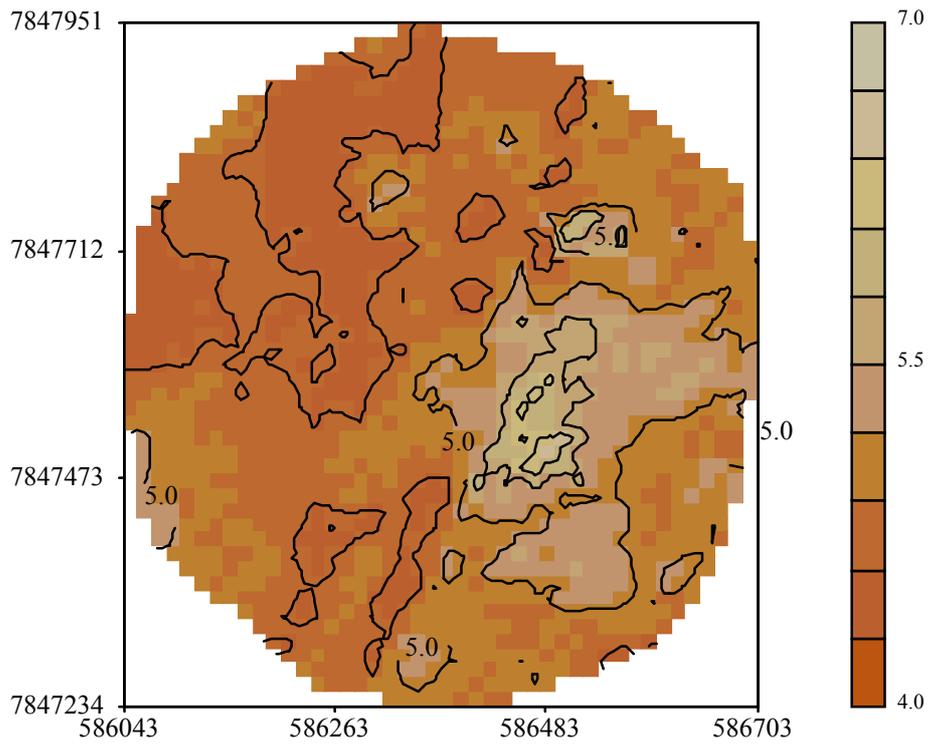


Figura 8 – Mapa gerado por krigagem para a variável de cor Matiz .

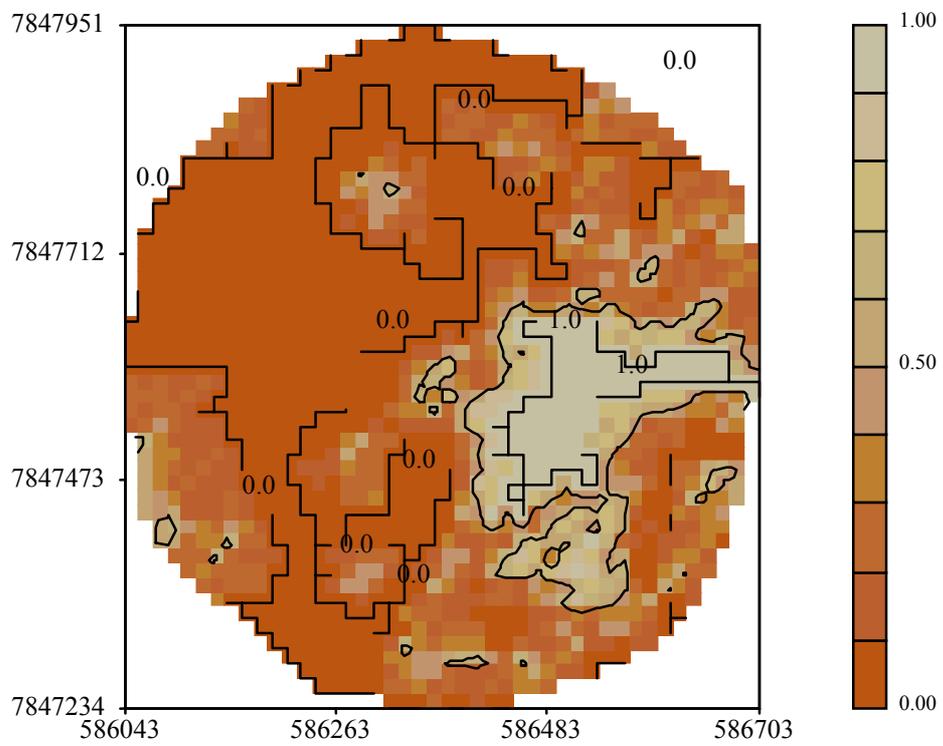


Figura 9 – Mapa gerado por krigagem para a variável de cor Matiz da probabilidade do Valor da variável exceder 5YR.

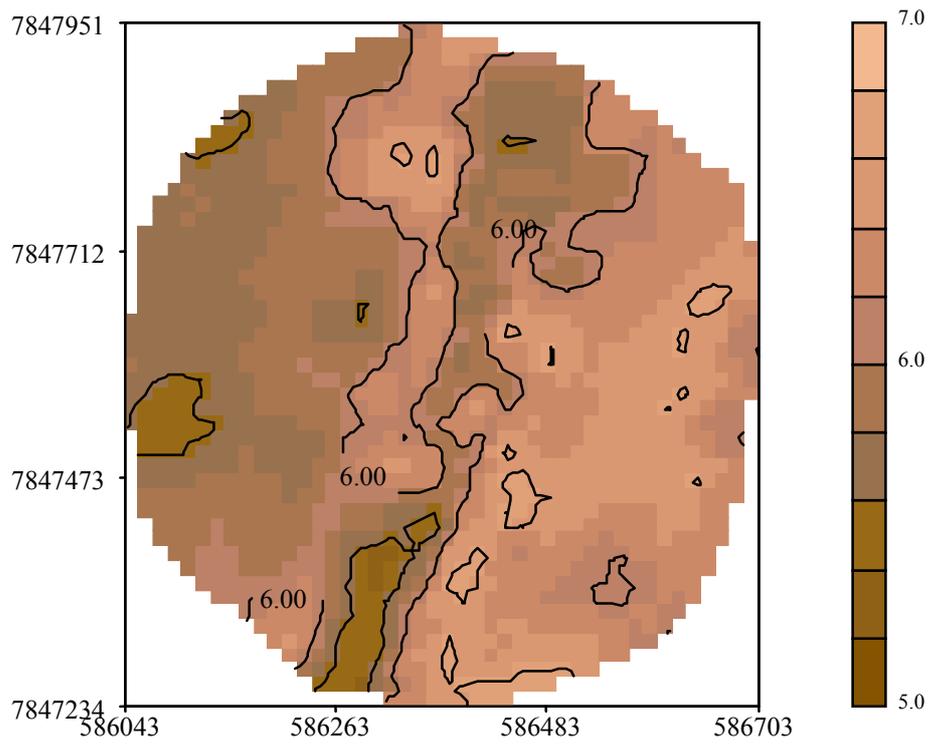


Figura 10 – Mapa gerado por krigagem para a variável de cor Valor.

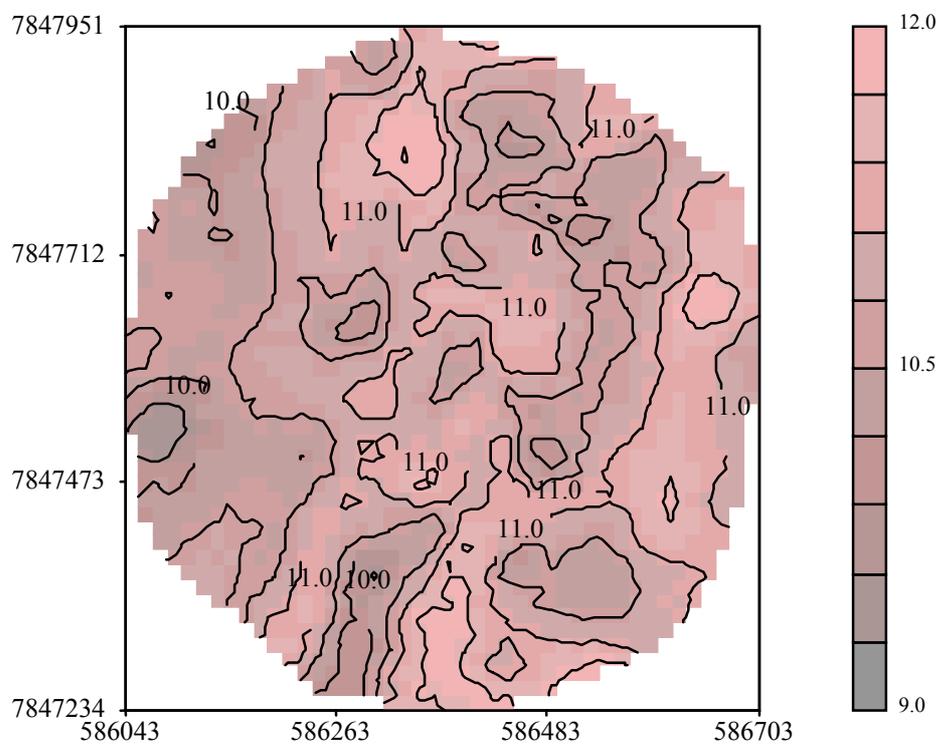


Figura 11 – Mapa gerado por krigagem para a variável de cor Cromo.

Chagas et al. (1998) relacionaram variações de cores encontradas em Latossolos derivados de rochas metapelíticas aos diferentes ângulos de mergulho da xistosidade entre os perfis estudados, o que proporciona modificações no regime hídrico desses solos. Isto não se aplica a esta pesquisa, uma vez que o estudo anterior trabalhou com perfis em áreas diferentes e esta, em áreas contíguas. Aparentemente, os solos deste trabalho também não são produto de intemperismo *in situ* da rocha subjacente, mas derivados de sedimentos coluviais a ela associados (CPRM, 1994b). As rochas metapelíticas da região deste estudo se encontram sub-horizontalizadas (CPRM, 1992). Almeida (1979), estudando cronocromossequências em região próxima à desta pesquisa, concluiu que os solos mais intemperizados e vermelhos apresentam baixa relação goethita/hematita e ocupam as posições mais estáveis da paisagem, ao passo que os mais jovens e amarelos exibem alta relação goethita/hematita e ocupam posições de relevo mais instáveis e energéticas. Neste caso, as variações dos teores relativos aos óxidos não são atribuídas a uma pior drenagem, pois toda esta área é bem drenada e manchas mais vermelhas também ocorrem na parte inferior. Barbosa et al. (1991) estudaram as características mineralógicas e químicas de um perfil em município vizinho a Sete Lagoas, um Latossolo Câmbico, que apresenta bicromia, com superfície xantizada e horizonte B vermelho, atribuindo a variação de cor à alteração da relação goethita/hematita, sugerindo uma transformação reversível goethita/hematita em resposta a alterações ambientais. Nos solos estudados deste trabalho não foi observada mudança de cor expressiva da superfície para o horizonte B, indicativa de xantização (Tabela 3). A possível incorporação e retrabalhamento de material do horizonte ou a remoção parcial da camada mais vermelha superior subsuperficial amarelo (10YR-5Y) podem ser aventadas como causas das manchas mais amarelas. Isto é sugerido pelos perfis de Radar (Figuras 12 a 16), onde se observa a ocorrência de um refletor mais forte em profundidades variadas, sendo este refletor interpretado como o contato entre o solum e o saprolito, a partir da observação de cortes de estrada. Este contato é marcado pela presença de uma linha de pedra descontínua e irregular, que pode ser claramente observada no corte de estrada adjacente à área de trabalho (Figura 4). No perfil próximo à estrada (Figura 12), as áreas mais amarelas estão associadas à presença de um refletor mais forte em menor profundidade. Esta tendência está menos clara no perfil do lado oposto (Figura 4), mais perturbado na parte inferior. Já na parte interior do pivô, onde aparece a mancha de solo mais amarela, a associação não é tão clara; esta área parece perturbada pela ação de processos cársticos subjacentes. Assim, propõe-se que a presença de dolinas soterradas por colúvio nesta área seja a causa destas perturbações. Trabalhos de sondagem nestes locais são necessários para a checagem desta hipótese.

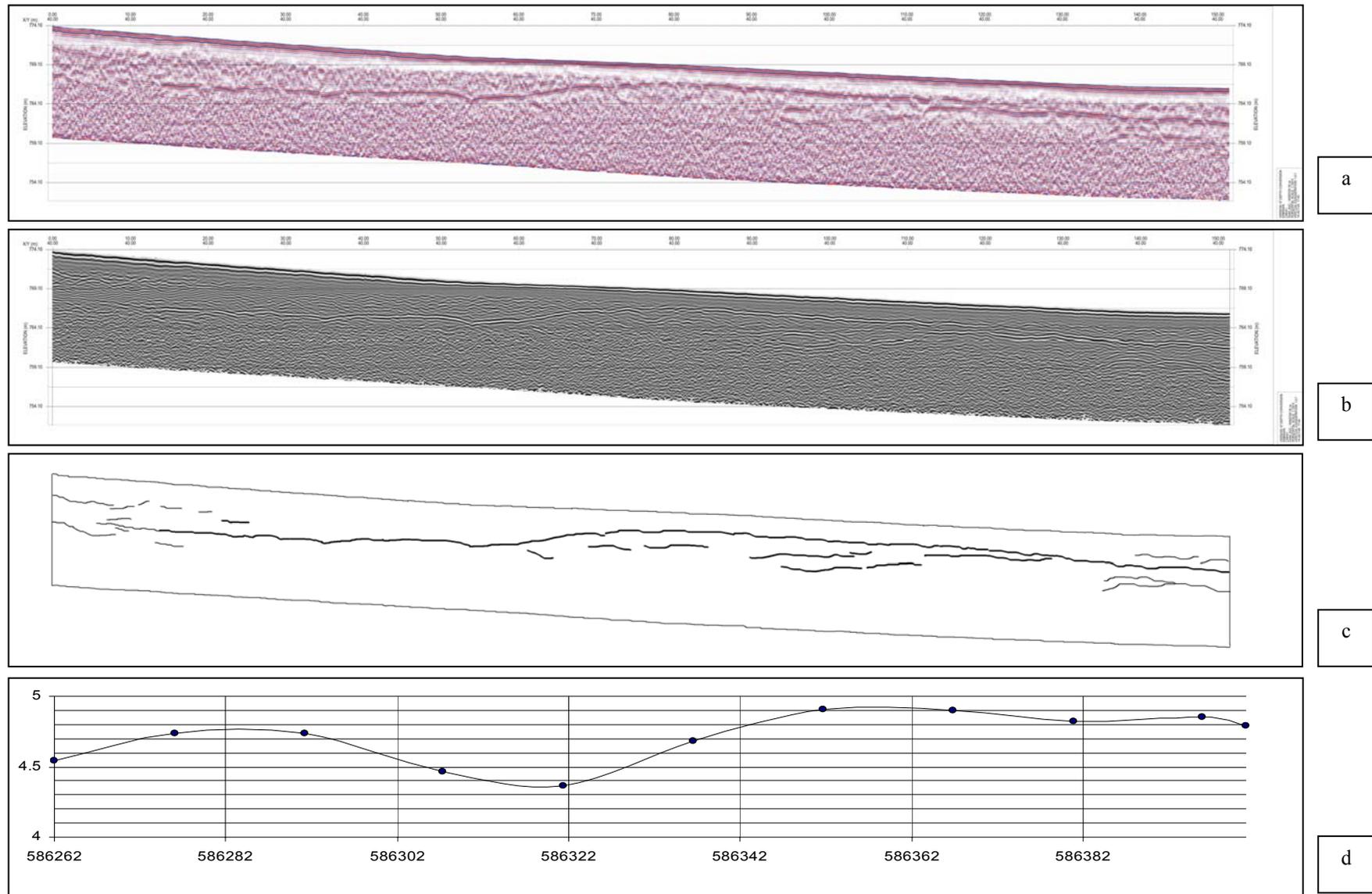


Figura 12 – (a, b) - radargrama para o perfil 1; (c) - interpretação deste radargrama com os refletores fortes indicados; e (d) - variação de Matiz no perfil.

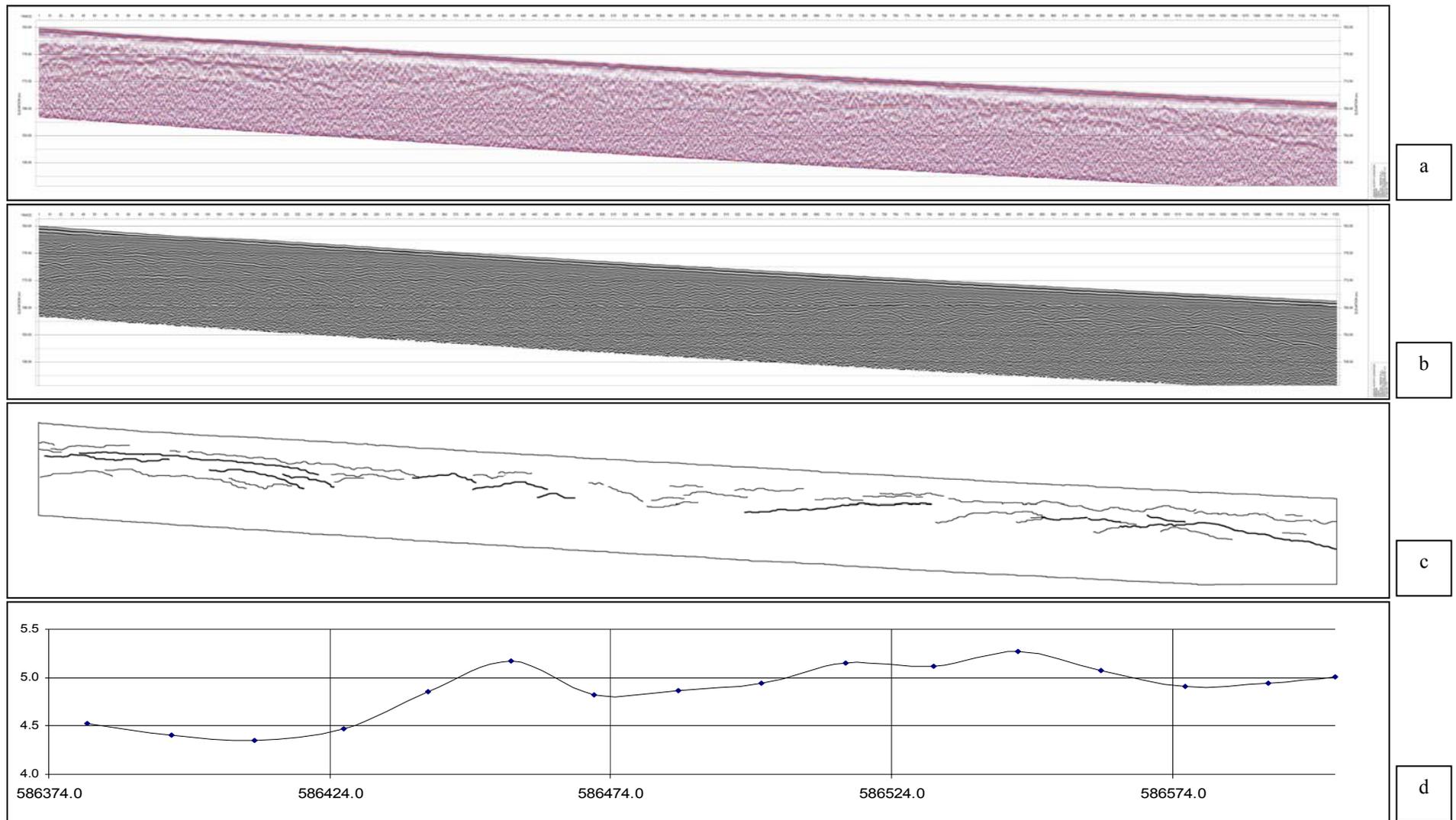


Figura 13 – (a, b) - radargrama para o perfil 2; (c) - interpretação deste radargrama com os refletores fortes indicados; e (d) - variação de Matiz no perfil.

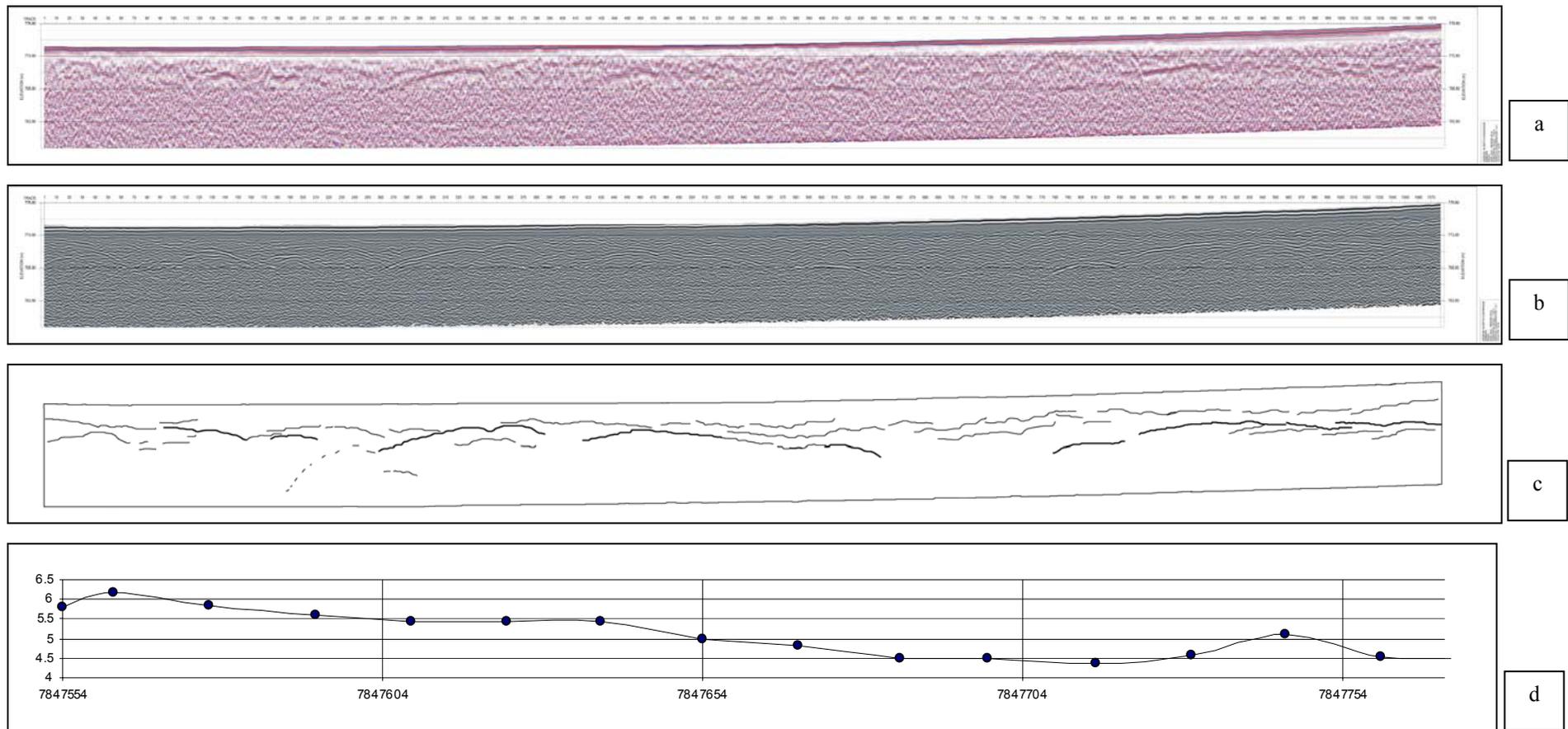


Figura 14 – (a, b) - radargrama para o perfil 3; (c) - interpretação deste radargrama com os refletores fortes indicados; e (d) - variação de Matiz no perfil.

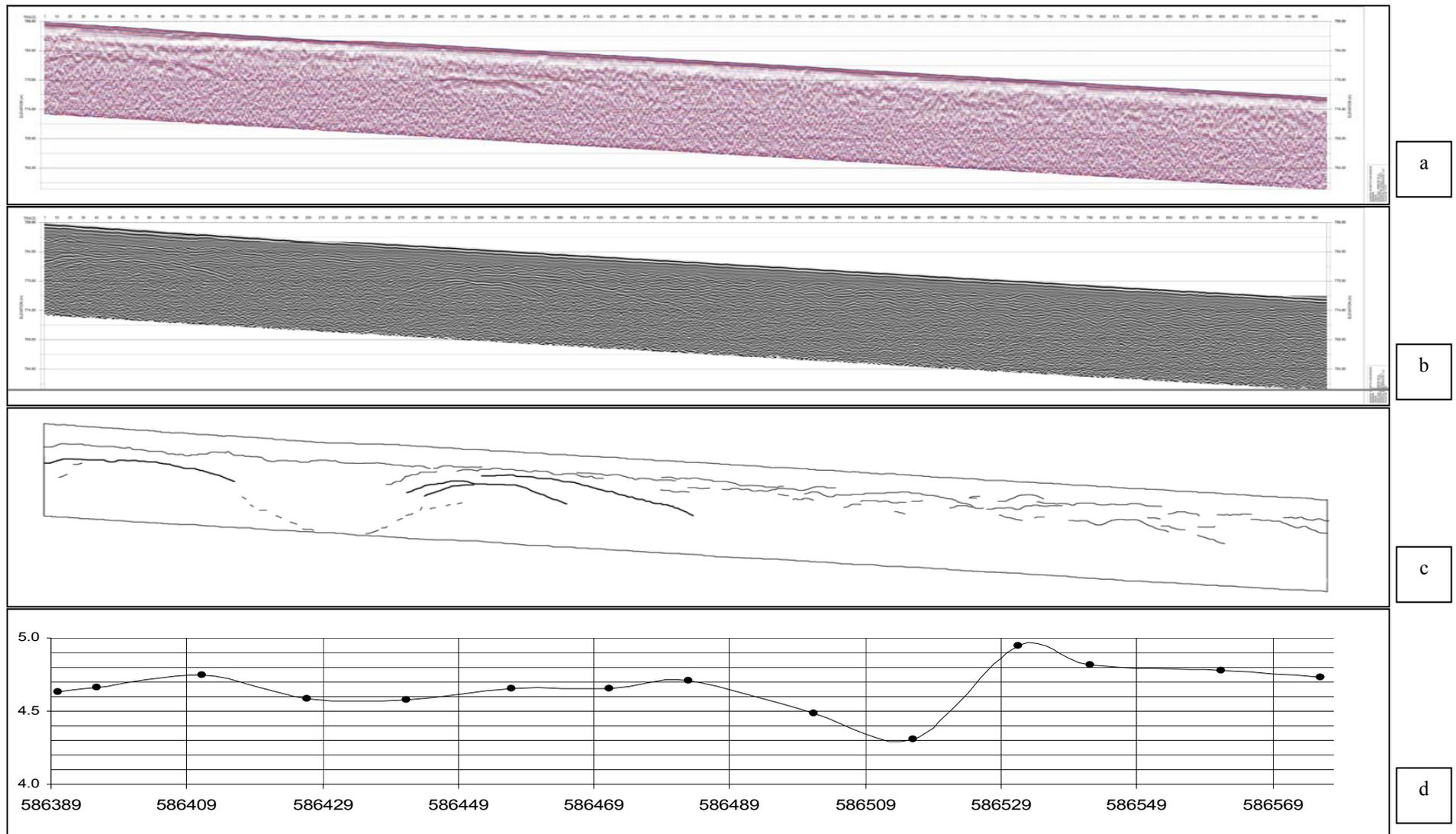


Figura 15 – (a, b) - radargrama para o perfil 4; (c) - interpretação deste radargrama com os refletores fortes indicados; e (d) - variação de Matiz no perfil.

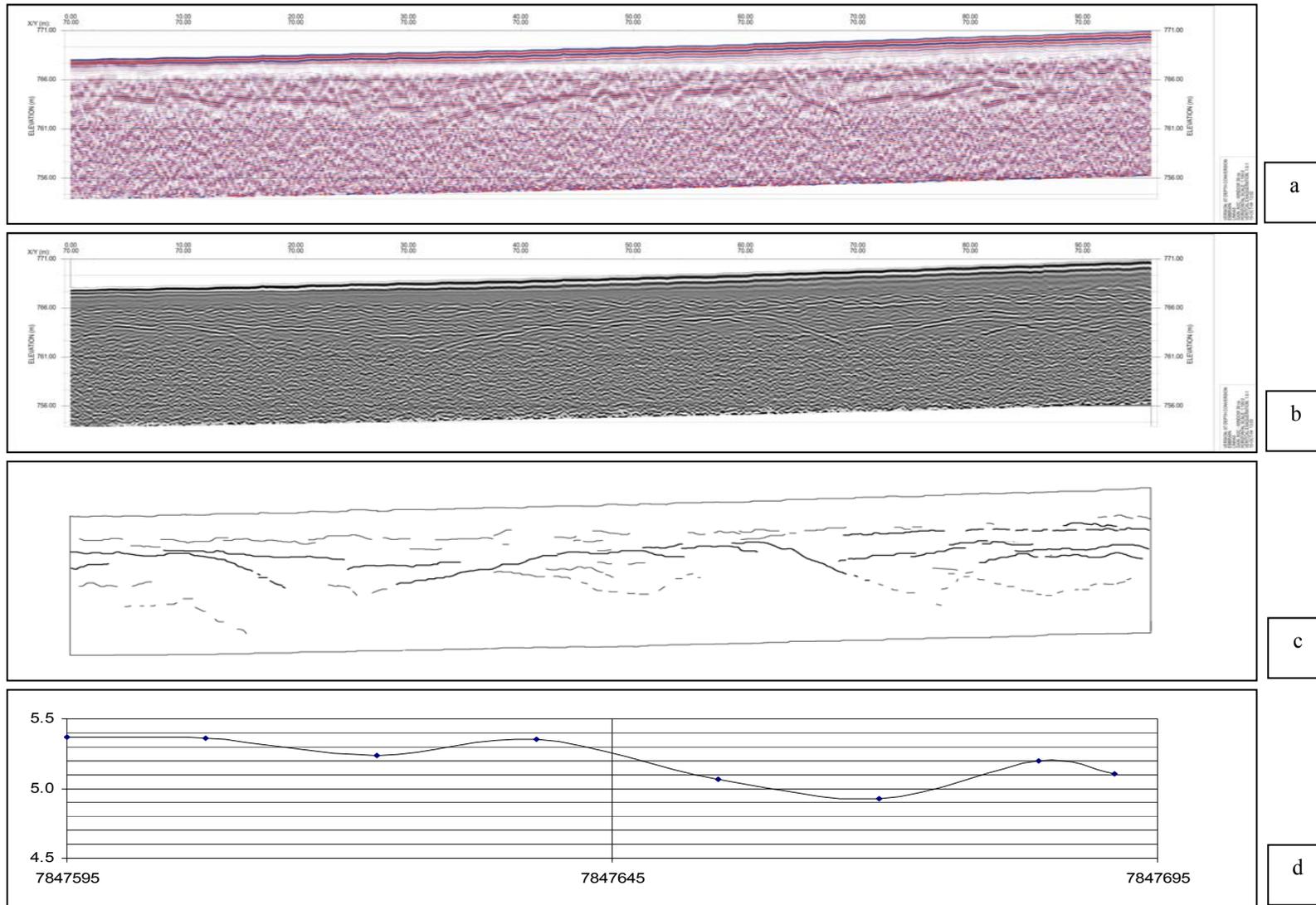


Figura 16 – (a, b) - radargrama para o perfil 5; (c) - interpretação deste radargrama com os refletores fortes indicados; e (d) - variação de Matiz no perfil.

Os dados de mapeamento de cor e do radar sugerem que a parte correspondente à metade inferior do pivô representa uma região mais heterogênea, afetada pelos processos cársticos subjacentes, e que esta deve apresentar comportamento distinto da parte superior, relacionado à gênese, ao uso e ao manejo do solo, assim como à drenagem interna.

A detecção de manchas expressivas de solos mais amarelos que 5YR, em áreas de Latossolos Vermelho-Amarelos, sendo estes também já próximos ao limite da classe, realça a necessidade da discussão do limite das classes por cor em Latossolos, uma vez que os mapeamentos detalhados, indispensáveis aos avanços da Agricultura de Precisão, tendem a identificar cada vez mais estas inclusões. O uso sistemático de medidas de cor precisas, com o uso de espectroscopia por reflectância difusa, pode contribuir de forma bastante objetiva para o estabelecimento destes limites com base em estatísticas mais precisas.

CONCLUSÕES

Segundo o atual sistema brasileiro de classificação de solos, a área em estudo apresenta duas classes de solos: Latossolo Vermelho-Amarelo e Latossolo Amarelo. As áreas mais amarelas estão associadas a regiões com possível interferência de fenômenos cársticos subjacentes.

O trabalho mostrou a exeqüibilidade do uso das técnicas empregadas para o mapeamento detalhado e para a identificação das inclusões em levantamentos de solos. A medição de cor por meio da espectroscopia de reflectância difusa mostrou ser um procedimento rápido, de baixo custo e simples para implementação em grande escala; os radargramas, também, demonstraram ser ferramenta valiosa para exploração de variações do contato solo/saprolito, sendo seu uso apenas restrito pelo custo do equipamento.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado sob os auspícios dos projetos Projeto PRODETAB - 030 - 01/99 e SEP - 12.1999.021, Agricultura de Precisão. O primeiro autor agradece o apoio financeiro da CAPES, da FAPEMIG e do CNPq.

LITERATURA CITADA

- ALMEIDA, J. R. Cronocromossequência de solso originários de rochas pelíticas do Grupo Bambuí. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 150 p. 1979.
- BARBOSA, L. A.; FABRIS, J. D.; RESENDE, M.; COEY, J. M. D. GOULART, A. T.; CADOGAN, J. e DA SILVA, E. G. Mineralogia e química de um Latossolo câmbico desenvolvido de rocha pelítica do Grupo Bambuí, MG. R. Bras. Ci. Solo, 15:159-266. 1991.
- BARRÓN, V.; MELLO, J. W. V. e TORRENT, J. Caracterização de óxidos de ferro em solos por espectroscopia de reflectância difusa. In: Tópicos em Ciência do Solo, Volume I. Editores R. F. Novais, V. H. Alvarez V. e C. G. R. Schaefer. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa. 2000. pp. 139-162.
- BENSON, A.K. Applications of GPR in assessing some geological hazards: examples of ground water contamination, faults, cavities. Journal of Applied Geophysics, 33: 177-193. 1995.
- CAMPOS, R.C. Determinação da cor do solo e sua utilização na predição dos teores de hematita. Dissertação de Mestrado. Piracicaba, USP – ESALQ. 2001. 59 p.
- CHAGAS, C. S.; CURI, N.; DUARTE, M. N.; MOTTA, P. E. F. e LIMA, J. M. Orientação das camadas de rochas metapelíticas pobres na gênese de Latossolos sob cerrado. Pesquisa Agropecuária Brasileira, 32:539-548.1997.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). Mapa de zoneamento de substrato rochoso. Informações básicas para a gestão territorial; região de Sete Lagoas – Lagoa Santa. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, Belo Horizonte. 1992.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). Informações básicas para a gestão territorial; região de Sete Lagoas – Lagoa Santa. Caracterização pedológica. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, Belo Horizonte. 44 p. 1994a.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM). Informações básicas para a gestão territorial; região de Sete Lagoas – Lagoa Santa. Caracterização geomorfológica. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, Belo Horizonte. 33 p. 1994b.
- DAVIS, J.L. e ANNAN, A.P. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. Geophysical Prospecting, 37: 531-551. 1989.
- DE BRITO GALVÃO, T. C. e SCHULZE, D. G. Mineralogical properties of a collapsible lateritic soil from Minas Gerais, Brazil. Soil Sci. Soc. Am. J., 60:1969-1978. 1996.

EMBRAPA Solos. Ata da 9º Reunião do Comitê Executivo de Classificação de Solos – CE. Ata da Reunião. Embrapa Solos, Rio de Janeiro. 2002.

EMBRAPA Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. EMBRAPA Produção de Informação, Brasília; EMBRAPA Solos, Rio de Janeiro. 1999. 412 p.

EMBRAPA-CNPS - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solo. Rio de Janeiro. 2ª ed. EMBRAPA-CNPS. 1997. 212 p.

HARA, T. e SAKAYMA, T. The applicability of ground probing radar to site investigations. OYO, RP- 4159. 32 p. 1985.

HUGGENBERGER, P.; MEIER, E. e PUGIN, A. Ground probing radar as a tool for heterogeneity estimation in gravel deposits: advances in data - processing and facies analysis. Journal. of Applied Geophysics, 31: 171-184. 1994.

KÄMPF, N. e SCHWERTMANN, U. The NaOH concentration treatment for iron oxides in soils. Clay and Clay Minerals, 30:401-408. 1982.

KER, J. C. Caracterização química, física, mineralógica e micromorfologia de solos brunos subtropicais. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 1988. 147 p.

KER, J. C. Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traço de Latossolos do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 1995. 181 p.

LEMONS, R. C. e SANTOS, R. D. Manual de descrição e coleta de solo no campo. SBCS e Embrapa CNPS, Viçosa. 2002. 83 p.

MUNSELL® SOIL COLOR CHARTS. Revised washable edition. GretagMacbeth, New Windsor. 2000.

NEVES, A. A. Quantificação de óxidos de ferro por espectroscopia de reflectância difusa. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 2001. 131 p.

SANS, L. M. A. Classificação e mineralogia de solos da região de Sete Lagoas - MG. Dissertação de Mestrado. ESALQ - USP, Piracicaba. 1973. 180 p.

SHIBUSAWA, S.; I MADE ANOM, W.S.; SATO, H.; SASAO, A.; HIRAKO, S.; OTOMO, A. e BLACKMORE, S. On-line real-time soil spectrophotometer. In: Proceedings of the 5th International Conference on Precision Agriculture, eds. P. C. Robert, R. H. Rust and W. E. Larson. Madison, ASA, CSSA, SSSA. 2000.

UCHA, J. M.; BOTELHO, M.; VILAS BOAS, G. S.; RIBEIRO, L. P. e SANTANA, P. S. Uso do radar penetrante no solo (GPR) na investigação dos solos dos tabuleiros costeiros no litoral norte da Bahia. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 26: 373-380, 2002.

YAMAMOTO, J. K. Guia do usuário. Sistema Geovisual 2.0. 2002. 69 p.

CAPÍTULO 5

DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE RESISTÊNCIA DO SOLO À PENETRAÇÃO EM LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO

RESUMO

A distribuição da resistência de um Latossolo Vermelho-Amarelo foi estudada em uma área experimental usada para cultivo de milho, a partir de dados coletados por um penetrômetro automático. Os dados foram coletados em uma grade de 50 por 50 m até 51 cm de profundidade em três posições: linha, entrelinha e metade da entrelinha. As análises estatísticas e geoestatísticas foram levadas a termo, e mapas de resistência em três dimensões foram gerados por meio de interpolação por krigagem. Pela literatura, os valores de resistência obtidos se encontram abaixo dos considerados limitantes para as culturas, na maior parte da área. Os dados indicam a existência de bolsões de maior resistência em três dimensões, mas sem a formação de uma camada contínua do tipo “pé de grade”. As medidas obtidas diferiram entre posições adjacentes de amostragem, sugerindo variações de curta distância.

Termos de indexação: penetrômetro, física de solo, geoestatística, mapeamento.

SUMMARY

Soil resistance was studied in a Red Yellow Latosol (Haplustox), in an experimental area cultivated with corn, from data collected by an automatic penetrometer. Data was taken in a 50 per 50 m grid, down to 51 cm, in three positions, planting line, between planting lines and in the middle of these two positions. Statistical and geostatistical analyses were performed and 3D maps were drawn through kriging interpolation. Resistance values found were lower than the ones reported in literature as limiting for crops in most of the area. Data show patches of higher resistance in 3D, without the presence of a continuous layer, or “plough pan”. Data from adjacent positions differ, suggesting short distance variation.

Key words: penetrometer, soil physics, geostatistics, mapping.

INTRODUÇÃO

As condições favoráveis da Região Centro-Oeste, que permitem a exploração de mais de uma cultura anualmente, vêm despertando entre os técnicos a preocupação com a manutenção das condições físico-químicas adequadas dos solos. As características físicas dos Latossolos sob cerrado são citadas como um de seus pontos mais favoráveis ao uso. Wolf (1975), Lopes (1984), Oliveira et al. (1992), entre outros destacam estas características, como a boa permeabilidade e a grande profundidade do perfil, que permitem o uso agrícola generalizado e um excelente desenvolvimento do sistema radicular das plantas cultivadas, após a correção das limitações químicas. Entretanto, seu uso agrícola intensivo pode conduzir à perda gradativa de parte destas características, como a boa porosidade e baixa resistência à penetração, levando à redução da produtividade e eventual degradação das áreas. O conhecimento deste processo torna-se essencial para que medidas preventivas ou corretivas sejam tomadas no tempo certo. O uso de ferramentas automáticas para aquisição de dados, associado a técnicas geoestatísticas para análise destes dados, permite a geração de mapas detalhados e um estudo aprofundado destas características. Nesse sentido, este trabalho tem por objetivo o mapeamento georreferenciado da resistência do solo, como importante ferramenta para o estudo da dinâmica de formação de camadas adensadas e compactadas, permitindo a identificação de pontos problemáticos e a correlação com outros atributos e com a produtividade dos cultivos. Mantovani (1984) mostra em seu trabalho que um acréscimo na densidade, até certo valor, pode ser adequado para Latossolos, pelo incremento da capacidade de retenção de água. O processo de compactação e sua modelagem são revistos por Dias Júnior e Pierce (1996), que enfatizam a necessidade da adequação e validação dos modelos para as condições brasileiras.

O uso de geoestatística como ferramenta para pesquisa e manejo de solos é descrito sucintamente em Warrick et al. (1986) e Vieira (2000), com ênfase às suas potencialidades e limitações. Vieira et al. (1992) estudaram a variabilidade espacial de algumas propriedades físicas de três solos de São Paulo, concluindo que esta variabilidade muda bastante de solo para solo. Gonçalves et al. (1999) estudaram os padrões de amostragem e a intensidade de krigagem na caracterização do armazenamento de água no solo, em área irrigada por pivô central, concluindo ser a

geoestatística adequada ao estudo da distribuição espacial da umidade do solo, apesar da suavização dos valores estimados pela krigagem, por permitir localizar pontos de excesso ou *deficit*. É recomendada, para fins de amostragem, malha de 10 x 10 m, desde que se conheça o semivariograma para pequenas distâncias. Souza et al. (2001) estudaram a variabilidade espacial de atributos físicos em um Latossolo Vermelho distrófico sob semeadura direta em Selvíria, MS, verificando a dependência espacial moderada das variáveis estudadas, como macro e microporosidade, porosidade total, densidade e umidade do solo. Grunwald et al. (2001) desenvolveram um método para criação de um modelo contínuo de camadas de solo em 3D, usando dados de textura, densidade e conteúdo de água, combinados aos dados de resistência à penetração por penetrômetro de cone. A interpolação horizontal foi feita por krigagem ordinária e a vertical, por interpolação linear. Castrignanò et al. (2002) avaliaram a resistência à penetração por penetrômetro de cone em uma malha tridimensional, em área cultivada com trigo e geraram mapas tridimensionais de resistência à penetração por interpolação, utilizando técnicas geoestatísticas, em diferentes datas durante o ciclo da cultura. Foi também gerado um mapa da probabilidade da resistência à penetração exceder um valor crítico, por krigagem indicatriz.

MATERIAL E MÉTODOS

Os dados de resistência do solo foram obtidos na área experimental, de 38 ha, da Embrapa Milho e Sorgo, denominada Pivot 3, que está sendo utilizada pelo Projeto PRODETAB - 030 - 01/99 e SEP - 12.1999.021, Agricultura de Precisão, em um sistema de produção de milho em plantio direto. O solo foi classificado originalmente como Latossolo Vermelho-Escuro, mas análises posteriores dentro do novo sistema de classificação (Embrapa, 1999) o reclassificam como Latossolo Vermelho-Amarelo (dados não – publicados). Esta área está localizada nas coordenadas longitude Oeste 44° 11', latitude Sul 19° 28' e altitude de 780 m.

As medições de resistência foram efetuadas por meio de um penetrômetro automático desenvolvido pelo UNICAMP/FEAGRI, no período de maio-junho/2001, da superfície até a profundidade de 50 cm. Foram amostrados 132 pontos em uma grade

quadrado de aproximadamente 50 por 50 m (Figura 5), em duas direções aproximadamente ortogonais à declividade do terreno. Foram feitas três medidas para cada ponto: a primeira, na linha de plantio após a colheita; a segunda, no meio da entrelinha; e a terceira, entre as duas anteriores, correspondente à bitola das rodas do trator, denominadas medidas 1, 2 e 3, respectivamente. Os valores de umidade (base volumétrica), determinados em amostras colhidas durante as medições de resistência do solo, tiveram valores médios de 25,6% e desvio-padrão de 2,12%.

O equipamento utilizado foi um penetrômetro hidráulico com aquisição eletrônica dos dados, desenvolvido no Laboratório de Protótipos da UNICAMP/FEAGRI (Silva et al., 1985; Silva et al., 1999), para quantificar e registrar a resistência do solo à penetração. O penetrômetro opera em faixa ajustável de velocidade de 1 a 150 mm/s. O equipamento é composto por chassi acoplável ao sistema de levante hidráulico de três pontos de tratores agrícolas, categoria dois, com estrutura para fixação do cilindro de solo pronto à penetração, sistema hidráulico, haste e cone de aço inoxidável, célula de carga, sensor resistivo de deslocamento, sistema de aquisição de dados, software gerenciador da aquisição de dados, microcomputador portátil e quatro baterias automotivas de 12V para fornecimento de energia aos acessórios do penetrômetro (Silva, 1999).

Os dados provenientes das medições foram processados e analisados por meio do programa GeoVisual (Yamamoto, 2002), no qual foram executadas as análises estatísticas e geoestatísticas. A confecção dos mapas de resistência à penetração foi feita por meio de krigagem ordinária, a partir dos semivariogramas ajustados manualmente. As anisotropias foram tratadas por meio de modelos de duas estruturas, quando necessárias. As três medidas de resistência geraram mapas separados. Foram também gerados mapas para a diferença em módulo entre as medidas 1 e 2.

A interpolação para geração dos mapas tridimensionais de cada medida (linha, entrelinha e meia distância entre as duas) foi executada, a partir dos dados originais, reduzidos para 38 camadas horizontais de aproximadamente 13,5 mm de espessura, até a profundidade de 51 cm.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise dos gráficos de histogramas das medidas de resistência à penetração mostra uma tendência à distribuição normal dos dados. As medidas 1 e 3 têm comportamento semelhante, tanto em valor numérico quanto em forma da curva (Figuras 1, 2 e 3). Já a medida 2 tem valores consideravelmente mais baixos, além da assimetria à esquerda.

Os baixos coeficientes de determinação entre as retas de regressão, entre as medidas, indicam que a dispersão dos dados é elevada, como pode ser visto nos gráficos da Figura 4; pode-se inferir que as diferenças entre os dados amostrados a curta distância (linha, entrelinha e metade da entrelinha) são elevadas, por causa da variabilidade natural a curta distância do solo, além do efeito da compactação gerada pelo tráfego da máquina e dos implementos. Aparentemente, uma análise mais detalhada se faz necessária para ser possível uma discriminação adequada entre estes efeitos.

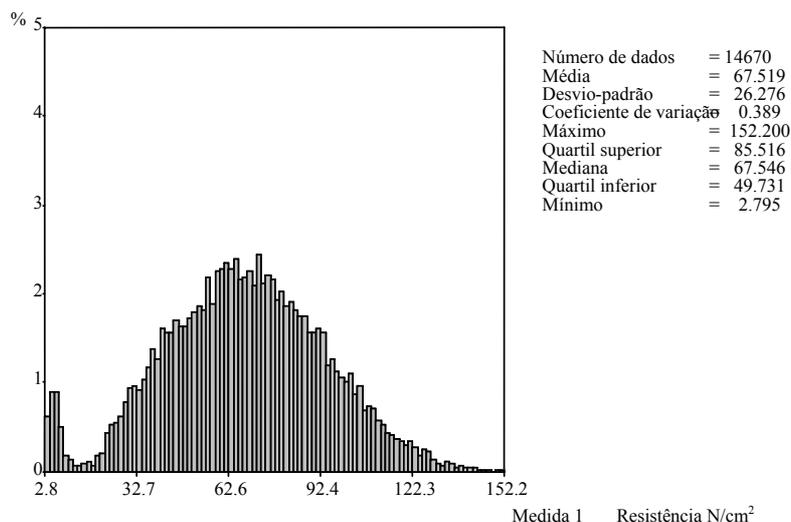


Figura 1 – Histograma dos dados de resistência para a medida 1 (linha de plantio).

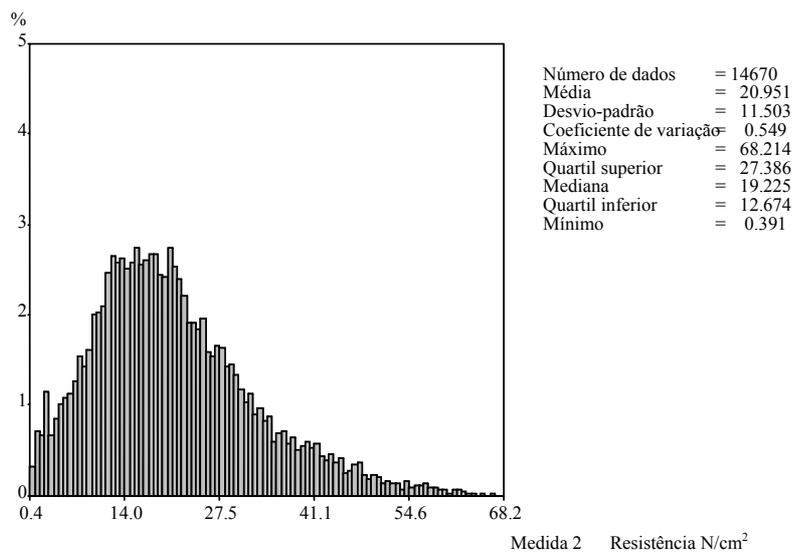


Figura 2 – Histograma dos dados de resistência para a medida 2 (entrelinha).

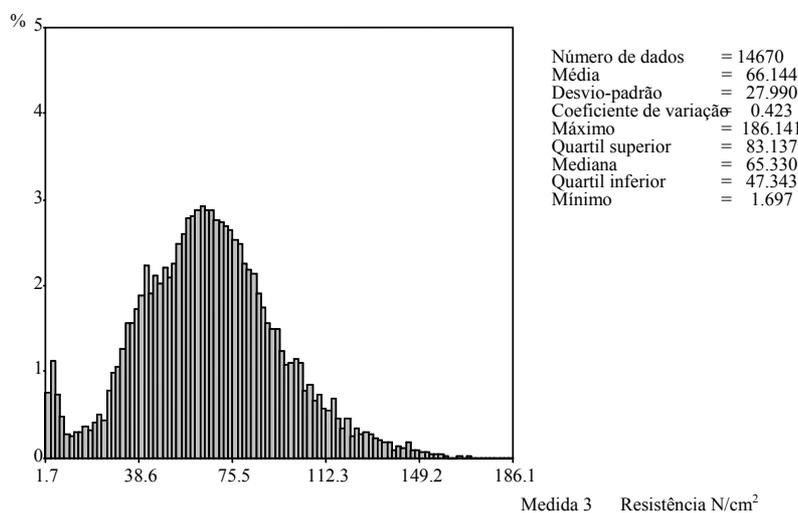


Figura 3 – Histograma dos dados de resistência para a medida 3 (metade da entrelinha).

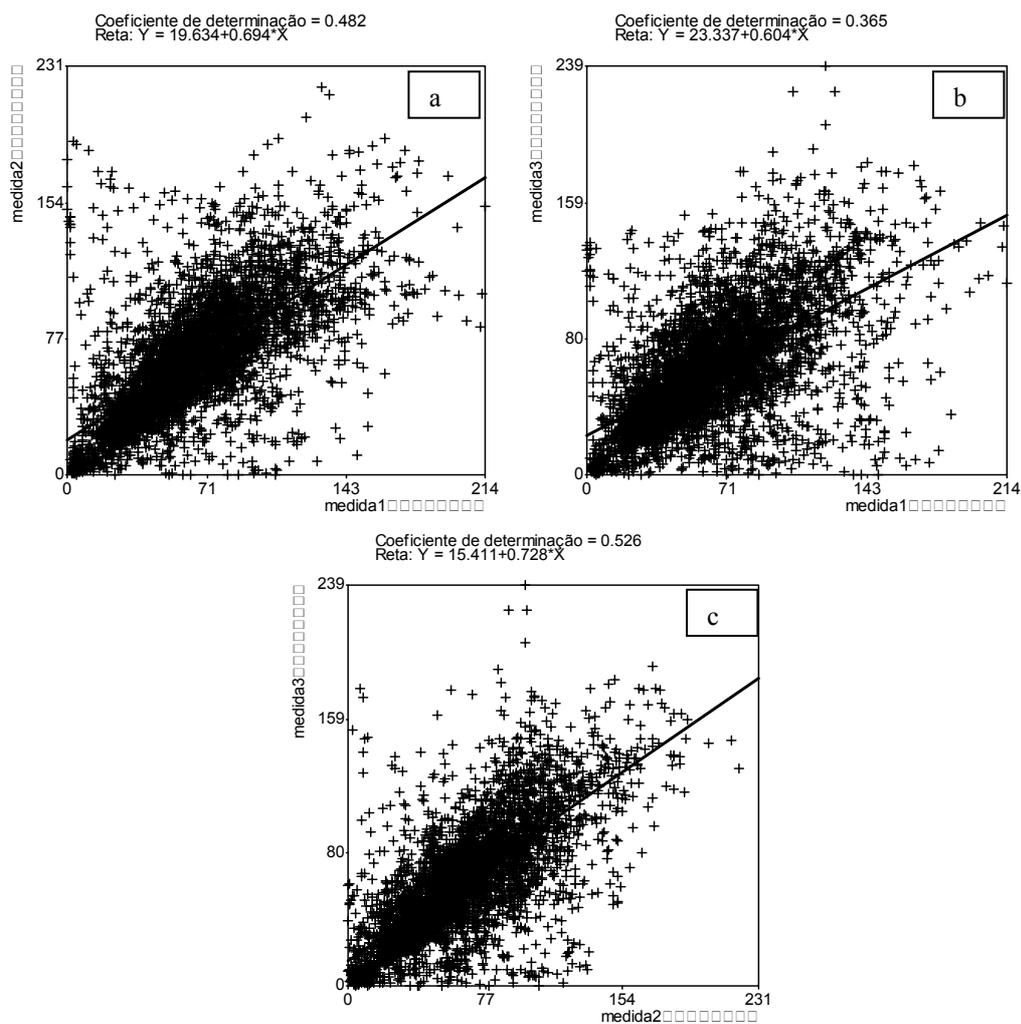


Figura 4 – Gráfico da regressão para os dados de resistência entre as medidas 1 e 2 (a); 1 e 3 (b); e 2 e 3 (c).

A análise dos semivariogramas indica a existência de uma dependência espacial entre todas as medidas, sendo o valor do alcance na faixa dos 100 m, com anisotropia geométrica entre as direções 45° e 0° . Os semivariogramas indicam a existência de tendências, pela não estabilização dos patamares, especialmente no ângulo de 0° . Os diagramas de validação cruzada indicam um bom ajuste dos modelos.

Os mapas produzidos permitem verificar a existência de manchas com maior resistência à penetração, sem um padrão aparente. Os valores não são elevados, em comparação aos considerados na literatura como limitantes, entre 2 e 3 MPa (200 - 300 $N \cdot cm^{-2}$), embora dados de validação para solos tropicais, que permitam adequada avaliação, ainda sejam escassos. Além disso, alterações significativas de propriedades

de solo que afetam a produtividade, como condutividade hidráulica e difusão de nutrientes, podem acontecer devido à redução do espaço poroso, antes que ocorra uma restrição direta ao crescimento radicular (Camargo, 1983), o que ainda necessita ser avaliado neste caso. As manchas estão presentes tanto no sentido horizontal como no vertical, conforme as Figuras 7, 9 e 11, formando bolsões de maior resistência em três dimensões. Não se verifica nos mapas a existência de uma camada contínua de maior resistência à penetração que pudesse ser associada ao chamado “pé de arado”, apesar de os pontos de maior resistência estarem concentrados na faixa em que este fenômeno normalmente se apresenta. A existência destas áreas de maior resistência parece estar associada a manejos anteriores da área, associados à variabilidade natural do solo, uma vez que o manejo atual pode ser considerado relativamente homogêneo. Usos anteriores do solo podem ter provocado alterações das propriedades físicas de recuperação lenta. A presença de antigas trilhas e estradas, hoje inexistentes, e o manejo no período anterior à coleta dos dados, mostrados localizados sobre a imagem do pivô na figura 14, parecem estar afetando, ainda que localmente, a resistência do solo. Nestas figuras, a imagem de fundo representa a área do pivô no início de 2001, em que se vê as lavouras de milho (área mais clara) e soja (área mais escura), ocupando, aproximadamente, a metade da área cada cultura.

A análise dos mapas em conjunto permite verificar a notável diferença nos resultados produzidos, em razão dos pontos diferentes de coleta de dados, apesar da pouca separação entre estes na linha, entrelinha e metade da entrelinha, que pode ser vista no mapa de diferenças em módulo (Figura 13). Este fato tem implicações importantes na escolha dos procedimentos de coleta de dados para avaliação de camadas compactadas e em sua interpretação. Outro fato marcante é a inexistência de padrão aparente para as diferenças, o que pode estar associado a variações locais ou reflexo de manejos anteriores ao período de análise. Variações elevadas a curta distância na resistência do solo são também reportadas por Sands et al. (1979), em solos podzolizados da Austrália e Busscher et al. (2001), em parcelas experimentais em um solo *Aquic Paleudult* de Florence, SC, USA.

Pontos amostrados

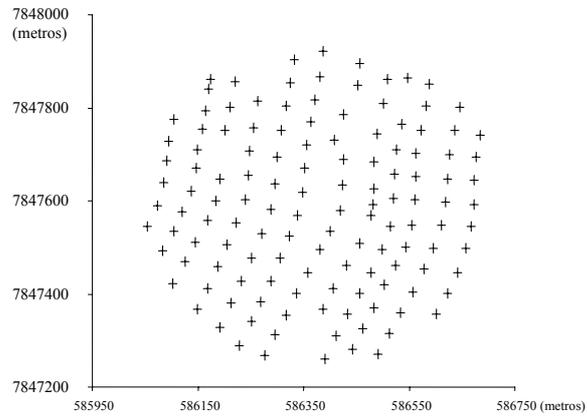


Figura 5 – Mapa dos pontos amostrados.

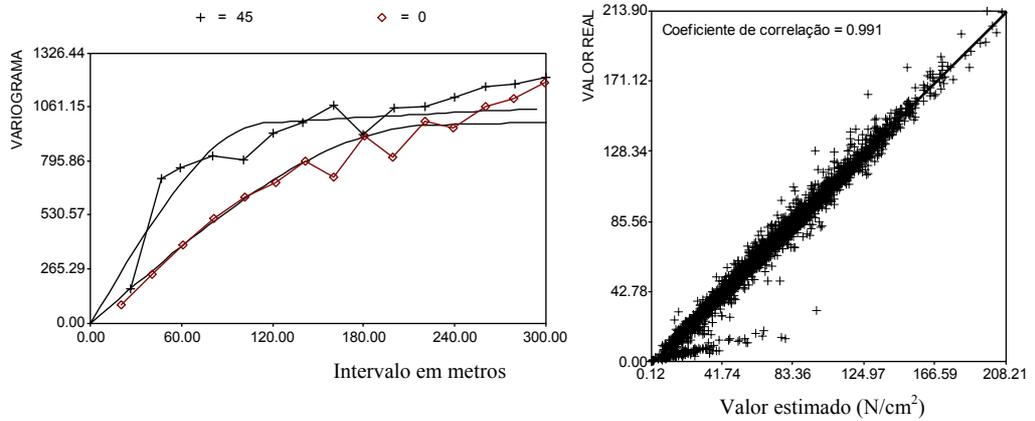


Figura 6 – Semivariograma dos dados de resistência para a medida 1; e gráfico da validação cruzada. As duas direções de determinação de variância são em graus (azimute).

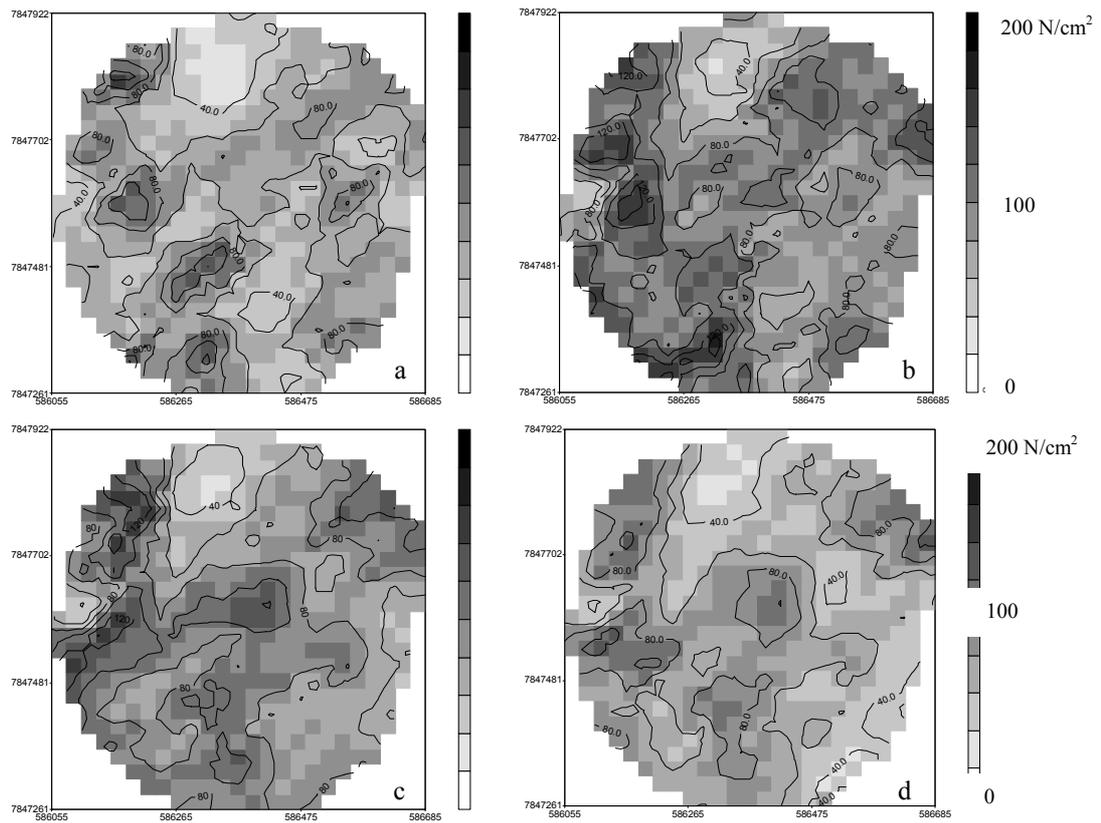


Figura 7 – Mapas interpolados por krigagem da resistência à penetração, nas profundidades de 5, 10, 20 e 30 cm, para a medida 1.

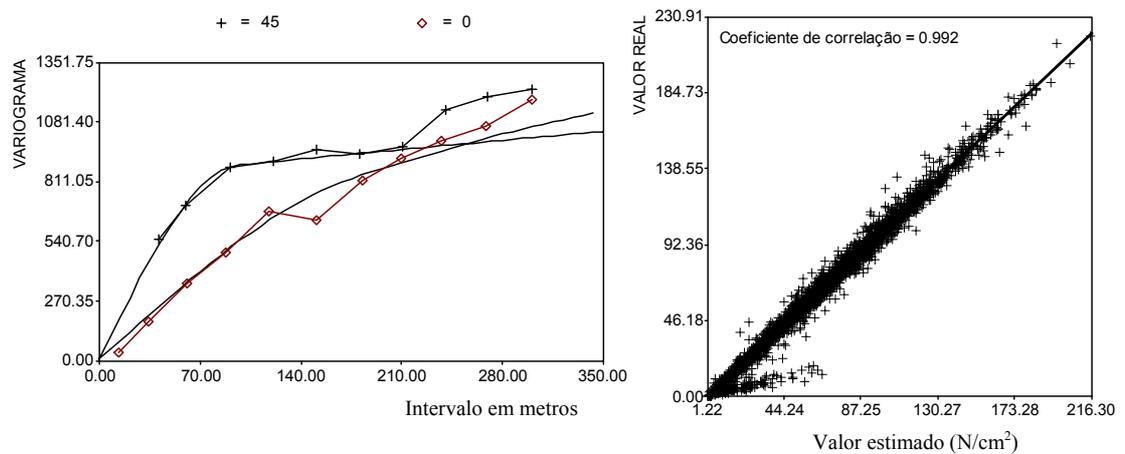


Figura 8 – Semivariograma dos dados de resistência para a medida 2; e gráfico da validação cruzada. As duas direções de determinação de variância são em graus (azimute).

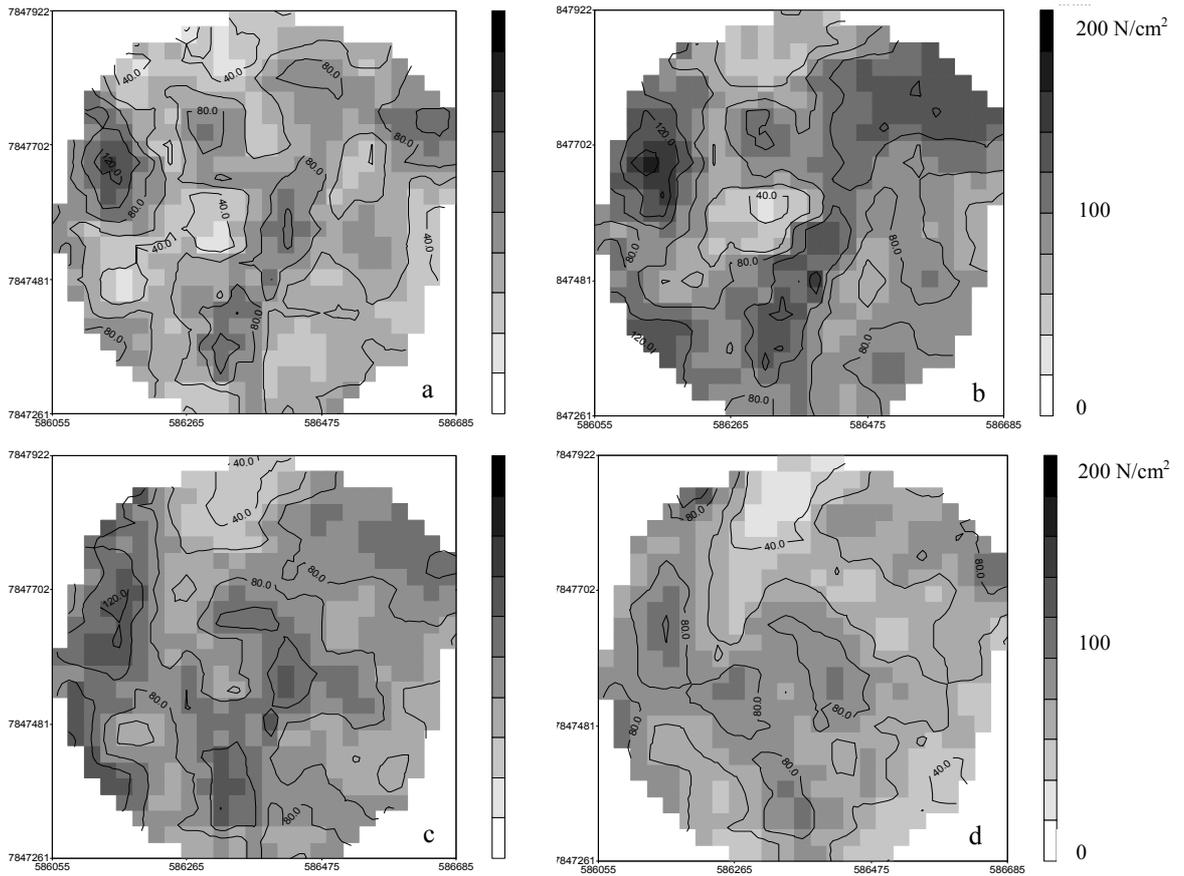


Figura 9 – Mapas interpolados por krigagem da resistência à penetração, nas profundidades de 5, 10, 20 e 30 cm, para a medida 2.

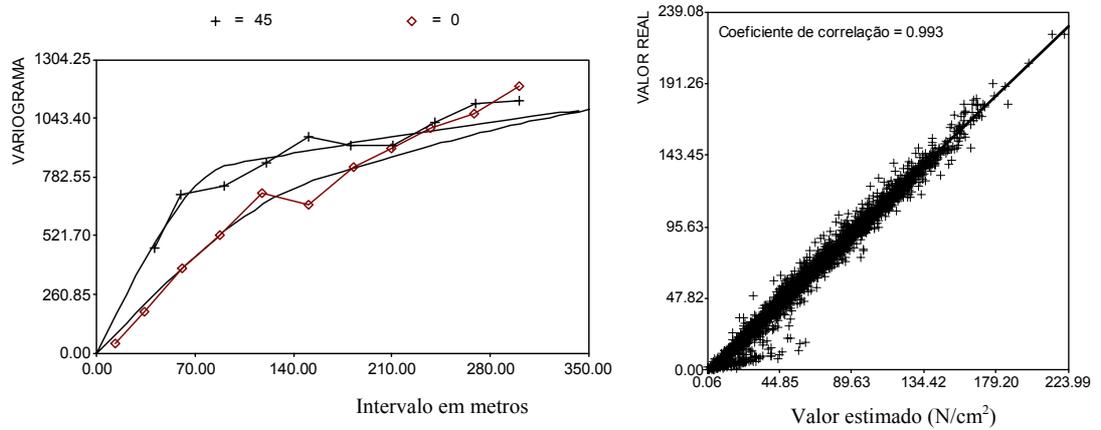


Figura 10 – Semivariograma dos dados de resistência para a medida 3; e gráfico da validação cruzada. As duas direções de determinação de variância são em graus (azimute).

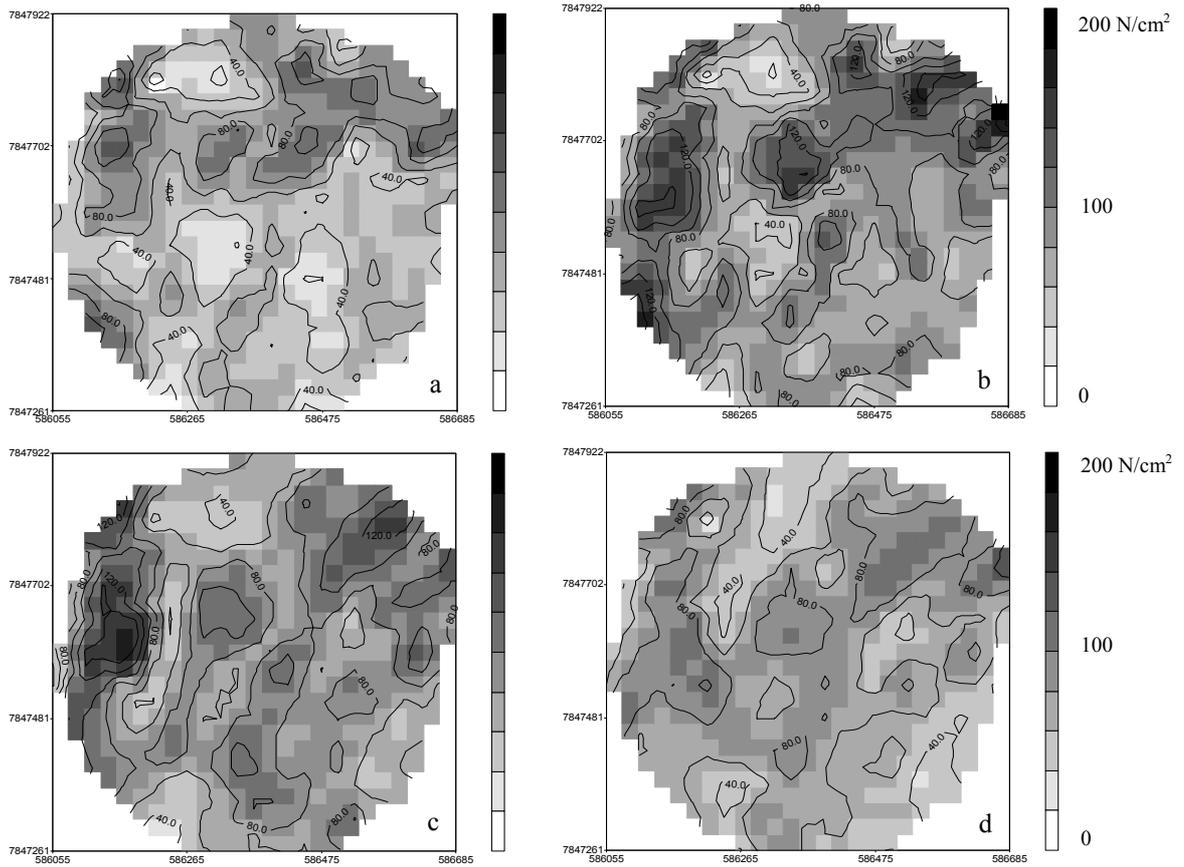


Figura 11 – Mapas interpolados por krigagem da resistência à penetração, nas profundidades de 5, 10, 20 e 30 cm, para a medida 3.

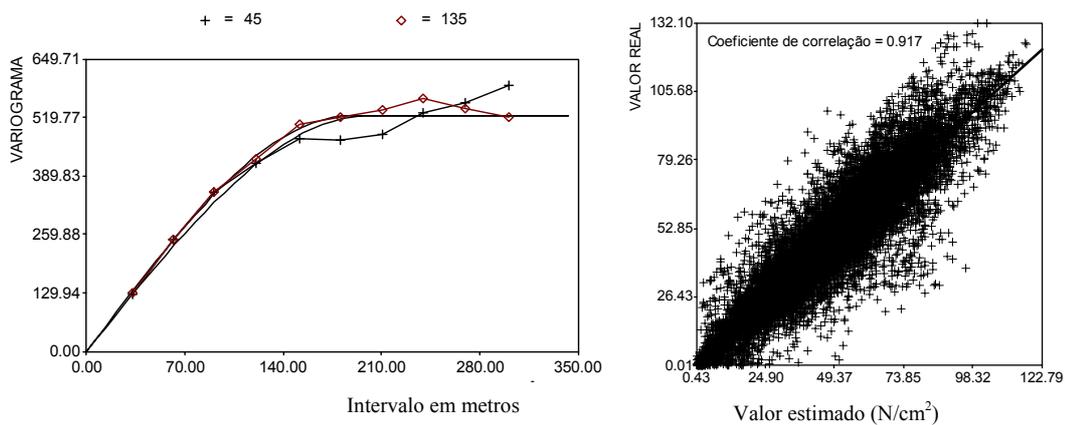


Figura 12 – Semivariograma dos dados de resistência para a diferença entre as medidas 1 e 2; e gráfico da validação cruzada. As duas direções de determinação de variância são em graus (azimute).

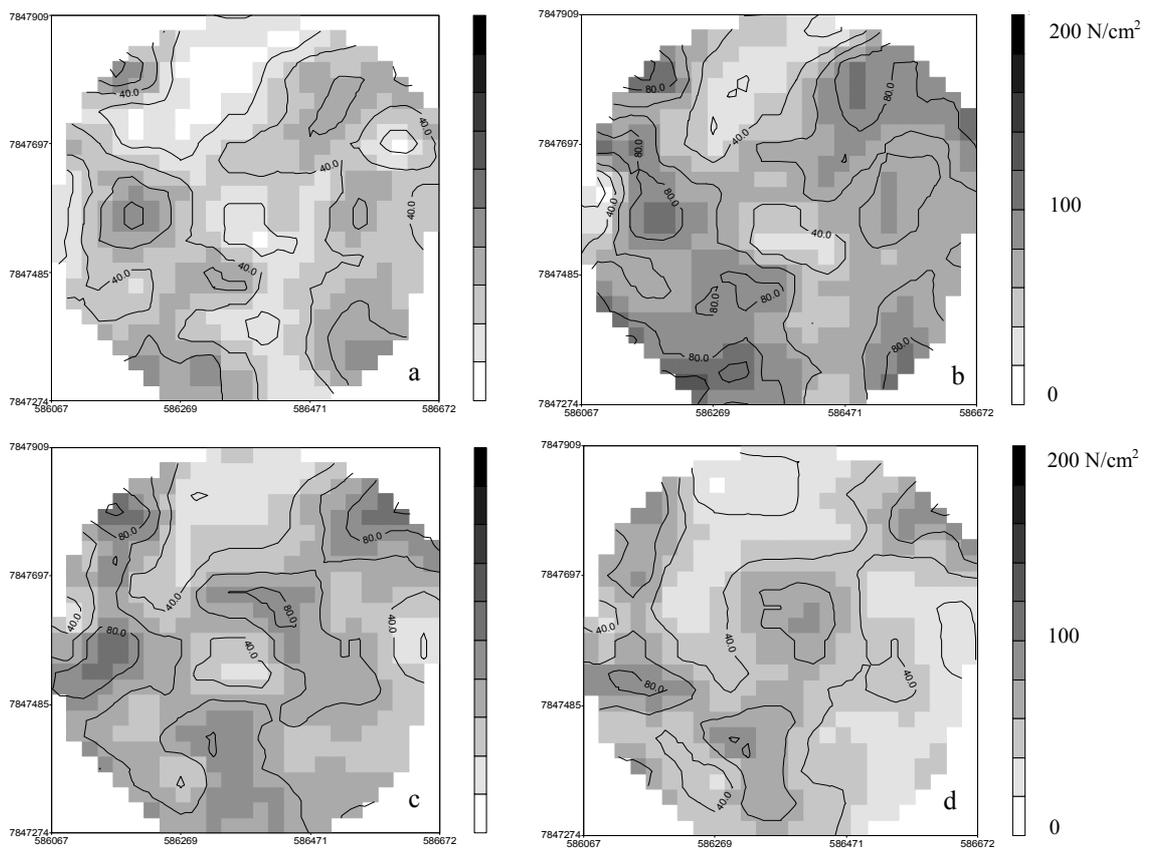


Figura 13 – Mapas interpolados por krigagem da diferença da resistência do solo, entre as medidas 1 e 2, nas profundidades de 5, 10, 20 e 30 cm.

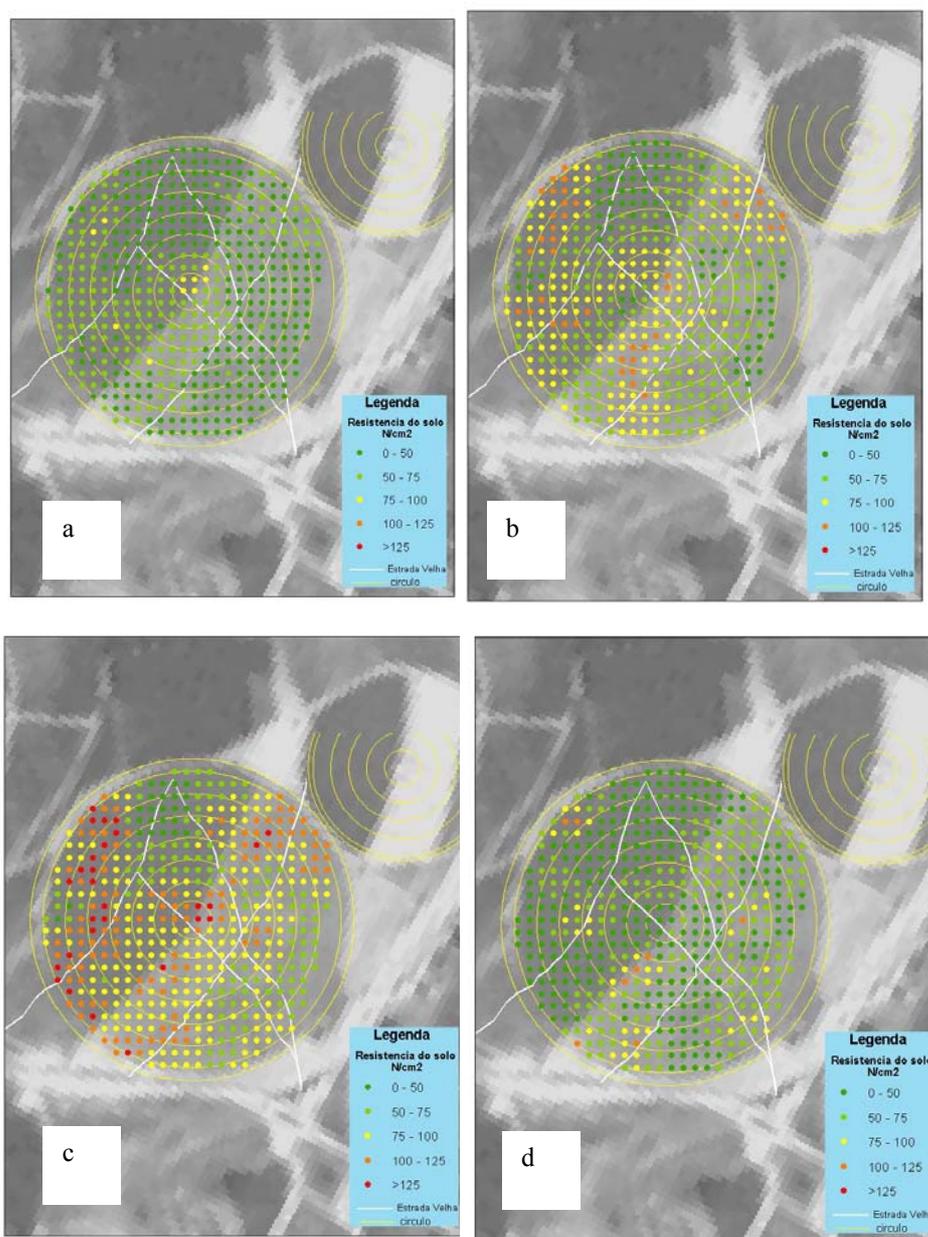


Figura 14 – Imagem de satélite ASTER, tomada em março de 2001, mostrando o pivô (delimitado pelas linhas amarelas). A área mais clara é ocupada por lavoura de milho e a mais escura, por soja. As antigas estradas e trilhas, tomadas a partir de aerofoto de 1964, estão representadas pelas linhas brancas. Os pontos representam os locais de coleta com a resistência do solo em relação à superfície: (a) 45 cm; (b) 25 cm; (c) 15 cm; e (d) 5 cm.

CONCLUSÕES

A metodologia utilizada permitiu o mapeamento e a identificação das manchas de maior resistência do solo na área em estudo.

A distribuição espacial da resistência do solo permitiu identificar precisamente as regiões potencialmente problemáticas na área de 38 ha.

A identificação de áreas de alta resistência do solo permite direcionar a amostragem para verificar a densidade de solo, reduzindo o tempo e o custo dos trabalhos.

Os resultados não indicam tendência à formação de camada contínua de maior resistência do solo.

As diferentes posições de medida de resistência do solo na linha, entrelinha e metade da entrelinha influenciaram de modo marcante o mapa de resistência produzido.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado sob os auspícios dos projetos Projeto PRODETAB - 030 - 01/99 e SEP - 12.1999.021, Agricultura de Precisão. O primeiro autor agradece o apoio financeiro da CAPES, da FAPEMIG e do CNPq.

REFERÊNCIAS

- BUSSCHER, W. J.; FREDERICK, J. R. e BAUER, P. J. Effect of penetration resistance and timing of rain on grain yield of narrow row corn in a coastal plain loamy sand. Soil & Tillage Research, 63: 15-24. 2001.
- CAMARGO, O. A. Compactação de solo e desenvolvimento de plantas. Campinas, Fundação Cargill. 1983. 44 p.
- CASTRIGNANÒ, A.; MAIONARA, M.; FORNARO, F e LOPEZ, L. 3D spatial variability of soil strength and its change over time in a durum wheat field in Southern Italy. Soil and Tillage Research, in press.
- DIAS JÚNIOR, M. S. e PIERCE, F. J. O processo de compactação e sua modelagem. R. Bras. Ci. Solo, 20:175-182. 1996.
- EMBRAPA Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. EMBRAPA Produção de Informação, Brasília; EMBRAPA Solos, Rio de Janeiro. 1999. 412 p.
- GONÇALVES, A. C. A.; FOLEGATTI, M. V. e VIEIRA, S. R. Padrões de amostragem e intensidade de krigagem na caracterização do armazenamento de água no solo, em área irrigada por pivô central. R. Bras. Ci. Solo, 23:485-495. 1999.
- GRUNWALD, S.; McSWEENEY, K.; ROONEY, D. J. e LOWERY, B. Soil layer models created with profile cone penetrometer data. Geoderma, 103:181-201. 2001.
- LOPES, A. S. Solos sob “cerrado”. Características, propriedades e manejo. Associação Brasileira para pesquisa da Potassa e do Fósforo, Piracicaba. 1984. 162 p.
- MANTOVANI, E. C. A soil surface traffic - corn yield model for a soil under cerrado vegetation in Brazil with less than 10 years of cultivation. Purdue University. Ph. D. Thesis. 1984. 148 p.
- OLIVEIRA, J. B.; JACOMINE, P. T. K. e CAMARGO, M. N. Classes gerais de solos do Brasil. FUNEP, Jaboticabal. 1992. 201 p.
- SANDS, R.; GREACEN, E. L. e GERARD, C.J. Compaction of sandy soils in Radiata pine forest. I. A penetrometer study. Aust. J. Soil Res., 17:101-113. 1979.
- SILVA, M. L. L. Modelagem matemática na estimativa da densidade de um latossolo vermelho escuro textura argilosa, pelo índice de cone. Tese (doutorado). .Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Agrícola. 1999.
- SILVA, M. L. L.; SVERZUT, C. B. e MANTOVANI, E. C. Desenvolvimento e utilização de um penetrógrafo hidráulico com aquisição eletrônica de dados. Viçosa, SBEA. 1985. Paper nº 95-4-305. 27 p.

SILVA, M. L. L.; SVERZUT, C. B. e DANIEL, L. A. Proposta de metodologia para obtenção de índice de cone de solos em laboratório. 28° CONBEA, anais. CD-ROM. Pelotas, SBEA. 1999.

SOUZA, Z. M.; SILVA, M. L. S.; GUIMARÃES, G. L.; CAMPOS, D. T. S.; CARVALHO, M. P. e PEREIRA, G. T. Variabilidade espacial de atributos físicos em um Latossolo Vermelho distrófico sob semeadura direta em Selvíria (MS). R. Bras. Ci. Solo, 25:699-707. 2001.

VIEIRA, S. R.; CASTRO, O. M. e TOPP, G. C. Spatial variability of some soil physical properties in three soils of São Paulo, Brazil. Pesq. Agropec. Bras., 27:333-341. 1992.

VIEIRA, S. R. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo. In: Tópicos em Ciência do Solo. Volume 1. R. F. Novais, V. H. Alvarez V., C. E. G. R. Schaefer, editores. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa. 2000. P. 1-54.

WARRICK, A. W.; MYERS, D. E. e NIELSEN, D. R. Geostatistical methods applied to soil science. In: Methods of soil analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods – Agronomy Monograph no. 9. American Society of Agronomy – Soil Science Society of America, South Segoe Road. 1986. Pages 53-82.

WOLF, J. M. Water constraints to soil production in central Brazil. Cornell University. Ph. D. Thesis. 1975. 199 p.

CAPÍTULO 6

MÉTODO PARA MAPEAMENTO GEORREFERENCIADO DA RESISTÊNCIA DO SOLO, POR MEIO DE PENETRÔMETRO E DE AMOSTRAGEM POR TRANSECTOS

RESUMO

Neste trabalho testou-se um método para avaliação de resistência de solo, a partir de dados georreferenciados colhidos por um penetrômetro com aquisição automática de dados acoplado a um trator. Foi efetuada a avaliação do nível de compactação, por meio dos mapas gerados dos dados interpolados e plotados em perfis de transectos da área amostrada. Os resultados indicaram que não há tendência na área à formação de camada compactada contínua. Verificou-se a ocorrência de elevada variabilidade espacial na resistência à penetração dentro dos transectos e entre os transectos, sem tendência predominante. O método utilizado mostrou ser adequado para avaliação e estudo da variabilidade espacial da resistência do solo ou compactação.

PALAVRAS – CHAVE: compactação, medição de resistência, Latossolo

SUMMARY

A method for soil resistance survey in great areas was tested, using georeferenced data collected by a tractor-mounted penetrometer. The soil resistance was analyzed in the soil compaction maps plotted in profile transects from interpolated data. The results showed no trend to continuous compacted layers. High spatial variability of soil resistance was detected inside and among transects, without a clear trend. The method was adequate for assess the spatial variability of soil resistance or compaction.

KEY WORDS: compaction, resistance measurement, Latosol (Oxisol)

INTRODUÇÃO

Um dos fatores que contribuiu para a expansão da agricultura na região dos cerrados do Brasil central é a existência de solos com características físicas favoráveis à agricultura e ao uso de mecanização intensiva das áreas plantadas. Nesta região predominam os Latossolos, cujas características como boa permeabilidade e grande profundidade do perfil, associada a relevo e clima, permitem seu uso agrícola intensivo. Este uso pode, no entanto, conduzir à deterioração destas características, levando à redução da produtividade e degradação das áreas. A resistência do solo à penetração tem sido usada como indicador para avaliar o estado de degradação, devido a este uso, já que é associada à restrição a crescimento do sistema radicular e outros fatores responsáveis por redução de produtividade, como redução de infiltração e difusão de oxigênio e íons (CAMARGO, 1983). O mapeamento georreferenciado desta resistência do solo, por meio de penetrômetros associados a sistemas de posicionamento global (GPS), pode ser considerado uma importante ferramenta para o estudo da distribuição espacial de camadas com maior resistência do solo, permitindo a localização de regiões afetadas e o direcionamento de medidas reparadoras ou mitigadoras.

A recomendação dos procedimentos para ensaios com penetrômetros é descrita por ASAE (1984). A resistência de Latossolos e sua relação com a produtividade de milho foi estudada por MANTOVANI (1984). VIEIRA et al. (1992) estudaram a variabilidade espacial de algumas propriedades físicas de três solos do Estado de São Paulo, concluindo que esta variabilidade muda bastante de solo para solo. Esta variabilidade também foi estudada por SOUZA et al. (2001) em um Latossolo Vermelho distrófico sob semeadura direta em Selvíria, MS, verificando a dependência espacial moderada das variáveis estudadas (porosidade, resistência do solo, densidade e umidade). SILVA (1999) descreve a interação entre a umidade e a resistência à penetração medida por um penetrômetro automático em um Latossolo Vermelho-Escuro. O uso de penetrômetro associado a um equipamento de TDR é descrito por VAZ et al. (2001) e VAZ & HOPMANS (2001). A associação entre variações de resistência à penetração e diferenças entre solos foi testada por ROONEY & LOWERY (2000) e por SIRJACOBS et al. (2002), como ferramenta de mapeamento para fins de Agricultura de Precisão. WARRICK et al. (1986) e VIEIRA (2000) descrevem o uso de

geoestatística como meio para pesquisa e manejo de solos, com ênfase em suas potencialidades e limitações.

Este trabalho teve por objetivo avaliar um método para verificar a compactação por meio de transectos, bem como a variabilidade espacial da resistência do solo medida por penetrômetro.

MATERIAL E MÉTODOS

A área em estudo situa-se em Sete Lagoas, MG, nas coordenadas longitude Oeste 44° 11', latitude Sul 19° 28' e altitude de 780 m. Os dados de resistência de solo foram obtidos em um campo experimental de 38 ha da Embrapa Milho e Sorgo, com o sistema de produção de milho e soja, em plantio direto e irrigado sob pivô central. A topografia local é suave-ondulada, encontrando-se o pivô em terço médio de encosta, tendo sido o solo classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico (EMBRAPA, 1999). Mediram-se pontos em uma grade quadrada de aproximadamente 50 por 50 m, a partir da qual foram extraídos para análise pontos de quatro transectos, sendo dois transectos paralelos e dois perpendiculares à maior declividade. Os transectos tinham em média 12 pontos (Figura 1). Coletaram-se em cada ponto amostras para umidade (base gravimétrica) nas profundidades 0 – 25 cm e 25 – 50 cm.

Utilizou-se um penetrômetro hidráulico com aquisição eletrônica dos dados para quantificar e registrar a resistência do solo à penetração da superfície até uma profundidade de 50 cm. O equipamento foi desenvolvido no Laboratório de Protótipos da UNICAMP-FEAGRI (SILVA et al., 1985; SILVA et al., 1999), em uma ação integrada com o Projeto de Agricultura de Precisão da Embrapa Milho e Sorgo. O penetrômetro opera em faixa ajustável de velocidade de 1 a 150 mm/s e é composto por:

1. chassi acoplável ao sistema de levante hidráulico de três pontos de tratores agrícolas, categoria dois;
2. estrutura para fixação do cilindro de solo pronto à penetração;
3. sistema hidráulico, haste e cone de aço inoxidável;
4. célula de carga;
5. sensor resistivo de deslocamento;

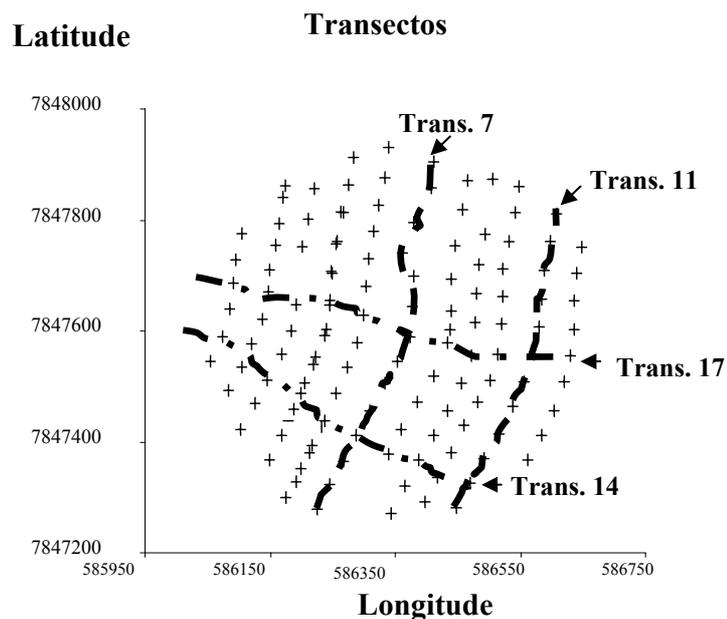


Figura 1 – Mapa de posicionamento dos transectos.

6. sistema de aquisição de dados;
7. software gerenciador da aquisição de dados;
8. microcomputador portátil; e
9. quatro baterias automotivas de 12V para fornecimento de energia aos acessórios do penetrômetro (SILVA, 1999).

Coletaram-se os dados foram no período de maio a junho de 2001, com um tempo médio de amostragem de 5 minutos por ponto, sendo 1,5 minuto para leitura. As análises estatísticas e geoestatísticas foram efetuadas no programa GeoVisual (YAMAMOTO, 2002).

Produziram-se perfis de resistência do solo nos transectos, a partir de interpolação por krigagem ordinária dos dados originais reduzidos, para camadas horizontais de aproximadamente 6,25 mm de espessura até 50 cm de profundidade. Estes perfis foram plotados com exagero vertical para facilitar a visualização.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise dos dados dos perfis identificou grande variabilidade entre os perfis, tanto no que concerne a valores médios como a valores absolutos e à distribuição de frequência. Os valores, no entanto, estão, em sua maioria, muito abaixo dos valores citados em literatura (SANDS et al., 1979; TORRES & SARAIVA, 1999), como limitantes ao crescimento de raízes, entre 2,5 a 3,5 MPa. As distribuições de frequência atestam tendência geral à normalidade dos dados, mas com a presença de bimodalidade (Tabela 1). Este comportamento pode estar associado à presença de áreas mais homogêneas dentro dos perfis. UTSET & CID (2001) encontraram distribuição normal para resistência à penetração antes e 24 horas após irrigação em um Ferralsol cubano.

Tabela 1 – Estatísticas descritivas dos valores de resistência de solo para os transectos

Transecto	Média	Desvio padrão	Coeficiente de variação	Máximo	Quartil superior	Mediana	Quartil inferior	Mínimo
	(MPa)		%	(MPa)				
7	0,73	0,34	47,3	1,81	0,95	0,71	0,52	0,01
11	0,91	0,32	52,7	1,63	0,80	0,57	0,36	0,02
14	0,59	0,29	49,5	1,45	0,81	0,55	0,37	0,01
17	0,66	0,33	50,0	1,53	0,86	0,65	0,40	0,01

Os valores de umidade determinados em amostras colhidas em cada ponto, durante as medições de resistência, tiveram valores médios de 25,3%, desvio-padrão 1,9% e coeficiente de variação de 7,4% (0 a 25 cm); e de 27,1%, desvio-padrão de 7,4% e coeficiente de variação de 27,2% (25 a 50 cm). Não houve correlação entre os valores médios de resistência de 0 a 25 cm e de 25 a 50 cm com os valores de umidade obtidos nestas profundidades (coeficientes de correlação $r^2 = -0,111$ para 0 a 25 cm e $r^2 = -0,117$ para 25 a 50 cm), o que, considerando que se trata do mesmo solo sob o mesmo manejo, indica que a variação de umidade não é suficiente para explicar as diferenças de resistência encontradas.

No ajuste dos semivariogramas foi usada a direção que apresentou melhor estruturação, em semivariogramas omnidirecionais. Estes foram usados por causa da não – detecção de anisotropia entre as direções, como é exemplificado na Figura 4, em que são mostradas duas direções. A análise dos semivariogramas evidencia uma estruturação bem definida e alcance ao redor dos 100 m, mas os modelos ajustados são diferentes entre os quatro transectos (Figuras 2, 4, 6 e 8). A validação cruzada indica o adequado ajuste dos modelos (transecto 7, $r^2 = 0,998$; transecto 11, $r^2 = 0,998$; transecto 17, $r^2 = 0,999$), exceto o transecto 14, cujo ajuste foi inferior ($r^2 = 0,810$).

A análise dos perfis interpolados dos transectos permite verificar a existência de bolsões de maior resistência do solo descontínuos, tanto no sentido vertical como horizontal (Figuras 3, 5, 7 e 9). Isto indica que o surgimento de camadas adensadas, neste caso, não pode ser atribuído apenas ao manejo atual, pressupondo-se que este tenha sido aplicado de forma razoavelmente homogênea nesta área. Efeitos decorrentes de manejos anteriores, como trilhas de animais ou estradas, podem ainda estar refletidos nesta configuração de resistência do solo. Observa-se uma descontinuidade horizontal da camada de maior resistência, havendo manchas com valor de resistência baixo ($<1,00$ MPa) em toda a profundidade; em pontos do transecto, ao lado de outras manchas onde esta resistência é elevada ($>2,00$ MPa); e em outros pontos do transecto (Figuras 3 e 7), tornando questionável a existência do denominado “pé-de-grade” ou compactação nesta situação, uma vez que sua presença deveria ser contínua por todo o transecto e se restringir à faixa abaixo da camada arável. Variações de curta distância (da ordem de decímetros) são observadas nos transectos de TORRES & SARAIVA (1999), em Latossolos Roxos do Estado do Paraná; entretanto, comparações diretas com os resultados aqui apresentados não são possíveis em razão das escalas diferentes das medições. Variações elevadas, +400%, em curta distância na resistência à penetração, são também reportadas por SANDS et al. (1979), em transectos de solos podzolizados da Austrália, e por BUSSCHER et al. (2001), em parcelas experimentais em um solo Aquic Paleudult de Florence, SC, USA.

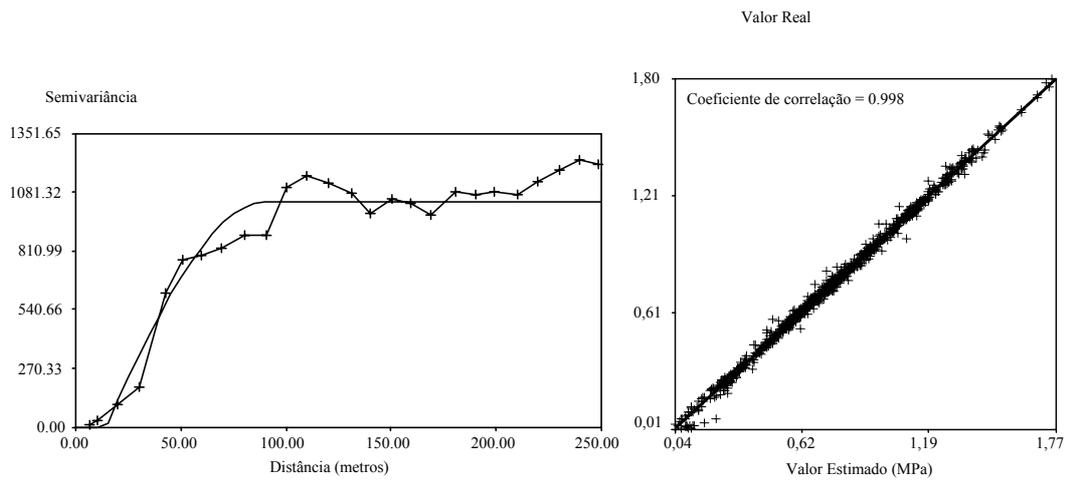


Figura 2 – Semivariograma dos dados de resistência para o transecto 7 (modelo esférico, direção 45°) e seu gráfico de validação cruzada.

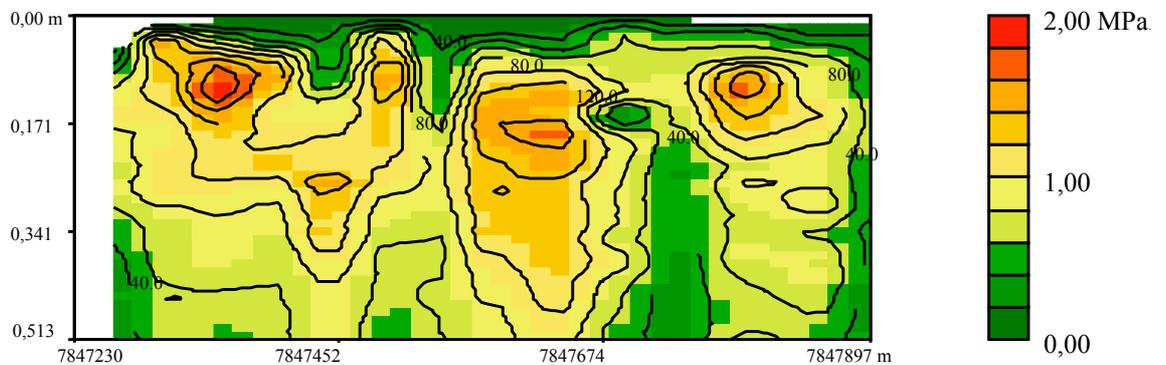


Figura 3 – Perfil interpolado por krigagem de resistência à penetração no transecto 7. A altura do perfil é de 51 cm e a largura, de 667 m. Escala com exagero vertical.

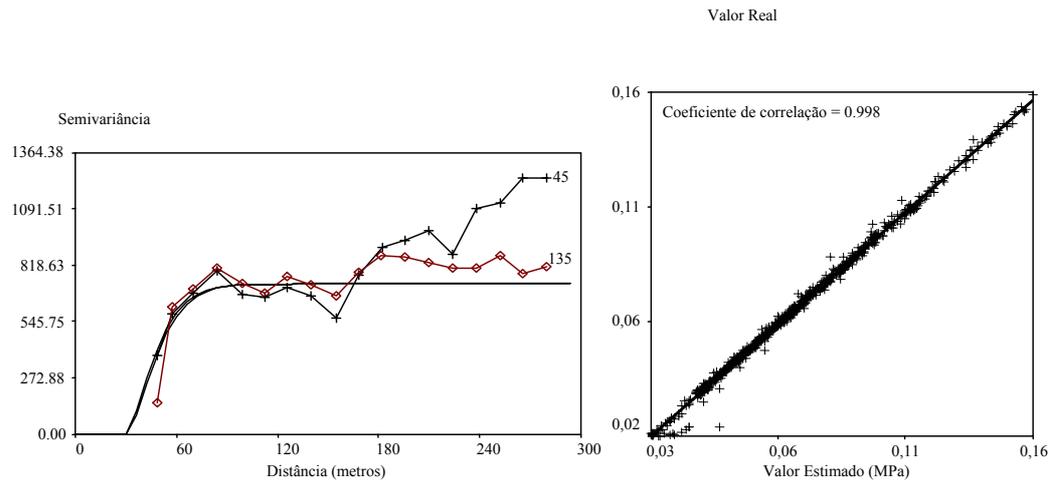


Figura 4 – Semivariograma dos dados de resistência para o transecto 11 (modelo esférico, direções 45° e 135°) e seu gráfico de validação cruzada.

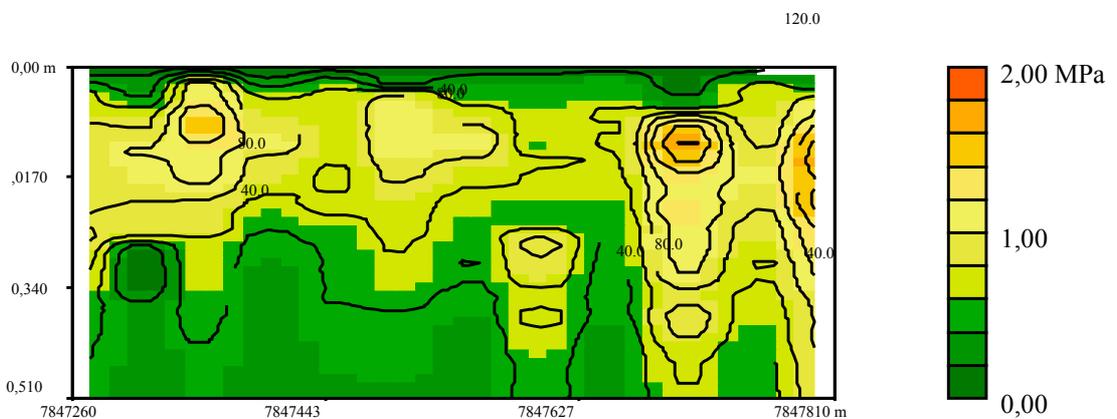


Figura 5 – Perfil interpolado por krigagem de resistência à penetração no transecto 11. A altura do perfil é de 51 cm e a largura, de 550 m. Escala com exagero vertical.

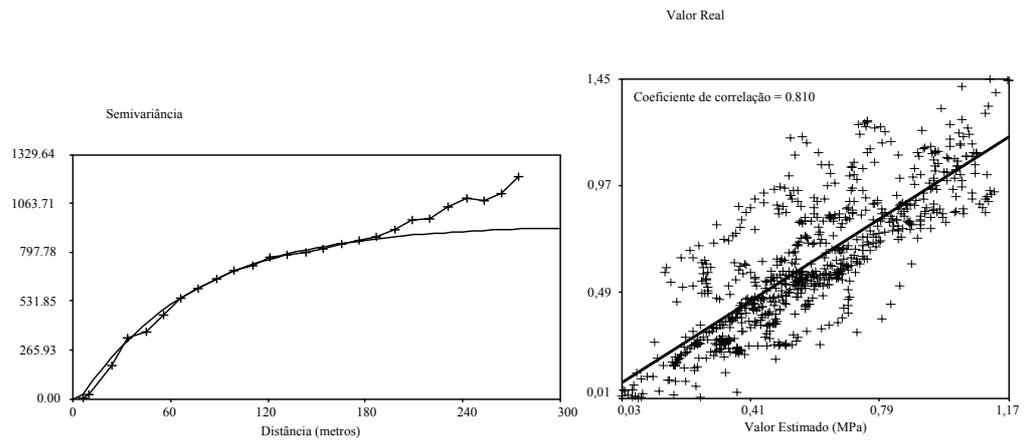


Figura 6 – Semivariograma dos dados de resistência para o transecto 14 (modelo exponencial, direção 0°) e seu gráfico de validação cruzada.

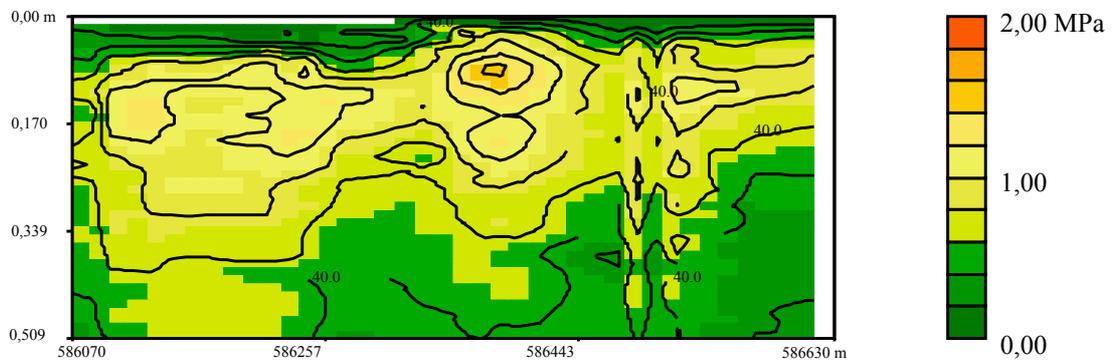


Figura 7 – Perfil interpolado por krigagem de resistência à penetração no transecto 14. A altura do perfil é de 51 cm e a largura, de 560 m. Escala com exagero vertical.

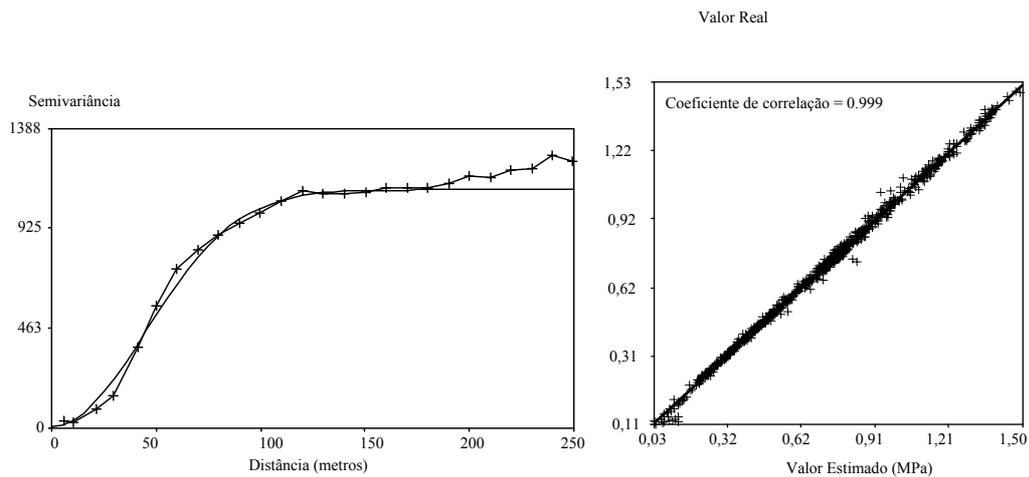


Figura 8 – Semivariograma dos dados de resistência para o transecto 17 (modelo gaussiano, direção 0°) e seu gráfico de validação cruzada.

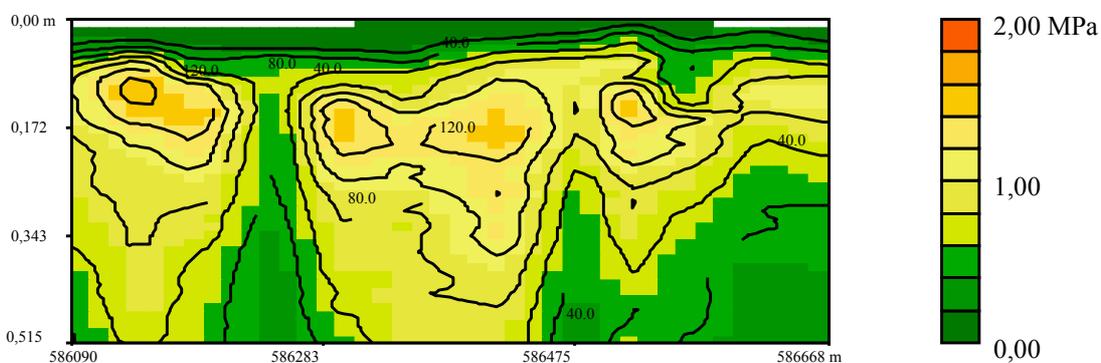


Figura 9 – Perfil interpolado por krigagem de resistência à penetração no transecto 17. A altura do perfil é de 51 cm e a largura, de 578 m. Escala com exagero vertical.

CONCLUSÕES

- O método utilizado permitiu o mapeamento georreferenciado e a identificação de áreas limitadas de maior resistência do solo, nos perfis em estudo, pela técnica dos transectos.
- Os resultados não indicam tendência à formação de camada contínua de maior resistência à penetração.
- Constatou-se a ocorrência de elevada variabilidade espacial na resistência à penetração dentro dos transectos e entre os transectos, sem tendência predominante.
- O método utilizado mostrou ser adequado para avaliação e estudo da variabilidade espacial da resistência do solo ou compactação.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado sob os auspícios dos projetos PRODETAB 030 - 01/99 e SEP 12.1999.021.01. O primeiro autor contou com o apoio da CAPES, do CNPq e da FAPEMIG.

REFERÊNCIAS

- AMERICAN SOCIETY OF AGRICULTURAL ENGINEERS. *Yearbook of standards*. 1984. p. 269.
- BUSSCHER, W. J.; FREDERICK, J. R.; BAUER, P. J. Effect of penetration resistance and timing of rain on grain yield of narrow row corn in a coastal plain loamy sand. *Soil & Tillage Research*, 63: 15-24. 2001.
- CAMARGO, O. A. *Compactação de solo e desenvolvimento de plantas*. Campinas, Fundação Cargill. 1983. 44 p.
- EMBRAPA Solos. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. EMBRAPA Produção de Informação, Brasília; EMBRAPA Solos, Rio de Janeiro. 1999. 412 p.
- MANTOVANI, E. C. *A soil surface traffic - corn yield model for a soil under cerrado vegetation in Brazil with less than 10 years of cultivation*. Purdue University. Ph. D. Thesis. 1984. 148 p.
- ROONEY, D. J.; LOWERY, B. A profile cone penetrometer for mapping soil horizons. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 2136-2139. 2000.
- SANDS, R.; GREACEN, E. L.; GERARD, C.J. Compaction of sandy soils in Radiata pine forest. I. A penetrometer study. *Aust. J. Soil Res.*, 17:101-113. 1979.
- SILVA, M. L. L. *Modelagem matemática na estimativa da densidade de um latossolo vermelho escuro textura argilosa, pelo índice de cone*. Tese (doutorado). Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Agrícola. 1999.
- SILVA, M. L. L.; SVERZUT, C. B.; MANTOVANI, E. C. Desenvolvimento e utilização de um penetrógrafo hidráulico com aquisição eletrônica de dados. Viçosa, SBEA. 1985. *Paper n° 95-4-305*. 27 p.
- SILVA, M. L. L.; SVERZUT, C. B.; DANIEL, L. A. Proposta de metodologia para obtenção de índice de cone de solos em laboratório. 28° CONBEA, *Anais*. CD-ROM. Pelotas, SBEA. 1999.
- SIRJACOBS, D.; HANQUET, B.; LEBEAU, F.; DESTAIN, M. F. On-line soil mechanical resistance mapping and correlation with soil physical properties for precision agriculture. *Soil & Tillage Research*, 64: 231-242. 2002.
- SOUZA, Z. M.; SILVA, M. L. S.; GUIMARÃES, G. L.; CAMPOS, D. T. S.; CARVALHO, M. P. e PEREIRA, G. T. Variabilidade espacial de atributos físicos em um Latossolo Vermelho distrófico sob semeadura direta em Selvíria (MS). *R. Bras. Ci. Solo*, 25:699-707. 2001.
- TORRES, E.; SARAIVA, O. F. *Camadas de impedimento mecânico do solo em sistemas agrícolas com a soja*. Londrina, EMBRAPA Soja. 1999. 58 p.

UTSET, A.; CID, G. Soil penetrometer resistance spatial variability in a ferralsol at several moisture conditions. *Soil & Tillage Research*, 61: 193-202. 2001.

VAZ, C. M. P.; BASSOI, L.; HOPMANS, J. Simultaneous measurement of and Contribution of water content and bulk density to field soil penetration resistance measured with a combined cone penetrometer-TDR probe. *Soil & Tillage Research*, 60: 35-42. 2001.

VAZ, C. M. P.; HOPMANS, J. Simultaneous measurement of soil penetration resistance and water content with a combined penetrometer-TDR moisture probe. *Soil Science Society of America Journal*, 65: 4-12. 2001.

VIEIRA, S. R.; CASTRO, O. M.; TOPP, G. C. Spatial variability of some soil physical properties in three soils of São Paulo, Brazil. *Pesq. Agropec. Bras.*, 27:333-341. 1992.

VIEIRA, S. R. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo. In: *Tópicos em Ciência do Solo*. Volume 1. R. F. Novais, V. H. Alvarez V., C. E. G. R. Schaefer, editores. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa. 2000. p. 1-54.

WARRICK, A. W.; MYERS, D. E.; NIELSEN, D. R. Geostatistical methods applied to soil science. In: *Methods of soil analysis*, Part 1. Physical and Mineralogical Methods – Agronomy Monograph no. 9. American Society of Agronomy – Soil Science Society of America, South Segoe Road. 1986. Pages 53-82.

YAMAMOTO, J. K. *Guia do usuário*. Sistema Geovisual 2.0. 2002. 69 p.

CAPÍTULO 7

VARIABILIDADE ESPACIAL DE UM LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, SOB CULTIVO INTENSIVO. I. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DE ATRIBUTOS QUÍMICOS.

RESUMO

Este trabalho visou o estudo da distribuição espacial dos principais atributos químicos usados para avaliação de fertilidade, numa área experimental usada com trabalhos em Agricultura de Precisão. Coletaram-se 647 amostras simples de solo, em uma grade regular georreferenciada de 25 por 25 m, de 0 a 20 cm de profundidade. Além destas, amostraram-se cinco pontos na área sob o pivô, e um próximo ao pivô, até 50 cm, coletando-se de 2 em 2 cm nos primeiros 10 cm; 5 em 5 cm, de 10 a 40 cm; e uma amostra de 40 a 50 cm de profundidade. As análises químicas foram executadas na terra fina seca ao ar, sendo determinados pH em água, alumínio trocável, cálcio, magnésio, fósforo, potássio, matéria orgânica e acidez trocável. Concluiu-se que a área em estudo apresenta fertilidade de média a alta em sua camada superficial, apresentando concentração da fertilidade nos primeiros centímetros da superfície. Observou-se grande variabilidade horizontal, mostrada pelos mapas interpolados e pelo coeficiente de variação dos dados. As características estudadas apresentaram dependência espacial em modelos mais complexos que os ajustados; e os resultados de validação cruzada indicaram que o intepolador utilizado produziu resultados pouco confiáveis.

Termos para indexação: solos, fertilidade, geoestatística, amostragem em grade.

ABSTRACT

This work studied the spatial distribution of the main chemical properties used for soil fertility analysis in an experimental area of Precision Agriculture research. 647 single samples were collected in a regular georeferenced grid of 25 x 25 m, down to 20 cm. Further 5 sampling points were selected in the area, and one extra site close to it, down to 50 cm, sampled at 2 cm intervals down to the first 10 cm, at 5 cm intervals from 10 to 40 cm and a single sample from 40 to 50 cm. Chemical analyses were performed in the fine earth, measuring water pH, exchangeable Al, Ca, Mg, P, K, Organic matter and H + Al. The area presented a medium to high fertility status at the surface, showing a high concentration of nutrients in the first cm. Great horizontal variability was observed in the interpolated maps, and from the variation coefficients of the data. The studied properties showed more complex spatial dependence models than the fitted one for the interpolation, and the cross-validation indicates that the interpolator did not produce reliable results.

Index terms: soil, fertility, geostatistics, grid sampling.

INTRODUÇÃO

A variabilidade espacial de atributos químicos do solo pode ser uma das razões para as variações observadas de produtividade em áreas agrícolas. O melhor conhecimento desta variabilidade possibilita a melhoria no manejo de insumos, reduzindo custos de produção e riscos ambientais, resultantes do uso de recursos modernos como adubação e agroquímicos. A possibilidade de manejo em sítio específico, viabilizada a partir dos recursos tecnológicos denominados de Agricultura de Precisão, necessita, para sua implementação, do conhecimento detalhado desta variabilidade e de sua relação com a produtividade (Coelho, 2003). Este conhecimento detalhado, e sua quantificação, no entanto, ainda se encontra em estágio incipiente, sendo esta informação indispensável para a correta avaliação dos fatores que afetam a produtividade, seja em áreas de produção comercial, seja em áreas experimentais. Resultados obtidos em campo, em áreas de produção, confirmam esta necessidade (Dobermann et al., 1995; Dobermann et al., 1997).

A variabilidade espacial de atributos químicos está ligada aos processos naturais de formação dos solos, refletindo a complexa relação entre estes processos (Webster, 2000) e a atividade humana, que, embora trabalhe de forma a uniformizar os sistemas, também introduz variabilidade (Nkedi-Kizza et al., 1994; Couto et al., 1997). Apesar do número crescente de artigos publicados no exterior, incluindo alguns sobre estudos em escala submétrica, como o de Solie et al. (2001), no Brasil os trabalhos ainda são pontuais, e, dadas as peculiaridades dos solos tropicais, da sua extensão e diversidade, os conhecimentos ainda são incipientes. Silva et al. (2003) estudaram a variabilidade espacial de alguns atributos de um Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico arênico, encontrando de moderada a forte dependência espacial. Já Vieira e Gonzalez (2003) avaliaram a variabilidade espacial de atributos químicos de um Latossolo Vermelho-Amarelo e de um Latossolo Vermelho, verificando a existência de dependência espacial e variação com o tempo da relação entre os fatores que afetam a produtividade. Esta variação com o tempo também foi observada por Silva et al. (2002), estudando a variabilidade espacial da matéria orgânica em uma área de Agricultura de Precisão.

Esta pesquisa visa o estudo da distribuição espacial dos principais atributos químicos usados para avaliação de fertilidade em uma área experimental usada em trabalhos em Agricultura de Precisão e o fornecimento de subsídios para as

interpretações de resultados do cruzamento destas informações com os dados de produtividade, gerados a partir de mapas de colheita.

MATERIAL E MÉTODOS

Estudou-se, neste trabalho, um Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico (Embrapa, 1999), derivado de cobertura coluvial relacionada a rochas pelíticas aluminosas do Grupo Bambuí (Figura 1a). O local de estudo é uma área experimental de 38 ha, localizada na Embrapa Milho e Sorgo, Sete Lagoas, MG, latitude sul $19^{\circ} 28'$, longitude oeste $44^{\circ} 15'$ e altitude de 780 m, sob pivô central (Figura 1(b)). Esta área tem sido utilizada em um sistema de produção irrigado de milho sob plantio direto. Soja e feijão também são plantados na área, sendo o último nos períodos de inverno, sob irrigação.

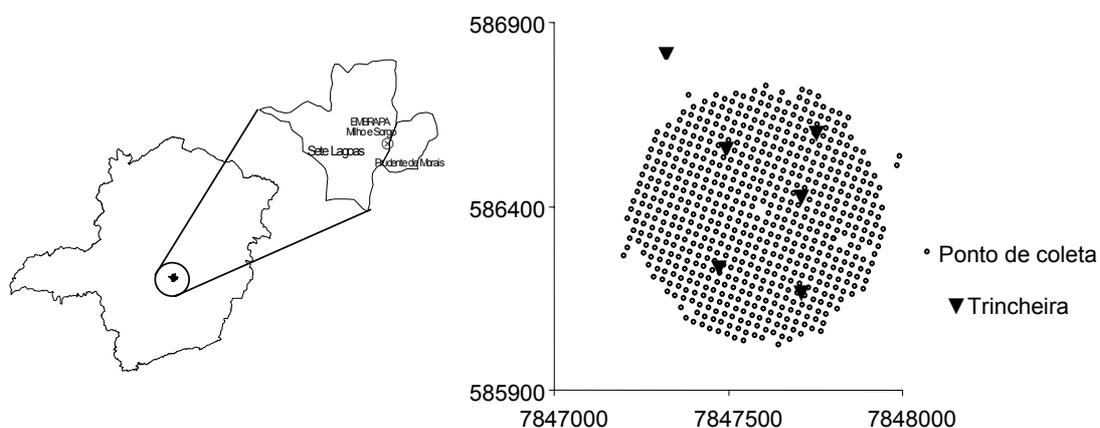


Figura 1 – Mapa da localização da área de estudo, esquerda, e dos pontos de coleta, direita.

Coletaram-se amostras de solo em uma grade regular georreferenciada de 25 por 25 m na área sob o pivô. Foram colhidas amostras simples de 0 a 20 cm de profundidade em cada um dos nós da grade, totalizando 647 pontos amostrados, em

maio de 2001. Além destas, amostraram-se cinco pontos na área sob o pivô, e um próximo ao pivô, em um cerrado nativo, tomado como referência (Figura 1(b)). As amostras foram coletadas até a profundidade de 50 cm, de 2 em 2 cm, nos primeiros 10 cm; 5 em 5 cm, de 10 a 40 cm; e uma única amostra de 40 a 50 cm.

Em agosto de 2002, coletaram-se as amostras e, posteriormente, suas análises químicas foram feitas em triplicata, três repetições de cada ponto, colhidas em um raio de 5 m. Estas análises foram executadas na terra fina seca ao ar, segundo EMBRAPA (1997), determinando-se pH em água (relação solo solução 1:2), alumínio trocável, cálcio, magnésio, fósforo, potássio, matéria orgânica e acidez trocável. As análises estatísticas e geoestatísticas foram efetuadas no programa Geovisual (Yamamoto, 2002); e os resultados, apresentados nas formas de histogramas de frequência, tabela e mapas gerados pela interpolação dos dados por meio de krigagem ordinária.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados das propriedades químicas da área em estudo, para 647 amostras, se encontram na Tabela 1.

Comparando estes resultados aos valores recomendados na 5ª aproximação (Boletim de recomendação de adubação e calagem para o Estado de Minas Gerais), verificou-se que, para quase todos os requisitos, 75% ou mais dos pontos se encontravam nas faixas de médio a bom, indicando que, a princípio, não haveria maiores limitações à produção por fatores puramente químicos. Para cálcio e potássio, os valores se encontram adequados desde o quartil inferior; e para fósforo e magnésio, o quartil inferior está na faixa baixa, embora as médias estejam nas faixas alta (P) e média (Mg). A matéria orgânica e o pH estão na faixa média. Ao se analisarem os pontos coletados em detalhe (Figuras 2 a 9), é observada a concentração evidente nas camadas superficiais, acima de 10 – 15 cm. Esta concentração, fruto da adubação e do manejo ao longo dos anos de plantio, restringe o volume de solo com fertilidade mais elevada, a ser explorada pelas raízes, que pode ter sido incrementada nos últimos anos devido à utilização do sistema de plantio direto nesta área. O efeito de concentração é mais evidente no caso do fósforo, além da grande variabilidade entre perfis, pela menor

Tabela 1 – Propriedades químicas da área em estudo, para 647 amostras.

Característica	Valor medido						Valor de referência ⁽¹⁾				
	média	Desvio-padrão	C.V.	mediana	Quartil superior	Quartil inferior	Muito baixo	Baixo	médio	Bom	Muito bom
pH ⁽²⁾	5,596	0,351	0,063	5,538	5,745	5,324	<4,5	4,5 – 5,4	5,5 – 6,0	6,1 – 7,0	>7,0
Cálcio (cmol _c /dm ³)	3,597	1,007	0,280	3,587	4,239	2,947	<0,40	0,41 – 1,20	1,21 – 2,40	2,41 – 4,00	>4,00
Magnésio (cmol _c /dm ³)	0,668	0,299	0,447	0,615	0,812	0,447	<0,15	0,16 – 0,45	0,46 – 0,90	0,91 – 1,50	>1,50
Fósforo ⁽³⁾ (mg/dm ³)	9,668	5,486	0,568	7,873	12,157	5,113	<2,7	2,8 – 5,4	5,5 – 8,0	8,1 – 12,0	>12,0
Potássio (cmol _c /dm ³)	0,359	0,210	0,583	0,342	0,475	0,179	<0,040	0,041 – 0,104	0,105 – 0,179	0,179 – 0,308	>0,308
Al ³⁺ ⁽⁴⁾ (cmol _c /dm ³)	0,131	0,197	1,495	0,045	0,145	-	<0,20	0,21 – 0,50	0,51 – 1,0	1,01 – 2,00	>2,00
H + Al ⁽⁴⁾ (cmol _c /dm ³)	4,453	1,403	0,315	4,232	5,099	3,272	<1,00	1,01 – 2,50	2,51 – 5,00	5,01 – 9,0	>9,0
M. O. (dag/kg)	3,288	0,633	0,192	3,165	3,574	2,841	<0,70	0,71 – 2,00	2,01 – 4,0	4,01 – 7,00	>7,00

⁽¹⁾Conforme Comissão de Fertilidade do Solo do Estado de Minas Gerais (1999). ⁽²⁾Bom, alto e muito alto em lugar de médio, bom e muito bom.

⁽³⁾Teor de argila 60 – 100%. ⁽⁴⁾Alto e muito alto em lugar de bom e muito bom.

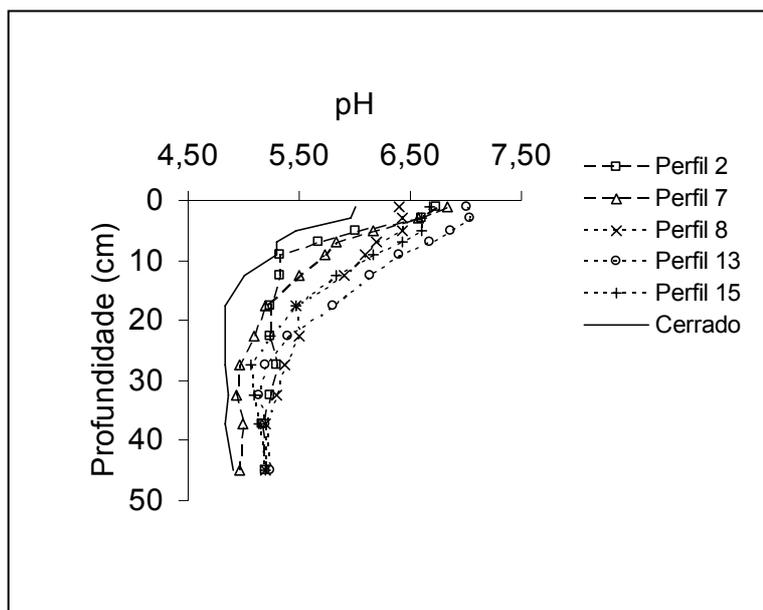


Figura 2 – Gráfico de distribuição vertical dos valores de pH.

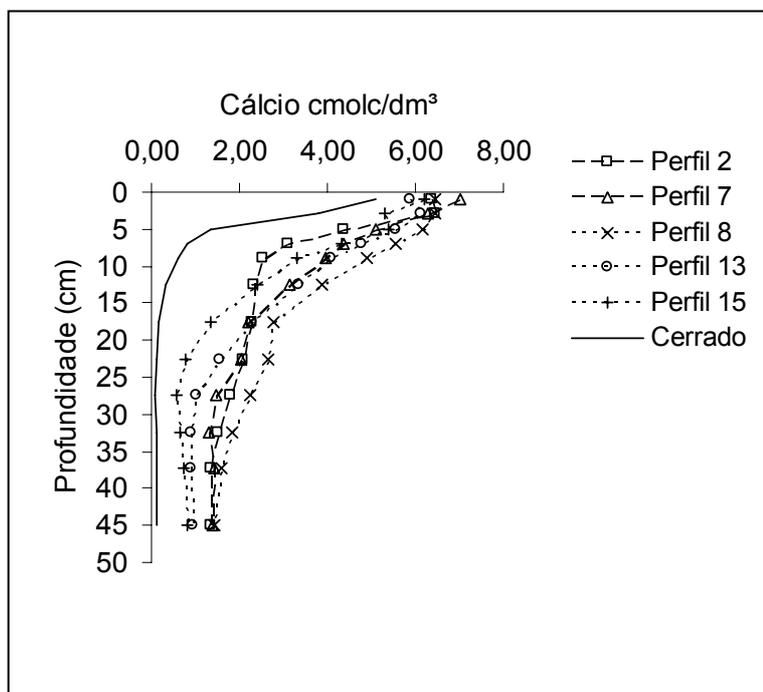


Figura 3 – Gráfico de distribuição vertical dos valores de Ca.

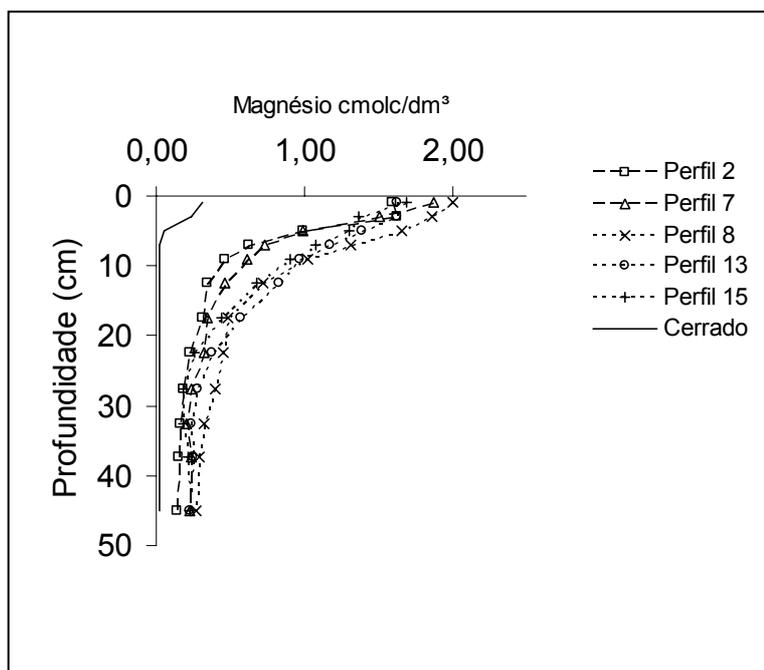


Figura 4 – Gráfico de distribuição vertical dos valores de Mg.

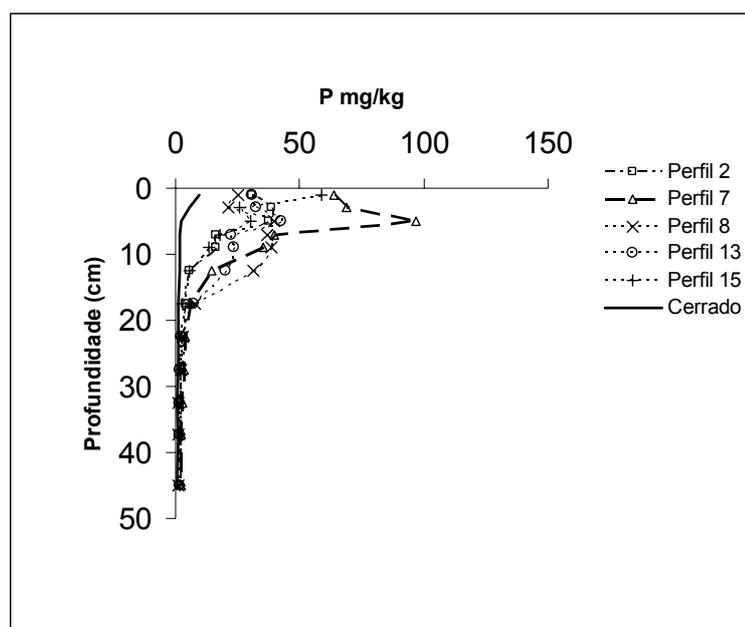


Figura 5 – Gráfico de distribuição vertical dos valores de P.

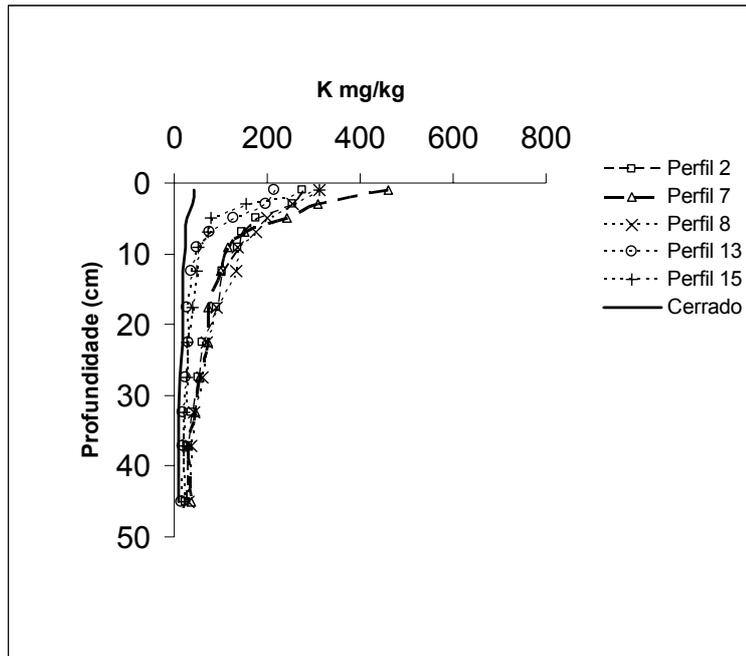


Figura 6 – Gráfico de distribuição vertical dos valores de K.

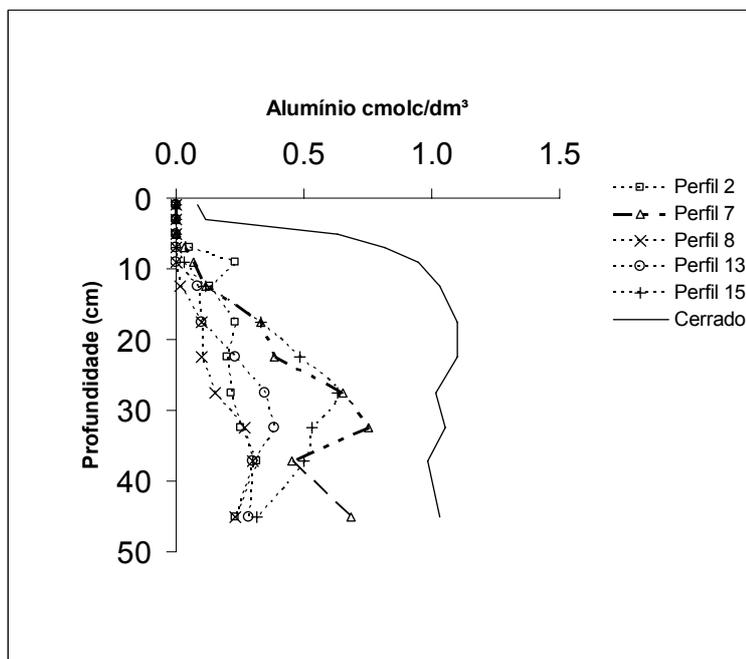


Figura 7 – Gráfico de distribuição vertical dos valores de Al.

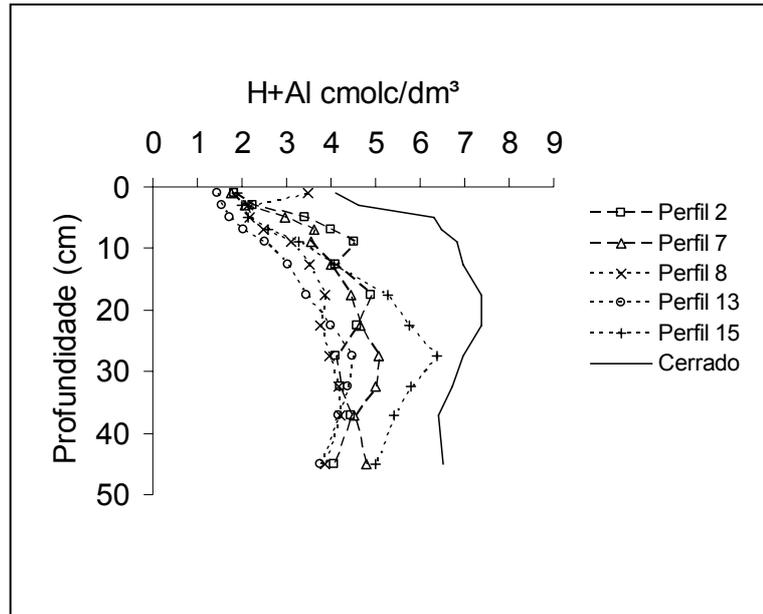


Figura 8 – Gráfico de distribuição vertical dos valores de H + Al.

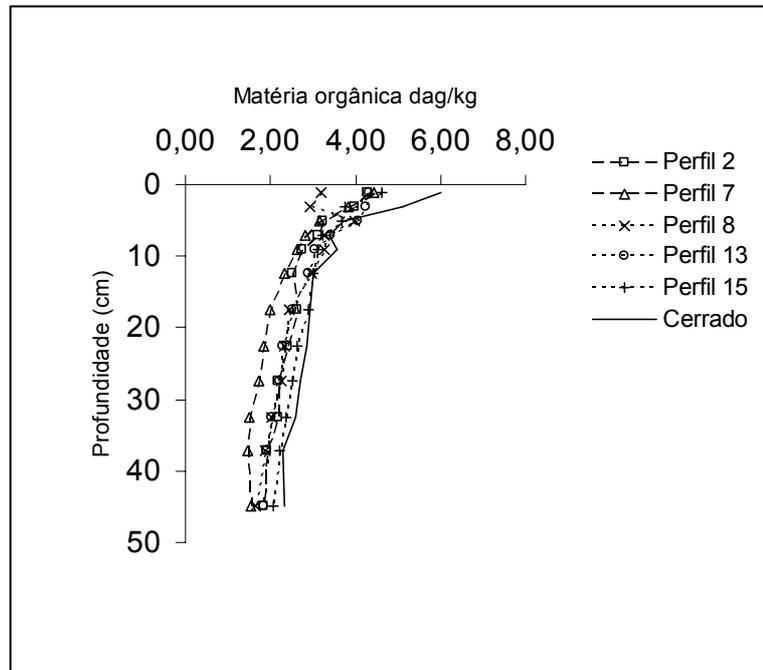


Figura 9 – Gráfico de distribuição vertical dos valores de matéria orgânica.

mobilidade deste elemento no solo altamente intemperizado. O cálcio e o magnésio apresentam uma concentração maior em superfície, mas os teores em profundidade são maiores que os do perfil sob vegetação de cerrado, o que é atribuído à alguma migração de colóides no perfil ou à atividade biológica, incorporando de material do horizonte A no topo do B_w, por meio de transporte em canais produzidos pela macrofauna, ou espaços deixados por raízes, ambos comumente observados no campo. O potássio apresenta este mesmo comportamento em menor proporção. O alumínio e a acidez trocável apresentam incremento a partir dos 15 cm, acompanhando o decréscimo do pH, mas até a profundidade medida não atingem os níveis do solo de referência sob cerrado. O pH elevado em superfície, nos dois primeiros centímetros, observado no perfil do cerrado, é atribuído tanto ao efeito combinado de resíduos de queima periódica da área (cinzas) quanto à possível deposição sazonal de poeiras, provenientes de atividades relacionadas à mineração de calcário, comum na região. A matéria orgânica apresenta relativamente menor variação nos pontos, com redução na superfície em relação ao solo sob cerrado.

A análise geoestatística indicou comportamentos distintos entre os atributos avaliados (Figuras 10 a 17). Os elementos apresentaram semivariogramas estruturados; entretanto, a validação cruzada indicou que os modelos ajustados não produziram uma adequada representação dos dados, conforme indicado pelos coeficientes de correlação, exceto para potássio, H + Al e matéria orgânica. Isto pode ser devido a padrões de distribuição mais complexos e não-homogeneidade da área ou não-estacionaridade dos dados. Estes resultados concordam com os obtidos por Muller et al. (2001), que estudaram a qualidade de mapas para manejo em sítio específico e obtiveram resultados ruins para a validação cruzada com o uso da krigagem e outros interpoladores. Esta baixa qualidade pode ser devida também ao tamanho da grade amostral, que não permitiu detectar o comportamento do semivariograma na porção inicial do gráfico, abaixo dos 25 m. Como demonstrado por Solie et al. (1999), a variabilidade espacial pode ter padrões submétricos, o que exigiria um procedimento de amostragem mais adequado a este fim.

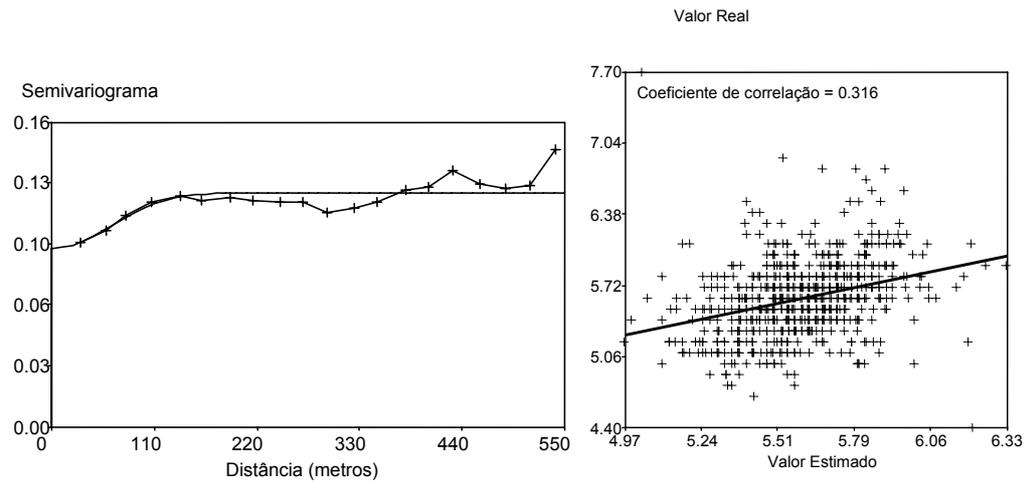


Figura 10 – Gráficos do semivariograma omnidirecional (modelo gaussiano) e da validação cruzada de pH.

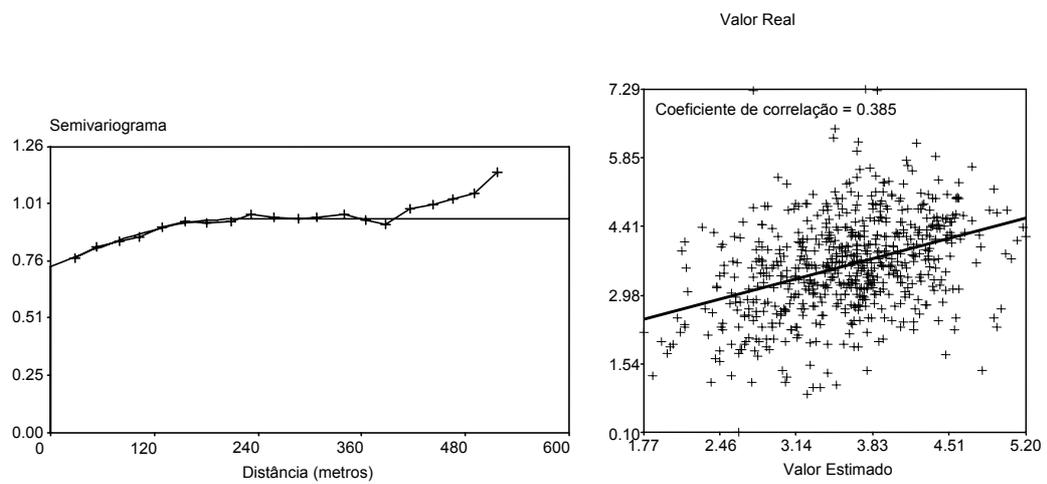


Figura 11 – Gráficos do semivariograma omnidirecional (modelo esférico) e da validação cruzada de Ca.

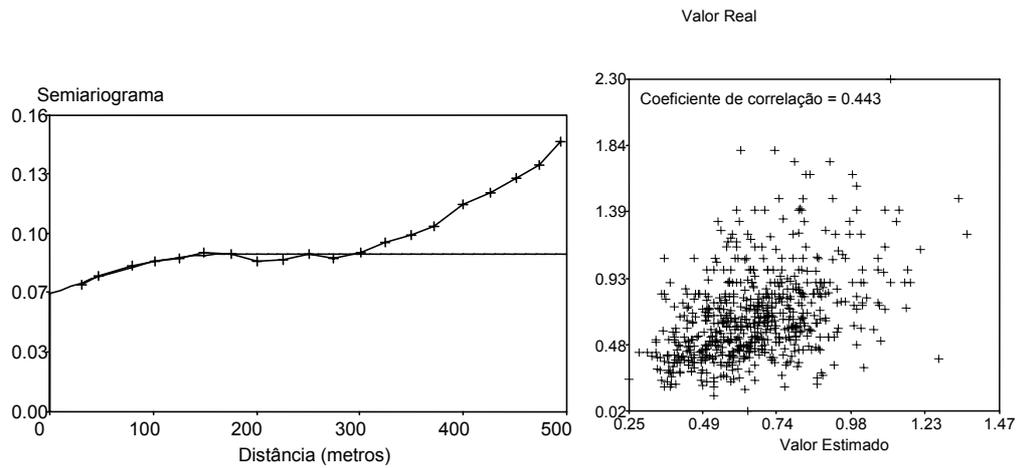


Figura 12 – Gráficos do semivariograma omnidirecional (modelo esférico) e da validação cruzada de Mg.

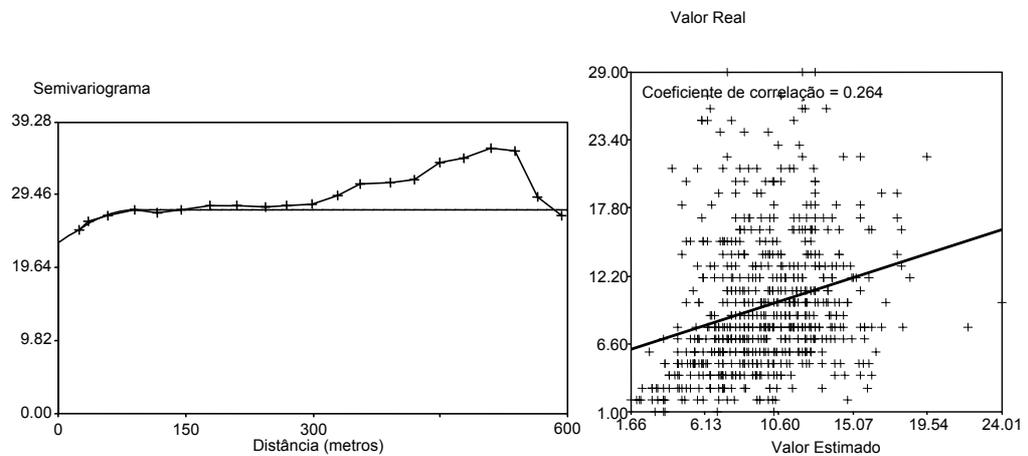


Figura 13 – Gráficos do semivariograma omnidirecional (modelo esférico) e da validação cruzada de P.

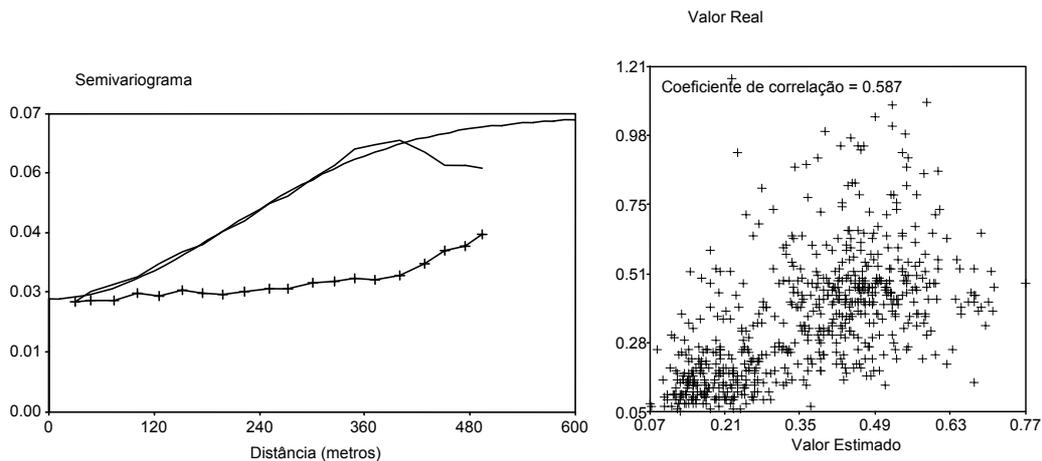


Figura 14 – Gráficos do semivariograma omnidirecional (modelo gaussiano) e da validação cruzada de K.

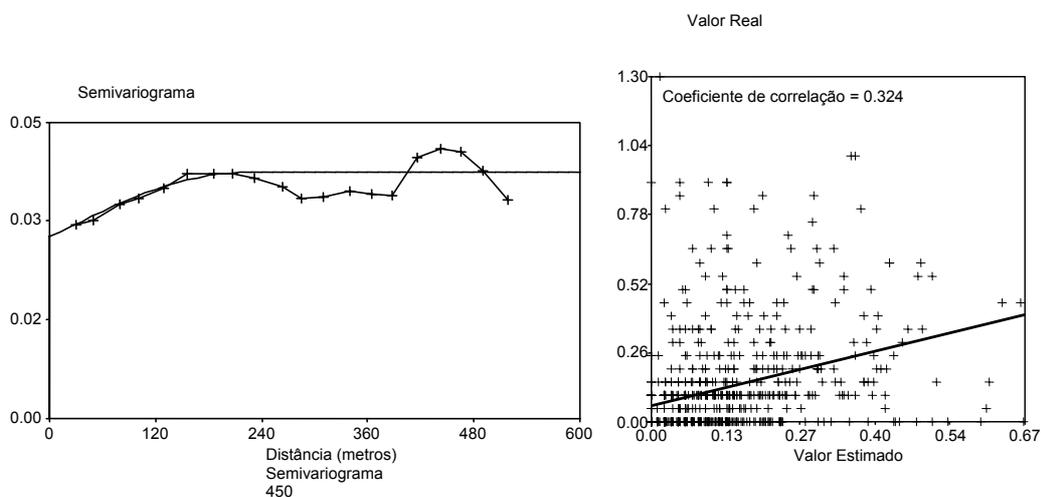


Figura 15 – Gráficos do semivariograma omnidirecional (modelo esférico) e da validação cruzada de A1.

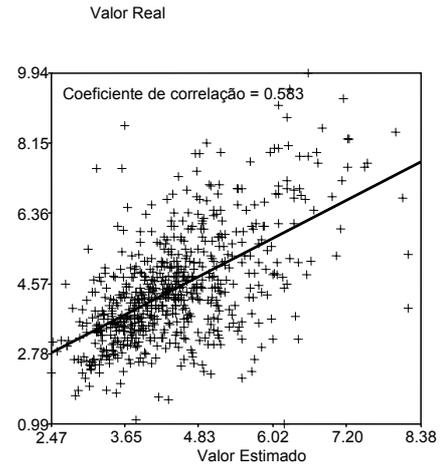
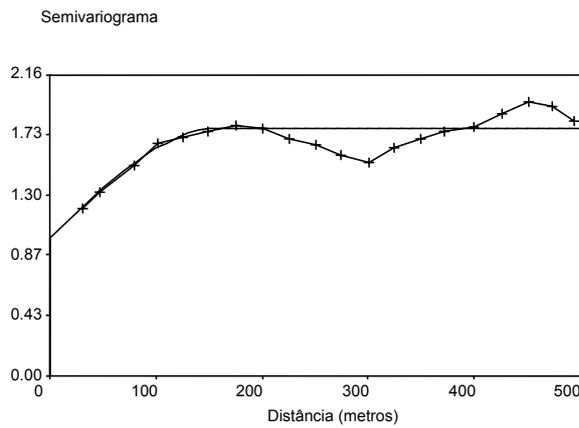


Figura 16 – Gráficos do semivariograma omnidirecional (modelo esférico) e da validação cruzada de H + Al.

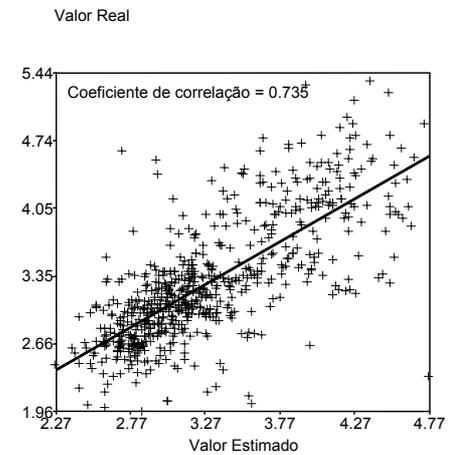
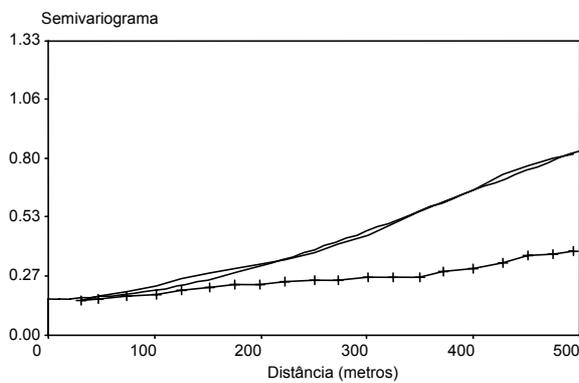


Figura 17 – Gráficos do semivariograma omnidirecional (modelo gaussiano) e da validação cruzada de matéria orgânica.

O elevado “efeito pepita”, apresentado por todos os semivariogramas, é um indicativo disto. Este comportamento é esperado em nutrientes como o fósforo, pouco móvel e fortemente influenciado pela posição da linha de plantio. O potássio e a matéria orgânica não apresentam definição do patamar, o que significa que provavelmente o alcance não foi atingido. Isto pode ser notado na observação dos mapas, em que a tendência à acumulação de matéria orgânica, na parte superior do pivô, e de potássio, na parte inferior em faixa contínua, é evidente. Processos laterais de transporte podem ter agido neste caso para o potássio, como sugerido por Dobermann et al. (1995). A análise dos mapas gerados mostrou que, à exceção de potássio e matéria orgânica, os demais elementos apresentaram uma distribuição não-homogênea na área, o que é atribuível ao efeito dos sistemas de manejo, como a localização de adubação e calagem, como descrito por Nkedi-Kizza et al. (1994), além de outras causas de variabilidade, como o terraceamento e a erosão local (Figuras 18 a 25). Os elevados coeficientes de variação para as amostras da grade (Tabela 1) sugerem efeitos do manejo na variabilidade, uma vez que este solo, por causa de seu elevado grau de intemperismo, apresenta naturalmente baixos teores de nutrientes, não possuindo minerais primários de fácil intemperismo.

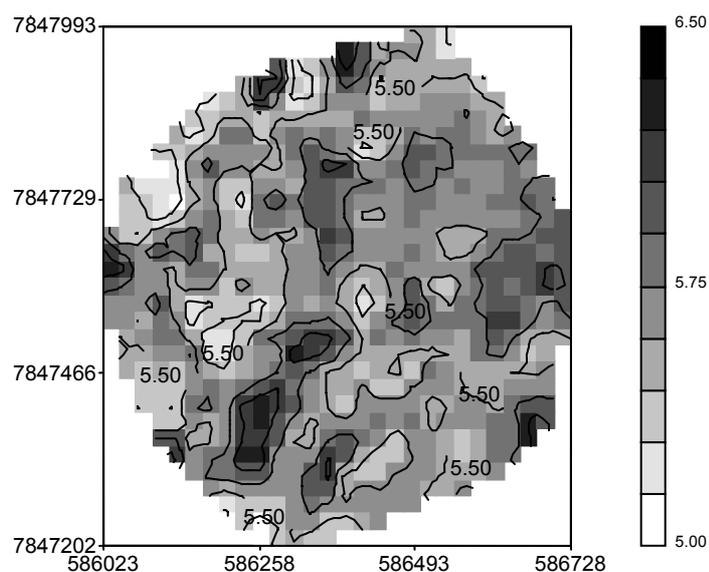


Figura 18 – Mapa interpolado por krigagem ordinária dos valores de pH.

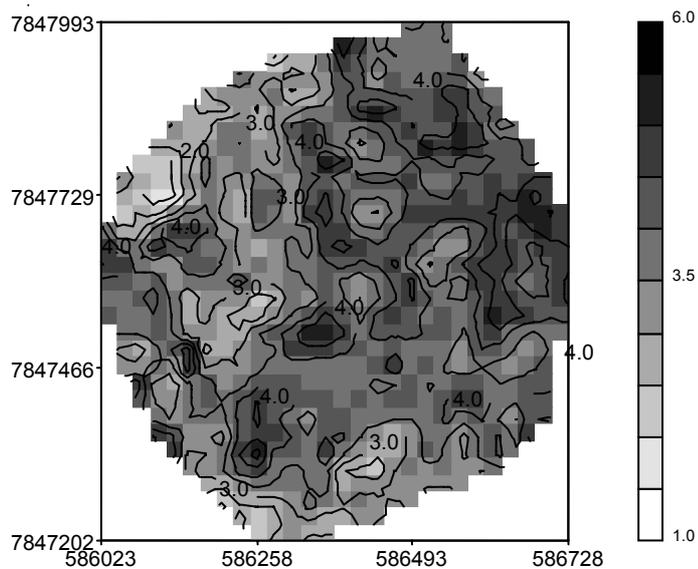


Figura 19 – Mapa interpolado por krigagem ordinária dos valores de Ca.

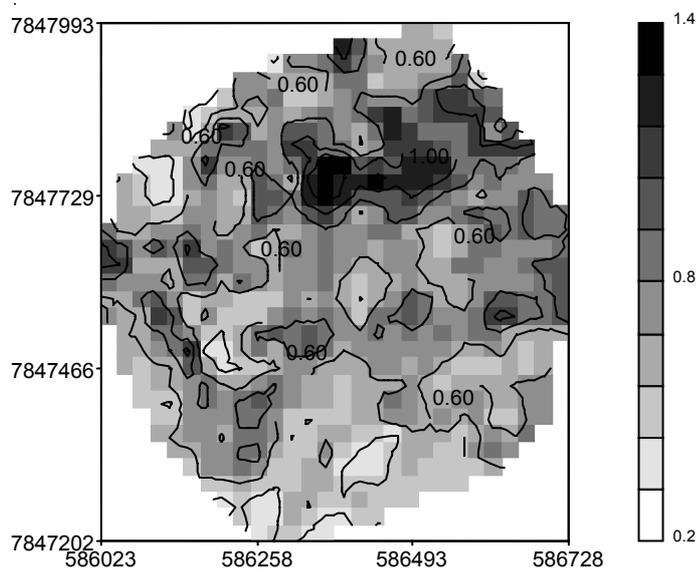


Figura 20 – Mapa interpolado por krigagem ordinária dos valores de Mg.

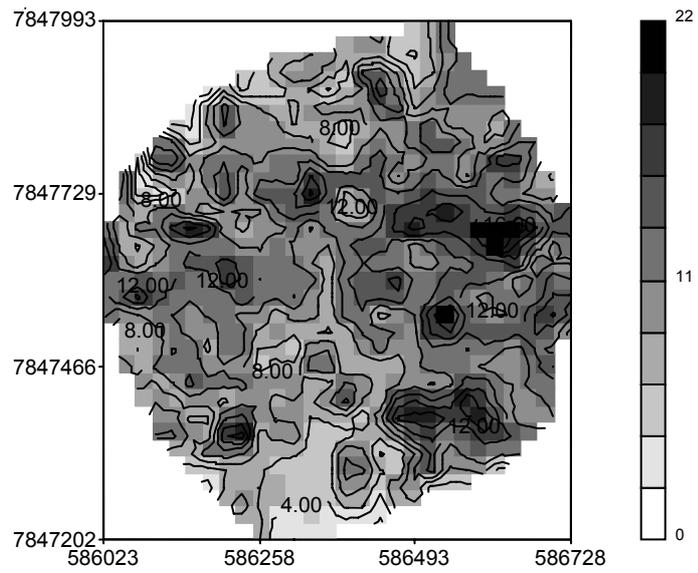


Figura 21 – Mapa interpolado por krigagem ordinária dos valores de P.

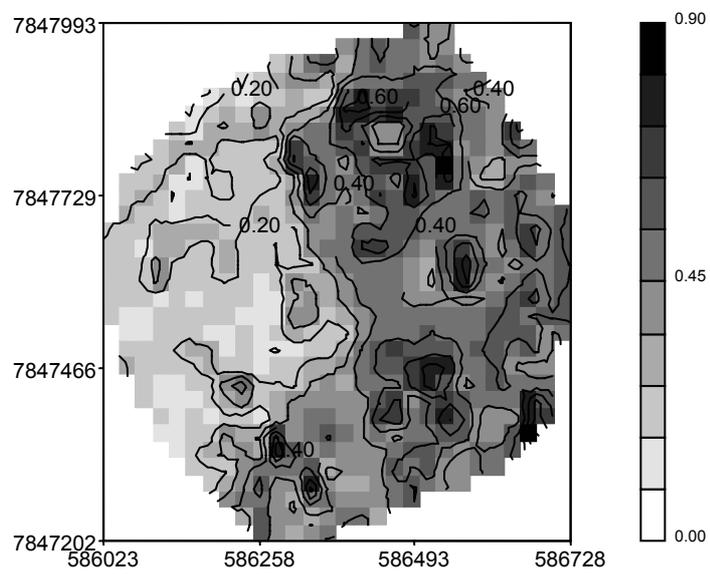


Figura 22 – Mapa interpolado por krigagem ordinária dos valores de K.

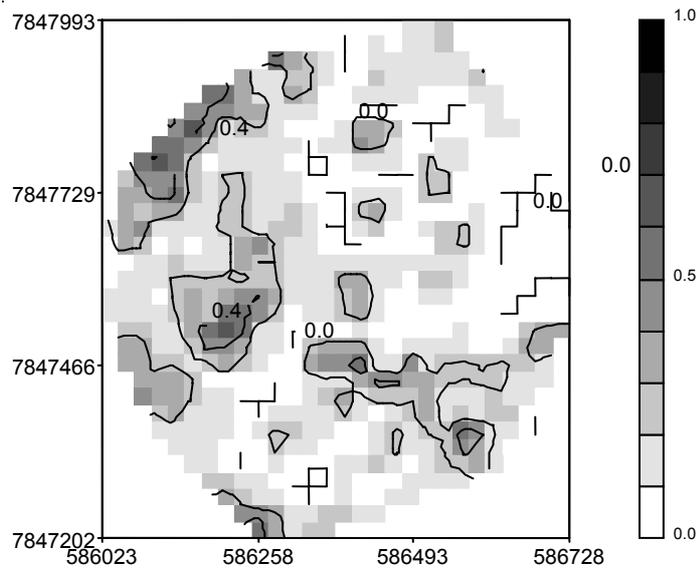


Figura 23 – Mapa interpolado por krigagem ordinária dos valores de Al.

Error!

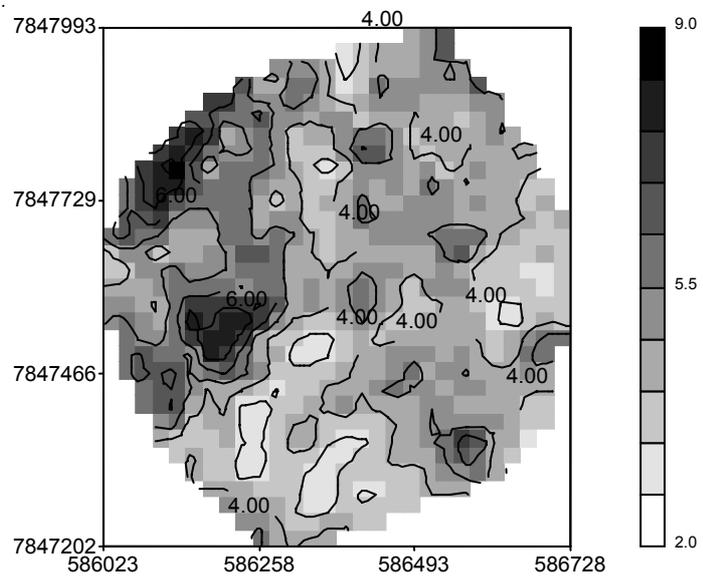


Figura 24 – Mapa interpolado por krigagem ordinária dos valores de H + Al.

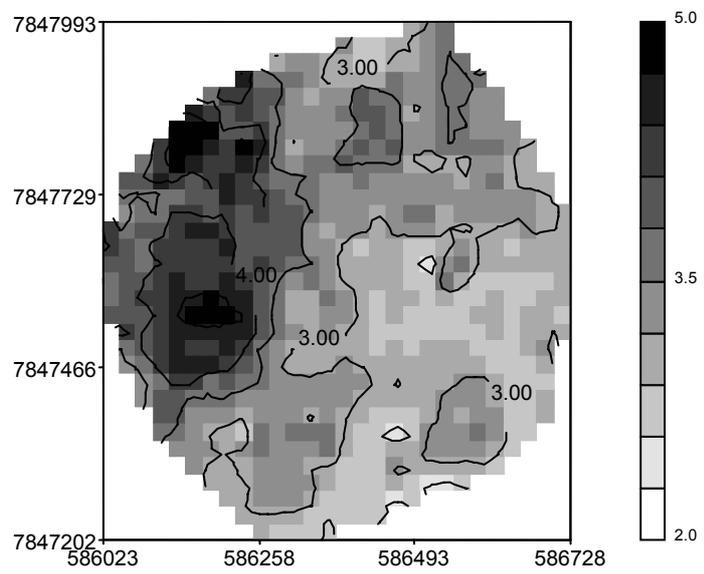


Figura 25 – Mapa interpolado por krigagem ordinária dos valores de matéria orgânica.

CONCLUSÕES

- A área em estudo apresenta uma fertilidade de média a alta, pelos padrões de avaliação de fertilidade vigentes, em sua camada superficial, em razão do manejo intensivo de adubação e calagem.
- A concentração da fertilidade nos primeiros centímetros da superfície é seguida por queda dos valores abaixo de 15 cm de profundidade. O cálcio e o magnésio apresentam queda mais gradual e se mantêm acima dos valores do solo de referência sob cerrado.
- A área apresenta grande variabilidade horizontal, mostrada pelos mapas interpolados e pelo coeficiente de variação dos dados. Esta variabilidade está associada ao manejo aplicado, por causa dos baixos teores originais apresentados pelo solo de referência. As características estudadas apresentam dependência espacial em modelos mais complexos que os ajustados, e os resultados de validação cruzada indicam que o interpolador utilizado produziu resultados pouco confiáveis.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado sob os auspícios dos projetos Projeto PRODETAB - 030 - 01/99 e SEP - 12.1999.021, Agricultura de Precisão. O primeiro autor agradece o apoio financeiro da CAPES, da FAPEMIG e do CNPq.

REFERÊNCIAS

COELHO, A.M. Agricultura de precisão: manejo da variabilidade espacial temporal dos solos e das culturas. In: Tópicos em Ciência do Solo, volume 3. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa. 2003. p. 249.

COMISSÃO DE FERTILIDADE DO SOLO DO ESTADO DE MINAS GERAIS. Recomendações para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais. 5º Aproximação. A.C. Ribeiro, P.T.G. Guimarães, V.H. Alvarez V., editores. Viçosa, 1999.

COUTO, E. G.; STEIN, A. e KLAMT, E. Large area spatial variability of soil chemical properties in Central Brazil. *Agricultural Ecosystems & Environment*, 66: 139-152. 1997.

DOBERMANN, A.; GOOVAERTS, P. e GEORGE, T. Sources of variation in an acid Ultisol of the Philippines. *Geoderma*, 68: 173-191. 1995.

DOBERMANN, A.; GOOVAERTS, P. e NEUE, H. U. Scale-dependent correlation among soil properties in two tropical lowland rice field. *Soil Sci. Soc. America J.*, 61: 1483-1496. 1997.

EMBRAPA-CNPS - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solo. Rio de Janeiro. 2ª ed. EMBRAPA-CNPS. 1997. 212 p.

EMBRAPA Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. EMBRAPA Produção de Informação, Brasília; EMBRAPA Solos, Rio de Janeiro. 1999. 412 p.

MULLER, T. G.; PIERCE, F. J.; SCHABENBERGER, O. e WARNCKE, D. D. Map quality for site specific management. *Soil Sci. Soc. America J.*, 65: 1547-1558. 2001.

NKEDI-KIZZA, P.; GASTON, L. A. e SELIM, H. M. Extrinsic spatial variability of selected macronutrients in a sandy soil. *Geoderma*, 63: 95-106. 1994.

SOLIE, J. B.; RAUN, W. R. e STONE, M. L. Submeter spatial variability of selected soil and Bermuda grass production variables. *Soil Sci. Soc. America J.*, 63: 1724-1733. 2001.

WEBSTER, R. Is soil variation random? *Geoderma*, 97: 149-163. 2000.

YAMAMOTO, J. K. Guia do usuário. Sistema Geovisual 2.0. 2002. 69 p.

SILVA, V. R.; REICHERT, J. M.; STORCK, L. e FEIJÓ, S. Variabilidade espacial das características químicas do solo e produtividade de milho em um Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico arênico. *R. Bras. Ci. Solo*, 27:1013-1020. 2003.

VIEIRA, S. R. e GONZALEZ, A. P. Analysis of the spatial variability of crop yield and soil properties in small agricultural plots. *Bragantia*, 62:127-138. 2003.

SILVA, M. B.; URIBE-OPAZO, M. A.; de SOUZA, E. G.; JOHANN, J. A.; ANTES, C. A. e MERCANTE, E. Estudo da variabilidade espacial dos teores de matéria orgânica do solo nos anos 1998, 1999 e 2000 em uma área de agricultura de precisão. In: XXXI Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola – CONBEA 2002. Anais. Salvador. 2002.

CAPÍTULO 8

VARIABILIDADE ESPACIAL DE UM LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, SOB CULTIVO INTENSIVO. II. RELAÇÃO DOS ATRIBUTOS QUÍMICOS E PRODUTIVIDADE

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo avaliar a relação entre a produtividade do milho, gerada a partir de mapas de colheita, o *status* e a distribuição espacial de alguns dos principais atributos químicos usados para avaliação de fertilidade. A produtividade do milho em um sistema de produção sob plantio direto foi obtida em três anos consecutivos, a partir de dados obtidos por um monitor de colheita. Os dados de fertilidade foram obtidos a partir de amostras de solo colhidas em uma grade regular georreferenciada de 25 por 25 m na área. Os resultados indicaram que, para esta área, não houve relação aparente entre a produtividade e as análises químicas dos principais nutrientes e matéria orgânica, devido aos níveis elevados de fertilidade já atingidos pelo sistema de manejo. A falta de correlação entre produtividades, entre anos consecutivos, também indicou que a produtividade, neste caso, está sendo determinada principalmente por outros fatores como regime hídrico do solo.

Termos de indexação: solos, fertilidade, análise geoestatística, mapa de colheita

ABSTRACT

This work studied the relation between corn productivity, accessed by yield maps, the status and spatial distribution of some chemical properties used for fertility analysis. Corn productivity in a no-till production system was taken in three consecutive years, from a harvest monitor. Soil fertility data were collected in a regular georeferenced grid of 25 x 25 m. The results showed no apparent relation between chemical and yield data for this area, as a result of the high fertility status reached by this management system. The lack of correlation among consecutive years also indicated that the productivity may be controlled by other factors, including soil water regime.

Index terms: soils, fertility, geostatistical analysis, yield maps

INTRODUÇÃO

O incremento da competição em nível mundial no mercado agrícola trouxe a necessidade do aumento da eficiência no gerenciamento do processo produtivo. A modernização da agricultura, via uso de insumos modernos, permitiu elevar a produtividade e baixar custos; no entanto, novas exigências, além das econômicas, como restrições ligadas aos impactos ambientais, levaram à necessidade de técnicas mais refinadas para controle e gestão do uso destes insumos. Estas técnicas, oriundas das aplicações da tecnologia da informação após o advento de sistemas eletrônicos de posicionamento e controle acessíveis, foram denominadas de Agricultura de Precisão, que tem sido definida como um conjunto de técnicas de gerenciamento, visando o aumento da eficiência do processo produtivo (Blackmore, 1994); esta não é uma tecnologia, mas antes um processo de gerenciamento ou uma forma de pensar, tendo como fator essencial o manejo da variabilidade (Blackmore, 1994; 1999a). O objetivo final da pesquisa com a Agricultura de Precisão é compreender as razões da variabilidade de produtividade, observadas na maioria das áreas de produção, possibilitando um conhecimento detalhado do processo que permita o planejamento e a implementação de ações pelo produtor. Dessa forma, seus resultados estão voltados para o apoio à tomada de decisão do produtor, em razão de suas crenças e seus valores, como retorno econômico, aceitação de risco e impacto ambiental da atividade (Blackmore, 2003). Este conhecimento deve considerar as características e peculiaridades de cada país ou região, necessitando de um trabalho de adaptação e calibração das técnicas desenvolvidas em outros ambientes para as condições locais. A forma de implementação varia conforme o local e a cultura, mas os princípios básicos que permeiam esta implementação permanecem os mesmos.

Objetivou-se, nesta pesquisa, avaliar a relação entre a produtividade do milho, gerada a partir de mapas de colheita, o *status* e a distribuição espacial de alguns dos principais atributos químicos usados para avaliação de fertilidade. Tendo em vista que se trata de um trabalho exploratório, este visa identificar pontos críticos do método em uso e propor alternativas a serem implementadas em futuros estudos nesta área.

MATERIAL E MÉTODOS

A produtividade do milho em um sistema de produção sob plantio direto foi obtida em três anos consecutivos, a partir de dados obtidos por um monitor de colheita Fieldstar (Agco do Brasil), acoplado a uma colhedora MF-34. O sistema foi implantado em uma área experimental de 38 ha, localizada na Embrapa Milho e Sorgo, em Sete Lagoas, MG, latitude sul $19^{\circ} 28'$, longitude oeste $44^{\circ} 15'$ e altitude de 780 m, em um solo classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico (EMBRAPA, 1999), derivado de cobertura coluvial relacionada a rochas pelíticas aluminosas do Grupo Bambuí (Figura 1). A soja e o feijão também são plantados na área, sendo o último nos períodos de inverno, sob pivô central.

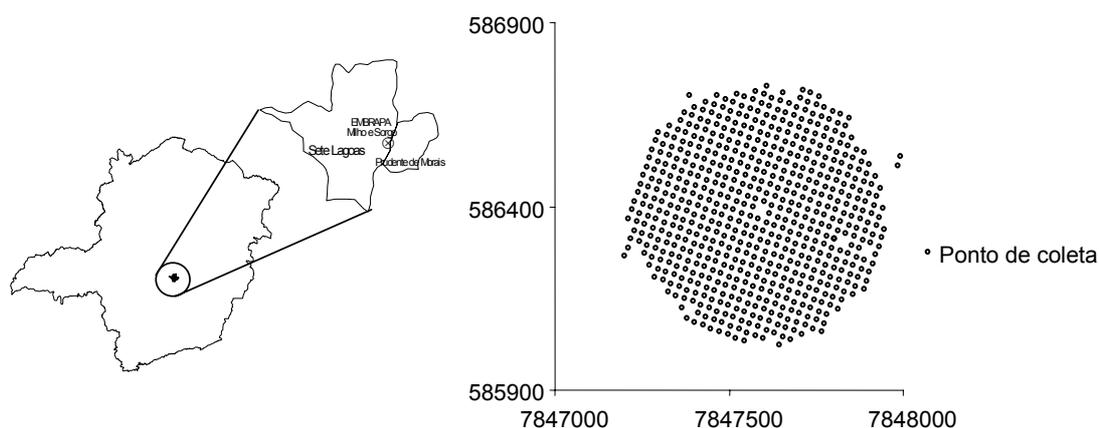


Figura 1 – Mapa da localização da área de estudo, à esquerda, e dos pontos de coleta, à direita.

Os dados de fertilidade foram obtidos, a partir de amostras de solo colhidas em uma grade regular georreferenciada de 25 por 25 m na área sob o pivô. As análises estatísticas foram efetuadas, a partir dos dados de produtividade retirados dos mapas de produtividade gerados pelo monitor de colheita, de modo que os valores pontuais de produtividade correspondam aos mesmos pontos de amostragem dos atributos químicos, tendo sido usado um valor de média local pelos vizinhos mais próximos. No caso do

segundo ano, as análises correspondem apenas à parte inferior da área, uma vez que a parte superior foi plantada com soja.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os mapas de produtividade dos três anos mostram a variabilidade espacial e temporal da produtividade. Os dados globais são mostrados na Tabela 1, em que se observam a maior produtividade média, no primeiro ano, e os valores extremos de máxima e mínima produtividade, no segundo ano.

Tabela 1 – Dados de produção da area em estudo

Ano	Número de dados	Média	Desvio-padrão	Coeficiente de variação	Máximo	Quartil superior	Mediana	Quartil inferior	Mínimo
		-- kg ha ⁻¹ --							
Rend 99/00	578	7692	1655	0,215	10896	9138	7863	6474	3627
Rend 00/01	324	7049	2394	0,340	13415	8116	6686	5649	1969
Rend 01/02	578	6470	1046	0,162	9034	7152	6525	5939	2520
Média ^(*)	324	6861	1064	0,155	9310	7542	6885	6246	3342

^(*)Valores relativos apenas à área plantada com milho nos três anos seguidos.

Os histogramas de distribuição de freqüências indicam a tendência à normalidade dos dados, mais clara nos dados do segundo e do terceiro anos e, na média dos três anos, para a parte inferior do pivô (Figuras 2, 5, 8 e 11). Existe uma clara dependência espacial para a produtividade mostrada pelo semivariogramas; entretanto, o ajuste dos modelos foi pouco adequado, especialmente para o segundo ano (Figuras 3, 6 e 9). Isto pode ser resultado do uso de médias locais pelos vizinhos mais próximos, para

estabelecimento de pontos equivalentes para a correlação com os dados pontuais de análises químicas, em lugar da base de dados completa. O uso desta foi restrito pelo número máximo de pontos que o programa de análise em uso permite. Houve uma inversão no padrão de produtividade entre o primeiro e o terceiro ano; a parte superior do pivô foi mais produtiva no primeiro ano e a inferior, no terceiro ano (Figuras 4, 7 e 10). As correlações entre os dados de produtividade indicam a baixa correlação, mesmo quando significativa, entre estas variáveis (Tabela 2). Mesmo no caso em que uma correlação positiva mais elevada e significativa foi encontrada entre produtividade e matéria orgânica no primeiro ano, no terceiro esta correlação foi negativa. Fato equivalente ocorreu para o potássio, no sentido inverso.

Tabela 2 – Dados de correlação entre valores de produtividade em kg ha⁻¹, para cada safra, e atributos químicos

Ano agrícola	Atributo	Número de dados	Coefficiente de correlação	Coefficiente de correlação rankeada	p
99/00	pH	578	-0,025	1,490	0,5459
	Mat. Org.		0,502	1,478	0,0166
	Ca		-0,100	0,890	0,0033
	Mg		0,122	0,287	0,0000
	P		-0,014	2,705	0,7293
	K		-0,323	-0,317	0,0000
00/01	pH	324	0,085	4,639	0,1279
	Mat. Org.		0,086	2,457	0,0017
	Ca		0,174	3,282	0,0005
	Mg		0,192	0,770	0,6884
	P		0,128	8,861	0,0209
	K		-0,022	0,432	0,1208
01/02	pH	578	0,134	1,504	0,0013
	Mat. Org.		-0,286	0,444	0,00004
	Ca		0,171	1,047	0,0055
	Mg		0,115	0,250	0,0000
	P		0,102	2,418	0,0141
	K		0,337	0,506	0,0000

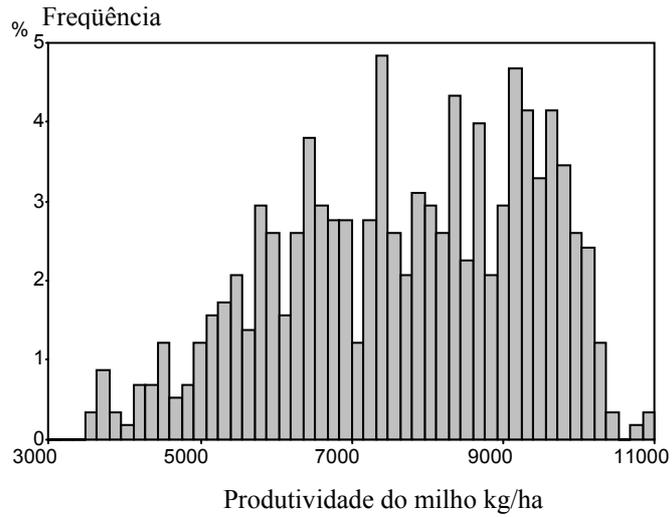


Figura 2 – Histograma de distribuição de freqüências para a produtividade de milho, no primeiro ano (1999/00).

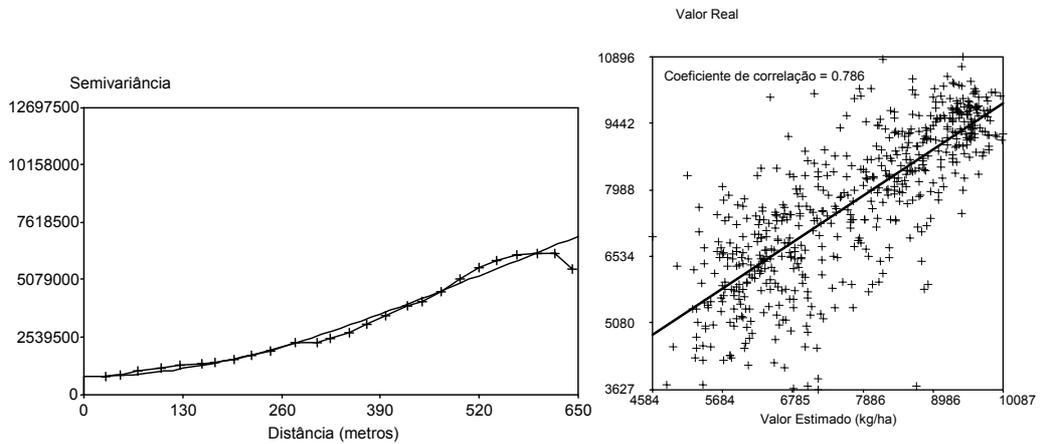


Figura 3 – Gráficos do semivariograma omnidirecional (modelo gaussiano) e da validação cruzada da produtividade de milho, no primeiro ano (1999/00).

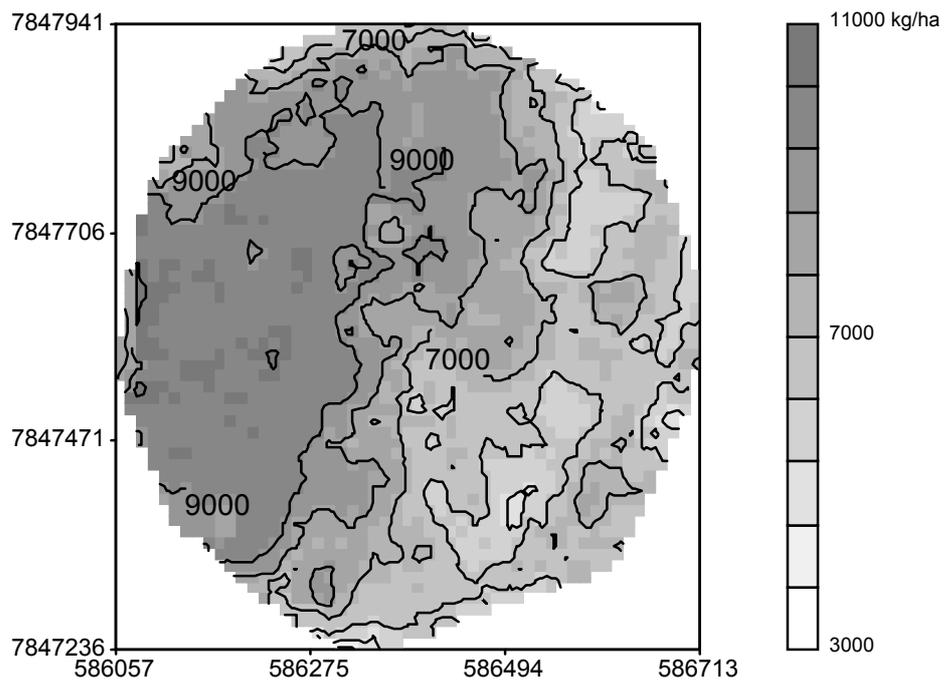


Figura 4 – Mapa interpolado por krigagem da produtividade de milho, no primeiro ano (1999/00).

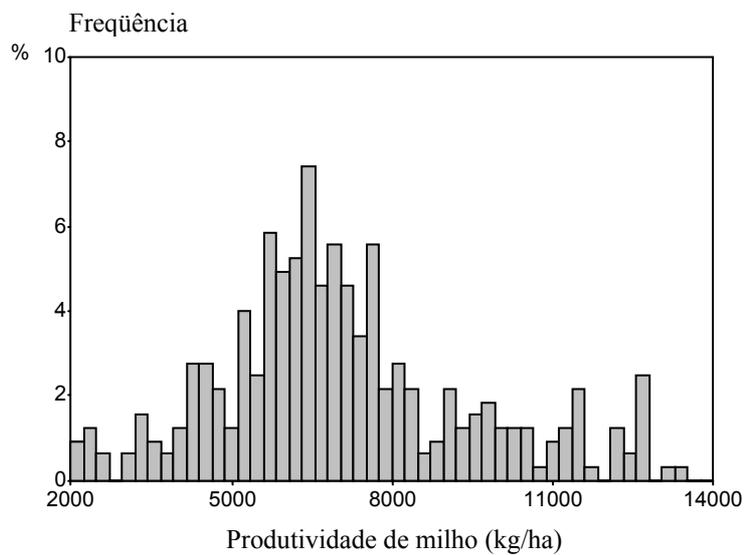


Figura 5 – Histograma de distribuição de freqüências para a produtividade de milho, no segundo ano (2000/01).

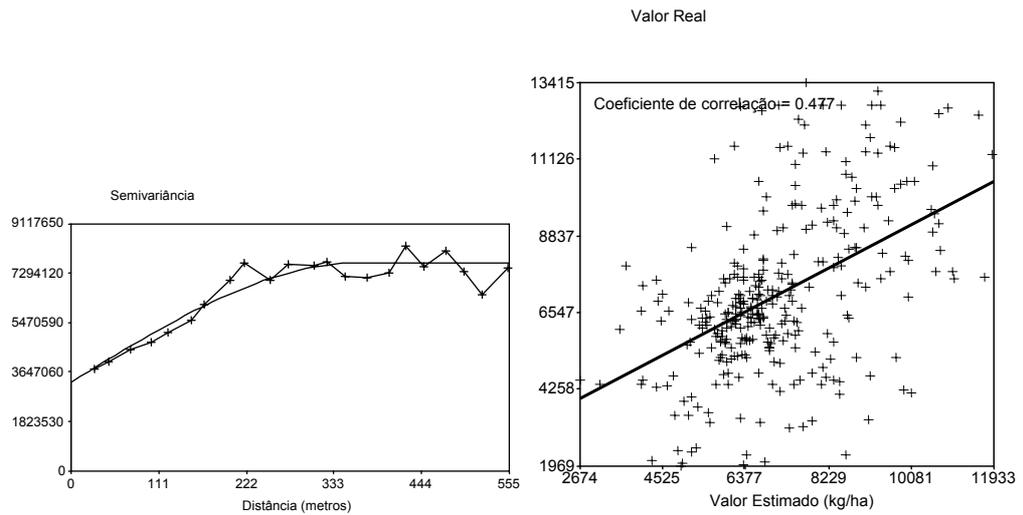


Figura 6 – Gráficos do semivariograma omnidirecional (modelo esférico) e da validação cruzada da produtividade de milho, no segundo ano (2000/01).

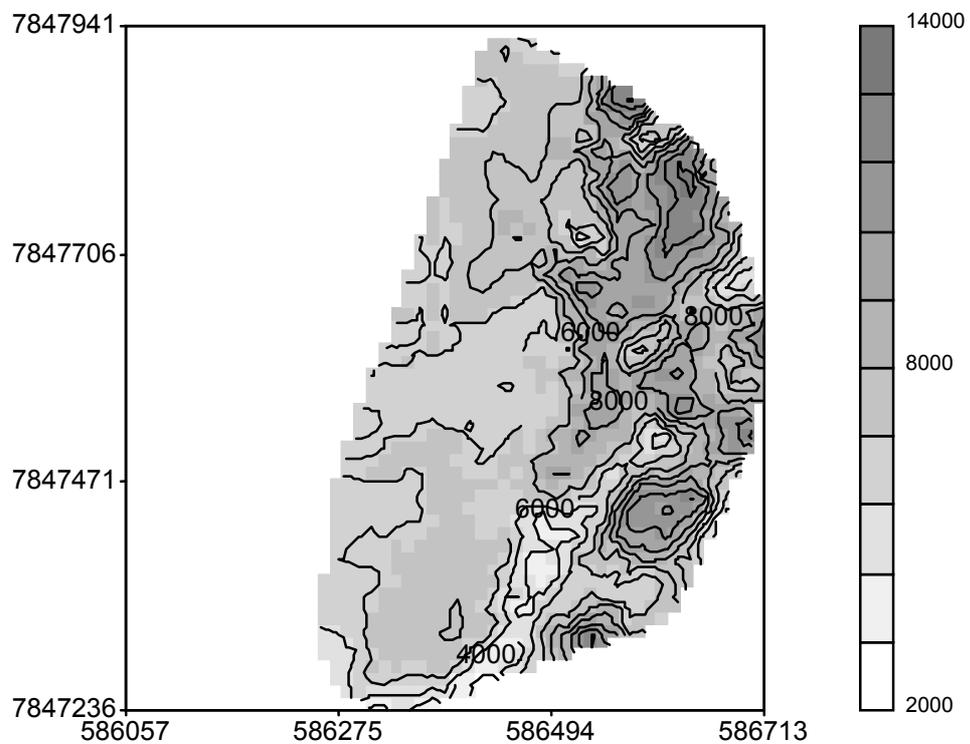


Figura 7 – Mapa interpolado por krigagem da produtividade de milho, no segundo ano (2000/01).

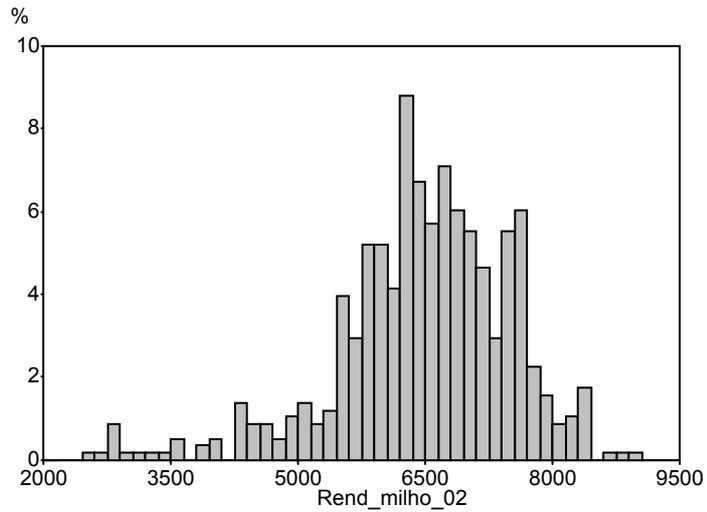


Figura 8 – Histograma de distribuição de freqüências para a produtividade de milho, no terceiro ano (2001/02).

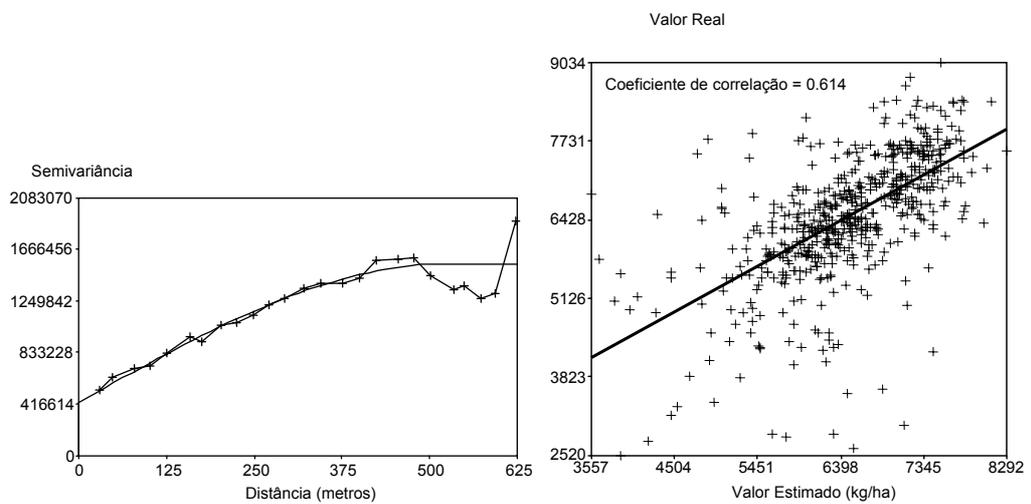


Figura 9 – Gráficos do semivariograma omnidirecional (modelo esférico) e da validação cruzada da produtividade de milho, no terceiro ano (2001/02).

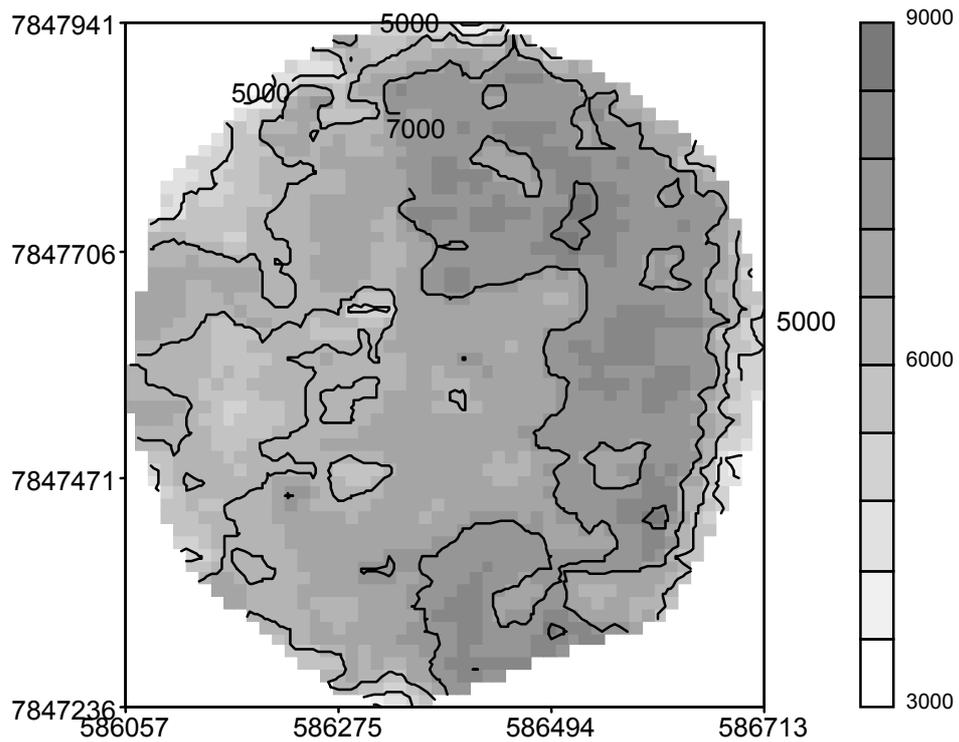


Figura 10 – Mapa interpolado por krigagem da produtividade de milho, no terceiro ano (2001/02).

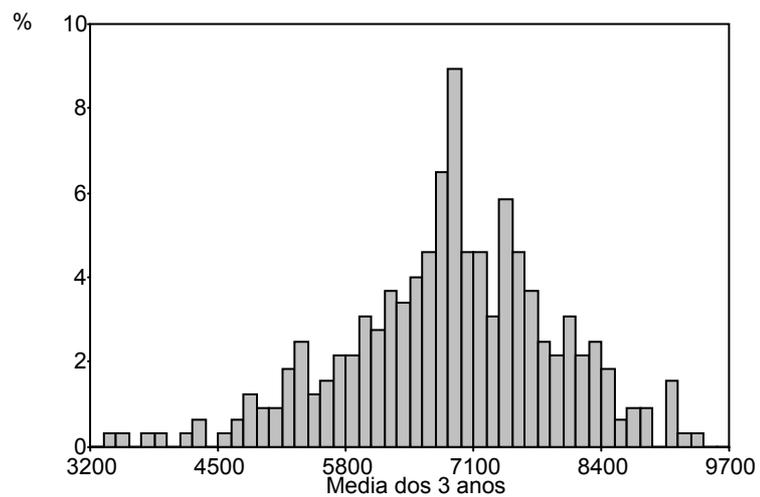


Figura 11 – Histograma de distribuição de freqüências para a produtividade média de milho, nos três anos.

Análises de tendências temporais realizadas na Inglaterra, por Blackmore et al. (2003), em mapas de colheita de seis anos consecutivos, mostraram a inexistência de tendências nas áreas em estudo, sugerindo possíveis compensações em consequência de flutuações dos outros fatores de produção como o clima. Estas pesquisas, conduzidas em áreas de produção, demonstraram a diluição dos efeitos de tendências com o tempo, pela homogeneização dos mapas de tendências, quando a variação espacial da produção nos mapas de colheita se anulou ao serem somados aos mapas de produtividade de anos consecutivos (Blackmore, 1999b; Blackmore et al., 2001; Blackmore et al., 2003). As mudanças de tendências temporais também não se mostraram significativas.

Um fator relevante é o fato de que os dados das análises químicas são relativos apenas ao primeiro ano, ao passo que os dos resultados de produtividade, a três anos consecutivos, comprometendo as correlações com o segundo e terceiro anos; entretanto, dados os valores iniciais elevados ou adequados para as variáveis medidas, não se esperariam alterações tão significativas dos teores neste período a ponto de justificarem as modificações observadas dos padrões de produtividade. Esta baixa correlação pode ser em virtude dos níveis das variáveis medidas estarem acima dos limites mínimos necessários para obtenção de altas produtividades, conforme os níveis críticos adotados pela Comissão de Fertilidade de Solo do Estado de Minas Gerais (1999). Resultados similares são descritos por Stafford et al. (1996), para quatro anos de cultivo de centeio na Inglaterra. Blackmore et al. (1998) também não encontraram efeito do *status* nutricional na produtividade, atribuindo a variabilidade a fatores físicos. Wyciskalla et al. (2000) também atribuíram aos fatores edafoclimáticos a responsabilidade pela variação na produtividade em dois solos do estado americano do Illinois, em detrimento de fatores químico-nutricionais.

Outro fator diz respeito às diferentes escalas de medida das variáveis correlacionadas, uma vez que a produtividade representa uma média local relativa à área colhida pela máquina (função de sua velocidade pela largura da plataforma de colheita), ao passo que as análises químicas foram realizadas a partir de amostras pontuais. As médias de produtividade ainda foram agregadas para se obter um valor de produtividade correspondente a cada ponto da análise química. A área colhida (cada ponto amostrado de produtividade) está entre 15 e 20 m². Sugere-se que novos trabalhos levem em consideração as escalas de amostragem, para que a consistência das análises seja mantida, usando uma área comum para todas as coletas.

Os dados de produtividade devem ser avaliados com cautela. A análise em curso levou em consideração os dados brutos, conforme saídos da máquina, tendo sido apenas agregados por uma média local. Blackmore e Moore (1999) afirmam que os dados brutos podem conter distorções relacionadas a erros sistemáticos, levando a mapas de baixa acurácia. Os principais erros identificados estão relacionados ao funcionamento da colhedora ou ao sistema de posicionamento, gerando padrões típicos nos mapas de colheita, como faixas contínuas paralelas, no caso de faixas estreitas de acabamento, ou áreas de baixa produtividade nos pontos de entrada da máquina no início dos talhões (Reitz e Kutzbach, 1996; Blackmore e Marshall, 1996; Blackmore e Moore, 1999; Rands, 1998). Os autores sugerem dois tipos de procedimentos para lidar com estes erros sistemáticos: tratamento dos dados por meio de filtros especialistas (Rands, 1998; Blackmore e Moore, 1999) e mapeamento potencial (Blackmore, 2003). A remoção sistemática de pontos não deve afetar o mapa, por causa do elevado número destes pontos (Blackmore e Moore, 1999). Estes erros não são removidos pelo uso de médias, necessitando remoção pelos filtros especialistas e posterior checagem. As técnicas de interpolação usadas para geração dos mapas pressupõem dados corretos; erros grosseiros podem ser gerados, especialmente em áreas em que faltam pontos medidos, se os pontos da borda destas áreas estiverem incorretos.

A máquina utilizada nas operações de colheita não estava equipada com sensor de umidade para correção automática dos dados, superestimando os resultados obtidos no início do dia, quando os grãos estão mais úmidos, ou em posições de maior umidade no campo (Reitz e Kutzbach, 1996). Outros fatores que afetam diretamente a produtividade medida também não foram medidos sistematicamente como o *stand* e as perdas de colheita.

Os resultados indicam que a análise de fertilidade dos dados de 0 a 20 cm pode não ser suficiente para se obterem correlações entre a fertilidade e a produtividade, uma vez que, embora os resultados indiquem níveis relativamente elevados em superfície, a exploração de um volume maior do solo pelo sistema radicular pode eventualmente levar a uma compensação de diferenças locais de fertilidade. Isto pode levar a comportamentos diferentes da produtividade em anos com diferente distribuição de precipitação, como foram os três anos analisados. Blackmore et al. (1998), Blackmore (2000) e Blackmore et al. (2003) atribuem a variação temporal dos mapas de produtividade à interação entre a variabilidade espacial de propriedades do solo e o clima, como diferentes capacidades de retenção de umidade nas áreas, levando a

diferentes respostas da cultura a variações na precipitação entre os anos agrícolas. Esta pode ser uma explicação plausível para este estudo. Estes efeitos ainda precisam ser analisados em maior detalhe nas condições deste sistema produtivo.

CONCLUSÕES

Os resultados indicam que, para esta área, não há relação aparente entre a produtividade e as análises químicas dos principais nutrientes e matéria orgânica, em razão dos níveis elevados de fertilidade do solo já atingidos pelo sistema de manejo. A falta de correlação entre produtividades entre anos consecutivos também indica que a produtividade neste caso está sendo possivelmente determinada por outros fatores de natureza físico-hídrica do solo.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado sob os auspícios dos projetos Projeto PRODETAB - 030 - 01/99 e SEP - 12.1999.021, Agricultura de Precisão. O primeiro autor agradece o apoio financeiro da CAPES, da FAPEMIG e do CNPq. Agradecemos a colaboração de Gisela de Avellar (Geoprocessamento – Embrapa Milho e Sorgo) no tratamento dos dados de colheita e análises químicas.

REFERÊNCIAS

- BLACKMORE, B. S. Precision Farming; an introduction. *Outlook on Agriculture*, 23: 275-280. 1994.
- BLACKMORE, B. S. Developing the principles of Precision Farming. *Agrotech 99*. Barretos, Barretos Institute of Technology. 1999a.
- BLACKMORE, B. S. The interpretation of trends from multiple yield maps. *Computers and Electronics in Agriculture*, 26: 37-51. 1999b.
- BLACKMORE, B. S. The role of yield maps in Precision Farming. Tese de Doutorado. Cranfield University, Silsoe. 2003. 162p.
- BLACKMORE, B. S. Using information technology to improve crop management. In: *Weather and Agro-Environmental management. Proc. of papers presented at AgMet Millenium Conference, Dublin*. p. 30-38. 2000.
- BLACKMORE, B. S. e MARSHALL, C. J. Yield mapping; errors and algorithms. In: *3rd International Conference on Precision Agriculture*, eds. P. C. Robert, R. H. Rust and W. E. Larson. Madison, WI, ASA, CSSA, SSSA & ASAE. 1996. pp. 403-415.
- BLACKMORE, B. S.; FOUNTAS, S.; MOORE, M. e GODWIN, R. Spatial and temporal trends in yield map data. In: R. J. GODWIN, R. EARL, J. C. TAYLOR, G. A. WOOD, R. I. BRADLEY, J. P. WELSH, T. RICHARDS, B. S. BLACKMORE, M. J. CARVER, S. KNIGHT e B. WELTI. Project Report No. 267. "Precision Farming" of cereal crops: a five-year experiment to develop management guidelines. London, Home Grown Cereals Authority. 328 pp. 2001.
- BLACKMORE, B. S.; GODWIN, R. e FOUNTAS, S. The analysis of spatial and temporal trends in yield map data over six years. *Biosystems Engineering*, (submitted) 2003.
- BLACKMORE, B. S.; GODWIN, R.; TAYLOR, J. C.; COSSER, N. D.; WOOD, G. A.; EARL, R. e KNIGHT, S. Understanding Variability in Four Fields in the United Kingdom. In: *Proceedings of the 4th International Conference on Precision Agriculture*, eds. P. C. Robert, R. H. Rust, D. J. Mulla and W. E. Larson. University of Minnesota, ASA, CSSA, SSSA, SEAFBS & ASPRS. 1998.
- BLACKMORE, B. S. e MOORE, M. Remedial correction of yield map data. *Precision Agriculture Journal*, 1: 53-66. 1999.
- COMISSÃO DE FERTILIDADE DO SOLO DO ESTADO DE MINAS GERAIS. *Recomendações para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais. 5^o Aproximação*. A.C. Ribeiro, P.T.G. Guimarães, V.H. Alvarez V., editores. Viçosa, 1999.
- EMBRAPA Solos. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. EMBRAPA Produção de Informação, Brasília; EMBRAPA Solos, Rio de Janeiro. 1999. 412 p.

REITZ, P. e KUTZBACH, H. D. Investigations on a particular yield mapping system for combine harvesters. *Computers and Electronics in Agriculture*, 14: 137-150.1996.

STAFFORD, J. V.; AMBLER, B.; LARK, R. M. e CATT, J. Mapping and interpreting the yield variation in cereal crops. *Computers and Electronics in Agriculture*, 14: 101-119. 1996.

WYCISKALLA, T.D.; VARSA, E.C.; CHONG, S.K.; EBELHAR, S.A.; INDORANTE, S.J.; MCCAULEY, W.M. e ROBERTSON, G.K. An evaluation of soil site factors responsible for yield variations in two southern Illinois farm fields. In: *Proceedings of the 5th International Conference on Precision Agriculture*, eds. P. C. Robert, R. H. Rust and W. E. Larson. Madison, ASA, CSSA, SSSA. 2000.

CAPÍTULO 9

MICROMORFOLOGIA DE LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, SOB PLANTIO DIRETO E CERRADO NATIVO

RESUMO

Uma área em uso agrícola intensivo localizada em Sete Lagoas, MG, cujo solo, um Latossolo Vermelho-Amarelo, cultivado sob plantio direto e irrigado por pivô central, teve suas características micromorfológicas avaliadas em comparação a uma equivalente próxima, em reserva sob cerrado. Seções polidas de amostras indeformadas de dois pontos sob pivô, e um ponto sob Cerrado, coletadas em três profundidades, foram descritas, quantificadas e analisadas por microscopia ótica, com auxílio de um programa de análise de imagens. Os resultados mostraram que o solo em estudo apresenta características típicas de sua classe, como elevada porosidade e estrutura microgranular fortemente desenvolvida. Os dados de porosidade e comprimento de poros evidenciaram que a camada localizada entre 20 e 25 cm, na área sob pivô, apresentou redução na porosidade observada e no comprimento de poros, comparada à sob cerrado, sendo estas alterações atribuídas aos efeitos do uso agrícola. A extração seletiva de óxidos de ferro por ditonito de sódio nas seções delgadas indicou a presença de diferentes fases dos óxidos de ferro, possivelmente devido à concentração diferencial, à recristalização e ao grau de cristalinidade.

Palavras – chave: microestrutura, porosidade, análise de imagem, manejo de solos.

ABSTRACT

The Red-Yellow Latosol (Oxisol) of an area under intensive use, in the Sete Lagoas – MG region, managed under no-till and irrigation, was studied and compared to an equivalent area under natural vegetation (Cerrado), by means of the comparison of its micromorphological characteristics. Polished sections, prepared from non-deformed samples of two points in the managed area and one point in the natural area, collected in three depths, were described, quantified and analysed by optical microscopy with the aid of a software for image analysis. The results showed that the soil presents the typical characteristics for this class, including high porosity and strongly developed microgranular structure. The data of porosity and pore length showed a reduction of the porosity and of the pore length in the area under agricultural use, compared to the natural one, in the 20 to 25 cm depth layer, attributable to the agricultural management. The selective extraction of iron oxides with sodium dithionite indicated the presence of differences among the iron oxide phases, possibly due to concentration, reprecipitation and crystallinity degree.

Key words: microstructure, porosity, image analysis, soil management.

INTRODUÇÃO

Uma das mais importantes propriedades do solo é a estrutura, responsável pelo controle de diversos fenômenos, como as trocas gasosas e a percolação de fluidos. Sua degradação pode ocasionar alterações físicas e químicas prejudiciais ao desenvolvimento das plantas, como a formação de regiões de maior resistência ou menor disponibilidade de oxigênio. A estrutura microgranular bem desenvolvida, apresentando elevada porosidade e livre circulação de fluidos, é uma das propriedades mais favoráveis na maioria dos Latossolos, permitindo o desenvolvimento do sistema radicular de culturas e facilitando as operações de preparo do solo. Segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 1999), o horizonte B latossólico típico apresenta estrutura granular muito pequena a pequena com grau de desenvolvimento forte, ou, secundariamente, estrutura em blocos subangulares fracos ou moderados.

O uso intensivo destes solos, no entanto, pode levar à destruição desta característica, em razão do colapso da estrutura pequena ou muito pequena granular, que se funde e molda em blocos maiores, podendo formar regiões de densidade elevada, baixa porosidade e alta resistência. O uso intensivo, associado à manutenção de umidade elevada e ao constante tráfego de máquinas, como é o caso das áreas irrigadas onde se cultivam duas ou mais safras por ano, pode acelerar o processo e levar a uma situação de difícil solução.

Objetivou-se neste trabalho avaliar o estado da microestrutura de um Latossolo sob condição de uso intensivo e irrigação e compará-lo a uma área onde o solo permaneceu sob vegetação de cerrado nativo, com mínima perturbação antrópica. Foi efetuado o estudo da micromorfologia de amostras selecionadas, associado à análise e quantificação digital de imagens.

MATERIAL E MÉTODOS

O local do estudo é a área experimental da Embrapa Milho e Sorgo, sob um sistema de irrigação por pivô central de 38 ha, em Sete Lagoas, MG. Esta área tem sido utilizada por um sistema de produção de milho, sob plantio direto, e para o plantio de soja e feijão irrigado na estação seca (Figura 1). O solo foi classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico e está localizado nas coordenadas 19 27° 52,3 S e 44° 10 37,3 W e altitude aproximada de 780 m. Este solo se desenvolveu sobre coberturas colúviais assentadas discordantemente sobre rochas sedimentares do Grupo Bambuí, predominantemente pelíticas (CPRM, 1994).

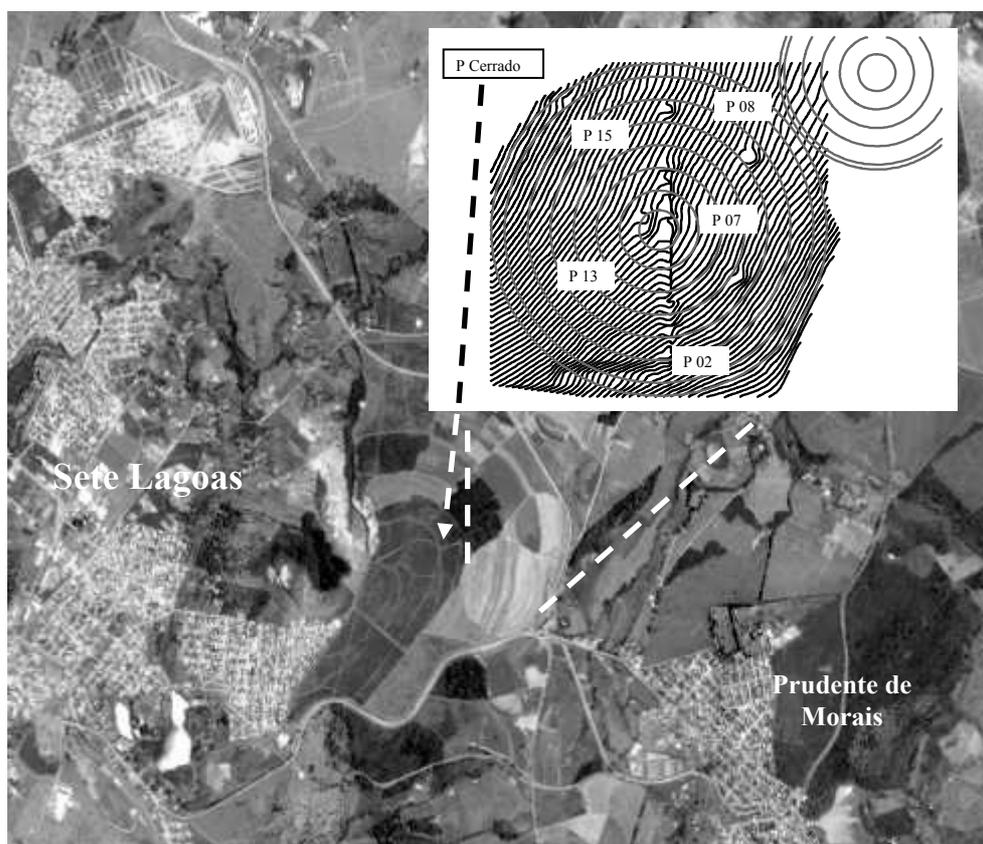


Figura 1 – Mapa da localização dos perfis amostrados.

Selecionaram-se dois perfis representativos das subáreas do pivô, escolhidos com base em análises exploratórias prévias, e um perfil localizado na área de reserva ambiental sob cerrado nativo, ao lado do pivô. Foram retiradas amostras indeformadas por meio da inserção de um tubo de aço, em duas etapas, coletando-se de 0 a 25 cm e de 25 a 50 cm. Coletaram-se três amostras para cada perfil, num raio de 5 m de distância máxima entre elas.

O material foi seco em câmara fechada com sílica gel e vapor de acetona e impregnado com resina de poliéster, segundo o método descrito por Castro (1985) e Murphy (1986). As amostras impregnadas foram deixadas para endurecimento e cura da resina por 60 dias. Após a cura, foi efetuado o corte das amostras em serra de disco diamantado e procedeu-se à confecção das lâminas delgadas (com espessura aproximada de 30 μm). Estas foram preparadas a partir dos cortes efetuados verticalmente no setor mediano dos blocos. Prepararam-se lâminas da superfície (0 – 5 cm), da parte intermediária (20 – 25 cm) e da parte inferior (45 – 50 cm). As lâminas mostraram um corte ao longo do eixo vertical dos blocos.

As lâminas delgadas foram fotografadas em microscópio ótico Olympus AX-70, sob luz plana e polarizada, com aumento de 40x e 100x. As fotografias, obtidas com filme Fuji Superia 100 ASA, foram reveladas e digitalizadas através de um scanner Genius HR7X Slim, para formato matricial (Windows Bitmap).

Imagens de 1 cm^2 de área das lâminas foram capturadas com o uso de um scanner Genius HR7X Slim, na resolução de 1200 dpi. Três campos por lâmina foram selecionados para medição de comprimento de poros e distribuição de feições morfológicas. As imagens digitais foram processadas e medidas com a utilização do programa Quantiporo (Fernandes Filho e Viana, 2001), desenvolvido no DPS/UFV. A partir deste programa, obtiveram-se a porosidade total e a estimativa da distribuição de comprimento de poros, seguindo algumas das sugestões de Ringrose-Voase (1990). Esta estimativa foi obtida a partir da medição do comprimento dos segmentos correspondentes aos poros em quatro ângulos, 0°, 45°, 90° e 135°, em relação à vertical da imagem. A resolução da medida foi determinada pelo tamanho do pixel usado na digitalização da imagem, de 21 μm .

A descrição das feições morfológicas foi feita a partir da observação direta no microscópio, segundo Bullock et al. (1985) e Stoops (1998). As medições de feições foram efetuadas a partir das imagens digitais, em que aquelas foram identificadas e segmentadas, sendo sua proporção medida por sua área correspondente. A partir dessa

análise e dos dados quantitativos obtidos por meio do programa Quantiporo, procedeu-se a uma interpretação qualitativa dos resultados e foram realizadas análises estatísticas de comparação de médias entre os perfis coletados e entre as profundidades.

Análises adicionais de cristalinidade de óxidos de ferro, utilizando-se o extrator ditionito-citrato-bicarbonato (Mehra e Jackson, 1961), foram realizadas em partes selecionadas das lâminas delgadas, segundo os procedimentos de Bullock et al. (1975). Após a extração, as lâminas foram novamente observadas em microscópio, para verificar as alterações ocorridas em campos previamente marcados e fotografados.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

As lâminas analisadas apresentaram características típicas desta classe de solo, como a estrutura microgranular forte, porosidade abundante e uniformidade (Stoops e Buol, 1985; Nunes, 1998). Houve grande uniformidade nas feições gerais entre as três repetições de cada ponto amostrado e entre as amostras colhidas na área do pivô. No apêndice, são apresentadas as descrições detalhadas de três lâminas, correspondentes a cada uma das profundidades amostradas, para uma das repetições do perfil do cerrado e para uma das repetições do perfil 15, considerada representativa do conjunto.

A camada superficial nos três perfis tem sua estrutura e porosidade fortemente influenciada pela presença de matéria orgânica abundante, em vários graus de alteração, além da presença de raízes vivas (Figura 2 (a), (b) e (c)). Foi também observada a formação de uma microcrosta composta por agregados fragmentados. Nos perfis sob cultivo, a presença de resíduos de palhada do último plantio pode ser observada, junto a pelotas fecais de artrópodos (Figura 2(c)).

A comparação da morfologia dos perfis na profundidade de 20 a 25 cm mostrou tendência a maior coalescência de microagregados, formando blocos subangulares ou mesmo estrutura tendendo a maciça (Figura 2(f)), nos perfis sob cultivo, comparados ao perfil sob cerrado, embora a presença destas estruturas seja visível neste último, em menor escala (Figura 3(d)). Esta fusão, ou soldagem, pode ser observada em detalhe na Figura 3(a), em que a observação sob luz polarizada permite delinear os contornos dos microagregados na massa; os pontos de soldagem são marcados pela birrefringência

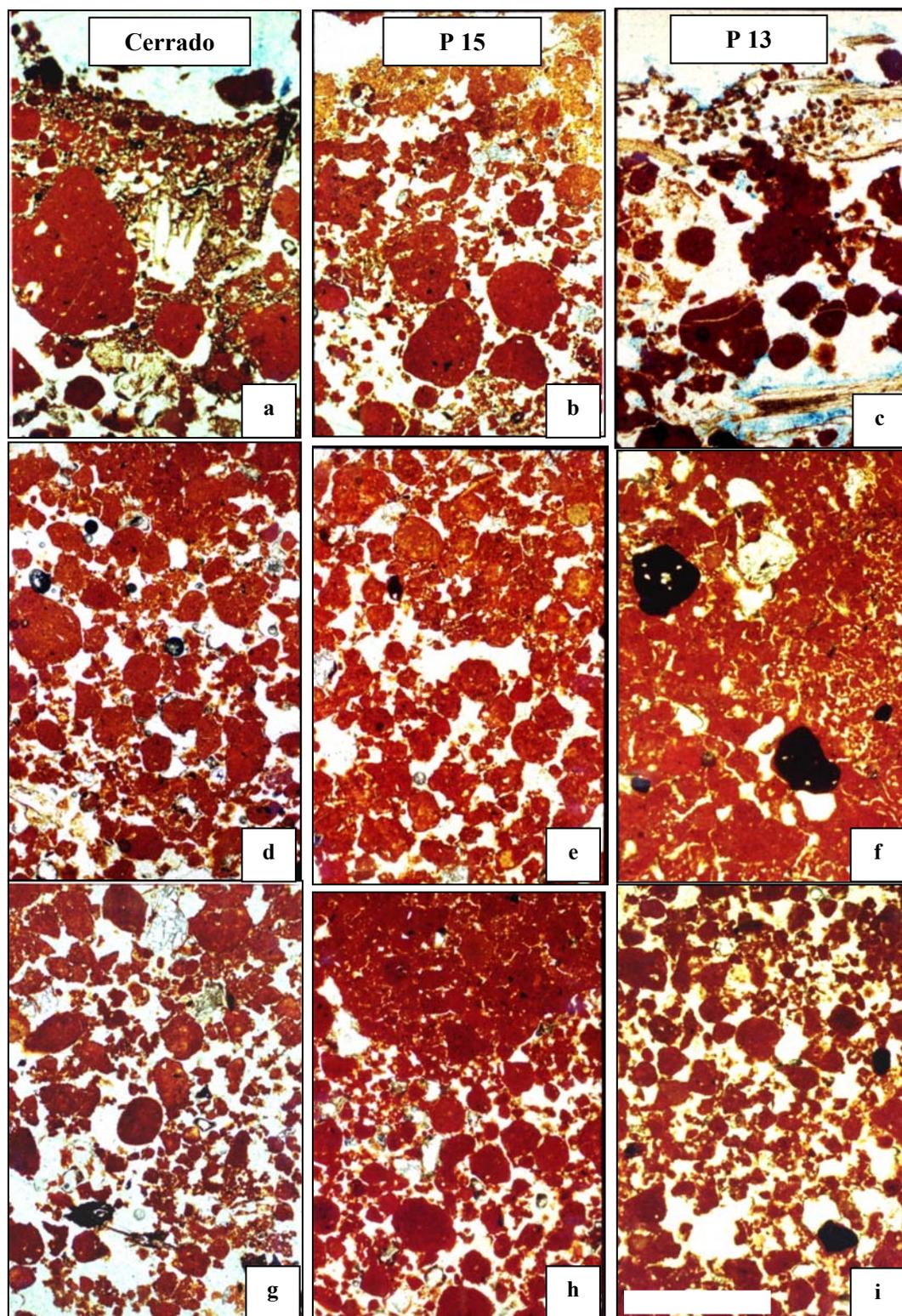


Figura 2 – Microfotografias das seções finas dos perfis. Profundidade 0 a 5 cm, perfil Cerrado (a), perfil 15 (b) e perfil 13 (c). Profundidade 20 a 25 cm, perfil Cerrado (d), perfil 15 (e) e perfil 13 (f). Profundidade 45 a 50 cm, perfil Cerrado (g), perfil 15 (h) e perfil 13 (i). Luz plana. Barra: 1 mm.

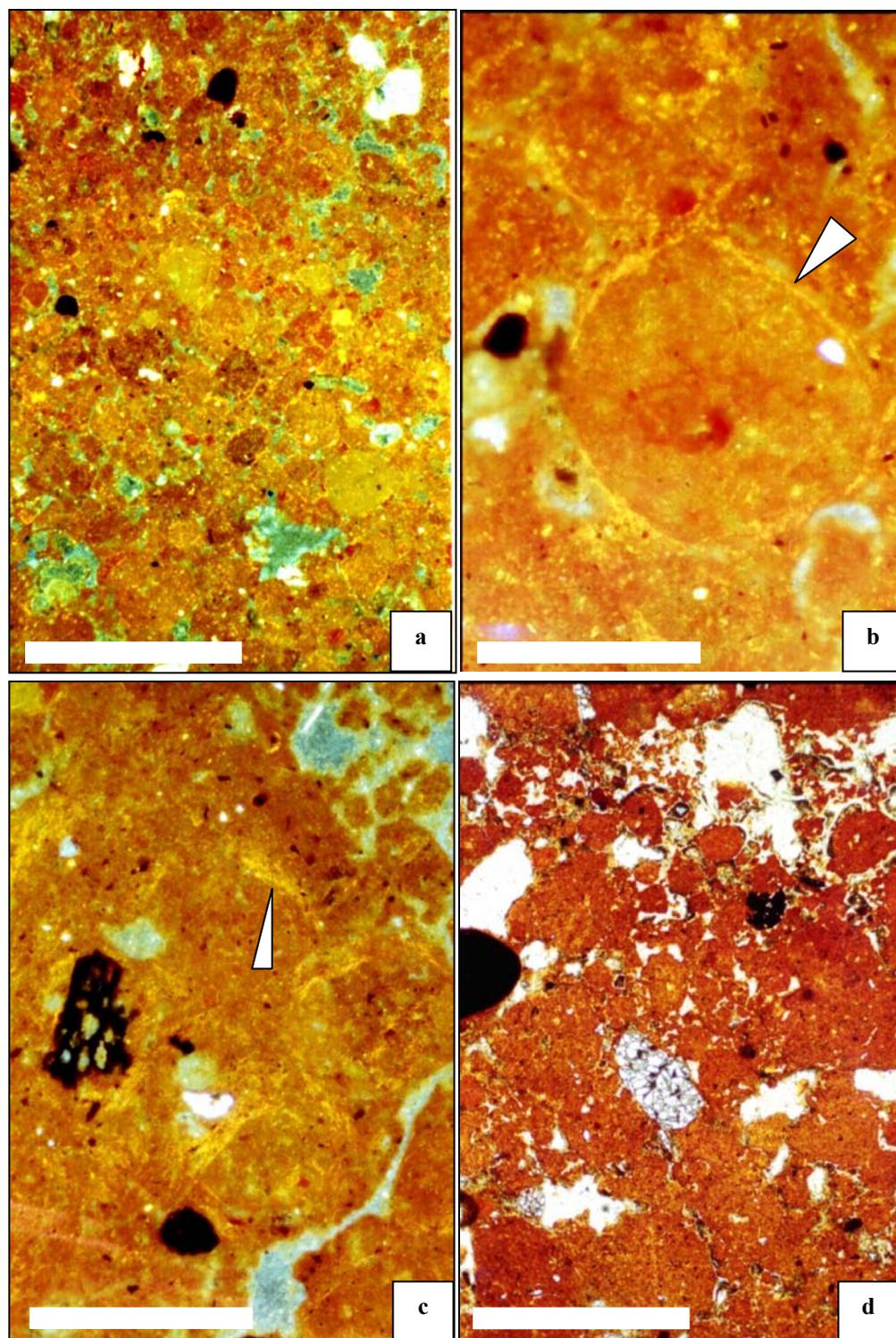


Figura 3 – Microfotografias das seções finas dos perfis 13 (a e b), 15 (c) e Cerrado (d).
Barra: 0,5 mm.

circular estriada (Figura 3(b)) e pontuada-mosqueada (Figura 3(c)), para os perfis 13 e 15, respectivamente. Isto ocorre principalmente nesta profundidade, conforme indicam os resultados de porosidade e comprimento médio de poros (Figura 6). Carpenedo e Mielniczuk (1990) observaram a formação de agregados por compactação, dominados por microporos, em um Latossolo Roxo sob plantio direto.

Apesar de não haver indícios aparentes de prejuízo à produtividade na área em estudo e da área estar sendo cultivada sob plantio direto a vários anos, as alterações na estrutura indicam que o processo de coalescência de agregados não mostra sinais de reversão, como foi também observado por Maltoni (1994), para um Latossolo Vermelho-Escuro sob eucalipto por seis anos, após uso agrícola. Os gráficos de distribuição de tamanho de poros (Figuras 7, 8 e 9) indicam que houve um deslocamento da distribuição de tamanhos de poros no sentido dos poros menores, nesta profundidade, o que pode implicar em alterações na permeabilidade e retenção de umidade por esta camada.

Os dados de porosidade e comprimento de poros e a morfologia não indicaram diferenças na camada inferior, de 45 a 50 cm, que apresenta a estrutura microgranular bem desenvolvida nos três perfis (Figura 2(g), (h) e (i)). A porosidade total tende a ser maior que na camada superior (Figuras 6); o comprimento de poros similar, embora com uma distribuição mais estreita, indica maior uniformidade de distribuição de tamanho de poros (Figuras 7, 8 e 9).

A presença de feições de halo ao redor de nódulos ferruginosos opacos, distribuídos de forma aleatória nos perfis, sugere a formação de plasma argiloso a partir de sua dissolução e reprecipitação, impregnando a matriz argilosa (Figura 4(a)). Este processo pode também ser observado em inclusões opacas de materiais oclusos em grãos de quartzo (Figura 4(b)). Este fato sugere que estes componentes são fruto de contribuição de materiais transportados e adicionados aos perfis por pedoturbação, possivelmente a partir do desmonte de couraças lateríticas. A remoção de ferro por ditionito mostrou-se incompleta para alguns nódulos (Figura 5(a) e (b)), no tempo utilizado, possivelmente em razão de diferenças internas de cristalinidade dos óxidos. Os resultados da remoção dos óxidos por ditionito-citrato-bicarbonato revelaram a existência de regiões menos atacadas por este agente, localizadas junto a fissuras ou na superfície de agregados (Figura 5(c) e (d)). A causa aparente desta maior resistência ainda não pode ser determinada, podendo ser atribuída a diferenças de cristalinidade ou substituição isomórfica, resultando em óxidos mais resistentes à redução, ou uma concentração local maior de óxidos, retardando sua dissolução.

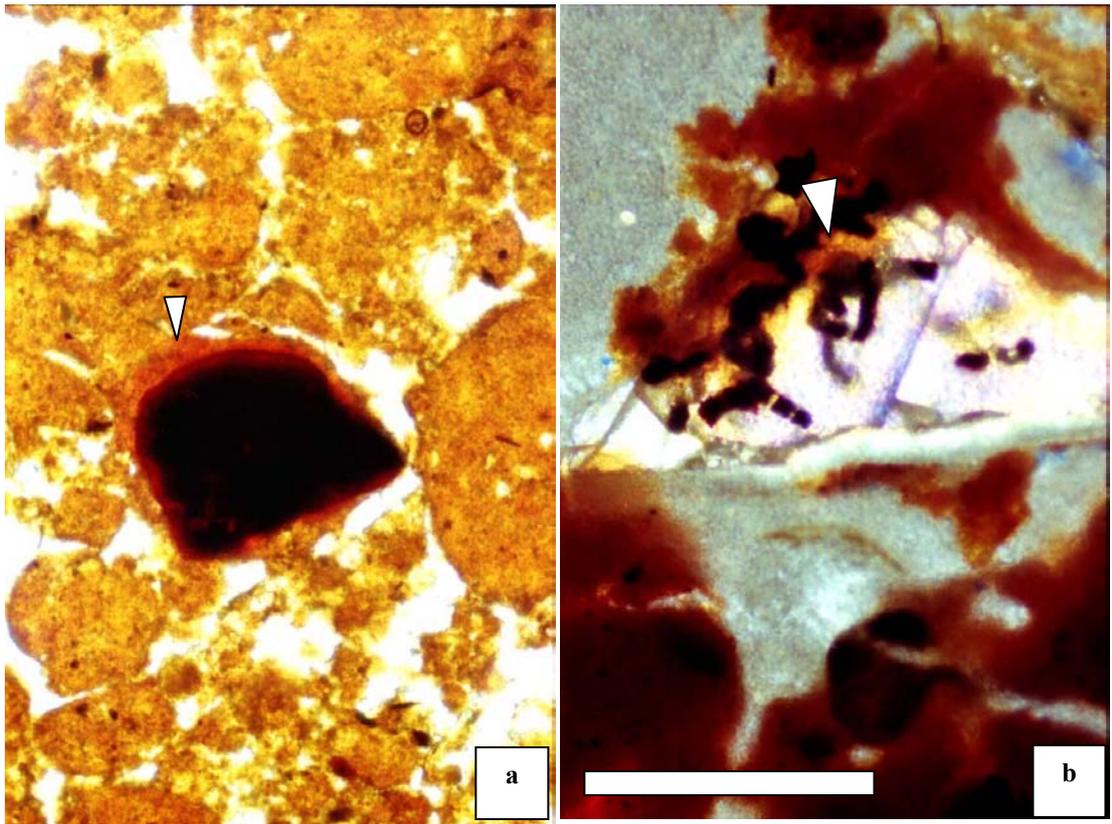


Figura 4 – Microfotografias de nódulo (a) e quartzo (b) das seções finas do perfil 13. As setas indicam as áreas de halo. Luz plana. Barra: 0,5 mm.

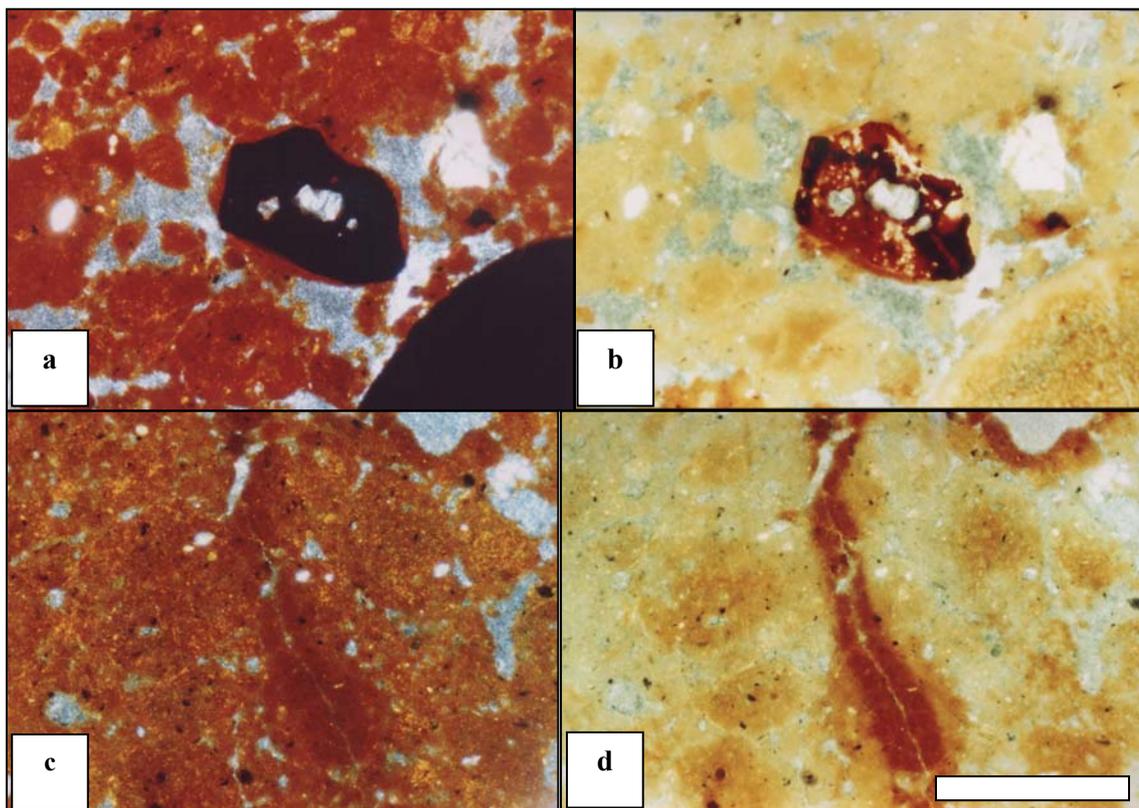


Figura 5 – Microfotografias das seções finas do perfil Cerrado sem tratamento (a, c), e após o tratamento com ditonito (b, d). Luz polarizada com nicóis cruzados. Barra: 0,5 mm.

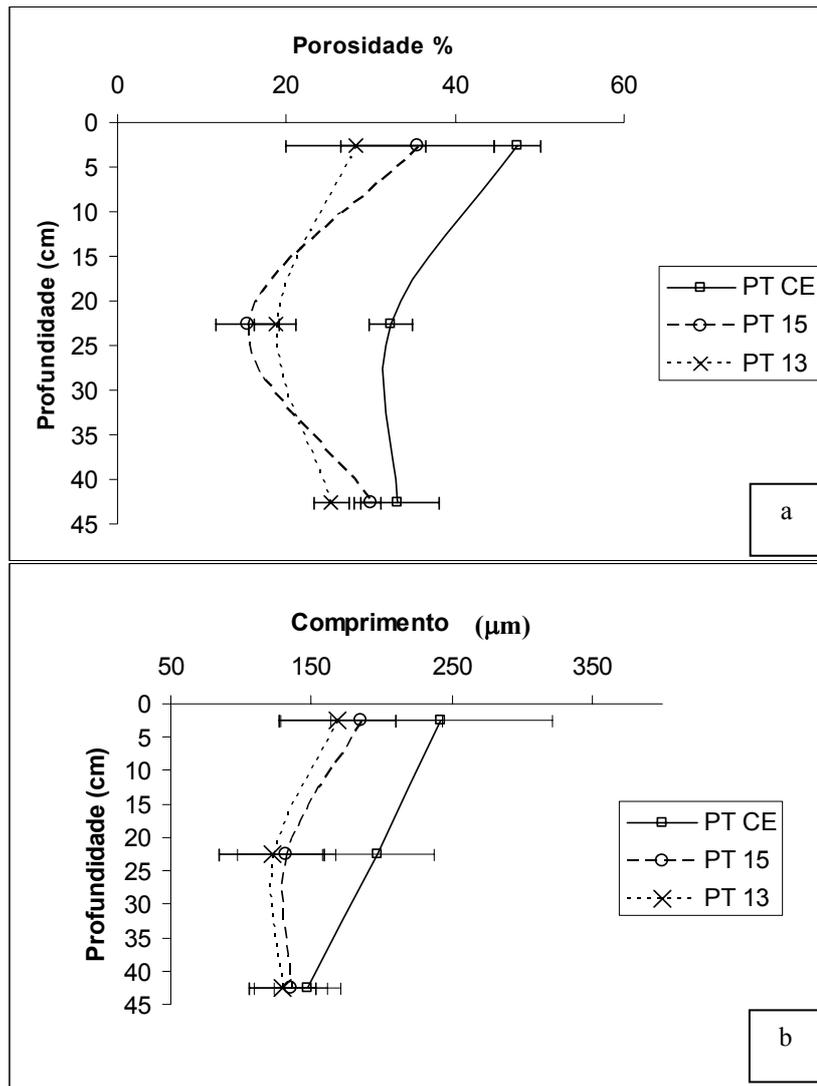


Figura 6 – Gráficos de distribuição de porosidade (a) e comprimento de poros (b).

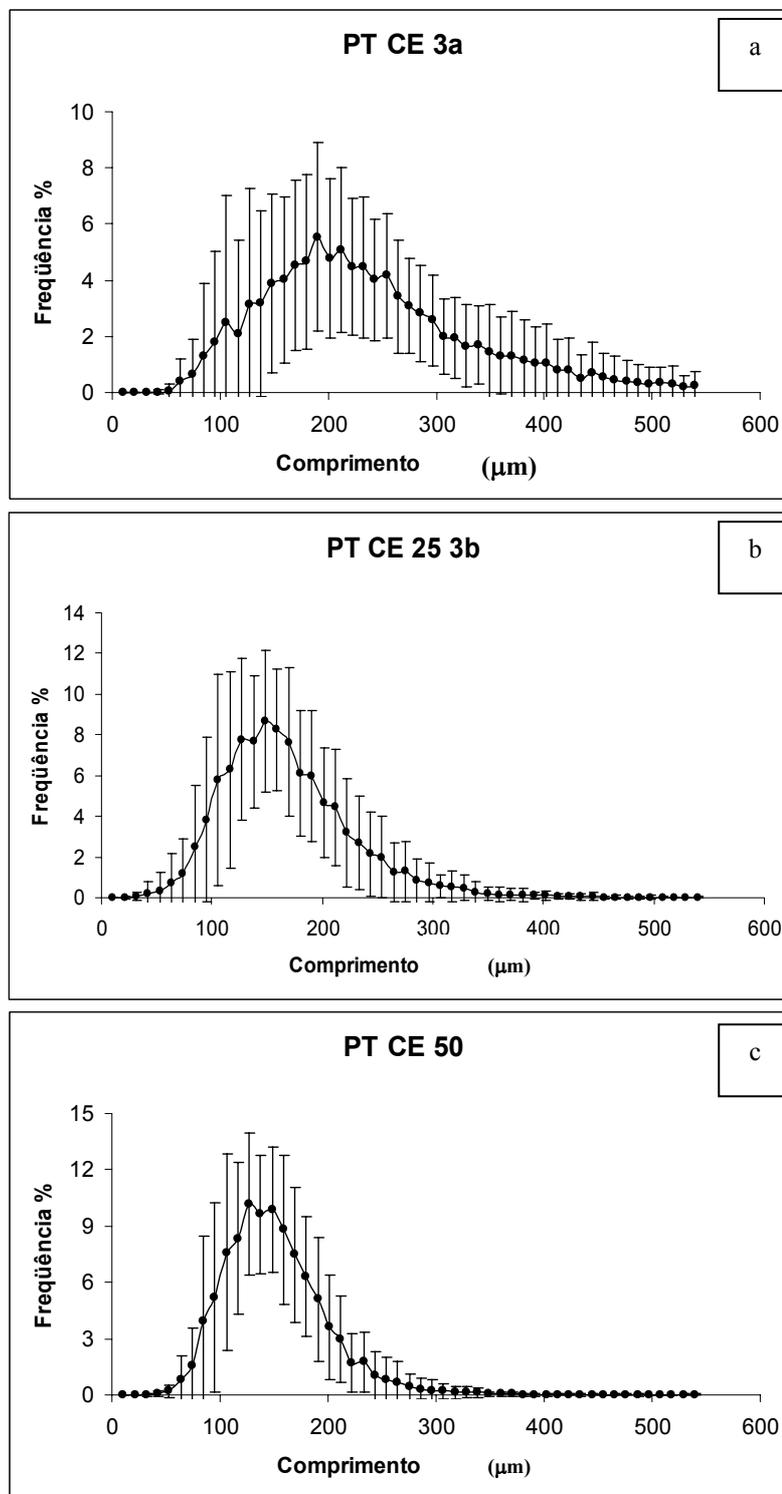


Figura 7 – Gráficos de distribuição de comprimento de poros para o perfil Cerrado. Profundidade de 0 a 5 cm (a); de 20 a 25 cm (b); e de 45 a 50 cm (c).

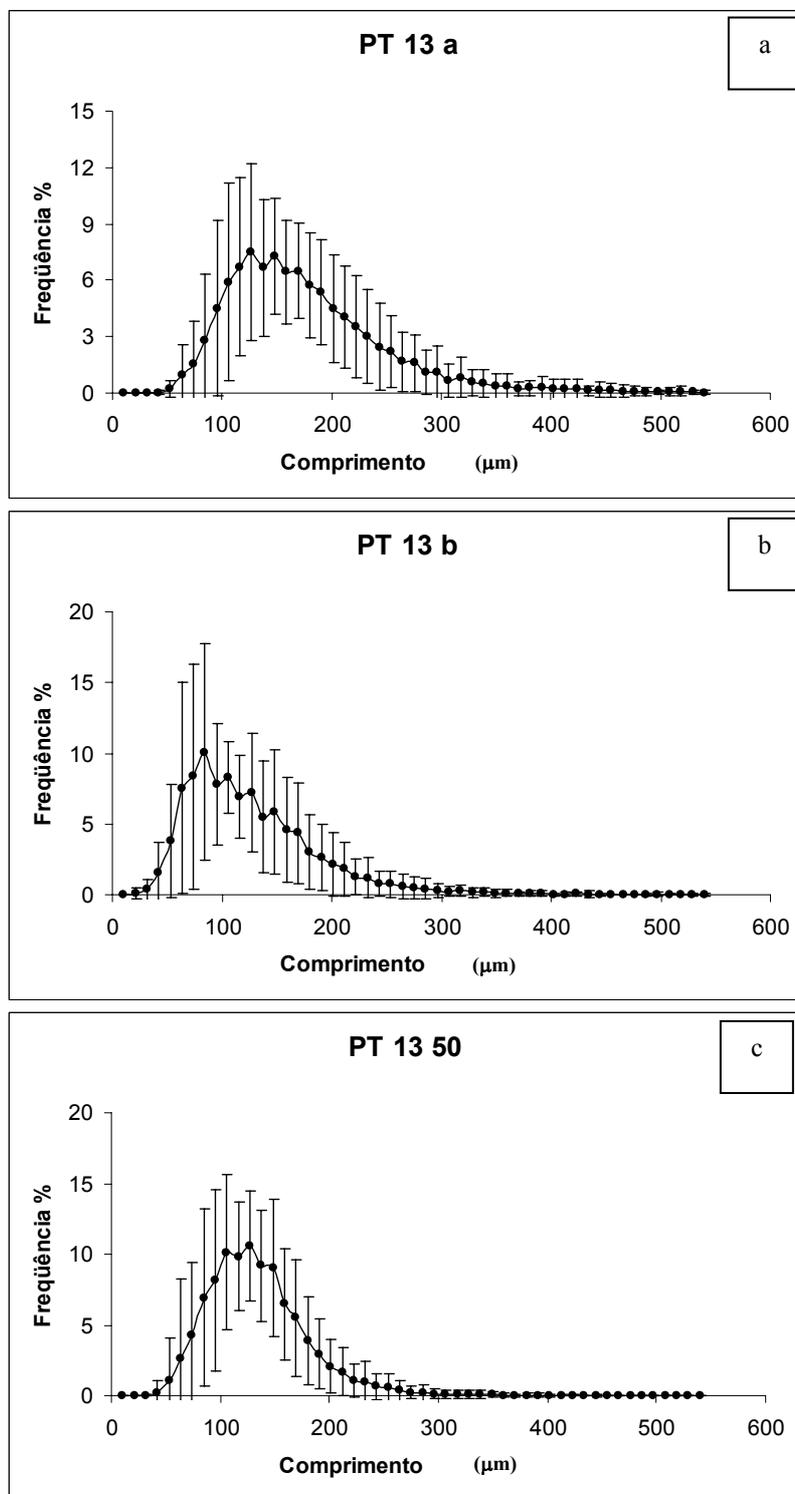


Figura 8 – Gráficos de distribuição de comprimento de poros para o perfil 13. Profundidade de 0 a 5 cm (a); de 20 a 25 cm (b); e de 45 a 50 cm (c).

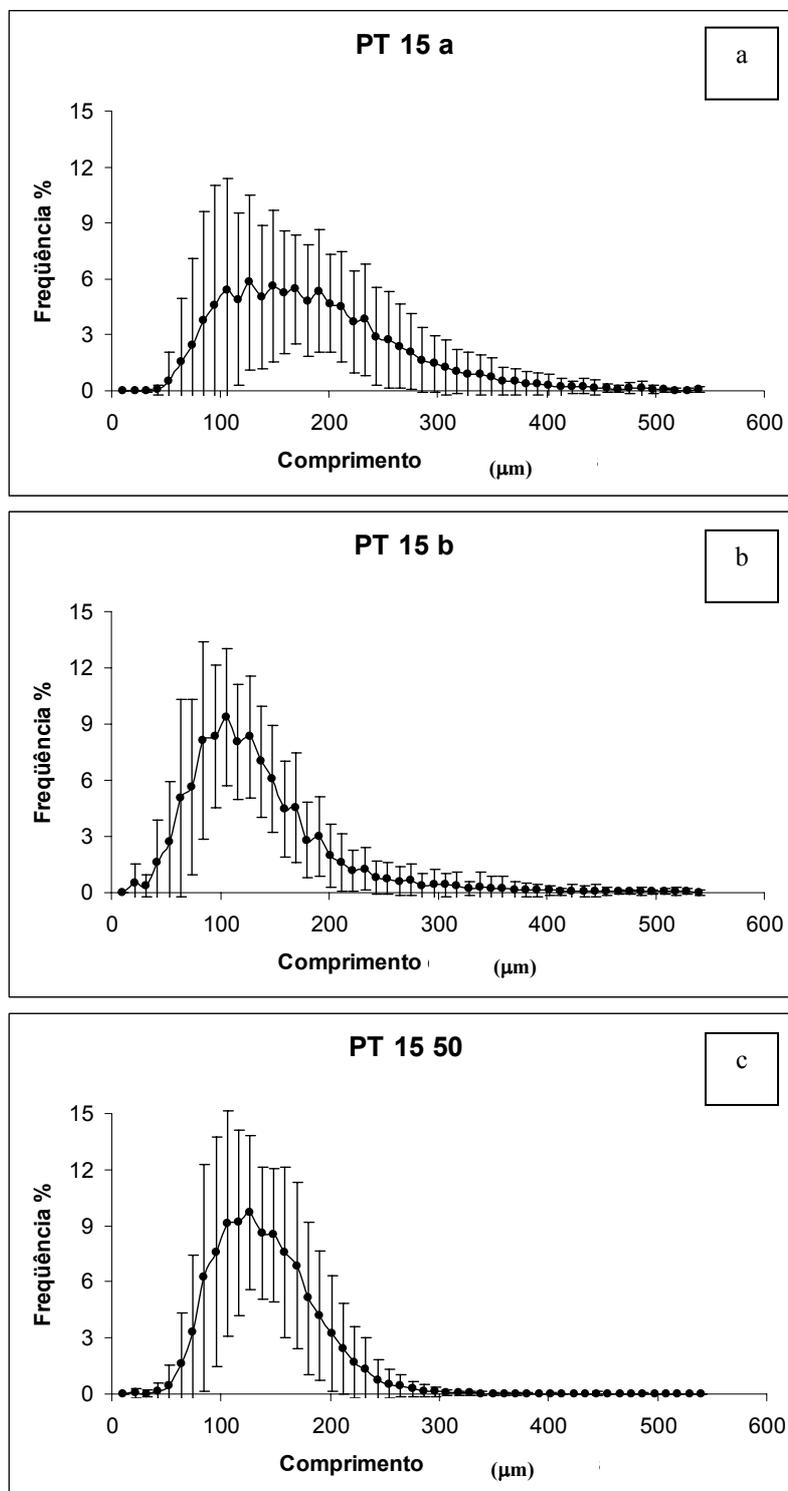


Figura 9 – Gráficos de distribuição de comprimento de poros para o perfil 15. Profundidade de 0 a 5 cm (a); de 20 a 25 cm (b); e de 45 a 50 cm (c).

CONCLUSÕES

1. Os solos estudados apresentam as características típicas de Latossolos, como estrutura microgranular predominante muito pequena a ultra pequena, fortemente desenvolvida, e elevada porosidade.
2. Os efeitos aparentes do uso agrícola se expressam na redução da porosidade e no comprimento de poros, especialmente na profundidade de 20 a 25 cm.
3. Resistência diferencial ao ataque por ditonito, na matriz argilosa e nos nódulos, indica a presença de óxidos de natureza distinta, podendo representar fases de melhor cristalinidade, diferente grau de substituição isomórfica ou maior densidade, afetando sua redutibilidade.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado sob os auspícios dos projetos Projeto PRODETAB - 030 - 01/99 e SEP - 12.1999.021, Agricultura de Precisão. O primeiro autor agradece o apoio financeiro da CAPES, da FAPEMIG e do CNPq.

LITERATURA CITADA

- BALBINO, L. C.; BRUAND, A.; BROSSARD, M.; GRIMALDI, M.; HAJNOS, M. e GUIMARÃES, M. F. Changes in porosity and microaggregation in clayey Ferralsols of the Brazilian Cerrado on clearing for pasture. *Eur. J. Soil Sci.*, 53:219-230. 2002.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. e BABEL, U. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research, Wolverhampton. 1985. 152 pp.
- BULLOCK, P.; LOVELAND, P. J. e MURPHY, C. P. A technique for selective solution of iron in thin sections of soils. *J. Soil Sci.*, 26:247-249. 1975.
- CARPENEDO, V. e MIELNICZUK, J. Estado de agregação e qualidade de agregados de Latossolos Roxos, submetidos a diferentes sistemas de manejo. *R. Bras. Ci. Solo*, 14:99-105. 1990.
- CASTRO, S.S. Impregnação de amostras de solo para confecção de lâmina delgada. *B. Inf. Soc. Bras. Ci. Solo*, 10:44. 1985.
- CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais). Informações básicas para a gestão territorial; região de Sete Lagoas – Lagoa Santa. Caracterização pedológica. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, Belo Horizonte. 44 p. 1994.
- FERNANDES FILHO, E.I.; VIANA, J.H.M. QUANTIPORO: um novo programa para tratamento e quantificação de imagens digitais para aplicações em ciência do solo. Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 28. Resumos. Londrina, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. 2001. p. 224.
- MALTONI, K. L. Estudo da compactação e/ou adensamento em subsuperfície de Latossolos sob diferentes usos. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 1994. 139 p.
- MURPHY, C.P. Thin section preparation of soils and sediments. Berkhamsted, A. B. Academic Publishers. 1986. 149p.
- NUNES, W. A. Caracterização física, química, mineralógica, micromorfológica e espectral de alguns solos da Zona da Mata mineira. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 1999. 135 p.
- RINGROSE-VOASE, A. One-dimensional image analysis of soil structure. I. Principles. *J. Soil Sci.*, 41:499-512. 1990.
- STOOPS, G. e BUOL, S. W. Micromorphology of Oxisols. In: *Soil Micromorphology and Soil Classification*. Soil Science Society of America, Madison. 1985. p. 105-119.
- STOOPS, G. Keys to the ISSS “Handbook for Soil Thin Section Description”. *Natuurwat. Tijdschr.*, 78: 193-203. 1998.

APÊNDICE

Descrição da seção fina, Perfil Cerrado

1. Nome código: PT CE 1a
2. Horizonte: A₁
3. Profundidade: 0 a 5 cm
4. Microestrutura
 - a. Tipo: complexa com microgrânulos e alguns blocos subangulares, formados por coalescência de microagregados
 - b. Agregados: microgrânulos fortemente desenvolvidos, 85% da área, tamanho ultrapequeno a muito pequeno; blocos subangulares, medianamente desenvolvidos, 15% da área, tamanho muito pequeno.
 - c. Poros: porosidade total 34% (<100 µm, 5%; 100 – 200 µm, 40%; >200 µm, 45%)
 - i. Inter-agregados: poros compostos de empacotamento
 - ii. Intra-agregados: poros compostos de empacotamento, entre agregados parcialmente fundidos
5. Componentes minerais básicos: limite grosseiros/finos 20 µm
 - a. Fração grosseira: 17%
 - i. Grãos simples: quartzo (53%), tamanho variado, de areia fina a muito grossa, pouco selecionado, alguns com inclusões de opacos, distribuição aleatória, angulares e subangulares
 - ii. Opacos: (47%), incluem nódulos e fragmentos de carvão
 - b. Fração fina: 83%
 - i. Material argiloso de coloração laranja e vermelho-brunada a bruno-escura, sob luz plana, com pontuações escuras e aspecto nebuloso
6. Componentes orgânicos básicos
 - a. Fração grosseira: 15% da área, resíduos de plantas em diferentes estágios de alteração, seções de raízes, algumas bem preservadas
 - b. Material fino: material fragmentado aderido a agregados

7. Matriz: limite grosseiros/finos 20 μm ; razão grosseiros/finos: 0,31
 - a. Distribuição relativa enáulica dominante, porfírica em pequena área, com birrefringência da tessitura pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados
8. Pedofeições
 - a. Amorfos e criptocristalinos: nódulos opacos de óxidos de ferro, de forma arredondada a irregular, tamanho areia grossa ou média, homogêneos, 1% da área
 - b. Tessitura: pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados

Descrição da seção fina, Perfil Cerrado

1. Nome código: PT CE 1b
2. Horizonte: A₂
3. Profundidade: 20 a 25 cm
4. Microestrutura
 - a. Tipo: complexa com microgrânulos e alguns blocos subangulares, formados por coalescência de microagregados
 - b. Agregados: microgrânulos fortemente desenvolvidos, 80% da área, tamanho ultrapequeno a muito pequeno; blocos subangulares, medianamente desenvolvidos, 20% da área, tamanho muito pequeno
 - c. Poros: porosidade total 36% (<100 μm , 9%; 100 – 200 μm , 64%; >200 μm , 27%)
 - i. Interagregados: poros compostos de empacotamento
 - ii. Intra-agregados: poros compostos de empacotamento, entre agregados parcialmente fundidos
5. Componentes minerais básicos: limite grosseiros/finos 20 μm
 - a. Fração grosseira: 10%
 - i. Grãos simples: quartzo (65%), tamanho variado, de areia fina a muito grossa, pouco selecionado, alguns com inclusões de opacos, distribuição aleatória, angulares e subangulares
 - ii. Opacos: (35%), incluem nódulos

- b. Fração fina: 90%
 - i. Material argiloso de coloração bruno-avermelhada e brunocinzenta a bruno-escura, sob luz plana, com pontuações escuras e aspecto nebuloso
- 6. Componentes orgânicos básicos
 - a. Fração grosseira: 7% da área, resíduos orgânicos em grau moderado a elevado de alteração
 - b. Material fino: material fragmentado aderido a agregados
- 7. Matriz: limite grosseiros/finos 20 μm ; razão grosseiros/finos: 0,15
 - a. Distribuição relativa enáulica dominante, porfírica em cerca de 25% da área, com birrefringência da tessitura pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados
- 8. Pedofeições
 - a. Amorfos e criptocristalinos: nódulos opacos de óxidos de ferro, de forma arredondada a irregular, tamanho areia grossa ou média, homogêneos, <1% da área
 - b. Tessitura: pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados

Descrição da seção fina, Perfil Cerrado

- 1. Nome código: PT CE 50
- 2. Horizonte: BA
- 3. Profundidade: 45 a 50 cm
- 4. Microestrutura
 - a. Tipo: complexa com microgrânulos e poucos blocos subangulares, formados por coalescência de microagregados
 - b. Agregados: microgrânulos fortemente desenvolvidos, 90% da área, tamanho ultrapequeno a muito pequeno; blocos subangulares, medianamente desenvolvidos, 10% da área, tamanho muito pequeno
 - c. Poros: porosidade total 34% (<100 μm , 12%; 100 – 200 μm , 74%; >200 μm , 14%)
 - i. Interagregados: poros compostos de empacotamento

- ii. Intra-agregados: poros compostos de empacotamento, entre agregados parcialmente fundidos
- 5. Componentes minerais básicos: limite grosseiros/finos 20 μm
 - a. Fração grosseira: 5%
 - i. Grãos simples: quartzo (<1%), tamanho variado, de areia fina a muito grossa, pouco selecionado, alguns com inclusões de opacos, distribuição aleatória, angulares e subangulares
 - ii. Opacos: (<1%), incluem nódulos e fragmentos de carvão
 - b. Fração fina: 95%
 - iii. Material argiloso de coloração laranja e vermelho-brunada a bruno-escura, sob luz plana, com pontuações escuras e aspecto nebuloso
- 6. Componentes orgânicos básicos
 - a. Fração grosseira: 4% da área, resíduos muito alterados, seções de raízes, algumas vivas ou bem preservadas
 - b. Material fino: material fragmentado aderido a agregados
- 7. Matriz: limite grosseiros/finos 20 μm ; razão grosseiros/finos: 0,08
 - a. Distribuição relativa enáulica dominante, porfírica em pequena área, com birrefringência da tessitura pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados
- 8. Pedofeições
 - a. Amorfos e criptocristalinos: nódulos opacos de óxidos de ferro, de forma irregular, tamanho areia média, homogêneos, <1% da área
 - b. Tessitura: pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados

Descrição da seção fina, Perfil 15

1. Nome código: PT 15 3a
2. Horizonte: Ap₁
3. Profundidade: 0 a 5 cm
4. Microestrutura
 - a. Tipo: complexa com microgrânulos e alguns blocos subangulares, formados por coalescência de microagregados
 - b. Agregados: microgrânulos fortemente desenvolvidos, 70% da área, tamanho ultrapequeno a muito pequeno; blocos subangulares, medianamente desenvolvidos, 30% da área, tamanho muito pequeno
 - c. Poros: porosidade total 33% (<100 µm, 13%; 100 – 200 µm, 48%; >200 µm, 39%)
 - i. Interagregados: poros compostos de empacotamento
 - ii. Intra-agregados: poros compostos de empacotamento, entre agregados parcialmente fundidos, fissural nos blocos
5. Componentes minerais básicos: limite grosseiros/finos 20 µm
 - a. Fração grosseira: 6%
 - i. Grãos simples: quartzo (80%), tamanho variado, de areia fina a muito grossa, pouco selecionado, alguns com inclusões de opacos, distribuição aleatória, angulares e subangulares
 - ii. Opacos: (20%), incluem nódulos e fragmentos de carvão
 - b. Fração fina: 94%
 - i. Material argiloso de coloração laranja e vermelho-brunada a bruno-escura, sob luz plana, com pontuações escuras e aspecto nebuloso
6. Componentes orgânicos básicos
 - a. Fração grosseira: 2% da área, resíduos de plantas em diferentes estágios de alteração, seções de raízes, algumas bem preservadas
 - b. Material fino: material fragmentado aderido a agregados
7. Matriz: limite grosseiros/finos 20 µm; razão grosseiros/finos: 0,09
 - a. Distribuição relativa enáulica dominante, porfírica secundária, com birrefringência da tessitura pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados

8. Pedofeições

- a. Amorfos e criptocristalinos: nódulos opacos de óxidos de ferro, de forma arredondada a irregular, tamanho areia grossa ou média, homogêneos, <1% da área
- b. Tessitura: pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados

Descrição da seção fina, Perfil 15

1. Nome código: PT 15 3b
2. Horizonte: Ap₂
3. Profundidade: 20 a 25 cm
4. Microestrutura
 - a. Tipo: complexa com microgrânulos e alguns blocos subangulares, formados por coalescência de microagregados
 - b. Agregados: microgrânulos fortemente desenvolvidos, 20% da área, tamanho ultrapequeno a muito pequeno; microgrânulos medianamente desenvolvidos, parcialmente coalescidos, 50% da área, estrutura em blocos tendendo a maciça, formada por coalescência de agregados, 30% da área
 - c. Poros: porosidade total 14% (<100 µm, 32%; 100 – 200 µm, 54%; >200 µm, 14%)
 - i. Interagregados: cavidades, poros compostos de empacotamento em pequenas partes
 - ii. Intra-agregados: cavidades, poros compostos de empacotamento em pequenas partes
5. Componentes minerais básicos: Limite grosseiros/finos 20 µm
 - a. Fração grosseira: 4%
 - i. Grãos simples: quartzo (3%), tamanho variado, de areia fina a muito grossa, pouco selecionado, alguns com inclusões de opacos, distribuição aleatória, angulares e subangulares
 - ii. Opacos: (1%), incluem nódulos e fragmentos de carvão

- b. Fração fina: 96%
 - i. Material argiloso de coloração laranja e vermelho-brunada a bruno-escura, sob luz plana, com pontuações escuras e aspecto nebuloso
- 6. Componentes orgânicos básicos
 - a. Fração grosseira: 1% da área, resíduos orgânicos em avançado estágio de alteração
 - b. Material fino: material fragmentado aderido a agregados
- 7. Matriz: limite grosseiros/finos 20 μm ; razão grosseiros/finos: 0,05
 - a. Distribuição relativa porfirica dominante, enáulica em pequenas áreas localizadas, com birrefringência da tessitura pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados
- 8. Pedofeições
 - a. Amorfos e criptocristalinos: nódulos opacos de óxidos de ferro, de forma arredondada a irregular, tamanho areia grossa ou média, homogêneos, 1% da área
 - b. Tessitura: pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados

Descrição da seção fina, Perfil 15

- 1. Nome código: PT 15 50 3
- 2. Horizonte: BA/B_{w1}
- 3. Profundidade: 45 a 50 cm
- 4. Microestrutura
 - a. Tipo: complexa com microgrânulos e poucos blocos subangulares, formados por coalescência de microagregados
 - b. Agregados: microgrânulos fortemente desenvolvidos, 95% da área, tamanho ultrapequeno a muito pequeno; blocos subangulares, medianamente desenvolvidos, 5% da área, tamanho muito pequeno
 - c. Poros: porosidade total 29% (<100 μm , 19%; 100 – 200 μm , 69%; >200 μm , 12%)
 - i. Interagregados: poros compostos de empacotamento
 - ii. Intra-agregados: não-aparente

5. Componentes minerais básicos: limite grosseiros/finos 20 μm
 - a. Fração grosseira: 4%
 - i. Grãos simples: quartzo (83%), tamanho variado, de areia fina a muito grossa, pouco selecionado, alguns com inclusões de opacos, distribuição aleatória, angulares e subangulares
 - ii. Opacos: (17%), incluem nódulos e fragmentos de carvão
 - b. Fração fina: 96%
 - i. Material argiloso de coloração vermelha, bruno-avermelhada, laranja e bruno-escura, sob luz plana, com pontuações escuras e aspecto nebuloso
6. Componentes orgânicos básicos
 - a. Fração grosseira: 1% da área, resíduos orgânicos pontuais
 - b. Material fino: material fragmentado aderido a agregados
7. Matriz: limite grosseiros/finos 20 μm ; razão grosseiros/finos: 0,06
 - a. Distribuição relativa enáulica dominante, porfírica em uma pequena área, com birrefringência da tessitura pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados
8. Pedofeições
 - a. Amorfos e criptocristalinos: nódulos opacos de óxidos de ferro, de forma arredondada a irregular, tamanho areia grossa ou média, homogêneos, <1% da área
 - b. Tessitura: pontuada-mosqueada e circular estriada em pontos localizados, em pontos de fusão de agregados

CONCLUSÕES GERAIS

A análise do conjunto de informações geradas neste trabalho indica que ainda muitas lacunas necessitam ser preenchidas para que um modelo estrutural físico-químico adequado possa ser desenvolvido; modelo este que possibilite previsões da evolução das características físico-químicas deste solo em razão de efeitos de uso e manejo. Os resultados mostraram que, a despeito do pequeno tamanho da área estudada e da homogeneidade geralmente atribuída a esta classe de solos, a variabilidade espacial das características é bastante elevada, e não necessariamente relacionada ao uso e manejo atual. Esta variabilidade espacial não foi suficiente para explicar a produtividade do milho, medida pelos mapas de colheita, que deve estar associada a outras características não-medidas nesta pesquisa, como a umidade. Os resultados sugerem, no entanto, que esta variabilidade é esperada, por causa das heterogeneidades horizontal e vertical detectadas.

As análises mineralógicas indicaram que o modelo de gênese deste solo deve considerar a contribuição de materiais coluviais alóctones, possivelmente derivados da degradação e do transporte a longa distância de couraças e solos associados, e sua incorporação aos materiais do intemperismo *in situ* de rochas metapelíticas do Grupo Bambuí, no local. A presença de magnetita muito alterada sugere a possibilidade de alterações da hematita nodular por ação do fogo e, ou, contribuições de materiais alóctones ao Grupo Bambuí, depositados em ciclos anteriores de transporte e incorporados ao solo.

A área em estudo apresenta duas classes de solos, segundo o atual sistema brasileiro, Latossolo Vermelho-Amarelo e Latossolo Amarelo. As áreas mais amarelas estão associadas a regiões com possível interferência de fenômenos cársticos subjacentes. O trabalho evidenciou a exequibilidade do uso da espectroscopia de reflectância difusa para o mapeamento detalhado e a identificação das inclusões em levantamentos de solos. Os radargramas mostraram-se ferramenta valiosa para exploração de variações do contato solo/saprolito, sendo seu uso apenas restrito pelo custo do equipamento.

Identificaram-se manchas de maior resistência do solo na área em estudo; no entanto, os resultados não indicam tendência à formação de camada contínua de maior

resistência do solo. As diferentes posições de medida de resistência do solo influenciaram de modo marcante o mapa de resistência produzido.

A área em estudo apresenta fertilidade de média a alta, pelos padrões de avaliação de fertilidade vigentes, na camada superficial. A concentração da fertilidade nos primeiros centímetros da superfície é seguida por queda dos valores abaixo de 15 cm de profundidade, com grande variabilidade horizontal. Esta variabilidade está associada ao manejo aplicado, por causa dos baixos teores originais apresentados pelo solo de referência. Os resultados indicam que, para esta área, não há relação aparente entre a produtividade e as análises químicas dos principais nutrientes e matéria orgânica, em virtude dos níveis elevados de fertilidade já atingidos pelo sistema de manejo.

Os solos estudados apresentam as características micromorfológicas típicas de Latossolos, com microestrutura bem desenvolvida e elevada porosidade. Os efeitos aparentes do uso agrícola se expressam na redução da porosidade e do comprimento de poros, especialmente na profundidade de 20 a 25 cm. Resistência diferencial ao ataque por ditonito, na matriz argilosa e nos nódulos, indica a presença de óxidos de natureza distinta, podendo representar fases de melhor cristalinidade, diferente grau de substituição isomórfica ou maior densidade, afetando sua redutibilidade.