

ÍTALO MORAES ROCHA GUEDES

**GEOAMBIENTES, ESTOQUES DE CARBONO E
TERMODEGRADAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA DE SOLOS DA
ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL ESTADUAL CACHOEIRA DAS
ANDORINHAS, OURO PRETO, MINAS GERAIS**

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
2008

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

T

G924g
2008

Guedes, Ítalo Moraes Rocha, 1976-

Geoambientes, estoques de carbono e termodegradação da
matéria orgânica de solos da Área de Proteção Ambiental
Estadual Cachoeira das Andorinhas, Ouro Preto, Minas
Gerais / Ítalo Moraes Rocha Guedes. – Viçosa, MG, 2008.
ix, 61f. : il. (algumas col.) ; 29cm.

Orientador: Liovando Marciano da Costa.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.

Inclui bibliografia.

1. Solos - Análise. 2. Área de Proteção Ambiental Estadual
Cachoeira das Andorinhas (MG) - Mapas de zoneamento.
3. Geomorfologia. 4. Sequestro de carbono. 5. Húmus.
6. Química do solo. 7. Solos - Conservação. 8. Solos - Forma-
ção. 9. Ciclo mineral (Biogeoquímica). I. Universidade Federal
de Viçosa. II. Título.

CDD 22.ed. 631.4

ÍTALO MORAES ROCHA GUEDES

**GEOAMBIENTES, ESTOQUES DE CARBONO E
TERMODEGRADAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA DE SOLOS DA
ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL ESTADUAL CACHOEIRA DAS
ANDORINHAS, OURO PRETO, MINAS GERAIS**

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: 18 de janeiro de 2008.

Prof. Carlos Ernesto G. R. Schaefer
(Co-orientador)

Prof. Elpídio Inácio Fernandes Filho

Prof. Felipe Nogueira Bello Simas

Prof. Jairo Tronto

Prof. Liovando Marciano da Costa
(Orientador)

Para Sueli, Pedro e Daniel

AGRADECIMENTOS

Às forças reguladoras universais, qualquer que seja sua natureza.

A meus pais Antônio Rocha Guedes (*in memoriam*) e Lêda Miriam Moraes Rocha e a minha irmã Karla, pela educação, amor, apoio e confiança que sempre me deram.

A minha amada Sueli, luz de minha vida, apoio fundamental em todas as horas, por sua paz, paciência e amor e a meus infinitamente amados filhos, Pedro e Daniel, pelo incentivo dado a partir do momento em que nasceram.

Às minhas tias Fátima e Maura, pelo incondicional apoio de mães, que foram.

À Universidade Federal de Viçosa e ao Programa de Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas, pela oportunidade a mim conferida de estudar em uma instituição de tão alta qualidade.

Ao Prof. Liovando Marciano da Costa pela orientação, amizade, paciência e confiança ao longo de toda minha pós-graduação.

Aos meus co-orientadores Prof. Carlos Ernesto G. R. Schaefer e Prof. Jaime Wilson Vargas de Mello pelas valiosas contribuições na realização da tese.

Aos professores Jairo Tronto, do campus da UFV em Rio Paranaíba, e Felipe Nogueira Bello Simas pelas inestimáveis contribuições e sérias correções.

Ao CNPq pela concessão da bolsa ao longo do curso.

A Luciana de Castro, inigualável na arte de resolver problemas, sempre com gentileza exemplar.

Ao Geraldo Robésio Gomes, grande amigo e administrador de imprevistos.

Aos amigos cujos ouvidos foram resistentes o bastante para ouvir tudo que eu tinha a dizer durante meu amadurecimento profissional e humano ao longo do doutorado, especialmente Alexandre Paiva da Silva, Carlos Eduardo Pacheco Lima, Elton Luiz Valente, Guilherme Resende Corrêa, Juscimar da Silva e Marcus Vinicius Locatelli, verdadeiros irmãos.

A toda minha família que, apesar da distância, sempre me apoiou.

À família de minha esposa Sueli que me adotou como um verdadeiro filho e irmão, especialmente a meus queridos sogros, Silvino e Efigênia Araújo, e a minha cunhada Vilma Moreira, que gentil e altruisticamente nos acolheu.

BIOGRAFIA

Ítalo Moraes Rocha Guedes, filho de Antônio Rocha Guedes e de Lêda Mirian Moraes Rocha, nasceu na cidade de Patos, Estado da Paraíba, Brasil, em 19 de julho de 1976.

No mês de março de 1995, ingressou no curso de Agronomia do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal da Paraíba, concluindo-o em setembro de 1999.

Iniciou o Curso de Mestrado em Fitotecnia na Universidade Federal de Viçosa em agosto de 2000 e defendeu tese em dezembro de 2002.

Em março de 2003 ingressou no Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas, defendendo tese em janeiro de 2008.

SUMÁRIO

| | Página |
|---|--------|
| RESUMO | vi |
| ABSTRACT | viii |
| INTRODUÇÃO GERAL | 1 |
| CAPÍTULO 1 | 3 |
| AMBIENTE FÍSICO DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL ESTADUAL CACHOEIRA DAS ANDORINHAS, OURO PRETO, MINAS GERAIS..... | 3 |
| Resumo | 3 |
| Abstract | 4 |
| Introdução | 5 |
| Material e Métodos | 6 |
| Resultados e Discussão | 9 |
| Conclusões | 31 |
| Bibliografia | 32 |
| CAPÍTULO 2 | 35 |
| ESTOQUE DE CARBONO NOS SOLOS E VEGETAÇÃO E TERMODEGRADAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA EM SOLOS DISTRÓFICOS DE ALTITUDE DA APA ESTADUAL CACHOEIRA DAS ANDORINHAS, OURO PRETO, MINAS GERAIS | 35 |
| Resumo | 35 |
| Abstract | 36 |
| Introdução | 37 |
| Material e Métodos | 40 |
| Resultados e Discussão | 44 |
| Conclusões | 56 |
| Bibliografia | 57 |
| Conclusões Gerais | 61 |

RESUMO

GUEDES, Ítalo Moraes Rocha Guedes, D. Sc. Universidade Federal de Viçosa, janeiro de 2008. **Geoambientes, estoques de carbono de solos e termodegradação da matéria orgânica de solos da Área de Proteção Ambiental Estadual Cachoeira das Andorinhas, Ouro Preto, Minas Gerais.** Orientador: Liovando Marciano da Costa. Co-orientadores: Carlos Ernesto Gonçalves Reynauld Schaefer e Jaime Wilson Vargas de Mello.

A APA da Cachoeira das Andorinhas localiza-se no distrito de São Bartolomeu, no Município de Ouro Preto, no alto Rio das Velhas, possuindo uma área total de 18.700 hectares. O presente trabalho teve por objetivos identificar, caracterizar e mapear a geologia, os geoambientes e os solos da APA da Cachoeira das Andorinhas, estimar os estoques de carbono em diferentes classes de solo presentes na APA e verificar a resistência da matéria orgânica estocada em alguns horizontes destes solos à termodegradação. Após os trabalhos de campo foram gerados mapas temáticos utilizando-se os programas ArcInfo e ArcView. As análises químicas e físicas foram realizadas com base nas recomendações de EMBRAPA (1997). O estoque de carbono dos solos foi calculado a partir dos dados de teor de matéria orgânica dos perfis. Para se realizar os cálculos de estoque de carbono na fitomassa utilizaram-se estimativas de biomassa aérea de uma série de fitofisionomias coligidas em literatura. Os testes de termodegradação foram feitos utilizando-se forno mufla por duas horas às temperaturas de 100, 200, 300, 400 e 500°C. Geologicamente, a área da APA é na maior parte constituída de material filítico emoldurado por serras e escarpas estruturais predominantemente quartzíticas. Identificaram-se sete unidades geoambientais principais: i) Planícies Fluviais do Rio das Velhas com Neossolos Flúvicos Tb Distróficos típicos; ii) Colinas Convexas com interflúvios aplainados contendo Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos; iii) Colinas Convexas com Cambissolos Húmicos Tb Distróficos e Cambissolos Háplicos Tb Distróficos; iv) Cristas Alinhadas e Ravinadas com Neossolos Litólicos Distróficos e Cambissolos; v) Serras e Escarpas Estruturais de Quartzitos e Itabiritos com Neossolos Litólicos Distróficos e Cambissolos Húmicos Tb Distróficos típicos; vi) Patamares Estruturais Quartzíticos com Neossolos Litólicos Distróficos e Espodossolos Ferrilúvicos; vii) Vales Suspensos com Neossolos Flúvicos e Gleissolos Melânicos. O levantamento permitiu concluir-se que a classe de solos predominante na APA foi a de Cambissolos Háplico distróficos, ocupando mais de 50% da área. Os solos situados em compartimentos altimontanos mais elevados

(>1200m) possuem maior potencial de seqüestro de carbono. A estimativa de estoques de carbono orgânico em subsuperfície nos Latossolos Vermelho-Amarelos foi da ordem de duas vezes os valores encontrados em superfície. Os solos hidromórficos ou húmicos elevados, com muito material orgânico fibroso, possuem maior resistência à termodegradação. Os horizontes espódicos representam compartimentos de matéria orgânica altamente resistente.

ABSTRACT

GUEDES, Ítalo Moraes Rocha Guedes, D. Sc. Universidade Federal de Viçosa, January 2008. **Geo-environments, soil carbon stocks and thermodegradation of organic matter from soils in the Environmental Protection Area Cachoeira das Andorinhas, Ouro Preto, Minas Gerais.** Adviser: Liovando Marciano da Costa. Co-advisers: Carlos Ernesto Gonçalves Reynauld Schaefer and Jaime Wilson Vargas de Mello.

The aims of this work were to generate information on the physical environment followed by the production of digital thematic maps, estimate surface and subsurface soil carbon stocks (CS) of different soil classes in mountainous environments from Cachoeira das Andorinhas Environment Preservation Area in Minas Gerais state, Brazil, calculate the phytomass CS/soil CS ratio and to evaluate the resistance of organic matter from selected soil horizons to heat treatments. Soil chemical and physical analysis were proceeded according to Embrapa (1997). Soil carbon stocks were estimated from organic matter data of selected soil profiles. Phytomass carbon stocks were estimated from values collected in scientific literature. Heat treatments, or thermodegradation, consisted of submitting soil samples to the temperatures of 100, 200, 300, 400 and 500°C for 2h in a digital muffle furnace. Geologically, most of the area is on phyllite material surrounded by quartzitic mountains and structural escarpments. The main geomorphological unit are the Alto Rio das Velhas convex hills, covering 52.4% of the área. More than 50% of the Environmental Protection Area is on dystrophic Haplic Cambisols. Except in the Melanic Gleysol and in the Litholic Neosol, higher carbon stocks were found in soil subsurface horizons. The estimated carbon stocking service values were high, ranging from US\$808.51 ha⁻¹ for Melanic Gleysol to US\$3,626.50 ha⁻¹ for the Red-Yellow Latosol. The highest values for phytomass CS/soil CS ratio were observed in Haplic Cambisols and Litholic Neosols, while the lowest values were found in Ferocarbic Spodosols and Humic Cambisols and Red-Yellow Latosols displayed intermediate values. Temperature increase made soil organic carbon levels decrease in all soil horizons evaluated. Organic matter stored in the Bh horizon of the Spodosol was more stable to heat treatments up to the 400°C temperature. Superficial horizons organic matter was more stable in Melanic Gleysol and Humic Cambisol. Soils in altitudes higher than 1200 m are more efficient in sequestering carbon. Subsurface carbon stocks in Red-Yellow Latosols are twice as large as surface stocks. Estimated organic carbon stock service values were higher in Latosols than in the other soils. Hydromorphic and

humic soils, rich in fibric organic matter are highly resistant to thermodegradation. Spodic horizons store organic carbon highly resistant to thermodegradation and this organic material is possibly the most recalcitrant in mountainous environments.

INTRODUÇÃO GERAL

A Área de Proteção Ambiental (APA) Estadual da Cachoeira das Andorinhas, na região de Ouro Preto, Minas Gerais foi criada visando à preservação de seu alto valor biológico, turístico, histórico e de nascentes formadoras de importantes rios da região, como o Rio das Velhas. No entanto, o local é ameaçado por vários fatores, como a expansão urbana desordenada, queimadas, extração de candeia e, principalmente, extração do quartzito (pedra-de-ouro-preto), que vem provocando grande perda da biodiversidade, além do impacto ao meio físico, como o assoreamento e o desencadeamento de processos erosivos, afetando a dinâmica dos seus recursos hídricos.

A área é constituída majoritariamente por campos rupestres e pequenas porções de matas, as quais apresentam diferentes tipos fitofisionômicos devidos principalmente a variações geológicas e geomorfológicas, exibindo grande variabilidade de espécies. A diversidade de ambientes é reflexo também da variedade de classes de solos presentes, desde Neossolos Litólicos sob os complexos rupestres até os Latossolos Vermelho-Amarelos sob as matas.

Ultimamente muita ênfase tem sido dada ao potencial que a vegetação, principalmente florestal, possui de armazenar carbono e agir como possível mitigadora ou reversora do processo de mudanças climáticas globais, causado ou intensificado pela emissão de gases de efeito estufa, principalmente o dióxido de carbono, originados majoritariamente da combustão de combustíveis fósseis e de mudanças no uso das terras, favorecendo práticas que intensifiquem a decomposição ou mineralização da matéria orgânica.

O fato de os solos estocarem globalmente no mínimo três vezes mais carbono, sob a forma de matéria orgânica do solo, do que a biomassa vegetal ainda não se tornou satisfatoriamente de conhecimento público, embora nos meios científicos esta informação seja gradualmente mais conhecida. Além de estar armazenada em maior quantidade, a matéria orgânica do solo pode ser mais resistente à ação decompositora de microrganismos, principalmente quando em horizontes mais profundos.

Diante do que foi acima exposto, o presente trabalho teve por objetivos gerar informações básicas a respeito do meio físico da APA da Cachoeira das Andorinhas assim como produzir uma base cartográfica digital composta por diferentes mapas temáticos, para composição do SIG da APA, estimar os estoques de carbono em superfície e subsuperfície de diferentes classes de solo em ambientes montanos a

altimontanos presentes na APA Cachoeira das Andorinhas, bem como a relação entre estoque de carbono na fitomassa e estoque de carbono nos solos, valorar o serviço de estoque de carbono prestado pelos solos estudados e verificar a resistência à termodegradação da matéria orgânica estocada em horizontes dos mesmos solos.

CAPÍTULO 1

AMBIENTE FÍSICO DA ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL ESTADUAL CACHOEIRA DAS ANDORINHAS, OURO PRETO, MINAS GERAIS

RESUMO

A APA Estadual da Cachoeira das Andorinhas foi criada visando à preservação de seu alto valor biológico, turístico, histórico e de nascentes formadoras de importantes rios da região, como o Rio das Velhas. O presente trabalho tem por objetivo principal gerar informações básicas a respeito do meio físico da APA da Cachoeira das Andorinhas assim como produzir uma base cartográfica digital composta por diferentes mapas temáticos, para composição do SIG da APA. Após os trabalhos de campo foram gerados mapas temáticos utilizando-se os programas ArcInfo e ArcView. Os solos foram coletados e descritos de acordo com Lemos e Santos (1996). As análises químicas e físicas foram realizadas com base nas recomendações de EMBRAPA (1997). A história da paisagem regional é resultante de fenômenos pós-Cretácicos, que terminaram por individualizar o Quadrilátero Ferrífero, com diversos compartimentos erosivos e estruturais, em níveis altimétricos diversos. A distribuição e ocorrência das diferentes classes de solo presentes são em grande medida resultado da interação entre material de origem e posição no relevo. Os elevados teores de matéria orgânica do solo, resultado das condições climáticas e da generalizada distrofia dos solos, têm papel preponderante na resiliência do sistema. A compartimentação geoambiental, baseada na associação entre solos e geomorfologia, permite que sejam indiretamente levados em conta diversos fatores fundamentais controladores da dinâmica da paisagem bem como da biodiversidade local.

Palavras-chave: Geologia do Quadrilátero Ferrífero; Geomorfologia do Quadrilátero Ferrífero; Solos do Quadrilátero Ferrífero

ABSTRACT

The aims of this work were to generate information on the physical environment followed by the production of digital thematic maps for the GIS of the area. Após os trabalhos de campo foram gerados mapas temáticos utilizando-se os programas ArcInfo e ArcView. After field work, the digital thematic maps were generated with ArcInfo and ArcView software packages. Soil profiles were sampled and described following Lemos and Santos (1996). Regional landscape history results from post-Cretaceous phenomena which individualized the Quadrilátero Ferrífero and compartmentalized it as to erosional and structural features on diverse height levels. Soil class distribution is greatly influenced by parent material and relief position. High soil organic matter levels, which result from climate conditions and low nutrient status, play an important role in the system's resilience. Geoenvironmental compartmentalization based on soils and geomorphology allows that fundamental factors controlling landscape dynamics be considered indirectly in management decision making

Keywords: Quadrilátero Ferrífero; Geomorphology of the Quadrilátero Ferrífero; Soils from the Quadrilátero Ferrífero

INTRODUÇÃO

O rio das Velhas é o maior afluente em extensão da bacia do rio São Francisco, tendo um comprimento aproximado de 761 km. Orientado grosso modo no sentido SE para NO, o rio nasce no município de Ouro Preto, na Área de Proteção Ambiental (APA) Cachoeira das Andorinhas e tem a sua confluência com o rio São Francisco no município de Várzea da Palma, em Barra do Guaicuí.

A bacia do rio das Velhas está localizada na região central do Estado de Minas Gerais, pertencendo inteiramente ao território mineiro. Possui uma superfície aproximada de 29 mil km² e uma população estimada em 1997 de 3.841.218 habitantes. A bacia do rio das Velhas tem uma importância econômica e social significativa em função de sua localização, que inclui a região metropolitana de Belo Horizonte, onde constitui um dos mais importantes mananciais para abastecimento de água da grande Belo Horizonte. Os principais afluentes do rio das Velhas são os rios Paraúna, Itabirito/Mata Porcos, Taquaraçu, Bicudo e Ribeirão da Mata.

A APA Estadual da Cachoeira das Andorinhas foi criada visando à preservação de seu alto valor biológico, turístico, histórico e de nascentes formadoras de importantes rios da região, como o Rio das Velhas. No entanto, o local é ameaçado por vários fatores, como a expansão urbana desordenada, queimadas, extração de candeia, e principalmente, extração do quartzito (pedra-de-ouro-preto) que vem provocando grande perda da biodiversidade, além do impacto ao meio físico, como o assoreamento e o desencadeamento de processos erosivos, afetando a dinâmica dos seus recursos hídricos.

A área é constituída na maioria por campos rupestres e pequenas porções de matas, que apresentam diferentes tipos fitofisionômicos, devido principalmente à variações geológicas e geomorfológicas, exibindo grande variabilidade de espécies. São observadas espécies ameaçadas de extinção, como *Dicksonia sellowiana* (samambaiçu), *Ditassa longisepala* (cipó-de-leite), *Oncidium warmingii*, além de outras orquídeas e pteridófitas.

O objetivo principal deste trabalho foi gerar informações básicas a respeito do meio físico da APA da Cachoeira das Andorinhas assim como produzir uma base cartográfica digital composta por diferentes mapas temáticos, para composição do SIG da APA além de identificar, classificar e mapear as principais unidades geoambientais locais como auxílio ao manejo da área.

MATERIAL E MÉTODOS

A APA da Cachoeira das Andorinhas, criada pelo Decreto Estadual nº 30.264, de 16 de outubro de 1989, localiza-se no distrito de São Bartolomeu, no Município de Ouro Preto, no alto Rio das Velhas, possuindo uma área total de 18.700 hectares (Figura 1). Insere-se na vertente norte da serra de Ouro Preto, cuja vertente sul, emoldura o entorno da cidade de Ouro Preto.

A região está situada num importante divisor de águas, cujas nascentes são as cabeceiras mais altas do Rio das Velhas (São Francisco) e do Rio Doce (Gualaxo/Carmo). Na APA, encontram-se remanescentes preservados de Mata Atlântica com Candeia, e presença de vários tipos de animais tais como: lobo guará, jaguatirica entre tantos outros da fauna brasileira

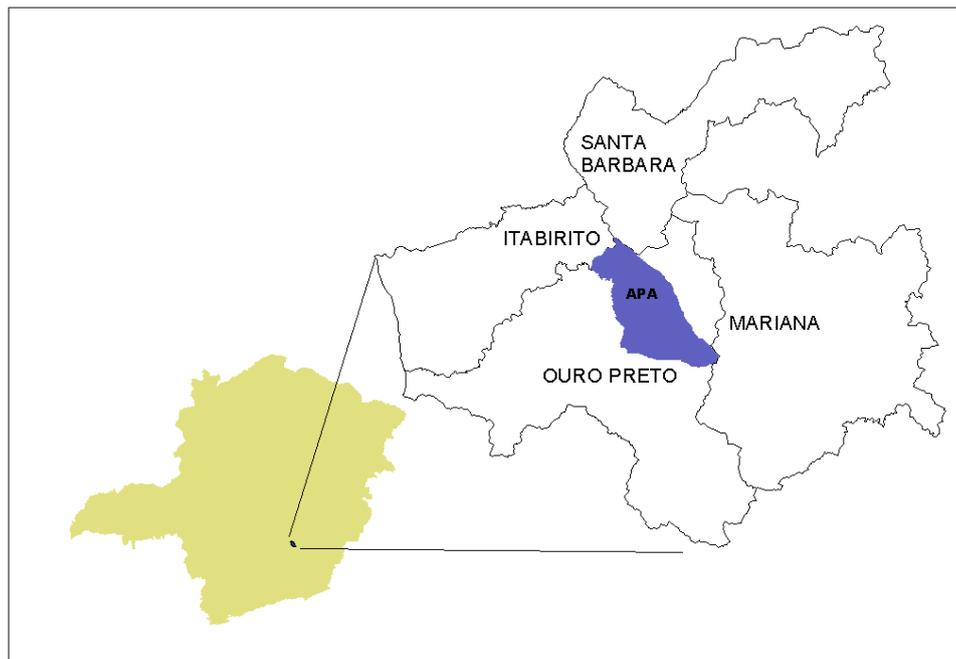


Figura 1 – Localização da APA da Cachoeira das Andorinhas, no município de Ouro Preto, Minas Gerais.

Para a elaboração deste trabalho e dos mapas temáticos utilizou-se a base cartográfica do IBGE em escala 1:50000, imagens de satélite ASTER e o mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero em escala 1:25 000 (Dorr, 1969). Foram realizadas diversas expedições de campo para coleta de solos, descrição de unidades geomorfológicas e observação dos padrões de uso da terra a cobertura vegetal.

Inicialmente, delimitou-se o perímetro da área a ser trabalhada, visando a programação de viagens de reconhecimento dos solos e o direcionamento da revisão bibliográfica. Em seguida, procedeu-se uma intensa revisão bibliográfica a respeito dos recursos de solos, geologia e geomorfologia. Após os trabalhos de campo foram gerados mapas temáticos utilizando-se os programas ArcInfo e ArcView. Este material foi organizado em meio digital, compondo a base para o sistema de informações geográficas da APA .

A metodologia do mapeamento geomorfológico baseou-se na separação das unidades geomorfológicas, seguindo critérios de agrupamento de tipos de modelados. Na expressão cartográfica das Unidades Geomorfológicas utilizou-se dos recursos gráficos disponíveis, obtendo-se o mapa temático consolidado. Assim, as unidades foram definidas como um arranjo de formas fisionômicas semelhantes em seus tipos de modelados. Essa convergência resulta de uma determinada geomorfogênese, inserida em um processo sincrônico mais amplo. A geomorfogênese e a convergência de geoformas são explicadas por fatores bioclimáticos, paleoclimáticos e/ou por outros. Cada Unidade Geomorfológica representa a predominância de determinados tipos de modelados e de processos originários, bem como formações superficiais diferenciadas de outras.

Para a descrição das classes de solos presentes na área utilizou-se dos perfis amostrados na área e um perfil modal (perfil de referência) descrito por Ker e Schaefer (1995). Perfis de referência ou modais são os que representam com elevado grau de confiabilidade em relação aos solos que ocorrem na região, devendo ser derivados do mesmo material de origem e situarem-se na mesma posição na paisagem. Sua confiabilidade e grau de representatividade foram averiguados por meio de excursões ao campo.

Os solos foram coletados e descritos de acordo com Lemos e Santos (1996). As análises químicas e físicas foram realizadas com base nas recomendações de EMBRAPA (1997). A análise granulométrica dos solos, quantificando as frações areia grossa, areia fina, silte e argila, foi realizada conforme o método da pipeta, sendo a dispersão do solo promovida por agitação em coqueteleira em meio alcalino (EMBRAPA, 1997), sem proceder a destruição prévia da matéria orgânica.

À semelhança do que foi feito por Dias et al. (2002), considerou-se como geoambiente uma área homogênea sob certos aspectos ambientais de interesse, visando o planejamento coerente de estratégias de manejo de acordo com as características

físicas locais, principalmente geomorfologia e solos. Assim, as unidades geoambientais foram criadas a partir do cruzamento de informações dos levantamentos de geomorfologia e de solos da APA e sua denominação intentou englobar a descrição de ambas as características.

O pH em água foi medido utilizando-se as proporções 1:2,5 (v/v) de solo:solução. O carbono orgânico total foi determinado pelo método de Walkley Black conforme EMBRAPA (1997). Ca, Mg, Al e Fe foram extraídos por solução de KCl 1 mol L⁻¹, enquanto K e P foram extraídos pelo extrator Mehlich-1. A acidez potencial (H+Al) foi determinada conforme EMBRAPA (1979). Os teores de Ca, Mg, Al e Fe nos extratos foram determinados por espectrometria de absorção atômica. P foi determinado por fotolorimetria e K foi determinado por fotometria de chama. A partir dos resultados obtidos pela análise do complexo sortivo, foram calculadas a soma de bases (SB), a capacidade de troca catiônica total (T) e efetiva (t), a saturação por bases (V) e a saturação por Al (m), conforme EMBRAPA (1997).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

GEOLOGIA

Do ponto de vista geológico, a APA abrange o setor mais oriental de afloramentos do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas) no Quadrilátero Ferrífero, com filitos e micaxistos dominantes (Figura 2). Forma um vasto anfiteatro erodido, centrado na vila histórica de São Bartolomeu, como uma cunha erosiva encravada entre residuais dos Grupos Caraça e Itabira, do Supergrupo Minas, em cotas mais elevadas. Corresponde às terras mais altas das cabeceiras do Rio das Velhas, suportando uma notável área de preservação cênica e botânica, tendo em vista a extrema pobreza nutricional de seus solos e do relevo muito desfavorável.

No setor sul, as Serras de Ouro Preto e do Veloso parecem constituir um bloco falhado de empurrão, de deslocamento sul-norte, sobre as rochas de granulometria mais fina e deformadas do Grupo Nova Lima. De forma semelhante, o flanco nordeste parece corresponder a um outro sistema de falhas de empurrão, porém de deslocamento leste-oeste, cavalgando os filitos do Grupo Nova Lima pelas seqüências de rochas dos Grupos Maquiné (Supergrupo Rio das Velhas), Caraça e Itabira (Supergrupo Minas). Tal sistema é bem evidente na área de Capanema, onde está situado seu bloco mais elevado.

Depósitos quaternários

São sedimentos aluviais do Rio das Velhas em planícies fluviais de constituição predominantemente siltosa-argilosa, com níveis de conglomerados e lentes arenosas, formando cascalheiras auríferas. Ocorrem monchões de cascalho lavado, sobre os terraços e aluviões, evidenciando ação mineradora pretérita, potencialmente úteis indicadores da extensão do garimpo colonial no Rio das Velhas.

Cangas e lateritas

Ocorrem em pequenas áreas na região sul-sudeste da APA, na região conhecida como Serra da Brígida, sendo divididas em:

QTca – Canga laterítica sobre rochas itabiríticas, formando solos rasos e concrecionários, resistentes a erosão, com abundante horizonte bauxítico em profundidade.

Q – Depósitos lateríticos e bauxíticos em colúvios ou *in situ*, derivadas de materiais itabiríticos intemperizados e transportados.

Supergrupo Rio das Velhas

Com base nos levantamentos de Dorr et al. (1957), é possível afirmar que a geologia da APA Cachoeira das Andorinhas pertence predominantemente ao Supergrupo Rio das Velhas, ocupando mais de 85 % da área. As rochas deste grupo constituem as formações metassedimentares mais antigas na região do Quadrilátero Ferrífero, tendo sido denominadas série Rio das Velhas (Dorr et al., 1957). A idade destas rochas metassedimentares não é conhecida exatamente. Elas são cortadas por intrusões graníticas cuja idade foi estabelecida em 1,35 bilhões de anos e são provavelmente mais novas que outras rochas graníticas com idade de 2,5 bilhões de anos.

O Supergrupo Rio das Velhas foi subdividido em dois grupos, o mais velho conhecido como Grupo Nova Lima e o mais novo denominado grupo Maquiné (Dorr et al., 1957). Os grupos são separados por uma discordância levemente angular na área onde foi descoberta. Mapeamentos posteriores de outras partes do Quadrilátero Ferrífero, notadamente na quadrícula da Capanema, mostram que esta discordância pode ser mais importante do que se acreditava inicialmente.

Dos dois grupos constituintes da série Rio das Velhas, o Grupo Nova Lima é o mais extenso. É composto de uma sucessão monótona de micaxistos e quartzo-micaxistos, com leitões, lentes e zonas de formações ferríferas metamorfisadas, grauvacas e subgrauvacas, quartzitos, conglomerados, rochas metavulcânicas, xistos e filitos grafitosos, quartzo-anqueritos e outros metassedimentos. Este é o grupo predominante na área da APA da Cachoeira das Andorinhas, com domínio quase que absoluto de litologias metapelíticas. Ocorrem em toda a porção central da APA, sendo delimitadas a leste por rochas do grupo Maquiné e ao sul por rochas do Supergrupo Minas.

Nas poucas localidades em que se pode encontrar rocha fresca, as formações ferríferas do grupo Nova Lima mostram ser de fácies carbonato (alternâncias de sílex e siderita com alguma magnetita em contraste com o fácies oxidado, alternância de sílex e magnetita) da formação ferrífera característica da série Minas.

As formações ferríferas do grupo Nova Lima podem alcançar mais de 100 m de espessura, porém são normalmente muito menos espessas. Por outro lado, elas ocorrem em lentes de vários quilômetros de extensão, mas não são de importância como fonte de minério de ferro, por terem baixos teores deste elemento e por serem realmente pouco extensos os campos de canga derivados das mesmas. Funcionam, porém, como rocha

matriz de numerosos depósitos auríferos. A espessura original do grupo Nova Lima é desconhecida. A espessura das exposições atuais não pode ser inferior a 4000 metros e talvez seja muito maior.

Sobrepondo-se ao grupo Nova Lima, com discordância angular, está o grupo Maquiné. Este consta de duas divisões com aproximadamente 1200 m de espessura. A divisão inferior é formada de quartzo-sericita xisto, com lentes de grauvaça, quartzito sericítico e conglomerado. A camada basal em muitas localidades é composta de grandes seixos de quartzo de veio e *metachert* em matriz filítica. A divisão superior é predominantemente de quartzito e “grit” com muito conglomerado, algum filito e zonas de xisto. Afloramentos de rochas quartzíticas deste grupo dominam a paisagem nordeste e leste da APA, formando cristas e patamares estruturais, com predomínio de vegetação rupestre e ampla ocorrência de candeia.

Supergrupo Minas

Originalmente, as rochas do Supergrupo Minas foram definidas como as “rochas xistosas sobrepostas ao embasamento cristalino em Minas Gerais” (Derby, 1906). Trabalhos posteriores mostram que muitas rochas do “embasamento” cristalino são intrusivas nas rochas xistosas e estas últimas são rochas de idades diversas. Oliveira (1956) restringiu a Série Minas às rochas sobrepostas à principal discordância acima da série Rio das Velhas e subjacentes à série Itacolomi, que foi separada da série Minas por Guimarães (1931).

Em 1957 a série Minas foi dividida (Dorr et al., 1957) em três grupos: Carça, Itabira e Piracicaba, seguindo a nomenclatura geral proposta por Harder e Chamberlain (1951). Recentes determinações de idade em rochas intrusivas, que cortam a série Minas, mostram que ela é mais velha que rochas com idade de cerca de 550 milhões de anos. A série Minas não foi ainda encontrada em deposição sobre rochas ígneas mais velhas. Em 1958 estes grupos foram subdivididos em nove formações diferentes (SGB, 1958).

Os três grupos da série Minas representam:

- 1) Sedimentos clásticos de granulação fina e grosseira, depositados durante uma transgressão marinha (grupo Carça);
- 2) Predominância de sedimentos químicos que se acredita terem sido depositados em ambiente de mar raso (grupo Itabira);

- 3) Predominância de sedimentos clásticos depositados localmente em um ambiente de transgressão e localmente em geossinclinal (grupo Piracicaba).

Grupo Caraça

Este grupo subdivide-se em duas formações, chamadas Moeda e Batatal (Wallace 1958, Maxwell 1958), respectivamente. Ocorrem apenas em pequenas áreas, pouco significativas, no extremo norte da APA, formando cristas rochosas. São rochas de baixo valor econômico com alguns depósitos de manganês e nenhuma área de extração de ouro ativa atualmente.

Formação Moeda – A formação Moeda é predominantemente composta de quartzito, “grit” e conglomerados, compostos de seixos e matações provenientes de veios de quartzo, com algum quartzito; o conglomerado basal possui seixos de xistos, filitos e outras rochas subjacentes do Supergrupo Rio das Velhas. Localmente, são encontrados leitões de filito. A espessura máxima desta formação é da ordem de 1 200 metros e a média é de cerca de 200 metros. Uma característica da formação Moeda é a sua rápida e extrema variação de espessura em certas partes do Quadrilátero Ferrífero.

Formação Batatal – Capeando a Formação Moeda, em contato de transição, está a formação Batatal, assim denominada originalmente por Harder e Chamberlain (1951). Esta é composta, em várias localidades, de filito ou micaxistos. Lentes de sílex metamórfico são encontradas raramente nesta formação. A formação Batatal, apesar de localmente ser bastante quartzosa, em sua grande extensão se apresenta composta de filito muito puro ou, em alguns pontos, levemente grafitoso.

A espessura da formação varia de poucos até uma centena de metros; normalmente é superior a 50 m. Ao longo do bordo sul do “complexo de Bação” e na parte este de serra do Curral, apresenta-se delgada, chegando mesmo a desaparecer em alguns pontos. A Serra da Moeda e na Serra Geral é persistente e bem desenvolvida. No nordeste do Quadrilátero Ferrífero, distritos de Itabira e Monlevade, a formação Batatal não é bem desenvolvida. Normalmente a formação Batatal constitui terraços que se sobrepõem às escarpas da formação Moeda. Raramente apresenta afloramento e só é bem exposta nas vertentes abruptas ou nos cortes artificiais.

Grupo Itabira

As rochas deste grupo ocorrem na Serra do Veloso e Serra do Ouro Preto, marcando o limite sul da área estudada. Estas compõem a unidade denominada Grupo Itabira indiviso, composto principalmente por itabiritos, itabiritos filíticos e dolomíticos.

O conteúdo de carbonato, em quase todas as exposições de itabirito fresco e duro, é muito baixo, menos de 1% e mesmo menos de 0,1. Entretanto, em algumas zonas do itabirito, o quartzo substituído parcial ou totalmente por dolomita, formando assim itabirito-dolomítico. Quando o itabirito é rico em dolomita, normalmente também o é em magnetita e martita. Acredita-se que a magnetita é primária e que o carbonato e a magnetita evidenciam no ambiente de deposição um potencial de oxidação-redução levemente mais baixo do que aquele em que foi depositada a formação ferrífera de fácies oxidado normal.

A alteração do itabirito produz a canga, uma rocha superficial quimicamente inerte e mecanicamente resistente, composta principalmente de hidróxido de ferro. A maior parte das cristas mais altas do Quadrilátero Ferrífero resulta da canga formada a partir do itabirito. O próprio itabirito, sob o capeamento de canga, é mole, friável, e é erodido facilmente onde esta capa é fraturada, formando-se assim profundas valetas e barrancos. O itabirito Cauê, sob o vista econômico, é a mais importante rocha do Quadrilátero Ferrífero.

Rochas ígneas

Diques de metabasito, anfibolito, esteatito e talco-xisto indivisos, ocorrendo no extremo leste da APA, próximo ao Rio das Velhas e em pequena área central da APA.

COMPARTIMENTAÇÃO GEOAMBIENTAL

A compartimentação geoambiental, neste trabalho, levou em consideração a distribuição recorrente de diferentes classes de solo sobre determinadas feições geomorfológicas. De que forma uma estratificação ambiental baseada em geomorfologia e classes de solo pode auxiliar no manejo de uma dada área? Como é possível observar-se no mapa das unidades geoambientais, há uma estreita relação entre classes de solos e feições geomorfológicas – de fato, integrados na geoforma, estão dois dos principais fatores controladores da formação dos solos: material de origem e relevo.

O relevo, por sua vez, exerce controle sobre o regime hídrico e condições microclimáticas, ambos implicados na formação de solos e na distribuição da vegetação.

A APA apresenta altitudes variando de 920 m nas margens do Rio das Velhas até 1754 m nas cristas mais elevadas, com altitude média de 1168 m. A declividade média da APA é de 14,9°, chegando a 65,2° nas áreas mais declivosas. A rede de drenagem é fortemente encaixada, e compreende alguns dos principais rios e córregos formadores da Bacia do Rio das Velhas, em sua porção mais a montante, sendo parte da Bacia do São Francisco.

O conjunto das formas de relevo existentes na área associadas com os solos predominantes possibilitou a divisão em sete unidades geoambientais principais, que refletem condicionantes litológicas, evolução da paisagem e fatores de formação dos solos: i) Planícies Fluviais do Rio das Velhas com Neossolos Flúvicos Tb Distróficos típicos; ii) Colinas Convexas com interflúvios aplainados contendo Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos; iii) Colinas Convexas com Cambissolos Húmicos Tb Distróficos e Cambissolos Háplicos Tb Distróficos; iv) Cristas Alinhadas e Ravinadas com Neossolos Litólicos Distróficos e Cambissolos; v) Serras e Escarpas Estruturais de Quartzitos e Itabiritos com Neossolos Litólicos Distróficos e Cambissolos Húmicos Tb Distróficos típicos; vi) Patamares Estruturais Quartzíticos com Neossolos Litólicos Distróficos e Espodossolos Ferrilúvicos; vii) Vales Suspensos com Neossolos Flúvicos e Gleissolos Melânicos. A seguir são discutidas as principais características e área de ocorrência de cada unidade geoambiental mapeada.

Planícies Fluviais do Rio das Velhas com Neossolos Flúvicos Tb Distróficos típicos

Correspondem às terras baixas e parcialmente inundáveis, que ocorrem em áreas com altitude e declividade médias de 985 m e 6°, respectivamente (Figura 4A), correspondendo a 2,3 % da área total da APA. São basicamente formadas por planícies de acumulação Quaternária, que retém a carga detrítica transportada e depositada pelos rios em épocas de cheia. São áreas intensamente afetadas por atividades antrópicas desde o início da mineração no Rio das Velhas, sendo importantes ambientes indicadores dos impactos ambientais da mineração no quadrilátero.

Os sedimentos predominantes são siltosos e arenosos, com abundantes lentes de cascalho, que eram matriz secundária do ouro aluvionar na região. Na parte superior, é comum a deposição de material argiloso, de cores avermelhadas e alaranjadas, de

devem representar produtos de intensa erosão em tempos coloniais, já que hoje esse trecho da bacia se encontra relativamente bem protegido pelas formações vegetais secundárias em estado bem avançado de sucessão. Na parte superior da bacia, o Rio das Velhas corre bem encaixado em vales de natureza estrutural, sendo assim muito pontuais as áreas de aluviões, não mapeáveis na escala adotada.

Os Neossolos Flúvicos ocorrem em pequenas áreas ao longo do Rio das Velhas, onde formam leitos maiores e terraços com diferentes níveis de cascalheiras, em meio a camadas de sedimentos silto-argilosos. A maior parte destas áreas encontra-se sob pastagem, com grande remoção da mata ciliar. Neste levantamento, são representados pelo perfil P10. Devido à natureza dos sedimentos, são solos pobres em nutrientes, com teores variáveis de matéria orgânica nas camadas do solo.

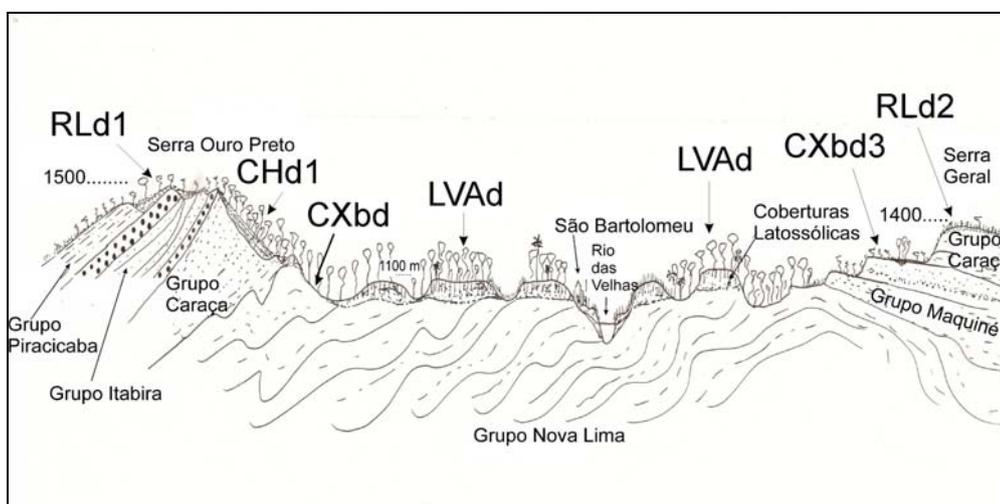


Figura 3. Corte pedo-geomorfológico ilustrando os diferentes materiais de origem, compartimentos geomorfológicos e distribuição dos principais solos da APA da Cachoeira das Andorinhas.

Colinas Convexas com interflúvios aplainados contendo Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos

Formam o compartimento embutido entre a vasta moldura quartzítica/itabirítica que engloba a bacia do alto Rio das Velhas, sendo intensamente dissecado em colinas, ora mais convexas, ora mais alinhadas, com interflúvios mais tabulares (Figura 4C). Nos últimos, ocorrem Latossolos bem profundos, que funcionam como grandes áreas de recarga da bacia, pela capacidade de infiltração e boa permeabilidade e profundidade. Assim, constituem destacadas áreas de preservação permanente, com vegetação secundária conservada e com poucos sinais de erosão em ravinas ou sulcos. É a maior

unidade geomorfológica na APA, ocupando cerca de 52,4 % da área. Apresenta altitudes variando de 920 a 1283 m, com média de 1108 m. A declividade média destas áreas é de 14,3°.

Os Latossolos ocupam cerca de 8,0 % da APA, formados a partir de rochas do grupo Nova Lima. Compreendem, essencialmente, os solos de topo e de encostas de colinas convexas. São solos argilosos a muito argilosos, muito pobres nutricionalmente, com saturação de bases e CTC efetiva extremamente reduzidas, indicando o caráter árido e uma mineralogia oxidada, predominantemente gibbsítica. Os baixos valores de P remanescente (Prem) indicam uma alta capacidade de adsorção de fósforo pelo solo, em função da mineralogia oxidada. Apenas em horizontes superficiais, observa-se uma maior disponibilidade de nutrientes, evidenciando a grande importância da matéria orgânica do solo na manutenção do ecossistema.

Colinas Convexas com Cambissolos Húmicos Tb Distróficos e Cambissolos Háplicos Tb Distróficos

Os Cambissolos formam-se nas áreas mais expostas aos agentes erosivos, de maiores valores de declividade, de morfogênese mais acentuada do que a pedogênese, em pontos de dissecação das colinas. Os Cambissolos Húmicos são regularmente encontrados em altitudes mais elevadas que aquelas em que se desenvolvem os Cambissolos Háplicos.

Estes solos representam a classe de solo de maior extensão na APA, cobrindo mais de 65% da área, predominantemente nas unidades geoambientais cristas alinhadas e ravinadas e patamares estruturais. Adicionalmente à estrutura incipiente, estes solos estão associados a posições mais íngremes na paisagem, o que os coloca como os mais susceptíveis à erosão na área estudada. Do ponto de vista químico, são tão pobres quanto os Latossolos, normalmente apresentando valores nulos de Ca^{2+} e Mg^{2+} nos horizontes mais profundos (Quadro 1). A pobreza química é uma característica marcante de todos os perfis de solos estudados na região da APA.

A maior parte dos Cambissolos descritos apresenta caráter húmico. Embora não tenha sido uma regra absoluta, em geral os Cambissolos Húmicos localizaram-se em cotas mais altas, sobre relevo montanhoso. Enquanto o Cambissolo Húmico mais baixo aqui descrito tenha se desenvolvido a 1174 m de altitude (P-12), a menor cota em que se observou um Cambissolo Háptico foi de 1036 m. Com exceção dos perfis 7 (desenvolvido sobre quartzito), 13 e 15 (desenvolvidos sobre laterita ferruginosa), os

Cambissolos desenvolveram-se sobre filito, em posições do relevo favorecedoras da remoção de material, ainda que presentemente em algumas áreas não haja evidência de erosão.

Os baixos teores de nutrientes, a baixa temperatura e os altos teores de alumínio no solo (Quadro 1) favorecem o acúmulo da matéria orgânica, dando origem a horizontes húmicos fortemente estruturados. São áreas montanhosas, nas quais a formação desta camada superficial rica em matéria orgânica é de grande importância para a estabilização dos solos, reduzindo os processos erosivos. Predomina a floresta subtropical de altitude, com ampla ocorrência de candeia, com transição em altitude para os Neossolos Litólicos Húmicos. Do ponto de vista nutricional, os horizontes húmicos são os que apresentam os maiores valores de P disponível e demais macronutrientes, ilustrando claramente a importância da ciclagem de nutrientes pela vegetação para a sustentabilidade dos ecossistemas nativos da APA (Benites et al., 2007).

Cristas Alinhadas e Ravinadas com Neossolos Litólicos Distróficos e Cambissolos

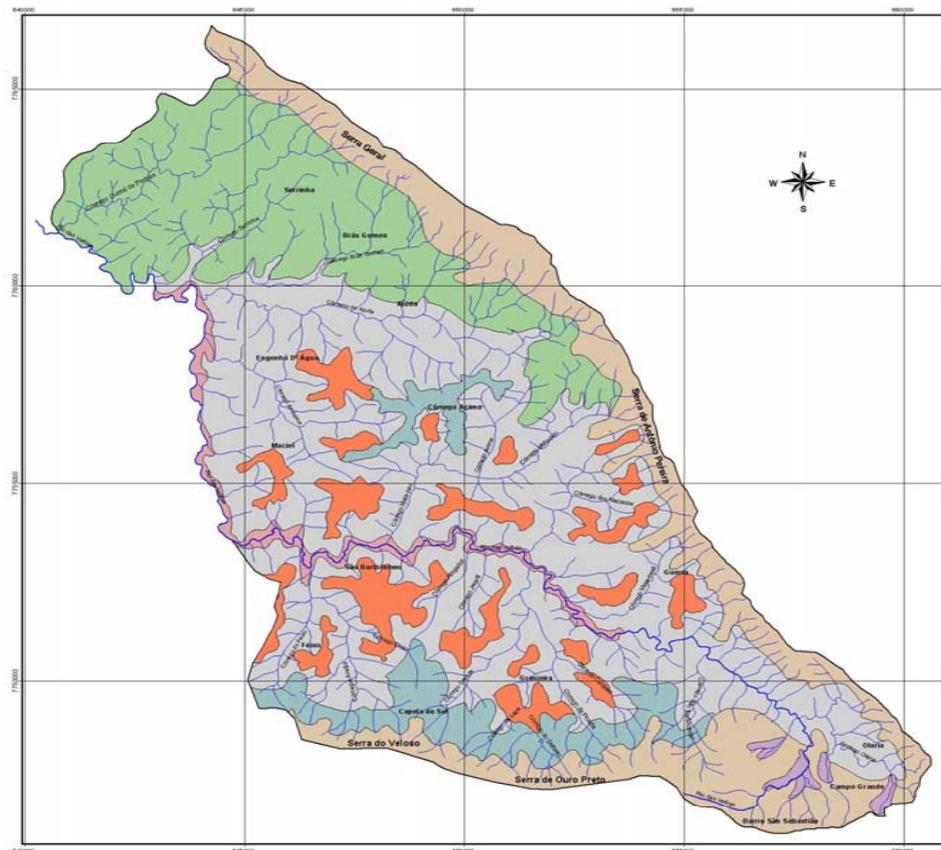
Ocupam cerca de 6,7 % da APA, apresentando altitude e declividade média de 1243 m e 15,8°, respectivamente. Compreendem os relevos dissecados sob forte controle estrutural, alinhadas em direções NE/SW e NW/SE dominantes, situadas nas bordas ravinadas entre as escarpas quartzíticas/itabiríticas, e as colinas e morrarias embutidas abaixo, onde a dissecação é homogênea (Figura 4D).

Estes relevos fortemente dissecados, estruturais, são resultado da retomada erosiva e instabilidade dos taludes que ligam as escarpas às colinas embutidas, denotando fase de erosão agressiva, quando boa parte do manto intemperizado foi removida; nas maiores declividades, e predominantemente na borda norte da APA, predominam Cambissolos, húmicos ou háplicos, ao lado de Neossolos Litólicos.

Esta unidade geoambiental parece representar condições de morfogênese acentuada, após episódio de soerguimento que experimentam condição atual de maior estabilidade e aprofundamento da pedogênese. Para comprovar tal fato, são comuns nestas geoformas as fácies voçorocadas e intensamente ravinadas em pastagens degradadas, especialmente nas proximidades da calha do Rio das Velhas (Figura 4E). É, portanto, uma unidade geomorfológica frágil e instável, sob ação antrópica. Em função da declividade, devem ser respeitadas como APPs ou mantidas sob reserva legal, pois

predominam matas de candeia de excepcional desenvolvimento, ricas em biodiversidade.

Ocorrem nas áreas mais elevadas, em cristas estruturais e escarpas, desenvolvidos a partir de rochas do grupo Maquine que formam a borda leste da APA e a partir de rochas do Supergrupo Minas, na borda sul. Ocorrem também no extremo norte da APA, ocupando cristas quartzíticas do grupo Maquine. Constituem a segunda classe de solos mais extensa, ocupando cerca de 20,0 % da APA. A vegetação de campo rupestre constitui um excelente indicador da ocorrência deste solos, que também são encontrados como associação nas unidades LVAd1, CHd2 e CXbd2, sempre nas porções mais elevadas, sob matas de candeia e campos de altitude.



APA CACHOEIRA DAS ANDORINHAS - UNIDADES GEOAMBIENTAIS

PROJETO APA CACHOEIRA DAS ANDORINHAS

GOVERNO DE MINAS

Governador do Estado de Minas Gerais - Aécio Neves
 Secretário Estadual do Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável (SEMAD) - Dr. José Carlos Carvalho
 Diretor Geral do Instituto Estadual de Florestas (IEF) - Dr. Humberto Candeias Calvacanti
 Diretor de Proteção à Biodiversidade - Prof. Celso Maurício Carvalho Vello
 Diretor de Monitoramento e Controle - Rubens Vargas Filho
 Diretor de Planejamento, Gestão e Finanças - Dr. Gastão Vilela França
 Diretor de Desenvolvimento Florestal Sustentável - Geraldo Fausto da Silva
 Assessoria de Programas Estratégicos - Dr. Julio Silva de Oliveira

IBAMA

Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA)
 Presidente - Dr. Marcos Luiz Barroso Barros
 Gerente Executivo - Dr. Roberto Messias Franco

UFV

Universidade Federal de Viçosa
 Departamento de Biologia Vegetal - DBV
 Departamento de Solos - DPS
 Departamento de Biologia Animal - DBA
 Coordenação Geral: Rosane M. de Aguiar Euclydes

Convenções

- Ferrovias
- Estradas
- Hidrografia

- Colinas Convexas com interflúvios aplanados contendo Latossolos Vermelho-Amarelos Distórficos hídricos
- Colinas Convexas com Cambissolos Húmicos Tb Distórficos e Cambissolos Háplicos Tb Distórficos
- Cristas Alinhadas e Ranas com Neossolos Lúvicos Distórficos e Cambissolos
- Serras e Escarpas Estruturais de Quartzitos e Gnaissos com Neossolos Lúvicos Distórficos e Cambissolos Húmicos Tb Distórficos típicos
- Planícies Estruturais Quaternárias com Neossolos Lúvicos Distórficos e Espodossolos Ferruginos
- Planícies Fluviais do Rio das Velhas com Neossolos Flúvicos Tb Distórficos típicos
- Vales Suspenso com Neossolos Flúvicos e Gneissos Melânicos

0 2000 4000 metros
 Escala 1:50.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
 DATUM SAD69 - Zona 23 S05

Equipe Técnica

Departamento de Solos - Universidade Federal de Viçosa
 Prof. Carlos Ernesto de R. Sotavento
 Prof. André Francisco Cordeiro
 Prof. Egidio Inácio Fernandes Filho
 Felipe Augusto Bello Simão

Produzido pelo Laboratório de Despreçoamento / Departamento de Solos - UFV, 2005
 Coordenação: Prof. Egidio Inácio Fernandes Filho

Digitização e edição:
 Bianca de Souza
 Anaís Santos de S. Ribeiro
 Felipe Augusto Bello Simão

Banco cartográfico:
 BRACAR, topografia e locustação: Instituto Geográfico do Exército, SP 22-1-A-10-2
 (Município: MG 2574), SP 22-1-A-10-10 (Cidade: Ponte Nova) e SP 22-1-A-10-10
 (Município: MG 2574) de 1:50.000



Figura 4. Unidades geoambientais da APA Cachoeira das Andorinhas

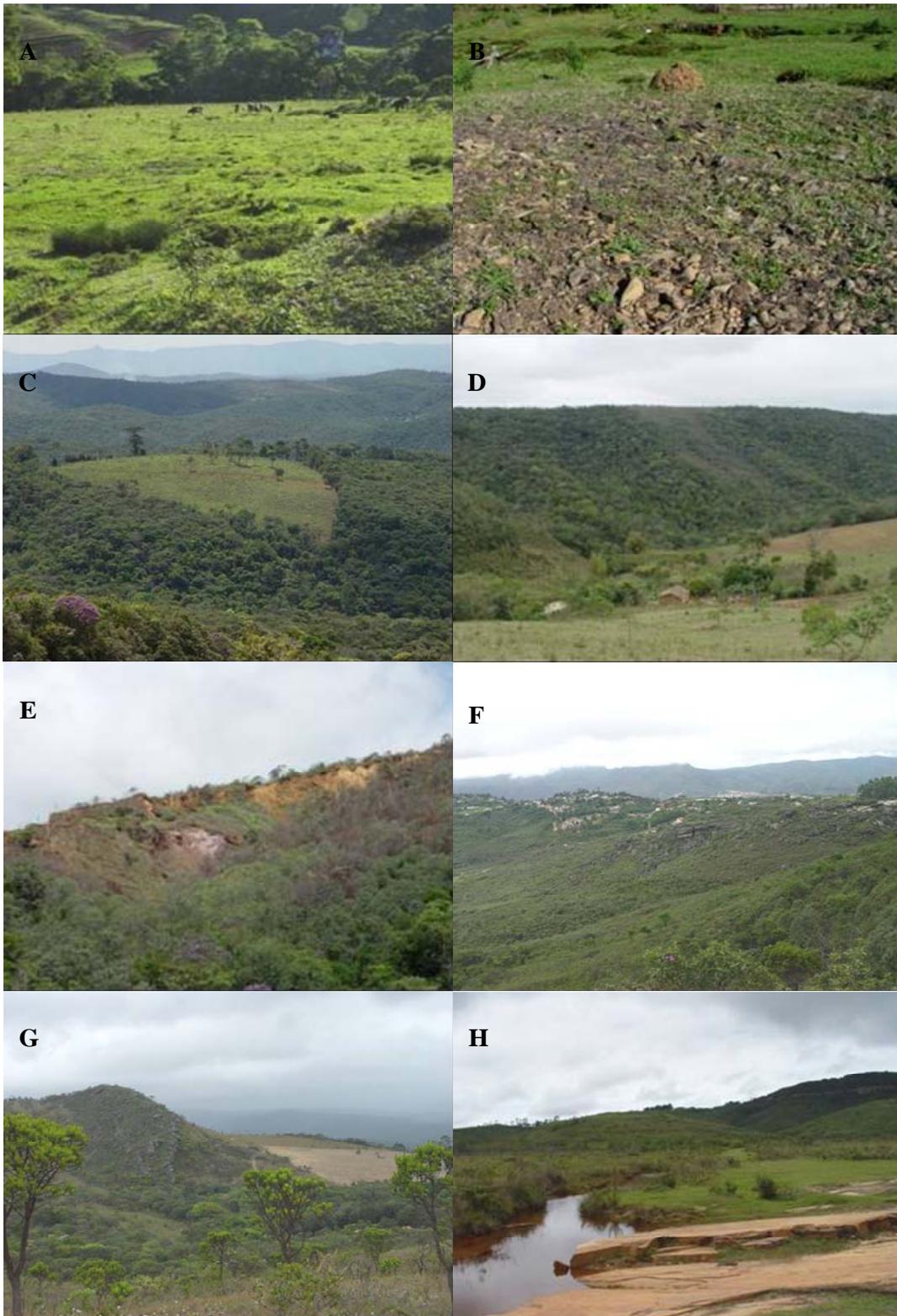


Figura 5. (A) Planície fluvial às margens do Rio das Velhas; (B) cascalheiras formadas pela atividade garimpeira pretérita, atualmente recobertas por vegetação campestre; (C) colinas convexas embutidas; (D) cristas alinhadas e ravinadas; (E) sinais de voçorocamento em topo de crista degradada; (F) serras e escarpas estruturais; (G) patamar estrutural em área de cristas quartzítica; (H) vale suspenso.

Serras e Escarpas Estruturais de Quartzitos e Itabiritos com Neossolos Litólicos Distróficos e Cambissolos Húmicos Tb Distróficos típicos

Constituem o contorno ou moldura fundamental do relevo da APA, evidenciado por estreito controle geológico e estrutural, sendo predominantemente constituídos de “abas” de quartzitos e itabiritos, aflorantes nas bordas erodidas das anticlinais do Alto Rio das Velhas (Figura 4F). Esta unidade engloba as serras mais elevadas que marcam os limites sul e leste da APA, sendo constituídas por materiais quartzosos, muito resistentes ao intemperismo químico. Ocupam cerca de 18,0 % da APA, sendo a terceira maior unidade geomorfológica na área. Ocorrem em cotas que variam de 1120 a 1754 m de altitude, sendo a unidade de maior altitude média da APA (1355 m). É também a área que apresenta a maior declividade média da APA, com valores que chegam a 65,2 ° em função das imponentes escarpas presentes.

Os solos associados a estas geofórmulas íngremes são muito rasos e pouco desenvolvidos (Neossolos Litólicos), e ocorrem muitas áreas de afloramentos rochosos, pela erosão que expõe o substrato quartzoso ou quartzítico. São associados, via de regra, aos campos rupestres de elevada valoração ambiental e muito frágeis.

Patamares estruturais Quartzíticos Neossolos Litólicos Distróficos e Espodossolos Ferrilúvicos

São áreas estruturalmente controladas, onde se observa a espessa acumulação de materiais quartzosos provenientes do intemperismo das cristas circundantes, formando patamares aplainados de extensão variável, interrompidos por cristas estruturais (Figura 4G). Constitui a segunda maior unidade geomorfológica na área de estudo, ocupando cerca de 19,8% da APA. Esta unidade ocorre no extremo norte da APA, com altitudes que chegam a 1430 m e declividade média de 13,9°.

Na borda setentrional da APA, a fraca declividade dos estratos horizontais/subhorizontais dos quartzitos do Supergrupo Rio das Velhas (grupo Maquiné) formam níveis escalonados, em degraus, de extensos patamares quartzíticos, filíticos e conglomeráticos, onde há uma rica diversidade de formações vegetais, desde campos rupestres, campos de altitude, matas e cerrados, cuja distribuição é fortemente associada aos solos, todos muito rasos e pobres. Não constituem superfícies de exposição *stricto sensu*, mas sim níveis elevados suportados pela erosão diferencial, constituindo relevo estrutural.

Os Espodosolos Ferrilúvicos ocorrem associados aos Cambissolos Háplicos e Neossolos Litólicos nos *Patamares estruturais em áreas quartzíticas*. São solos profundos, nos quais a mobilização de compostos organo-metálicos em profundidade é intensa. Sustentam vegetação rupestre e matas de candeia. São representados pelos perfis P7 e P8.

Vales Suspensos com Neossolos Flúvicos e Gleissolos Melânicos

Áreas de vales altimontanos suspensos, onde condições de depressão estrutural local condicionam sedimentação silto-argilosa até cascalhenta, com predomínio de Neossolos Flúvicos e Gleissolos (Figura 4H). São áreas de campo higrófilo e matas de várzea, e encontram-se muito antropizados pela proximidade da cidade de Ouro Preto. Constituem a menor unidade geomorfológica da APA, ocupando apenas 0,68 % da área, apresentando declividade média de 10°. Concentram-se na porção sudeste da APA, onde estão localizadas inúmeras nascentes do Rio das Velhas, próximo a Cachoeira das Andorinhas.

Os Gleissolos ocupam menos de 1 % da área estudada, ocorrendo no fundo de vales suspensos, próximos as cabeceiras do Rio das Velhas, sendo representados pela unidade de mapeamento GMd. Atualmente encontram-se sob vegetação campestre higrófila degradada, misturada com pastagens onde a presença de animais é frequente. São áreas de importância para a qualidade e fluxo de água do Rio das Velhas.

SOLOS

Os solos da APA são de modo geral distróficos. A pobreza em cátions básicos é em grande medida herdada do material de origem, representado principalmente por quartzitos e filitos, mas também por carapaças lateríticas e outros materiais menos representativos (Figura). Os solos originados de filitos tendem a apresentar teores sensivelmente mais altos de potássio que os solos mais influenciados pelos quartzitos e outros materiais. Os teores mais altos de elementos nutrientes foram, via de regra, observados nos horizontes superficiais, mais ricos em matéria orgânica.

Pela impossibilidade de depender das reservas naturais de nutrientes nos solos, as espécies e indivíduos apresentando natural tendência de acúmulo eficiente de nutrientes nos tecidos vegetais e com adaptações morfológicas e fisiológicas para a rápida reabsorção dos mesmos, tiveram mais chances, através das pressões seletivas, de

dominar os ambientes distróficos considerados. Assim, antes de depender do usual suprimento de elementos nutrientes pelo intemperismo químico de minerais primários e secundários, as comunidades vegetais dependem da ciclagem biogeoquímica de nutrientes.

O clima mesotérmico, associado à generalizada distrofia são possivelmente as principais causas dos elevados teores de matéria orgânica nos solos avaliados, principalmente nos horizontes superficiais. Não se deve, porém, descartar a contribuição na manutenção destes elevados teores de propriedades intrínsecas ao material orgânico, tais como resistência à decomposição pela presença de grupamentos funcionais tóxicos à microbiota, hidrofobicidade, altas relações C/N, lignina/N ou (lignina + polifenóis)/N. Alguns dados apresentados no segundo capítulo deste trabalho sugerem a presença, em horizontes espódicos, de frações da matéria orgânica fisicamente muito resistentes ao calor. Este material talvez seja de natureza carbonizada, hipótese reforçada pela ocorrência de episódios recorrentes de queimadas, naturais ou antrópicas.

Além disso, a associação da MOS com a matriz mineral do solo pode também influenciar na estabilização da matéria orgânica. Assim, é provável que nos Latossolos, principalmente em subsuperfície, a oclusão no interior de agregados estáveis contribua para a proteção de frações da matéria orgânica no solo. Nos horizontes iluviais dos Espodosolos, por outro lado, a formação de complexos organometálicos com alumínio, e talvez ferro, deve auxiliar na preservação da matéria orgânica nesta classe de solos.

Os valores de CTC potencial, previsivelmente baixos, alcançam valores mais altos nos horizontes superficiais, sem dúvida resultado dos maiores teores de matéria orgânica. A CTC potencial mais alta em superfície explica parcialmente os maiores teores de cátions básicos.

Os teores de fósforo são generalizadamente baixos, com teores sensivelmente mais elevados nos horizontes mais superficiais, à semelhança dos outros elementos nutrientes. Ao contrário dos outros nutrientes avaliados, no entanto, as formas livres de P na solução do solo são normalmente aniônicas. Desta forma, os valores mais altos de CTC potencial, como resultado da MOS, pouca ou nenhuma influência terão na retenção de P, a não ser que por meio de pontes catiônicas, o que pode indicar que os teores superficiais mais altos de P relacionam-se à presença de fósforo orgânico, herdado do material vegetal e retido no sistema como resultado do acúmulo de MO nestes solos. Outra possibilidade é que os altos teores de MOS, favorecendo a formação de goethita em detrimento da hematita (Resende et al.), permita maior adsorção de P e

retenção de P, como discutido por Novais e Smyth (1999). O P remanescente não apresenta relação aparente com os teores de MOS. As variações observadas nos teores de P remanescente provavelmente são mais bem explicadas por variações nos teores e na composição mineralógica dos colóides minerais dos solos.

Os valores de pH foram muito variáveis, tanto entre solos como, dentro de cada perfil, entre horizontes. Ao contrário de outros atributos, os teores de matéria orgânica não explicam adequadamente esta variação – assim, embora o pH do horizonte A de P2, um Cambissolo Húmico distrófico, contendo 14,71 dag kg⁻¹ de MO, seja de 6,08, o pH do horizonte A de P13, também um Cambissolo Húmico distrófico, contendo 15,35 dag kg⁻¹ de MO, foi de 3,95. Esta diferença deve ser atribuída a diferenças na composição mineralógica da matriz inorgânica do solo e em possíveis diferenças na composição da MOS.

Possivelmente em decorrência das condições climáticas, as quais não favorecem taxas mais elevadas de intemperismo, o material de origem parece ser determinante quanto à classe de solo desenvolvida. Assim, apesar de formados basicamente em posições semelhantes do relevo, a formação de Neossolos ou Cambissolos está claramente condicionada à rocha subjacente: Neossolos sobre quartzito, Cambissolos sobre filitos. De forma semelhante, em áreas mais planas, os Latossolos formaram-se sobre filito e os Espodossolos sobre os quartzitos.

No Quadro 2 podem ser observados os dados relativos à granulometria e relação silte/argila dos perfis descritos. Previsivelmente, os solos pedologicamente menos desenvolvidos, tais como Neossolos e, até certo ponto, Cambissolos, denunciam a influência da granulometria do material de origem, apresentando texturas mais grosseiras quando desenvolvidos sobre quartzitos e com maiores teores de argila quando a influência predominante são os filitos. A relação silte/argila tende a ser mais alta nos solos desenvolvidos sobre rochas de granulometria mais grosseira e, nos perfis individualmente, nas camadas mais profundas, em ambos os casos como resultado de menor grau de intemperismo.

Quadro 1. Dados químicos dos perfis de solos estudados.

| Horizonte | Profundidade m | pH | P | K | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Al ³⁺ | H+Al | SB | t | T | V | m | MO | Prem |
|---|-------------------|------|--------------------------|-----|---|------------------|------------------|------|------|------|-------|-------------|-------|----------------------|--------------------|
| | | | --mg dm ⁻³ -- | | -----cmol _c dm ⁻³ ----- | | | | | | | -----%----- | | dag kg ⁻¹ | mg L ⁻¹ |
| P-1 – Neossolo Litólico húmico típico, textura argilosa/média, relevo montanhoso/escarpado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,15 | 4,25 | 2,0 | 103 | 0,01 | 0,20 | 3,31 | 10,8 | 0,47 | 3,78 | 11,27 | 4,2 | 87,6 | 10,88 | 18,3 |
| AC | 0,15-0,25 | 4,49 | 0,8 | 29 | 0,00 | 0,09 | 2,01 | 18,3 | 0,16 | 2,17 | 18,46 | 0,9 | 92,6 | 5,37 | 13,5 |
| Cr | 0,25+ | 5,03 | 0,0 | 15 | 0,00 | 0,02 | 0,91 | 4,1 | 0,06 | 0,97 | 4,16 | 1,4 | 93,8 | 1,28 | 24,7 |
| P-2 – Cambissolo Húmico distrófico típico, textura média/arenosa, relevo montanhoso/escarpado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A1 | 0-0,10 | 6,08 | 10,2 | 99 | 2,45 | 0,90 | 0,00 | 7,5 | 3,60 | 3,60 | 11,10 | 32,4 | 0,0 | 14,71 | 10,9 |
| ABt | 0,10-0,35 | 5,33 | 1,0 | 80 | 0,12 | 0,33 | 0,95 | 7,1 | 0,65 | 1,60 | 7,75 | 8,4 | 59,4 | 3,84 | 19,0 |
| Bi ₁ | 0,35-0,60 | 5,13 | 0,4 | 58 | 0,00 | 0,09 | 0,76 | 4,7 | 0,24 | 1,00 | 4,94 | 4,9 | 76,0 | 2,05 | 19,2 |
| Bi ₂ | 0,60-0,85 | 4,95 | 0,1 | 26 | 0,00 | 0,04 | 0,29 | 1,6 | 0,11 | 0,40 | 1,71 | 6,4 | 72,5 | 0,77 | 32,4 |
| C ₁ | 0,85-1,10 | 5,68 | 0,1 | 4 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,3 | 0,01 | 0,01 | 0,31 | 3,2 | 0,0 | 0,00 | 52,3 |
| C ₂ | 1,10-1,30 | 5,40 | 0,1 | 6 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,5 | 0,07 | 0,07 | 0,57 | 12,3 | 0,0 | 0,00 | 31,9 |
| C ₃ | 1,30-1,50 | 5,46 | 0,1 | 5 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,5 | 0,03 | 0,03 | 0,53 | 5,7 | 0,0 | 0,13 | 50,5 |
| P-3 – Cambissolo Háplico Tb distrófico típico, textura argilosa/média, A moderado, relevo montanhoso | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 4,81 | 0,7 | 46 | 0,0 | 0,18 | 2,00 | 10,3 | 0,30 | 2,30 | 10,60 | 2,8 | 87,0 | 7,29 | 18,2 |
| Bi ₁ | 0,10-0,40 | 5,02 | 0,1 | 15 | 0,0 | 0,04 | 0,95 | 5,3 | 0,08 | 1,03 | 5,38 | 1,5 | 92,2 | 3,33 | 13,6 |
| Bi ₂ | 0,40-0,60 | 5,53 | 0,1 | 5 | 0,0 | 0,01 | 0,10 | 3,0 | 0,02 | 0,12 | 3,02 | 0,7 | 83,3 | 1,54 | 8,9 |
| BC | 0,60-0,80 | 5,58 | 0,1 | 2 | 0,0 | 0,01 | 0,00 | 2,0 | 0,02 | 0,02 | 2,02 | 1,0 | 0,0 | 0,90 | 8,3 |
| C | 0,80-1,20 | 5,54 | 0,1 | 0 | 0,0 | 0,00 | 0,38 | 2,0 | 0,00 | 0,38 | 2,00 | 0,0 | 100,0 | 0,64 | 18,0 |
| P-4 - Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico húmico, textura argilosa, relevo suave ondulado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,20 | 5,45 | 1,1 | 71 | 1,91 | 1,01 | 0,29 | 8,8 | 3,10 | 3,39 | 11,90 | 26,1 | 8,6 | 7,68 | 18,9 |
| AB | 0,20-0,30 | 5,10 | 1,6 | 52 | 0,00 | 0,22 | 0,76 | 9,1 | 0,35 | 1,11 | 9,45 | 3,7 | 68,5 | 5,89 | 15,0 |
| Bw ₁ | 0,30-0,60 | 5,17 | 0,1 | 9 | 0,00 | 0,05 | 0,10 | 3,8 | 0,07 | 0,17 | 3,87 | 1,8 | 58,8 | 2,30 | 8,5 |
| Bw ₂ | 0,60-1,00 | 5,60 | 0,2 | 6 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 3,3 | 0,04 | 0,04 | 3,34 | 1,2 | 0,0 | 2,05 | 4,6 |
| Bw ₃ | 1,00-1,30 | 5,40 | 0,1 | 4 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 2,5 | 0,03 | 0,03 | 2,53 | 1,2 | 0,0 | 1,54 | 3,7 |
| BC | 1,30-1,60 | 5,80 | 0,1 | 4 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 1,9 | 0,03 | 0,03 | 1,93 | 1,6 | 0,0 | 1,02 | 3,0 |
| P-5 – Cambissolo Húmico distrófico típico, textura argilosa/média, relevo suave ondulado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 4,65 | 1,6 | 132 | 0,0 | 0,26 | 3,14 | 13,8 | 0,60 | 3,74 | 14,40 | 4,2 | 84,0 | 12,03 | 20,6 |
| 2A | 0,10-0,30 | 4,86 | 0,4 | 40 | 0,0 | 0,09 | 2,38 | 10,2 | 0,19 | 2,57 | 10,39 | 1,8 | 92,6 | 7,55 | 13,4 |
| 2Bi | 0,30-0,50 | 5,14 | 0,2 | 42 | 0,0 | 0,05 | 1,43 | 6,1 | 0,16 | 1,59 | 6,26 | 2,6 | 89,9 | 4,35 | 12,8 |
| 2CR | 0,50+ | 5,23 | 0,1 | 8 | 0,0 | 0,02 | 0,57 | 2,7 | 0,04 | 0,61 | 2,74 | 1,5 | 93,4 | 1,54 | 19,5 |
| P-6 – Neossolo Litólico distrófico típico, textura média, A moderado, raso, relevo suave ondulado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,05 | 5,35 | 0,9 | 75 | 0,06 | 0,22 | 0,29 | 3,8 | 0,47 | 0,76 | 4,27 | 11,0 | 38,2 | 2,94 | 33,4 |
| C/R | 0,05-0,10 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P-7 – Cambissolo Háplico Tb distrófico típico, espodosólico, textura média, A moderado, endodúrico, relevo suave ondulado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,15 | 4,86 | 1,0 | 54 | 0,0 | 0,12 | 1,90 | 9,4 | 0,26 | 2,16 | 9,66 | 2,7 | 88,0 | 6,53 | 21,0 |
| E | 0,15-0,30 | 4,85 | 0,2 | 14 | 0,0 | 0,03 | 1,33 | 6,0 | 0,07 | 1,40 | 6,07 | 1,2 | 95,0 | 2,94 | 17,1 |
| Bi ₁ | 0,30-0,70 | 5,32 | 0,2 | 4 | 0,0 | 0,01 | 0,00 | 1,4 | 0,02 | 0,02 | 1,42 | 1,4 | 0,0 | 0,90 | 10,1 |
| Bs ₁ | 0,70-1,00 | 5,78 | 0,2 | 0 | 0,0 | 0,00 | 0,10 | 1,4 | 0,00 | 0,10 | 1,40 | 0,0 | 100,0 | 0,38 | 15,3 |
| Bs ₂ | 1,00-1,30 | 5,75 | 0,1 | 0 | 0,0 | 0,00 | 0,00 | 1,3 | 0,00 | 0,00 | 1,30 | 0,0 | 0,0 | 0,38 | 4,3 |
| Ortstein | 1,30-1,45 | 5,86 | 0,2 | 0 | 0,0 | 0,00 | 0,00 | 0,6 | 0,00 | 0,00 | 0,60 | 0,0 | 0,0 | 0,38 | 2,0 |
| P-8 – Espodosolo Humilúvico órtico espessarênico, A moderado, relevo suave ondulado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,15 | 5,59 | 1,3 | 40 | 0,28 | 0,27 | 0,57 | 6,3 | 0,65 | 1,22 | 6,95 | 9,4 | 46,7 | 5,37 | 18,5 |
| E ₁ | 0,15-0,25 | 4,71 | 0,5 | 10 | 0,0 | 0,06 | 1,43 | 4,9 | 0,09 | 1,52 | 4,99 | 1,8 | 94,1 | 2,30 | 26,0 |
| Bh | 0,25-0,60 | 4,76 | 0,5 | 8 | 0,0 | 0,03 | 2,09 | 4,9 | 0,05 | 2,14 | 4,95 | 1,0 | 97,7 | 1,15 | 18,5 |
| E ₂ | 0,60-0,70 | 5,14 | 0,1 | 6 | 0,0 | 0,01 | 0,29 | 0,9 | 0,03 | 0,32 | 0,93 | 3,2 | 90,6 | 0,26 | 48,6 |
| Bhs ₁ | 0,70-1,00 | 5,05 | 0,1 | 2 | 0,0 | 0,01 | 1,33 | 2,2 | 0,02 | 1,35 | 2,22 | 0,9 | 98,5 | 0,26 | 23,7 |
| Bhs ₂ | 1,00-1,30 | 5,19 | 0,1 | 0 | 0,0 | 0,02 | 1,14 | 2,8 | 0,02 | 1,16 | 2,82 | 0,7 | 98,3 | 0,26 | 32,7 |
| CR | 1,30+ | 5,59 | 1,3 | 40 | 0,28 | 0,27 | 0,57 | 6,3 | 0,65 | 1,22 | 6,95 | 9,4 | 46,7 | 5,37 | 18,5 |
| P-9 – Cambissolo Háplico Tb distrófico típico, textura média/argilosa/média, A moderado, relevo ondulado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,20 | 4,58 | 1,1 | 115 | 0,0 | 0,25 | 1,43 | 9,7 | 0,54 | 1,97 | 10,24 | 5,3 | 72,6 | 7,42 | 19,1 |
| Bi ₁ | 0,20-0,80 | 4,91 | 0,1 | 20 | 0,0 | 0,03 | 0,86 | 4,5 | 0,08 | 0,94 | 4,58 | 1,7 | 91,5 | 2,56 | 10,6 |
| Bi ₂ | 0,80-1,20 | 5,13 | 0,1 | 8 | 0,0 | 0,01 | 0,19 | 2,7 | 0,03 | 0,22 | 2,73 | 1,1 | 86,4 | 1,79 | 10,7 |
| BC | 1,20+ | 5,25 | 0,1 | 6 | 0,0 | 0,01 | 0,00 | 1,4 | 0,03 | 0,03 | 1,43 | 2,1 | 0,0 | 0,90 | 4,8 |
| P-10 – Neossolo Flúvico Tb distrófico típico, textura média, A moderado, epiutrófico, relevo plano | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 6,36 | 1,1 | 150 | 1,44 | 1,38 | 0,00 | 1,4 | 3,20 | 3,20 | 4,60 | 69,6 | 0,0 | 2,94 | 38,7 |
| C1 | 0,10-0,20 | 6,47 | 0,1 | 62 | 0,69 | 0,83 | 0,00 | 1,6 | 1,68 | 1,68 | 3,28 | 51,2 | 0,0 | 1,41 | 36,1 |
| C2 | 0,20-0,50 | 6,30 | 0,1 | 52 | 0,66 | 0,55 | 0,00 | 2,2 | 1,34 | 1,34 | 3,54 | 37,9 | 0,0 | 2,05 | 22,8 |
| C3 | 0,50-0,70 | 5,90 | 0,4 | 76 | 0,43 | 0,49 | 0,10 | 3,9 | 1,11 | 1,21 | 5,01 | 22,2 | 8,3 | 3,84 | 18,5 |
| C4 | 0,70-1,00 | 5,70 | 0,3 | 28 | 0,00 | 0,17 | 0,19 | 3,1 | 0,24 | 0,43 | 3,34 | 7,2 | 44,2 | 1,79 | 16,0 |

Quadro 1. Continuação

| Horizonte | Profundidade m | pH | P | K | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Al ³⁺ | H+Al | SB | t | T | V | m | MO | Prem |
|---|-------------------|------|--------------------------|----|---|------------------|------------------|------|------|------|-------|-----|-------------|----------------------|--------------------|
| | | | --mg dm ⁻³ -- | | -----cmol _c dm ⁻³ ----- | | | | | | | | -----%----- | dag kg ⁻¹ | mg L ⁻¹ |
| P-11 – Neossolo Litólico distrófico típico, textura arenosa, A moderado, relevo ondulado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 5,15 | 0,6 | 13 | 0,00 | 0,03 | 0,76 | 4,4 | 0,06 | 0,82 | 4,46 | 1,3 | 92,7 | 2,30 | 49,6 |
| P-12 – Cambissolo Húmico distrófico típico, textura argilosa/média, relevo forte ondulado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 3,95 | 1,8 | 54 | 0,00 | 0,14 | 4,09 | 16,3 | 0,28 | 4,37 | 16,58 | 1,7 | 93,6 | 15,35 | 20,9 |
| AB | 0,10-0,35 | 5,39 | 0,5 | 20 | 0,00 | 0,05 | 1,81 | 7,1 | 0,10 | 1,91 | 7,20 | 1,4 | 94,8 | 4,73 | 15,0 |
| Bi | 0,35-0,60 | 4,64 | 0,4 | 10 | 0,00 | 0,03 | 1,05 | 4,5 | 0,06 | 1,11 | 4,56 | 1,3 | 94,6 | 3,07 | 16,0 |
| C | 0,60+ | 4,58 | 0,1 | 4 | 0,00 | 0,01 | 0,10 | 1,7 | 0,02 | 0,12 | 1,72 | 1,2 | 83,3 | 1,02 | 18,9 |
| P-13 – Cambissolo Húmico distrófico típico, textura argilosa, relevo ondulado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,30 | 5,24 | 3,5 | 52 | 0,00 | 0,12 | 1,68 | 17,8 | 0,25 | 1,93 | 18,05 | 1,4 | 87,0 | 20,47 | 4,9 |
| AB | 0,30-0,40 | 5,43 | 1,3 | 26 | 0,00 | 0,07 | 0,24 | 9,8 | 0,14 | 0,38 | 9,94 | 1,4 | 63,2 | 11,26 | 1,4 |
| Bi | 0,40-0,60 | 5,32 | 0,2 | 7 | 0,00 | 0,03 | 0,10 | 4,4 | 0,05 | 0,15 | 4,45 | 1,1 | 66,7 | 3,71 | 5,3 |
| C | 0,60+ | 5,48 | 0,2 | 1 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 2,5 | 0,00 | 0,00 | 2,50 | 0,0 | 0,0 | 0,64 | 13,7 |
| P-14 – Gleissolo Háptico Tb distrófico neofluviossólico, textura média, A moderado, relevo plano | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,20 | 5,33 | 2,0 | 27 | 0,00 | 0,07 | 0,53 | 6,5 | 0,14 | 0,67 | 6,64 | 2,1 | 79,1 | 6,91 | 18,3 |
| CG1 | 0,20-0,50 | 5,64 | 1,3 | 4 | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,9 | 0,02 | 0,07 | 0,92 | 2,2 | 71,4 | 0,13 | 41,8 |
| CG2 | 0,50+ | 5,11 | 4,1 | 3 | 0,00 | 0,00 | 0,53 | 3,7 | 0,01 | 0,54 | 3,71 | 0,3 | 98,1 | 2,56 | 18,0 |
| P-15 – Cambissolo Húmico Tb distrófico típico, textura argilosa/média, relevo forte ondulado/montanhoso | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,20 | 4,25 | 2,2 | 73 | 0,26 | 0,25 | 3,45 | 20,9 | 0,70 | 4,15 | 21,60 | 3,2 | 83,1 | 10,88 | 9,8 |
| Bi | 0,20-0,40 | 4,84 | 0,3 | 19 | 0,00 | 0,05 | 0,77 | 9,4 | 0,10 | 0,87 | 9,50 | 1,1 | 88,5 | 3,33 | 7,5 |
| P-16 – Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico húmico, textura argilosa, relevo suave ondulado | | | | | | | | | | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 4,35 | 1,6 | 77 | 0,00 | 0,16 | 3,21 | 17,4 | 0,36 | 3,57 | 17,76 | 2,0 | 89,9 | 12,79 | 13,9 |
| AB | 0,10-0,30 | 4,49 | 0,7 | 45 | 0,00 | 0,13 | 1,72 | 12,2 | 0,25 | 1,97 | 12,45 | 2,0 | 87,3 | 7,42 | 10,0 |
| BW1 | 0,30-0,60 | 4,66 | 1,3 | 39 | 0,00 | 0,09 | 1,20 | 9,2 | 0,19 | 1,39 | 9,39 | 2,0 | 86,3 | 5,50 | 10,5 |
| BW2 | 0,60-0,90 | 4,82 | 0,2 | 11 | 0,00 | 0,04 | 0,77 | 6,6 | 0,07 | 0,84 | 6,67 | 1,0 | 91,7 | 3,58 | 9,6 |
| BC | 0,90-1,40 | 4,89 | 0,0 | 1 | 0,00 | 0,01 | 0,38 | 4,7 | 0,01 | 0,39 | 4,71 | 0,2 | 97,4 | 2,18 | 2,6 |

Quadro 2. Granulometria dos perfis de solos estudados.

| Horizonte | Profundidade m | Areia | | Silte | Argila | Silte/Argila |
|--|-------------------|--------|------|-------|--------|--------------|
| | | Grossa | Fina | | | |
| -----g kg ⁻¹ ----- | | | | | | |
| P-1 – Neossolo Litólico húmico típico, textura argilosa/média, relevo montanhoso/escarpado | | | | | | |
| A | 0-0,15 | 15 | 9 | 30 | 46 | 0,65 |
| AC | 0,15-0,25 | 13 | 10 | 30 | 47 | 0,64 |
| Cr | 0,25+ | 48 | 8 | 17 | 27 | 0,63 |
| P-2 – Cambissolo Húmico distrófico típico, textura média/arenosa, relevo montanhoso/escarpado | | | | | | |
| A1 | 0-0,10 | 20 | 22 | 42 | 16 | 2,63 |
| ABt | 0,10-0,35 | 28 | 40 | 14 | 18 | 0,77 |
| Bi ₁ | 0,35-0,60 | 23 | 37 | 15 | 25 | 0,60 |
| Bi ₂ | 0,60-0,85 | 20 | 32 | 33 | 15 | 2,20 |
| C ₁ | 0,85-1,10 | 31 | 56 | 11 | 2 | 5,50 |
| C ₂ | 1,10-1,30 | 32 | 47 | 11 | 10 | 1,10 |
| C ₃ | 1,30-1,50 | 35 | 49 | 14 | 2 | 7,00 |
| P-3 – Cambissolo Háplico Tb distrófico típico, textura argilosa/média, A moderado, relevo montanhoso | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 8 | 17 | 26 | 49 | 0,53 |
| Bi ₁ | 0,10-0,40 | 8 | 18 | 23 | 51 | 0,45 |
| Bi ₂ | 0,40-0,60 | 11 | 21 | 26 | 42 | 0,62 |
| BC | 0,60-0,80 | 11 | 22 | 32 | 35 | 0,91 |
| C | 0,80-1,20 | 2 | 12 | 62 | 24 | 2,58 |
| P-4 - Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico húmico, textura argilosa, relevo suave ondulado | | | | | | |
| A | 0-0,20 | 11 | 25 | 18 | 46 | 0,39 |
| AB | 0,20-0,30 | 9 | 27 | 21 | 43 | 0,49 |
| Bw ₁ | 0,30-0,60 | 7 | 26 | 15 | 52 | 0,29 |
| Bw ₂ | 0,60-1,00 | 7 | 24 | 16 | 53 | 0,30 |
| Bw ₃ | 1,00-1,30 | 7 | 24 | 17 | 52 | 0,33 |
| BC | 1,30-1,60 | 8 | 24 | 23 | 45 | 0,51 |
| P-5 – Cambissolo Húmico distrófico típico, textura argilosa/média, relevo suave ondulado | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 9 | 4 | 40 | 47 | 0,85 |
| 2A | 0,10-0,30 | 4 | 4 | 42 | 50 | 0,84 |
| 2Bi | 0,30-0,50 | 5 | 4 | 40 | 51 | 0,78 |
| 2CR | 0,50+ | 7 | 8 | 52 | 33 | 1,58 |
| P-6 – Neossolo Litólico distrófico típico, textura média, A moderado, raso, relevo suave ondulado | | | | | | |
| A | 0-0,05 | 15 | 33 | 31 | 21 | 1,48 |
| C/R | 0,05-0,10 | - | - | - | - | - |
| P-7 – Cambissolo Háplico Tb distrófico típico, espodossólico, textura média, A moderado, endodúrico, relevo suave ondulado | | | | | | |
| A | 0-0,15 | 22 | 36 | 23 | 19 | 1,21 |
| E | 0,15-0,30 | 22 | 36 | 25 | 17 | 1,47 |
| Bi ₁ | 0,30-0,70 | 22 | 36 | 27 | 15 | 1,80 |
| Bs ₁ | 0,70-1,00 | 15 | 41 | 28 | 16 | 1,75 |
| Bs ₂ | 1,00-1,30 | 20 | 32 | 27 | 21 | 1,29 |
| Ortstein | 1,30-1,45 | 20 | 33 | 28 | 19 | 1,47 |
| P-8 – Espodossolo Humilúvico órtico espessarênico, A moderado, relevo suave ondulado | | | | | | |
| A | 0-0,15 | 29 | 46 | 10 | 15 | 0,67 |
| E ₁ | 0,15-0,25 | 32 | 42 | 15 | 11 | 1,36 |
| Bh | 0,25-0,60 | 19 | 49 | 16 | 16 | 1,00 |
| E ₂ | 0,60-0,70 | 28 | 43 | 24 | 5 | 4,80 |
| Bhs ₁ | 0,70-1,00 | 23 | 51 | 15 | 11 | 1,36 |
| Bhs ₂ | 1,00-1,30 | 12 | 57 | 20 | 11 | 1,82 |
| CR | 1,30+ | 29 | 46 | 10 | 15 | 0,67 |
| P-9 – Cambissolo Háplico Tb distrófico típico, textura média/argilosa/média, A moderado, relevo ondulado | | | | | | |
| A | 0-0,20 | 12 | 13 | 36 | 39 | 0,92 |
| Bi ₁ | 0,20-0,80 | 6 | 13 | 33 | 48 | 0,69 |
| Bi ₂ | 0,80-1,20 | 8 | 11 | 35 | 46 | 0,76 |
| BC | 1,20+ | 6 | 11 | 48 | 35 | 1,37 |
| P-10 – Neossolo Flúvico Tb distrófico típico, textura média, A moderado, epieutrófico, relevo plano | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 33 | 41 | 15 | 11 | 1,36 |
| C1 | 0,10-0,20 | 48 | 26 | 16 | 10 | 1,60 |
| C2 | 0,20-0,50 | 20 | 31 | 36 | 13 | 2,77 |
| C3 | 0,50-0,70 | 5 | 23 | 46 | 26 | 1,77 |
| C4 | 0,70-1,00 | 7 | 23 | 47 | 23 | 2,04 |

Quadro 2. Continuação.

| Horizonte | Profundidade m | Areia | | Silte | Argila | Silte/Argila |
|---|-------------------|--------|------|-------|--------|--------------|
| | | Grossa | Fina | | | |
| -----g kg ⁻¹ ----- | | | | | | |
| P-11 – Neossolo Litólico distrófico típico, textura arenosa, A moderado, relevo ondulado | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 40 | 50 | 7 | 3 | 2,33 |
| P-12 – Cambissolo Húmico distrófico típico, textura argilosa/média, relevo forte ondulado | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 16 | 15 | 24 | 45 | 0,53 |
| AB | 0,10-0,35 | 9 | 16 | 32 | 43 | 0,74 |
| Bi | 0,35-0,60 | 8 | 17 | 32 | 43 | 0,74 |
| C | 0,60+ | 8 | 13 | 55 | 24 | 2,29 |
| P-13 – Cambissolo Húmico distrófico típico, textura argilosa, relevo ondulado | | | | | | |
| A | 0-0,30 | 9 | 5 | 31 | 55 | 0,56 |
| AB | 0,30-0,40 | 4 | 7 | 32 | 57 | 0,56 |
| Bi | 0,40-0,60 | 0 | 12 | 23 | 65 | 0,35 |
| C | 0,60+ | 11 | 12 | 17 | 60 | 0,28 |
| P-14 – Gleissolo Háplico Tb distrófico neofluvíssólico, textura média, A moderado, relevo plano | | | | | | |
| A | 0-0,20 | 8 | 44 | 28 | 20 | 1,40 |
| CG1 | 0,20-0,50 | 18 | 66 | 11 | 5 | 2,20 |
| CG2 | 0,50+ | 35 | 4 | 37 | 24 | 1,54 |
| P-15 – Cambissolo Húmico distrófico típico, textura argilosa/média, relevo forte ondulado/montanoso | | | | | | |
| A | 0-0,20 | 0 | 33 | 19 | 48 | 0,40 |
| Bi | 0,20-0,40 | 30 | 21 | 16 | 33 | 0,48 |
| P-16 – Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico húmico, textura argilosa, relevo suave ondulado | | | | | | |
| A | 0-0,10 | 8 | 10 | 15 | 67 | 0,22 |
| AB | 0,10-0,30 | 9 | 10 | 14 | 67 | 0,21 |
| BW1 | 0,30-0,60 | 9 | 9 | 18 | 64 | 0,28 |
| BW2 | 0,60-0,90 | 10 | 9 | 16 | 65 | 0,25 |
| BC | 0,90-1,40 | 7 | 9 | 14 | 70 | 0,20 |

Neossolos

O perfil 10, classificado como um **Neossolo Flúvico Tb distrófico típico, textura média, horizonte A moderado, epieutrófico**, apresenta saturação por bases de 69,6 e 51,2% nos horizontes A e C1, respectivamente, embora nos demais horizontes a saturação por bases seja menor que 50%, chegando a 7,2% no horizonte C4. O valor de saturação por bases, neste solo, parece estar relacionado de forma positiva com o teor total de areia no horizonte. Os horizontes eutróficos apresentam textura franco arenosa, enquanto os demais possuem textura franca. Isto pode ser um indicativo da presença de minerais primários intemperizáveis nos horizontes mais superficiais.

Apesar de os sedimentos originadores deste Neossolo Flúvico serem nutricionalmente pobres, de origem predominantemente quartzítica e filítica, cuja composição mineralógica aparentemente não permitir esperar contribuição expressiva em termos de bases trocáveis, com exceção do potássio vindo do filito, o Rio das Velhas e seus afluentes drenam materiais geológicos de natureza muito variada. Dentro do Grupo Itabira, por exemplo, próximo ao qual nasce o Rio das Velhas, composto

principalmente por itabiritos, há localmente zonas em que o quartzo é parcial ou totalmente substituído por dolomita.

Em termos de nutrição de plantas, os teores de cálcio e magnésio são de médios a bons e os de potássio são em geral muito bons. Apesar do que foi dito, talvez não seja apropriado chamar-se este solo de nutricionalmente rico, principalmente devido aos valores muito baixos de CTC neste solo. Em concordância com o observado por Benites et al. (2001, 2007), para solos das Serras do Espinhaço e da Mantiqueira, os Neossolos da APA retêm a maior parte dos nutrientes em superfície, associados à matéria orgânica. A impossibilidade de depender das reservas minerais dos solos, aliás praticamente inexistentes, força a vegetação a depender da ciclagem biogeoquímica dos nutrientes.

Gleissolos

São representados pelo perfil 14. Apesar do teor elevado de MO, seria necessário que o teor de COT para que o horizonte A fosse classificado como húmico fosse maior ou igual a 80 g kg^{-1} . O teor apresentado pelo horizonte A neste caso foi de $78,8 \text{ g kg}^{-1}$. Embora um pouco inferior ao teor diagnóstico para horizonte húmico, considerou-se que esta diferença não justificava a classificação deste Gleissolo como Háplico, decidindo-se mantê-lo como melânico, mais fiel às características apresentadas pelo perfil. O solo apresenta ao longo do perfil um padrão errático de distribuição dos teores de matéria orgânica nos horizontes, típico do caráter flúvico. Assim, o solo foi classificado como um **Gleissolo Melânico Tb distrófico neofluvíssólico, textura média, A moderado, relevo plano.**

Cambissolos

A maior parte dos Cambissolos descritos apresenta caráter húmico. Todos os Cambissolos Húmicos foram classificados como distróficos típicos. Embora não tenha sido uma regra absoluta, em geral os Cambissolos Húmicos localizaram-se em cotas mais altas, sobre relevo montanhoso. Enquanto o Cambissolo Húmico mais baixo aqui descrito tenha se desenvolvido a 1174 m de altitude (P-12), a menor cota em que se observou um Cambissolo Háplico foi de 1036 m. Com exceção dos perfis 7 (desenvolvido sobre quartzito), 13 e 15 (desenvolvidos sobre laterita ferruginosa), os Cambissolos desenvolveram-se sobre filito, em posições do relevo favorecedoras da remoção de material, ainda que presentemente em algumas áreas não haja evidência de erosão.

O perfil número 7 foi de problemática classificação. Embora visualmente semelhante a um Espodossolo, a análise morfológica em campo permitiu o reconhecimento de um horizonte B incipiente subjacente a um horizonte eluvial E, sobre um horizonte espódico Bs, ferrilúvico.

De acordo com o SiBCS (2007), a presença do B espódico diagnóstico para Espodossolos deve ocorrer normalmente “sob qualquer tipo de horizonte A ou sob horizonte E (álbico ou não) que pode ser precedido de horizonte A ou horizonte hístico”.

Assim, o Horizonte Bi neste perfil apresenta-se em posição diagnóstica que permite classificá-lo como um Cambissolo. Embora o teor de MO no horizonte A fosse alto, sua espessura foi insuficiente para permitir classificá-lo como húmico ou proeminente. Desta forma, o solo foi provisoriamente classificado como um **Cambissolo Háptico Tb distrófico típico, espodossólico, textura média, A moderado, endodúrico, relevo suave ondulado**. Este solo desenvolveu-se sobre quartzito, o que explica em parte sua podzolização.

Nutricionalmente é um solo extremamente pobre, com teores muito baixos de magnésio e fósforo, teor de cálcio tão baixo a ponto de não ter sido detectado sequer no horizonte superficial, em que há maior influência da matéria orgânica. Os teores de alumínio são razoavelmente altos, saturando quase completamente o complexo de troca. A CTC é caracteristicamente baixa. A concentração de potássio superficialmente não é desprezível, denunciando a ação conservadora do material orgânico ou talvez alguma influência do filito em sua formação, o que explicaria a presença do B incipiente.

Fisicamente este solo reflete a influência do material de origem, apresentando predominantemente textura franco-arenosa. Há um leve acréscimo no teor de argila em profundidade, certamente devido ao processo de iluviação de material coloidal. O horizonte Bi apresenta o maior valor da relação silte/argila. Além da presença notável de plintita tanto em Bs₁ quanto em Bs₂, aos 130 cm de profundidade há cimentação do horizonte espódico por ferro, típico de “ortstein”, donde a denominação de endodúrico.

Latossolos

Os Latossolos da área não apresentaram problemas notáveis de classificação. À semelhança dos outros solos, estes são também distróficos. Quase exclusivamente, desenvolveram-se sobre filito. Estes solos apresentaram os maiores estoques de carbono

orgânico, entre outras coisas devido à razoável profundidade destes solos. A profundidade, aliada às propriedades físicas adequadas, favorecem o desenvolvimento de vegetação mais exuberante, apesar da distrofia.

CONCLUSÕES

De modo geral, as áreas em que há presença de solos profundos e espesso manto de intemperismo, originando formas convexas de dissecação homogênea, indicam a existência de épocas de clima mais úmido dentro do vasto anfiteatro do Alto Rio das Velhas, possibilitando uma alteração profunda das rochas filíticas argilosas, durante o Quaternário. Em outras áreas, a ocorrência de escarpas estruturais e serras, com freqüente exposição do substrato rochoso, combinados com níveis com cascalheiras, são testemunhos de épocas de climas mais secos, onde a dinâmica se processava através de um escoamento torrencial com rastejamento e pedimentação, desmontando o manto de alteração do seu local original para níveis topográficos inferiores. Tal parece ser a maior parte da área serrana que emoldura a bacia, a sul e a leste.

A história da paisagem regional é resultante de fenômenos pós-Cretácicos, que terminaram por individualizar o Quadrilátero Ferrífero, com diversos compartimentos erosivos e estruturais, em níveis altimétricos diversos. No final do Terciário e ao longo do Quaternário, as modificações climáticas se acentuaram, possibilitando a formação policíclica de canga laterítica, e a deposição de sedimentos detrítico-lateríticos coluviais, em posições inicialmente rebaixadas, mas muitas vezes deslocadas positivamente por movimentos neotectônicos, sendo identificadas no alto vale do rio das Velhas, ao longo da Serra do Veloso. Assumem, aí, formas de pequenas chapadas, localmente apresentando basculamentos, sendo freqüente a ocorrência de bauxita em subsuperfície.

Do ponto de vista pedológico, as áreas embutidas nas colinas convexas mostram-se dominadas por Latossolos, no terço superior áreas mais elevadas, geralmente em relevos aplainados ou suavemente dissecados; Cambissolos são dominantes onde há um rejuvenescimento mais acentuado da paisagem, com preponderância da morfogênese em regime mais sazonal, especialmente; Neossolos Litólicos e Afloramentos de Rochas ocorrem sob forte condicionamento geotectônico, em associação com escarpas e serras que circundam a bacia, e em áreas de cristas e patamares estruturais. Nos domínios das planícies fluviais quaternárias, ocorrem Neossolos Flúvicos, Cambissolos e Neossolos Flúvicos.

A generalizada distrofia dos solos, aliada às condições climáticas mesotérmicas são as causas principais do acúmulo de carbono, principalmente em superfície, nos

solos da APA. A manutenção de teores de matéria orgânica do solo relativamente altos é certamente um fator preponderante na resiliência do sistema, ao contrário de áreas circunvizinhas mais quentes.

A compartimentação geoambiental baseada em unidades geomorfológicas associadas a classes de solos predominantes permite que uma ampla gama de fatores modificadores e controladores da paisagem sejam indiretamente considerados no planejamento ambiental e de manejo em unidades conservacionistas.

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, G. V. Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 10: 89-101, 1980.
- BENITES, V. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMAS, F. N. B.; SANTOS, H. G. Soils associated with rock outcrops in the Brazilian mountain ranges Mantiqueira and Espinhaço. *Revista Brasileira de Botânica*, 30: 569-577, 2007.
- CAMARGO, M. N.; KLANT, E; KAUFMAN, J.H. Sistema brasileiro de classificação de solos. *Boletim Informativo da Sociedade Brasileiro de Ciência do Solo*, 12: 11-33, 1987.
- DERBY, O. A. The Serra do Espinhaço. *Journal of Geology*, 14: 374-401, 1906.
- DIAS, H. C. T.; FERNANDES FILHO, E. I.; SCHAEFER, C. E. G. R.; FONTES, L. E. F.; VENTORIM, L. B. Geoambientes do Parque Estadual do Ibitipoca, município de Lima Duarte – MG. *R. Árvore*, 26: 777-786, 2002.
- DORR, J. V. N. Introduction, The Cauê Itabirite, The Gandarela Formation, in Symposium of the Stratigraphy of the Minas Gerais Series in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Soc. Brasileira Geol. Bol.*, v.7, n.2, p.57-58, 61-64. 1958.
- DORR, J.V.N. Physiographie stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Bramiu, *U.S. Geol. Survey, Profs, Paper* (641-A). 110 p. 1969.
- EMBRAPA, CNPS. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. EMBRAPA Solos, Rio de Janeiro, 1999. 412 p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. *Anais da IV reunião de classificação, correlação e aplicação de levantamento de solos*. Rio de Janeiro, EMBRAPA_CNPS, 1995. 157p.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. *Manual de Métodos de Análise de Solo*. 2 ed. Rio de Janeiro, EMBRAPA/CNPS, 1997.
- EMBRAPA. *Procedimentos normativos de levantamentos pedológicos*. Brasília, EMBRAPA-SPI, 1995. 101p.
- HARDER, E. C. e CHAMBERLAIN, R. T. A geologia da região central de Minas Gerais. *Boletim Geográfico do Conselho Nacional de Geografia*, 101: 492-544, 1951.
- KER, J.C. e SCHAEFER, C.E.G.R. *XXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*. Roteiro da Excursão Pedológica de Viçosa – Sete Lagoas. Viçosa 1995.

- KING, L. 1956. Desenvolvimento da Paisagem e Geomorfologia da Região entre o Vale do São Francisco e o Litoral Atlântico, continuando a Sudoeste até São Paulo. *Revista Brasileira de Geografia* (separata). 2. 147- 266.
- KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v.18: p.147-265, 1956.
- LEMOS, R. C.; SANTOS, R. D. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. SBCS e Embrapa CNPS, Viçosa. 83p. 2002.
- LOCZY, L, e Ladeira, E. A. *Geologia Estrutural e Introdução a Geotectônica*. São Paulo, Edgard Blücher; Rio de Janeiro, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico. 1976.
- GAIR, J. E. The Sabará formation. *Soc. Brasileira Geol. Bol.*, v. 7, n.2, p. 68-69. 1958.
- GUIMARÃES, D. *Contribuição a geologia do Estado de Minas Gerais, Brazil*. Dept. Nac. Produção Mineral, Serviço Geologia Mineralógica Bol. 55, 36p. 1931.
- GUIMARÃES, D. *Contribuição ao estudo da origem dos depósitos de minério de ferro e manganês do centro de Minas Gerais*. Dept. Nac. Produção Mineral, Div. Fomento a Prod. Mineral. Bol 8,70p. 1935.
- LEMOS, R.C. & SANTOS, R.D. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 3ª ed. Campinas, SBCS, 1996. 84p
- MAXWELL, C. H. Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brasil. *U. S. Geol. Survey, Profs. Paper* (341 J) 70 pp. 1958.
- MUNSËLL. *Soil Color Charts*. Maryland, 1994.
- OLIVEIRA, A.I. Chapter on Brazil in Jenks, W. F., ed., *Handbook of South American Geology. Geol. Soc. America Mem.*, 65, p.8. (1956).
- POMERENE, J.B. Geology and ore deposits of Belo Horizonte, Ibirité and Macacos quadrangles, Minas Gerais, Brasil – *U.S. Geol. Survey, Profs. Paper* (341 D) 84 p. 1958.
- SIMMONS, G. C. Geology and iron deposits of the western Serra do Curral, Minas Gerais, Brasil. *U.S. Geol. Survey. Profs Paper* (341 G) 57 pp. 1968.
- UNITED STATES. Departament of the interior. Bureau of reclamation. *Land classification techniques and standards: field investigations procedures*. Denver, 1982. Pt513. 102p. (Série 510).
- WALLACE, R. M. The Moeda Formation. *Soc. Brasileira Geol. Bol.*, v.7, n.2. p. 59-60. 1958.

CAPÍTULO 2

ESTOQUE DE CARBONO NOS SOLOS E VEGETAÇÃO E TERMODEGRADAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA EM SOLOS DISTRÓFICOS DE ALTITUDE DA APA ESTADUAL CACHOEIRA DAS ANDORINHAS, OURO PRETO, MINAS GERAIS

RESUMO

O presente trabalho teve por objetivos estimar os estoques de carbono em superfície e subsuperfície de diferentes classes de solo em ambientes montanos a altimontanos presentes na APA Cachoeira das Andorinhas, MG, bem como a relação entre estoque de carbono na fitomassa e estoque de carbono nos solos e verificar a resistência à termodegradação da matéria orgânica estocada em horizontes dos solos. As análises químicas e físicas foram realizadas com base nas recomendações de EMBRAPA (1997). A densidade do solo foi determinada a partir de amostras coletadas com anel volumétrico. O estoque de carbono dos solos foi calculado a partir dos dados de teor de matéria orgânica dos perfis. Para se realizar os cálculos de estoque de carbono na fitomassa utilizaram-se estimativas de biomassa aérea de uma série de fitofisionomias coligidas em literatura. Os testes de termodegradação foram feitos utilizando-se forno mufla e as temperaturas testadas foram 100, 200, 300, 400 e 500°C. Os solos situados em compartimentos altimontanos mais elevados, em altitudes maiores que 1200 m, possuem maior potencial de seqüestro de carbono. Os estoques de carbono orgânico em subsuperfície nos Latossolos Vermelho-Amarelos são da ordem de duas vezes os valores encontrados em superfície. Os valores estimados dos serviços de CO estocados variaram de US\$808,50 ha⁻¹ nos Gleissolos Melânicos a US\$3.627,00 ha⁻¹ nos Latossolos Vermelho-Amarelos. Os solos hidromórficos ou húmicos elevados, com muito material fibroso, possuem maior resistência à termodegradação. Os horizontes espódicos representam compartimentos de carbono altamente resistente à termodegradação, e possivelmente, representam a forma mais recalcitrante de C em ambientes altimontanos.

Palavras-chave: Seqüestro de carbono em solos; estabilidade da matéria orgânica do solo; termodegradação da matéria orgânica; serviço de estoque de carbono

ABSTRACT

The aims of this work were to estimate surface and subsurface soil carbon stocks (CS) of different soil classes in mountainous environments from Cachoeira das Andorinhas Environment Preservation Area in Minas Gerais state, Brazil, calculate the phytomass CS/soil CS ratio and to evaluate the resistance of organic matter from selected soil horizons to heat treatments. Soil chemical and physical analysis were proceeded according to Embrapa (1997). Bulk soil density was determined by weighing samples collected with a cylinder of known volume. Soil carbon stocks were estimated from organic matter data of selected soil profiles. Phytomass carbon stocks were estimated from values collected in scientific literature. Heat treatments, or thermodegradation, consisted of submitting soil samples to the temperatures of 100, 200, 300, 400 and 500°C for 2h in a digital muffle furnace. Except in the Melanic Gleysol and in the Litholic Neosol, higher carbon stocks were found in soil subsurface horizons. The estimated carbon stocking service values were high, ranging from US\$808.51 ha⁻¹ for Melanic Gleysol to US\$3,626.50 ha⁻¹ for the Red-Yellow Latosol. The highest values for phytomass CS/soil CS ratio were observed in Haplic Cambisols and Litholic Neosols, while the lowest values were found in Ferocarbic Spodosols and Humic Cambisols and Red-Yellow Latosols displayed intermediate values. Temperature increase made soil organic carbon levels decrease in all soil horizons evaluated. Organic matter stored in the Bh horizon of the Spodosol was more stable to heat treatments up to the 400°C temperature. Superficial horizons organic matter was more stable in Melanic Gleysol and Humic Cambisol. Soils in altitudes higher than 1200 m are more efficient in sequestering carbon. Subsurface carbon stocks in Red-Yellow Latosols are twice as large as surface stocks. Estimated organic carbon stock service values were higher in Latosols than in the other soils. Hydromorphic and humic soils, rich in fibric organic matter are highly resistant to thermodegradation. Spodic horizons store organic carbon highly resistant to thermodegradation and this organic material is possibly the most recalcitrant in mountainous environments.

Keywords : Soil carbon sequestration; soil organic matter stability; thermodegradation of organic matter; carbon storage service

INTRODUÇÃO

Na iminência de mudanças climáticas de controversa reversibilidade (Meehl et al., 2007), a importância do conhecimento dos estoques de carbono em diferentes classes de solos está ligada à tentativa de avaliar o que poderá ser perdido no caso de mudanças no uso da terra com a adoção de práticas intensificadoras da decomposição ou mineralização da matéria orgânica ou de aumentos de temperatura como consequência das mudanças climáticas globais (Lal, 2004) e, mais recentemente, o que isto pode representar em termos de serviços ambientais de estocagem de carbono pelos solos (Havstad et al., 2007). As estimativas do que se encontra estocado na forma de carbono orgânico nos solos do mundo variam de 1500 a 2300 Pg, dependendo da profundidade considerada (Smith et al., 2007). Estima-se que de 1850 a 1998, mudanças no uso da terra (basicamente desmatamento para implantação da agricultura) tenham sido responsáveis pela emissão líquida de 136 ± 55 Pg de carbono para a atmosfera (Lal, 2004), tanto pela decomposição de restos vegetais quanto pela mineralização/oxidação da matéria orgânica do solo (MOS).

Os estudos de avaliação de estoques de carbono (EC) em solos têm sido feitos com o objetivo de se conhecer o mais detalhadamente possível o tamanho do compartimento solo como armazenador de carbono, imprescindível no auxílio ao levantamento dos conteúdos de carbono orgânico sequestrados nos ecossistemas terrestres, levando em conta que em escala geológica, as trocas de CO_2 entre a atmosfera e os solos são rápidas (Lorenz et al., 2007). O conhecimento detalhado dos valores e da dinâmica deste carbono pode ajudar na determinação do comportamento de sumidouro ou fonte de dióxido de carbono, principal gás de efeito estufa, do solo. Não há ainda consenso quanto a isto nem conhecimento detalhado do papel particular das classes de solo, embora existam estimativas genéricas razoavelmente confiáveis do conteúdo de carbono estocado nos solos do mundo (Eswaran et al., 1993; Batjes, 1996).

Embora a situação esteja mudando rapidamente, houve até há pouco aceitação quase consensual de que os conteúdos de MOS até os 20-30cm superficiais seriam responsáveis pela quase totalidade do carbono orgânico (CO) estocado neste compartimento. Uma série de trabalhos recentes, no entanto, tem demonstrado a reconsideração de que há conteúdos nada desprezíveis de CO em camadas mais profundas do solo (Lorenz & Lal, 2005), demonstrando o quão estável é este carbono, por isso podendo vir a ser um reservatório potencialmente mais eficiente em sequestrar

CO₂ por períodos de tempo mais longos do que fazem as camadas mais superficiais (Fontaine et al., 2007).

Em solos tropicais profundos, submetidos a grande atividade bioturbadora da mesofauna, como os Latossolos, há presença de estoques de carbono consideráveis em profundidade, até mesmo com valores numericamente superiores aos estoques superficiais (Andrade et al., 2004). No ambiente tropical não se podem considerar razoáveis estimativas de EC que não contabilizem o que está armazenado subsuperficialmente nem adequadas ou eficientes estratégias de manejo de solos ou ecossistemas pensadas sem o levar em conta. Trata-se de uma promissora área de estudo, por serem ainda escassos os estudos contabilizando os estoques de carbono profundos em solos de regiões tropicais em escalas mais detalhadas (Lorenz & Lal, 2005), e ainda menos investigada a influência das práticas de manejo do solo sobre o compartimento.

Saber-se quanto carbono se encontra acumulado no solo sem uma noção de sua estabilidade frente a mudanças ambientais traduz-se em conhecimento limitado. As perdas naturais de carbono orgânico do solo (COS) não são homogêneas, variando entre classes e regiões. Tanto a natureza da MOS quanto as interações entre esta e os ambientes edáfico e extra-edáfico influenciam sua estabilidade no solo (Lorenz & Lal, 2005). De particular importância são as interações com a matriz mineral. Aliar as informações quanto ao carbono estocado com dados confiáveis sobre sua estabilidade torna mais factível estabelecer quais áreas são mais vulneráveis, auxiliar no planejamento de uso da terra e inclusive no estabelecimento, em áreas convertidas à agricultura, de valores padrões de perdas toleráveis de MOS visando minimizar a perda de qualidade do substrato.

A maior ou menor estabilidade à termodegradação resulta de características inerentes à própria matéria orgânica do solo (MOS), ao solo ou à interação entre as matrizes orgânica e mineral (Lützow et al., 2007). Substâncias orgânicas ricas em polifenóis e/ou de caráter altamente hidrofóbico (por exemplo, substâncias húmicas cujos grupos funcionais hidrofílicos se voltam preferencialmente para o interior das moléculas) mostram-se em geral bem mais recalcitrantes à decomposição microbiana do que substâncias de caráter menos aromático e mais hidrofílicas, como carboidratos (Piccolo & Mbagwu, 1999). Mais recentemente, alguns pesquisadores têm questionado o grau de estabilidade de compostos lignínicos ou de caráter fenólico no solo, apresentando dados que põem em cheque sua suposta recalcitrância e sugerem que as

frações mais resistentes têm caráter mais alifático (Lützow et al., 2006). A proteção conferida pela matriz mineral do solo pode ocorrer por oclusão no interior de agregados (Oades, 1984), pela adsorção aos colóides minerais (Piccolo & Mbagwu, 1999) ou, hipótese ainda pouco explorada por cientistas do solo, pelo controle exercido pelos minerais de argila na composição e estrutura finais da matéria orgânica formada (Cairns-Smith, 1985, 2005; Ferris, 2005). Em solos mais arenosos, a recalcitrância da matéria orgânica deve resultar mais de sua composição química e da associação com cátions metálicos (Oades, 1989).

A decomposição da matéria orgânica pelos microrganismos, como qualquer reação química ou bioquímica, é dependente de temperatura. Na natureza, não se esperam variações de temperatura próximas às aplicadas neste trabalho, no entanto é possível que a resistência à oxidação abiótica pelo incremento térmico simule até certo ponto a decomposição microbiológica da MOS, uma vez que os organismos, via enzimas, têm a capacidade de diminuir a barreira energética de numerosas reações (Davidson & Janssens, 2006). A termodegradação experimental pode permitir que se avalie, ainda que parcialmente, a resistência à decomposição microbiana da matéria orgânica armazenada em diferentes classes de solos e possivelmente protegida, mais ou menos eficientemente, por diferentes mecanismos. Não se pode tampouco perder de vista as previsões da possibilidade de ocorrer aceleração na perda de matéria orgânica de solos por decomposição a taxas variando de 11 a 34 Pg de C por °C em decorrência do aquecimento climático (Batjes, 1996), além da possibilidade de fotodegradação da MOS com a prevista semi-aridificação de várias partes do mundo advinda das mudanças climáticas globais (Austin & Vivanco, 2006).

Em virtude de possuir solos geralmente pobres em nutrientes, com saturação de alumínio elevada, clima mesotérmico, com restrição sazonal de temperatura, os solos e ambiente de altitude do Sudeste brasileiro possuem alto potencial para seqüestro de carbono, como destacam Simas et al. (2005).

O objetivo do trabalho foi estimar os estoques de carbono em superfície e subsuperfície de diferentes classes de solo em ambientes montanos a altimontanos presentes na APA Cachoeira das Andorinhas, MG, bem como a relação entre estoque de carbono na fitomassa e estoque de carbono nos solos e verificar a resistência à termodegradação da matéria orgânica estocada em horizontes dos solos.

MATERIAL E MÉTODOS

Os dados referentes aos teores de carbono orgânico utilizados no cálculo de estoques de carbono foram obtidos a partir do estudo pedológico descrito no capítulo anterior. Os resultados das análises químicas e físicas deste levantamento se encontram no Anexo I. As amostras de solo utilizadas no ensaio de termodegradação, bem como as amostras retiradas com anel volumétrico para determinação da densidade do solo utilizada no cálculo de estoques de carbono, foram coletadas *a posteriori*. Nesta segunda coleta, procurou-se coletar as amostras de solo o mais próximo possível dos perfis originais descritos e coletados na primeira expedição. Pela variabilidade natural dos solos na paisagem, observou-se alguma discrepância eventual entre os teores de carbono de uma mesma classe de solo, entre as duas coletas, porém sem prejuízo do estudo comparativo entre as classes.

Estoque de carbono nos solos

A determinação do pH foi feita através de leitura em potenciômetro, na suspensão de solo e água, na razão de 1:2,5.. Para a determinação da acidez potencial (H+Al) utilizou-se uma solução de acetato de cálcio $0,5 \text{ mol L}^{-1}$ tamponada em pH 7,0 na relação de 5 cm^3 de TFSA: 75 mL de extrator, com 10 min de agitação e 16 h de decantação. O carbono orgânico total foi determinado pelo método de Walkley Black conforme EMBRAPA (1997). Ca, Al, Mg e Fe trocáveis foram extraídos com solução de KCl 1 mol L^{-1} usando-se, também a relação de 1:10 (10 cm^3 de solo para 100 mL de solução extratora). Para determinação dos teores de fósforo e potássio foi usado o extrator de Mehlich 1 ($\text{H}_2\text{SO}_4 \text{ } 0,025 \text{ mol L}^{-1} + \text{HCl } 0,05 \text{ mol L}^{-1}$). A relação solo/solução extratora foi de 1:10 (10 cm^3 de solo para 100 mL de solução extratora). Os teores de Ca, Mg, Al e Fe nos extratos foram determinados por espectrometria de absorção atômica. P foi determinado por fotolorimetria e K foi determinado por fotometria de chama. A partir dos resultados obtidos pela análise do complexo sortivo, foram calculadas a soma de bases (SB), a capacidade de troca catiônica total (T) e efetiva (t), a saturação por bases (V) e a saturação por Al (m), conforme EMBRAPA (1997).

O estoque de carbono dos solos foi calculado a partir dos dados de teor de carbono orgânico dos perfis, utilizando-se as densidades do solo obtidas na segunda

coleta. Em nenhuma das coletas foi realizada amostragem para determinação da densidade do solo nos horizontes subsuperficiais. Assim, para estes horizontes dentro de uma classe de solo utilizou-se a mesma densidade determinada para o horizonte superficial. Decidiu-se por este procedimento e não pelo uso de regressões lineares múltiplas com teor de argila e de carbono orgânico e pH como variáveis independentes (Schaefer et al., 2007) devido aos baixos valores de coeficientes de correlação usualmente obtidos neste tipo de equação (Batjes, 1996) e pela ausência de equações para os solos da região. No caso do horizonte Cg do Gleissolo Melânico, devido à grande diferença nos teores de argila entre o mesmo e o horizonte A, considerou-se mais representativo usar o valor médio estimado para densidade de Gleissolos publicado por Batjes (1996). O cálculo do estoque de carbono por perfil foi feito utilizando-se a seguinte expressão:

$$EC = \sum_i^n \rho_i C_i P_i \times 1000, \text{ kg m}^{-2}$$

onde EC é o estoque total de carbono orgânico (kg m^{-2}) até determinada profundidade, ρ_i é a densidade do solo (Mg m^{-3}) do horizonte i , C_i corresponde à concentração de carbono orgânico (g g^{-1}) no horizonte i e P_i é a espessura (m) do horizonte correspondente. A multiplicação por 1000 foi feita para se expressar os resultados em kg m^{-2} .

Poderia haver alguma superestimação em alguns casos do estoque de carbono pela ausência de informação quanto ao volume ocupado por cascalhos e calhaus nos horizontes avaliados, no entanto os solos que ocorrem por vezes sob fase pedregosa, principalmente os Neossolos Litólicos, têm uma contribuição negligenciável no cálculo de estoque de carbono da área.

De acordo com Havstad et al. (2007), a maior parte das estimativas de preço para valoração de serviços de seqüestro de carbono no solo situam-se abaixo de US\$10,00 por megagrama de carbono. Para facilitar os cálculos sem no entanto se distanciar dos valores de mercado atuais, resolveu-se assumir um valor de US\$10,00 $\text{Mg de carbono}^{-1}$. Como as áreas de cada classe de solo individualmente não estavam disponíveis, para se estimar os valores de serviços de seqüestro de carbono utilizaram-se as áreas das unidades de mapeamento e os valores de estoque de carbono total das classes de solos principais em cada unidade, calculando-se a média quando mais de um perfil foi avaliado.

Em razão da inexistência de estimativas de biomassa da maior parte das fitofisionomias locais, para se realizar os cálculos de estoque de carbono na fitomassa utilizaram-se estimativas de biomassa aérea de uma série de fitofisionomias de produção de biomassas consideradas similares, coligidas em literatura. Para se estimar a fitomassa de pastagens utilizou-se dados médios de biomassa aérea de *Brachiaria* (Carvalho et al., 2005; Wilke & Lilienfein, 2004); a estimativa da fitomassa de campos rupestres (assim como a do campo cerrado, com estrutura semelhante) foi feita a partir de dados de fitomassa de cerrado ralo (campo cerrado) coletados por Ottmar et al. (2001); para a mata de candeia utilizou-se informação relativa à fitomassa de Cerrado denso, também publicados por Ottmar et al. (2001); para floresta ombrófila densa, baseou-se em Rolim et al. (2004); para floresta subtropical com candeia, floresta estacional semidecidual e semidecidual Montana, baseou-se em dados de florestas tropicais publicados por McWilliam et al. (1993). Os estoques de carbono da fitomassa foram calculados considerando-se que 50% da biomassa seca é composta por carbono (Schaefer et al., 2007). As vegetações predominantes sobre cada perfil de solo avaliado bem como a respectiva massa de matéria seca da parte aérea são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1. Fitofisionomias predominantes e respectivas estimativas de biomassa sobre solos da APA Cachoeira das Andorinhas

| Vegetação predominante | Estimativa de biomassa da vegetação Mg.ha ⁻¹ |
|---|--|
| Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico | |
| Vegetação: Floresta Montana com candeia | 250 |
| Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico | |
| Vegetação: Floresta estacional semidecidual montana | 300 |
| Cambissolo Háplico Tb distrófico típico | |
| Vegetação: Floresta subtropical com candeia | 250 |
| Cambissolo Háplico Tb distrófico típico | |
| Vegetação: Floresta subtropical com candeia | 250 |
| Cambissolo Háplico Tb distrófico típico | |
| Vegetação: Floresta ombrófila densa | 330 |
| Cambissolo Húmico Tb distrófico | |
| Vegetação: Mata de candeia | 50,895 |
| Espodossolo Ferrocárbico órtico arênico | |
| Vegetação: Campo rupestre | 25,8 |
| Espodossolo Ferrocárbico órtico arênico | |
| Vegetação: Campo rupestre | 25,8 |
| Gleissolo Melânico distrófico típico | |
| Vegetação: pastagem e campo úmido | 6,0 |
| Neossolo Litólico distrófico | |
| Vegetação: Floresta estacional semidecidual | 300 |
| Neossolo Litólico distrófico | |
| Vegetação: campo cerrado | 25,8 |

Termodegradação

Para se proceder à termodegradação, coletaram-se amostras deformadas de solo nos horizontes A dos solos e do Bh do Espodossolo. Amostras de solo foram coletadas em superfície e aos dez centímetros de profundidade com anel volumétrico para determinação de densidade do solo, exceto para o Neossolo Litólico cujo horizonte A mostrou-se excessivamente solto, sem estrutura. Neste caso a densidade foi determinada adicionando-se solo a uma proveta de volume conhecido até o menisco, determinando-se então a massa de solo correspondente.

As amostras deformadas foram secas ao ar e depois de passadas em peneira de malha de 2 mm. Três replicatas de aproximadamente 5 g foram pesadas em cadinhos de porcelana a partir da TFSA para cada solo e temperatura. O tratamento térmico foi realizado utilizando-se forno mufla. As temperaturas finais (100, 200, 300, 400 e 500°C) foram atingidas após acréscimos de 20°C por minuto e então mantidas por duas horas. Os teores de carbono orgânico foram então determinados pelo método Walkley-Black. As perdas percentuais de carbono em cada temperaturas foram calculadas com base no teor original de carbono dos solos.

O ajuste e a análise de variância do modelo ajustado para a regressão do carbono orgânico em função da temperatura foram feitos com o software SigmaPlot 10.0.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Estoque de carbono nos solos

Os dados relativos ao estoque de carbono superficial e subsuperficial dos solos são mostrados na Figura 1. Dos solos avaliados, em apenas duas classes (solos mais jovens) a maior parte do carbono estocado se concentrou no horizonte A (Gleissolo e Neossolo Litólico), com médias de 71,089 e 76,81%, respectivamente, do estoque total de carbono orgânico armazenados superficialmente. Deve-se atentar, no entanto, para o fato de que, no caso do Gleissolo, apenas um perfil de solo foi amostrado e, no caso do Neossolo Litólico, embora se tenham amostrado dois perfis, um não apresentava horizonte subsuperficial, tendo a média de estoque de carbono (EC) em subsuperfície para esta última classe sido calculada considerando-se $n=2$.

Em todas as outras classes de solo avaliadas, o EC concentrou-se preponderantemente nos horizontes subsuperficiais. Os valores aqui observados para Latossolos são mais altos que os relatados por Batjes (1996) para Ferralsols e por Andrade et al. (2004) para outros Latossolos Brasileiros, fato explicado pelas diferenças ambientais, como maior altitude e menor temperatura média nos ambientes em estudo. Ambos os Latossolos utilizados no cálculo de estoque de carbono se encontram em altitudes ao redor de 1200 m, condição propiciadora de menor taxa de decomposição. Os valores de EC das outras classes avaliadas concordam bem com os valores relatados por Batjes (1996).

Não se pode perder de vista que as condições ambientais e edáficas da região em estudo são em geral propícias à acumulação de carbono do solo devido às condições adversas para a decomposição microbiana, afinal os solos que apresentam acúmulo considerável de matéria orgânica, principalmente no horizonte superficial (solos minerais com horizonte húmico), em geral se encontram sob condições limitantes à atividade microbiana, por exemplo, solos sob clima mesotérmico, em altitudes elevadas, com restrições à drenagem, apresentando saturação de alumínio alta, ou ainda desenvolvidos sobre material de origem quimicamente pobres, herdando da rocha parental o oligotrofismo, condições que limitam a ação dos microrganismos do solo responsáveis pela decomposição da matéria orgânica (Lehmann et al., 2006; Benites et al., 2007).

No caso dos Latossolos, é provável que o maior volume de solo, em conjunto com a alta atividade biológica da mesofauna característica destes solos, além do caráter distrófico, explique até certo ponto o grande EC em subsuperfície. Lorenz e Lal (2005) chamam a atenção para a contribuição dada pelas raízes para a matéria orgânica em horizontes subsuperficiais de solos. Segundo aqueles autores, as raízes são responsáveis por um maior aporte de C para a MOS do que os resíduos da parte aérea. Os Latossolos em questão oferecem condições físicas adequadas para o crescimento de raízes, como atestam as observações feitas na descrição dos perfis (Anexo I) bem como a densidade do horizonte superficial (em torno de $1,00 \text{ Mg m}^{-3}$). É plausível que a bioturbação torne este compartimento mais dinâmico do que em regiões temperadas, quiçá influenciando a idade e o tempo de ciclagem deste carbono.

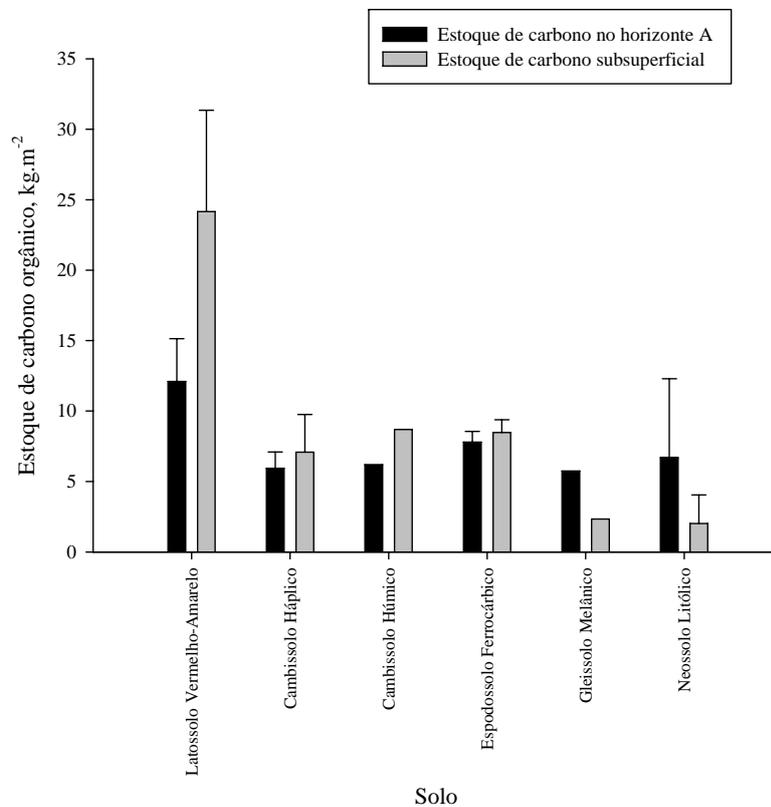


Figura 1. Estoque de carbono orgânico em solos da APA das Andorinhas. Barras verticais representam o erro padrão da média.

Segundo Fontaine et al. (2007), a maior estabilidade da matéria orgânica em subsuperfície se deve mais à ausência de aporte de MO fresca, cuja presença promove a decomposição da MO mais velha pelo efeito *priming*, ou seja, a adição de um material mais lábil promove a decomposição de frações menos lábeis da MO. Assim, a presença

marcante de bioturbação, com conseqüente redistribuição de matéria orgânica pelo perfil do solo, ao mesmo tempo em que há um grande estoque de carbono em subsuperfície nestes solos indica que em solos tropicais profundos pode haver eficientes mecanismos estabilizadores da MOS, mesmo com aporte de MO fresca, não levados em consideração, ou subestimados por Fontaine et al. (2007). No caso específico dos Latossolos, a proteção física conferida pela oclusão de MO em agregados de alta estabilidade pode certamente contribuir para impedir que a presença de MO fresca promova sua decomposição (Piccolo & Mbagwu, 1999).

Se a distribuição de MO em Latossolos e outros solos tropicais com grande atividade bioturbadora realmente ocorre na intensidade em geral aventada, o aporte de MO fresca talvez seja razoavelmente constante, o que parcialmente contraria a sugestão de Fontaine e colaboradores de que o mecanismo por eles observado em um Cambissolo na região francesa do Massif Central repita-se em outras partes do mundo. Por outro lado, é possível teorizar que na verdade a redistribuição de MO fresca nos horizontes subsuperficiais realmente promova a decomposição de formas mais lábeis de MO, enquanto algo análogo a uma “seleção natural” de frações mais recalcitrantes de MO atua.

Na verdade, esta seleção das frações mais recalcitrantes da MOS já é reconhecida (Lorenz et al., 2007). A intensa pedoturbação pode, entretanto, exacerbá-la em solos tropicais altamente intemperizados. Lorenz e Lal (2005) afirmam haver aumento na proporção de frações estáveis da matéria orgânica do solo bem como do tempo de residência médio, em camadas mais profundas dos solos. Não é conveniente esquecer, todavia, que mesmo nos Latossolos bem estruturados, as condições subsuperficiais imperturbadas são bem menos favoráveis à decomposição das substâncias orgânicas do que superficialmente, entre outras razões porque deve haver menor pressão parcial de O₂, maior concentração de CO₂, menor suprimento de matéria orgânica fresca, apesar da bioturbação, além de biomassa microbiana mais reduzida (Guedes, 2002).

Por outro lado, Hamer et al. (2004) e Hamer & Marschner (2005) demonstraram que o efeito *priming* pode afetar inclusive compostos orgânicos considerados recalcitrantes quando na presença de material mais lábil, como carboidratos (frutose) e aminoácidos (alanina), fortalecendo a argumentação de Fontaine et al. (2007) e contradizendo Krull et al. (2003) para os quais o único mecanismo efetivo em conferir estabilidade seria a recalcitrância química intrínseca de determinadas frações da MOS.

Para Lützow et al. (2006), a análise criteriosa dos trabalhos relativos à estabilidade da MOS leva à conclusão de que a microbiota edáfica é onipotente quanto à degradação de qualquer material orgânico natural, inclusive frações carbonizadas da matéria orgânica (Hamer et al., 2004).

Isto faz crer que a estabilidade da MOS em solos tropicais sujeitos à redistribuição de material em profundidade pode estar associada a mecanismos que impeçam o acesso dos microrganismos aos compostos orgânicos tais como oclusão no interior de microagregados, formação de complexos com minerais ou cátions polivalentes (Lützow et al., 2006).

Vale ressaltar que este carbono mais profundo está protegido não apenas das perdas por decomposição microbiana, mas também contra as perdas por erosão. Este é um aspecto relevante em face de trabalhos recentes sugerindo que a erosão pode ser globalmente antes um sumidouro do que uma fonte de CO₂ para a atmosfera, embora por uma margem pequena (van Oost et al., 2007). A matéria orgânica erodida poderá tanto ser posteriormente decomposta, constituindo fonte de dióxido de carbono, ou eventualmente enterrada em sedimentos, passando a constituir um carbono mais efetivamente seqüestrado talvez do que o carbono na matéria orgânica superficial dos solos (Metzger et al., 2002; van Oost et al., 2007). A possibilidade de que o CO subsuperficial seja erodido é, no entanto, muito menor que a do CO superficial, principalmente sob as condições topográficas e de vegetação em que se localizam os Latossolos da região em estudo.

Em relação às outras classes de solo avaliadas, embora seja numericamente evidente uma tendência de maiores estoques totais de C em profundidade, os valores de erro padrão da média, quer pela variabilidade natural, quer pelo restrito número de amostras, indicam que a diferença entre os estoques de carbono superficiais e subsuperficiais não é tão pronunciada quanto nos Latossolos.

Tabela 2. Valores estimados dos serviços de carbono orgânico estocado nos solos.

| Unidade de mapeamento | Área ha | EC Mg ha ⁻¹ | Valor US\$ ha ⁻¹ |
|-----------------------|------------|---------------------------|--------------------------------|
| LVAd | 1.466,5 | 362,6502 | 3.626,502 |
| CXbd | 12.148,3 | 130,2842 | 1.302,842 |
| CHd | 625,2 | 148,8658 | 1.488,658 |
| RLd | 3.647,8 | 87,25302 | 872,5302 |
| GMd | 174,4 | 80,85139 | 808,5139 |

Os valores estimados de serviços de carbono estocado nas classes de solos principais de cada unidade de mapeamento são mostrados na Tabela 2. Os maiores valores de serviço de estoque de carbono foram obtidos nos Latossolos, certamente em consequência do grande volume de solo e pelos grandes estoques de carbono nestes solos. Claramente os valores foram coerentes com os estoques de carbono nos solos e com os volumes totais de solos ativamente estocando carbono. Segundo Havstad et al. (2007) a adoção de práticas eficientes de manejo visando seqüestrar carbono em solos de pastagens nativas americanas poderia talvez gerar um retorno de cerca de US\$1,00 ha⁻¹ ano⁻¹ considerando-se o valor de serviço de estoque de carbono de cerca de US\$10,00 por tonelada de carbono estocado. Estes números dão uma boa idéia do serviço de estocagem de carbono prestado pelos sistemas naturais na APA da Cachoeira das Andorinhas e do tempo necessário para que este estoque fosse alcançado.

Os resultados da relação EC fitomassa/EC solo utilizando-se tanto o horizonte A quanto o perfil como um todo, como denominadores, são apresentados na Figura 2. Os maiores valores da relação em horizonte A são observados nos Cambissolos Háplicos, seguidos de Latossolos e Neossolos Litólicos. O Gleissolo apresentou a menor relação, seguido dos Espodossolos e do Cambissolo Húmico. Quando se usou o estoque total de carbono do solo como denominador da relação, o comportamento se repetiu, porém os valores foram menores, o que deve refletir-se inclusive no comportamento mais ou menos conservador de carbono dos solos.

Os maiores valores da relação implicam que o estoque de carbono no sistema se concentra na fitomassa, sugerindo perda líquida do material orgânico aportado ao solo. Observa-se que nos Latossolos, apesar de a relação EC fitomassa/EC solo ser menor que um, quando se utilizou a relação EC fitomassa/EC horizonte A os valores ficaram acima ou próximos de um. Os valores de estoque de carbono apresentados na Figura 1, porém, não sugerem perda de carbono destes solos, pelo contrário, sugerem haver eficiente acúmulo. É provável que o comportamento observado na Figura 2 seja indicativo de uma perda relativa de CO em superfície por redistribuição no perfil, como foi anteriormente aventado.

Os valores mais próximos de um, comportamento observado principalmente nos horizontes A dos Latossolos, denotam uma situação mais próxima do equilíbrio entre o carbono depositado no solo e o que é mineralizado. Valores abaixo da unidade apontam

para uma concentração do estoque de carbono no compartimento solo, permitindo concluir-se que há manutenção do carbono no solo.

As classes de solo com menores valores de relação EC fitomassa/EC solo (Cambissolos Húmicos, Neossolos Litólicos e Espodosolos), parecem estar efetivamente agindo como sumidouros (seqüestradores) de carbono, visto que o equilíbrio da relação está pendendo para a estocagem de carbono no solo, sendo válido inferir que a entrada de carbono no sistema supera as perdas por decomposição/mineralização. Por outro lado, os solos em que a supracitada relação apresenta valores bem acima de um aparentam um comportamento de fonte de dióxido de carbono, ou por decomposição/mineralização, ou por erosão. Não parece claro se as perdas líquidas de carbono resultam de antropização dos ambientes ou simplesmente refletem a ausência de mecanismos intrínsecos da matéria orgânica, do solo ou de ambos os quais permitam a permanência do carbono no sistema.

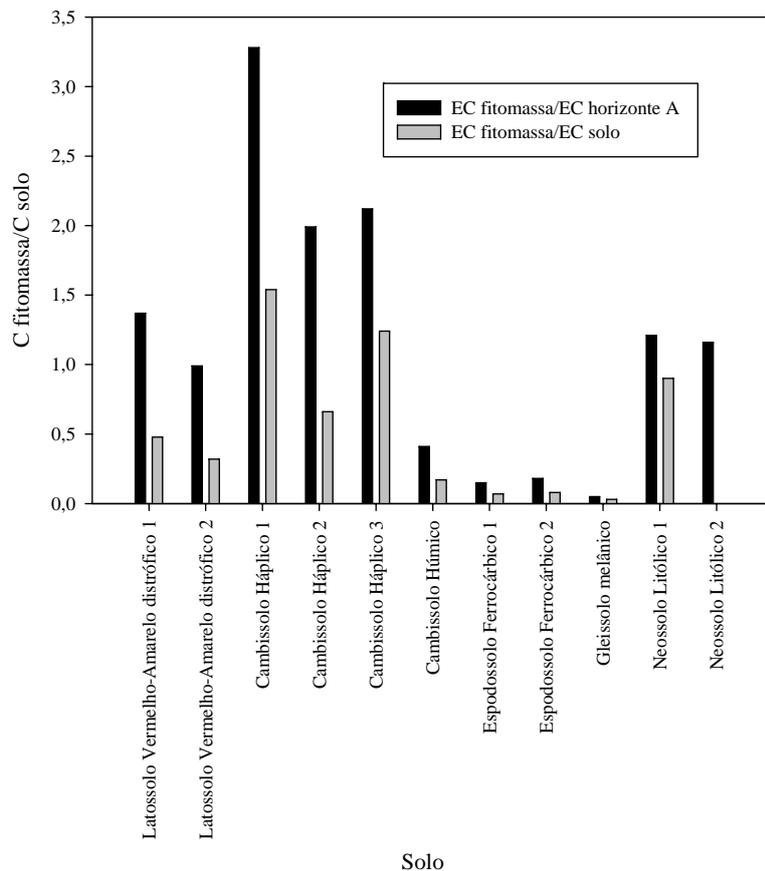


Figura 2. Relação EC da fitomassa/EC do solo em diferentes solos da APA Cachoeira das Andorinhas

Termodegradação

A 100°C houve perdas consideráveis de CO no Cambissolo Húmico e no horizonte A do Espodosolo Ferrocárbico (12,5% e 8,16% em relação ao teor inicial de carbono, respectivamente) e uma perda menos expressiva no Neossolo Litólico (~1,5%). Pelo que se observa na Figura 3, alguns solos parecem “ganhar” carbono aos 100°C em relação aos teores iniciais (Gleissolo, Latossolo Vermelho-Amarelo, Cambissolo Háptico e o horizonte Bh do Espodosolo). Este comportamento anômalo possivelmente se deve à “correção” da massa de solo pela perda de água, visto que os teores de carbono originais foram feitos em TFSA, que retém ainda quantidades consideráveis de água. Assim, para estes solos deve-se considerar que os teores de carbono permaneceram pouco alterados aos 100°C em relação aos teores originais.

A partir dos 200°C, as perdas percentuais de carbono orgânico foram menores no horizonte Bh do Espodosolo do que em todas as outras amostras de solo avaliadas, comportamento que se mantém até os 300°C. Aos 400°C, o Neossolo Litólico e o horizonte A do Espodosolo já haviam perdido toda a matéria orgânica detectável pelo método e embora as outras classes de solo ainda apresentassem algum material orgânico detectável, o horizonte Bh do Espodosolo e o Gleissolo apresentaram perdas relativas menores, mas os teores de CO destes solos já se encontravam também muito baixos ($0,1257 \pm 0,0906$ e $0,1005 \pm 0,0251$ dag kg⁻¹, correspondentes a 5x e 4x os teores de carbono das demais amostras ainda com CO, respectivamente). Mesmo aos 400°C, temperatura em que a menor perda entre os horizontes A fora de 98,3% no Gleissolo, o horizonte Bh ainda foi capaz de reter pouco mais de 10% do teor original de CO, fato surpreendente.

A partir dos dados de perda percentual de CO com o aumento da temperatura expostos na Figura 3, pode-se inferir que, entre as amostras de horizonte A, o Gleissolo e o Cambissolo Húmico foram, sem apresentar uma tendência clara, os mais resistentes à termodegradação, apesar de esta aparente resistência praticamente desaparecer aos 400°C. A maior recalcitrância nestes dois solos pode estar relacionada à presença de material orgânico mais fibroso, por má drenagem no Gleissolo ou por altitude elevada no Cambissolo Húmico, condições que restringem a atividade decompositora microbiana, além da presença de alumínio da matéria orgânica herdada do material vegetal original.

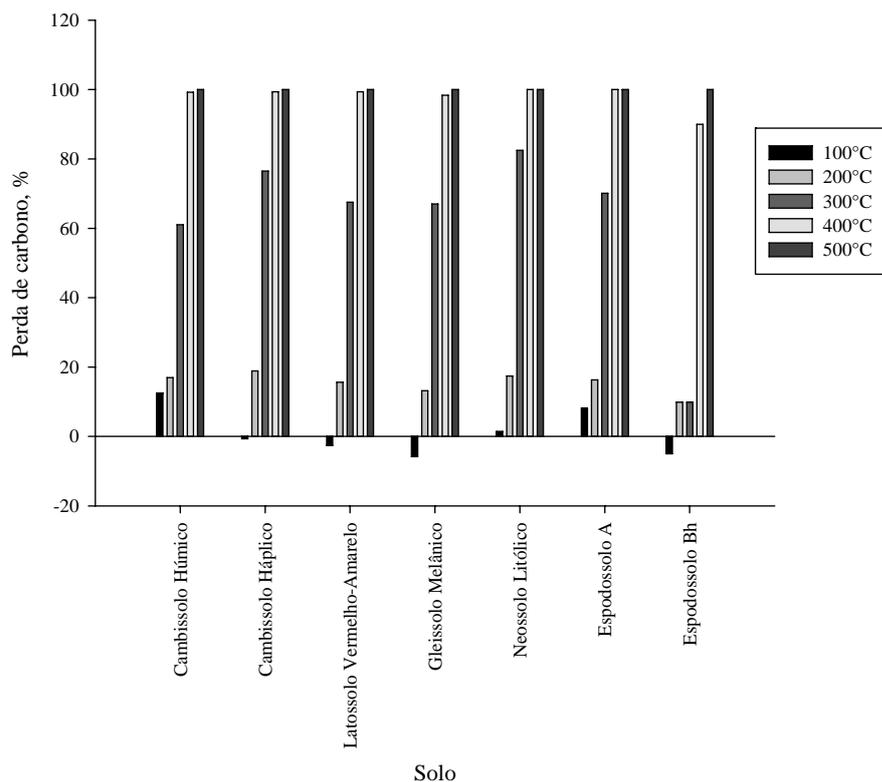


Figura 3. Perda percentual de carbono orgânico de amostras de solo submetidas a tratamento térmico.

Os teores de carbono orgânico das amostras de horizonte A de vários solos e do Bh de um Espodossolo em função da temperatura são mostrados na Figura 4. O solo que apresentou maiores teores de CO foi o gleissolo, seguido de Latossolo, Cambissolo Háplico e Cambissolo Húmico e Neossolo Litólico. O menor teor de CO foi observado no horizonte A do Espodossolo Ferrocárbico, seguido pelo horizonte Bh do mesmo solo.

Em todos os solos avaliados, o melhor ajuste para a relação entre temperatura e teor de carbono orgânico foi conseguido utilizando-se uma equação sigmóide com três coeficientes de regressão (Figura 4). O modelo apresenta um platô superior cujo comprimento parece estar relacionado à resistência da MOS à degradação térmica, seguido de uma queda acentuada nos teores de carbono orgânico após a superação da resistência inicial e finalmente um platô inferior, o qual corresponde à degradação de toda ou quase toda a matéria orgânica. Os valores dos pontos de inflexão (PI) indicam a temperatura a partir da qual a taxa de decréscimo do teor de CO diminui em função do aumento de temperatura. Estes valores decrescem na ordem: Espodossolo Bh > Cambissolo Húmico > Espodossolo A > Gleissolo > Latossolo > Cambissolo Háplico > Neossolo Litólico. Aparentemente esta tendência é inversa à resistência do CO ao

aumento de temperatura, pelo que se observa na figura correspondente às perdas percentuais de carbono.

No horizonte Bh do Espodossolo, o platô superior da curva sigmóide apresenta-se mais alongado que os das outras amostras, mantendo-se até os 300°C, indicando maior resistência ao tratamento térmico do carbono orgânico armazenado neste horizonte. Mesmo aos 400°C, como dito anteriormente, os teores absolutos e relativos de CO permaneceram maiores neste horizonte em comparação aos horizontes A.

Após transposta a temperatura de 300°C no Bh do Espodossolo, há uma queda mais brusca nos teores de CO que nos outros horizontes (alta taxa de variação de CO em relação à variação (aumento) de temperatura) até o PI (temperatura de ~352°C), a partir do qual a taxa de variação diminui. É algo a ser levado em conta o fato de que a desaceleração das taxas de variação do CO neste horizonte ocorra muito próxima da temperatura em que os teores de carbono estão próximos de zero.

O segmento da curva sigmoidal correspondente à queda nos teores de carbono apresenta um comportamento quase linear. A maior ou menor inclinação deste segmento pode indicar o quão gradualmente os teores de carbono decrescem com o aumento de temperatura. As menores inclinações denotam decréscimos mais graduais, talvez por que os mecanismos estabilizadores da matéria orgânica, quer sejam intrínsecos ou extrínsecos, sejam mais diversos. As maiores inclinações são características de quedas acentuadas nos teores de carbono orgânico no solo. Isto sugere menor diversidade de frações termorresistentes da MO, ou de mecanismos estabilizadores da mesma.

Nos horizontes superficiais, apesar da menor resistência em termos de manutenção dos teores de matéria orgânica com aumento de temperatura, os PIs mais baixos sugerem a ocorrência de perdas mais graduais de C com o incremento térmico, permitindo teorizar uma maior diversidade de frações da MOS com variados graus de resistência à temperaturas elevadas ou mais mecanismos estabilizadores da MO em relação ao incremento de temperatura. Isto deve ser considerado atentamente porque não há um decréscimo gradual de carbono depois que os mecanismos tamponadores são neutralizados no horizonte espódico, o qual apresenta tanto a maior declividade do segmento “linear” quanto o maior PI.

Após duas horas a 500°C a matéria orgânica foi completamente degradada em todas as amostras estudadas. A maior capacidade demonstrada pelo horizonte Bh em manter os teores iniciais de carbono praticamente inalterados a temperaturas muito altas

deve estar associada ao mecanismo principal responsável pela própria precipitação da matéria orgânica e formação do B espódico: a formação de complexos estáveis com o alumínio (Soil Survey Staff, 1999).

A complexação da matéria orgânica com metais policatiônicos faz os grupos funcionais hidrofílicos se voltarem para o interior do complexo, expondo ao meio uma porção mais hidrofóbica dos compostos orgânicos, dificultando tanto a aproximação dos microrganismos quanto a ação das enzimas no processo de decomposição (Oades, 1989; Lützow et al., 2006) e, teoricamente, a ação termodegradadora.

A proteção pela associação com colóides minerais neste caso será mínima, se existente, visto que os teores de minerais na fração argila são muito baixos (Anexo I). Benites et al. (2007), discutindo o acúmulo de formas estáveis de matéria orgânica em solos sob condições ambientais muito parecidas com as da APA sob escrutínio, sugerem que a transformação de frações carbonizadas da MO pode levar à síntese de substâncias húmicas de alta aromaticidade e com grande estabilidade.

Os Espodossolos da área em estudo abrigam vegetação graminosa tipo campo rupestre a qual sofre episódios periódicos de queimada, naturais ou antrópicos. A queima não controlada da vegetação natural pode levar à carbonização de 16-62% do material vegetal (Lehmann et al., 2006) e os maiores valores devem corresponder aos materiais mais lignificados (Lützow et al., 2006) e/ou com maiores teores de minerais (Lehmann et al., 2006; Raavendran et al., 1995).

Segundo Raavendran et al. (1995), materiais ricos em silício podem ser mais susceptíveis à carbonização devido à proteção física conferida pela sílica biogênica ao carbono orgânico. Os campos sobre os Espodossolos são ricos em gramíneas e ciperáceas, comprovadas acumuladoras de Si, mormente em ambientes hidromórficos (Clarke, 2003). Parr & Sullivan (2005) observaram acúmulo de 0,72 a 0,88 g C m⁻²ano⁻¹ na forma de carbono ocluso em biominerais de sílica (fitólitos) sob vegetação natural em dois locais na Oceania. Os mesmos autores estimaram que até 18,1 g C m⁻² ano⁻¹ em fitólitos são adicionados ao solo sob plantio de cana-de-açúcar na mesma região.

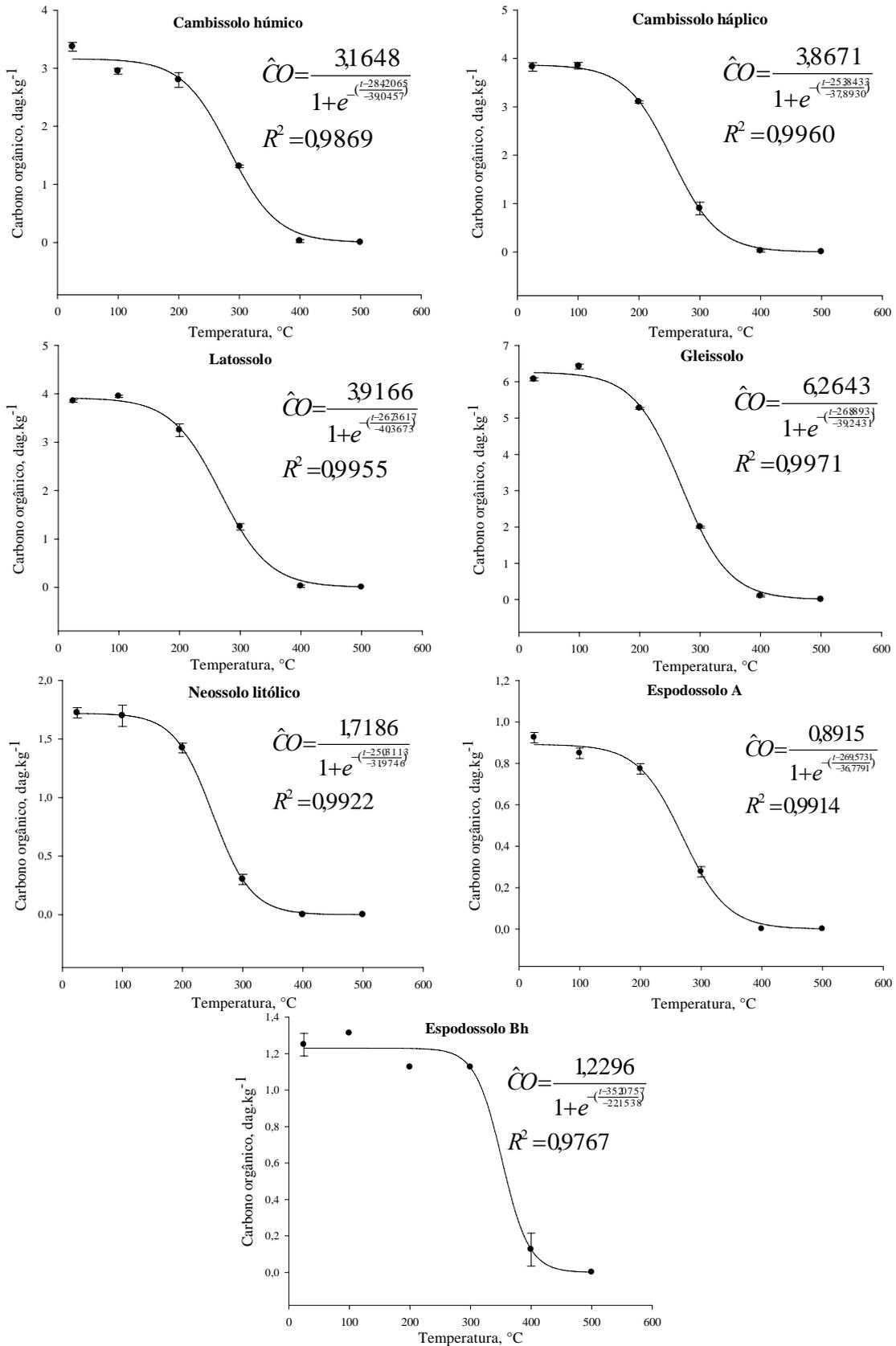


Figura 4. Teor de carbono orgânico de diferentes amostras de solo em função de temperaturas. As barras verticais representam o erro padrão da média

Avaliando a contribuição do carbono ocluído em fitólitos para o carbono orgânico total do solo em paleossolos, Parr & Sullivan (2005) detectaram aumento na relação C fitólitos/C total com a idade dos estratos, sugerindo que a sílica biogênica confere ao carbono proteção contra a degradação microbiana por um período longo e que esta proteção pode ser quantitativamente maximizada pela otimização dos fatores que afetam a produção de fitólitos pelas plantas. Os Espodossolos em estudo desenvolveram-se sobre quartzito e sustentam uma vegetação rica em potências produtoras de sílica biogênica. Hart e Humphreys (2003) detectaram a possibilidade de movimentação vertical de fitólitos em solos controlada pela textura do mesmo.

A ausência de caracterização química da matéria orgânica neste trabalho não permite, porém, excluir a possibilidade de que formas recalcitrantes de substâncias húmicas tenham influência sobre a resistência ao calor. Ressalta-se que a metodologia utilizada para se determinar o teor de carbono orgânico (Walkley-Black) pode subestimar a concentração real de CO nos solos, sendo possível a existência não detectada de MO que resista inclusive ao tratamento de 500°C por duas horas.

Apesar de os dados relativos à perda percentual de carbono orgânico com o incremento dos tratamentos térmicos sugerirem, para os horizontes superficiais, maior resistência à temperatura da matéria orgânica armazenada no Gleissolo e no Cambissolo Húmico, os menores valores de ponto de inflexão são observados no Neossolo Litólico e no Cambissolo Háplico. Curiosamente, estes solos apresentaram os teores mais baixos de carbono orgânico.

Os valores de biomassa das fitofisionomias sobre os solos apresentados na Tabela 1 deixam claros que sobre os Neossolos Litólicos há baixa produção de biomassa, o que parcialmente explica o menor teor de carbono orgânico. Em se tratando dos Cambissolos Háplicos, há que se considerar as condições em que se formam tais Cambissolos, geralmente em posições do relevo que favorecem perdas de material por erosão, já que os valores de fitomassa estimados sobre estes solos não são tão baixos.

Da mesma forma que se discutiu para os demais solos, os baixos valores de PI podem indicar maior diversidade de material orgânico, embora nestes solos os baixos valores de PI possam estar associados ao baixo teor de matéria orgânica em todas as temperaturas avaliadas. Acima de 1200 m, mesmo os Cambissolos em relevo montanhoso mostram notável acúmulo de CO em superfície, retardando a erosão se a cobertura vegetal for mantida.

CONCLUSÕES

Solos de regiões montanhosas sob regime climático mesotérmico, como ocorre na APA das Andorinhas, notadamente a altitudes acima dos 1200 m, possuem alto potencial de seqüestro de carbono. Estas condições, associadas à natural recalcitrância de certas frações da matéria orgânica do solo e a mecanismos de proteção física e química em camadas subsuperficiais do solo, são responsáveis em grande parte pela presença nos Latossolos estudados de estoques de carbono orgânico até duas vezes maiores que os estoques no horizonte superficial.

Embora o material orgânico fibroso de solos hidromórficos e húmicos de altitude tenham demonstrado alta resistência à termodegradação, uma forma não caracterizada de matéria orgânica presente em horizontes espódicos de Espodossolos de altitude mostrou-se a mais resistente aos tratamentos térmicos. Sugere-se que este material seja de natureza carbonizada, pelo menos parcialmente.

BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE, F. V.; SCHAEFER, C. E. G. R.; CORRÊA, M. L. T.; MENDONÇA, E. S. 2004. Carbon stocks in brazilian latosols (oxisols) from different morphoclimatic regions and management systems. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, New York, **15-16**: 2125--2136.
- AUSTIN, A. T.; VIVANCO, L. Plant litter decomposition in a semi-arid ecosystem controlled by photodegradation. *Nature*, 442:555-558, 2006.
- BATJES, N.H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47:151-163, 1996.
- BENITES, V. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SIMAS, F. N. B.; SANTOS, H. G. Soils associated with rock outcrops in the Brazilian mountain ranges Mantiqueira and Espinhaço. *Revista Brasileira de Botânica*, 30: 569-577, 2007.
- CAIRNS-SMITH, A. G. The first organisms. *Scientific American*, 252(6), 90-100, 1985.
- CAIRNS-SMITH, A. G. Sketches for a mineral genetic material. *Elements*, 1:157-161, 2005.
- CARVALHO, G. G. P.; PIRES, A. J. V.; VELOSO, C. M.; SILVA, R. R.; SILVA, R. R. Integração agricultura-pecuária: um enfoque sobre cobertura vegetal permanente - *Revista Eletrônica de Veterinária* Vol. VI, nº 08, Agosto/2005. Disponível em <http://www.veterinaria.org/revistas/redvet/n080505.html>
- DAVIDSON, E.A.; JANSSENS, I.A Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440:165-173, 2006.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. *Manual de Métodos de Análise de Solo*. 2 ed. Rio de Janeiro, EMBRAPA/CNPS, 1997.
- ESWARAN, H.; van den BERG, E.; REICH, P. Organic carbon in the soils of the world. *Soil Science Society of America Journal*, 57:192-194, 1993.
- FERRIS, J. P. Mineral catalysis and prebiotic synthesis: montmorillonite-catalyzed formation of RNA. *Elements*, 1:145-149, 2005.
- FONTAINE, S.; BAROT, S.; BARRÉ, P.; BDIQUI, N.; MARY, B.; RUMPEL, C. Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature*, 450:277-281, 2007.

- GUEDES, I. M. R. Agregação de amostras de Latossolo Vermelho-Amarelo em resposta à aplicação de alcatrão vegetal. Viçosa, MG: UFV, 2002. Dissertação (Mestrado em Fitotecnia) – Universidade Federal de Viçosa, 2002.
- HAMER, U.; MARSCHNER, B. Priming effects in soils after combined and repeated substrate additions. *Geoderma*, 128: 38-51, 2005.
- HAMER, U.; MARSCHNER, B.; BRODOWSKI, S.; AMELUNG, W. Interactive priming of black carbon and glucose mineralization. *Organic Geochemistry*, 35: 823-830, 2004.
- HAVSTAD, K. M.; PETERS, D. P. C.; SKAGGS, R.; BROWN, J.; BESTELMEYER, B.; FREDRICKSON, E.; HERRICK, J.; WRIGHT, J. Ecological services to and from rangelands of the United States. *Ecological Economics*, 64: 261-268, 2007.
- JANZEN, H. H. The soil carbon dilemma: shall we hoard it or use it? *Soil Biology & Biochemistry*, 38: 419-424, 2006.
- KRULL, E. S.; BALDOCK, J. A.; SKJEMSTAD, J. O. Importance of mechanisms and processes of the stabilization of soil organic matter for modeling carbon turnover. *Functional Plant Biology*, 30: 207-222, 2003.
- LAL, R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123:1-22, 2004.
- LEHMANN, J.; GAUNT, J.; RONDON, M. Bio-char sequestration in terrestrial ecosystems: a review. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 11: 403-427, 2006.
- LORENZ, K.; LAL, R. The depth distribution of soil organic carbon in relation to land use and management and the potential of carbon sequestration in subsoil horizons. *Advances in Agronomy*, 88:35-66, 2005.
- LORENZ, K.; LAL, R.; PRESTON, C. M.; NIEROP, K. G. J. Strengthening the soil organic carbon pool by increasing contributions from recalcitrant aliphatic bio(macro)molecules. *Geoderma*, 142:1-10, 2007.
- LÜTZOW, M. v.; KÖGEL-KNABNER, I.; EKSCHMITT, K.; MATZNER, E.; GUGGENBERGER, G.; MARSCHNER, B.; FLESSA, H. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions: a review. *European Journal of Soil Science*, 57: 426-445, 2006.
- McWILLIAM, A. -L. C.; ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; LEITÃO, V. B. R.; COSTA, A. C. L.; MAITELLI, G. T.; ZAMPARONI, C. A. G. P. Leaf area index and

above-ground biomass of terra firme Rain Forest and adjacent clearings in Amazonia. *Functional Ecology*, 7:310-317, 1993.

MEEHL, G.A.; STOCKER, T.F.; COLLINS, W.D.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GAYE, A.T.; GREGORY, J.M.; KITO, A.; KNUTTI, R.; MURPHY, J.M.; NODA, A.; RAPER, S.C.B.; WATTERSON, I.G.; WEAVER, A.J.; ZHAO, Z.-C. Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007.

METZGER, R. A.; BENFORD, G.; HOFFERT, M. I. To bury or to burn: optimum use of crop residues to reduce atmospheric CO₂. *Climatic Change*, 54: 369-374, 2002.

OADES, J. M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil*, 76:319-337, 1984.

OADES, J. M. An introduction to organic matter in mineral soils. In: *Minerals in soil environments* (2nd Edition)-SSSA Book Series, no. 1, p.89, 1989.

OTTMAR, R. D.; VIHANANEK, R. E.; MIRANDA, H. S.; SATO, M. .; ANDRADE, S. M. A. *Stereo photo series for quantifying Cerrado fuels in Central Brazil – Volume I*. Gen. Tech. Rep. PNW-GTR-519. Portland, OR: U. S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Research Station, 2001.

PICCOLO, A.; MBAGWU, J. S. C. Role of hydrophobic components of soil organic matter in soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, 63:1801-1810, 1999.

SCHAEFER, C. E. G. R.; AMARAL, E. F.; MENDONÇA, B. A. F.; OLIVEIRA, H.; LANI, J. L.; COSTA, L. M.; FERNANDES FILHO, E. I. Soil and vegetation carbon stocks in Brazilian Western Amazônia: relationships and ecological implications for natural landscapes. *Environmental Monitoring and Assessment*, doi: 10.1007/s10661-007-9866-0.

SIMAS, F. N.B.; SCHAEFER, C. E.G.R.; FERNANDES FILHO, E. I.; CHAGAS, A. C.; BRANDÃO, P. C. Chemistry, mineralogy and micropedology of highland soils on crystalline rocks of Serra da Mantiqueira, southeastern Brazil. *Geoderma*, 125: 187-201, 2005.

SMITH, P.; MARTINO, D.; CAI, Z.; GWARY, D.; JANZEN, H.; KUMAR, P.; McCARL, B.; OGLE, S.; O'MARA, F.; RICE, C.; SCHOLLES, B.; SIROTENKO, O.;

Agriculture. In: *Climate Change 2007: Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [B. Metz, O.R. Davidson, P.R. Bosch, R. Dave, L.A. Meyer (eds)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2007

SOIL SURVEY STAFF. *Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. Washington, DC. USDA, 1999.

ROLIM, S. G.; JESUS, R. M.; NASCIMENTO, H. E. M. ; COUTO, H. T. Z.; CHAMBERS, J. Q. Biomass change in an Atlantic tropical moist forest: the ENSO effect in permanent sample plots over a 22-year period. *Ecosystem Ecology*, 142: 238-246, 2005.

van OOST, K.; QUINE, T.A.; GOVERS, G.; DE GRYZE, S.; SIX, J.; HARDEN, J. W.; RITCHIE, J. C.; McCARTY, G. W.; HECKRATH, G.; KOSMAS, C.; GIRALDEZ, J. V.; SILVA, J. R. M.; MERCKX, R. The impact of agricultural soil erosion on the global carbon cycle. *Science*, 318:626-629, 2007.

WILCKE, W.; LILIENFEIN, J. Element storage in native, agri-, and silvicultural ecosystems of the Brazilian savanna. II. Metals. *Plant and Soil*, 258: 31-41, 2004.

CONCLUSÕES GERAIS

Geologicamente, a área da APA é majoritariamente constituída de material filítico emoldurado por serras e escarpas estruturais predominantemente quartzíticas.

A maior unidade geomorfológica da APA, ocupando cerca de 52,4% da área, são as colinas convexas do Alto Rio das Velhas.

Os solos predominantes na APA são os Cambissolos Háplicos distróficos, ocupando mais de 50% da área.

Os solos situados em compartimentos altimontanos mais elevados, em altitudes maiores que 1200 m, possuem maior potencial de seqüestro de carbono.

Os estoques de carbono orgânico em subsuperfície nos Latossolos Vermelho-Amarelos são da ordem de duas vezes os valores encontrados em superfície.

Os solos hidromórficos ou húmicos elevados, com muito material fibroso, possuem maior resistência à termodegradação.

Os horizontes espódicos representam compartimentos de carbono altamente resistente à termodegradação, e possivelmente, representam a forma mais recalcitrante de C em ambientes altimontanos.

Os valores estimados dos serviços de CO estocados variaram de US\$808,50 ha⁻¹ nos Gleissolos Melânicos a US\$3.627,00 ha⁻¹ nos Latossolos Vermelho-Amarelos.