



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA – UFRA
EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA

**DINÂMICA DO CARBONO E DO FÓSFORO EM UM LATOSSOLO AMARELO,
TEXTURA ARGILOSA, APÓS CONVERSÃO DA FLORESTA EM CAPOEIRA E
PASTAGENS, NA AMAZÔNIA ORIENTAL**

MÁRIO LOPES DA SILVA JÚNIOR

BELÉM
2007



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA – UFRA
EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA

**DINÂMICA DO CARBONO E DO FÓSFORO EM UM LATOSSOLO AMARELO,
TEXTURA ARGILOSA, APÓS CONVERSÃO DA FLORESTA EM CAPOEIRA E
PASTAGENS, NA AMAZÔNIA ORIENTAL**

MÁRIO LOPES DA SILVA JÚNIOR

Tese apresentada à Universidade Federal Rural da Amazônia e Embrapa Amazônia Oriental, como parte das exigências do Curso de Doutorado em Ciências Agrárias, área de concentração em Agroecossistemas, para obtenção do título de **Doutor**.

Orientador:

Engº Agrônomo Dr. THIERRY DESJARDINS

BELÉM

2007



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA – UFRA
EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA

**DINÂMICA DO CARBONO E DO FÓSFORO EM UM LATOSSOLO AMARELO,
TEXTURA ARGILOSA, APÓS CONVERSÃO DA FLORESTA EM CAPOEIRA E
PASTAGENS, NA AMAZÔNIA ORIENTAL**

MÁRIO LOPES DA SILVA JÚNIOR

Tese apresentada à Universidade Federal Rural da Amazônia e Embrapa Amazônia Oriental, como parte das exigências do Curso de Doutorado em Ciências Agrárias, área de concentração em Agroecossistemas, para obtenção do título de **Doutor**.

Aprovada em 21 de junho de 2007.

BANCA EXAMINADORA

Eng^o Agrônomo Thierry Desjardins, Dr. - Orientador
INSTITUT DE RECHERCHES POUR LE DÉVELOPPEMENT (IRD)

Eng^o Agrônomo, Prof. Paulo Fernando da Silva Martins, Dr.
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

Eng^a Agrônoma, Pesquisadora Maria de Lourdes Pinheiro Ruivo, Dr.^a
MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI (MPEG)

Eng^o Agrônomo, Prof. Norberto Cornejo Noronha, Dr.
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA

Eng^o Agrônomo, Prof. George Rodrigues da Silva, Dr.
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DA AMAZÔNIA

*Se eu conhecesse a causa da minha ignorância,
seria um sábio.*

(Kahlil Gibran, poeta libanês)

DEDICO

A Deus, pelo dom da vida.

Aos meus filhos,
Lucas e Gabriel

Aos meus pais,
Francelina Sacramento da Silva e Mário Lopes da Silva
e

À Vânia, companheira, mulher, amiga,
pelo grande apoio e incentivo de todas as horas.

Aos Mestres e amigos

Prof. Lúcio Salgado Vieira (*In memoriam*)
Prof^a Maria Marly de Lourdes da Silva Santos
Prof^a. Maria do Carmo Thomaz Sampaio
Prof. Paulo Cezar Tadeu Carneiro dos Santos
Prof. George Rodrigues da Silva

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal Rural da Amazônia, pela oportunidade da realização deste curso e ao corpo docente do curso de doutorado, pelos conhecimentos transmitidos.

Aos meus irmãos e amigos Raimundo, Ioná, Mari, Isaac e Nazaré, e ao Wêdlas, o mais novo membro da família, pela confiança e apoio.

Ao *Institut de Recherches pour le Développement* (IRD), pela oportunidade e pelo financiamento do projeto de pesquisa.

À Coordenadoria e aos Coordenadores do Curso de Doutorado, em especial aos Professores Benedito Gomes dos Santos Filho e George Rodrigues da Silva.

Ao pesquisador Dr. Thierry Desjardins (IRD), pela amizade, orientação e transmissão de conhecimento com rigor técnico-científico.

Ao mestre Max Sarrazin (IRD), pela amizade, orientação e transmissão de conhecimento nas análises de laboratório com rigor técnico-analítico.

Ao pesquisador Dr. Michel Grimaldi, pela amizade e dados utilizados neste trabalho.

Ao Prof. Aderson Lobão, pela amizade e apoio.

Ao Dr. Cláudio José Reis de Carvalho, pela cessão do CHN, para as determinações de carbono e nitrogênio.

Aos bolsistas de Iniciação Científica Elaine Rodrigues Santos, Gilson Sérgio Bastos de Matos, Rosivaldo Cordeiro de Araújo e Willielem Carneiro Ferreira, pela ajuda imprescindível nas análises de laboratório.

Ao Dr. Waldeney Travassos Queiroz, pelo auxílio nas análises estatísticas.

Ao Sr. Dorival, pela sua amizade e ajuda na coleta do solo.

Aos colegas de curso, em especial Célia Braga e Waldirene Oliveira, pelo companheirismo e solidariedade.

À FUNPEA, pela cessão da chave do SAEG, na pessoa do Prof. Antônio Rodrigues Fernandes e de seu Presidente, Sr. Carlos Albino Magalhães.

Aos funcionários Júlio César, Joana e Iza e demais colegas dos Laboratórios de Química de Solos e de Física do Solo, do Instituto de Ciências Agrárias, da Universidade Federal Rural da Amazônia.

E a todos os que, de alguma forma, colaboraram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

	p.
CAPÍTULO 1: DINÂMICA DO CARBONO E DO FÓSFORO DE UM LATOSSOLO AMARELO, TEXTURA ARGILOSA, APÓS A CONVERSÃO DA FLORESTA EM CAPOEIRA E PASTAGENS, NA AMAZÔNIA ORIENTAL	16
RESUMO	17
ABSTRACT	18
1.1- INTRODUÇÃO	19
1.1.1- Contextualização	19
1.1.2- Descrição da área de estudo	22
1.1.2.1- Clima	27
1.1.2.2- Geologia e solo	28
1.1.2.3- Amostragem do solo	28
1.2- REVISÃO DE LITERATURA	32
1.2.1- Matéria orgânica e qualidade do solo	32
1.2.2- Uso do solo e estoques de carbono orgânico do solo	34
1.2.3- Substituição da floresta por pastagem e as propriedades do solo	37
1.2.3.1- Propriedades físicas do solo	38
1.2.3.2- Propriedades químicas do solo	39
1.2.3.3- Propriedades biológicas do solo	40
1.2.4- Estudo da matéria orgânica do solo por meio da técnica do fracionamento físico	41
1.2.5- O uso do solo e as formas de fósforo	42
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	45
CAPÍTULO 2: DINÂMICA DA MATÉRIA ORGÂNICA DE UM LATOSSOLO AMARELO, TEXTURA ARGILOSA, APÓS DESMATAMENTO, NA AMAZÔNIA ORIENTAL	55
RESUMO	56
ABSTRACT	57

	p.
2.1- INTRODUÇÃO	58
2.2- MATERIAL E MÉTODOS	61
2.2.1- Amostragem do solo	61
2.2.2- Análise granulométrica do solo (análise textural)	62
2.2.3- Fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo	62
2.2.4- Determinação do carbono orgânico total e do nitrogênio total do solo	62
2.2.5- Determinação da densidade do solo	65
2.2.6- Determinação do estoque de carbono do solo	65
2.2.7- Análise estatística	65
2.3- RESULTADOS E DISCUSSÃO	66
2.3.1- Propriedades físicas do solo	66
2.3.1.1- Composição granulométrica	66
2.3.1.2- Densidade do solo	68
2.3.2- Fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo	69
2.3.3- Carbono do solo (C)	75
2.3.3.1- Concentração de C nas frações granulométricas da matéria orgânica do solo ..	75
2.3.3.2- Distribuição do conteúdo de C total no solo global e nas frações granulométricas	77
2.3.4- Estoque de carbono total do solo	85
2.3.5- Relação C/N do solo e das frações granulométricas	89
2.4- CONCLUSÕES	91
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	92
ANEXOS	98
CAPÍTULO 3: DINÂMICA DO FÓSFORO DE UM LATOSSOLO AMARELO, TEXTURA ARGILOSA, APÓS O DESMATAMENTO, NA AMAZÔNIA ORIENTAL	102
RESUMO	103
ABSTRACT	104
3.1- INTRODUÇÃO	105
3.2- MATERIAL E MÉTODOS	109
3.2.1- Amostragem do Solo	109

	p.
3.2.2- Determinação do P total (Pt) do solo	110
3.2.3- Fracionamento do fósforo orgânico (Po) do solo	110
3.2.3.1- Extração do P orgânico lábil (Pol) com NaHCO ₃ 0,5 mol.L ⁻¹	111
3.2.3.2- Extração do P orgânico moderadamente lábil com H ₂ SO ₄ (Po-H ⁺)	113
3.2.3.3- Extração do P orgânico moderadamente resistente com NaOH (Po-OH ⁻)	113
3.2.4- Análise química do solo	116
3.2.5- Determinação do estoque de fósforo do solo	117
3.2.6- Análise estatística	117
3.3- RESULTADOS E DISCUSSÃO	118
3.3.1- Análise química do solo	118
3.3.2- Fósforo total (Pt) do solo	121
3.3.2.1- Concentração de Pt nas frações granulométricas do solo	121
3.3.2.2- Distribuição do Pt nas frações granulométricas do solo	123
3.3.4- Formas de fósforo orgânico (Po) do solo	128
3.3.4.1- Fósforo lábil (Pl) do solo	128
3.3.4.1.1- <i>Fósforo total lábil (Ptl)</i>	128
3.3.4.1.2- <i>Fósforo inorgânico lábil (Pil)</i>	133
3.3.4.1.3- <i>Fósforo orgânico lábil (Pol)</i>	137
3.3.4.2- Fósforo moderadamente lábil em meio reacional ácido (P-H ⁺)	146
3.3.4.2.1- <i>Fósforo total em meio ácido (Pt-H⁺)</i>	146
3.3.4.2.2- <i>Fósforo inorgânico em meio ácido (Pi-H⁺)</i>	151
3.3.4.2.3- <i>Fósforo orgânico em meio ácido (Po-H⁺)</i>	155
3.3.4.3- Fósforo moderadamente resistente em meio reacional básico (P-OH ⁻)	165
3.3.4.3.1- <i>Fósforo total em meio básico (Pt-OH)</i>	165
3.3.4.3.2- <i>Fósforo inorgânico em meio básico (Pi-OH)</i>	170
3.3.4.3.3- <i>Fósforo orgânico em meio básico (Po-OH)</i>	174
3.3.5- Caracterização do fósforo orgânico do Latossolo Amarelo	182
3.3.6- Acúmulo de fósforo no solo	190
3.4- CONCLUSÕES	196
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	196
ANEXOS	207

LISTA DE TABELAS

p.

CAPÍTULO 1

TABELA 1-	Proprietário, cobertura vegetal e código das propriedades estudadas	31
------------------	---	----

CAPÍTULO 2

TABELA 1-	Teores médios de argila, silte e areia, relação silte/argila e densidade do solo (Ds) em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	67
TABELA 2-	Resultados médios das frações granulométricas da matéria orgânica do solo de três camadas, coletadas até a 0,10 m de profundidade de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	70
TABELA 3-	Resultados médios dos componentes texturais e das frações granulométricas de três camadas, coletadas até a 0,10 m de profundidade de um Latossolo Amarelo, textura argilosa. Itupiranga, Pará	72
TABELA 4-	Concentração de carbono (mg.g^{-1} fração) nas frações granulométricas em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	75
TABELA 5-	Relação C/N do solo global e das frações granulométricas em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	90

CAPÍTULO 3

TABELA 1-	Atributos químicos de um Latossolo Amarelo sob diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidade. Média seguida de \pm erro padrão ($n = 3$)	118
TABELA 2-	Concentração de fósforo total (mg kg^{-1} fração) nas frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, sob diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades.....	121
TABELA 3-	Fósforo orgânico total (Pot) e a relação entre o Pot e o fósforo total (Pot/Pt) de um Latossolo Amarelo, em função de diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades. Itupiranga, Pará. Média de três repetições	183

LISTA DE FIGURAS

p.

CAPÍTULO 1

FIGURA 1-	a) Localização do assentamento Benfca na região de Marabá, Pará. (Foto: Google Earth); b) evolução da ocupação do solo desde 1988 (Fonte: NAUDTS, 2003)	23
FIGURA 2-	Detalhe de área representativa da floresta primária, no assentamento Benfca, em Itupiranga, PA. (Foto: Michel Grimaldi, 2004)	24
FIGURA 3-	Ocupação do solo no assentamento Benfca (Itupiranga, PA): pastagem recém-instalada, evidenciando restos de galhos e troncos da floresta não consumidos pelo fogo. (Foto: Mário Lopes, 2004)	24
FIGURA 4-	Detalhe da utilização da área com o cultivo de arroz (<i>Oryza sativa</i>), após a derruba e queima da floresta, no assentamento Benfca, em Itupiranga, PA. (Foto: Michel Grimaldi, 2004)	25
FIGURA 5-	Detalhe da derruba e queima da floresta, no assentamento Benfca, em Itupiranga, PA. (Foto: Mário Lopes, 2004)	25
FIGURA 6-	Detalhe de uma área de pastagem do assentamento Benfca, em Itupiranga, PA. (Foto: Mário Lopes, 2004)	26
FIGURA 7-	Precipitação pluviométrica mensal acumulada, medida em Benfca, município de Itupiranga, Pará, no período de Jul/2003 a Jun/2005. (Fonte: Projeto IRD/UFRA/CNPq)	27
FIGURA 8-	Organização da cobertura pedológica ao longo da topossequência representativa da área de estudo sobre o monzogranito da Idade Proterozóica. (SIMÕES, 2004). No detalhe, local aproximado da amostragem do Latossolo, na alta vertente da topossequência	29
FIGURA 9-	Seqüência de utilização da terra após a derruba e queima da floresta (A), deixando a área em pousio para transformação em capoeira (B) ou convertendo-a em pastagem: de 1 a 2 anos de idade (C), de 5 a 7 anos (D) e de 10 a 12 anos (E). (Foto: Mário Lopes, 2004)	30
FIGURA 10-	Esquema representativo do transecto, localizado na parte alta do morro, para coleta das subamostras para formar as amostras compostas	31

CAPÍTULO 2

FIGURA 1-	Diagrama esquemático do procedimento utilizado para o fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo	63
FIGURA 2-	Esquema seqüencial do procedimento para fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo, usando resina sódica (GAVINELLI et al, 1995)	64
FIGURA 3-	Solo global e frações texturais areia total, silte total e argila de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, obtidas pelo método da pipeta (com destruição de MO). Fotos obtidas por meio de microscópio óptico: solo global e areia total: ampliação 4 x; argila e silte: ampliação 10 x	73
FIGURA 4-	Frações granulométricas 50-2.000 μm (areia total), 0-50 μm (argila + silte total) e 0-2 μm (argila) de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, obtidas pelo método de Gavinelli et al. (1995) (sem destruição de MO). Fotos obtidas por meio de microscópio óptico: areia total: ampliação 4 x; argila + silte total e argila: ampliação 10 x	74
FIGURA 5-	Conteúdo de carbono (mg.g^{-1} solo) nas frações granulométricas em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	78
FIGURA 6-	Conteúdo de carbono (mg.g^{-1} solo) nas frações granulométricas em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.	82
FIGURA 7-	Distribuição percentual do conteúdo de C (mg.g^{-1} solo) contido nas frações granulométricas em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	84
FIGURA 8-	Estoque de carbono (kg.m^{-2}) em Latossolo Amarelo, textura argilosa, em três profundidades, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	86
FIGURA 9-	Carbono total estocado (kg.m^{-2}) na profundidade de 0,0 a 0,1 m de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	87

CAPÍTULO 3

FIGURA 1-	Diagrama esquemático do procedimento utilizado para o fracionamento do fósforo orgânico lábil do solo (BOWMAN; COLE, 1978a)	112
FIGURA 2-	Diagrama esquemático do fracionamento seqüencial do fósforo orgânico do solo em meio reacional ácido e em meio reacional básico (BOWMAN, 1989)	114
FIGURA 3-	Conteúdo de fósforo total (Pt) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	124
FIGURA 4-	Distribuição do conteúdo de Pt das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	126
FIGURA 5-	Conteúdo de fósforo total lábil (Ptl) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	129
FIGURA 6-	Distribuição do conteúdo de P total lábil (Ptl) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	132
FIGURA 7-	Conteúdo de P inorgânico lábil (Pil) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	134
FIGURA 8-	Distribuição do conteúdo de fósforo inorgânico lábil (Pil) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	136
FIGURA 9-	Conteúdo de P orgânico lábil (Pol) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	138
FIGURA 10-	Distribuição do conteúdo de P orgânico lábil (Pol) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	140
FIGURA 11-	Relação Pol/Ptl das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	142

FIGURA 12-	Distribuição percentual do fósforo orgânico lábil (Pol) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	144
FIGURA 13-	Conteúdo de P total em meio ácido (Pt-H ⁺) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	147
FIGURA 14-	Distribuição do conteúdo de P total em meio ácido (Pt-H ⁺) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	149
FIGURA 15-	Conteúdo de P inorgânico em meio ácido (Pi-H ⁺) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	152
FIGURA 16-	Distribuição do conteúdo de P inorgânico em meio ácido (Pi-H ⁺) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	154
FIGURA 17-	Conteúdo de P orgânico em meio ácido (Po-H ⁺) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	156
FIGURA 18	Distribuição do conteúdo de P orgânico em meio ácido (Po-H ⁺) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	159
FIGURA 19-	Relação Po-H ⁺ /Pt-H ⁺ das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	161
FIGURA 20-	Distribuição percentual do fósforo orgânico em meio ácido (Po-H ⁺) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará	164
FIGURA 21-	Conteúdo de fósforo total em meio básico (Pt-OH ⁻) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades. Itupiranga, Pará	166

- FIGURA 22-** Distribuição do conteúdo de fósforo total em meio básico ($Pt-OH^-$) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, sob diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades. Itupiranga, Pará 168
- FIGURA 23-** Conteúdo de fósforo inorgânico em meio básico ($Pi-OH^-$) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará 171
- FIGURA 24-** Distribuição do conteúdo de fósforo inorgânico em meio básico ($Pi-OH^-$) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará 173
- FIGURA 25-** Conteúdo de fósforo orgânico em meio básico ($Po-OH^-$) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará 175
- FIGURA 26-** Distribuição do conteúdo de fósforo orgânico em meio básico ($Po-OH^-$) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará 177
- FIGURA 27-** Relação $Po-OH^-/Pt-OH^-$ das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, sob diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades. Itupiranga, Pará 179
- FIGURA 28-** Distribuição percentual do fósforo orgânico em meio básico ($Po-OH^-$) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará 181
- FIGURA 29-** Fósforo orgânico lábil (Pol), fósforo orgânico em meio ácido ($Po-H^+$) e fósforo orgânico em meio básico ($Po-OH^-$) em relação ao fósforo orgânico total (Pot), em diferentes profundidades, de um Latossolo Amarelo, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará 186
- FIGURA 30-** Estoque de fósforo total do solo (Pt), fósforo orgânico total (Pot), fósforo orgânico em meio reacional ácido ($Po-H^+$), fósforo orgânico lábil (Pol) e fósforo orgânico em meio reacional básico ($Po-OH^-$), em $g.m^{-2}$, na profundidade de 0,0-0,1 m, de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará 191

CAPÍTULO 1

**DINÂMICA DO CARBONO E DO FÓSFORO EM UM LATOSSOLO AMARELO,
TEXTURA ARGILOSA, APÓS CONVERSÃO DA FLORESTA EM CAPOEIRA E
PASTAGENS, NA AMAZÔNIA ORIENTAL**

RESUMO

A maior parte dos solos brasileiros apresenta elevada acidez, baixos teores de fósforo (P) disponível e elevada capacidade de fixação de P. Na região amazônica, predominam os Latossolos, que são solos envelhecidos, pobres em nutrientes, onde a principal fonte dos elementos essenciais é a matéria orgânica, ocorrendo nesses solos, alto percentual do P na forma orgânica. A conversão da floresta natural em áreas agricultáveis, seja cultivo de subsistência ou pastagem, por meio da utilização da derruba e queima como método de preparo do solo, provoca alterações no equilíbrio desses ambientes, levando em alguns casos à diminuição e, em outros, a aumentos dos conteúdos de carbono e de fósforo do solo. Em vista dos resultados contraditórios apresentados na literatura, e visando entender como a substituição da floresta tropical úmida afeta a dinâmica da matéria orgânica e as formas de fósforo de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, da Amazônia Oriental, foi conduzido este estudo com os seguintes objetivos: (i) avaliar o efeito do desmatamento e do uso do solo, no conteúdo e na qualidade da matéria orgânica (Capítulo 2); (ii) caracterizar e quantificar as formas de fósforo após o desmatamento e o uso do solo (Capítulo 3).

O trabalho foi dividido em duas etapas experimentais, conduzidas sob condições de laboratório. Na primeira etapa procedeu-se ao fracionamento da matéria orgânica do solo (MOS) para obtenção das frações granulométricas 0-2 μm (fração argila total), 0-53 μm (fração argila + silte) e 53-2000 μm (fração areia total), em amostras compostas retiradas das camadas superficiais de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, da Amazônia Oriental (Itupiranga, Pará). Na segunda etapa, nas frações granulométricas obtidas após o fracionamento da MOS, procedeu-se a determinação do carbono orgânico total e do nitrogênio total do solo (Capítulo 2) e também a determinação das formas de fósforo (Capítulo 3). Os resultados obtidos no Capítulo 2 mostraram que, das frações granulométricas, a fração 2-53 μm (silte) foi a que apresentou maior concentração de carbono, independentemente da profundidade avaliada. Porém, existiu forte relação entre o conteúdo de C do solo e a fração mais fina (0-2 μm). Verificou-se que, após a conversão da floresta natural para capoeira ou pastagem, houve leve aumento no conteúdo de C do solo, com tendência de aumento de C com o aumento da idade das pastagens, principalmente, da fração mais grossa. No Capítulo 3 foi observado que os solos sob pastagem acumularam mais fósforo total (Pt) na camada superficial, do que solos sob floresta e capoeira, sugerindo tendência de aumento do conteúdo de fósforo total do solo com o aumento das idades das pastagens. O aumento verificado para o Pt de áreas de pastagens foi devido ao aumento ocorrido na forma inorgânica do P solúvel em meio ácido ($\text{P}_i\text{-H}^+$). O fósforo orgânico total (Pot) representou, aproximadamente, 21% do fósforo total do solo. Das frações de fósforo orgânico (Po), o P solúvel em meio ácido foi a predominante, representando aproximadamente 65% do Pot, seguindo-se da fração solúvel em bicarbonato de sódio, representando em média 21% do Pot, e em meio básico, com 15% de participação no fósforo orgânico total do solo.

Palavras chave: Fracionamento da Matéria Orgânica do Solo, Fracionamento de Fósforo, Fósforo orgânico, Floresta Amazônica, Pastagens, Solo tropical, Amazônia.

ABSTRACT

Most of Brazilian soils show high acidity, low content of assimilable phosphorus (P) and high fixation capacity of P. In the Amazonian region, oxisols prevail: poor in nutrients, with organic matter as the main source of nutrient, these soils have a high proportion of their P in organic form. Forest conversion in food crops or pastures, using slash and burn method, induces changes in the functioning of these systems, with sometimes a decrease, and at other times an increase of the carbon and phosphorus content of soils.

The aim of this work was to understand as the tropical forest conversion affects the dynamic of organic matter and of P forms in a clay oxisol of the eastern Amazonia. The first objective was to assess the effect of deforestation and soil use on organic matter content and quality (chapter 2) and to characterize and quantify phosphorus forms after this conversion of vegetation (chapter 3).

In the first stage a particle-size fractionation of organic matter was made, with the obtention of the clay fraction (0-2 μm), the silt and clay fraction (0-53 μm) and the sand fraction (53-2000 μm). In the second stage, the determination of the organic carbon and the total nitrogen (Chapter 2) and of the forms of phosphorus (Chapter 3) was carried out. The results showed that the silt fraction has the highest content of carbon, for the 3 depth layers studied. However, as the clay fraction is widely predominant, there was a high relation between the soil carbon content and this fraction: most of the carbon was associated with this fraction. After the conversion of forest to pasture (of the installation of a fallow), a slight increase of the C content occurred, mainly in the sand fraction. At the same time the content of the total phosphorus of soil tended to slightly increase after conversion to pasture and as the age of pasture increase. The total organic phosphorus accounted for 21 % of the total soil phosphorus. The acid-soluble phosphorus was the prevailing form of organic P, accounting for 65 % of the total organic P, followed by the bicarbonate-soluble phosphorus, and the base-soluble phosphorus, accounting for 21 % and 15 % respectively.

Key words: Carbon stocks, Sequential Phosphorus extraction, Organic Phosphorus, Particle-size fractionation, Tropical soil, Amazon basin.

1.1 INTRODUÇÃO

1.1.1 Contextualização

A Bacia Amazônica cobre uma área de aproximadamente 6 milhões de km² que correspondem a mais de 40% das florestas tropicais chuvosas do mundo (BROWDER, 1988; LAURENCE et al., 2001). Não obstante, essa imensa área do globo terrestre e sua floresta tropical vêm sendo manejadas pelas populações pré-colombianas, em busca de adaptações às limitações dos recursos naturais da floresta, que provocaram alterações e distúrbios na composição florística da região, porém de forma lenta (BALÉE, 1989). No entanto, nos últimos 40 anos, aberturas de estradas de rodagem, projetos de colonização governamentais, e promoção de política de ocupação em larga escala aceleraram a derrubada da floresta para utilização com agricultura de derruba e queima e formação de pastagem (FEARNSIDE, 1993, 2005; MORAN et al., 1994).

Essas ações provocaram um intenso fluxo migratório para a Amazônia, principalmente nas décadas de 1970 e 1980, o que ocasionou grandes desmatamentos, com posterior ocupação dessas áreas com culturas anuais de subsistência (arroz – *Oryza sativa* L.; milho – *Zea mays* L.; mandioca – *Manihot esculenta* Cranz; e, feijão – *Vigna* sp.) e, principalmente, pastagens, levando ao estabelecimento de uma nova ordem de equilíbrio no meio-ambiente que, via de regra, resulta numa alteração, geralmente para pior, da fertilidade dos solos, da biodiversidade de plantas e animais, do clima devido ao aumento da emissão de CO₂, e do ciclo da água devido à redução da evapotranspiração, em função da eliminação e queima da floresta. No tocante ao uso da terra, ocorre a redução do potencial produtivo dos solos pela perda de matéria orgânica, de nutrientes e a rápida infestação das áreas de cultivo por plantas invasoras (DENICH, 1991).

A degradação das propriedades do solo e a redução do seu potencial produtivo como consequência de sistemas inadequados de preparo e manejo, aliados a fatores, tais como, a situação econômica do agricultor, a assistência técnica inadequada, impõem restrições que impedem o desenvolvimento da agricultura na Amazônia, nos seus diversos níveis tecnológicos.

O desconhecimento das características químicas e do funcionamento dos solos, por parte da grande maioria dos agricultores, aliado ao sistema de derruba e queima como processo de preparo da terra, provoca alterações no conteúdo de matéria orgânica e na fertilidade dos solos, que, geralmente, os comprometem como meio fornecedor de nutrientes

para uma agricultura sustentável e duradoura (BERNOUX et al., 1999). Todavia, certos agricultores, graças à experiência adquirida e por intermédio de um controle da carga animal e da cobertura vegetal, conseguem fazer com que as pastagens resistam por um período maior que uma década, mesmo sobre solos pobres e sem uso de fertilizantes e corretivos.

Desse modo, verifica-se que o manejo inadequado provoca a baixa sustentabilidade dos solos, que pode ser causada, entre outros fatores, pela rápida degradação dos solos sob exploração agrícola, causando preocupação com a qualidade e a sustentabilidade desse recurso.

Para o monitoramento da qualidade do solo, de forma que possam ser sugeridas modificações nos sistemas de manejo em utilização pelos agricultores, a tempo de evitar a sua degradação, é necessário definir atributos do solo e do ambiente sensíveis ao manejo e de fácil determinação e monitoração. Larson e Pirce (1994) propuseram um conjunto mínimo de variáveis químicas, físicas e biológicas, que, acompanhadas ao longo do tempo, são capazes de detectar as alterações da qualidade do solo em função do manejo.

Dentre as propriedades biológicas destacam-se a biomassa microbiana do solo, avaliada por meio da respiração do solo (CO_2) e do carbono da biomassa microbiana (CBM) (POWLSON; BROOKES; JENKINSON, 1987); em relação às propriedades físicas, Kiehl (1979) destaca a compactação, avaliada por meio da densidade do solo. O carbono orgânico total (COT) ou a matéria orgânica do solo (MOS), entre outros atributos, pode ser utilizado para avaliar os impactos nas propriedades químicas do solo (GREGORICH; CARTER; ANGERS, 1994).

A importância da matéria orgânica do solo (MOS) está em ela atuar como fonte primária e reserva de nutrientes para os microrganismos e para as plantas, desempenhando papel fundamental na fertilidade natural desse recurso, e conseqüentemente na produtividade das culturas. Nas regiões tropicais, este papel torna-se ainda mais importante, pois a maioria dos solos dessas regiões apresenta mineral de argila de baixa atividade (DEMATTE, 1988; VIEIRA, 1988). Nessas condições, a matéria orgânica passa a ter grande importância na retenção de nutrientes, por aumentar o total de cargas negativas, além do que, é um dos principais fornecedores de fósforo para as plantas.

Brams (1973) estudando a camada superficial de solos sob floresta secundária em Serra Leoa, no Oeste da África, encontrou importante correlação entre a matéria orgânica do solo e o P disponível (Bray 1), constatando que os resíduos orgânicos, principalmente da

camada superficial, são importante reservatório de fósforo, na forma de P orgânico, de solos altamente intemperizados das regiões tropicais.

O conteúdo total do fósforo do solo não é de importância prática direta para as plantas, no entanto, tem sido usado como índice de intemperização (SMECK, 1973; TARAFDAR, CLAASSEN, 1988). O fósforo total na camada arável diminui conforme aumenta a intensidade de meteorização (VIEIRA, 1966). Em solos tropicais, principalmente Argissolos e Latossolos, o teor de P total é menor do que em solos de regiões temperadas.

Nos solos tropicais a contribuição do fósforo orgânico na disponibilização e nutrição das plantas assume papel importante (ACQUAYE, 1963). O fósforo orgânico geralmente corresponde de 20% a 50% do fósforo total do solo na camada arável. Nas regiões tropicais, pesquisas mostram que o fósforo orgânico é a principal fonte de P para a agricultura (ACQUAYE, 1963; BOWMAN; COLE, 1978b; HEDLEY; STEWART; CHAUHAN, 1982; CONDRON et al., 1990), fazendo com que sua contribuição seja de grande importância em sistemas agrícolas tradicionais.

No entanto, a conservação do fósforo orgânico depende da conservação da matéria orgânica do solo (SÁNCHEZ, 1981), particularmente em solos em que a maior parte do fósforo está nesta forma, o que promove uma liberação contínua do nutriente para as plantas por meio da mineralização do fósforo orgânico. Desse modo, um dos maiores desafios dos cientistas, como atores participantes do processo de desenvolvimento da agricultura, é o de desenvolver formas sustentáveis de utilização dos solos, principalmente os de terra firme de fronteiras agrícolas da Amazônia, que permitam a manutenção da fertilidade química dos solos e a fixação do agricultor no campo.

Visando entender como a substituição da floresta tropical úmida afeta a dinâmica da matéria orgânica e as formas de fósforo de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, da Amazônia Oriental, foi conduzido este estudo com os seguintes objetivos: (i) avaliar o efeito do desmatamento e do uso do solo, no conteúdo e na qualidade da matéria orgânica; (ii) caracterizar e quantificar as formas de fósforo após o desmatamento e o uso do solo.

1.1.2 Descrição da área de estudo

O estudo faz parte de uma das linhas de pesquisa do projeto “Biodiversidade e funcionamento do solo no contexto da agricultura familiar na Amazônia”, que está sendo desenvolvido no Município de Itupiranga, sudeste do Estado do Pará. O projeto é executado no âmbito da Cooperação Internacional entre o *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD), pela França e a Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA), com o apoio do CNPq, pelo Brasil, com a participação de outras instituições brasileiras como a Embrapa – Amazônia Oriental (CPATU), o Museu Paraense Emilio Goeldi (MPEG) e a Universidade Federal do Pará (UFPA). O projeto baseia-se nas pesquisas em pedologia, por meio do conhecimento das propriedades do solo (físicas, químicas e biológicas) após desmatamento e sua evolução em função das práticas agrícolas. Seu objetivo geral é caracterizar e avaliar a evolução, ao longo do tempo, das relações existentes entre a cobertura vegetal (natureza e diversidade), a fauna do solo (diversidade e abundância) e o próprio solo (organização e funcionamento), no contexto da agricultura familiar da Amazônia.

As áreas de estudo estão situadas no Projeto de Assentamento “Benfica”, localizado a 5°16’00” de latitude S e a 49°50’00” longitude W, a 70 km da BR 230 (Rodovia Transamazônica), em propriedades de pequenos agricultores e distante 80 km da sede do município de Itupiranga, sudeste do Estado do Pará (Figura 1).

A escolha do Assentamento Benfica decorreu de o mesmo ser uma comunidade de agricultores familiares recentemente instalada (o processo de ocupação da área começou em 1994 e a legalização e instalação do assentamento pelo INCRA, ocorreu em 1997), onde a floresta (Figura 2), que é o referencial obrigatório para estudos das alterações do meio decorrentes de práticas antrópicas (Figura 3), ocupa espaço significativo no meio biofísico.

O estudo dos modos de gestão agrícola em Benfica, realizado em 2002, por Biri Kassoum (2002), a partir de entrevistas com os agricultores da comunidade, mostrou que a maioria deles pratica a pecuária. No entanto, observa-se ainda em Benfica, a coexistência de dois sistemas de manejo do solo diferentes, porém complementares: o sistema de agricultura familiar onde se utiliza o processo de preparo da área por meio de derruba e queima (Figura 4) – geralmente com cultivo de arroz (*Oryza sativa* L.) – e, em menor escala, com milho (*Zea mays* L.), feijão (*Vigna* sp.) e mandioca e macaxeira (*Manihot esculenta* Cranz), e a continuação do uso do solo com a formação de pastagem para a utilização do sistema de criação extensiva de gado. Os cultivos anuais são praticados sem adubos, sem trabalho do

solo e sem tratamentos contra doenças e parasitas. Em alguns casos, após a queima e o cultivo de culturas anuais, o agricultor abandona a área para um período de pousio de curta duração, onde ocorre a formação da capoeira.

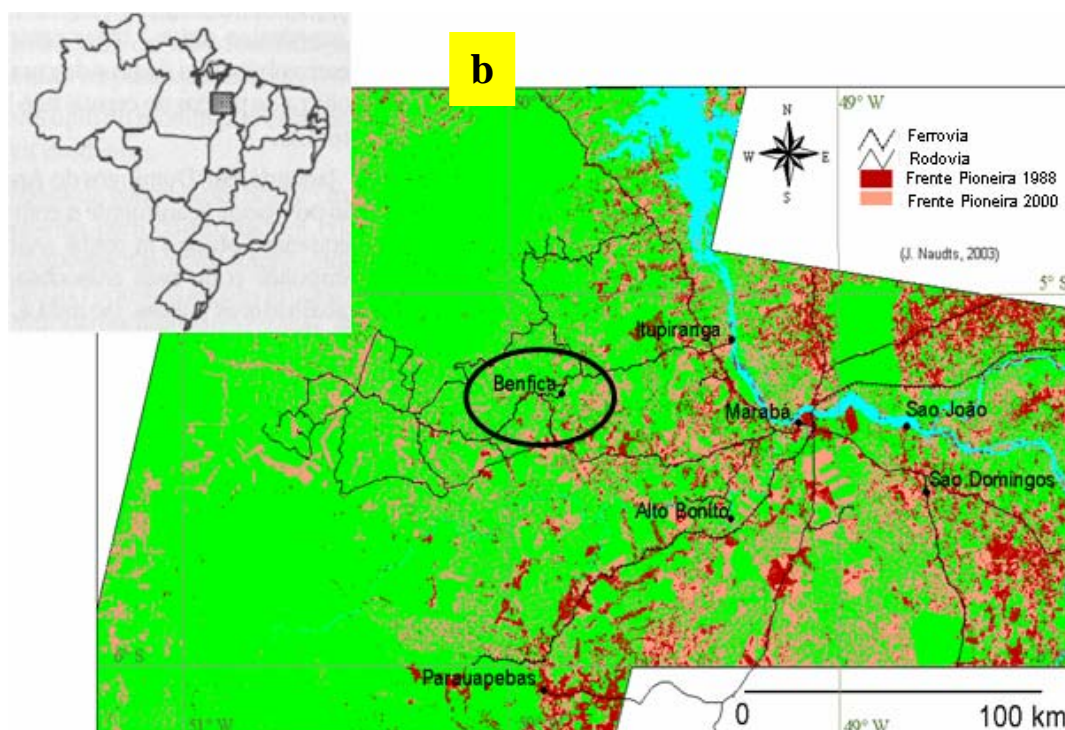
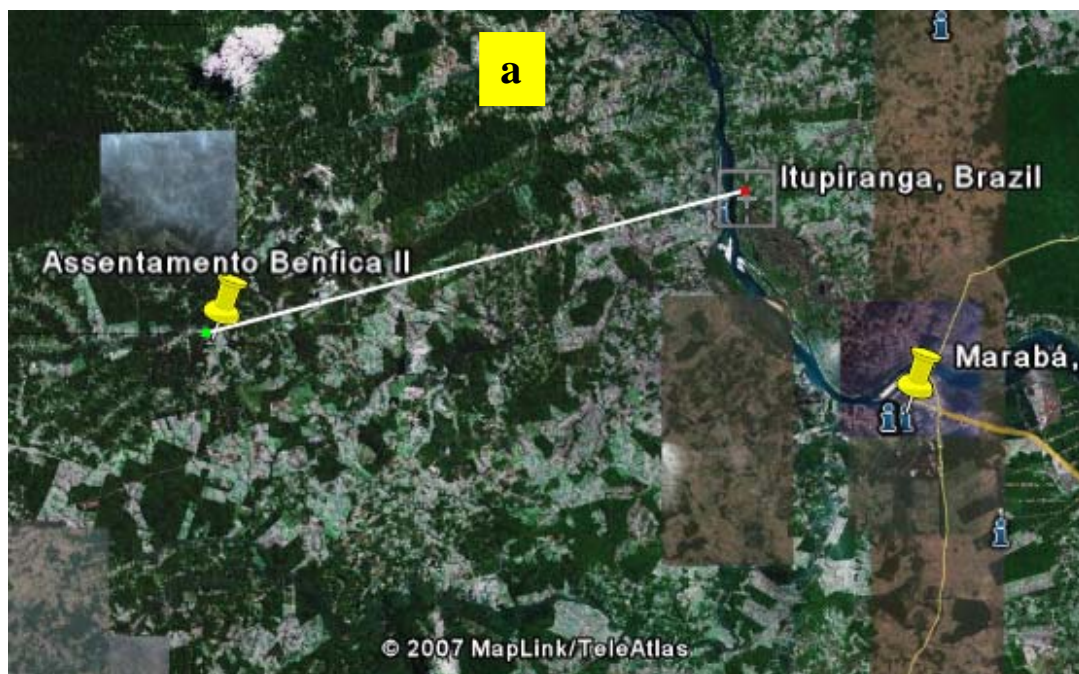


FIGURA 1– a) Localização do assentamento Benfica na região de Marabá, Pará. (**Foto:** Google Earth); b) evolução da ocupação do solo desde 1988 (**Fonte:** NAUDTS, 2003).



FIGURA 2- Detalhe de área representativa da floresta primária, no assentamento Benfica, em Itupiranga, PA. (Foto: Michel Grimaldi, 2004).



FIGURA 3- Ocupação do solo no assentamento Benfica (Itupiranga, PA): pastagem recém-instalada, evidenciando restos de galhos e troncos da floresta não consumidos pelo fogo. (Foto: Mário Lopes, 2004).



FIGURA 4- Detalhe da utilização da área com o cultivo de arroz (*Oryza sativa*), após a derruba e queima da floresta, no assentamento Benfica, em Itupiranga, PA. (Foto: Michel Grimaldi, 2004).

No sistema de corte-queima e roça, os colonos se utilizam da queimada para fazer a limpeza da área (Figura 5), o que permite o aumento da disponibilidade de nutrientes em função da deposição das cinzas.



FIGURA 5- Detalhe da derruba e queima da floresta, no assentamento Benfica, em Itupiranga, PA. (Foto: Mário Lopes, 2004).

No entanto, como constatado por Biri Kassoum (2002), a pecuária passa a ser a principal atividade econômica do assentamento Benfica, a qual é praticada pela quase totalidade dos agricultores daquela comunidade e ocupa uma importância variável nos lotes. A criação de gado está intimamente ligada à instalação de pastagens (Figura 6).



FIGURA 6- Detalhe de uma área de pastagem do assentamento Benfica, em Itupiranga, PA.
(Foto: Mário Lopes, 2004).

A gestão das pastagens tem um papel essencial no sistema de criação de gado, já que é uma das únicas atividades controladas pelos criadores. À diminuição quantitativa e qualitativa da oferta das pastagens na estação seca, somam-se os incêndios acidentais e a invasão das pastagens pelas ervas daninhas. Todos esses fenômenos concorrem para a degradação das pastagens e justificam os cuidados tomados pelos criadores.

Para a formação das pastagens, os agricultores usam diferentes espécies de gramíneas forrageiras, que são plantadas de três maneiras: muda, plantio à lanço e semeadura com semeador manual. O manejo das pastagens é feito através do controle das plantas invasoras e dos rebrotos lenhosos, e do controle da carga do rebanho e da duração da presença do gado em cada piquete, bem como do uso do fogo a cada dois ou três anos. A queimada de manutenção, que é realizada após o início das primeiras chuvas, tem um papel importante na

fertilidade do solo pelo aporte de cinzas, mas, é feita, principalmente, porque o fogo exerce uma pressão seletiva sobre as plantas daninhas.

1.1.2.1 Clima

Segundo a classificação de Köppen, o clima da região é do tipo Aw1 que corresponde a climas tropicais úmidos com estação seca definida. A temperatura média anual é de 26 °C (média sobre 14 anos, de 1973 a 1986) e varia muito pouco ao longo do ano. O índice pluviométrico é alto e a precipitação pode alcançar 2.000 mm por ano (média sobre 15 anos, de 1973 a 1987). Em função do regime hídrico, destacam-se duas estações: uma estação de chuvas de 7 meses, que vai de outubro a abril, e uma estação seca de 5 meses, de maio a setembro (DE REYNAL, 1995). A Figura 7 mostra dados da precipitação pluviométrica do período de julho de 2003 a junho de 2005, coletados por pluviômetro instalado na casa base do projeto IRD/UFRA em Benfica.

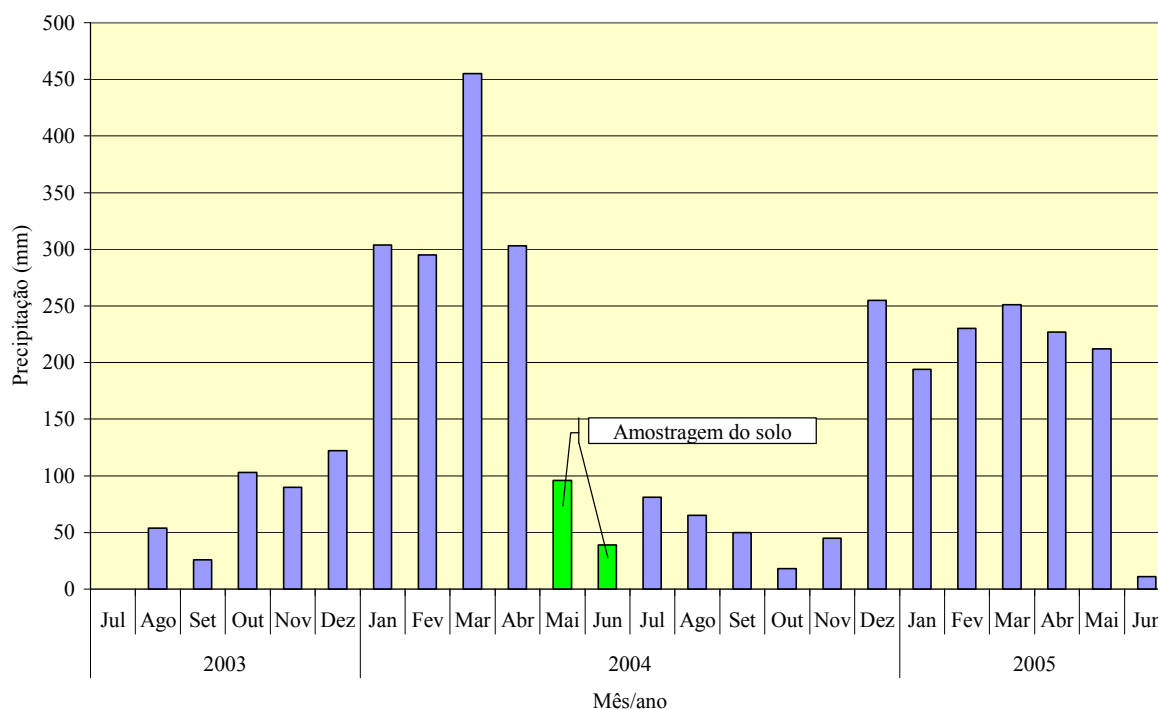


FIGURA 7- Precipitação pluviométrica mensal acumulada, medida em Benfica, município de Itupiranga, Pará, no período de Jul/2003 a Jun/2005. (Fonte: Projeto IRD/UFRA/CNPq).

1.1.2.2 Geologia e solo

Em estudo pedológico realizado por Simões (2004), a rocha-mãe foi classificada como biotita-monzogranito, da idade Proterozóica, que é uma rocha metamórfica de granulometria muito fina. Os minerais presentes são o quartzo, os plagioclásios sódicos e os feldspatos alcalinos potássicos. A quantidade de plagioclásios é menos que o dobro do feldspato potássico, o que a classifica como monzogranito.

O solo dominante, ocupando aproximadamente 2/3 da superfície, é o Latossolo Amarelo, textura argilosa, com presença de nódulos de ferro e ocorre na parte alta do relevo ou Alta Vertente (AV) (Figura 8). No entanto, há a ocorrência de Cambissolo na área de transição do morro ou meia encosta (MV) e de Gleissolo na parte alagada do terreno ou Baixa Vertente (BV) (SIMÕES, 2004). Esses solos originalmente se encontram sob vegetação de floresta tropical úmida.

1.1.2.3 Amostragem do solo

Após a escolha das áreas de floresta (Figura 9A), áreas de capoeira de 8 a 10 anos (Figura 9B), áreas de pastagem de 1 a 2 anos (Figura 9C), áreas de pastagem de 5 a 7 anos (Figura 9D) e áreas de pastagem de 10 a 12 anos (Figura 9E), na alta vertente dos morros, onde ocorre a presença de Latossolo Amarelo (Figura 8), foi delimitado um transecto de aproximadamente 100 m de comprimento, perpendicular à declividade do terreno (Figura 8), coletando-se o solo em pontos de amostragem distante 10 m um do outro (Figura 10), nas profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m. Cada amostra composta, por área e por profundidade de coleta, foi formada a partir de 20 amostras simples.

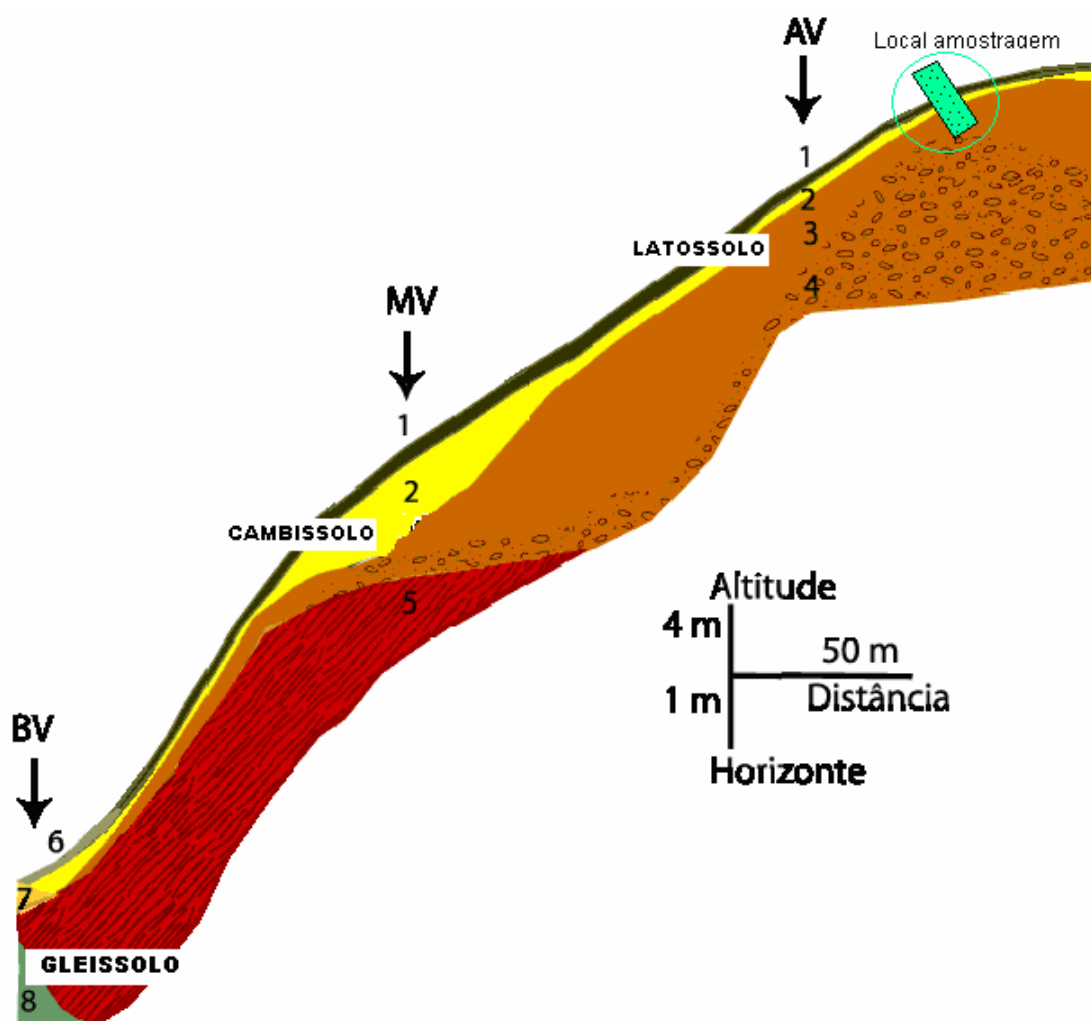


FIGURA 8- Organização da cobertura pedológica ao longo da topossequência representativa da área de estudo sobre o monzogranito da Idade Proterozóica. (SIMÕES, 2004). No detalhe, local aproximado da amostragem do Latossolo, na alta vertente da topossequência.

Legenda

AV: Alta vertente;

MV: Média vertente;

BV: Baixa vertente.

1- húmico, argilo-arenoso, bruno amarelado (10YR5/6);

2- argiloso, plástico, bruno amarelado (10YR5/6);

3- argiloso, nódulos centimétricos esparsos, friável; bruno forte (7,5YR5/8);

4- argiloso, rico em nódulos ferruginosos, friável; bruno forte (7,5YR5/8);

5- lateritas de consistência firme, mais siltosa que os horizontes superiores; com presença de nódulos roxos friáveis; cor heterogênea vermelho-amarelado dominante (5YR5/8 a 5YR5/6);

6- húmico; areno-argiloso; bruno cinzento muito escuro (10YR3/2)

7- argiloso; úmido; plástico, com variegados vermelhos; bruno oliva claro (2,5Y4/3);

8- glei argiloso; muito úmido; com variegado de cores cinza, branco, vermelho e amarelo; cinza claro (2,5Y7/2) e bruno amarelo claro (2,5Y6/4).

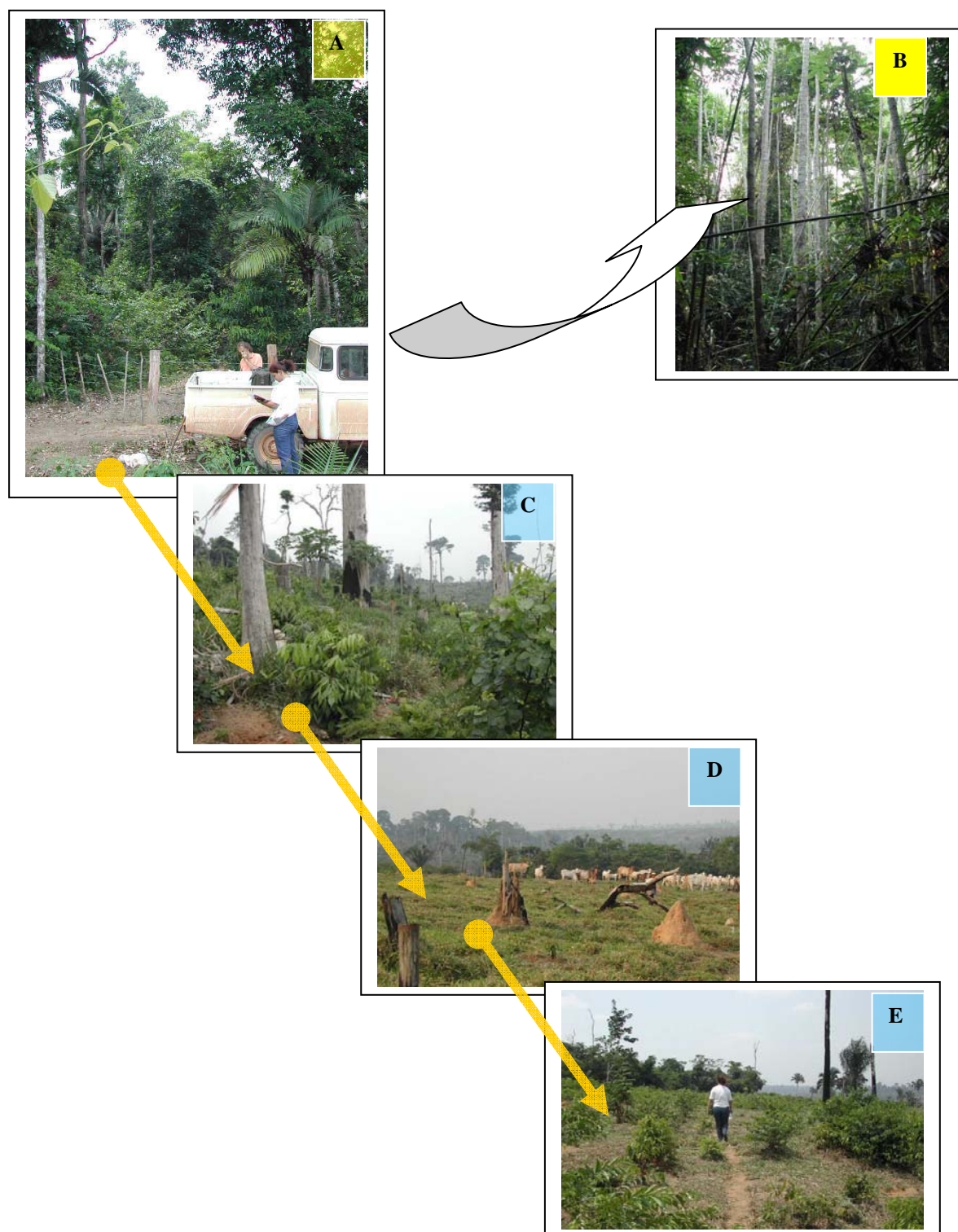
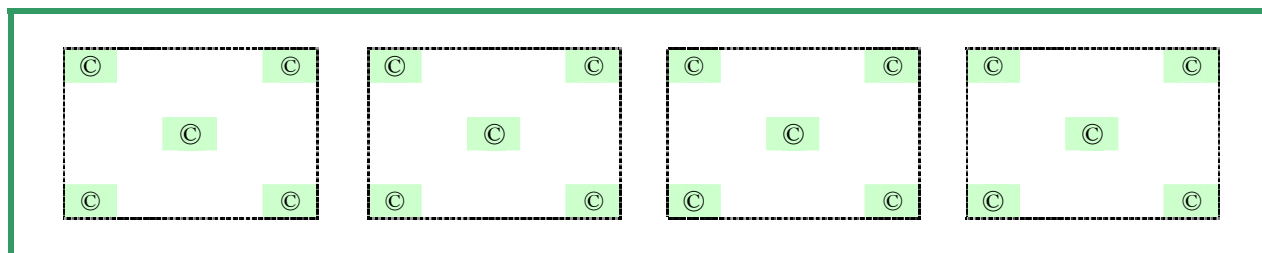


FIGURA 9- Sequência de utilização da terra após a derruba e queima da floresta (A), deixando a área em pousio para transformação em capoeira (B) ou convertendo-a em pastagem: de 1 a 2 anos de idade (C), de 5 a 7 anos (D) e de 10 a 12 anos (E). (Foto: Mário Lopes, 2004).



© Ponto de coleta de subamostra

FIGURA 10- Esquema representativo do transecto, localizado na parte alta do morro, para coleta das subamostras para formar as amostras compostas.

Após a coleta, as amostras do solo foram secas ao ar (TFSA) e destorroadas para passar em peneira de malha de 2 mm de diâmetro e analisadas nos Laboratórios de Química do Solo e de Física do Solo do Instituto de Ciências Agrárias da UFRA. A procedência (pequena propriedade) e o tipo de cobertura vegetal encontram-se na Tabela 1.

TABELA 1- Agricultor, cobertura vegetal e código das amostras de solos estudadas.

Proprietário	Cobertura vegetal	Código*
Meleta	Floresta	MEF 2
Josiel	Floresta	JOF 1
Francisco	Floresta	FRF 2
Miguel	Capoeira 8-10 anos	MIC 1
Francisco	Capoeira 8-10 anos	FRC 1
Francisco	Capoeira 8-10 anos	FRC 2
Cícero	Pastagem de 1 a 2 anos	CIP 2
Josiel	Pastagem de 1 a 2 anos	JOP 2
Meleta	Pastagem de 1 a 2 anos	MEP 3
Francisco	Pastagem de 5 a 7 anos	FRP 1
Josiel	Pastagem de 5 a 7 anos	JOP 1
Osano	Pastagem de 5 a 7 anos	OSP 1
Macário	Pastagem de 10 a 12 anos	MAP 2
Raimundo	Pastagem de 10 a 12 anos	RAP 1
Zeca	Pastagem de 10 a 12 anos	ZEP 1

* As duas letras iniciais correspondem ao começo do nome do proprietário; a terceira letra ao tipo de cobertura vegetal; o número, a quantidade do tipo de cobertura vegetal existente na propriedade.

O trabalho foi dividido em duas etapas experimentais, conduzidas sob condições de laboratório, com amostras compostas das camadas superficiais do Latossolo Amarelo. Na primeira etapa fez-se o fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo, segundo Gavinelli et al. (1995), para obtenção das frações 0-2 μm (argila total), 0-53 μm (argila + silte) e 53-2.000 μm (areia total). Na segunda etapa, nas frações obtidas após o fracionamento da MOS, procedeu-se: 1) à determinação do carbono orgânico total e do nitrogênio total do solo, por meio de combustão em via seca; 2) à determinação do fósforo total (OLSEN; SOMMERS, 1982) e à determinação do fósforo orgânico lábil (BOWMAN; COLE, 1978a) e do fósforo orgânico solúvel em meio reacional ácido e em meio reacional básico (BOWMAN, 1989).

1.2 REVISÃO DE LITERATURA

1.2.1 Matéria orgânica e qualidade do solo

A matéria orgânica do solo (MOS) atua como principal fonte primária e reserva de nutrientes para as plantas em solos tropicais (SÁNCHEZ, 1981), desempenhando papel vital na fertilidade do solo e, conseqüentemente, na manutenção dos sistemas vegetais e na produtividade das culturas (DUXBURY; SMITH; DORAN, 1989). Esse papel torna-se de fundamental importância nos trópicos, uma vez que a maioria dos solos dessas regiões apresenta minerais de argila do tipo 1:1, principalmente caulinita, os quais possuem baixa atividade (VIEIRA; SANTOS, 1987; DEMATTÊ, 1988).

A MOS constitui o maior reservatório de carbono da superfície terrestre. Segundo Scholes e Breemen (1997) os estoques de carbono no solo estão entre 1.200 e 1.500 Pg (10^{15} g), superando o estoque de carbono na biota. Mudanças no meio-ambiente – vegetação e, ou solo – decorrentes de práticas de manejo inadequadas, como o sistema de derruba e queima, muito utilizado na Amazônia, podem levar a uma diminuição destes estoques (FALESI, 1976; DESJARDINS et al., 1994; LONGO; ESPÍNDOLA, 2000; ROSCOE et al., 2001), contribuindo para o aumento das emissões de gás carbônico (CO_2) para a atmosfera (JANZEN; CAMPBELL; IZAURRALDE, 1998).

Ademais, a substituição da vegetação natural por sistemas agrícolas altera as propriedades do solo, afetando sua qualidade como ambiente em equilíbrio e meio fornecedor de nutrientes para a biomassa – fauna e flora – aí residente (ODUM, 1969).

A qualidade do solo pode ser avaliada por meio de estudo de algumas propriedades consideradas como atributos indicadores, os quais devem ser sensíveis às mudanças ambientais e de manejo e às perturbações no solo (GREGORICH; CARTER; ANGERS, 1994). Dentre esses atributos, o carbono orgânico total (COT) ou a matéria orgânica do solo pode ser utilizado para avaliar os impactos nas propriedades químicas do solo (GREGORICH; CARTER; ANGERS, 1994).

O consenso em relação à matéria orgânica (MO) como indicador de qualidade do solo emana de dois fatos principais. Primeiro, o teor de MO no solo é muito sensível em relação às práticas de manejo, principalmente nas regiões tropicais e subtropicais, onde, geralmente, nos primeiros anos de cultivo, mais de 50% da MO previamente acumulada é perdida por diversos processos, entre esses, a decomposição microbiana e a erosão (SÁNCHEZ, 1981; ANDREUX, 1996; PICCOLO, 1996). Segundo, a maioria dos atributos do solo e do ambiente relacionados às suas funções básicas, tem estreita relação com a matéria orgânica (DORAN, 1997; FELLER; BEARE, 1997). Dentre esses atributos, destacam-se a estabilidade dos agregados e da estrutura, infiltração e retenção de água, resistência à erosão, atividade biológica, capacidade de troca de cátions (CTC), lixiviação de nutrientes, liberação de CO₂ e outros gases para a atmosfera. Mediante a formação de complexos com a matéria orgânica, os óxidos amorfos não se cristalizam e a fixação de fósforo por estes óxidos diminui (SÁNCHEZ, 1981). Além disso, a MO atua como fonte de nutrientes para as plantas, fornecendo a maior parte do N e do S e, praticamente, a metade do P requerido pelos cultivos não adubados (BRADY, 1989).

Além de alterar a qualidade do solo, a conversão da vegetação natural em sistemas agrícolas de baixa produtividade, como a agricultura de roça da Amazônia, e o preparo do solo nos cultivos convencionais, fazem com que a decomposição da MO do solo exceda sua produção, resultando em perda de carbono do meio através de decomposição microbiana ou arraste superficial do solo (PAUSTIAN; ELLIOT; CARTER, 1998). A adoção de práticas culturais conservacionistas reduz a decomposição e a mineralização da MO do solo, resultando na preservação dos estoques de C do solo. Este acúmulo pode ser beneficiado pelo tipo de manejo, como no plantio direto (HERNANI; KURIHARA; SILVA, 1999), pelo sistema agrícola, como os sistemas agroflorestais (SÁ, 2005), ou pela espécie vegetal quanto

ao ciclo fotossintético, ou seja, C3 ou C4, gramíneas, por exemplo (DESJARDINS et al., 2003, 2006).

1.2.2 Uso do solo e estoques de carbono orgânico do solo

O estoque e a preservação da matéria orgânica dos solos é função dos manejos a eles empregados. Em ambiente de vegetação natural, como nas florestas tropicais, a preservação e o estoque de matéria orgânica tendem a ser máximos, pois, além do aporte de carbono ser maior do que em áreas cultivadas, a ação antrópica nos ambientes naturais é mínima ou inexistente (DUXBURY; SMITH; DORAN, 1989; NOBRE; GASH, 1997). Em áreas cultivadas com culturas anuais, ou no sistema de queima e roça da Amazônia, os teores de matéria orgânica, geralmente, diminuem, já que as frações orgânicas são mais expostas ao ataque de microrganismos, em função do maior revolvimento e desestruturação do solo (CERRI; VOLKOFF; EDUARDO, 1985; MARTINS et al., 1989; FELLER; BEARE, 1997). No entanto, em alguns sistemas de pastagens o teor de MO do solo aumenta (BERNOUX et al., 1999; DESJARDINS et al., 2004).

As práticas de manejo e a utilização antrópica do meio são fatores que controlam a mineralização e a humificação da matéria orgânica. Dentre esses fatores pode-se citar: a natureza dos aportes orgânicos, ou seja, resíduos vegetais, animais ou de origem microbiana (SWIFT; HEAL; ANDERSON, 1979); os organismos do solo (DESJARDINS et al., 2003); a mineralogia, estrutura, aeração e textura do solo (MARTINS et al., 1989, 1990; DESJARDINS et al., 2004).

No que diz respeito às propriedades físicas do solo, as mesmas desempenham um papel fundamental na retenção da MO do solo, principalmente nos trópicos. Vários estudos têm demonstrado que o teor de carbono está fortemente relacionado com a textura do solo, tendendo a aumentar à medida que se aumenta o teor de frações granulométricas mais finas no solo (MARTINS et al., 1989; FELLER; BEARE, 1997; DESJARDINS et al., 2003, 2004).

Estudos conduzidos por Martins et al. (1989; 1990), em Latossolo podzólico amarelo textura média (classificação antiga), de Capitão Poço (PA), avaliaram os efeitos das condições de drenagem e as conseqüências do cultivo com agricultura de subsistência e do pousio da área sobre a matéria orgânica do solo, tendo como referência a mata primária. Os autores verificaram que as condições de drenagem afetaram a distribuição da matéria orgânica nas

frações granulométricas do solo, em que as condições favoráveis permitiram maior produção vegetal, favorecendo o acúmulo de maiores quantidades de serapilheira. Nos pedons com impedimento de drenagem – imperfeitamente drenado e moderadamente drenado – a distribuição relativa do C nas frações granulométricas foi semelhante: $\approx 32\%$ para a fração 200-2.000 μm ; $\approx 18\%$ para a fração 50-200 μm ; e $\approx 50\%$ para a fração 0-50 μm ; por outro lado, no pedon bem drenado a distribuição relativa teve como resultados 21% para a fração 200-2.000 μm ; 24% para a fração 50-200 μm ; e 55% para a fração 0-50 μm .

Os autores verificaram que os três pedons apresentaram proporções semelhantes e predominantes de matéria orgânica humificada associada à fração fina, mas diferiram pelas proporções de matéria orgânica em processo de humificação associada às frações mais grossas (MARTINS et al., 1989). A constatação foi que depois da queimada e de um ano de cultivo, ocorreu diminuição dos resíduos vegetais. A redução no conteúdo de carbono continuou durante os cinco anos de cultivo e se inverteu quando o solo foi abandonado para a formação da capoeira (pousio), sendo de, na camada de 0-15 cm, 2,50 kg C.m⁻² em área de mata natural, 2,12 kg C.m⁻²; 2,13 kg C.m⁻²; 1,81 kg C.m⁻² e 2,11 kg C.m⁻² em área recém-queimada, cultivada por um ano, cultivada por cinco anos e de pousio por três anos, respectivamente. O fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo mostrou que, em relação ao ecossistema natural, o solo do ecossistema alterado continha menores quantidades de C ligadas às frações 200-2.000 μm (areia grossa $\approx 15,5\%$ do C total do solo) e 50-200 μm (areia fina $\approx 15,3\%$) e relativamente mais C ligado à fração 0-50 μm (argila + silte $\approx 68,0\%$). Os resultados indicaram que a alteração do ecossistema afetou, sobretudo, o estoque de carbono nos resíduos vegetais do solo e nem tanto o complexo organo-mineral (MARTINS et al., 1990).

A menor variação no teor de carbono contido na fração fina verificada nos trabalhos de Martins et al. (1989, 1990) pode ser devido à estabilização da matéria orgânica por argilas e sesquióxidos, através de mecanismos químicos, que envolvem adsorção na superfície, e físicos, decorrentes da localização de material orgânico dentro de agregados. Ambos os mecanismos são responsáveis pela proteção da matéria orgânica contra o ataque microbiano, conforme mostram os trabalhos de Sánchez (1981), Feller e Beare (1997), Zech et al. (1997), Santos e Camargo (1999), Balesdent; Chenu e Balabane (2000), Wendling et al. (2005).

A esse respeito, Feller e Beare (1997), em extensa revisão acerca dos efeitos das propriedades físicas do solo (mineralogia, textura e estrutura), das práticas de manejo e do uso

da terra no estoque e na dinâmica da matéria orgânica nos trópicos, mostraram que a textura tem grande importância no estoque de carbono orgânico do solo, tanto em solos cultivados como não cultivados. Em solos virgens e não cultivados, geralmente, existe relação positiva entre o carbono orgânico do solo e o conteúdo de argila, estando esta matéria orgânica na forma de matéria orgânica em início de decomposição (partículas pequenas) e MO associada com as frações organo-siltosa e organo-argilosa. Em solos cultivados, entretanto, as diferenças existentes no carbono orgânico do solo são principalmente associadas com a fração organo-argilosa, embora em muitos casos o estoque de partículas orgânicas pequenas corresponda a uma proporção relativamente pequena da matéria orgânica total do solo. Os autores sugerem que as frações de partículas orgânicas pequenas são altamente suscetíveis à perda durante o cultivo e variam, em solos não cultivados, em função do teor de argila.

Isso é particularmente importante em solos tropicais, onde de 20-40% do carbono orgânico do solo está associado com a fração areia (FELLER; BEARE, 1997; BERNOUX et al., 1999; DESJARDINS et al., 2004). Por outro lado, o mecanismo de proteção física faz com que a matéria orgânica considerada lábil permaneça por longos períodos no solo (GAVINELLI et al., 1995; FELLER; BEARE, 1997), livre do ataque de microrganismos e como fonte de reserva de C e de nutrientes (LADD; FOSTER; SKJEMSTAD, 1993). Depreende-se então, que a substituição da vegetação natural influencia sobremaneira a agregação do solo, o que altera de alguma forma os estoques de carbono. Os dados de Desjardins et al. (1994) e Bernoux et al. (1999) confirmam essa assertiva.

Estudo de fracionamento granulométrico da MO feito por Desjardins et al. (1994), em Latossolo podzolizado (classificação antiga) de Capitão Poço (PA), mostrou que as mudanças nos conteúdos de MO do solo foram predominante na camada superior (0,0-0,1 m), diminuindo com o aumento da profundidade. Em área de pastagem ocorreu acúmulo de resíduos orgânicos grossos, enquanto que a quantidade de C das frações finas diminuiu, sugerindo, de acordo com os autores, uma diminuição do processo de humificação. No solo de floresta, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ foram menores nas frações mais grossas do que nas mais finas, começando a haver redução na fração mais grossa devido à mudança da vegetação. Os autores verificaram que a substituição do carbono derivado da floresta (Cdf) por carbono derivado da pastagem (Cdp) foi maior na fração areia (55-65% do carbono total), do que na fração argila (34-45% do carbono total).

Já Bernoux et al. (1999), ao avaliaram a substituição da floresta por pastagem e seus efeitos na constituição isotópica e no estoque de carbono de um Latossolo Amarelo, textura

argilosa de Paragominas (PA), verificaram que o conteúdo de C aumentou ao longo do tempo de uso do solo como pastagem, sendo que, após 4 e 15 anos o estoque de C aumentou 0,16 e 0,46 kg.m⁻² na camada de 0,0-0,1 m, enquanto que na pastagem de 10 anos ocorreu redução de 0,15 kg.m⁻² na mesma camada, em relação à área de floresta primária. O aumento no estoque de C foi acompanhado por uma diminuição progressiva do carbono remanescente da floresta, onde o $\delta^{13}\text{C}$ foi igual a -27,7‰, aumentando para -25,8‰; -23,9‰ e -22,4‰, respectivamente, nas pastagens de 4, 10 e 15 anos, na camada de 0,0-0,1 m. Os autores verificaram, também, que a conversão da floresta em pastagem provocou aumento na densidade do solo com o aumento da idade das pastagens, em que, na camada de 0,0-0,1 m, os valores foram de 0,87; 1,04; 1,09 e 1,20 g.cm⁻³ para as áreas de floresta e pastagens de 4, 10 e 15 anos respectivamente.

Outros trabalhos conduzidos na Amazônia (DESJARDINS et al., 2004) também verificaram a mesma tendência de aumento no estoque de C e da densidade do solo após a substituição da floresta por pastagem. No entanto, o aumento de C foi favorecido pelo aumento da densidade do solo.

1.2.3 Substituição da floresta por pastagem e as propriedades do solo

A substituição da floresta natural por pastagens é uma prática comum na Amazônia brasileira, principalmente nos Estados do Pará e Rondônia (MORAES et al., 1996; FEARNSSIDE; BARBOSA, 1998), sendo fato reconhecido de que tal mudança na vegetação causa desequilíbrios que levam, com o tempo, a alterações nas propriedades biológicas (CERRI, EDUARDO, VOLKOFF, 1985; MELO, 2007), físicas (DESJARDINS et al., 1994; 2004; MORAES et al., 1996) e químicas (SMITH; BASTOS, 1984; LONGO; ESPÍNDOLA, 2000), e em especial na matéria orgânica do solo (DESJARDINS et al., 1994, 2004; BERNOUX et al., 1999; MÜLLER et al., 2004).

Quando a floresta é derrubada e substituída por pastagem, através da queima da vegetação, as áreas de plantio recebem uma grande quantidade de nutrientes disponíveis por meio das cinzas, que têm reação alcalina e reduzem a acidez do solo, promovendo maior disponibilidade de fósforo (BRINKMANN; NASCIMENTO, 1973; SMITH, BASTOS, 1984; LONGO; ESPÍNDOLA, 2000).

Este sistema de manejo do solo inicialmente rende boa produtividade das pastagens, mas, geralmente, ocorre uma redução gradual da produtividade das pastagens alguns anos depois (MÜLLER et al., 2004), em função do declínio da fertilidade do solo, devido à baixa entrada de nutrientes, toxidez de alumínio e deficiência de fósforo (FALESI, 1976).

1.2.3.1 Propriedades físicas do solo

A conversão da floresta em pastagem na Amazônia tem provocado alterações nas propriedades físicas dos solos, levando ao aumento da densidade do solo, diminuição da porosidade e alteração no estoque de carbono, causando a diminuição do seu potencial produtivo.

Müller et al. (2001) ao estudaram a relação entre a produtividade de pastagens de *Panicum maximum* e as propriedades físicas de um Argissolo Vermelho-Amarelo, textura média, de Marabá (PA), verificaram que a utilização da queima periódica, como método de limpeza de área, diminuiu a cobertura vegetal do solo e o deixou exposto à chuva e ao pisoteio do gado, provocando aumento na densidade do solo na camada superficial e diminuição da porosidade total. Os autores verificaram que a densidade do solo foi menor em solo sob mata ($d = 1,01 \text{ g.cm}^{-3}$) do que em áreas de pastagens, a qual aumentou para $1,22 \text{ g.cm}^{-3}$ em pastagem produtiva, atingindo $1,27 \text{ g.cm}^{-3}$ em pastagem em declínio produtivo, o que foi confirmado pelos resultados de Araújo et al. (2004) em Argissolo Amarelo textura argilosa do Acre, em que houve aumento de 24% na densidade do solo da área de mata ($d = 1,40 \text{ g.cm}^{-3}$) para a área de pastagem ($d = 1,73 \text{ g.cm}^{-3}$).

O maior teor de partículas de areia no Argissolo estudado por Müller et al. (2001) pode explicar o maior aumento da densidade, conforme mostram os resultados de Desjardins et al. (2004). Nesse trabalho, os autores estudaram o efeito da conversão da floresta em pastagem no conteúdo de carbono orgânico do solo. Em solo de textura mais grossa (Acrisol areno-argiloso de Marabá, PA) o aumento da densidade do solo foi maior na camada superficial de área de pastagem de 3 a 4 anos ($1,37 \text{ g.cm}^{-3}$) em relação à mata ($1,20 \text{ g.cm}^{-3}$), do que em ferrossolo argiloso de Manaus, onde a densidade de área de mata foi de $0,88 \text{ g.cm}^{-3}$, aumentando para $0,92 \text{ g.cm}^{-3}$ em pastagem de 3 a 4 anos.

Os dados de Müller et al. (2001) e Desjardins et al. (2004) estão de acordo com o que é relatado na literatura. A substituição da floresta em pastagem altera as propriedades físicas,

provocando aumento da densidade do solo (DESJARDINS et al., 1994; KOUTIKA et al., 1997; BERNOUX et al., 1999; LONGO; ESPÍNDOLA, 2000).

1.2.3.2 Propriedades químicas do solo

A cultura pioneira mais utilizada na região amazônica continua sendo as extensas pastagens. O estabelecimento de pastagens cultivadas na região amazônica inclui, na maioria dos casos, derrubada da floresta, queima da biomassa vegetal e semeadura das forrageiras. Com a remoção da cobertura vegetal e a implantação de pastagens, tem ocorrido uma série de alterações nas propriedades químicas dos solos (FALESI, 1976; LONGO; ESPÍNDOLA, 2000; MÜLLER et al., 2004).

Essas modificações podem ser de caráter positivo ou negativo, isto é, tanto podem provocar uma melhoria nas propriedades do solo como também podem acelerar sua degradação, dependendo principalmente da natureza do solo, da espécie vegetal, do sistema de manejo usado e do tempo de exploração agrícola.

As alterações nas propriedades químicas do solo dependem de vários fatores, como a classe de solo, a sua fertilidade inicial, o comportamento químico de cada nutriente, suas interações com o meio, a cultura introduzida, como também o manejo e os tratamentos culturais adotados. Em Latossolo Amarelo da Amazônia Ocidental, Corrêa e Reichardt (1995), identificando as alterações químicas do solo sob pastagem, em relação ao solo sob floresta, verificaram que o sistema de preparo das áreas para a implantação da pastagem melhorou a fertilidade do solo em relação à floresta. Entretanto, o desenvolvimento da pastagem foi afetado pelas deficiências de fósforo e nitrogênio no solo devido ao manejo inadequado.

Martins et al. (1990), ao estudarem o efeito do desmatamento e do cultivo sobre as propriedades do solo, no Nordeste do Pará, concluíram que o complexo de troca iônica do solo foi fortemente afetado pela queima da vegetação, uma vez que grandes quantidades de cátions básicos foram depositadas no solo por meio das cinzas, embora, posteriormente, estas bases sejam translocadas no perfil afetando o pH em profundidade e liberando cargas dependentes que concorrem para o aumento dos valores de soma de bases, CTC, saturação por bases do complexo de troca.

Dantas e Matos (1981), ao estudarem o conteúdo de nutrientes em cinzas de floresta e capoeira, em Capitão Poço-PA, observaram que após a derrubada e queimada da vegetação,

grande quantidade de cinzas e resíduos vegetais é depositada na superfície do solo, encontrando-se uma quantidade média de $1,7 \text{ kg/m}^2$ de cinzas. Estimaram que são adicionados ao solo, por metro quadrado, após as primeiras chuvas, $0,79 \text{ g}$ de Ca, $0,45 \text{ g}$ de Mg e $38,38 \text{ g}$ de K. Portanto, em pouco tempo as bases podem se tranlocar e modificar o pH e o complexo de trocas iônicas do horizonte superficial.

Em um estudo pioneiro sobre a dinâmica do potássio e do cálcio e magnésio, em cronosssequências de solos sob pastagens, na Amazônia Brasileira, Falesi (1976) mostrou que esses elementos, não obstante, aumentarem após a queima da floresta, principalmente devido à deposição das cinzas, sofre queda com o tempo. Para o fósforo, os resultados de Falesi (1976) mostram que o comportamento foi semelhante ao verificado para o Ca e Mg, em que a disponibilidade inicial de P na camada superficial do solo foi relativamente alta devido a deposição das cinzas e a decomposição dos resíduos vegetais, diminuindo com o passar dos anos, o que foi observado por Longo e Espíndola (2000).

Os resultados dos trabalhos citados acima mostram que a fertilidade natural da maioria dos solos amazônicos diminui de forma acentuada quando é retirada sua cobertura vegetal e, portanto, torna-se necessário desenvolver sistemas agrícolas adequados que permita melhorar sua recuperação, assim como, desenvolver e utilizar tecnologias direcionadas aos fatores de produção.

1.2.3.3 Propriedades biológicas do solo

O uso da queima, como método de preparo de solo para a instalação de áreas agrícolas afeta de forma significativa as propriedades biológicas do solo. Em estudo conduzido por Cerri; Volkoff e Eduardo (1985), para avaliar o efeito da derrubada e queima da floresta na biomassa microbiana de um Latossolo Amarelo argiloso de Capitão Poço (PA), foi verificado que em solo sob floresta primária a biomassa microbiana encontrava-se concentrada na camada superficial do solo, atingindo valores de $209 \mu\text{g CBM.g}^{-1}$ solo na camada de 0-4 cm e de $224 \mu\text{g CBM.g}^{-1}$ na camada de 4-8 cm. Na área queimada, um mês após a queima da floresta, a biomassa microbiana sofreu redução drástica, diminuindo para $14 \mu\text{g CBM.g}^{-1}$ na camada de 0-1 cm e a $0 \mu\text{g CBM.g}^{-1}$, na camada de 1-4 cm. Por outro lado, ocorreu aumento de CBM em área de pousio (capoeira) de dois anos, em que os valores foram de $345 \mu\text{g CBM.g}^{-1}$ para a 0-2 cm e de $215 \mu\text{g CBM.g}^{-1}$ para a camada de 2-7 cm.

A concentração de CBM nos 15 cm iniciais do solo sob floresta é devida, segundo os autores, a uma difusão do carbono da serapilheira no perfil do solo. Depois da queima da vegetação não há mais aporte de carbono orgânico, ocorre aumento da temperatura e diminuição da umidade do solo e elevação do pH (7,6 em 0-1 cm), o que impede a utilização do carbono do húmus e o crescimento da biomassa microbiana. No entanto, com o cultivo e o pousio, aos poucos, o pH decresce, e se estabelece uma nova comunidade de microrganismos adaptada as novas condições. Assim, a queima da floresta provoca redução da biomassa microbiana, sendo essa inibição, possivelmente, de curta duração.

Resultados semelhantes foram observados por Melo (2007), em Latossolo Amarelo argiloso, de Itupiranga (PA), sob diferentes tipos de vegetação. As maiores concentrações de CBM, na camada de 0,00-0,02 m, ocorreram em solo sob floresta nativa ($389 \mu\text{g.g}^{-1}$) e capoeira ($353 \mu\text{g.g}^{-1}$), decrescendo de forma significativa para as áreas de pastagens, cujos valores variaram de $99 \mu\text{g.g}^{-1}$ (pastagem de 10-12 anos) a $156 \mu\text{g.g}^{-1}$ (pastagem de 5-7 anos). A redução de CBM dos solos sob pastagens foi acompanhada pela redução da atividade dos microrganismos, evidenciando fortes modificações do funcionamento do solo, e uma menor eficiência na imobilização de nutrientes nesses ambientes alterados. Os parâmetros bioquímicos avaliados por Melo (2007) apresentaram maior sensibilidade às alterações provocadas pela substituição da floresta por pastagens do que a biomassa microbiana do solo.

1.2.4 Estudo da matéria orgânica do solo por meio da técnica do fracionamento físico

Dentre as técnicas de estudo da matéria orgânica, o fracionamento granulométrico tem se mostrado eficiente na identificação dos compartimentos de carbono do solo sujeitos à influência do manejo e, também, do mecanismo de controle físico (FELLER; BEARE, 1997; DESJARDINS et al., 2004), uma vez que possibilita a separação de diferentes compartimentos orgânicos relacionados com a textura do solo, cada qual respondendo de forma diferente às práticas de manejo, sendo possível identificar aqueles mais sensíveis, que sofrem alterações mais acentuadas em função da substituição da cobertura vegetal original por sistemas agrícolas.

Essa técnica permite a obtenção da fração leve livre e da fração pesada. A fração leve livre da MO do solo consiste de um compartimento transitório entre os resíduos vegetais e a matéria orgânica humificada e estabilizada (GREGORICH; JANZEN, 1995), apresentando

relação C/N maior do que a do solo. A fração pesada é a parte da matéria orgânica fortemente ligada aos constituintes minerais do solo, correspondente a matéria orgânica mais humificada, com relação C/N variando entre 10 e 20.

Segundo Feller e Beare (1997), a fração pesada da MOS pode ser distinguida em três compartimentos principais, por separação granulométrica:

- 1- a fração associada a minerais com tamanho maior do que 50 μm , composta de resíduos vegetais em diferentes estágios de decomposição e com relação C/N em torno de 20;
- 2- a fração associada à partículas de 2 – 50 μm , denominada de complexo organo-siltoso, composta de resíduos vegetais e fúngicos altamente humificados associados com microagregados muito estáveis, com relação C/N em torno de 15;
- 3- a fração ligada à partículas menores do que 2 μm , denominada de complexo organo-argiloso, onde há predominância de matéria orgânica amorfa, cimentando a matriz argilosa, que apresenta relação C/N de aproximadamente 10.

Diversos autores têm demonstrado que a técnica do fracionamento físico do solo possibilita a separação da matéria orgânica com diferente composição e grau de associação com a matriz do solo (FELLER; BEARE, 1997; CHRISTENSEN, 2001), evidenciando a forte relação com textura do solo (MARTINS et al., 1989; DESJARDINS et al., 1994; 2004). Muitos trabalhos mostram que solos arenosos apresentam maior proporção de carbono orgânico associado à partículas de areia (MARTINS et al., 1989; DESJARDINS et al., 1994; 2004; BERNOUX et al., 1999), o que lhes confere maior fragilidade no que diz respeito ao manejo, uma vez que esta fração, composta principalmente de resíduos vegetais, é facilmente mineralizada. Em solos argilosos, observa-se um maior conteúdo de carbono nas frações associadas a silte e argila (DESJARDINS et al., 2004), devido à maior estabilidade dos complexos formados, acarretando maior persistência destas frações no solo (TISDALL; OADES, 1982).

1.2.5 O uso do solo e as formas de fósforo

O estudo da dinâmica das formas de fósforo (P) é de fundamental importância, uma vez que em alguns solos minerais cerca de 50% do fósforo total (Pt) do solo pode ser formado pela fração orgânica. O conteúdo total e a distribuição das frações orgânicas e inorgânicas de

P mostraram-se variáveis em função do material de origem e de fatores relacionados à gênese e ao manejo dos solos (ADAMS; WALKER, 1975; WALKER; SYERS, 1976; DUDA, 2000). Desse modo, em solos tropicais, qualquer tipo de manejo que aumente a absorção e utilização do P pelas plantas, é importante para a agricultura.

As quantidades de fósforo orgânico (Po) no solo podem ser consideráveis. Trabalhando com alguns solos do Brasil, Guerra et al. (1996) verificaram que de 13 a 47 % do P total ocorria na forma de Po total, sendo que de 5 a 86 % deste ocorreram na forma orgânica lábil. Já Condrón et al. (1990) observaram teores médios de Po, em solos do Nordeste brasileiro, correspondendo a 88 mg kg⁻¹ de solo. Há relato na literatura de que cerca de 44 % do P total é composto de Po lábil, moderadamente resistente e resistente, como verificado por Sattell (1992). Segundo este autor, aproximadamente 73 % do Po encontrava-se na forma moderadamente resistente. Este compartimento pode ser importante no que se refere ao fornecimento de P para as culturas.

A importância do fósforo orgânico na ciclagem do P do solo e na nutrição da planta tem sido demonstrada em numerosos trabalhos, tanto em solos de clima temperado (HARRISON, 1982; SHARPLEY, 1985; STEWART; TIESSEN, 1987) como de clima tropical (ACQUAYE, 1963; ADEPETU; COREY, 1976; DUDA, 2000). A quantificação do Po pode ser feita por meio de métodos de ignição (SAUNDERS; WILLIAMS, 1955) ou extração (MEHTA et al., 1954; BOWMAN; COLE, 1978a; HEDLEY; STEWART; CHAUHAN, 1982; BOWMAN, 1989). Um método bastante empregado, por sua simplicidade e rapidez, é o de Bowman (1989), que se baseia na extração seqüencial de formas lábeis, moderadamente lábeis e moderadamente resistentes, em que as formas inorgânicas e orgânicas são separadas conforme sua disponibilidade para as plantas. Segundo Agbenin; Iwuafor e Ayuba (1999), a vantagem deste método é a obtenção de informação sobre a disponibilidade de P em curto prazo e em longo prazo, por meio dos valores das várias frações de Po, de vários graus de disponibilidade às plantas, podendo também ser empregado para acompanhar modificações nas formas de P, em decorrência do uso do solo (ARAÚJO; SALCEDO, 1997).

Do ponto de vista da biodisponibilidade, o reservatório de Po do solo tem sido dividido em fração lábil, moderadamente lábil, moderadamente resistente e altamente resistente (BOWMAN; COLE, 1978b).

De acordo com Harrison (1987)¹, apud Guerra (1993), a fração lábil é o componente do fósforo orgânico sujeita à transformação rápida, contribuindo após a mineralização, para a disponibilidade do fósforo inorgânico (Pi) para as plantas. É a fração do P que se encontra, principalmente, constituindo os protoplasmas celulares dos microrganismos, e o fósforo inorgânico em solução (HEDLEY; STEWART; CHAUHAN, 1982), sendo definida conceitualmente como a fração menos estável do Po. O fósforo inorgânico lábil (Pil) se caracteriza por ser a fração lábil do P que está adsorvida na superfície dos colóides do solo, principalmente minerais (BRADY, 1989).

A fração moderadamente lábil do P, extraída com solução ácida (P-H⁺), é considerada como o componente do fósforo do solo que ocorre como Pi ligado a cálcio, em solo menos intemperizados, e Pi ligado a alumínio e hidró(óxidos) de ferro, em solo altamente intemperizados de regiões tropicais (MEHTA et al., 1982; BOWMAN, 1989) e também pelo Po facilmente disponível associado com a matéria orgânica do solo (TIESSSEN; MOIR, 1993). Como o P-Ca em solos tropicais ocorre em pouca quantidade ou é mesmo ausente (FONTES; WEED, 1996), a utilização do extrator H₂SO₄ mol L⁻¹, extrairia o P ligado a Al e Fe (AGBENIN; TIESSSEN, 1995).

O fósforo orgânico moderadamente resistente, determinado em meio reacional básico (Po-OH), é a fração do P que está associada à matéria orgânica altamente humificada, como os ácidos húmicos e a fração argila do solo tendo como agente de ligação Al e Fe (MESQUITA FILHO; TORRENT, 1993; NOVAIS; SMITH, 1999). Esta fração é de difícil disponibilidade de P, tornando-se compartimento de reserva de P a ser liberado em longo prazo (BOWMAN; COLE, 1978b; HEDLEY; STEWART; CHAUHAN, 1982; SEQUI et al., 1986).

A caracterização das várias formas de Po é importante porque o P orgânico geralmente corresponde de 20% a 50% do P total da camada arável de solos altamente intemperizados dos trópicos (ACQUAYE, 1963; VIEIRA, 1966; CABALA; FASSBENDER, 1970; ADEPETU; COREY, 1976; VIEIRA et al., 1994; GUERRA et al., 1996; DUDA et al., 2006). Pesquisas realizadas tanto na África como no Brasil consideraram que o fósforo orgânico é a fonte principal de fósforo para a agricultura sem fertilizantes (ACQUAYE, 1963; ADEPETU; COREY, 1976; DUDA et al., 2006). Portanto, sua conservação é de grande significado prático em sistemas agrícolas tradicionais.

¹ Harrison, A.F. **Soil organic phosphorus**. A review of world literature. Wallingford: C.A.B. International, 1987. 257p.

Por outro lado, a fração argila tem grande influência na disponibilidade de P, como constataram os trabalhos de Henríquez; Bricenõ e Molina (1992), em que os maiores conteúdos de $P-H^+$ ocorreram em solos com maiores teores de argila, o que, de acordo com Fontes e Weed (1996), é devido à maior superfície específica dessa fração, favorecendo a adsorção do Pi em minerais de argila do tipo caulinita ou em minerais de Al e Fe. Os resultados de Neufeldt et al. (2000) confirmam essa assertiva: fósforo extraído com HCl em solo argiloso sob todos os sistemas de uso foi sempre maior nas frações argila ($< 2 \mu m$) e silte fino (2-20 μm) do que nas frações mais grossas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACQUAYE, D.K. Some significance of soil organic phosphorus mineralization in the phosphorus nutrition of cocoa in Ghana. **Plant and Soil**, v.19, p.65-80, 1963.

ADAMS, J.O.; WALKER, T.W. Some properties of a cronotoposequence of soils from granite in New Zealand, 2. Forms and amounts of phosphorus. **Geoderma**, v.3, p.41-51, 1975.

ADEPETU, J.A.; COREY, R.B. Organic phosphorus as a predictor of plant available phosphorus in soils of Southern Nigeria. **Soil Science**, v.122, p.159-164, 1976.

AGBENIN, J.O.; TIESSEN, H. Phosphorus forms in particle-size fractions of a toposequence from Northeast Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, v.59, p.1687-1693, 1995.

_____ ; IWUAFOR, E.N.O.; AYUBA, B. A critical assessment of methods for determing organic phosphorus in savana soils. **Biology and Fertility of Soils**, v.28, p.177-181, 1999.

ANDREUX, F. Humus in world soils. In: PICCOLO, A. (Ed.) **Humic substances in terrestrial ecosystems**. Amsterdam: Elsevier, 1996. p.45-100.

ARAÚJO, E.A.; LANI, J.L.; AMARAL, E.F.; GUERRA, A. Uso da terra e propriedades físicas e químicas de Argissolo Amarelo distrófico da Amazônia Ocidental. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 28, p.307-315, 2004.

ARAÚJO, M.S.B.; SALCEDO, I.H. Formas preferenciais de acumulação de fósforo em solos cultivados com cana-de-açúcar na região Nordeste. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.21, p.643-650, 1997.

BALÉE, W. The culture of Amazonian forests. **Advances in Economic Botany**, v.7, p.1-21. 1989.

BALESDENT, J.; CHENU, C.; BALABANE, M. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. **Soil & Tillage Research**, v.53, p.215-230, 2000.

BERNOUX, M.; FEIGL, B.J.; CERRI, C.C.; GERALDES, A.P.A.; FERNANDES, S.A.P. Carbono e nitrogênio em solo de uma cronossequência de floresta tropical-pastagem de Paragominas. **Scientia Agricola**, v.56, p.777-783, 1999.

BIRI KASSOUM, B. **Système agraire d'une localité de front pionnier dans l'état du Pará**. Montpellier: CNEARC, 2002. 82p. (Mémoire 1ère année Ecole Supérieure d'Agronomie Tropicale). 2002. 82p.

BOWMAN, R.A.; COLE, C.V. Transformations of organic phosphorus substrates in soils as evaluated by NaHCO₃ extraction. **Soil Science**, v.125, p.49-54, 1978a.

_____ ; COLE, C.V. An exploratory method for fractionation of organic phosphorus from grassland soils. **Soil Science**, v.125, p.95-101, 1978b.

_____. A sequential extraction procedure with concentrated sulfuric acid and dilute base for soil organic phosphorus. **Soil Science Society of America Journal**, v.53, p.362-366, 1989.

BRADY, N.C. **Natureza e propriedades dos solos**. 7ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos. 1989. 878p.

BRAMS, E. Soil organic matter and phosphorus relationships under tropical forests. **Plant and Soil**, v.39, p.465-468, 1973.

BRINKMMAN, W.L.F.; NASCIMENTO, J.C.. The effect of slash and burn agriculture on plant nutrients in the Tertiary Region of Central Amazonia. **Acta Amazonica**, v.3, p.55-61, 1973.

BROWDER, J.O. Public policy and deforestation in the Brazilian Amazon. In: REPETTO, R., GILLIS, M. (Ed.) **Public policies and the measure of forests resources**. London: Cambridge Press, 1988. p.247-97.

CABALA, P.R.; FASSBENDER, H.W. Formas del fósforo en suelos de la región cacaotera de Bahía, Brasil. **Turrialba**, v.20, p.439-444, 1970.

CERRI, C.C.; VOLKOFF, B.; EDUARDO, B.P. Efeito do desmatamento sobre a biomassa microbiana em Latossolo Amarelo da Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.9, p.1-4, 1985.

CHRISTENSEN, B.T. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. **European Journal of Soil Science**, v.52, p.345-353, 2001.

CONDON, L.M.; MOIR, J.O.; TIESSEN, H.; STEWART, J.W.B. Critical evaluation of methods for determining total organic phosphorus in tropical soils. **Soil Science Society of America Journal**, v.54, p.1261-1266, 1990.

CORREA, J.C., REICHARDT, K. Efeito do tempo de uso das pastagens sobre as propriedades de um latossolo amarelo da Amazônia Central. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.30, p.107-114. 1995.

DANTAS, M.; MATOS, A.O. **Estudos fitoecológicos do trópico úmido brasileiro. III Conteúdo de nutrientes em cinzas de floresta e capoeira, Capitão Poço-PA**. Belém: EMBRAPA-CPATU, 1981. 23p. (Boletim de Pesquisa).

DE REYNAL, V. **Agriculturas familiares e desenvolvimento em frente pioneira amazônica**. Marabá: LASAT/UFPA/GRET/UAG, 1995. 48p.

DEMATTE, J.L.I. **Manejo de solos ácidos dos trópicos úmidos – região amazônica**. Campinas: Fundação Cargill, 1988. 215p.

DENICH, M. **Estudo da importância de uma vegetação secundária nova para o incremento da produtividade do sistema de produção na Amazônia Oriental brasileira**. 1991. 284p. Tese (Doutorado em Ciências Agrárias) – Faculdade de Agricultura da Universidade George August de Göttingen, Alemanha, 1989.

DESJARDINS, T.; ANDREUX, F.; VOLKOFF, B.; CERRI, C. Organic carbon and ^{13}C contents in soils and soils size-fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. **Geoderma**, v.61, p.103-118, 1994.

_____ ; CHARPENTIER, F.; PASHANASI, B.; PANDOBABUON, A.; LAVELLE, P.; MARIOTTI, A. Effects of earthworm inoculation on soil organic matter dynamics of a cultivated ultisol. **Pedobiologia**. v.47, p.835-841, 2003.

_____ ; BARROS, E.; SARRAZIN, M.; GIRARDIN, C.; MARIOTTI, A. Effects of forest conversion to pasture on soil carbon content and dynamics in Brazilian Amazônia. **Agriculture, Ecosystems & Environment**. v.103, p.365-373, 2004.

_____ ; FOLGARAIT, P.J.; PANDO-BAHUON, A.; GIRARDIN, C.; LAVELLE, P. Soil organic matter dynamics along a rice chronosequence in north-eastern Argentina: evidence from natural ^{13}C abundance and particle size fractionation. **Soil Biology & Biochemistry**, v.38, p.2753-2761, 2006.

DORAN, J.W. Soil quality and sustainability. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 26., 1997, Rio de Janeiro. **Resumos...** Rio de Janeiro: SBCS, 1997. 1CD.

DUDA, G.P. **Conteúdo de fósforo microbiano, orgânico e biodisponível em diferentes classes de solo**. 2000. 150p. Tese (Doutorado). UFRRJ, Seropédica, 2000.

_____ ; ALMEIDA, D.L.; GUERRA, J.G.M.; MENDES, A.M.S.. Caracterização de fósforo e carbono orgânico em solos cultivados com diversas culturas em sistema de produção agroecológica. **Revista Científica Rural**, v. 11, p. 34-32, 2006.

DUXBURY, J.M.; SMITH, M.S.; DORAN, J.W. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: COLEMAN, D.C. **Dynamics of soil organic matter in the tropics**. Honolulu: University of Hawaii Press, 1989. p.33-67

FALESI, I. **Ecosistema de pastagem cultivada na Amazônia brasileira**. Belém: EMBRAPA-CPATU, 1976. 193p. (Boletim Técnico, 1.)

FEARNSIDE, P.M. Deforestation in Brazilian Amazônia: the effect of population and land tenure. **Ambio**, v.22, p.537-45. 1993.

FEARNSIDE, P.M.; BARBOSA, R.I. Soil carbon changes from conversion of forests to pasture in Brazilian Amazonia. **Forest Ecology and Management**, v.108, p.147-166, 1998.

_____. Deforestation in Brazilian Amazonia: history, rates and consequences. **Conservation Biology**, v.19, n.3, p.680-688, 2005.

FELLER, C.; BEARE, M.H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. **Geoderma**, v.79, p.69-116, 1997.

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

GAVINELLI, E.; FELLER, C.; LARRÉ-LARROUY, M.C. BACYE, B.; DJEGUI, N.; de D. NZILA, J. A routine method to study soil organic matter by particle-size fractionation: examples for tropical soils. **Communication Soil Science Plant Analysis**, 26, p.1749-1760. 1995.

GREGORICH, E.G.; CARTER, M.R.; ANGERS, D.A. Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils. **Canadian Journal of Soil Science**, v.74, p.367-385, 1994.

_____; JANZEN, H.H. Storage of soil carbon in the light fraction and macroorganic matter. In: CARTER, M.R.; STEWART, B.A. (Ed.). **Structure and organic matter storage in agricultural soil**. Boca Raton: CRC Lewis, 1995. p.167-190.

GUERRA, J.G.M. **Produção sazonal de *Brachiaria decumbens* Stapf., conteúdo de fósforo orgânico e microbiano em solos tropicais de baixa fertilidade natural**. 1993. 234p. Tese (Doutorado). UFRRJ, Itaguaí, 1993.

_____; ALMEIDA, D.L.; SANTOS, G.A.; FERNANDES, M.S. Conteúdo de fósforo orgânico em amostras de solos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.31, p.291-299, 1996.

HARRISON, A.F. Labile organic phosphorus mineralization in relationship to soil properties. **Soil Biology and Biochemistry**. v.14, p.343-351, 1982.

HEDLEY, M.J.; STEWART, J.W.B.; CHAUHAN, B.S. Changes in inorganic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and by laboratory incubations. **Soil Science Society of America Journal**, v.46, p.970-76. 1982.

HENRÍQUEZ, C.; BRICEÑO, J.; MOLINA, E. Fraccionamiento de fosforo organico en cuatro ordenes de suelos de Costa Rica. **Agronomia Costarricense**, v.16, p.195-201, 1992.

HERNANI, L.C.; KURIHARA, C.H.; SILVA, W.M. Sistemas de manejo do solo e perdas de nutrientes e matéria orgânica por erosão. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.23, p.145-154, 1999.

JANZEN, H.H.; CAMPBELL, C.A.; IZAURRALDE, R.C. Management effects on soil C storage on the Canadian prairies. **Soil & Tillage Research**, v.47, p.181-195, 1998.

KIEHL, E.J. **Manual de edafologia**. São Paulo: Ceres, 1979. 262p.

KOUTIKA, L.S.; BARTOLI, F.; ANDREUX, F.; CERRI, C.C.; BURTIN, G.; CHONÉ, T.; PHILIPPY, R. Organic matter dynamics and aggregation in soils under rain forest and pasture of increasing age in eastern Amazon Basin. **Geoderma**, v.76, p.87-112, 1997.

LADD, J.N.; FOSTER, R.C.; SKJEMSTAD, J.O. Soil structure: carbon and nitrogen metabolism. **Geoderma**, v.56, p.401-434, 1993.

LARSON, W.E.; PIRCE, F.J. The dynamics of soil quality as a measure of sustainable management. In: DORAN, J.W. et al. (Ed.) **Defining soil quality for a sustainable environment**. Madison: ASA/SSSA, 1994. p. 37-51

LAURENCE, W.F.; COCHRANE, M.A.; BERGEN, S.; FEARNSIDE, P.M.; DELAMÔNICA, P.; BARBER, C.; D'ANGELO, S.; FERNANDES, T. The future of the Brazilian Amazon. **Science**, v.291, p.438-9. 2001.

LONGO, R.M.; ESPÍNDOLA, C.R. Alterações em características químicas de solos da região amazônica pela introdução de pastagens. **Acta Amazonica**, v.30, p.71-80, 2000.

MARTINS, P.F.S.; CERRI, C.C.; ANDREUX, F.; VOLKOFF, B. O solo de um ecossistema natural de floresta localizado na Amazônia Oriental. II. Fracionamento da matéria orgânica do horizonte A. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Sér. Ciências da Terra**. v.1, n.2, p.79-89, 1989.

MARTINS, P.F.S.; VOLKOFF, B.; CERRI, C.C.; ANDREUX, F. Conseqüências do cultivo e do pousio sobre a matéria orgânica do solo sob floresta natural na Amazônia Oriental. **Acta Amazonica**, v.20, p.19-28, 1990.

MEHTA, N.C.; LEGG, J.O.; GORING, C.A.I.; BLACK, C.A. Determination of organic phosphorus in soils. 1. Extration method. **Soil Science Society America Proceedings**, v.18, p.443-449, 1954.

MELO, V.S. **Avaliação da qualidade dos solos em sistemas de floresta primária-capoeira-pastagem na Amazônia Oriental por meio de indicadores de sustentabilidade microbiológicos e bioquímicos**. 2007. 145p. Tese (Doutorado em Ciências Agrárias). Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém, 2007.

MESQUITA FILHO, M.V.; TORRENT, J. Phosphate sorption as related to mineralogy of hydrosequence of soils from the Cerrado region (Brazil). **Geoderma**, v.58, p.107-123, 1993.

MORAES, J.F.L.; VOLKOFF, B.; CERRI, C.C.; BERNOUX, M. Soil properties under Amazon forest and changes due to pasture installation in Rondônia, Brazil. **Geoderma**, v.70, p.63-81, 1996.

MORAN, E.F.; BRONDIZIO, E.; MAUSEL, P.; WU, Y. Integrating Amazonian vegetation, land use, and satellite data. **Bioscience**, v.44, p.329-38. 1994.

MÜLLER, M.M.L.; GUIMARÃES, M.F.; DESJARDINS, T.; MARTINS, P.F.S. Degradação de pastagens na região amazônica: propriedades físicas do solo e crescimento de raízes. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.36, n.11, p.1409-1418, 2001.

_____ ; GUIMARÃES, M.F.; DESJARDINS, T.; MITJA, D. The relationship between pasture degradation and soil properties in the Brazilian amazon: a case study. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 103, p.279-288, 2004.

NAUDTS, J. **Contribution à l'étude de la dynamique de l'agriculture familiale en zone de front pionnier amazonien: région de Marabá, Pará, Brésil**. Montpellier: CNEARC, 2004. 97p. (Mémoire lère année Ecole Supérieure d'Agronomie Tropicale). 2004. 97p.

NEUFELDT, H.; SILVA, J.E.; AYARZA, M.A.; ZECH, W. Land-use effects on phosphorus fractions in Cerrado oxisols. **Biology and Fertility of Soils**, v.31, p.30-37, 2000.

NOBRE, C.A.; GASH, J. Desmatamento muda clima na Amazônia. **Ciência Hoje**, v.22, n.126, p.32-41, 1997

NOVAIS, R.F.; SMYTH, T.J. Fósforo em solo e plantas em condições tropicais. Viçosa: DPS/UFV, 1999. 399p.

ODUM, E. P. The strategy of ecosystems development. **Science**, v. 164, p. 262-270, 1969.

OLSEN, S.R.; SOMMERS, L.E. Phosphorus. In: PAGE, A.L.; MILLER, R.H.; KEENEY, D.R. (Ed.) **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison: American Society of Agronomy, 1982. p.403-430.

PAUSTIAN, K.; ELLIOTT, E.T.; CARTER, M.R. Tillage and crop management impacts on soil C storage: use of long-term experimental data. **Soil & Tillage Research**, v.47, p.7-12, 1998.

PICCOLO, A. Humus and soil conservation. In: PICCOLO, A. (Ed.) **Humic substances in terrestrial ecosystems**. Amsterdam: Elsevier, 1996. p.225-264.

POWLSON, D.S., BROOKES, P.C., JENKINSON, D.S. Measurement of soil microbial biomass provides an early indication of changes in total soil organic matter due to straw incorporation. **Soil Biology and Biochemistry**, v.19, p.159-164, 1987.

ROSCOE, R.; BUURNMAN, P.; VELTHORST, E.J.; VASCONCELLOS, C.A. Soil organic matter dynamics in density and particle size fractions as revealed by the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotopic ratio in a Cerrado's oxisol. **Geoderma**, v.104, p.185-202, 2001.

SÁ, T.D.A. Processos de degradação de recursos naturais na Amazônia: prioridades para intervenção. IN: INICIATIVAS promissoras & fatores limitantes para o desenvolvimento de sistemas agroflorestais como alternativa à degradação ambiental na Amazônia. **Memórias, Resultados e Encaminhamentos**. Belém: EMBRAPA-CPATU, 2005. p.7.

SÁNCHEZ, P.A. **Suelos del trópico: características y manejo**. San José: IICA, 1981. 660p.

SANTOS, G.A.; CAMARGO, F.A.O. **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. Porto Alegre: Gênese, 1999. p.1-8.

SATTELL, R.R. Phosphorus fraction and availability in Sri Lankan alfisols. **Soil Science Society of America Journal**, v.56, p.1510-1515, 1992.

SAUNDERS, W.M.H.; WILLIAMS, E.G. Observation on the determination of total organic phosphorus in soils. **Journal of Soil Science**, v.6, p.254-267, 1955.

SCHOLLES, R.J.; BREEMEN, N. van. The effect of global changes on tropical ecosystems. **Geoderma**, v.79, p.9-24, 1997.

SEQUI, P.; NOBILI, M.; LEITA, L.; CERCIGNANI, G. A new index of humification. **Agrochimica**, v.30, p.175-179, 1986.

SHARPLEY, A.N. Phosphorus cycling in unfertilized and fertilized agricultural soils. **Soil Science Society of America Journal**, v.49, p.905-911, 1985.

SIMÕES, L.H.R. **Influência da cobertura pedológica na utilização do solo na localidade de Benfica, município de Itupiranga – PA**. 2004. 79p. Dissertação (Mestrado em Agronomia). Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém, 2004.

SMECK, N.E. Phosphorus: an indicator of pedogenetic weathering processes. **Soil Science**, v.115, p.199-206, 1973.

SMITH, T.J.; BASTOS, J.B. Alterações na fertilidade de um Latossolo Amarelo álico pela queima da vegetação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.8, p.127-132, 1984.

STEWART, J.W.B.; TIESSEN, H. Dynamics of soil organic phosphorus. **Biogeochemistry**, v.4, p.41-60, 1987.

SWIFT, M.J.; HEAL, O.W.; ANDERSON, J.M. **Decomposition in terrestrial ecosystems**. California: University of California Press, 1979. 372p.

TARAFDAR, J.C.; CLAASSEN, N. Organic phosphorus compounds as a phosphorus source for higher plants through the activity of phosphatases produced by plant roots and microorganisms. **Biology and Fertility of Soils**. v.5, p.308-312, 1988.

TIESSEN, H.; MOIR, J.O. Characterization of available P by sequential extraction. In. CARTER, M.R. (Ed.). **Soil sampling and methods of analysis**. Boca Raton: Lewis, 1993. p.75-86.

TISDALL, J.M.; OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, v.33, p.141-163, 1982.

VIEIRA, L.S. **Ocorrência e formas de fósforo em solos da Amazônia, Brasil**. 1966. 110p. Dissertação (Mestrado) – IICA. Centro de Enseñanza e Investigación, Turrialba, 1966.

_____ ; SANTOS, P.C.T.C. **Amazônia**: seus solos e outros recursos naturais. São Paulo: Ceres, 1987. 416p.

_____ ; **Manual da ciência do solo**: com ênfase aos solos tropicais. São Paulo: Ceres, 1988. 464p.

_____ ; SANTOS, P.C.T.C.; SILVA Jr., M.L.; COUTINHO, R.M.V. Formas de fósforo em solos do Estado do Pará - I - Latossolo Amarelo, textura média da parte Noroeste da Região Bragantina. **Boletim da FCAP**, v.21, p.65-75, 1994.

WALKER, T.W.; SYERS, J.K. The fate of phosphorus during pedogenesis. **Geoderma**, v.15, p.1-19, 1976.

WENDLING, B.; JUCKSCH, I.; MENDONÇA, E.S.; NEVES, J.C.L. Carbono orgânico e estabilidade de agregados de um Latossolo Vermelho sob diferentes manejos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.40, n.5, p.487-494, 2005.

ZECH, W.; SENESI, N.; GUGGENBERGER, G.; KAISER, K.; LEHMANN, J.; MIANO, T.M.; MILTNER, A.; SCHROTH, G. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. **Geoderma**, v.79, p.117-161, 1997.

CAPÍTULO 2

DINÂMICA DO CARBONO EM UM LATOSSOLO AMARELO, TEXTURA ARGILOSA, APÓS DESMATAMENTO, NA AMAZÔNIA ORIENTAL

RESUMO

O solo desempenha um importante papel no ciclo do carbono, e a conversão da floresta tropical em áreas cultivadas afeta a dinâmica e o estoque deste elemento. Em uma frente pioneira de colonização, localizada no município de Itupiranga (PA), na Amazônia Oriental, foi desenvolvido este estudo com o objetivo de avaliar as conseqüências da conversão de áreas de floresta nativa em capoeira e pastagens de *Brachiaria brizantha*, na dinâmica da matéria orgânica, de amostras superficiais de um Latossolo Amarelo, textura argilosa. As amostras de solo foram coletadas em área de floresta nativa, capoeira de 8-10 anos, pastagem de 1-2 anos, pastagem de 5-7 anos e pastagem de 10-12 anos, nas profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, em três repetições por tipo de cobertura vegetal e por profundidade. Nas amostras de solo foi realizado o fracionamento granulométrico da matéria orgânica solo, obtendo-se as frações argila (0-2 μm), silte total (2-53 μm) e areia total (53-2.000 μm). Utilizou-se o delineamento inteiramente casualizado, em esquema fatorial, e os resultados foram submetidos à análise de variância (Teste de Duncan a 5% de probabilidade) pelo procedimento ANAVA, utilizando-se o programa estatístico SAEG 8.1. Como resultados principais, observou-se que, depois da substituição da floresta por capoeira ou pastagens, a densidade do solo aumentou, principalmente, em solos sob pastagens. As maiores mudanças no conteúdo de matéria orgânica ocorreram na camada superior do solo, havendo tendência de aumento no conteúdo de carbono, com o aumento da idade das pastagens. Nas camadas subsuperficiais, o conteúdo de carbono se mostrou estável entre os tipos de cobertura vegetal avaliados. A entrada de carbono foi maior na fração mais grossa do que na mais fina. Muito embora os maiores conteúdos de carbono tenham ocorrido na fração mais fina, a qual aumentou com o aumento da profundidade, as maiores concentrações de carbono foram verificadas na fração silte, independentemente do tipo de cobertura vegetal. Esses resultados sugerem que uma grande quantidade de matéria orgânica encontrava-se protegida em microagregados bastantes estáveis, evidenciando a forte correlação existente entre a argila e silte e a matéria orgânica.

Palavras chave: Estoque de Carbono no Solo, Fracionamento Granulométrico, Solo Tropical, Amazônia, Pastagem, Floresta.

ABSTRACT

Soils have an essential role in carbon cycle, and the tropical forest conversion to cultivated surfaces affects the dynamic and the sequestration of carbon. In a zone of smallholders settlement, located near from Itupiranga (PA) in eastern Amazon, the consequences of conversion of the native forest to fallow and pastures of *Brachiaria brizantha*, on the dynamic of organic matter in a clayey oxisol was assessed. Soil samples were collected in the superficial layers (0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m), with three replicates by depth and vegetation type: native forest, 8-10 years fallows and 1-2 years old, 5-7 years old and 10-12 years old pastures. A particle-size fractionation was made, separating the sand, silt and clay fractions. After the forest conversion, the apparent density increased, mainly in the pasture soils. The largest changes in organic matter content occurred in the top layer, with a trend of increase in the carbon content with the increase of the age of pastures. In the subsuperficial layers, the carbon content remained constant after the forest conversion. The main input of carbon was located in the sand fraction. As the soil texture was clayey, the largest proportion of the carbon was associated with the clay fraction. However, the silt fraction had the highest concentration of carbon, indifferent of the vegetation. This result suggests that microaggregates containing physically and chemically protected organic matter were present in this silt fraction.

Key words: Carbon stocks, Particle-size fractionation, Tropical soil, Amazon basin.

2.1- INTRODUÇÃO

A substituição de ecossistemas naturais em áreas cultivadas envolve uma série de processos que afetam as taxas de adição e de decomposição da matéria orgânica do solo (MOS). A decomposição da MOS é especialmente aumentada por distúrbios físicos provocados pelo manejo, que causam a ruptura de macroagregados e expõem o solo previamente protegido aos processos de decomposição microbiológicos (TISDALL; OADES, 1982; FELLER; BEARE, 1997).

A introdução de pastagens em áreas de florestas normalmente provoca a redução da quantidade de matéria orgânica do solo nos primeiros anos de sua implantação (BERNOUX et al., 1999), aumentando a seguir até atingir níveis equivalentes aos existentes na mata natural (SERRÃO et al., 1979), chegando, em alguns casos, a suplantar aos conteúdos verificados nas áreas de florestas após vários anos de instalação da pastagem (CHONÉ et al., 1991; KOUTIKA et al., 1997; DESJARDINS et al., 2004). Essas diferentes variações no conteúdo de carbono do solo, de acordo com Desjardins et al. (2004), são devido a fatores tais como, a localização geográfica e o tipo de solo, a gramínea cultivada, as práticas culturais e o manejo das pastagens.

Estudos sobre a dinâmica de C no solo têm sido feitos, preferencialmente, com o uso de técnicas de fracionamento físico do solo e da matéria orgânica (DESJARDINS et al., 1994, 2003, 2004, 2006; BIRD et al., 2000; CHRISTENSEN, 2001; ROSCOE et al., 2001). Os fracionamentos físicos do solo e da matéria orgânica revelam a importância da textura (MARTINS et al., 1989) e da estrutura do solo na degradação e estabilização da matéria orgânica (FELLER, BEARE, 1997).

Estudos mostram que a dinâmica das diferentes frações granulométricas da matéria orgânica está intimamente relacionada com a textura do solo (MARTINS et al., 1989; FELLER; BEARE, 1997; SILVER et al., 2000; DESJARDINS et al., 2004). Assim, solos arenosos apresentam uma maior proporção de carbono orgânico associado às partículas de areia ($> 50 \mu\text{m}$), o que lhes confere uma maior fragilidade no que diz respeito ao manejo, uma vez que esta fração, composta principalmente de resíduos vegetais, é facilmente mineralizada (FELLER, BEARE, 1997). Nos solos argilosos, entretanto, verifica-se um maior conteúdo de carbono nas frações associadas à silte e argila (DESJARDINS et al., 2004), devido à maior estabilidade dos complexos organo-minerais formados (SÁNCHEZ, 1981), o que promove uma maior persistência destas frações no solo.

A associação entre as moléculas orgânicas e os minerais de argila, além da formação de microagregados, promove uma eficiente proteção da MOS contra a decomposição microbiana (CHRISTENSEN, 2001). Mecanismos de adsorção e ligações químicas diversas na superfície das argilas (como por exemplo, pontes catiônicas e de hidrogênio, interações eletrostáticas) tornam os resíduos orgânicos mais resistentes ao ataque microbiano, sendo apontados como uma das razões para a formação desses microagregados, os quais passam a ser considerados como a fração silte (ROSCOE; MADAR; MACHADO, 2006).

A formação deste tipo de complexo, definido por Christensen (2001) como complexo organo-mineral primário, faz parte da estrutura primária do solo, a qual tem como um de seus componentes, a textura. Os mecanismos de formação desses complexos, tais como, a estabilização da matéria orgânica por forças eletrostáticas, fundamentam a teoria de acumulação de carbono, pois reduzem a acessibilidade de agentes biológicos à MOS, e de agentes abióticos de decomposição e degradação, como temperatura e umidade.

A teoria da acumulação de carbono no solo se baseia na estabilização da MOS pela interação do material orgânico com minerais do solo e a proteção pelo efeito de agregação. No entanto, como deve existir a interação entre superfícies minerais e a matéria orgânica, sugere-se existir uma capacidade definida de acumulação de carbono no solo (CHRISTENSEN, 2001). Os resultados de Roscoe et al. (2001) sustentam essa hipótese, pois encontraram em solos de pastagem do Cerrado brasileiro, uma estreita correlação não linear entre o conteúdo total de C do solo e o conteúdo de C associado à argila, sugerindo um limite para interação argila-C do solo.

Por outro lado, Borges e Kiehl (1996), avaliando a alteração da matéria orgânica de um Latossolo, na Bahia, em função do cultivo com culturas perenes, verificaram que houve redução no carbono da fração grossa do solo das áreas cultivadas em comparação com a área de mata, somente na camada superficial. A diminuição do teor de C em solo sob cultivo, segundo Stenvenson (1982), não se deve unicamente à quantidade de resíduos adicionados, mas também ao aumento da atividade microbiana causada por melhores condições de aeração, temperatura mais elevada e alternância mais freqüente de umedecimento e secagem do solo.

Estudo realizado por Roscoe et al. (2001) demonstrou que não houve mudança significativa no conteúdo de carbono nos primeiros 100 cm de profundidade do solo, 23 anos após a conversão do Cerrado em pastagem, atribuindo tal fato à alta produção de biomassa, principalmente pelas raízes, das gramíneas tropicais, e especialmente, à proteção efetiva devido ao alto conteúdo de argila do solo. Por outro lado, os autores verificaram que houve

diferença significativa no conteúdo de C no horizonte superficial do solo, entre a mata nativa de cerrado ($\approx 39,2 \text{ mg.g}^{-1}$ solo) e a pastagem ($\approx 28,6 \text{ mg.g}^{-1}$ solo).

Estudos desenvolvidos na Amazônia, no sentido de avaliar as transformações ocorridas depois do desmatamento (ação antrópica), como por exemplo, os que avaliam a atividade dos microrganismos (CERRI; VOLKOFF; EDUARDO, 1985; MELO, 2007) e as características físicas e químicas (MARTINS et al., 1989, 1990; ARAÚJO et al., 2004; DESJARDINS et al., 2004), constataram a ocorrência de modificações nas propriedades do solo após a substituição da floresta por cultivos anuais ou pastagens.

No tocante às pastagens, alguns estudos mostram a redução do teor de C do solo (FALESI, 1976; DESJARDINS et al., 1994; LONGO; ESPÍNDOLA, 2000), enquanto outras investigações não encontraram variação significativa no conteúdo de carbono do solo (SERRÃO et al., 1979). Por outro lado, estudos realizados por Koutika et al. (1997) e Desjardins et al. (2004) mostraram um aumento no conteúdo de carbono do solo com o aumento da idade da pastagem.

Como as pesquisas na Amazônia acerca do ciclo do carbono no solo, após a substituição da floresta por pastagem, mostram resultados contraditórios em função da região, do tipo de solo, do manejo adotado, entre outros fatores, o objetivo deste trabalho foi avaliar o impacto da conversão da floresta em pastagem, sobre o conteúdo de carbono e a dinâmica da matéria orgânica nos compartimentos granulométricos do solo.

2.2- MATERIAL E MÉTODOS

Para a avaliação da dinâmica da matéria orgânica do solo (MOS), o experimento foi dividido em duas etapas experimentais, conduzidas sob condições de laboratório, com amostras compostas das camadas superficiais do Latossolo Amarelo. A procedência (pequena propriedade) e o tipo de cobertura vegetal encontram-se descrita no Capítulo 1, Tabela 1.

Na primeira etapa procedeu-se ao fracionamento da MOS para obtenção das frações granulométricas 0-2 μm (fração argila total), 0-53 μm (fração argila + silte) e 53-2000 μm (fração areia total). Na segunda etapa, nas frações granulométricas obtidas após o fracionamento da MOS, procedeu-se à determinação do carbono orgânico e do nitrogênio total do solo, por meio de combustão em via seca.

2.2.1- Amostragem do solo

O solo dominante no Assentamento Benfica é o Latossolo Amarelo, textura argilosa (SIMÕES, 2004), sob vegetação original de floresta tropical úmida. Nas propriedades estudadas o desmatamento foi manual. Depois da remoção de árvores de valor comercial, a vegetação foi derrubada e queimada. No início do período chuvoso foi plantado arroz (*Oryza sativa* L.). Após a colheita do arroz foi plantada a gramínea *Brachiaria brizantha*, sem a utilização de corretivos e fertilizantes.

A amostragem do solo foi realizada em maio/junho de 2004, em área de floresta primária (Flo), de capoeira de 8 a 10 anos (Cap8-10), de pastagem de 1 a 2 anos (Past1-2), de pastagem de 5 a 7 anos (Past5-7) e de pastagem de 10 a 12 anos de idade (Past10-12), nas profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, em três repetições por área e por profundidade, em transecto de 100 m de comprimento, perpendicular à declividade do terreno, em pontos de amostragem distante 10 metros um do outro (ver Figuras 8, 9 e 10 do Capítulo 1). Cada amostra composta foi formada a partir de 20 amostras simples, para cada profundidade estudada. Após a coleta, as amostras do solo foram secas ao ar e destorroadas para passar em peneira de malha de 2 mm de diâmetro.

2.2.2- Análise granulométrica do solo (análise textural)

A granulometria do solo foi determinada pelo método da pipeta (DAY, 1965), na T.F.S.A. (Terra fina seca ao ar), adicionando-se pirofosfato de sódio, como dispersante químico e água oxigenada como oxidante da matéria orgânica do solo. As frações de argila (< 2 μm), silte (entre 2 e 53 μm) e de areia (53 e 2000 μm), serviram para a determinação da classe textural do solo.

2.2.3- Fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo

O método de fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo, desenvolvido por Gavinelli et al. (1995), foi aplicado nas amostras de solo coletadas nas três profundidades das áreas de floresta, capoeira e pastagens. Vinte (20) gramas de solo seco ao ar foram, primeiramente, dispersos por agitação mecânica em 400 mL de água, em presença de 100 mL de resina sódica (Amberlite IRA 120, marca Vetec) durante 16 horas. A fração > 53 μm , composta de resíduos de plantas juntamente com minerais arenosos, foi separada por peneiramento úmido em peneira de 53 μm . As frações de 0-2 μm e de 0-53 μm foram separadas por sedimentação em água (Figuras 1 e 2). A fração silte + argila (0-53 μm) foi obtida por meio da coleta total da suspensão. A fração argila (0-2 μm) foi obtida, coletando a alíquota da suspensão a temperatura de 30 °C, após 19 h e 3 min de sedimentação, a 30 cm de profundidade. As frações foram secas em estufa de circulação forçada de ar a 60 °C.

2.2.4- Determinação do carbono orgânico total e do nitrogênio total do solo

O carbono orgânico total (C) e o nitrogênio total (N) do solo foram determinados por combustão seca em uma alíquota de amostra de cada fração granulométrica do solo, passada em peneira de 0,149 mm de abertura de malha, em um autoanalisador CHNS da marca LECO e expressos em mg.g^{-1} . A relação C/N, que indica o grau de humificação da matéria orgânica, foi determinada por meio dos resultados obtidos para C e N.

O C da fração silte (2-53 μm) foi obtida pela diferença entre o C da fração 0-53 μm e o C da fração 0-2 μm . O mesmo procedimento foi adotado para a obtenção do N da fração silte.

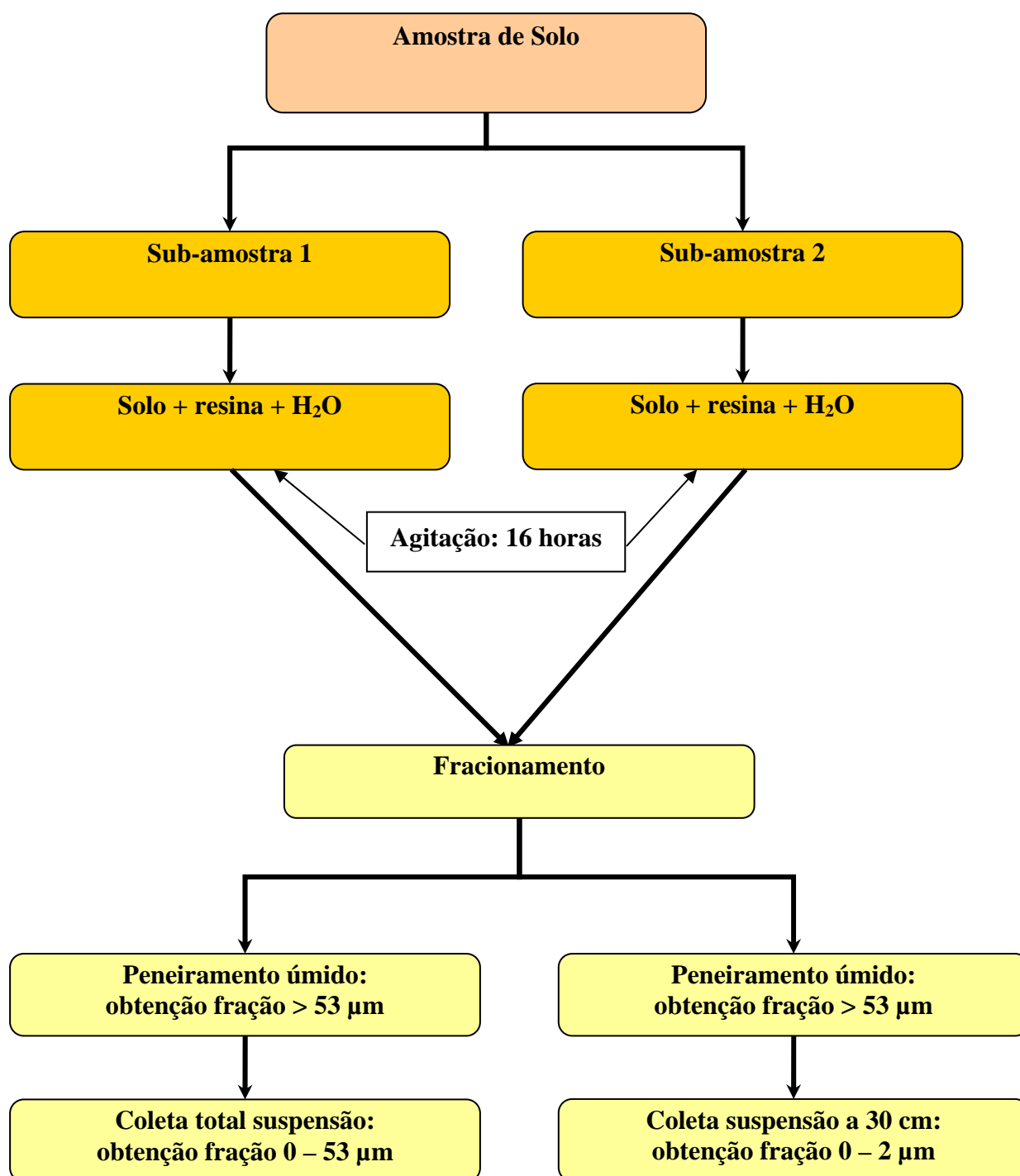


FIGURA 1- Diagrama esquemático do procedimento utilizado para o fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo.

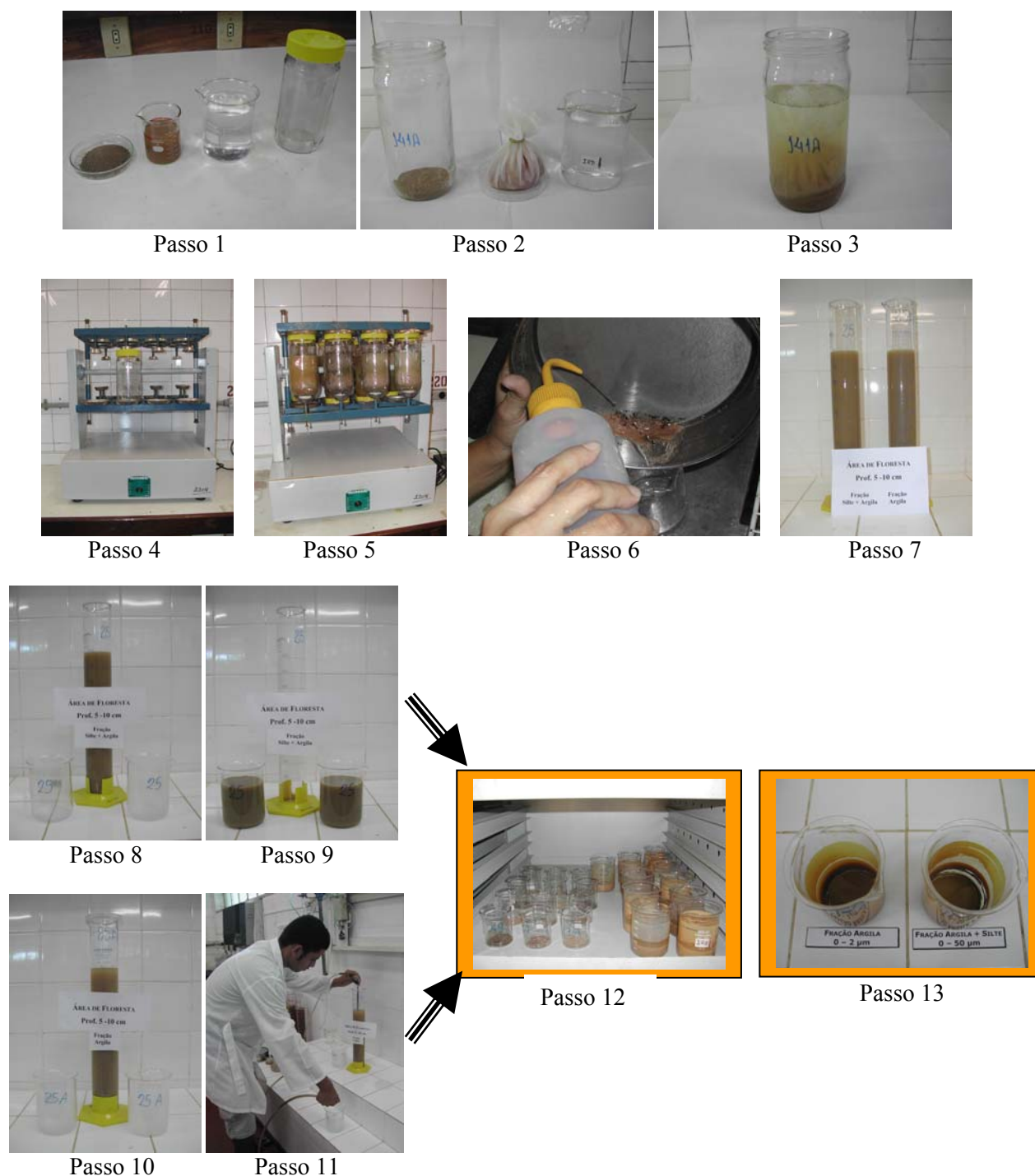


FIGURA 2- Esquema seqüencial do procedimento para fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo, usando resina sódica (GAVINELLI et al., 1995).

Passo 1: Solo (20 g); resina sódica (100 cm³); água (400 mL); frasco de vidro.

Passo 2: Solo no frasco de vidro; isolamento da resina e água.

Passo 3: Mistura solo + resina + água no frasco de vidro.

Passos 4 e 5: Colocação da mistura em agitador circular e agitação da mistura por 16 horas.

Passo 6: Obtenção da fração areia, após a remoção da resina sódica.

Passo 7: Transferência da suspensão para proveta de 1.000 mL.

Passos 8 e 9: Separação do frasco de suspensão e obtenção da fração argila + silte.

Passos 10 e 11: Separação do frasco de suspensão e obtenção da fração argila.

Passos 12 e 13: Colocação em estufa (60 °C) dos becker contendo as suspensões e obtenção das frações granulométricas do solo.

2.2.5- Determinação da densidade do solo

A densidade do solo (D_s) foi determinada pelo método do anel volumétrico (BLAKE, 1965).

2.2.6- Determinação do estoque de carbono do solo

O estoque de carbono (C_t), expresso em kg.m^{-2} , foi calculado usando a seguinte equação:

$$C_t = C_s \times d \times L$$

Onde C_s é o conteúdo de carbono expresso em mg.g^{-1} solo, d é a densidade do solo e L a espessura (em m) da referida camada (BATJES, 1996).

2.2.7- Análise estatística

Os resultados obtidos para as variáveis estudadas foram analisados em arranjo fatorial 5×3 , referente a cinco tipos de coberturas vegetais (floresta, capoeira, pastagem de 1–2 anos, pastagem de 5–7 anos e pastagem de 10–12 anos) e três profundidades de amostragem (0,00–0,02, 0,02–0,05 e 0,05–0,10 m), com três repetições, e foram submetidos à análise estatística univariada.

A análise estatística univariada dos dados foi feita por meio da análise de variância (ANAVA). A ANAVA teve por finalidade avaliar os efeitos da mudança da cobertura vegetal e da profundidade nas variáveis estudadas e a comparação de média foi feita pelo teste de Duncan com 5% de probabilidade de erro, utilizando o programa estatístico SAEG 8.1.

2.3- RESULTADOS E DISCUSSÃO

2.3.1- Propriedades físicas do solo

2.3.1.1- Composição granulométrica

Os resultados da textura do solo estudado (Tabela 1), sob os diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades, não apresentaram diferenças estatísticas significativas, conforme mostraram as análises de variância (Anexo 1).

As áreas estudadas apresentaram pequena variação nas classes texturais do solo dentro de cada profundidade analisada (Tabela 1). Este fato indica que a substituição da floresta não chegou a afetar a composição textural do solo o que, por outro lado, propicia boas condições experimentais para comparação das variáveis estudadas, que dependem da textura, como é o caso da densidade do solo e o conteúdo de carbono (Martins et al., 1990; Desjardins et al., 2004). O menor e o maior conteúdo de argila ocorreram, respectivamente, em área de capoeira e pastagem de 10-12 anos: na camada de 0,00-0,02 m, variou de 322 a 444 g.kg⁻¹ solo; para a camada de 0,02-0,05 m a variação foi de 373 a 476 g.kg⁻¹ solo; na camada de 0,05-0,10 m, variou de 416 a 506 g.kg⁻¹ solo. Esses resultados confirmam a classificação do solo como argiloso, uma vez que Lepsch, Bellinazzi e Bertolini (1991) afirmam que solos que apresentam conteúdos de argila superiores a 350 g.kg⁻¹ são classificados como argilosos, e estão de acordo com os dados de Simões (2004) e Reis (2005), os quais realizaram estudos pedológicos na mesma área de Benfica, e verificaram que os solos da parte alta da vertente apresentam como material dominante a fração argila, podendo o teor desta fração chegar a 700 g.kg⁻¹ solo, a aproximadamente 150 cm de profundidade.

Ademais, ocorreu aumento no teor de argila com o aumento da profundidade de coleta do solo, sendo a maior variação entre a camada superficial e a de 0,05-0,10 m verificada na área sob pastagem de 1-2 anos (45%) e, a menor, em área sob pastagem de 10-12 anos (14%). Como esperado, com o teor de areia total do solo ocorreu o inverso, ou seja, houve diminuição com o aumento da profundidade. Essa variação relativamente uniforme no teor de argila ao longo do perfil classifica o solo como Latossolo (VIEIRA, 1988).

Os maiores valores da fração argila na subsuperfície parecem ter como uma de suas causas, entre outras, o processo de argiluviação, o qual pode ser favorecido pelas condições favoráveis para a dispersão das argilas dos horizontes superficiais, pela alternância de

estações úmidas e secas, possibilitando o transporte e a deposição das argilas que translocam verticalmente através dos poros do solo (VIEIRA, 1988).

TABELA 1- Teores médios de argila, silte e areia, relação silte/argila e densidade do solo (Ds) em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Cobertura Vegetal	Argila	Silte	Areia	Silte/Argila	Ds
	----- g.kg ⁻¹ solo -----				--- g.cm ⁻³ ---
Prof. 0,00 – 0,02 m					
Floresta	367 ^{ns}	46 ^{ns}	587 ^{ns}	0,13	1,05 b
Capoeira 8 a 10 anos	322	53	625	0,16	1,09 b
Pastagem 1 a 2 anos	344	68	588	0,20	1,27 ab
Pastagem 5 a 7 anos	353	74	573	0,21	1,38 a
Pastagem 10 a 12 anos	444	70	486	0,16	1,36 a
Prof. 0,02 – 0,05 m					
Floresta	443 ^{ns}	49 ^{ns}	508 ^{ns}	0,11	1,13 b
Capoeira 8 a 10 anos	373	48	579	0,13	1,21 ab
Pastagem 1 a 2 anos	442	47	511	0,11	1,27 ab
Pastagem 5 a 7 anos	443	47	510	0,11	1,45 a
Pastagem 10 a 12 anos	476	69	455	0,14	1,40 a
Prof. 0,05 – 0,10 m					
Floresta	503 ^{ns}	50 ^{ns}	447 ^{ns}	0,10	1,29 ^{ns}
Capoeira 8 a 10 anos	416	56	528	0,13	1,32
Pastagem 1 a 2 anos	499	53	448	0,11	1,35
Pastagem 5 a 7 anos	504	50	446	0,10	1,40
Pastagem 10 a 12 anos	506	66	428	0,13	1,44

Médias seguidas de mesma letra na coluna, na mesma profundidade, não diferem entre si pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro; ^{ns} = não significativo.

O teor de silte variou de 46 a 74 g.kg^{-1} solo, aumentando com o aumento da profundidade em áreas de floresta e de capoeira, ocorrendo o inverso nas áreas de pastagem. A relação silte/argila, que é um dos parâmetros para a classificação do solo, variou de 0,10 na profundidade de 0,05-0,10 m até 0,21 na profundidade de 0,00-0,02 m, estando de acordo com a classificação proposta por Prado (1991) para Latossolos, os quais exigem tal relação abaixo de 0,7. No geral, os teores de silte não ultrapassaram 10% (100g kg^{-1}), característica da maioria dos solos do Brasil e, em particular, da Amazônia (VIEIRA; SANTOS, 1987; PRADO, 1991), sendo típico de solos altamente intemperizados, uma vez que solos mais novos são mais siltosos (RESENDE et al., 1997). O teor de areia variou de 428 g.kg^{-1} solo, em pastagem de 10-12 anos na profundidade de 0,05-0,10 m, a 625 g.kg^{-1} solo, em área de capoeira na profundidade de 0,00-0,02 m.

2.3.1.2- Densidade do solo

Os resultados de densidade do solo estudado (Tabela 1), para os diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades, apresentaram diferenças estatísticas significativas apenas para as duas primeiras camadas, conforme mostraram as análises de variância (Anexo 1).

Os valores de densidade do solo (D_s) variaram de 1,05 a 1,45 g.cm^{-3} (Tabela 1). Na camada superficial (0,00-0,02 m), o menor valor correspondeu à floresta, seguindo-se a capoeira e a pastagem recém-instalada. As pastagens mais velhas apresentaram os maiores valores, os quais diferiram significativamente das áreas de floresta e capoeira. Os resultados indicam que a instalação da pastagem afeta, de imediato a densidade do solo, uma vez que a pastagem de 1 a 2 anos não diferiu estatisticamente dos demais tipos de cobertura vegetal. Na profundidade de 0,02-0,05 m, a densidade do solo da área sob floresta só diferiu significativamente, também, das áreas de pastagens mais velhas. Na profundidade de 0,05-0,10 m a D_s variou de 1,29 g.cm^{-3} , em área sob floresta, a 1,44 g.cm^{-3} em área de pastagem de 10 a 12 anos, sem, no entanto, haver diferença significativa, em função do tipo de cobertura vegetal.

Verifica-se também, que houve aumento de D_s com o aumento da profundidade em todos os tipos de cobertura vegetal. Como era esperado, os maiores aumentos entre as camadas de 0,00-0,02 m e 0,05-0,10 m ocorreram em área de floresta e de capoeira – 23% e 21%, respectivamente; o menor aumento ocorreu em pastagem de 5-7 anos (1,5%).

Os dados da Tabela 1 mostram também que, após o desmatamento, ocorreu aumento da densidade do solo com o aumento da idade das pastagens, em todas as profundidades estudadas. Este aumento foi maior na camada de 0,00-0,02 m, provavelmente, por ser esta a que recebe os efeitos diretos das chuvas e do pisoteio dos animais, como verificado por Araújo et al., 2004, o que levou a um aumento de densidade da camada superficial do solo devido a desestruturação do mesmo, favorecendo a migração de partículas de argila para as profundidades maiores, e o preenchimento dos macroporos do solo (KIEHL, 1979; VIEIRA, 1988). Aliado a isso, o pisoteio dos animais aumenta a pressão do solo, principalmente na camada superficial, levando ao aumento da densidade. Resultados semelhantes foram observados por Araújo et al. (2004) na camada superficial de um Argissolo Amarelo distrófico, da Amazônia Ocidental, Estado do Acre, após a substituição da mata nativa ($1,40 \text{ g.cm}^{-3}$) por pastagem ($1,73 \text{ g.cm}^{-3}$), atribuindo tal aumento ao pisoteio do gado e à maior predisposição do solo a ciclos de umedecimento e secagem, em relação à mata nativa.

Aumento da densidade do solo, em função do aumento da idade de pastagens instaladas em áreas de florestas, já foi observado por outros autores (BERNOUX et al., 1999; DESJARDINS et al., 2004). Geralmente tal aumento é maior em solos de textura arenosa do que em solos de textura argilosa, conforme verificado por Desjardins et al. (2004), estudando duas cronossequências formadas pelas florestas nativas e três pastagens, sobre solo arenoso de Marabá (PA), e argiloso de Manaus (AM).

2.3.2- Fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo

Os resultados da repartição ponderal resultante do fracionamento granulométrico da matéria orgânica do Latossolo Amarelo estudado (Tabela 2), sob os diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades, não apresentaram diferença estatística significativa, conforme mostraram as análises de variância (Anexo 1).

A repartição ponderal resultante do fracionamento granulométrico do Latossolo Amarelo, para todos os tipos de cobertura vegetal e profundidades, apresentou resultados bem similares para a fração granulométrica grossa de sólidos ($50\text{-}2.000 \mu\text{m}$), a qual é composta pela parte mineral e a matéria orgânica não decomposta, indicando que a substituição da floresta por pastagem não afetou a distribuição das frações grossas do solo, discordando dos dados de Desjardins et al. (2004). Nessa fração, o menor conteúdo ocorreu em solo sob

pastagem de 5 a 7 anos e o maior em área de capoeira em todas as profundidades estudadas, com uma variação percentual de aproximadamente 17% entre o menor e o maior valor em cada camada.

TABELA 2- Resultados médios das frações granulométricas da matéria orgânica do solo de três camadas, coletadas até a 0,10 m de profundidade de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Cobertura Vegetal	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	----- g.kg ⁻¹ solo -----		
Prof. 0,00 – 0,02 m			
Floresta	316 ^{ns}	88 ^{ns}	585 ^{ns}
Capoeira 8 a 10 anos	272	111	614
Pastagem 1 a 2 anos	291	88	606
Pastagem 5 a 7 anos	359	91	531
Pastagem 10 a 12 anos	327	117	538
Prof. 0,02 – 0,05 m			
Floresta	375 ^{ns}	91 ^{ns}	519 ^{ns}
Capoeira 8 a 10 anos	345	89	560
Pastagem 1 a 2 anos	361	75	547
Pastagem 5 a 7 anos	432	74	480
Pastagem 10 a 12 anos	377	104	510
Prof. 0,05 – 0,10 m			
Floresta	399 ^{ns}	101 ^{ns}	479 ^{ns}
Capoeira 8 a 10 anos	371	85	526
Pastagem 1 a 2 anos	424	72	482
Pastagem 5 a 7 anos	472	64	450
Pastagem 10 a 12 anos	436	90	465

^{ns} = não significativo, para a mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro.

A fração mais fina (0-2 μm) apresentou a mesma tendência de variação da fração 50-2.000 μm , onde o menor valor ocorreu em solo sob capoeira e o maior em solo sob pastagem de 5-7 anos, para todas as profundidades estudadas.

Para a fração granulométrica de 2-50 μm , a variação entre os menores e os maiores valores foi maior em função do aumento da profundidade. Os resultados da Tabela 2 mostram que na camada de 0,00-0,02 m a diferença entre o menor valor e o maior foi de 33%. Na camada de 0,02-0,05 m a diferença aumentou para 41%, onde o menor valor ocorreu em pastagem de 5-7 anos (74 g.kg^{-1} solo) e o maior em pastagem de 10-12 anos (104 g.kg^{-1} solo). Para a camada de 0,05-0,10 m, o maior valor ocorreu em solo sob floresta (101 g.kg^{-1} solo) e o menor em solo sob pastagem de 5-7 anos (64 g.kg^{-1} solo), com a diferença atingindo 58%.

A maior variação observada na fração 2-50 μm , ou fração silte, pode ser devida, provavelmente, à não dispersão das partículas de microagregados pela resina sódica utilizada no procedimento do fracionamento granulométrico. Esses microagregados são originados a partir da formação de complexos muito estáveis entre a matéria orgânica humificada e a argila do solo (argilas silicatadas e, ou óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio) (FELLER; BEARE, 1997; BALESIDENT et al., 1998, 2000), formando partículas com diâmetro superior a 2 μm , sendo classificados como silte, os quais não foram quebrados pelo método do fracionamento utilizado.

Os resultados da composição textural do solo (fração argila, silte e areia total) e do fracionamento granulométrico da MOS (fração de 0-2 μm , de 2-50 μm e de 50-2.000 μm) do Latossolo Amarelo estudado (Tabela 3), nas diferentes profundidades, foram submetidos à análise de variância, apresentando valor do teste F significativo ($p < 0,01$) apenas para a fração 2-50 μm ou fração silte (Anexo 2).

Por meio da Tabela 3 e da ilustração da Figura 3, verifica-se que o método da pipeta, no qual se utiliza H_2O_2 para a destruição da matéria orgânica do solo, pode ser considerado eficiente para a obtenção das classes texturais do solo. Para a fração de 0-2 μm os maiores valores foram obtidos pelo método da pipeta, em todas as profundidades estudadas, sugerindo que parte do conteúdo de argila está na fração silte. O método de Gavinelli et al. (1995), que utiliza a resina sódica como agente dispersor, para a fração 0-2 μm , só conseguiu recuperar, em média, 86% da fração argila do solo, em comparação ao método da pipeta, enquanto que para a fração de 50-2.000 μm , proporcionou os maiores valores de recuperação. Vale destacar que na fração areia ocorreu um aumento da diferença conforme aumentou a profundidade de amostragem do solo, variando de 1% na profundidade de 0,00-0,02 m, até 4% na profundidade de 0,05-0,10 m. Para a fração de 2-50 μm , o método do fracionamento granulométrico MOS forneceu os maiores valores, os quais apresentaram diferença estatística

significativa ao método da pipeta, em todas as profundidades estudadas. A variação foi, em média, 59% maior para os resultados obtidos pelo método de Gavinelli et al. (1995).

TABELA 3- Resultados médios dos componentes texturais e das frações granulométricas de três camadas, coletadas até a 0,10 m de profundidade de um Latossolo Amarelo, textura argilosa. Itupiranga, Pará.

Método de separação	Fração 0 – 2 μm	Fração 2 – 50 μm	Fração 50 – 2.000 μm
 g.kg ⁻¹ solo		
Prof. 0,00 – 0,02 m			
Análise textural ¹⁾	366 ^{ns}	62 b	572 ^{ns}
Fracionamento MOS ²⁾	316	99 a	575
Prof. 0,02 – 0,05 m			
Análise textural	435 ^{ns}	52 b	513 ^{ns}
Fracionamento MOS	378	86 a	523
Prof. 0,05 – 0,10 m			
Análise textural	486 ^{ns}	55 b	460 ^{ns}
Fracionamento MOS	420	83 a	480

Médias seguidas de mesma letra na coluna, na mesma profundidade, não diferem entre si pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro; ^{ns} = não significativo.

¹⁾ Método da pipeta; ²⁾ Método de Gavinelli et al. (1995).

A redução do conteúdo da fração 0-2 μm nos valores obtidos pelo método de Gavinelli, sem a destruição da matéria orgânica, pode ser justificada pelo aumento significativo no conteúdo da fração de 2-50 μm obtida pelo mesmo método. A explicação é que, provavelmente, partículas de argila ou óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio se ligam à matéria orgânica do solo humificada, formando microagregados estáveis, de diâmetros maiores do que 2 μm (Figura 4), onde a matéria orgânica do solo pode ficar protegida de ataque de agentes microbianos e químicos (FELLER; BEARE, 1997; BALESIDENT et al., 1998; CHRISTENSEN, 2001). Esses microagregados são muito estáveis e não foram quebrados pelo método de fracionamento adotado.

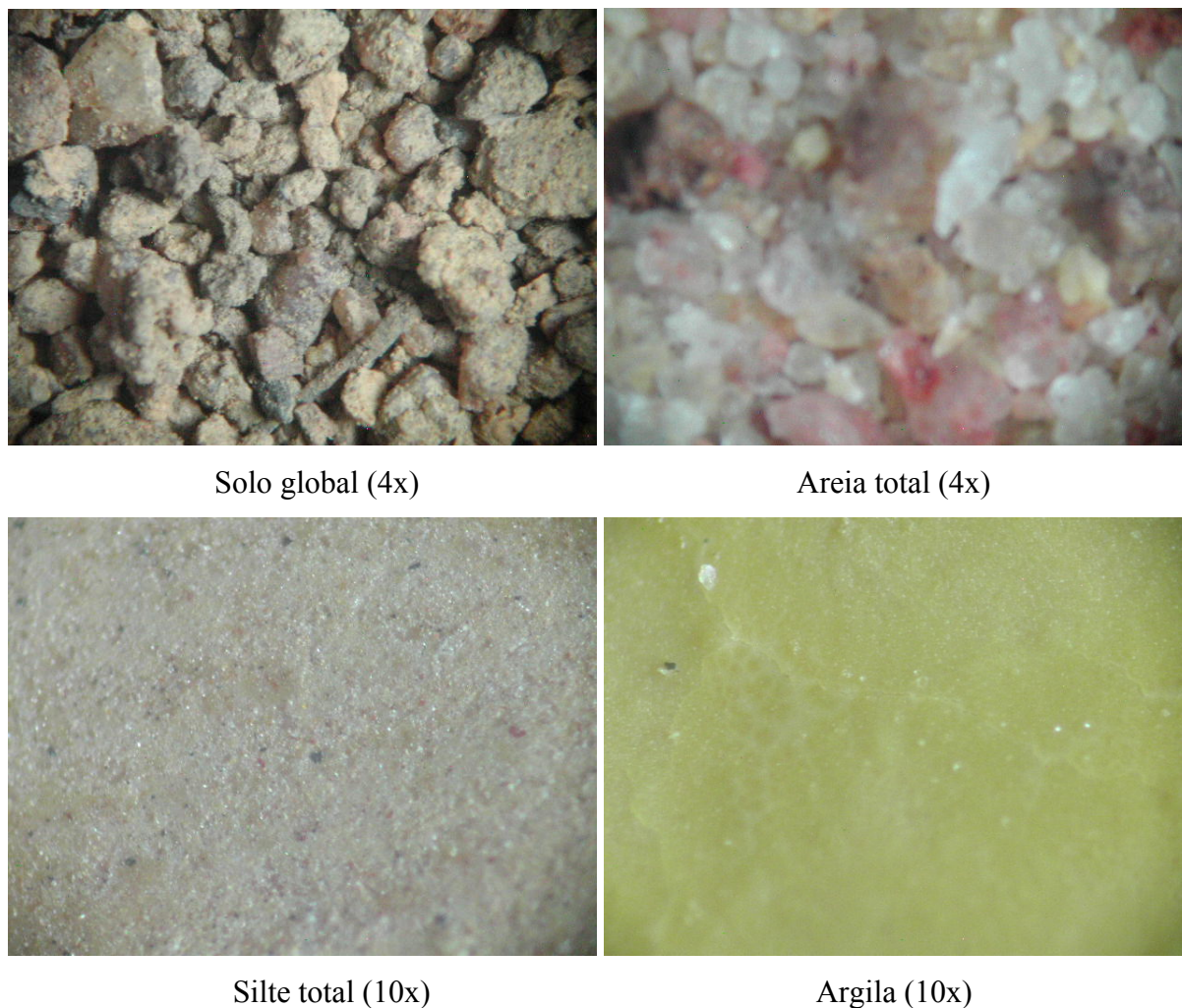


FIGURA 3- Solo global e frações texturais areia total, silte total e argila de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, obtidas pelo método da pipeta (com destruição de MO). Fotos obtidas por meio de microscópio óptico: solo global e areia total: ampliação 4 x; argila e silte: ampliação 10 x.

Vários estudos de fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo encontraram resultados semelhantes aos deste trabalho (DESJARDINS et al., 1994; 2004; 2006; ROSCOE et al., 2001). Balesdent et al. (1998), estudando a dinâmica da matéria orgânica em uma seqüência floresta – áreas de cultivo de milho obtiveram valores sempre menores para as frações mais finas do solo ($< 20 \mu\text{m}$), quando não destruíram a matéria orgânica, evidenciando que tais frações não foram completamente dispersas, tal como verificado neste trabalho.

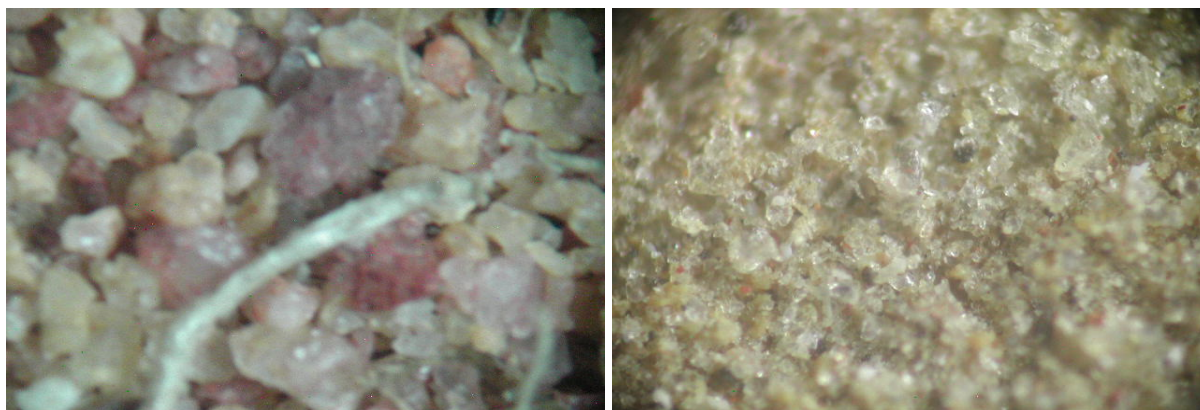
Fração 50-2.000 μm (4x)Fração 0-53 μm (10x)Fração 0-2 μm (10x)

FIGURA 4- Frações granulométricas 50-2.000 μm (areia total), 0-50 μm (argila + silte total) e 0-2 μm (argila) de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, obtidas pelo método de Gavinelli et al. (1995) (sem destruição de MO). Fotos obtidas por meio de microscópio óptico: areia total: ampliação 4 x; argila + silte total e argila: ampliação 10x.

Os resultados aqui obtidos evidenciam o papel da textura do solo (MARTINS et al., 1989; FELLER, BEARE, 1997; SILVER et al., 2000) na proteção e conservação dos estoques de carbono, a despeito de as interações entre a textura e a ciclagem biogeoquímica da matéria orgânica ser complexas. A redução da fração fina ($< 2 \mu\text{m}$) e o aumento da fração intermediária (2-50 μm) obtidas pelo método de Gavinelli et al. (1995), em comparação com as frações argila e silte obtidas pelo método da pipeta, leva à indicação de que minerais de argila interagiram com a MOS formando microagregados estáveis, de difícil ruptura mecânica e química (CHRISTENSEN, 1992; FELLER; BEARE, 1997).

2.3.3- Carbono do solo (C)

2.3.3.1- Concentração de C nas frações granulométricas da matéria orgânica do solo

A análise de variância efetuada para cada profundidade mostrou que somente houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal nas concentrações do carbono orgânico das frações granulométricas de MOS estudadas (Anexo 3) na fração fina (0-2 μm), da profundidade de 0,05-0,10 m (Tabela 4).

TABELA 4– Concentração de carbono (mg.g^{-1} fração) nas frações granulométricas em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Cobertura Vegetal	Carbono nas frações granulométricas do solo		
	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
Prof. 0,00 – 0,02 m			
Floresta	34,1 ^{ns}	106,6 ^{ns}	5,8 ^{ns}
Capoeira 8 a 10 anos	37,7	106,6	9,1
Pastagem 1 a 2 anos	34,3	89,8	8,8
Pastagem 5 a 7 anos	28,9	112,9	11,7
Pastagem 10 a 12 anos	33,9	97,4	9,8
Prof. 0,02 – 0,05 m			
Floresta	25,4 ^{ns}	67,5 ^{ns}	2,8 ^{ns}
Capoeira 8 a 10 anos	25,9	67,4	2,7
Pastagem 1 a 2 anos	26,0	67,3	3,1
Pastagem 5 a 7 anos	22,2	86,7	5,4
Pastagem 10 a 12 anos	24,4	64,9	4,4
Prof. 0,05 – 0,10 m			
Floresta	21,2 ab	48,9 ^{ns}	2,4 ^{ns}
Capoeira 8 a 10 anos	22,5 a	53,8	2,2
Pastagem 1 a 2 anos	21,4 ab	50,3	2,2
Pastagem 5 a 7 anos	19,4 b	69,8	3,1
Pastagem 10 a 12 anos	20,3 ab	50,0	2,8

Médias seguidas de mesma letra na coluna, na mesma profundidade, não diferem entre si pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro; ^{ns} = não significativo.

A maior concentração de carbono ocorreu na fração intermediária (2-50 μm), em todas as profundidades estudadas (Tabela 4). Nessa fração, o valor de C variou de 48,9 mg.g^{-1} fração a 112,9 mg.g^{-1} fração. O aumento da profundidade, como esperado, provocou redução na concentração de C da fração 2-50 μm . As maiores reduções entre as camadas superficiais e as subsuperficiais foram observadas em solo sob floresta e capoeira, sendo de 37% e 54% para o primeiro ecossistema e de 37% e 50% para o segundo, indicando que a substituição da floresta por ecossistemas de pastagem alteram a distribuição da MO nas frações granulométricas do solo.

A menor concentração de C foi observada na fração grossa (50-2.000 μm), em todas as profundidades estudadas. A variação foi de 2,2 mg.g^{-1} fração até 11,7 mg.g^{-1} fração. Nessa fração ocorreram as maiores reduções de C com o aumento da profundidade, sendo que na camada de 0,05-0,10 m, com exceção da área sob floresta, a redução foi em torno de 75%. Essa maior redução do teor de C observada na fração 50-2.000 μm , resultou da deposição de restos vegetais (folhas, galhos, flores) na superfície do solo. Em área de floresta se verificou a menor redução percentual com o aumento da profundidade, o que foi, provavelmente, devido à distribuição mais homogênea da matéria orgânica pelos processos de transporte de partículas orgânicas no perfil.

A fração fina (0-2 μm) apresentou teores de 37,7 mg.g^{-1} na superfície do solo até 19,4 mg.g^{-1} na camada mais profunda. A redução da concentração de C na fração 0-2 μm , com o aumento da profundidade, foi a menor verificada para todas as frações estudadas, sendo, em média, de 27% para a camada de 0,02-0,05 m e de 38%, para a camada de 0,05-0,10 m. Essa redução mais gradual pode ser devida a menor quantidade de microagregados formados na fração argila em comparação com a fração silte (TISDALL; OADES, 1982; FELLER; BEARE, 1997), a qual é altamente concentrada em C (TISDALL; OADES, 1982; DESJARDINS et al., 1994, 2004).

Nessa fração, na profundidade de 0,05-0,10 m foi verificado efeito significativo do tipo de cobertura vegetal na concentração de C. O solo sob capoeira apresentou a maior concentração de C, a qual diferiu significativamente apenas de pastagem de 5-7 anos. A diferença significativa verificada entre capoeira e pastagem de 5-7 anos pode ser devida a maior exposição das áreas de pastagem à ação da chuva e ao pisoteio do gado (ARAÚJO et al., 2004), o que favorece o arraste da camada superficial do solo e a ruptura de agregados, permitindo o acesso à MOS pela microbiota, provocando a redução da concentração de carbono (FELLER, BEARE, 1997; SOLOMON et al., 2002; DESJARDINS et al., 2006).

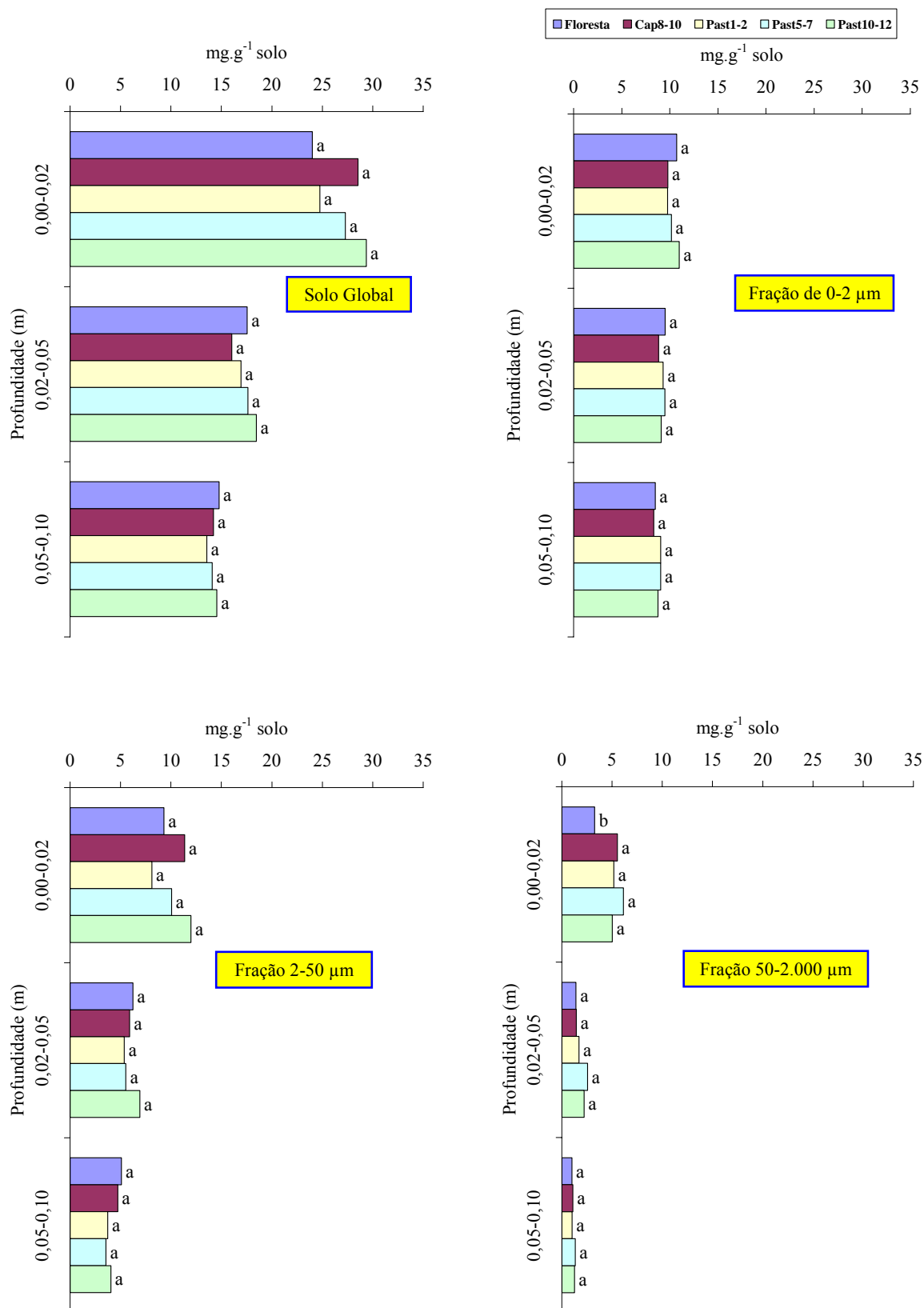
2.3.3.2- Distribuição do conteúdo de C total no solo global e nas frações granulométricas

Os dados do conteúdo de carbono (em mg.g^{-1} solo), sob diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades, apresentaram diferenças estatísticas significativas quanto à profundidade somente na fração grossa do solo (50-2.000 μm), em que a floresta apresentou menor teor na profundidade de 0,00-0,02 m (Anexo 4).

Os solos nos cinco sistemas de cobertura vegetal são bastante parecidos no que diz respeito ao conteúdo de carbono para as frações granulométricas mais finas em todas as profundidades (Figura 5).

Para o solo global, na camada de 0,00-0,02 m, o menor valor foi encontrado em área de floresta e o maior em solo sob vegetação de gramínea com 10-12 anos de idade. Apesar de não ter havido diferença estatística significativa, verificou-se tendência de aumento no conteúdo de C após a substituição da floresta, tanto para o ecossistema de capoeira como para pastagem. Para as áreas de pastagens houve uma tendência de aumento do conteúdo de C, com a idade desse tipo de cobertura vegetal. No entanto, vale ressaltar que, em solo sob pastagem de 1-2 anos foi observado valor muito aproximado ao da floresta. Na profundidade de 0,02-0,05 m ocorreu redução no conteúdo de C, em solo sob capoeira e pastagem de 1-2 anos, quando comparados à área de floresta; em 0,05-0,10 m, houve redução em todos os tipos de coberturas vegetais estudadas em relação à floresta.

A Figura 5 mostra, ainda, que ocorreu redução no conteúdo de C, com o aumento da profundidade, tanto do solo global como para as demais frações. Em área de capoeira ocorreu a maior redução: de 44% na profundidade intermediária e de 50% na profundidade de 0,05-0,10 m. Em solo sob floresta, ocorreram as menores reduções: 27% e 39% para as profundidades de 0,02-0,05 e 0,05-0,10 m, respectivamente.



As letras comparam médias na mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro.
FIGURA 5- Conteúdo de carbono (mg.g⁻¹ solo) nas frações granulométricas em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Os resultados mostraram que após o desmatamento e a substituição da vegetação primária por capoeira ou pastagem houve enriquecimento do teor de C da camada superior do solo (0,00-0,02 m), provocando uma variação maior no teor de C entre a camada superficial e a profundidade de 0,05-0,10 m. A distribuição mais gradual do C orgânico com a profundidade, em solo sob floresta nativa é comumente observada nos trópicos úmidos, especialmente em solos brasileiros (VOLKOFF; CERRI, 1988; SILVA JÚNIOR et al., 1996; LONGO; ESPÍNDOLA, 2000; DESJARDINS et al., 2004). Tal fato se deve, entre outros fatores, ao tempo de residência da floresta, a qual apresenta um equilíbrio dinâmico no ciclo de C entre o solo (saída) e a parte aérea (entrada) (JONHSON et al., 2001), e, também, à qualidade dos aportes orgânicos produzidos pela floresta, composto em grande parte por materiais orgânicos lábeis, ricos em polissacarídeos, que podem se decompor e migrar facilmente no perfil (WALTER; OADES, 1991).

A tendência ao incremento do conteúdo de carbono na camada superficial após a substituição da floresta por pastagens, observada neste estudo, também foi verificada por Trumbore et al. (1995), Bernoux et al. (1999), Longo e Espíndola (2000), Desjardins et al. (2004), na Amazônia brasileira. Por outro lado, Falesi (1976) e Desjardins et al. (1994) verificaram redução no conteúdo de carbono após a substituição da floresta por pastagem na Amazônia brasileira, resultados corroborados por Desjardins et al. (2003), após cultivo do milho na Amazônia peruana. Esses resultados indicam que a variação no conteúdo de C em solo cultivado por gramíneas, é função principalmente do manejo a ele aplicado, como mostra o estudo de Fearnside e Barbosa (1998).

O aumento no conteúdo de carbono verificado em área de capoeira difere dos resultados de Alves et al. (1997) em estudo realizado na Amazônia brasileira (Estado de Rondônia) sobre produção de biomassa de floresta primária e capoeira de 2 até 18 anos de idade. Os autores verificaram que a biomassa da floresta variou de 290 a 495 t.ha⁻¹ e que as capoeiras mais velhas tiveram uma biomassa estimada em torno de 40-60% da biomassa da floresta. No entanto, como verificado *in loco*, a composição e estrutura da capoeira avaliada neste trabalho, aos oito anos de idade, começava a se assemelhar a floresta (Foto 9B, Capítulo 1), apresentando espessa manta orgânica sobre o solo, em função da alta produção de resíduos orgânicos.

A análise das frações granulométricas, apresentada na Figura 5, mostrou que a substituição da floresta provocou mudança significativa no conteúdo de carbono da fração areia (50-2.000 µm), enquanto que as frações argila (0-2 µm) e silte (2-50 µm) se mostraram

mais estáveis, sem diferença estatística significativa. Esses resultados diferem dos de Desjardins et al. (2003), em que os autores verificaram que a fração silte foi a mais estável, sugerindo que o manejo e o tipo de solo podem afetar todas as frações granulométricas (FELLER; BEARE, 1997).

Os resultados da Figura 5 mostraram, ainda, que a redução percentual do conteúdo de C das frações granulométricas, entre a superfície do solo e a camada de 0,05-0,10 m, foi menor para a fração mais fina (fração argila = 0-2 μm), que variou de 7% (Past1-2) a 21% (Floresta). Essa redução, entre as profundidades analisadas, aumentou conforme aumentou o tamanho das partículas: a fração de 2-50 μm (silte) variou de 45% (Floresta) a 66% (Past10-12); a fração 50-2.000 μm (areia) variou de 69% (Floresta) a 80% (Past1-2). Verifica-se, também, que houve tendência de aumento do conteúdo de carbono do solo após a substituição da floresta por pastagem, em todas as frações estudadas.

Na fração granulométrica mais grossa (50-2.000 μm), houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal sobre o conteúdo de C, apenas na camada superficial do solo, em que o menor conteúdo de C da área de floresta diferiu significativamente de todos os sistemas de cobertura vegetal avaliados. Entretanto, para as frações mais finas não se verificou tal efeito. Esses resultados confirmam o que muitas vezes a literatura relata sobre o aumento do conteúdo de carbono das frações mais grossas do solo: a substituição da floresta por pastagem favorece o aumento da quantidade de resíduos orgânicos pouco decompostos (*litter*), devido à elevada produção de biomassa, tanto aérea quanto radicular, os quais têm diâmetros que os permitem serem classificados como componentes da fração areia (FELLER, BEARE, 1997; BALESIDENT et al., 1998; ROSCOE et al., 2001; DESJARDINS et al., 2003, 2004). Por outro lado, cultivos anuais ou perenes, de manejo intensivo, favorecem o aumento da mineralização da matéria orgânica em relação à mata original, como verificado por Borges e Kiehl (1996) em área cultivada com plantas perenes e mandioca.

A Figura 5 mostra ainda, que o conteúdo de C na fração 50-2.000 μm (areia) do solo sob floresta foi o menor em comparação aos demais tipos de cobertura vegetal analisados, em que na área de capoeira o teor de C no solo foi 1,7 vezes maior do que em área de floresta. Nas áreas de pastagens foi de 1,5 a 1,9 vezes maior em pastagem de 10-12 anos e pastagem de 5-7 anos, respectivamente.

O aumento significativo do conteúdo de C do solo para a fração areia, após o desmatamento, em área de capoeira em relação à floresta, pode ser atribuído à grande produção de resíduos orgânicos proporcionados pelas espécies pioneiras que aí cresciam,

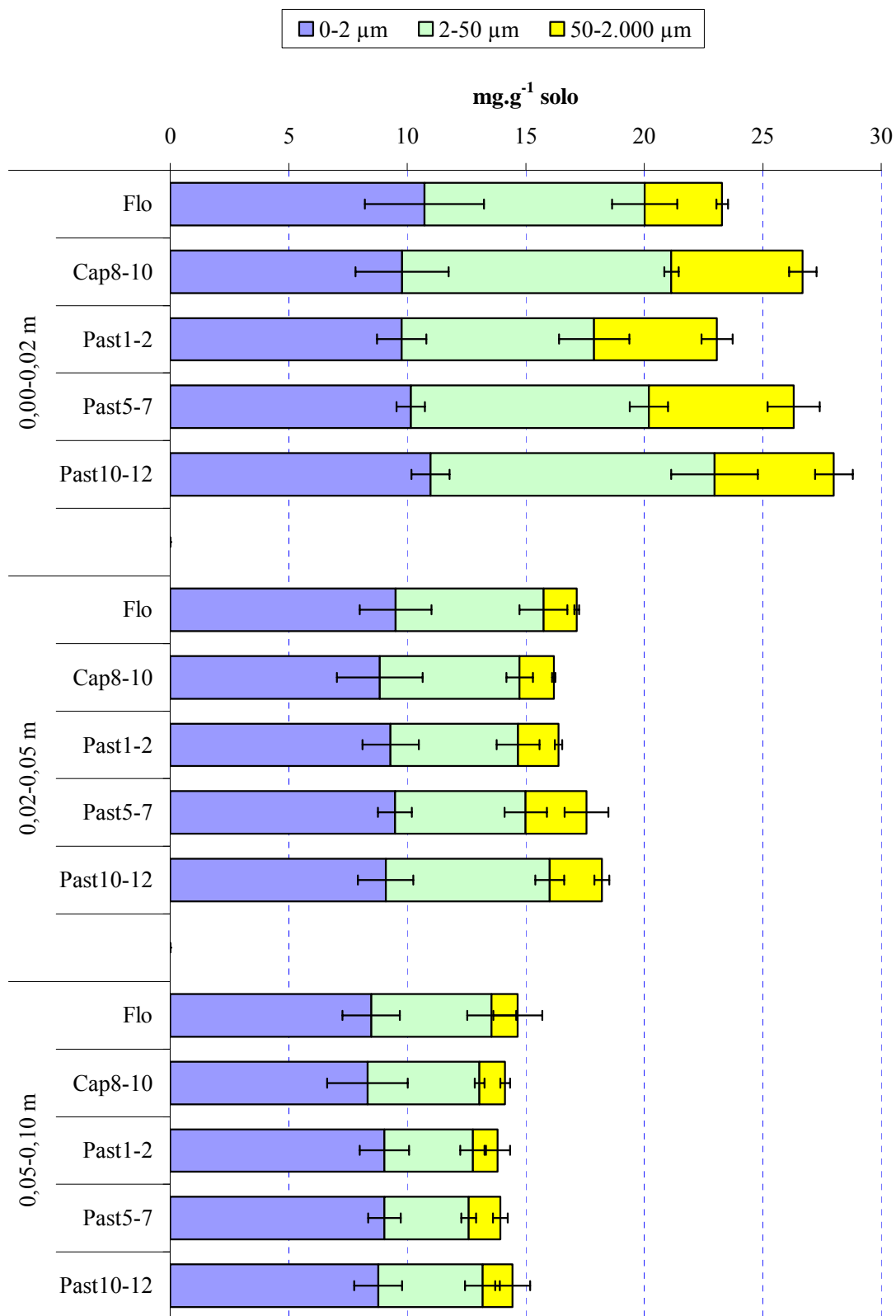
principalmente, *Cecropia* sp. Em área de pastagem de 1 a 2 anos, o menor valor obtido, em comparação à área de capoeira, pode ser devido ao efeito do fogo, o qual destrói a MO não decomposta da superfície do solo (BRINKMMAN; NASCIMENTO, 1973; LONGO; ESPÍNDOLA, 2000). Os dados de saturação por bases ($V = 65,4\%$ em 0,00-0,02 m, em Tabela 1, Capítulo 3) dão uma indicação desse fato. Por outro lado, ecossistemas de gramíneas permitem uma incorporação maior de MO por meio da regeneração e ciclagem do sistema radicular, proporcionando acúmulo de MO não decomposta (FEARNSIDE; BARBOSA, 1998).

Tão importante quanto conhecer a distribuição do carbono nas frações granulométricas do solo, é conhecer a contribuição de cada fração granulométrica no conteúdo total de carbono do solo (Figuras 6 e 7). Isto ajuda a entender a contribuição das frações granulométricas do solo na ciclagem e estoque de carbono.

A Figura 6 mostra os conteúdos de C das frações granulométricas do solo. Verifica-se que a maior quantidade de C do solo (em mg.g^{-1} de solo) encontrou-se na fração argila, para a maioria dos tipos de cobertura vegetal e profundidades analisados. A fração argila apresentou uma redução gradual do conteúdo de C com o aumento da profundidade.

O conteúdo de C na fração silte de solo sob floresta, na camada de 0,00-0,02 m, só foi maior do que o da área sob pastagem de 1 a 2 anos. Isso pode ser devido ao efeito da queima, onde a matéria orgânica da superfície do solo, que se encontrava em decomposição, foi mineralizada pela ação do fogo (BRINKMMAN; NASCIMENTO, 1973; CERRI; VOLKOFF; EDUARDO, 1985), diminuindo a entrada e o estoque de C do solo (BIRD et al., 2000).

Verificou-se, também, que a diminuição do conteúdo de C na fração silte foi mais brusca entre a superfície do solo e a camada de 0,02-0,05 m, do que entre as duas camadas subsuperficiais. Estes resultados estão em concordância com os observados por Bird et al. (2000) em estudo na Savana sub-úmida do Zimbábue (África), onde os autores avaliaram o efeito da intensidade da prática do uso do fogo como método de preparo de área: eles verificaram que na fração silte de área controle não queimada, o conteúdo de C atingiu $22,8 \text{ mg.g}^{-1}$ solo, reduzindo-se para $14,3 \text{ mg.g}^{-1}$ solo em área submetida à queima por três anos consecutivos, e chegando ao menor valor ($1,25 \text{ mg.g}^{-1}$ solo), em tratamento onde a queima era anual.



As barras representam a média \pm erro padrão (n = 3).

FIGURA 6- Conteúdo de carbono (mg.g⁻¹ solo) nas frações granulométricas em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Assim como verificado para a fração 2-50 μm (silte), na fração mais grossa do solo (50-2.000 μm), a maior variação do conteúdo de C ocorreu na camada superficial, onde o menor valor foi encontrado em solo sob floresta. Os resultados mostraram que os sistemas de cobertura vegetal que substituíram a floresta proporcionaram aumento significativo do conteúdo de C nessa fração, principalmente na camada superficial do solo. Vale destacar que foi na fração areia (50-2.000 μm) que ocorreu o maior gradiente de variação do conteúdo de carbono orgânico do solo.

O padrão de distribuição do C nas frações granulométricas, observado neste estudo, assemelhou-se aos resultados obtidos por Desjardins et al. (1994, 2003, 2004, 2006), Borges e Kiehl (1996), Silver et al. (2000) e Roscoe et al. (2001).

Por meio da Figura 7, verifica-se que, de maneira geral, a maior contribuição para o carbono total do solo foi da fração mais fina (argila). Essa contribuição aumentou conforme aumentou a profundidade do solo, variando de 34% na camada superficial até 67% na profundidade de 0,05-0,10 m.

O aumento verificado no conteúdo de carbono do solo global das pastagens e da capoeira pode ser explicado pelo aumento de C na fração areia (50-2.000 μm), conforme mostra a Figura 7. Tal fato pode ser devido: 1) ao aumento do C oriundo da matéria orgânica pouca humificada, produzida pela parte aérea da capoeira e pela elevada produção, acúmulo e ciclagem das raízes das gramíneas (MORAES, 1995); 2) e, ou pela alteração da atividade microbiana do solo, a qual sofre redução em áreas de pastagem em comparação à floresta, diminuindo os processos de decomposição e mineralização da matéria orgânica (MELO, 2007).

O aumento do conteúdo de C do solo após a substituição da floresta por pastagem já foi demonstrado por vários autores (ROSCOE et al., 2001; DESJARDINS et al., 2004). Em estudo para avaliar o efeito do desmatamento seguido do estabelecimento de pastagem, realizado em cronossequências de pastagens de *Brachiaria brizantha* e *Panicum maximum* sobre solos arenosos de Rondônia, Brasil, Moraes et al. (1996) verificaram que após 20 anos, o conteúdo de C nos solos sob pastagens era de 17% a 20% superior ao solo sob floresta. Usando a técnica isotópica ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), mostraram que após nove anos, houve forte diminuição da percentagem de C da floresta no C total dos solos sob pastagens, chegando a 50% do total após 30 anos. Em solos argilosos da região de Manaus (AM), Choné et al. (1991) encontraram altas entradas de carbono derivado da pastagem, no estoque de C do solo, para a camada de 0,00-0,03 m, variando de 30% após dois anos a 68% após 8 anos.

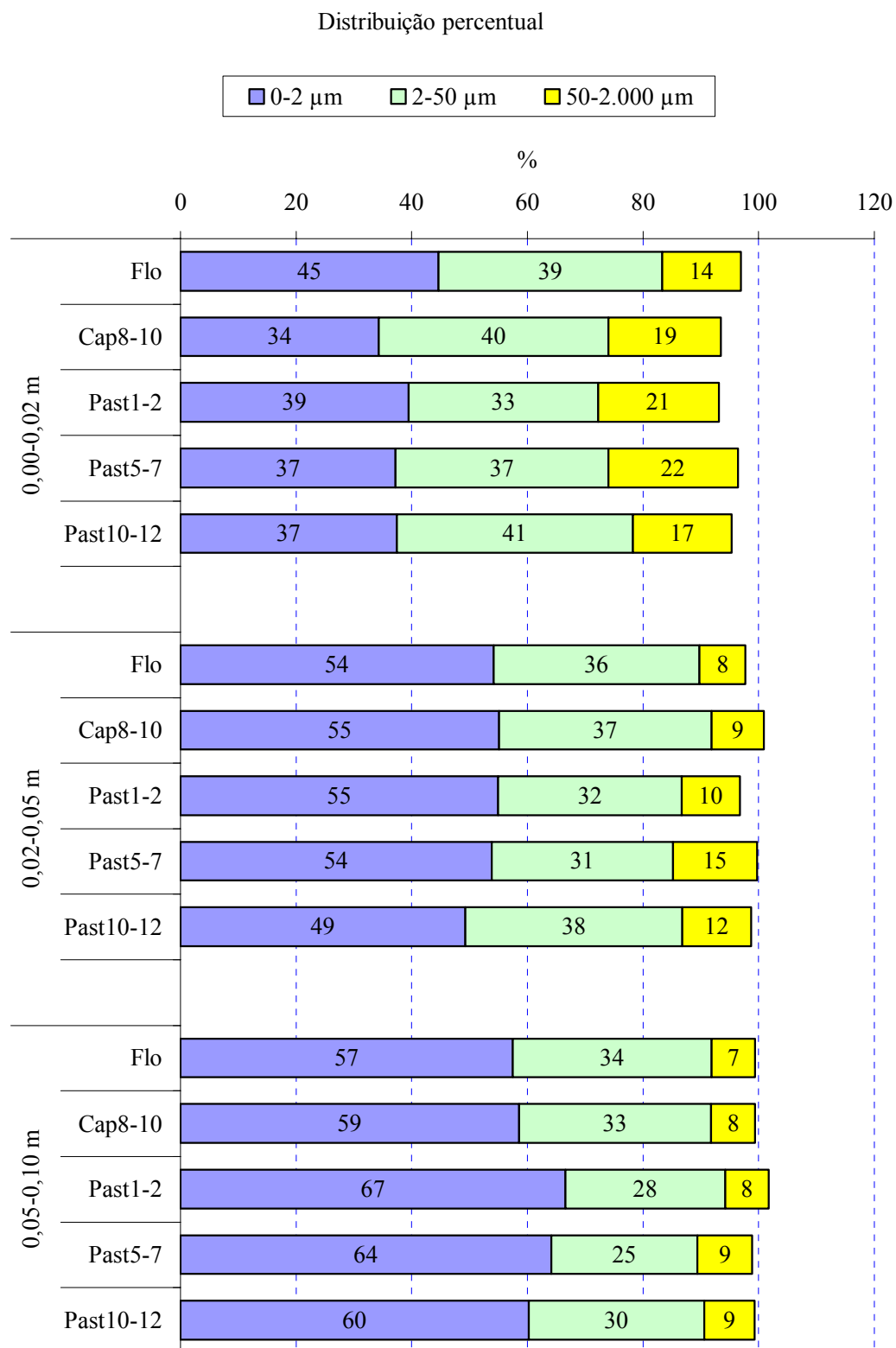


FIGURA 7- Distribuição percentual do conteúdo de C (mg.g^{-1} solo) contido nas frações granulométricas em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Geralmente, substituição do carbono derivado da floresta por carbono derivado da pastagem ocorre de forma mais rápida na fração mais grossa da matéria orgânica do solo, do que nas frações mais finas (FELLER; BEARE, 1997; DESJARDINS et al., 2004). O presente estudo mostrou resultados concordantes com esses autores.

2.3.4- Estoque de carbono total do solo

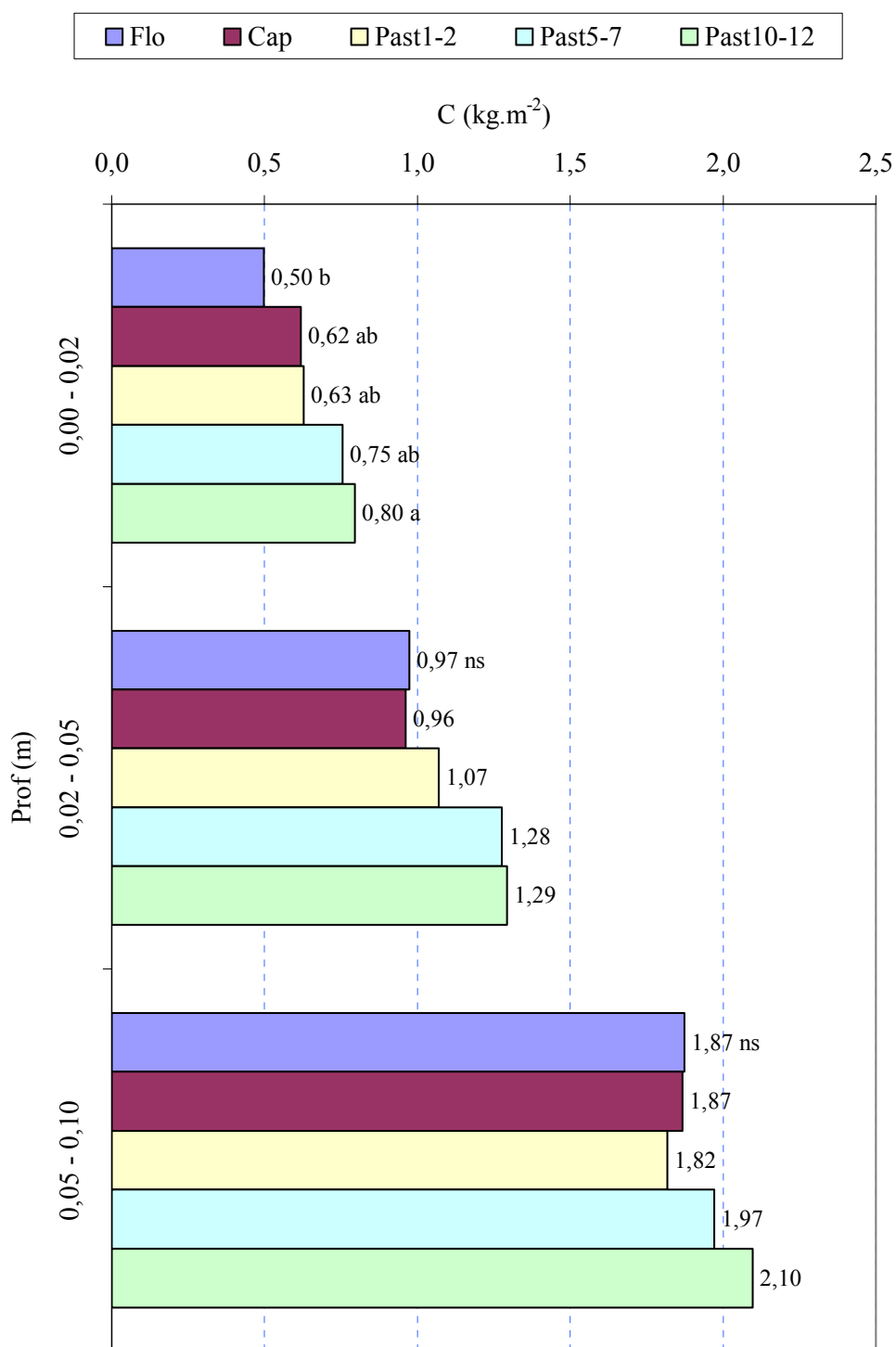
No solo sob floresta nativa estão estocados $0,50 \text{ kg.m}^{-2}$ de carbono na profundidade de 0,00-0,02 m (Figura 8). O estoque de carbono do solo sob pastagem mais velha (10-12 anos), nessa mesma camada, aumentou de forma significativa somente em relação ao solo sob floresta, atingindo $0,80 \text{ kg.m}^{-2}$. Os estoques de C nas áreas de capoeira e de pastagem mais novas foram praticamente iguais ($\approx 0,62 \text{ kg.m}^{-2}$), o que correspondeu a um aumento de $0,12 \text{ kg.m}^{-2}$ em relação à floresta. Verifica-se, portanto, que houve uma tendência de aumento no estoque de C, com o aumento da idade das pastagens, levando a se diferirem da floresta com o passar do tempo.

Os dados do carbono estocado na camada superficial do solo, obtidos neste trabalho, são superiores aos valores obtidos por Bernoux et al. (1999), em uma cronossequência de floresta-pastagem em Paragominas (PA), sob solo argiloso. Esses autores observaram um estoque menor de C no solo sob floresta, na camada de 0,00-0,10 m, igual a $2,19 \text{ kg.m}^{-2}$; entretanto, em pastagem de 10 anos, obtiveram valores menores do que os da floresta ($2,04 \text{ kg.m}^{-2}$), atribuindo essa redução ao fato de a área ter sido cultivada com milho durante os dois anos anteriores à implantação da pastagem. De acordo com Cerri (1986), a cultura do milho restitui menor quantidade de material vegetal ao solo, comparado com as pastagens. Por outro lado, Bernoux et al. (1999) verificaram aumento significativo no estoque de C em pastagem de 15 anos ($2,65 \text{ kg.m}^{-2}$), apesar de a mesma ter sido cultivada com milho antes da implantação.

Os dados da Figura 8 mostram que as pastagens podem ser ótimas incorporadoras de C no solo, concordando com os resultados de Bernoux et al. (1999), confirmando que a implantação da pastagem conduz, ao longo do tempo, a um aumento no conteúdo de carbono no solo, conforme verificado por Desjardins et al. (2004).

Nas duas camadas subsuperficiais, não houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal no estoque de carbono do solo, conforme já discutido. No entanto, verifica-se que nas

pastagens o estoque de carbono do solo tendeu a aumentar, com o aumento da idade das mesmas e em profundidade.



Letras iguais indicam médias iguais na mesma profundidade estudada, pelo teste de Duncan, a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

FIGURA 8- Estoque de carbono (kg.m⁻²) em Latossolo Amarelo, textura argilosa, em três profundidades, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

A quantidade total de carbono acumulado nos 10 cm do solo estudado, sob os diferentes tipos de cobertura vegetal, é mostrada na Figura 9. A menor variação foi observada entre a área de floresta e de capoeira ($0,11 \text{ kg.m}^{-2}$; $> 3\%$) e deveu-se a maior quantidade de C contido na fração argila.

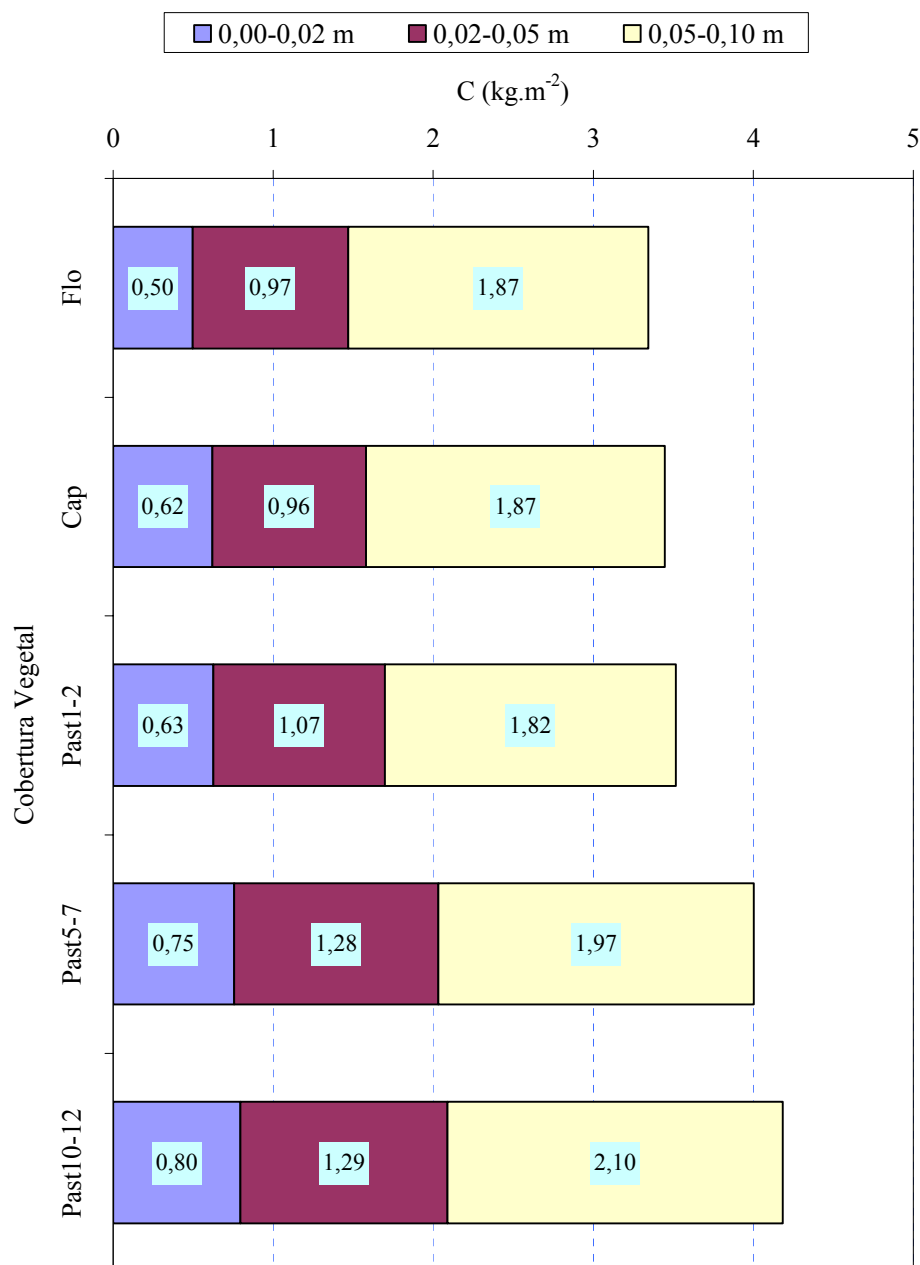


FIGURA 9- Carbono total estocado (kg.m^{-2}) na profundidade de 0,0 a 0,1 m de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Os resultados apresentados na Figura 9 diferem dos valores obtidos por Martins et al. (1990), em Latossolo-podzolizado de Capitão Poço (PA), sob diferentes tipos de vegetação. Os resultados de Martins et al. (1990), de Bernoux et al. (1999) e os encontrados neste estudo, mostram que, apesar de ocorrer produção elevada de resíduos orgânicos pela vegetação secundária e pelas pastagens, o acúmulo de carbono no solo depende de outros fatores, tais como disponibilidade de nutrientes, textura do solo (DESJARDINS et al., 2004), composição florística, regime hídrico (MARTINS et al., 1989), entre outros, já que os resíduos orgânicos que realimentam o processo de decomposição, contribuindo para o aumento do teor de matéria orgânica total do solo, é influenciado por eles.

A variação no estoque de C entre o solo sob floresta e as pastagens foi de 0,18 kg.m⁻² (5%) para pastagem mais nova (1-2 anos), até 0,85 kg.m⁻² (26%) para pastagem mais velha (10-12 anos). A tendência de aumento do estoque de C com aumento da idade das pastagens, verificado neste estudo, é devido à grande contribuição no estoque de C proporcionado pelo material orgânico da camada superficial do solo, a qual recebe diretamente os resíduos orgânicos da parte aérea da vegetação. Na camada superficial do solo houve aumento de 60% no estoque de C, entre o solo sob floresta e a pastagem de 10-12 anos, reduzindo tal aumento praticamente à metade (33%) para a camada de 0,02-0,05 m, e a apenas 12% para a camada mais profunda (0,05-0,10 m).

O aumento do C total em área de capoeira, em comparação à floresta, está de acordo com os resultados obtidos por Johnson et al. (2001), e vai ao encontro dos resultados de Martins et al. (1990). No presente estudo, a capoeira tinha uma idade de 8-10 anos, e no estudo de Martins et al. (1989), em apenas três anos de pousio da capoeira, o conteúdo de carbono total desse tipo de cobertura vegetal correspondeu a 84% em relação à área de mata. Além disso, Johnson et al. (2001), avaliando o estoque de nutrientes no solo sob floresta primária e floresta secundária (capoeira) da região Bragantina no Nordeste do Pará, verificaram que na capoeira mais nova (10 anos) houve aumento significativo do conteúdo de C do solo na camada de 0,00-0,05 m, em comparação à floresta primária, sendo de 21,4 g.kg⁻¹ solo e de 15,6 g.kg⁻¹ solo, respectivamente.

A tendência de aumento do C total em função do aumento da idade das pastagens, verificada neste estudo, concorda com os resultados de Silver et al. (2001), Desjardins et al. (2004), e é ligeiramente diferente do verificado por Desjardins et al. (1994). Apesar dos resultados contrastantes, os dados obtidos por Desjardins et al. (1994) podem ajudar a entender o aumento no conteúdo de C das pastagens verificado neste trabalho: depois de 10

anos de implantação das pastagens, a presença de carbono originado de pastagem (Cdp) foi detectado até a profundidade de 40 cm, com predomínio na camada de 0,0-0,1 m (52% do C total); por outro lado, quando comparado com o solo sob floresta nativa, a perda do carbono da floresta (Cdf-perda) atingiu 56% do valor original. Como a maior contribuição no aumento do conteúdo total de C foi na camada superficial do solo foi proporcionada pela fração areia (dados discutidos anteriormente), e como a matéria orgânica do solo nas frações finas (argila) é geralmente mais humificada do que nas frações grossas (areia) (FELLER; BEARE, 1997; CHRISTENSEN et al., 2001), os resultados indicaram que a instalação de pastagem resultou em alteração da matéria orgânica da camada superior do solo, através da perda de Cdf e entrada do Cdp.

Ressalta-se aqui, porém, que a abordagem empregada neste tópico não foi o seqüestro de carbono, e sim, o acúmulo de carbono na mesma profundidade de solo para os diferentes tipos de cobertura vegetal estudados.

O seqüestro de carbono implicaria em estudar o C acumulado, tanto na biomassa epigéia quanto na radicular, conhecendo-se também o C da necromassa da camada superficial. No que diz respeito ao carbono do solo, o cálculo teria que ser realizado em função da massa constante do solo e da variação da densidade, para uma mesma camada estudada.

Como no presente estudo tais regras não foram consideradas, e se considerou a densidade constante para uma mesma profundidade dos ecossistemas alterados, obteve-se desse modo, o estoque de C na profundidade estudada. Do contrário, os resultados provavelmente seriam diferentes.

2.3.5- Relação C/N do solo e das frações granulométricas

Como verificado por meio da ANAVA, para os dados da Tabela 5, houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal na relação C/N, para as frações 2-50 μm (silte) e 50-2.000 μm (areia) da camada superficial e para a fração areia da profundidade de 0,02-0,05 m, conforme atestado pelo teste F a 5% de probabilidade de erro (Anexo 6).

A Tabela 5 mostra que não houve diferença significativa para a relação C/N no solo global. Nas frações mais finas os maiores valores foram encontrados na camada superficial, diminuindo nas camadas subseqüentes, ocorrendo o inverso com a fração 50-2.000 μm . No entanto, deve-se ressaltar que a relação C/N na camada superficial de solo sob floresta é

menor no solo global e em todas as frações, à exceção da de 0-2 μm , aumentando com o aumento da idade das pastagens. Müller et al. (2004) verificaram variação bastante parecida na relação C/N, em estudo para avaliar a relação entre degradação de pastagens e propriedades dos solos de Marabá (PA). De acordo com os autores, isto indicaria que a baixa disponibilidade de N poderia ser um dos fatores mais importantes a provocar aumento na relação C/N, tendo como consequência o declínio gradual das pastagens.

TABELA 5- Relação C/N do solo global e das frações granulométricas em diferentes profundidades de um Latossolo Amarelo, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Cobertura Vegetal	Fração do solo			
	Solo global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
Prof. 0,00 – 0,02 m				
Floresta	12,8 ^{ns}	10,4 ^{ns}	13,2 ab	23,1 ab
Capoeira 8 a 10 anos	12,8	10,2	13,1 ab	21,7 b
Pastagem 1 a 2 anos	13,1	10,1	12,2 b	20,4 b
Pastagem 5 a 7 anos	13,8	10,1	14,0 ab	26,7 a
Pastagem 10 a 12 anos	13,7	10,2	15,0 a	26,7 a
Prof. 0,02 – 0,05 m				
Floresta	11,8 ^{ns}	10,3 ^{ns}	12,7 ^{ns}	25,8 a
Capoeira 8 a 10 anos	11,3	9,7	12,0	20,3 ab
Pastagem 1 a 2 anos	11,6	10,1	12,5	17,0 b
Pastagem 5 a 7 anos	12,4	10,2	13,4	27,5 a
Pastagem 10 a 12 anos	12,1	9,8	12,2	22,6 ab
Prof. 0,05 – 0,10 m				
Floresta	11,3 ^{ns}	10,2 ^{ns}	11,7 ^{ns}	24,1 ^{ns}
Capoeira 8 a 10 anos	11,0	9,8	12,2	23,4
Pastagem 1 a 2 anos	10,7	10,2	12,4	20,4
Pastagem 5 a 7 anos	11,5	10,2	12,2	22,8
Pastagem 10 a 12 anos	11,3	9,8	12,2	21,6

Médias seguidas de mesma letra na coluna, na mesma profundidade, não diferem entre si pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro; ^{ns} = não significativo.

Os maiores valores de relação C/N foram encontrados sempre na camada superficial, diminuindo com o aumento da profundidade (Tabela 5). Os menores valores foram encontrados na fração mais fina (0-2 μm), aumentando conforme o aumento do diâmetro das mesmas.

Os resultados obtidos são coerentes e encontram respaldo nos resultados dos trabalhos de Tisdall e Oades (1982) e Feller e Beare (1997): i) a fração mais grossa (areia) é formada por partículas dos componentes minerais do solo e a matéria orgânica pouco humificada e resíduos vegetais, com relação C/N de 20:1; ii) a fração intermediária (silte) se associa com resíduos de plantas e células microbianas e seus metabólitos, principalmente fungos, por meio de agentes cimentantes, formando compostos altamente resistentes, de relação C/N em torno de 15:1; iii) a fração mais fina do solo (argila) tem em sua superfície cargas elétricas, geralmente negativas, que formam complexos organo-argiloso com a matéria orgânica humificada, de relação C/N entre 10:1 e 12:1.

Na fração silte, em que o efeito da cobertura vegetal se manifestou apenas na camada superficial do solo, o menor valor de C/N ocorreu em pastagem mais nova (12,2), o qual diferiu significativamente apenas do valor da pastagem mais velha (15,0). Para a fração areia (50-2.000 μm) em que houve efeito da cobertura vegetal nas profundidades de 0,00-0,02 m e de 0,02-0,05 m, em ambas as camadas, os menores valores ocorreram em pastagem de 1-2 anos e os maiores em pastagens de 5-7 anos, os quais diferiram significativamente entre si. O aumento da relação C/N de solos sob pastagens mais velhas em comparação com solos sob floresta e capoeira, deve-se, de acordo com Vargas e Scholes (2000), às elevadas concentrações de lignina e celulose encontrados nos resíduos de gramíneas, os quais diminuem a mineralização de N, devido à menor taxa de decomposição e interações físico-químicas da lignina com o N do solo (MARY et al., 1996). No entanto, vale ressaltar que as variações observadas em C/N, neste estudo, na fração mais grossa, são de pequenas amplitudes.

2.4- CONCLUSÕES

1. O fracionamento granulométrico mostrou que existiu uma forte relação entre o conteúdo de C e a fração mais fina (0-2 μm), a qual proporcionou maior contribuição para o conteúdo total do carbono do solo.

2. Após a conversão da floresta natural para capoeira ou pastagem, houve ligeiro aumento no conteúdo de C do solo, com tendência de aumento de C com a idade das pastagens.
3. A mudança no conteúdo de carbono do solo foi mais intensa na camada superior (0,00-0,02 m), principalmente na fração mais grossa (50-2.000 μm), diminuindo com o aumento da profundidade.
4. Na camada superficial de solos sob capoeira e pastagens, ocorreu acúmulo de resíduos orgânicos mais grossos, enquanto que a quantidade de C na fração mais fina não variou, o que sugere uma redução na velocidade dos processos de humificação da MOS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, D.S.; SOARES, J.V.; AMARAL, S.; MELLO, E.M.K.; ALMEIDA, S.A.S.; SILVA, O.F.; SILVEIRA, A.M. Biomass of primary and secondary vegetation in Rondônia, Western Brazilian Amazon. **Global Change Biology**, v.3, p.451-461, 1997.

ARAÚJO, E.A.; LANI, J.L.; AMARAL, E.F.; GUERRA, A. Uso da terra e propriedades físicas e químicas de Argissolo Amarelo distrófico da Amazônia Ocidental. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 28, p.307-315, 2004.

BAJTES, N.H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. **European Journal of Soil Science**, v.47, p.151-163, 1996.

BALESDENT, J.; CHENU, C.; BALABANE, M. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. **Soil & Tillage Research**, v.53, p.215-230, 2000.

_____ ; BESNARD, E.; ARROUAYS, D.; CHENU, C. The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. **Plant and Soil**, v.201, p.49-57, 1998.

BERNOUX, M.; FEIGL, B.J.; CERRI, C.C.; GERALDES, A.P.A.; FERNANDES, S.A.P. Carbono e nitrogênio em solo de uma cronossequência de floresta tropical-pastagem de Paragominas. **Scientia Agricola**, v.56, p.777-783, 1999.

BIRD, M.I.; VEENENDAAL, E.M.; MOYO, C.; LLOYD, J.; FROST, P. Effect of fire and soil texture on soil carbon in a sub-humid savanna (Matopos, Zimbabwe). **Geoderma**, v.94, p.71-90, 2000.

BLAKE, G.R. Bulk density. In: BLACK, C.A. (Ed.). **Methods of soil analysis: physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling**. Madison: American Society of Agronomy, 1965. v.1, p.374-390.

BORGES, A.L.; KIEHL, J.C. Alterações da matéria orgânica de um Latossolo Amarelo álico de Cruz das Almas (BA), pelo cultivo com frutíferas perenes e mandioca. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.20, p.313-318, 1996.

BRINKMMAN, W.L.F.; NASCIMENTO, J.C.. The effect of slash and burn agriculture on plant nutrients in the Tertiary Region of Central Amazonia. **Acta Amazonica**, v.3, p.55-61, 1973.

CERRI, C.C. **Dinâmica da matéria orgânica do solo no agrossistema cana-de-açúcar**. 1986. 197p. Tese (Livre-Docência) – ESALQ-USP, Piracicaba, 1986.

_____ ; VOLKOFF, B.; EDUARDO, B.P. Efeito do desmatamento sobre a biomassa microbiana em Latossolo Amarelo da Amazônia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.9, p.1-4, 1985.

CHONÉ, T.; ANDREUX, F.; CORREA, J.C.; VOLKOFF, B.; CERRI, C.C. Changes in organic matter in an Oxisol from the Central Amazonian forest during eight years as pasture determined by ¹³C isotopic composition. In: Berthelien, J. (Ed.) **Diversity of Environmental Biogeochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1991. p.397-405.

CHRISTENSEN, B.T. Physical fractionation of soil organic matter in primary particle size and density separates. **Advances in Soil Science**, v.20, p.1-90, 1992.

_____. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. **European Journal of Soil Science**, v.52, p.345-353, 2001.

DAY, P.R. Particle fractionation and particle-size analysis. In: BLACK, C.A. (Ed.). **Methods of soil analysis: physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling**. Madison: American Society of Agronomy, 1965. v.1, p.545-566.

DESJARDINS, T.; ANDREUX, F.; VOLKOFF, B.; CERRI, C. Organic carbon and ^{13}C contents in soils and soils size-fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. **Geoderma**, v.61, p.103-118, 1994.

_____ ; CHARPENTIER, F.; PASHANASI, B.; PANDOBABUON, A.; LAVELLE, P.; MARIOTTI, A. Effects of earthworm inoculation on soil organic matter dynamics of a cultivated ultisol. **Pedobiologia**. v.47, p.835-841, 2003.

_____ ; BARROS, E.; SARRAZIN, M.; GIRARDIN, C.; MARIOTTI, A. Effects of forest conversion to pasture on soil carbon content and dynamics in brazilian Amazônia. **Agriculture, Ecosystems & Environment**. v.103, p.365-373, 2004.

_____ ; FOLGARAIT, P.J.; PANDO-BAHUON, A.; GIRARDIN, C.; LAVELLE, P. Soil organic matter dynamics along a rice chronosequence in north-eastern Argentina: evidence from natural ^{13}C abundance and particle size fractionation. **Soil Biology & Biochemistry**, v.38, p.2753-2761, 2006.

FALESI, I. **Ecosistema de pastagem cultivada na Amazônia brasileira**. Belém: EMBRAPA-CPATU, 1976. 193p. (Boletim Técnico, 1.)

FEARNSIDE, P.M.; BARBOSA, R.I. Soil carbon changes from conversion of forests to pasture in Brazilian Amazonia. **Forest Ecology and Management**, v.108, p.147-166, 1998.

FELLER, C.; BEARE, M.H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. **Geoderma**, v.79, p.69-116, 1997.

GAVINELLI, E.; FELLER, C.; LARRÉ-LARROUY, M.C. BACYE, B.; DJEGUI, N.; de D. NZILA, J. A routine method to study soil organic matter by particle-size fractionation: exemples for tropical soils. **Commun. Soil Sci. Plant Anal.**, 26, p.1749-1760. 1995.

JOHNSON, C.; VIEIRA, I.C.G.; ZARIN, D.J.; FRIZANO, J.; JOHNSON, A.H. Carbon and nutrient storage in primary and secondary forests in eastern Amazônia. **Forest Ecology and Management**, v.147, p.245-252, 2001.

KIEHL, E.J. **Manual de edafologia**. São Paulo: Ceres, 1979. 262p.

KOUTIKA, L.S.; BARTOLI, F.; ANDREUX, F.; CERRI, C.C.; BURTIN, G.; CHONÉ, T.; PHILIPPY, R. Organic matter dynamics and aggregation in soils under rain forest and pasture of increasing age in eastern Amazon Basin. **Geoderma**, v.76, p.87-112, 1997.

LEPSCH, I.F.; BELLINAZZI, R.; BERTOLINI, D. **Manual para levantamento utilitário do meio físico e classificação de terras no sistema de capacidade de uso**. Campinas: SBCS, 1991. 175p.

LONGO, R.M.; ESPÍNDOLA, C.R. Alterações em características químicas de solos da região amazônica pela introdução de pastagens. **Acta Amazonica**, v.30, p.71-80, 2000.

MARTINS, P.F.S.; CERRI, C.C.; ANDREUX, F.; VOLKOFF, B. O solo de um ecossistema natural de floresta localizado na Amazônia Oriental. II. Fracionamento da matéria orgânica do horizonte A. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Sér. Ciências da Terra**. v.1, n.2, p.79-89, 1989.

_____ ; VOLKOFF, B.; CERRI, C.C.; ANDREUX, F. Conseqüências do cultivo e do pousio sobre a matéria orgânica do solo sob floresta natural na Amazônia Oriental. **Acta Amazonica**, v.20, p.19-28, 1990.

MARY, B.; RECOUS, S.; DARWIS, D.; ROBIN, D. Interactions between decomposition of plant residues and nitrogen cycling in soil. **Plant and Soil**, v.181, p.71-82, 1996.

MELO, V.S. **Avaliação da qualidade dos solos em sistemas de floresta primária-capoeira-pastagem na Amazônia Oriental por meio de indicadores de sustentabilidade microbiológicos e bioquímicos**. 2007. 145p. Tese (Doutorado em Ciências Agrárias). Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém, 2007.

MORAES, J.F.L. **Propriedades do solo e dinâmica da matéria orgânica associada às mudanças do uso da terra em Rondônia (RO)/ Brasil**. 1995. 69 p. Dissertação (Mestrado em Ciências). Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1995.

MORAES, J.F.L.; VOLKOFF, B.; CERRI, C.C.; BERNOUX, M. Soil properties under Amazon forest and changes due to pasture installation in Rondônia, Brazil. **Geoderma**, v.70, p.63-81, 1996.

MÜLLER, M.M.L.; GUIMARÃES, M.F.; DESJARDINS, T.; MITJA, D. The relationship between pasture degradation and soil properties in the Brazilian amazon: a case study. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 103, p.279-288, 2004.

PRADO, H. do. **Manejo dos solos: descrições pedológicas e suas implicações**. Campinas: Nobel, 1991. 116p.

REIS, M. da S. **Composição granulométrica e características químicas do solo de uma topossequência sob pastagem, em uma frente pioneira da microrregião de Marabá-PA.** 2005. 72p. Dissertação (Mestrado em Agronomia). Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém, 2005.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B.; CORRÊA, G.F. **Pedologia: base para distinção de ambientes.** 2ed. Viçosa: NEPUT, 1997. 365p.

ROSCOE, R.; MADAR, B.E. MACHADO, P.L.O.A. Fracionamento físico do solo na obtenção de compartimentos mensuráveis para uso em simuladores da dinâmica da matéria orgânica. In.: ROSCOE, R.; MERCANTE, F.M.; SALTON, J.C. (Ed.). **Dinâmica da matéria orgânica do solo em sistemas conservacionistas.** Dourados: Embrapa Agropecuária Oeste, 2006. 304p. Cap. 5, p.107-132.

ROSCOE, R.; BUURNMAN, P.; VELTHORST, E.J.; VASCONCELLOS, C.A. Soil organic matter dynamics in density and particle size fractions as revealed by the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotopic ratio in a Cerrado's oxisol. **Geoderma**, v.104, p.185-202, 2001.

SÁNCHEZ, P.A. **Suelos del trópico: características y manejo.** San José: IICA, 1981. 660p.

SERRÃO, E.A.S.; FALESI, I.C.; VEIGA, J.B.; TEIXEIRA NETO, J.F. Productivity of cultivated pastures on low fertility soils of the Amazon region of Brazil. In: SÁNCHEZ, P.A.; TERGAT, T.E. (Ed.). **Pasture production on acid soils fo the tropics.** Cali: CIAT, 1979. p.195-225.

SILVA JÚNIOR, M.L.; SILVA, G.R.; VIEIRA, L.S.; GRIMM, U. Influência de diferentes sistemas de manejos nas características químicas de um Latossolo da Amazônia. **Boletim da FCAP**, n.26, p.77-92, 1996.

SILVER, W.L; NEFF, J.; MCGRODDY, M.; VELDKAMP, E.; KELLER, M.; COSME, R. Effects of soil texture on belowground carbon and nutrient storage in a lowland Amazonian forest ecosystem. **Ecosystems**, v.3, p.193-209, 2000.

SIMÕES, L.H.R. **Influência da cobertura pedológica na utilização do solo na localidade de Benfica, município de Itupiranga – PA.** 2004. 79p. Dissertação (Mestrado em Agronomia). Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém, 2004.

SOLOMON, D.; FRITZSCHE, F.; LEHMANN, J.; TEKALIGN, M.; ZECH, W. Soil organic matter dynamics in the subhumid agroecosystems of the Ethiopian highlands: evidence from natural C-13 abundance and particle-size fractionation. **Soil Science of American Journal**, v.66, p.969-978, 2002.

STENVENSON, J.F. **Húmus chemistry, gênesis, composition, reaction**. New York: J. Wiley, 1982. 443p.

TISDALL, J.M.; OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, v.33, p.141-163, 1982.

TRUMBORE, S.E.; DAVIDSON, E.A.; CAMARGO, P.B. de; NEPSTAD, D.C.; MARTINELLI, L.A. Belowground cycling of carbon in forests and pastures of Eastern Amazonia. **Global Biochemical Cycles**, v.9, p.515-528, 1995.

VARGAS, L.K.; SCHOLLES, D. Biomassa microbiana e produção de C-CO₂ e N mineral de um Podzólico Vermelho-Escuro submetido a diferentes sistemas de manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.24, p. 35-42, 2000.

VIEIRA, L.S.; SANTOS, P.C.T.C. **Amazônia**: seus solos e outros recursos naturais. São Paulo: Ceres, 1987. 416p.

_____. **Manual da ciência do solo**: com ênfase aos solos tropicais. São Paulo: Ceres, 1988. 464p.

VOLKOFF, B.; CERRI, C.C. L'humus des sols du Brésil. Nature et relations avec l'environnement. Cah. ORSTOM Sér. **Pédol.**, v.24, p.83-95, 1988.

WALTER, A.G.; OADES, J.M. Organic matter in water-stable aggregates. In: WILSON, W.S. **Advances in soil organic matter research**: the impact on agriculture and environment. Wiltshire: Redwood Press, 1991. p.163-174.

ANEXOS

Anexo 1- Valores do teste F e nível de significância para as propriedades físicas e fracionamento da matéria orgânica (MO) de um Latossolo Amarelo, nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Propriedades Físicas			
	Ds	Argila	Silte	Areia
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	7,64 *	0,34 ^{ns}	1,83 ^{ns}	0,35 ⁿ
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	5,51 *	0,29 ^{ns}	3,56 ^{ns}	0,39 ^{ns}
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	1,24 ^{ns}	0,35 ^{ns}	1,41 ^{ns}	0,38 ^{ns}
	Fracionamento Granulométrico da MOS			
	0 – 2 µm	2 – 50 µm	50 – 2000 µm	
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	0,48 ^{ns}	2,20 ^{ns}	0,64 ^{ns}	
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	0,30 ^{ns}	1,22 ^{ns}	0,22 ^{ns}	
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	0,38 ^{ns}	1,00 ^{ns}	0,17 ^{ns}	

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Ds = densidade aparente do solo.

Anexo 2- Valores do teste F e nível de significância para as frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal e do método de separação das frações. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2.000 μm
Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal (COB)	0,06 ^{ns}	2,13 ^{ns}	0,84 ^{ns}
Método de separação (MET)	1,82 ^{ns}	39,01 **	0,01 ^{ns}
COB x MET	0,25 ^{ns}	1,81 ^{ns}	0,15 ^{ns}
Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal (COB)	0,43 ^{ns}	2,89 ^{ns}	0,48 ^{ns}
Método de separação (MET)	1,90 ^{ns}	38,82 **	0,06 ^{ns}
COB x MET	0,16 ^{ns}	0,31 ^{ns}	0,13 ^{ns}
Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal (COB)	0,63 ^{ns}	1,27 ^{ns}	0,50 ^{ns}
Método de separação (MET)	2,60 ^{ns}	16,11 **	0,25 ^{ns}
COB x MET	0,09 ^{ns}	0,82 ^{ns}	0,04 ^{ns}

* e ** = significativo a 5% e a 1% de probabilidade de erro, respectivamente; ns = não significativo.

Anexo 3- Valores do teste F e nível de significância para as concentrações de carbono nas frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações granulométricas do solo		
	0 -2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	1,39 ^{ns}	0,71 ^{ns}	1,65 ^{ns}
Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	1,72 ^{ns}	0,39 ^{ns}	2,48 ^{ns}
Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	3,56 *	0,56 ^{ns}	1,27 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 4- Valores do teste F e nível de significância para os conteúdos de carbono nas frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	0,72 ^{ns}	0,12 ^{ns}	1,49 ^{ns}	3,14 ^{**}
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	0,18 ^{ns}	0,05 ^{ns}	0,59 ^{ns}	1,31 ^{ns}
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	0,09 ^{ns}	0,08 ^{ns}	1,01 ^{ns}	1,01 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 5- Valores do teste F e nível de significância para o acúmulo de carbono ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$) em um Latossolo Amarelo, nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Profundidade		
	0 – 2 cm	2 – 5 cm	5 – 10 cm
Cobertura Vegetal	4,47 [*]	1,77 ^{ns}	0,43 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 6- Valores do teste F e nível de significância para a relação C/N das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	2,12 ^{ns}	0,06 ^{ns}	2,99 [*]	2,53 [*]
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	0,96 ^{ns}	0,29 ^{ns}	0,70 ^{ns}	13,42 ^{**}
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	0,53 ^{ns}	0,29 ^{ns}	0,21 ^{ns}	0,36 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

CAPÍTULO 3

**DINÂMICA DO FÓSFORO DE UM LATOSSOLO AMARELO, TEXTURA
ARGILOSIA, APÓS O DESMATAMENTO, NA AMAZÔNIA ORIENTAL**

RESUMO

Foram avaliadas as conseqüências da conversão de áreas de floresta nativa em capoeira e pastagens de *Brachiaria brizantha*, na Amazônia Oriental (Itupiranga, Pará), sobre a dinâmica do fósforo, de amostras superficiais de um Latossolo Amarelo, textura argilosa. As amostras de solo foram coletadas em áreas de floresta nativa, capoeira de 8-10 anos, pastagem de 1-2 anos, pastagem de 5-7 anos e pastagem de 10-12 anos, nas profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, em três repetições por tipo de cobertura vegetal e por profundidade. Dentre as características do solo, foi realizada a determinação do fósforo total e o fracionamento seqüencial do fósforo inorgânico (Pi) e do fósforo orgânico do solo (Po), obtendo-se três frações: solúvel em bicarbonato de sódio, em ácido e em álcali. Os resultados mostraram que os tipos de cobertura vegetal, avaliadas neste estudo, apresentaram capacidade diferencial na acumulação de P, tanto na forma total (Pt) quanto na orgânica (Po), sendo de maneira geral, predominante na camada superior do solo. O conteúdo de fósforo total do solo (Pt) variou desde $\approx 215 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo em áreas de floresta nativa e capoeira, até $\approx 285 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo em áreas de pastagens. Esses resultados indicaram que a derruba e queima da floresta promoveu a entrada de fósforo no solo. O conteúdo de fósforo orgânico total do solo (Pot) foi, em média, de 55 mg.kg^{-1} solo sob áreas de floresta e de capoeira, aumentando conforme aumentou a idade das pastagens, sendo de 63 mg.kg^{-1} solo para pastagem de 1-2 anos, de 70 mg.kg^{-1} solo para pastagem de 5-7 anos e de 71 mg.kg^{-1} solo para pastagem de 10-12 anos. Em média, o Pot correspondeu a 21% do fósforo total do solo. Das frações de Pot, a solúvel em ácido foi a predominante, correspondendo a 65% do Pot, seguindo-se da solúvel em bicarbonato de sódio ou na forma lábil, com 21% do Pot, e em álcali, com 15%. O fósforo orgânico lábil (Pol) apresentou maiores conteúdos em áreas de floresta e capoeira, diminuindo significativamente em áreas de pastagens. O contrário foi observado para a fração solúvel em meio reacional ácido (Po-H^+), onde os maiores conteúdos ocorreram em áreas de pastagens e os menores em solo sob floresta nativa e capoeira. Esses resultados mostraram que a disponibilidade de fósforo em curto prazo, representada pelo Pol, poderá ser menor em solos sob pastagem do que em áreas de floresta e capoeira; por outro lado, o estoque de fósforo que poderá estar disponível em médio prazo, representado pelo Po-H^+ , foi maior em áreas de pastagens do que em áreas de floresta e capoeira.

Palavras chave: Fracionamento do Seqüencial do Fósforo, P Orgânico, fracionamento granulométrico, Floresta Amazônica, Solo Tropical.

ABSTRACT

The consequences of forest conversion by fallow and pastures of *Brachiaria brizantha* on phosphorus dynamic in superficial layers of a clayey oxisol in Eastern Amazon (Itupiranga, Pará) were assessed. Soil samples were collected in native forest, 8-10 years old fallows and pastures of 1-2 years, 5-7 years and 10-12 years, in the 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m and 0,05-0,10 m layers, with 3 replicates by vegetation type and by soil layer. The soil characteristics determined were total phosphorus and organic (Po) and mineral (Pi) fractions extracted by sodium bicarbonate, acid and alkali. The total soil phosphorus (PT) changed from $\approx 215 \text{ mg.kg}^{-1}$ soil in forest and fallow soils to $\approx 285 \text{ mg.kg}^{-1}$ soil in pasture soils. The total organic P (Pot) content was of 55 mg.kg^{-1} soil in forest and fallow soils, and higher in pasture soils, increasing from 63 mg.kg^{-1} soil in 1-2 years old pastures to 70 and 71 mg.kg^{-1} soil in 5-7 and 10-12 years old pastures respectively. Globally the total organic phosphorus corresponded to 21 % of the total soil phosphorus. From the total organic phosphorus, 65 % was in the acid-extractable form, 21% in the bicarbonate form and 15 % in the base extractable form. The results showed differences in the capacity of the vegetation type to accumulate organic phosphorus. Forest and fallows soils showed the highest contents in labil organic phosphorus, significantly higher than in pastures soils. The opposite was observed for the acid-extractable fraction (Po-H⁺), with the highest contents in pasture soils and the lowest in forest and fallow soils. These results showed that the short-term availability of phosphorus, represented by Pol, were lower in pasture soils than in forest and fallow soils. On the other hand, the medium-term availability of phosphorus, represented by Po-H⁺, was higher in pasture soils than in forest and fallow soils.

Key words: Sequential phosphorus fractionation, Organic phosphorus, Particle-size separation, Amazon Forest, Tropical Soil.

3.1- INTRODUÇÃO

O fósforo (P) é um dos nutrientes essenciais para o desenvolvimento das plantas. A sua disponibilidade nos solos é influenciada por uma série de reações físico-químicas e bioquímicas, tais como, adsorção e precipitação do P inorgânico (Pi) e mineralização do P orgânico (Po). Em solos altamente intemperizados dos trópicos úmidos o P é considerado o elemento mais limitante para a produtividade das plantas, devido à baixa disponibilidade desse elemento por minerais primários, à formação de fosfatos de alumínio e de ferro de baixa solubilidade e à oclusão do P em minerais secundários de ferro (SÁNCHEZ, 1981).

No solo, principalmente nos horizontes superficiais, o fósforo encontra-se em percentual elevado na forma orgânica, e na forma inorgânica, sendo que ambas são responsáveis pela disponibilidade deste nutriente para as plantas, a qual é influenciada por vários fatores, entre eles: pH, conteúdo de Al e Fe trocáveis, superfície específica e conteúdo de argila, e conteúdo e forma de P orgânico do solo (BOWMAN, 1989; FIXEN; GROVE, 1990; GUERRA, 1993; CHACÓN; DEZZEO, 2004).

O conteúdo e a distribuição das frações orgânicas e inorgânicas de fósforo nos solos são variáveis em função do tipo de material de origem, dos fatores relacionados à gênese e dos manejos aplicados nesses solos (ACQUAYE, 1963; SMECK, 1973; ADAMS; WALKER, 1975; ADEPETU; COREY, 1976; NEUFELDT et al., 2000).

No compartimento orgânico do solo destaca-se a ação biológica dos microrganismos no processo da mineralização, a qual promove aumento da disponibilidade de Pi para as plantas (HARRISON, 1982; TARAFDAR; CLAASSEN, 1988). Em solos altamente intemperizados e com alta atividade de Al e Fe em solução, como os Latossolos da Amazônia, a disponibilidade de P é pequena devido às reações concomitantes de precipitação e fixação (VIEIRA et al., 1993; NOVAIS; SMYTH, 1999). Nestes solos, a disponibilidade de P pode ser controlada pela mineralização do P orgânico (HEDLEY; STEWART; CHAUHAN, 1982; TIESSEN; STEWART; COLE, 1984; CONDRON et al., 1990).

Além da atuação dos microrganismos e das reações de precipitação e de fixação, outros fatores influenciam nas transformações das formas orgânicas e inorgânicas de P (SMECK, 1973; HEDLEY; STEWART; CHAUHAN, 1982; TIESSEN; STEWART; COLE, 1984). O processo de intemperização provoca a dissolução lenta dos minerais primários, causando a migração do Pi para a solução do solo, o qual se mantém em equilíbrio com a fase sólida. Parte do Pi-solução poderia precipitar e formar minerais secundários e, em solos

geneticamente mais evoluídos, ser convertido em formas oclusas. Outra parte do P_i seria absorvida pelos vegetais, retornando nos resíduos, e parte seria assimilada pela biomassa microbiana, sendo reintroduzido na solução como P_i e, ou P_o após a morte e decomposição das células microbianas. A decomposição dos resíduos e mineralização do P_o forneceriam P_i para a reassimilação microbiana, absorção vegetal e reação com os componentes minerais. Ao mesmo tempo, o P_o -solução seria estabilizado junto à matéria orgânica ou poderia interagir com os componentes minerais do solo (BRADY, 1989).

Vários estudos têm demonstrado correlação positiva entre a mineralização do P_o e acumulação de P em plantas (ACQUAYE, 1963; TARAFDAR; CLAASSEN, 1988). Por outro lado, Lopes e Cox (1977) e Almeida (1979) verificaram que a deficiência severa de P nos Argissolos e Latossolos brasileiros tem impacto negativo na produção das culturas, indicando a limitada contribuição do P_o na nutrição das plantas. No entanto, a importância do P orgânico para a nutrição de plantas pode ser observada em ambientes naturais, como as florestas, que não recebem adição de adubos e corretivos (ZOU; BINKLEY; DOXTADER, 1992).

Os métodos de quantificação do P orgânico total do solo (Pot) podem ser classificados em dois grupos: ignição e extração. O método de ignição tradicionalmente utilizado é o de Saunders e Williams (1955), contudo, este procedimento propicia, em determinados tipos de solos, superestimação dos valores de P_o (GUERRA, 1993; CAMARGO et al., 1999). Condrón et al. (1990) detectaram que, para solos fortemente intemperizados das regiões tropicais da África e do Nordeste do Brasil, o procedimento de ignição, comparado com dois métodos de extração seqüencial (MEHTA et al., 1954; BOWMAN, 1989), superestimou os teores de Pot . Guerra (1993) também verificou que o método de ignição superestima os valores de P_o , quando comparado com a extração seqüencial proposta por Bowman (1989). Para Agbenin; Iwuafor e Ayuba (1999), a superestimação do P_o decorre da solubilização do P_i nativo contido nos minerais após a ignição das amostras. Como o P_o é obtido por diferença, a elevação dos teores de P_i após a ignição propicia aumento no P_o do solo.

O procedimento considerado padrão de extração do Pot é o proposto por Mehta et al. (1954). Porém, o método é laborioso e demorado, e por isso alguns autores têm sugerido outros procedimentos. Dentre os desenvolvidos recentemente para extração seqüencial de P_o destacam-se os métodos propostos por Bowman e Cole (1978a, b), Hedley; Stewart e Chauhan (1982), Bowman (1989) e Bowman e Moir (1993). Agbenin; Iwuafor e Ayuba (1999) compararam a eficiência de alguns destes métodos, em alguns solos de savana, e

observaram que o método de Bowman (1989) é mais eficiente na extração de Pot. Além da maior eficiência do método de Bowman (1989) em extrair o Pot, há a vantagem de este método permitir a separação de duas frações de Po: solúvel em meio reacional ácido e em meio reacional alcalino.

Para o melhor entendimento das transformações do Po no solo, torna-se relevante conhecer seus compartimentos e, desta forma, inferir sobre o grau de resistência à decomposição. Duxbury; Smith e Doran (1989) utilizaram o conceito de matéria orgânica do solo protegida e não protegida para caracterizar a capacidade de liberação de nutrientes, dentre eles o P. O reservatório não protegido é dividido em biomassa microbiana e compartimento lábil. A fração resistente da matéria orgânica é dividida em física e quimicamente protegida. Anteriormente, Bowman e Cole (1978b) já haviam fracionado o Po em diferentes compartimentos, associando-os à disponibilidade para as culturas: P lábil, moderadamente lábil, moderadamente resistente e resistente.

Outra característica do solo que afeta a compartimentalização do Po é a textura. A existência de diferentes formas de P em associação com diferentes frações granulométricas do solo é afetada por processos pedogenéticos e em contrapartida afetam a disponibilidade de P, os quais poderão ser controlados biologicamente ou geoquimicamente (HEDLEY; STEWART; CHAUHAN, 1982; SMECK, 1985; NEUFELDT et al., 2000).

A associação do P com diferentes frações granulométricas tem sido investigada em alguns estudos, mas não tem sido observada relação clara entre formas de P e a pedogênese (SYERS; WALKER, 1969; DAY; COLLINS; WASHER, 1987; BUSCHIAZZO et al., 2001). Enquanto o fósforo total (Pt) e o conteúdo de argila são frequentemente correlacionados (VIEIRA, 1966; LEKWA; WHITESIDE, 1986), resultados de fracionamento de P não têm demonstrado sempre correlação. Syers e Walker (1969) mostraram que P associado principalmente ao Ca foi a forma dominante de P nas frações areia e silte em uma cronossequência de solos da Nova Zelândia. Em contrapartida, Agbenin e Tiessen (1995) mostraram que níveis de formas não-lábil e orgânica de P aumentaram com o decréscimo do tamanho das frações, à custa da diminuição das formas de P ligado ao Ca ao longo das topossequências no Nordeste do Brasil. Por outro lado, Neufeddt et al. (2000) utilizaram o procedimento do fracionamento do P para as frações granulométricas de Latossolo do cerrado brasileiro, obtendo resultados que refletiram as transformações nas formas de P ao longo de um gradiente orgânico e mineralógico. Nesse trabalho, os autores verificaram que a fração

argila continha de 69-87% do P total e aparentou ser um reservatório para as formas de P altamente não disponíveis e uma fonte de P lábil, especialmente P orgânico lábil.

Os resultados de Neufeldt et al. (2000) confirmaram o que já havia sido observado por Huffman; Cole e Scott (1996): o Po lábil apresenta-se em maiores quantidades em solos argilosos que em solos arenosos. Com o passar do tempo ocorre diminuição dos teores iniciais neste compartimento, principalmente, nos solos com maiores teores de areia.

Na Amazônia, assim como ocorre em outras regiões tropicais do mundo, o P é o principal fator limitante para a nutrição das plantas. No entanto, estudos que visem entender a dinâmica das formas de P, associadas com as frações granulométricas do solo, são inexistentes. Impactos do manejo do solo nas transformações do P no solo são melhor entendidos ao se avaliar a distribuição das formas de P nas frações granulométricas do solo (AGBENIN; TIESSEN, 1995; NEUFELDT et al., 2000). Desta maneira, o objetivo deste trabalho foi avaliar o efeito da substituição da floresta por capoeira e pastagens, sobre as formas de P de amostras superficiais de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, na Amazônia Oriental.

3.2- MATERIAL E MÉTODOS

3.2.1- Amostragem do solo

O solo dominante no Assentamento Benfica é Latossolo Amarelo, textura argilosa, sob vegetação original de floresta tropical úmida. Nas propriedades estudadas o desmatamento foi manual. Depois da remoção de árvores de valor comercial, a vegetação foi derrubada e queimada. No início do período chuvoso foi plantado arroz (*Oryza sativa* L.). Após a colheita do arroz foi plantada a gramínea *Brachiaria brizantha*, sem a utilização de corretivos e fertilizantes.

A amostragem do solo foi realizada em maio/junho de 2004, em área de floresta primária (Flo), de capoeira de 8 a 10 anos (Cap8-10), de pastagem de 1-2 anos (Past1-2), de pastagem de 5-7 anos (Past5-7) e de pastagem de 10-12 anos de idade (Past10-12), nas profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, em três repetições por área e por profundidade, em transecto de 100 m de comprimento, em pontos de amostragem distante 10 metros um do outro (ver Figuras 8, 9 e 10 do Capítulo 1). Cada amostra composta foi formada a partir de 20 amostras simples, para cada profundidade estudada.

Após a coleta, as amostras do solo foram secas ao ar (TFSA) e trituradas para passar em peneira de malha de 2 mm de diâmetro e analisadas nos Laboratórios de Química do Solo e Física do Solo, do Instituto de Ciências Agrárias, da Universidade Federal Rural da Amazônia (UFRA).

O trabalho foi dividido em duas etapas experimentais, conduzidas sob condições de laboratório com amostras compostas do solo avaliado. A procedência (pequena propriedade) e o tipo de cobertura vegetal encontram-se no Quadro 1, do Capítulo 1.

Na primeira etapa procedeu-se à realização do fracionamento granulométrico da matéria orgânica do solo, para obtenção das frações 53-2.000 μm (areia total), 0-53 μm (argila + silte) e 0-2 μm (argila total), conforme método de Gavinelli et al. (1995), descrito no Capítulo 2. Na segunda etapa, nas frações obtidas após o fracionamento da MOS, procedeu-se à determinação do fósforo total e à determinação das diferentes formas do fósforo orgânico.

3.2.2- Determinação do P total (Pt) do solo

A determinação do P total do solo seguiu a metodologia proposta por Olsen e Sommers (1982), adaptada para as condições do laboratório, conforme descrita abaixo.

- 1- Em erlenmeyer de 250 cm³ colocar 1 g de solo finamente moído (0,1 mm). Fazer prova em branco.
- 2- Adicionar 10 mL de HNO₃ concentrado no frasco, misturando-o bem. Aquecer a aproximadamente 140 °C para oxidar a matéria orgânica da amostra. A oxidação da matéria orgânica está completa quando começar a sair fumaça branca. Manter o aquecimento até evaporação completa do ácido.
- 3- Deixar a mistura solo-HNO₃ esfriar rapidamente. Adicionar 15 mL de HClO₄ a 60% e digerir a amostra até a temperatura de fervura (aproximadamente 180 °C). Manter o aquecimento até a evaporação completa do ácido.
- 4- Deixar a mistura esfriar. Com solução de H₂SO₄ 0,2 mol L⁻¹ transferir a mistura para balão volumétrico de 50 mL, para tornar ácido o pH do meio. Completar o volume do balão. Homogeneizar a mistura.
- 5- Deixar a mistura sedimentar. Centrifugar a 1880 g x 10 por 5 minutos.
- 6- Determinar a concentração de P total.

Quantificação do P total

A quantificação do P total no extrato digerido foi feita através de espectrofotometria, em aparelho de fluxo contínuo marca Skalar, no espectro visível – comprimento de onda de 600 nm, a partir da formação da cor azul do complexo fosfato-molibdato em solução ácida, utilizando-se como agente redutor ácido ascórbico (MURPHY; RILEY, 1962).

3.2.3- Fracionamento do fósforo orgânico (Po) do solo

A fração lábil do Po, obtida a partir da extração com bicarbonato de sódio, seguiu a metodologia desenvolvida por Bowman e Cole (1978a). Através da extração seqüencial com ácido diluído e alcali, obteve-se o Po solúvel em meio reacional ácido (Po-H⁺) e o Po solúvel em meio reacional alcalino (Po-OH⁻), segundo metodologia preconizada por Bowman (1989),

com adaptação sugerida por Guerra (1993), quanto ao uso do carvão ativo. O carvão ativo em pó foi submetido à purificação utilizando-se solução de HCl concentrado. Como a purificação utilizada pode não permitir a eliminação completa do P contido no carvão ativo, resultando em contaminação das amostras (GUERRA, 1993), foi feita outra lavagem utilizando-se as respectivas soluções usadas para extrair o Po. Assim, foram obtidos três tipos de carvão ativo purificado: lavado com solução ácida (H_2SO_4 0,5 mol L⁻¹), de bicarbonato de sódio (NaHCO_3 0,5 mol L⁻¹) e alcalina (NaOH 0,5 mol L⁻¹).

3.2.3.1- Extração do P orgânico lábil (Pol) com NaHCO_3 0,5 mol L⁻¹

- 1- Pesar 2 g de solo finamente moído (< 0,1 mm) e colocar em tubo de centrifuga de 50 mL.
- 2- Adicionar 40 mL de NaHCO_3 0,5 mol L⁻¹, pH 8,5 (ajustado imediatamente antes do uso). Fazer prova em branco.
- 3- Agitar o tubo em agitador horizontal a 220 rpm por 30 minutos. Em seguida, centrifugar a 3100 rpm (1880 x g) por 6 min e recolher o sobrenadante em frasco limpo (**extrato com bicarbonato**).
- 4- Do extrato, retirar uma alíquota de 15 mL para obtenção do fósforo inorgânico lábil (Pil) e outra alíquota de 15 mL para obtenção do fósforo total lábil (Ptl).
- 5- Quantificar o Pi e Pt. (Ver Figura 1).

Obtenção do P inorgânico (Pil) e P total (Ptl) lábeis

Obtenção do Pil

- 6- Na alíquota de 15 mL do extrato obtido com bicarbonato de sódio (passo nº 4), contido em erlenmeyer de 125 mL, adicionar 135 mg de carvão ativo purificado com NaHCO_3 0,5 mol L⁻¹.
- 7- Agitar a mistura por 3 minutos, filtrando-a, utilizando-se filtro de papel de filtragem rápida, recolhendo o filtrado em recipiente limpo.

- 8- Retirar uma alíquota de 10 mL do extrato e adicionar 1,5 mL de H_2SO_4 $2,5 \text{ mol L}^{-1}$ (1,0 mL de H_2SO_4 $2,5 \text{ mol L}^{-1}$ para neutralizar os 10 mL de NaHCO_3 $0,5 \text{ mol L}^{-1}$ e + 0,5 mL para baixar o pH ao redor de 1,5).
- 9- Ler a amostra em fluxo contínuo.

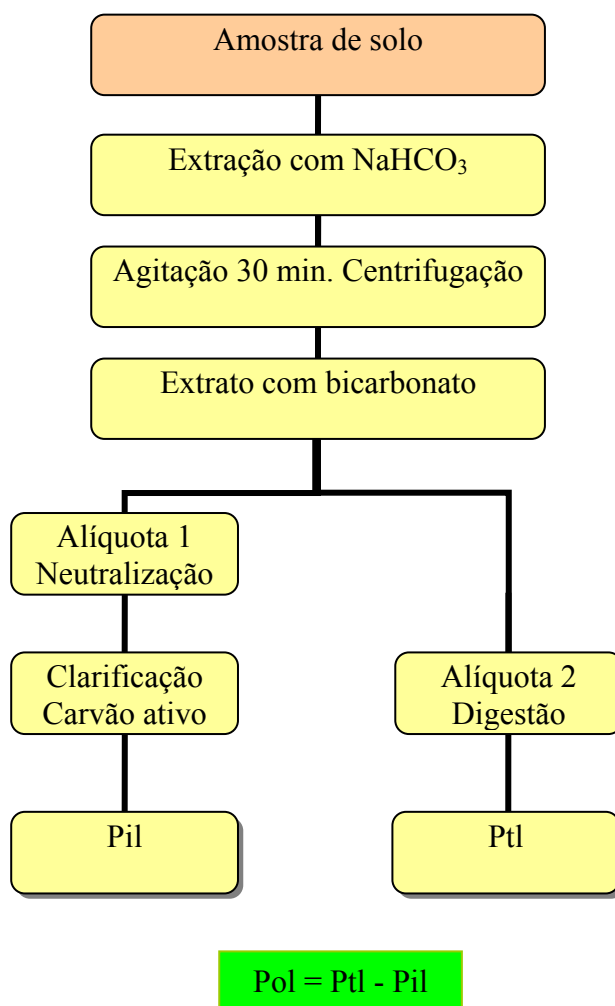


FIGURA 1- Diagrama esquemático do procedimento utilizado para o fracionamento do fósforo orgânico lábil do solo (BOWMAN; COLE, 1978a)

Quantificação do Ptl

- 10- Do extrato obtido no passo nº 4, retirar uma alíquota de 15 mL, colocando-a em tubo de digestão e adicionar, em seguida, 1,5 mL de cloreto de magnésio ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) saturado.

- 11- Em seguida, adicionar lentamente 1,5 mL de H_2SO_4 2,5 mol L^{-1} para neutralizar os 15 mL de NaHCO_3 0,5 mol L^{-1} . Após, adicionar lentamente 3,0 mL de solução nitroperclórica ($\text{HNO}_3:\text{HClO}_4$) 1:1,5 (v/v).
- 12- Agitar o tubo vagarosamente, colocando-o em chapa aquecedora a 120 °C para uma pré-digestão, até reduzir o volume à metade. Em seguida, levar o tubo ao bloco digestor com temperatura inicial de 75 °C, elevando-se a temperatura lentamente até atingir 150 °C (a digestão termina após a formação de um gel incolor).
- 13- Diluir o gel com 5 mL de H_2SO_4 0,2 mol L^{-1} , transferindo o líquido para balão volumétrico de 50 mL, aferindo o volume.
- 14- Ler a amostra em fluxo contínuo.

3.2.3.2- Extração do P orgânico moderadamente lábil com H_2SO_4 (Po-H^+)

Extrato Ácido

- 1- Colocou-se 1 g de solo finamente moído (< 0,1 mm) em tubo de centrifuga de 50 mL e adicionar, lentamente, 1,5 mL de H_2SO_4 concentrado.
- 2- Adicionar 3 mL de água destilada em alíquotas de 1 mL, seguindo-se de agitações em vórtex durante 2 segundos cada.
- 3- Colocar 45,5 mL de água destilada, agitando-se em vórtex por 10 segundos, e centrifugando a 1880 x g (3100 rpm) a 25 °C por 10 minutos e recolhendo-se o sobrenadante em frasco limpo (**extrato em meio reacional ácido**).
- 4- Quantificar o Pi-H^+ e Pt-H^+ . (Ver Figura 2).

3.2.3.3- Extração do P orgânico moderadamente resistente com NaOH (Po-OH^-)

Extrato Alcalino

- 5- No tubo de centrifuga contendo o resíduo de solo da extração com H_2SO_4 concentrado, adicionar 50 mL de NaOH 0,5 mol L^{-1} .
- 6- Agitar o tubo de centrifuga em agitador vórtex por 15 segundos, colocando-o em banho-maria a 80 °C por 2 horas.

- 7- Após esse período, resfriar os tubos de centrifuga em água corrente por 15 minutos, seguindo de centrifugação 1880 x g (3100 rpm) por 10 min e recolhendo-se o sobrenadante em frasco limpo (**extrato em meio reacional alcalino**).
- 8- Descartar o resíduo do solo.
- 9- Quantificar o Pi-OH^- e Pt-OH^- . (Ver Figura 2).

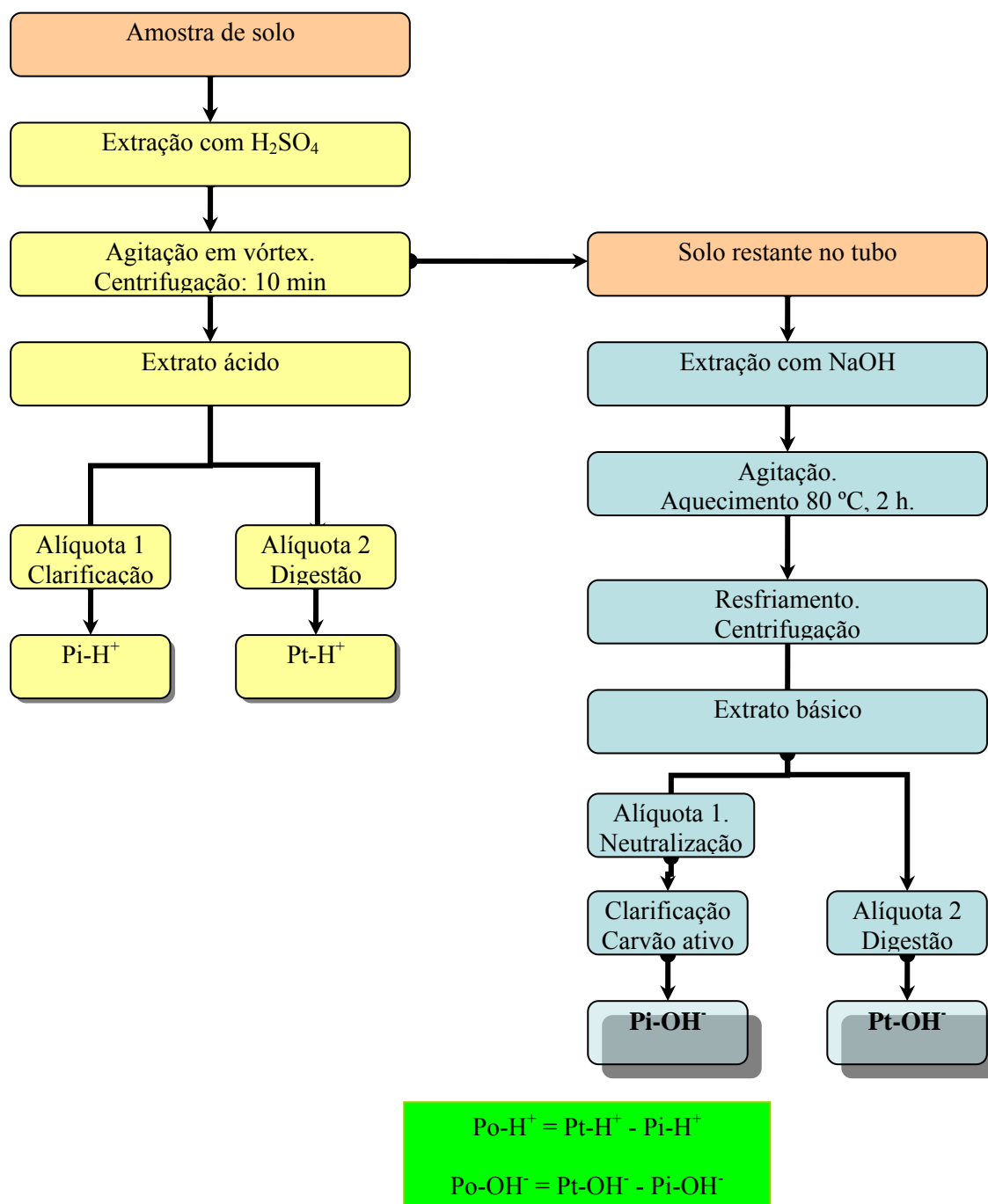


FIGURA 2- Diagrama esquemático do fracionamento seqüencial do fósforo orgânico do solo em meio reacional ácido e em meio reacional básico (BOWMAN, 1989).

Quantificação do P inorgânico (Pi-H⁺) e P total (Pt-H⁺) em meio reacional ácido***Quantificação do Pi-H⁺***

- 1- Do extrato em meio reacional ácido pipetar 10 mL para erlenmeyer de 125 mL.
- 2- Ao volume do extrato pipetado adicionar aproximadamente 0,5 cm³ de carvão ativo em pó previamente purificado com ácido sulfúrico.
- 3- Agitar mistura em agitador horizontal por 3 minutos, filtrando-a, utilizando-se papel de filtro de filtragem rápida, recolhendo o filtrado em recipiente limpo.
- 4- Quantificar o P do extrato clarificado.

Quantificação do Pt-H⁺

- 5- Pipetar, volumetricamente, 15 mL do extrato ácido para tubo de digestão.
- 6- Adicionar 1,5 mL de cloreto de magnésio (MgCl₂.6H₂O) saturado e em seguida, lentamente, 3 mL de solução ácida nitro-perclórica 1,0:1,5 (HNO₃:HClO₄).
- 7- Agitar os tubos vagorosamente, colocando-os em bloco digestor com temperatura inicial de 75 °C, elevando-se a temperatura lentamente até atingir 150 °C (a digestão termina após a formação de um gel incolor).
- 8- Com os tubos ainda aquecidos, adicionar 5 mL de água para a diluição do gel.
- 9- O volume do tubo foi recolhido em balão volumétrico de 50 mL, retirando-se deste uma alíquota para a quantificação do P.
- 10- Quantificar o P do extrato digerido.

Quantificação do P inorgânico (Pi-OH⁻) e P total (Pt-OH⁻) em meio reacional alcalino***Quantificação do Pi-OH⁻***

- 1- Do extrato em meio reacional alcalino pipetar 10 mL para erlenmeyer de 125 mL, adicionando-se 1 mL de H₂SO₄ 2,5 mol L⁻¹ para neutralizar 10 mL de NaOH 0,5 mol L⁻¹.
- 2- Ao volume do extrato pipetado adicionar aproximadamente 0,5 cm³ de carvão ativo em pó previamente purificado com hidróxido de sódio.

- 3- Agitar mistura em agitador horizontal por 3 minutos, filtrando-a, utilizando-se papel de filtro de filtragem rápida, recolhendo o filtrado em recipiente limpo.
- 4- Quantificar o P do extrato clarificado.

Quantificação do Pt-OH

- 5- Pipetar, volumetricamente, 15 mL do extrato alcalino para um tubo de digestão, adicionando-se 1,5 mL de H_2SO_4 2,5 mol L^{-1} para neutralizar o NaOH 0,5 mol L^{-1} .
- 6- Adicionar, lentamente, 3 mL de solução ácida nitro-perclórica 1,0:1,5 ($\text{HNO}_3:\text{HClO}_4$).
- 7- Agitar os tubos vagorosamente, colocando-os em bloco digestor com temperatura inicial de 75 °C, elevando-se a temperatura lentamente até atingir 150 °C (a digestão termina após a formação de um gel incolor).
- 8- Com os tubos ainda aquecidos, adicionar 5 mL de água para a diluição do gel.
- 9- Recolher o volume do tubo em balão volumétrico de 50 mL, retirando-se deste uma alíquota para a quantificação do P.
- 10- Quantificar o P do extrato digerido.

A quantificação de P nos extratos clarificados e digeridos foi feita através de espectrofotometria, no espectro visível, comprimento de onda de 660 nm, a partir da formação da cor azul do complexo fosfato-molibdato em solução ácida, utilizando-se como agente redutor ácido ascórbico.

O fósforo orgânico, em todos os extratos foi obtido por diferença: $P_t - P_i = P_o$.

3.2.4- Análise química do solo

As amostras do Latossolo Amarelo, sob cada um dos cinco tipos de cobertura vegetal estudados, foram analisadas quimicamente quanto aos seguintes atributos: pH em H_2O (relação solo:água 1:2,5); fósforo disponível (P), usando o extrator Mehlich 1; Ca, Mg e Al trocáveis, usando como extrator o cloreto de potássio mol L^{-1} ; K trocável, extrator Mehlich 1; H + Al trocáveis, extrator acetato de cálcio mol L^{-1} , de acordo com a metodologia proposta por EMBRAPA (1997).

3.2.5- Determinação do estoque de fósforo do solo

O estoque das diferentes formas de P, expresso em kg m^{-2} , foi calculado usando a seguinte equação:

$$P = P_s d x L$$

Onde P_s é o conteúdo de fósforo expresso em mg kg^{-1} solo, d é a densidade do solo e L a espessura (em m) da referida camada (BAJTES, 1996).

3.2.6- Análise estatística

Os resultados obtidos para as variáveis estudadas foram analisados em arranjo fatorial 5×3 , referente a cinco tipos de coberturas vegetais (floresta, capoeira, pastagem de 1–2 anos, pastagem de 5–7 anos e pastagem de 10–12 anos) e três profundidades de amostragem (0,00–0,02, 0,02–0,05 e 0,05–0,10 m), com três repetições, por meio de análise estatística univariada.

A análise estatística univariada dos dados foi feita por meio da análise de variância (ANAVA). A ANAVA teve por finalidade avaliar os efeitos da mudança da cobertura vegetal e da profundidade nas variáveis estudadas e a comparação de média foi feita pelo teste de Duncan com 5% de probabilidade de erro, utilizando o programa estatístico SAEG 8.1.

3.3- RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.3.1- Análise química do solo

Os dados da análise química do solo estudado, obtidos através das médias de três amostras compostas, são apresentados na Tabela 1.

TABELA 1- Atributos químicos de um Latossolo Amarelo sob diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidade. Média seguida de \pm erro padrão (n = 3).

Cobertura vegetal	Prof (cm)	pH H ₂ O	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Al ⁺³	H ⁺	CTC	V	m	P
			cmol _c .kg ⁻¹ de TFSA							(%)	
Floresta	0-2	4,4 ± 0,5	0,6 ± 0,2	0,2 ± 0,1	0,1 ± 0,0	1,7 ± 0,7	6,6 ± 1,7	9,3 ± 2,5	12,2 ± 3,7	56,9 ± 13,7	9,4 ± 0,7
	2-5	4,3 ± 0,3	0,2 ± 0,1	0,6 ± 0,1	0,1 ± 0,0	1,9 ± 0,7	5,4 ± 1,1	8,2 ± 1,7	12,4 ± 4,0	63,1 ± 12,1	6,4 ± 0,4
	5-10	4,2 ± 0,2	0,1 ± 0,0	0,4 ± 0,0	0,1 ± 0,0	1,9 ± 0,5	4,4 ± 0,9	6,9 ± 1,4	9,5 ± 2,8	74,1 ± 7,1	3,9 ± 0,5
Capoeira	0-2	5,2 ± 0,5	2,4 ± 1,0	1,1 ± 0,2	0,7 ± 0,6	0,7 ± 0,3	4,6 ± 1,1	9,5 ± 0,7	23,4 ± 8,2	20,0 ± 11,1	12,7 ± 5,5
	2-5	5,0 ± 0,5	1,3 ± 0,5	0,9 ± 0,2	0,4 ± 0,3	0,9 ± 0,4	3,9 ± 0,8	6,5 ± 0,9	37,0 ± 15,7	32,3 ± 13,9	5,1 ± 1,2
	5-10	4,8 ± 0,5	0,7 ± 0,3	0,6 ± 0,2	0,3 ± 0,2	1,1 ± 0,4	3,6 ± 0,8	6,2 ± 0,7	29,9 ± 15,6	46,2 ± 16,1	2,9 ± 0,5
Past. 1-2 anos	0-2	6,3 ± 0,4	4,2 ± 0,9	1,8 ± 0,1	0,4 ± 0,1	0,2 ± 0,1	3,5 ± 1,3	9,9 ± 1,3	65,4 ± 11,7	3,2 ± 1,5	15,6 ± 4,6
	2-5	5,2 ± 0,6	1,4 ± 0,7	0,6 ± 0,3	0,2 ± 0,0	1,2 ± 0,5	4,4 ± 1,5	7,8 ± 1,7	34,8 ± 15,1	33,2 ± 14,4	4,9 ± 0,8
	5-10	4,7 ± 0,3	0,7 ± 0,5	0,6 ± 0,1	0,1 ± 0,0	1,7 ± 0,6	4,0 ± 1,0	7,0 ± 1,3	23,0 ± 13,0	54,7 ± 18,9	3,4 ± 0,6
Past. 5-7 anos	0-2	6,4 ± 0,0	3,7 ± 0,5	2,0 ± 0,7	1,2 ± 0,3	0,2 ± 0,1	2,8 ± 0,2	9,8 ± 1,1	69,7 ± 1,8	2,7 ± 0,9	9,2 ± 2,4
	2-5	5,6 ± 0,1	1,7 ± 0,2	0,9 ± 0,2	0,6 ± 0,1	0,4 ± 0,1	3,0 ± 0,3	6,5 ± 0,6	48,8 ± 2,0	10,1 ± 2,5	3,5 ± 1,2
	5-10	5,2 ± 0,1	1,3 ± 0,2	0,7 ± 0,2	0,4 ± 0,1	0,6 ± 0,1	3,0 ± 0,4	5,9 ± 0,6	39,4 ± 4,2	21,9 ± 5,9	2,2 ± 1,0
Past. 10-12 anos	0-2	5,1 ± 0,4	2,1 ± 0,6	1,5 ± 0,3	0,3 ± 0,1	0,4 ± 0,2	5,4 ± 1,1	9,8 ± 0,9	40,8 ± 10,5	13,2 ± 7,2	5,2 ± 0,9
	2-5	5,0 ± 0,4	1,5 ± 0,6	1,2 ± 0,4	0,2 ± 0,1	0,8 ± 0,3	4,7 ± 1,2	8,4 ± 0,6	36,4 ± 14,7	25,5 ± 11,0	3,0 ± 0,1
	5-10	4,8 ± 0,4	1,2 ± 0,5	0,8 ± 0,2	0,1 ± 0,0	1,1 ± 0,4	4,3 ± 1,1	7,4 ± 0,8	31,0 ± 13,5	36,1 ± 14,0	2,3 ± 0,3

Prof = profundidade; pH = potencial hidrogênico; Ca²⁺, Mg²⁺ e K⁺ trocáveis; Al⁺³ = alumínio trocável; H⁺ = hidrogênio; CTC = capacidade de troca de cátions; V = saturação por bases; m = saturação por alumínio; P = fósforo disponível.

O pH (H₂O) dos solos variou entre 4,2 e 6,4, valores típicos de Latossolos da Amazônia e, de um modo geral, não houve variação em função da profundidade. Estes valores estão dentro da faixa dos observados por Rodrigues (2006) em Aurora do Pará (PA) e por Moraes et al. (1996), em floresta e pastagens de diferentes idades na Amazônia Sul-Occidental, em Rondônia.

Os maiores valores foram observados em solo sob pastagens novas (de 1-2 anos, pH 6,3 e de 5-7 anos, pH 6,4), na camada de 0,00-0,02 m, provavelmente, devido à ação das cinzas, a qual neutraliza a acidez do solo pela ação de componentes básicos (K, Ca e Mg), que são liberados após a queima da vegetação, principalmente na pastagem mais nova. Aumento de 2,5 unidades de pH foi observado em Latossolo de Capitão Poço (PA), em área que sofreu derruba e queima (MARTINS et al., 1990). O aumento do pH em função da queima da vegetação foi observado por Smith e Bastos (1984) e Cardoso; Martins e Veiga (1992), em vários solos da Amazônia. Por outro lado, em estudo realizado por Longo e Espíndola (2000), em Rondônia, foi evidenciada forte acidez nos solos de floresta (pH 3,6 até 3,9), porém, nas pastagens (*Brachiaria brizanta*), os valores de pH foram mais elevados (4,1 a 4,5). Além da queima da vegetação, alguns fatores podem ser responsáveis pela menor acidez em solo sob pastagens, tais como, a rápida decomposição da matéria orgânica e ciclagem de cátions, realizadas pelas gramíneas, que mantêm alta a saturação por bases no solo, gerando ácidos orgânicos menos persistentes e em menor quantidade que em florestas.

A capacidade de troca de cátions (CTC) tem grande importância na fertilidade do solo, entretanto, este atributo praticamente não variou em função do tipo de cobertura vegetal, mas variou em função da profundidade de amostragem, decrescendo com o aumento da mesma para todos os tipos de cobertura vegetal. Segundo Brady e Weil (1999), a magnitude da CTC de um solo resulta da natureza dos colóides minerais e orgânicos e do pH do mesmo. A fração argila dos Latossolos tem baixa quantidade de cargas negativas e, portanto, a maior parte da CTC desses solos é devida aos colóides orgânicos, cuja quantidade diminui rapidamente com a profundidade.

O sistema de uso do solo que apresentou os valores mais baixos de saturação por bases (V) foi a floresta. A explicação para isto é que estes ecossistemas dependem da ciclagem interna, pois estão estabelecidos em solos fortemente ácidos e lixiviados. Entretanto, apesar de estarem estabelecidos no mesmo tipo de solo, as pastagens apresentaram maiores valores de pH, que estão diretamente ligados à menor saturação por alumínio (m) e à presença de cátions provenientes da deposição de cinzas, pois estes sistemas são queimados, aproximadamente de

2 em 2 anos. Verifica-se, também, que houve aumento no valor de V com a implantação das pastagens, e dentre estas pastagens de diferentes idades, o menor valor foi encontrado em solo sob pastagens de 10–12 anos. Teixeira, Serrão e Teixeira Neto (1996) observaram em seu trabalho, que as pastagens apresentaram maior produtividade nos primeiros anos em decorrência do aumento da fertilidade do solo proporcionada pela deposição de nutrientes minerais por meio das cinzas, que se encontravam estocados na biomassa florestal.

A disponibilidade de fósforo, um dos elementos chave em solos amazônicos, ficou entre 2,3 e 15,6 mg dm⁻³ solo. Nas pastagens jovens os teores de P disponível foram levemente superiores aos teores dos solos de floresta. Conforme o aumento da idade das pastagens, os teores de P diminuíram, sendo os menores valores encontrados em solos sob pastagem de 10-12 anos. Resultados semelhantes foram obtidos por Teixeira; Serrão e Teixeira Neto (1996), que observaram uma diminuição acentuada na produtividade das pastagens em decorrência da diminuição da fertilidade do solo, principalmente diminuição do P disponível. Segundo Corazza (2002), o P é reconhecido como um fator limitante da produção, principalmente em pastagem, devido à sua baixa disponibilidade, tanto pelo nível de reserva, como pela elevada capacidade de fixação do P no solo. Alguns trabalhos mostram que ocorre acúmulo de P na camada superficial dos solos cultivados, devido a pouca mobilidade e a baixa solubilidade de seus compostos, sobretudo em solos de natureza ácida, com altos teores de óxidos de ferro e alumínio (CARDOSO; MARTINS; VEIGA, 1992; SANTOS; SANTOS, 2003). O maior valor de P em solo sob pastagem de 1-2 anos pode ter sido em decorrência da deposição das cinzas após a derrubada e queima da floresta, fato também constatado por Falesi (1976), Cardoso; Martins e Veiga (1992) e Giardina; Sanford e Dockersmith (2000).

Independentemente do tipo de cobertura, houve decréscimo do P com o aumento da profundidade, provavelmente, devido à presença de P orgânico em maior quantidade na camada superficial, o qual é mineralizado e adicionado ao solo. Este fato foi também comprovado por Rodrigues; Vieira e Queiroz (1991), trabalhando com solos do Estado do Amapá.

3.3.2- Fósforo total (Pt) do solo

3.3.2.1- Concentração de Pt nas frações granulométricas do solo

A análise de variância efetuada para cada profundidade mostrou que houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal nas concentrações do fósforo total, das frações granulométricas estudadas (Anexo 1), com exceção da fração fina (0-2 μm), das profundidades de 0,02-0,05 e de 0,05-0,10 m e da fração silte, da profundidade de 0,00-0,02 m (Tabela 2). A Tabela 2 mostra a concentração de P total nas frações granulométricas do solo.

TABELA 2 – Concentração de fósforo total (mg kg^{-1} fração) nas frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, sob diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades.

Cobertura Vegetal	Fração granulométrica do solo		
	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
Prof. 0,00 – 0,02 m			
Flo	493,9 b	481,6 ^{ns}	18,6 c
Cap8-10	574,3 ab	451,8	32,8 bc
Past1-2	718,3 a	543,3	51,8 a
Past5-7	593,0 ab	436,9	53,8 a
Past10-12	596,1 ab	586,0	39,8 ab
Média	595,1	499,9	39,4
Prof. 0,02 – 0,05 m			
Flo	423,6 ^{ns}	390,2 b	15,1 b
Cap8-10	469,0	373,5 b	25,6 ab
Past1-2	503,6	472,0 ab	39,4 a
Past5-7	573,2	677,5 a	31,5 ab
Past10-12	438,8	452,6 ab	33,6 ab
Média	481,6	473,2	29,0
Prof. 0,05 – 0,10 m			
Flo	382,9 ^{ns}	421,8 ab	16,1 c
Cap8-10	444,9	376,3 ab	18,2 bc
Past1-2	433,3	281,1 b	35,6 ab
Past5-7	468,4	585,8 a	15,4 c
Past10-12	424,8	316,3 b	39,6 a
Média	430,9	396,3	25,0

Médias seguidas de mesma letra na coluna, na mesma profundidade, não diferem entre si pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro. ^{ns} = não significativo.

Observa-se que a substituição da floresta primária por capoeira e pastagens provocou aumento na concentração de Pt de todas as frações granulométricas analisadas. De uma forma geral, a maior concentração de Pt ocorreu na fração argila, a qual apresentou concentração bem superior à fração silte na camada superficial, sendo ambas, porém, muito superiores à fração areia (≈ 10 vezes maior). Tais resultados estão de acordo com a literatura (SÁNCHEZ, 1981), uma vez que as frações ativas do solo são as principais responsáveis pelos processos de adsorção do P, principalmente pelos íons Al^{3+} e Fe^{2+} , formando fosfatos estáveis de Al e de Fe. Além disso, o grau de intemperização influencia no teor de Pt: P ligado a cálcio, predominante em solos geneticamente jovens, diminui com o aumento da intemperização, enquanto a proporção de P ligado a ferro, predominante em solos geneticamente mais evoluídos, aumenta (ADAMS; WALKER, 1975; WALKER; SYERS, 1976).

Este raciocínio pode ser aplicado às frações granulométricas do solo, de acordo com as seguintes constatações: a concentração de ferro é maior na fração argila do que nas frações silte e areia (FASSBENDER, 1987; BALESIDENT; CHENU; BALABANE, 2000), o que confere àquela fração maior poder de retenção e acúmulo de P. Duda (2000), avaliando a dinâmica do P em diferentes solos do Brasil, verificou que o teor de Pt do horizonte A de Terra Roxa Estruturada, rica em ferro, foi de $1.282,8 \text{ mg kg}^{-1}$ solo, ao passo que em Latossolo Amarelo, altamente intemperizado, foi de $294,6 \text{ mg kg}^{-1}$ solo.

O aumento na concentração de Pt verificado após a substituição da floresta por pastagens pode ser devido ao efeito da cinza adicionada ao solo pela queima da floresta, liberando fósforo disponível no solo, o qual é convertido em fósforo inorgânico fixado por ferro ou alumínio (BRINKMMAN; NASCIMENTO, 1973; SMITH; BASTOS, 1984; CARDOSO; MARTINS; VEIGA, 1992; GIARDINA; SANFORD; DOCKERSMITH, 2000; LONGO; ESPÍNDOLA, 2000), ou fósforo orgânico imobilizado pelos microrganismos e pelas gramíneas, neste caso.

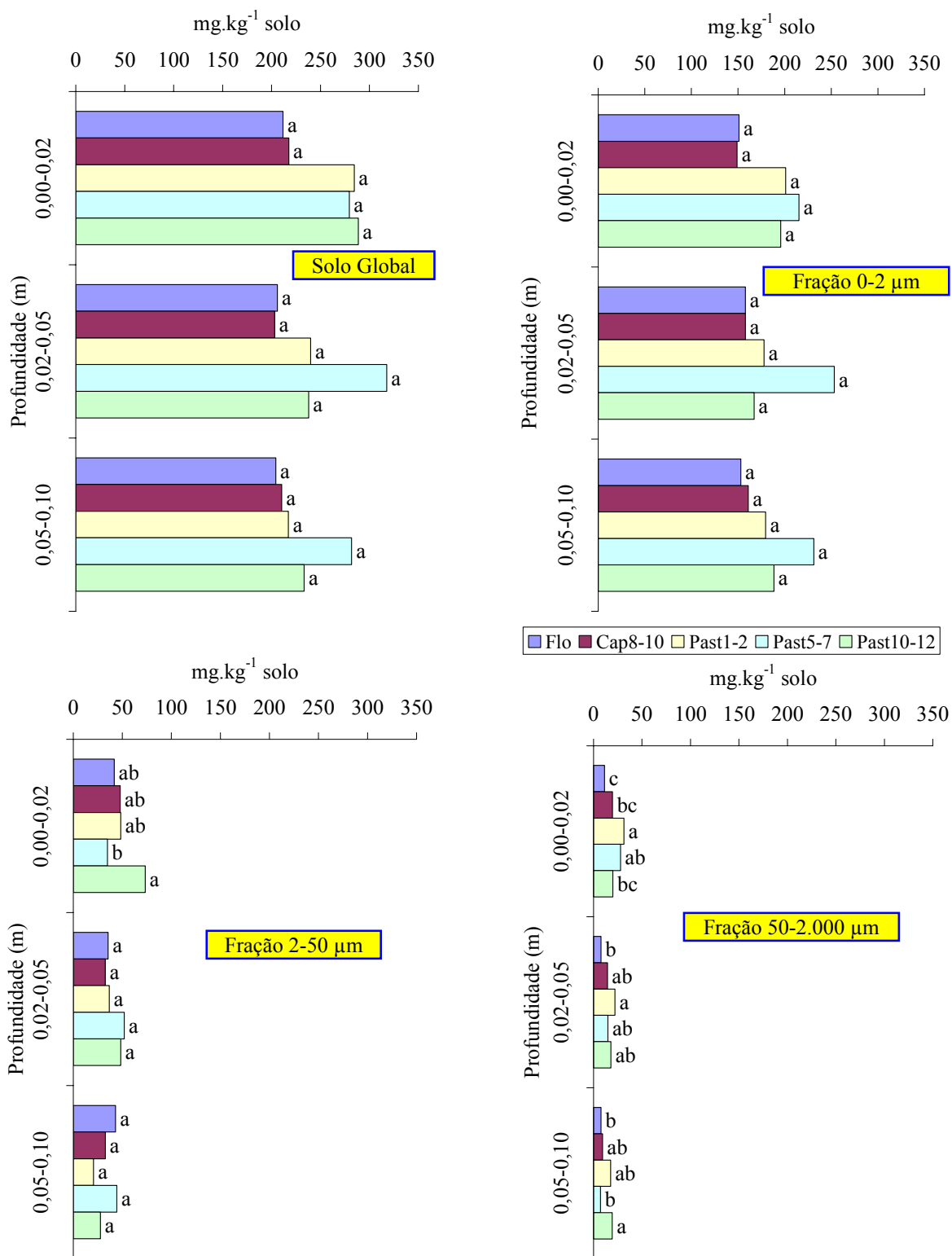
Por meio da Tabela 2 verifica-se que, de maneira geral, nos solos sob pastagens há sempre uma maior concentração de P nas diferentes frações. Com exceção da fração silte (2-50 μm), para a camada de 0,00-0,02 m e da fração argila (0-2 μm), para as camadas inferiores, os aumentos na concentração do Pt foram significativos. Verifica-se, também, que as maiores variações ocorreram na fração mais grossa do solo (50-2.000 μm), aumentando na camada de 0,00-0,02 m em 189% em solo sob pastagem de 5-7 anos, em relação ao solo sob floresta, havendo redução da concentração do P com o aumento da profundidade.

A maior variação da concentração de Pt verificada na fração de 50-2.000 μm pode ter a seguinte explicação: após a queima da biomassa epigéia, o fósforo que a compõem, em sua maioria, torna-se disponível. O aumento da disponibilidade de P (GIARDINA; SANFORD; DOCKERSMITH, 2000; LONGO; ESPÍNDOLA, 2000) favorece o crescimento da população microbiana do solo, a qual imobiliza o P disponível em seus protoplasmas (POWLSON; BROOKES; JENKINSON, 1987). Aliado a isso, plantas C4, principalmente gramíneas tropicais, têm elevada demanda por P (CORAZZA, 2002) e alta produção de biomassa, o que favorece a incorporação do P ao tecido vegetal, aumentando a entrada de resíduos orgânicos, seja da parte aérea, principalmente da capoeira, quanto das raízes, no caso das pastagens, conforme indicaram os resultados observados para carbono da fração mais grossa do solo (Capítulo 2). Esses processos biogeoquímicos explicam o aumento da concentração de Pt na fração areia das áreas de capoeira e pastagens.

3.3.2.2- Distribuição do Pt nas frações granulométricas do solo

Os valores do conteúdo de Pt no solo global e nas frações granulométricas do solo são apresentados na Figura 3. Por meio da análise de variância (ANAVA) verificou-se que não houve efeito do tipo de cobertura vegetal no conteúdo de P total do solo global e da fração argila, em todas as profundidades estudadas; no entanto, houve efeito nas duas outras frações, conforme atestaram os valores do teste F a 5% de probabilidade (Anexo 2).

Por meio da Figura 3, verifica-se que os conteúdos de Pt do solo global, na camada de 0,00-0,02 m, variaram de 211 mg.kg^{-1} solo em área de floresta até 289 mg.kg^{-1} solo em área de pastagem de 10-12 anos. Esses valores estão de acordo com o que é relatado na literatura para Latossolos altamente intemperizados dos trópicos (VIEIRA; BORNEMISZA, 1968; CABALA; FASSBENDER, 1970; GUERRA, 1993), onde, segundo Sánchez (1981), o teor de Pt diminui conforme aumenta o grau de intemperização: em Latossolos das regiões tropicais, geralmente o teor de Pt está em torno de 200 mg.kg^{-1} solo, já em Terra Roxa Estruturada de Altamira (PA) o teor de Pt pode chegar a 1521 mg.kg^{-1} solo (VIEIRA, 1966).



As letras comparam médias na mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro.

FIGURA 3- Conteúdo de fósforo total (Pt) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

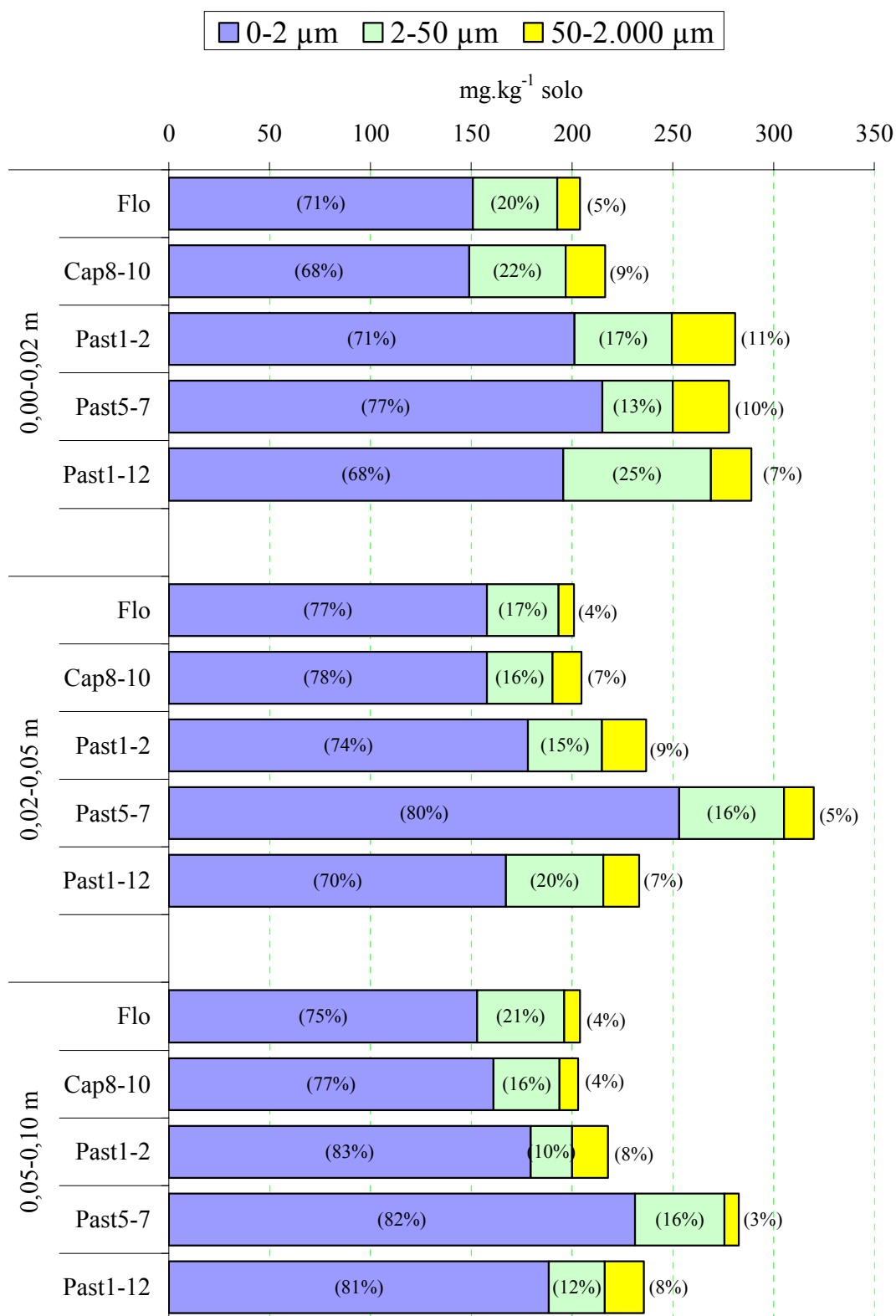
A Figura 3 mostra ainda, que a profundidade de coleta pouco influenciou no teor de Pt do solo global nas áreas estudadas, com exceção das áreas de Pastagens de 1-2 anos e de 10-12, em que na pastagem mais nova o teor Pt do solo na camada de 0,00-0,02 m foi de 284,6 mg.kg⁻¹ solo, sofrendo redução bastante expressiva a 217,1 mg.kg⁻¹ solo, na camada de 0,05-0,10 m.

O teor de P total foi bastante uniforme no solo global, sendo em média de 256 mg.kg⁻¹ solo na camada superficial. Como era esperado, houve redução para 229 mg.kg⁻¹ solo na profundidade de 0,05-0,10 m. Esses valores são ligeiramente menores do que os encontrados por Fassbender e Diaz (1970), em Latossolos do Maranhão e na mesma faixa dos valores encontrados por Vieira e Bornemisza (1968), em Latossolos da Amazônia.

Das frações granulométricas analisadas, a maior contribuição no conteúdo de Pt do solo foi proporcionada pela argila, a qual apresentou valores, em relação à fração silte, para a camada superficial do solo, 2,7 vezes maiores em Past10-12 até 6,2 vezes em Past5-7; na camada mais profunda, a variação foi de 3,5 vezes em solo sob floresta, até 8,7 vezes em solo sob pastagem de 1-2 anos. Esses resultados sugerem que ocorreu introdução de fósforo no solo por meio das cinzas, provavelmente devido à mineralização da biomassa da floresta pela queima (GIARDINA; SANFORD; DOCKERSMITH, 2000).

Assim como verificado para o carbono do solo (Capítulo 2), houve aumento do conteúdo de Pt da fração mais grossa (areia) após o desmatamento e implantação de pastagens. Na camada de 0,00-0,02 m, em Cap8-10 o incremento foi de 71%, aumentando para 144% em Past5-7 e 175% em Past1-2. A tendência de aumento no conteúdo de Pt, após a conversão da floresta em capoeira e pastagens, semelhante à variação verificada para o carbono do solo (Capítulo 2), indicaria que tais aumentos foram devidos, provavelmente, ao aumento da matéria orgânica da fração mais grossa, o que contribuiu para a elevação dos teores de fósforo orgânico na fração areia. Esses dados levam a indicação de que há forte relação positiva entre as variações do carbono e do fósforo total do solo, estando de acordo com os resultados de Buschiazzi et al. (2001).

A Figura 4 mostra as contribuições absoluta e relativa (os valores desta última estão entre parênteses), das frações granulométricas no conteúdo do fósforo total do solo. Verificou-se que a fração mais fina do solo (0-2 µm) foi a que mais contribuiu para o conteúdo do P total, seguida da fração silte (2-50 µm), e em menor quantidade pela fração mais grossa (50-2.000 µm).



Os valores entre parênteses representam a distribuição percentual do fósforo total das frações granulométricas.

FIGURA 4- Distribuição do conteúdo de Pt das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Verificou-se, também, que houve aumento da contribuição da fração fina com o aumento da profundidade: na camada superficial, em média, foi de 71%, sofrendo ligeiro aumento para a camada subsequente (76%) até chegar a 80% na profundidade de 0,05-0,10 m. O aumento da contribuição da fração fina acompanha o aumento do conteúdo de argila do solo em função da profundidade, indicando haver forte correlação positiva entre o conteúdo do Pt do solo e o conteúdo de argila.

Comportamento contrário foi observado para a fração mais grossa do solo (50-2.000 μm). Além da menor contribuição percentual, o aumento da profundidade provocou diminuição na participação relativa do conteúdo de P desta fração - 8% para a camada superficial; 6% e 5% para as camadas imediatamente subsequentes. Vale ressaltar que, ao contrário do verificado para a fração argila, na fração areia a conversão da floresta em pastagem proporcionou aumento expressivo do conteúdo de P, em comparação com solo sob floresta.

A Figura 4 mostra ainda que o método de determinação do P total do solo foi eficiente na caracterização do conteúdo de Pt nas diferentes frações, uma vez que os balanços² das somas das frações granulométricas do solo, em relação ao solo global, variaram de 96% até 101%.

Os resultados apresentados na Figura 4 estão de acordo com o esperado. A literatura relata que o decréscimo do tamanho das partículas constitutivas do solo promove aumento da quantidade de fósforo do solo (SÁNCHEZ, 1981; AGBENIN; TIESSSEN, 1995). Solos argilosos têm maior capacidade de adsorver fósforo na fase sólida, ou seja, maior fator quantidade de P, em comparação com solos arenosos (MELLO et al., 1983; BRADY, 1989). Além disso, o processo genético de formação do Latossolo estudado favorece o aumento gradual do teor de argila, com o aumento da profundidade (VIEIRA, 1988), permitindo, dessa forma, aumento gradual do teor de P da fração argila com o aumento da profundidade. Por outro lado, a redução de Pt da fração areia com a profundidade é explicada pelo fato de o P ser componente estrutural de compostos orgânicos de tecidos vegetais (MENGEL; KIRKBY, 1985), o que o retém nos resíduos orgânicos pouco decompostos, que ocorrem em maior quantidade na superfície do solo.

² Balanço = $\frac{Pt(\text{argila}) + Pt(\text{silte}) + Pt(\text{areia})}{Pt(\text{so log logal})} \times 100$

As Figuras 3 e 4 mostram que ocorreram aumentos, porém não de forma significativa, nos conteúdos de P total da fração solo global após a substituição da floresta por pastagem. No entanto, houve aumento significativo no conteúdo de Pt das frações mais grossas do solo (silte e areia) das áreas de pastagem, de forma mais acentuada na camada superior do solo, indicando que tal aumento pode estar relacionado com o aumento do conteúdo de carbono orgânico do solo, principalmente o contido nos materiais orgânicos poucos humificados.

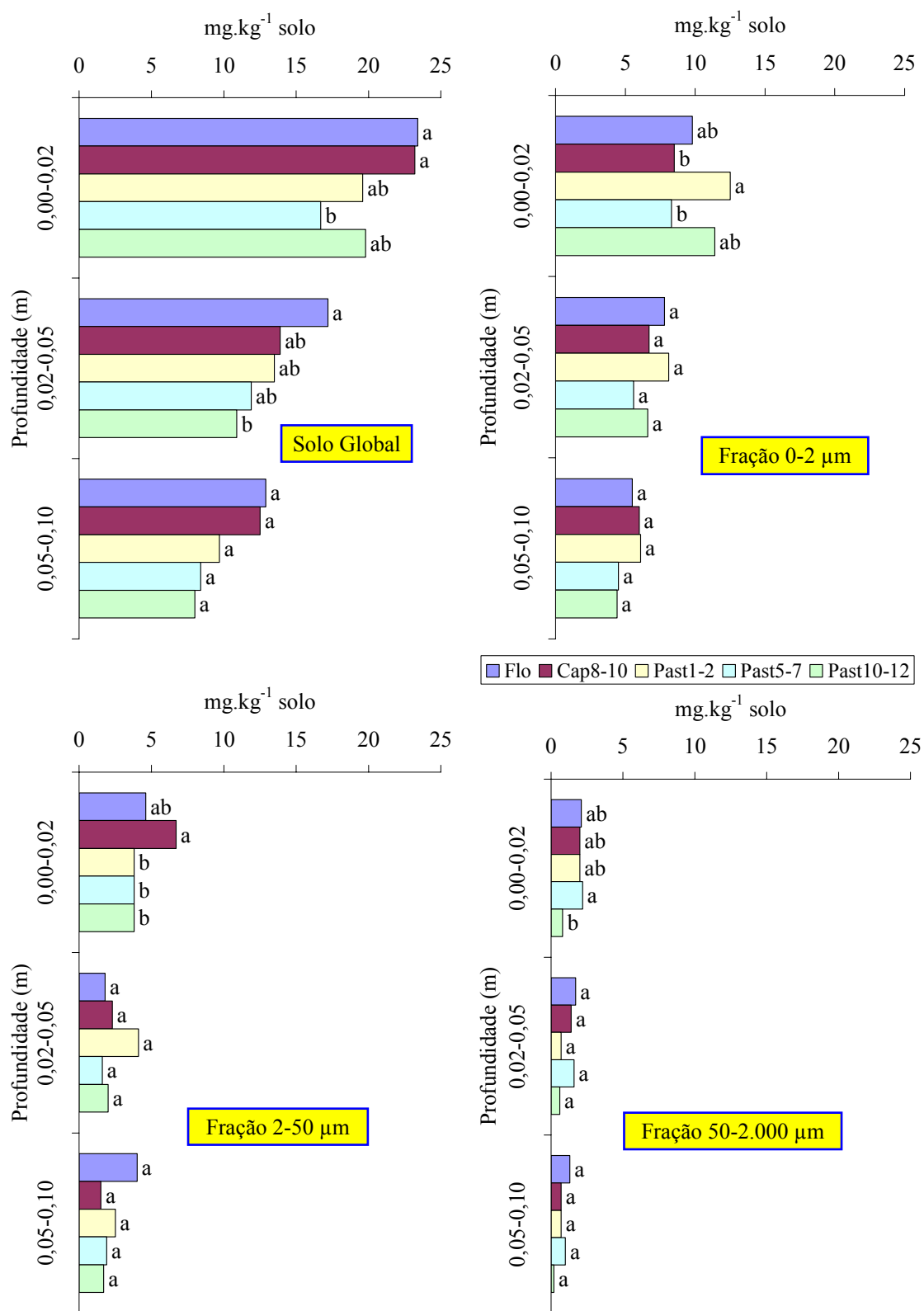
3.3.4- Formas de fósforo orgânico (Po) do solo

3.3.4.1- Fósforo lábil (Pl) do solo

3.3.4.1.1- Fósforo total lábil (Ptl)

Os valores do conteúdo de fósforo total lábil (Ptl) no solo global e nas frações granulométricas são apresentados na Figura 5. A análise de variância (ANAVA) mostrou que houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal no conteúdo de Ptl do solo global e das frações granulométricas estudadas, principalmente na camada superficial do solo, conforme atestaram os valores do teste F a 5% de probabilidade (Anexo 3).

Por meio da Figura 5, verificou-se que o conteúdo de Ptl do solo global variou, de aproximadamente, 23 mg.kg⁻¹ solo na superfície de solo sob floresta e capoeira, a 8 mg.kg⁻¹ solo em áreas sob pastagens mais velhas, na profundidade de 0,05-0,10 m. De maneira geral, em todas as profundidades estudadas, os maiores conteúdos de Ptl foram encontrados em solo sob floresta e capoeira. No entanto, a diferença foi significativa apenas nas duas profundidades superiores, para solo sob pastagem de 5-7 anos profundidade de 0,00-0,02 m, e solo sob pastagem de 10-12 anos profundidade de 0,02-0,05 m. Observa-se, também, que a profundidade provocou redução acentuada em Ptl, onde o conteúdo médio, na camada superficial foi de 21 mg.kg⁻¹ solo, diminuindo para 13 mg.kg⁻¹ solo na camada de 0,02-0,05 m, chegando a 10 mg.kg⁻¹ solo na maior profundidade. As maiores reduções no conteúdo de Ptl, entre a camada superficial e a mais profunda, foram verificadas para os solos sob pastagens, as quais aumentaram com o aumento da idade das mesmas: aproximadamente, 50% para as pastagens mais novas e 60% para a pastagem de 10-12 anos.



As letras comparam médias na mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro.

FIGURA 5- Conteúdo de fósforo total lábil (Ptl) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Os resultados demonstraram a capacidade diferencial de acumulação de Ptl em função do tipo de cobertura vegetal. A fração lábil está intimamente associada com componentes orgânicos do solo (HEDLEY; STEWART; CHAUHAN, 1982; CONDRON et al., 1990; GUERRA et al., 1996; DUDA et al., 2006), tanto de origem microbiana, como a biomassa microbiana, quanto de origem vegetal, como os exsudados de raízes, como também a matéria orgânica do solo. Os maiores valores observados em solo sob floresta e capoeira são respaldados pelos trabalhos de Rodrigues (2006), Sena (2006) e Melo (2007), onde esses autores verificaram que a biomassa microbiana foi sempre maior em solo sob vegetação de floresta ou capoeira, principalmente na camada superficial do solo.

Assim como para o solo global, nas frações granulométricas estudadas, os maiores conteúdos de Ptl foram encontrados na camada superficial do solo, ocorrendo redução com o aumento da profundidade. Os maiores conteúdos ocorreram sempre na fração mais fina (argila), independentemente da profundidade analisada.

Na fração 0-2 μm , os conteúdos variaram de 12,5 mg.kg^{-1} solo a 4,4 mg.kg^{-1} solo. Em média, o conteúdo de fósforo total lábil foi de 10 mg.kg^{-1} solo na camada superficial, diminuindo para 7 e 5 mg.kg^{-1} solo para as camadas inferiores subseqüentes, respectivamente. Como verificado para o solo global, as menores reduções, em função do aumento da profundidade, ocorreram em solo sob floresta e capoeira, enquanto a maior redução foi na pastagem mais velha, para ambas as camadas subsuperficiais: profundidade de 0,02-0,05 m, 20% em solo sob floresta e 42% em solo sob pastagem mais velha; profundidade de 0,05-0,10 m, 37% em solo sob capoeira e 61% em solo sob pastagem de 10-12 anos.

Na fração intermediária (2-50 μm), o maior valor foi encontrado em solo sob capoeira, o qual diferiu significativamente das áreas de pastagens. Nas demais profundidades não houve efeito significativo do tipo de cobertura.

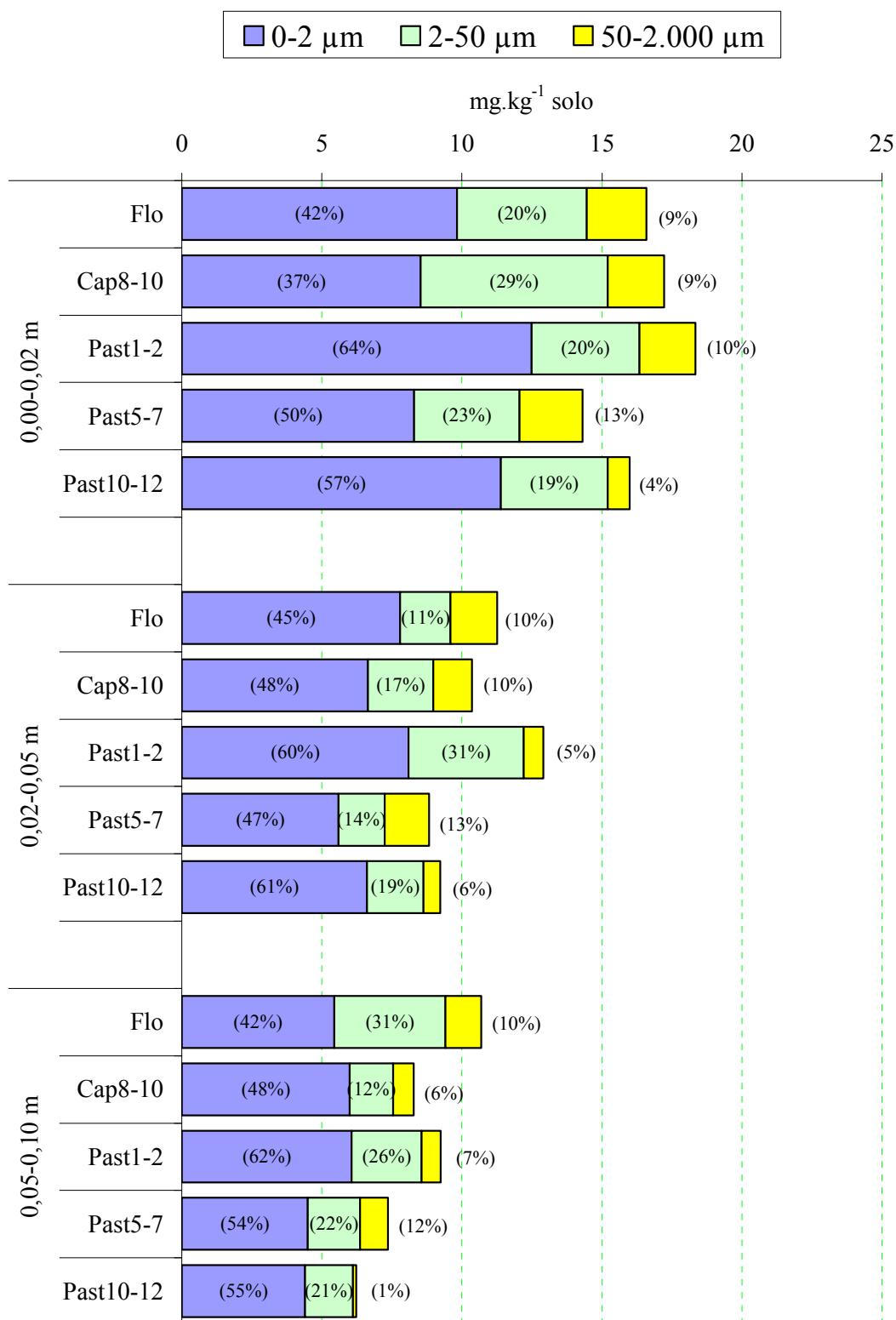
O conteúdo de fósforo total lábil da fração mais grossa (areia) sofreu maior efeito da profundidade, sofrendo redução, em média, de 33% para a camada de 0,02-0,05 m, com valor máximo de 65% para área de pastagem de 1-2 anos, e de 60% para a camada de 0,05-0,10 m, com valor máximo de 75% para pastagem de 10-12 anos. O conteúdo médio de Ptl foi de 2,0 mg.kg^{-1} de solo na camada superficial e de 1,0 mg.kg^{-1} de solo nas camadas inferiores. Assim como verificado para a fração silte, houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal somente na camada 0,00-0,02 m, em que o teor de Ptl da pastagem de 5-7 anos diferiu somente da pastagem de 10-12 anos.

Apesar dos baixos valores observados na fração areia, esses resultados evidenciam o efeito da deposição dos resíduos vegetais na disponibilização de P para a nutrição das plantas. Os resultados do Ptl mostraram semelhança com os encontrados por Guerra et al. (1996) e Duda et al. (2006), cujos valores médios atingiram 18 mg.kg^{-1} de solo para Latossolos de diversas regiões do Brasil, mas bem inferiores aos relatados por Neufeldt et al. (2000), em solos argilosos do Cerrado brasileiro ($\approx 120 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo).

Nota-se também, o predomínio no conteúdo de Ptl na fração mais fina em comparação com as frações mais grossas, sendo em média 2,7 vezes maior em relação à fração silte e 7,8 maior em relação à fração areia. De maneira geral, o predomínio do P na fração argila do solo tem sido relatado na literatura (BORNEMIZSA; IGUE, 1967; CABALA; FASSBENDER, 1970; SÁNCHEZ, 1981; CONDRON et al., 1990; AGBENIN; TIESSSEN, 1995), estando de acordo com o curso de evolução do P em solos altamente intemperizados (WALKER; ADAMS, 1959).

A distribuição do Ptl nas frações granulométricas e a contribuição percentual de cada fração no valor total do fósforo total lábil do solo estão apresentadas na Figura 6. Assim como verificado para o Pt, o maior conteúdo de Ptl ocorreu na fração 0-2 μm (argila), diminuindo com o aumento da profundidade. Esse padrão de distribuição está de acordo com o relatado na literatura, onde os teores de P lábil são maiores nas camadas superficiais do solo, principalmente em função da quantidade de Po (AGBENIN; TIESSSEN, 1995; NEUFELDT et al., 2000), e se assemelha a distribuição do carbono orgânico (DESJARDINS et al., 1994; 2004), e ao carbono microbiano (MARCHIORI JUNIOR; MELLO, 1999; SENA, 2006; MELO, 2007), evidenciando a forte relação com a biomassa microbiana do solo.

A recuperação do Ptl das frações granulométricas (Figura 6) em relação ao Ptl do solo global (Figura 5) apresentou balanço inferior ao verificado para o Pt. Os resultados variaram desde 66% (floresta em 0,02-0,05 m e capoeira em 0,05-0,10 m) até 96% (Past1-2 em 0,02-0,05 m), sendo em média de 80% para as três profundidades estudadas. A diminuição na recuperação do Ptl em comparação com Pt é provavelmente devida aos agentes extratores utilizados em cada método (GUERRA, 1993). Enquanto que para a determinação do Pt usam-se ácidos fortes concentrados, como HNO_3 e HClO_4 , já para a determinação da fração lábil do fósforo do solo, usa-se NaHCO_3 $0,5 \text{ mol.L}^{-1}$, que é um agente extrator fraco.



Os valores entre parênteses representam a distribuição percentual do Ptl das rações granulométricas.

FIGURA 6- Distribuição do conteúdo de P total lábil (Ptl) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

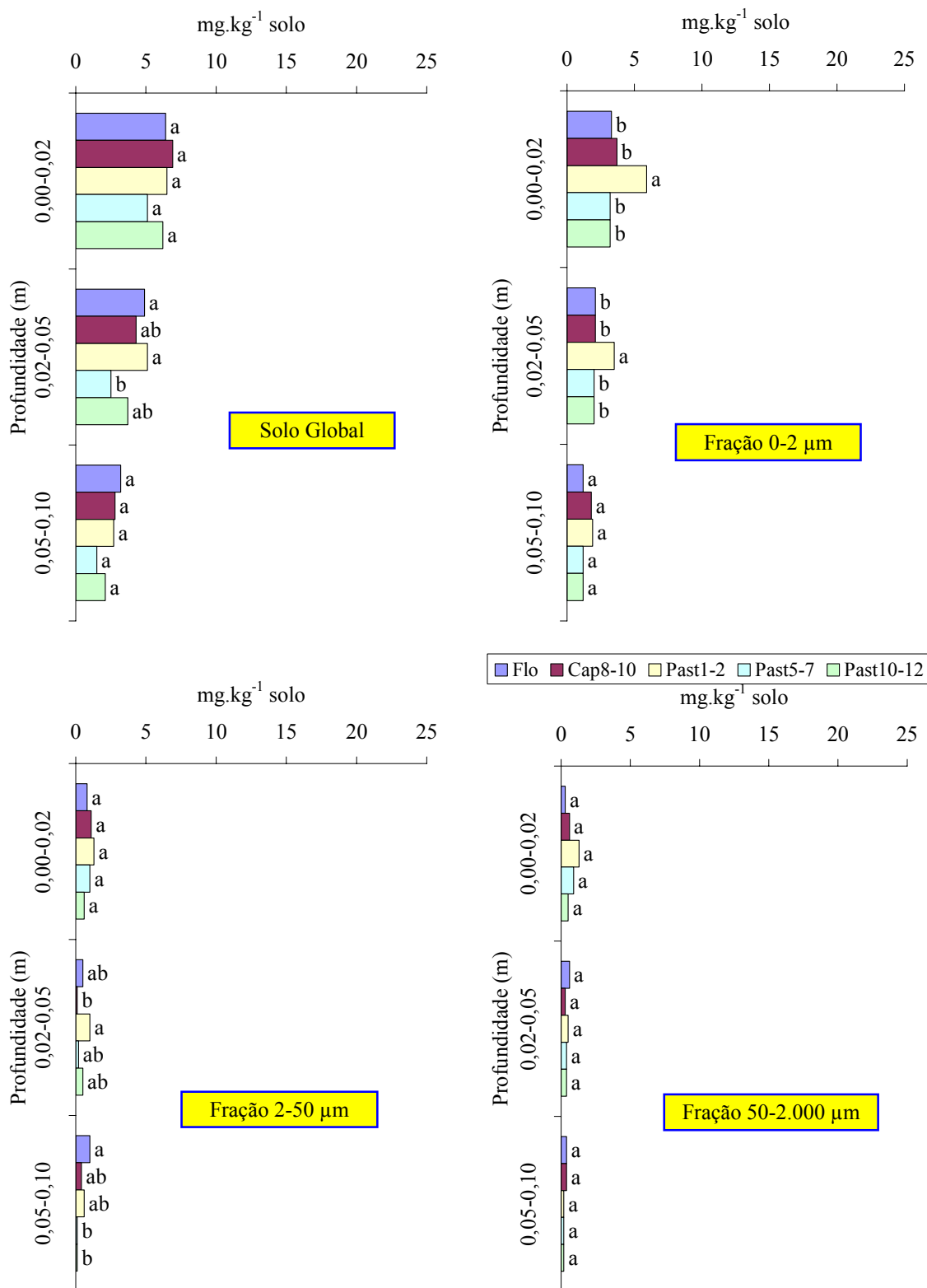
Aumento na recuperação de P com a utilização de ácido a quente foram observados por Mehta et al. (1954), estando associado, possivelmente, à ação mais efetiva sobre a solubilização dos fosfatos inorgânicos e rompimento de ligações estáveis dos fosfatos orgânicos presentes na fase sólida do solo (GUERRA, 1993). O modo de ação do extrator NaHCO_3 , agindo de maneira menos forte sobre os componentes do solo, explicaria essa alta variação no percentual de balanço verificado entre o solo global e as diferentes frações granulométricas.

Apesar de ter ocorrido redução acentuada do conteúdo de P_{tl} das diferentes frações granulométricas, com o aumento da profundidade (Figura 6), a contribuição relativa da fração mais fina foi, em média, 50% para as três profundidades estudadas, variando de 37% a 62%. Por outro lado, a menor contribuição veio da fração mais grossa do solo, sendo em média de 8%, variando desde 13% a 1%. Para a fração intermediária, a variação foi de 12% a 31%, com média de 20%.

Esses resultados evidenciam, como observado para o P_t, que a maior concentração de fósforo lábil ocorreu na fração mais fina do solo, destacando o papel da argila como importante componente do fator quantidade do solo para a disponibilização de P. Por outro lado, a maior contribuição relativa da fração argila dos solos sob pastagens, principalmente da pastagem mais nova, em comparação aos solos sob floresta e capoeira, pode ser devida ao efeito da introdução de P no solo, por meio da queima da biomassa arbórea (GIARDINA; SANFORD; DOCKERSMITH, 2000).

3.3.4.1.2- Fósforo inorgânico lábil (P_{il})

Os valores do conteúdo de fósforo inorgânico lábil (P_{il}) no solo global e nas frações granulométricas são apresentados na Figura 7. A análise de variância (ANAVA) mostrou que houve efeito do tipo de cobertura vegetal no conteúdo de P_{il} do solo global e das frações argila (0-2 μm) e fração silte (2-50 μm), conforme atestaram os valores do teste F a 5% de probabilidade (Anexo 4).



As letras comparam médias na mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro.

FIGURA 7- Conteúdo de P inorgânico lábil (Pi) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

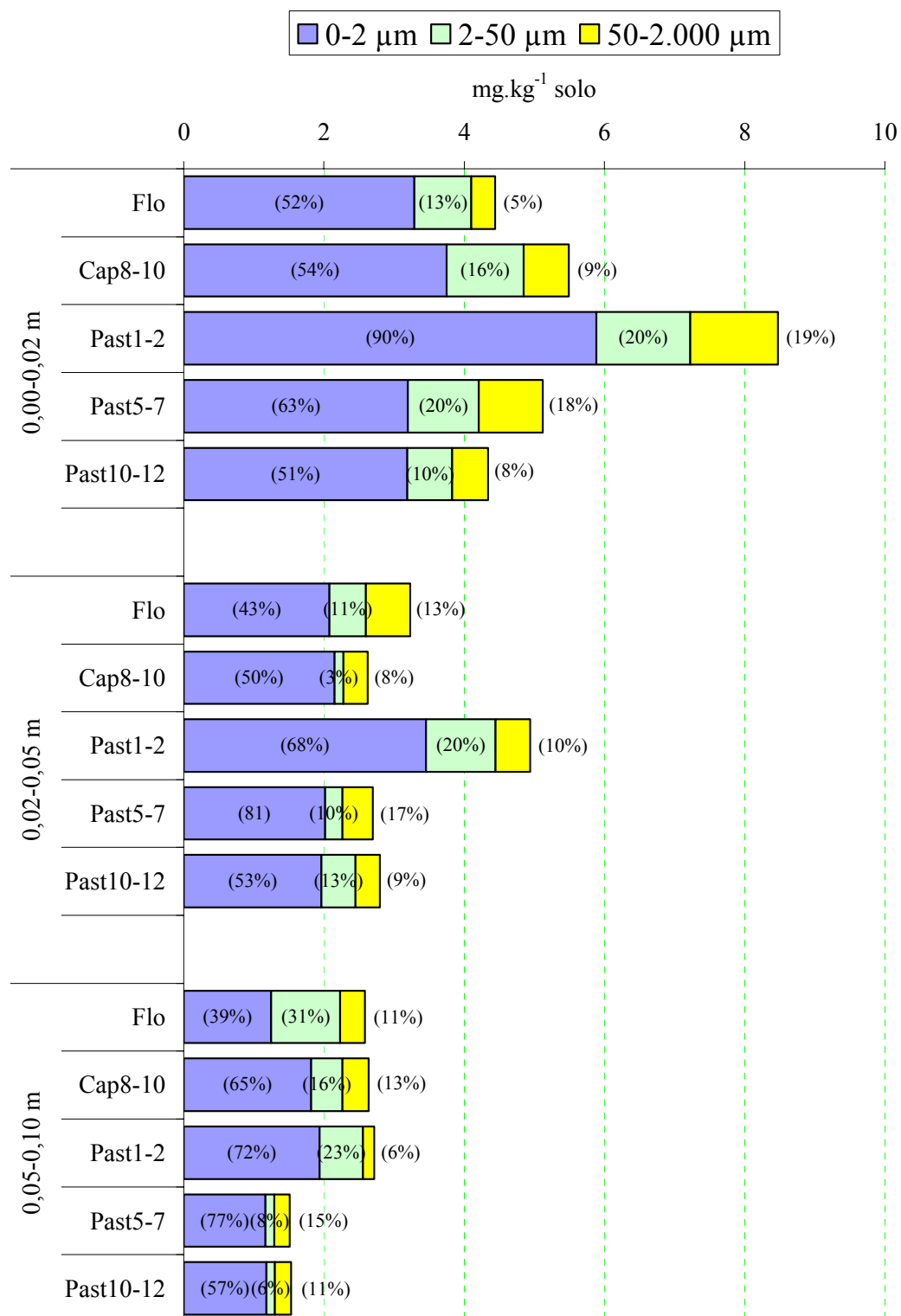
Como mostrado anteriormente para o Pt (Figuras 3 e 4) e para o Ptl (Figuras 5 e 6) os maiores conteúdos de Pil ocorreram na fração argila. Nessa fração, os resultados deixam bem claros o efeito da queima da vegetação no aumento da disponibilidade de P no meio (SMITH; BASTOS, 1984; CARDOSO; MARTINS; VEIGA, 1992; GIARDINA; SANFORD; DOCKERSMITH, 2000; SILVA; SILVA JR.; MELO, 2006), principalmente nos primeiros centímetros do solo (GIARDINA; SANFORD; DOCKERSMITH, 2000), uma vez que os maiores valores encontrados em solo sob pastagem de 1-2 anos, nas duas camadas superficiais diferiram significativamente dos demais tipos de cobertura vegetal.

Para a fração intermediária (2-50 μm), o conteúdo de Pil variou de 0,1 mg.kg^{-1} solo, na camada mais profunda de solos sob pastagens mais velhas, até 1,3 mg.kg^{-1} solo, na camada superficial de solo sob pastagem de 1-2 anos. Não houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal no conteúdo de Pil da camada superficial; no entanto, verificou-se efeito desuniforme para as camadas subsuperficiais subsequentes. De forma geral, os maiores valores ocorreram em solos sob floresta e pastagem de 1-2 anos.

Na fração mais grossa do solo (areia), o tipo de cobertura vegetal não influenciou na distribuição do Pil nas três profundidades estudadas. Os menores valores ocorreram nessa fração e variaram desde 0,2 até 1,3 mg.kg^{-1} solo. Em média, o conteúdo de Pil na camada superficial foi de 0,7 mg.kg^{-1} solo, diminuindo para 0,4 e 0,3 mg.kg^{-1} solo para as camadas inferiores, correspondendo a uma redução em relação a fração mais fina (0-2 μm) de 6,3, 5,5 e 5,8 vezes para as profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 e 0,05-0,10 m, respectivamente.

Os resultados discutidos acima estão de acordo com aqueles encontrados por Tiessen; Stewart e Cole (1984), em topossequência do estado do Amazonas, que indicavam que a matéria orgânica da camada superficial do solo fornece elevadas quantidades de P, sugerindo que as formas de Pi desta camada ajudam a manter a disponibilidade P em solos minerais. A ausência do horizonte orgânico, o qual é importante fonte de P, em áreas de pastagens mais velhas, principalmente pelo efeito da queima periódica, provocou reduções no conteúdo de Pil desses ecossistemas, estando em concordância com o trabalho de Chacón e Dezzeo (2004).

A Figura 8 também mostra que a maior contribuição no conteúdo de Pil foi proporcionada pela fração argila, seguindo-se da fração 2-50 μm (silte) e da fração 50-2.000 μm (areia), para todas as profundidades e tipos de cobertura vegetal estudadas, conforme verificado para Pt e Ptl.



Os valores entre parênteses representam a distribuição percentual do Pil nas frações granulométricas.

FIGURA 8- Distribuição do conteúdo de fósforo inorgânico lábil (Pil) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

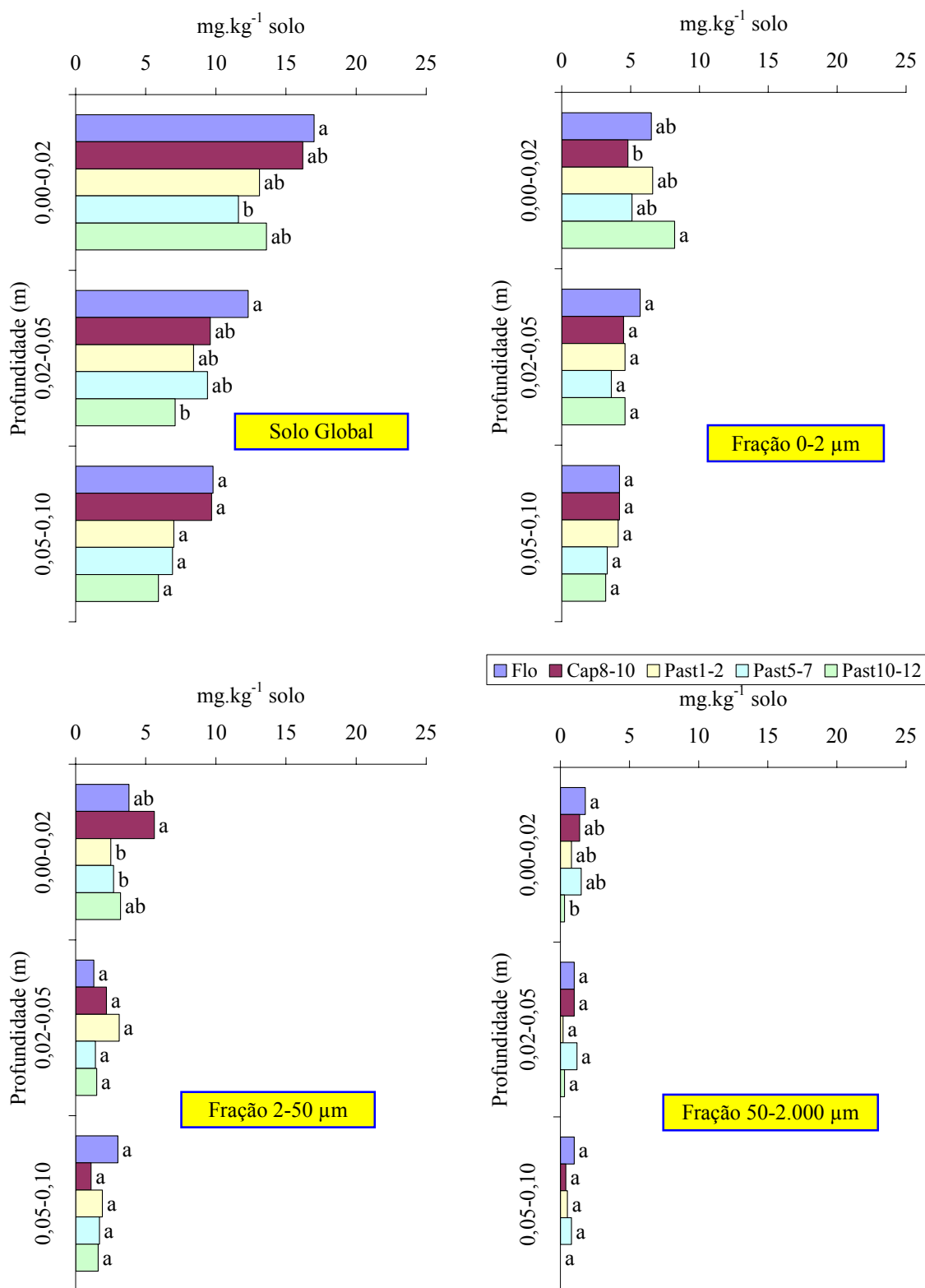
A explicação para tal fato pode ser a mesma aplicada às formas de P discutidas anteriormente. No entanto, a contribuição percentual da fração argila foi maior quando comparada com o Ptl: 61% para as três profundidades, com percentual de 62% para as camadas superficiais e a mais profunda, e de 59% para a intermediária. Para a fração silte, a contribuição média foi de 15%, nas três profundidades estudadas; para a fração areia foi de 11%.

Verifica-se que houve alta variação no balanço entre o Pil da amostra de solo global e as frações granulométricas estudadas. Diferentemente do verificado para Ptl, em algumas amostras o balanço foi superior a 100%, indicando que se recuperou mais Pil das frações granulométricas do que do solo global. Os valores variaram desde 61% até 129%. Em média, o método Bowman e Cole (1978b) recuperou 87% do Pil das frações granulométricas, sendo de aproximadamente 90% nas camadas superior e mais profunda, e de 82%, na camada intermediária. A explicação pode estar no processo metodológico de determinação do P lábil do solo: após a extração com bicarbonato de sódio, o Ptl é submetido à digestão nitroperclórica, o que promove mineralização tanto de compostos de P associados à fase orgânica quanto mineral do solo; por outro lado, o Pil é determinado diretamente no extrato obtido após a utilização do NaHCO_3 $0,5 \text{ mol.L}^{-1}$.

3.3.4.1.3- Fósforo orgânico lábil (Pol)

Os valores do conteúdo de fósforo orgânico lábil (Pol) no solo global e nas frações granulométricas são apresentados na Figura 9. A análise de variância (ANAVA) mostrou que houve efeito do tipo de cobertura vegetal no conteúdo de Pol do solo global e em todas as frações granulométricas, principalmente para a camada superficial, conforme atestaram os valores do teste F a 5% de probabilidade (Anexo 5).

O conteúdo de Pol no solo global, variou de 5,9 até 17,0 mg.kg^{-1} solo (Figura 9). Verificou-se, também, em todas as profundidades estudadas, que o conteúdo de Pol foi maior sob vegetação de floresta, o qual diferiu significativamente da pastagem de 5-7 anos (camada de 0,00-0,02 m) e da pastagem de 10-12 anos (camada de 0,02-0,05 m). No entanto, não houve efeito significativo entre os tipos de cobertura vegetal estudados na profundidade de 0,05-0,10 m. A maior redução entre a camada superficial e a mais profunda foi verificada em solo sob pastagem de 10-12 anos (- 57%), evidenciando a importância da MO no teor de Pol.



As letras comparam médias na mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro.

FIGURA 9- Conteúdo de P orgânico lábil (Pol) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

De forma geral, verificou-se uma tendência de redução do conteúdo de Pol do solo, após a conversão da floresta, com o aumento da idade das pastagens. Schmidt; Buol e Kamprath (1997), em experimento de longa duração, para avaliar a disponibilidade de P- NaHCO_3 e P-resina, verificaram que houve redução da fração lábil em campo com a cultura do milho, após 10 anos de cultivo, atribuindo tal fato a diminuição da matéria orgânica do solo em função do manejo.

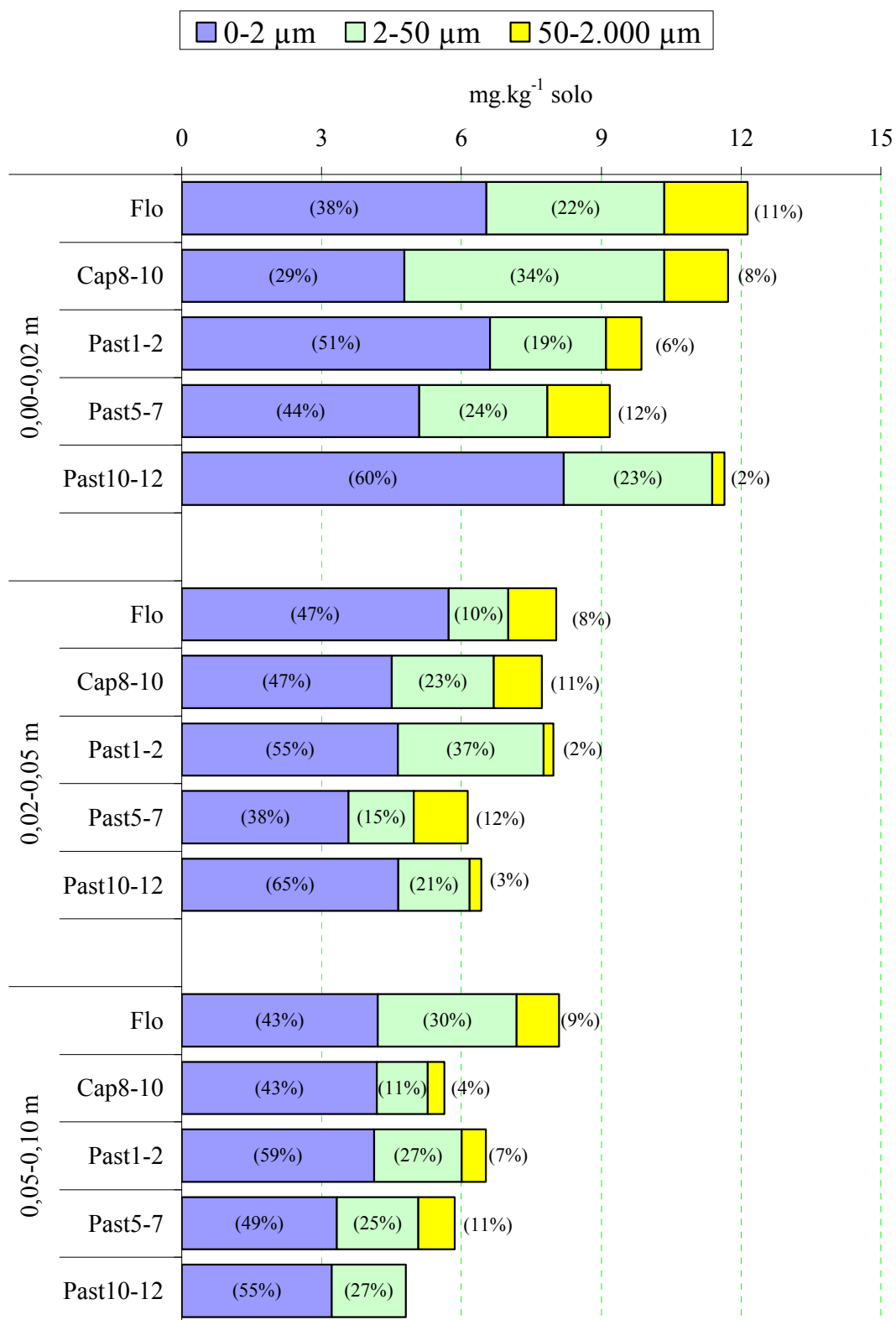
Por meio da Figura 9, verificou-se que das frações granulométricas estudadas, os maiores conteúdos de Pol foram encontrados na fração mais fina do solo (0-2 μm), independentemente da profundidade analisada, observando-se, ainda, redução no conteúdo de Pol com o aumento da profundidade, independentemente da fração granulométrica.

Os resultados obtidos estão de acordo com a literatura científica, onde as maiores quantidades de fósforo lábil são encontradas nos primeiros centímetros do solo (CONDRON et al., 1990; GUERRA et al., 1996, DUDA et al., 2006), principalmente na fração argila (AGBENIN; TIESEN, 1995; NEUFELDT et al., 2000); ou em solo mais argiloso, em comparação com solo de baixo teor de argila (SILVA et al., 2003).

Os baixos conteúdos de Pol sob os diferentes tipos de cobertura vegetal são comparáveis aos observados por Guerra et al. (1996) para solos altamente intemperizados do Brasil e por Condrón et al. (1990) para solos da África e do Brasil, concordando também com Abekoe e Sahrawat (2001), onde estes últimos mostraram que houve maior retenção de P disponível em solos com maior teor de argila.

O efeito da cobertura vegetal no conteúdo de Pol das frações granulométricas do solo manifestou-se de forma significativa apenas na camada superficial do solo (Figura 9). Nessa camada, o teor médio da fração mais fina foi de 6,2 mg.kg^{-1} solo, de 3,6 mg.kg^{-1} solo para a fração intermediária, e de 1,2 mg.kg^{-1} solo para a fração mais grossa.

Como verificado anteriormente para as demais formas de Pt e Pl, foi na fração mais grossa (areia) em que se observaram os menores conteúdos de Pol, independentemente da profundidade analisada (Figuras 9 e 10). Por outro lado, ocorreu o predomínio de Pol da fração mais fina, com tendência de aumento do percentual de contribuição conforme aumenta a profundidade do solo, sendo em média de 44% na camada superficial e de aproximadamente 50% para as camadas subsuperficiais (Figura 10).



O valor entre parênteses representa a distribuição percentual do Pol nas frações granulométricas.

FIGURA 10- Distribuição do conteúdo de P orgânico lábil (Pol) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Esses resultados estão de acordo com o que é relatado na literatura. O predomínio de P na fração argila pode ser explicado por: i) solos argilosos, como o Latossolo estudado, são dominados por caulinita e gibsitita, os quais têm alto poder de adsorção de P por óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio (MESQUITA FILHO; TORRENT, 1993); ii) a queima da vegetação, como a praticada para a formação de pastagem, por um lado mineraliza o P orgânico da matéria pouco humificada, diminuindo o seu conteúdo no solo, por outro, aumenta a disponibilidade de P_i que pode ser incorporada nos protoplasmas de microrganismos ou absorvidos pelas plantas, transformando-o em P_o . Kolawole; Tijani-Eniola e Tian (2004), em estudo conduzido na Nigéria (África) para avaliar o efeito da queima na disponibilidade de nutrientes, verificaram que o P lábil, extraído com resina, aumentou em 63% em sítio que foi submetido a queima, em comparação a sítio que não sofreu queima.

Em estudo para avaliar a dinâmica de frações de P e o acúmulo na vegetação natural e em leguminosa (*Pueraria phaseoloides*), Kolawole; Tian e Tijani-Eniola (2003) verificaram que a quantidade de P acumulada na vegetação natural variou de 2,1-9,1 kg.ha⁻¹ e na leguminosa de 1,5-6,6 kg.ha⁻¹, constatando que o aumento do tempo de pousio da vegetação aumentou a disponibilidade do P-resina e do P-NaHCO₃, enquanto que o cultivo contínuo de milho e mandioca proporcionou redução nessas formas de P (KOLAWOLE; TIAN; TIJANI-ENIOLA, 2005).

Como P_{ol} é obtido pela diferença entre o P_{tl} e P_{il} , a maior variação no balanço entre o P_{ol} da amostra de solo global e as frações granulométricas, em relação às demais formas de P lábil, pode ser devido ao acúmulo de erro inerente ao método de quantificação de P_{ol} , conforme mostram os balanços apresentados na Figura 10. Em média, o método recuperou 78%, contra 87% para o P_{il} ; o valor médio de recuperação foi de 77% para a camada superficial, e de 79% e 80% para as camadas subsuperficiais subseqüentes.

A Figura 11 mostra a percentagem do P_{tl} que se encontrou como P_{ol} . No solo global, o percentual variou de 62% em solo sob pastagem de 1-2 anos (profundidade de 0,02-0,05 m) até 82% em solo sob pastagem de 7-8 anos (profundidade de 0,05-0,10 m). Na camada superficial, em média, 70% do fósforo lábil do solo estava na forma de fósforo orgânico, aumentando para 76% na profundidade de 0,05-0,10m.

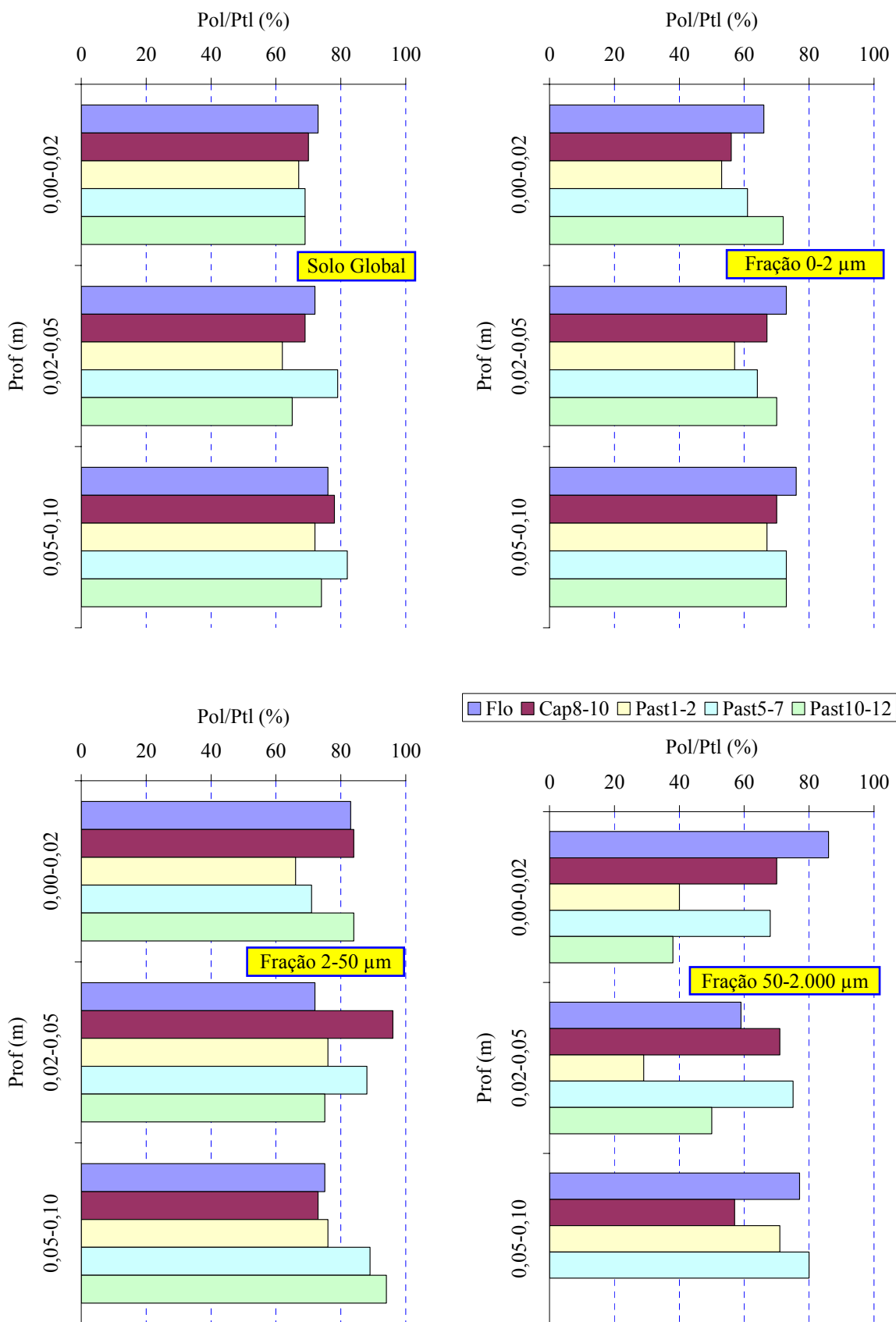


FIGURA 11- Relação Pol/Ptl das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

A menor contribuição do Pol no conteúdo do Ptl ocorreu na fração mais grossa (areia) seguido da fração mais fina (argila), e a maior na fração silte. A média de cada fração, nas três profundidades foi, respectivamente, de: fração areia 60%, 57% e 57%; fração argila 62%, 66% e 72%; e, fração silte 77%, 81% e 81%. Na fração areia ocorreu a menor contribuição, encontrada em solo sob pastagem de 1-2 anos, profundidade 0,02-0,05 m (29% Pol/Ptl); por outro lado, a maior contribuição foi observada na fração silte, em solo sob capoeira, profundidade de 0,00-0,02 m (96% Pol/Ptl).

Embora a disponibilidade de P para as plantas seja amplamente controlada pelo equilíbrio (fator capacidade) entre o Pi na solução (fator intensidade) e Pi na fase sólida do solo (fator quantidade) (OLSEN; KHASAWNEH, 1986), a constatação do predomínio do Po sobre o Pi lábil, demonstrada aqui e em outros trabalhos (BOWMAN; COLE, 1978b; GUERRA et al., 1996; DUDA et al., 2006), principalmente em solos onde os teores disponíveis são baixos, sugerem que em solos altamente intemperizados o P disponível estaria intimamente associado às frações do Po (TIESSSEN; STEWART; COLE, 1984). Os resultados aqui obtidos estão, também, em concordância com Guerra (1993), o qual encontrou correlação positiva e significativa entre o P disponível e Po lábil para Argissolos e Latossolos, com coeficientes de determinação, respectivamente, de 0,828 e 0,949.

Por outro lado, a maior contribuição do Pol no Ptl verificada na fração silte, pode estar associada à maior concentração de C desta fração (Capítulo 2). Esses resultados de Pol podem ser explicados pelos trabalhos de Fassbender e Diaz (1970) e Sánchez (1981), em que mostram a elevada relação entre o fósforo orgânico e o carbono orgânico do solo, onde a matéria orgânica, principalmente nos horizontes superficiais de solo sob floresta, é rica em fósforo. Como a fração silte contém principalmente uma matéria orgânica pouco humificada e microrganismos ligados à fase mineral do solo (BALESDENT; CHENU; BALABANE, 1992; TISDALL; OADES, 1982), isto explicaria o elevado conteúdo de Pol nessa fração.

A Figura 12 mostra a distribuição do Pol em todas as profundidades estudadas. A maior contribuição no Pol da profundidade total estudada (0,00-0,10 m) foi devida ao fósforo orgânico lábil encontrado na camada superficial do solo sob os cinco tipos de cobertura vegetal estudados, diminuindo gradativamente com o aumento da profundidade.

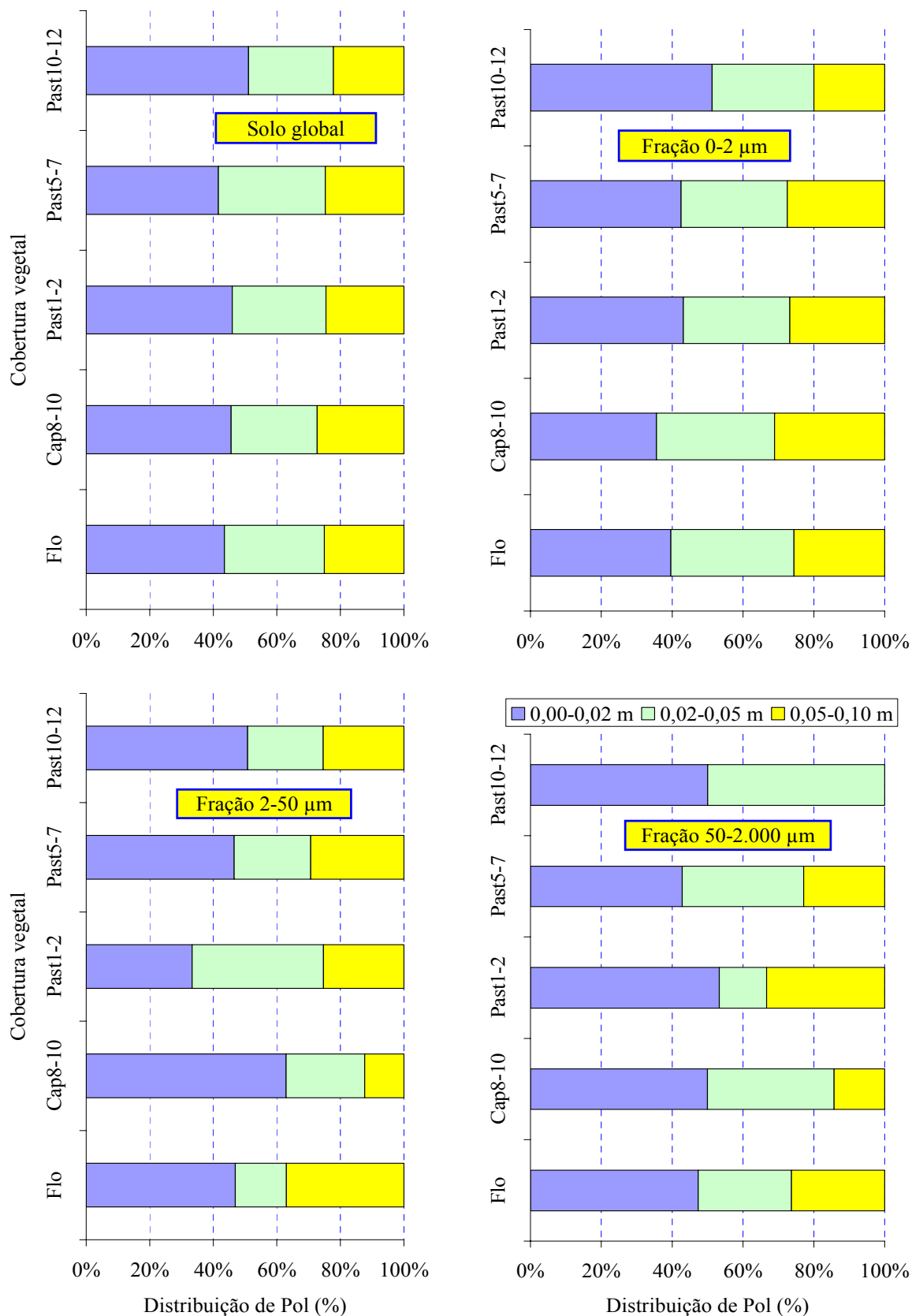


FIGURA 12- Distribuição percentual do fósforo orgânico lábil (Pol) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Por meio da Figura 12, verifica-se também que não houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal na distribuição do Pol do solo global ao longo do perfil. O maior e o menor percentuais foram observados em solo sob pastagem mais velha, sendo 51% para a profundidade de 0,00-0,02 m e 22% para a profundidade de 0,05-0,10 m. Em média, a contribuição da camada superficial atingiu 46%, diminuindo para 30% para a profundidade de 0,02-0,05 m, até 25% na profundidade de 0,05-0,10 m. Entre as frações granulométricas, o maior e o menor percentuais de Pol da camada superficial foram observados na fração intermediária (silte), em área de capoeira e de pastagem de 1-2 anos, respectivamente. Nesta fração o teor médio por profundidade foi de: 48%, 26% e 32%, na ordem crescente do aumento da profundidade.

Na fração areia, foram observados os menores percentuais para as duas camadas subsuperficiais, sendo de 13% (pastagem de 1-2 anos, profundidade de 0,02-0,05 m) e de 0% (pastagem de 10-12 anos, profundidade de 0,05-0,10 m); no entanto, o valor médio foi de 47% para a camada superficial, e de 39% e 19% para as camadas subsequentes. Na fração argila, o valor médio da camada superficial foi de 43%, diminuindo para 31% e 26% para as profundidades de 0,02-0,05 m e de 0,05-0,10 m, respectivamente.

De forma geral, a maior quantidade de Pol foi encontrada na camada superficial do solo, independentemente do tipo de cobertura vegetal estudada. Esses resultados concordam com os trabalhos de Condrón et al. (1990), Guerra et al. (1996), Neufeldt et al. (2000), Duda et al. (2006) e sugerem que o fósforo orgânico lábil se encontra nos componentes orgânicos do solo, independentemente do componente granulométrico analisado, onde a matéria orgânica pouco humificada e a microbiota do solo, que se encontram em maiores quantidades na camada superficial (DESJARDINS et al., 1994; 2003; 2006; RODRIGUES, 2006; MELO, 2007), seriam reservatório preferencial de Pol e fonte de Pi para a solução do solo.

3.3.4.2- Fósforo moderadamente lábil em meio reacional ácido (P-H⁺)

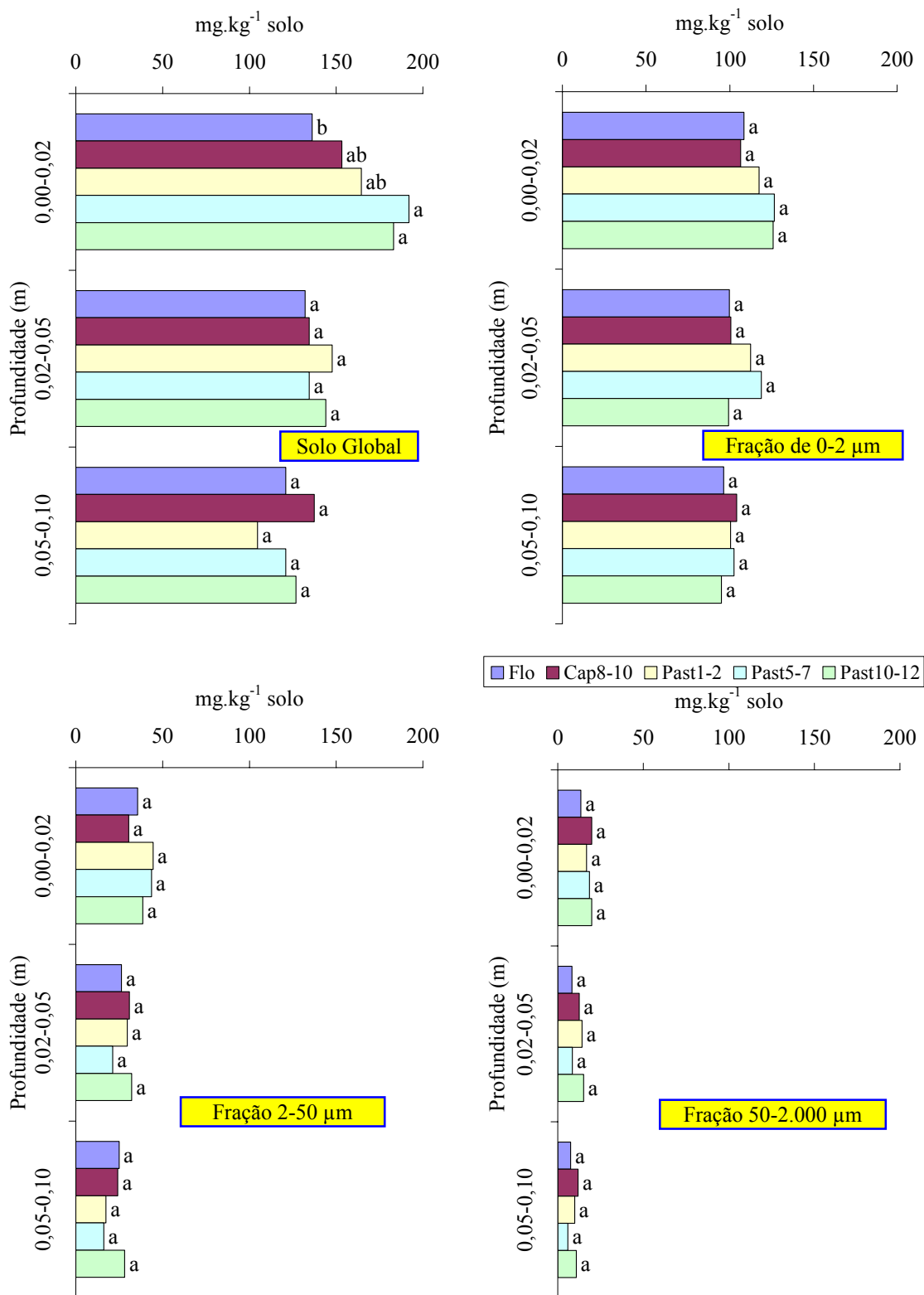
3.3.4.2.1- Fósforo total em meio ácido (Pt-H⁺)

Os conteúdos de P total em meio ácido (Pt-H⁺) no solo global e nas frações granulométricas são apresentados na Figura 13. A análise de variância (ANAVA) mostrou que houve efeito do tipo de cobertura vegetal somente no conteúdo de P-H⁺ do solo global na camada superficial, pelo F a 5% de probabilidade (Anexo 3).

O conteúdo do Pt-H⁺ do solo global variou de 104,7 mg.kg⁻¹ solo, na pastagem de 1-2 anos, profundidade 0,05-0,10 m, a 192,0 mg.kg⁻¹ solo, na pastagem de 5-7 anos, profundidade de 0,00-0,02 m. Ao contrário do verificado para o P_{tl} (Figura 5), em solo sob floresta foram encontrados os menores valores de Pt-H⁺, com exceção para a profundidade de 0,05-0,10 m, onde o menor valor ocorreu em solo pastagem de 1-2 anos.

O conteúdo médio de Pt-H⁺ do solo global foi de 166 mg.kg⁻¹ solo na camada superficial, diminuindo para 139 mg.kg⁻¹ solo (- 16%) e 122 mg.kg⁻¹ solo (- 26%), para as camadas subsuperficiais subseqüentes, respectivamente. Verificou-se também que a menor variação ao longo da profundidade total ocorreu em floresta e capoeira, e a maior nas pastagens mais novas: 11% para os dois primeiros tipos de cobertura vegetal e 37% para as pastagens, respectivamente. Ao contrário do verificado para P_{tl}, a substituição da floresta por capoeira e pastagens proporcionou aumento no conteúdo de Pt-H⁺ do solo global. Observou-se também tendência de aumento em Pt-H⁺ com o aumento da idade das pastagens, sendo essa variação significativa apenas entre a floresta e as pastagens intermediária e mais velha.

O aumento em Pt-H⁺ do solo global após a conversão da floresta pode ser devido ao efeito da queima, a qual libera o P contido na biomassa aérea e na serapilheira (BRINKMANN; NASCIMENTO, 1973; GIARDINA; SANFORD; DOCKERSMITH, 2000). A maior disponibilidade de P_i favoreceria a adsorção do P por Al e Fe (FONTES; WEED, 1996) e a diminuição de P_o ligado à MO (TIESSSEN; MOIR, 1993). Os resultados aqui obtidos estão de acordo com verificado por Neufeldt et al. (2000) em solos do Cerrado brasileiro, sob diferentes tipos de manejo: o P total extraído com HCl, menos lábil, aumentou de 99 mg.kg⁻¹ solo em vegetação nativa de cerrado, para 158 mg.kg⁻¹ e 151 mg.kg⁻¹ sob área de cultivo de grãos e pastagem, respectivamente. Tal aumento foi atribuído ao efeito da adição de P por meio de adubos fosfatados solúveis, que liberariam P_i em solução, sendo o mesmo facilmente retido por Al e Fe; porém, neste estudo o aumento pode ser devido ao efeito das cinzas.



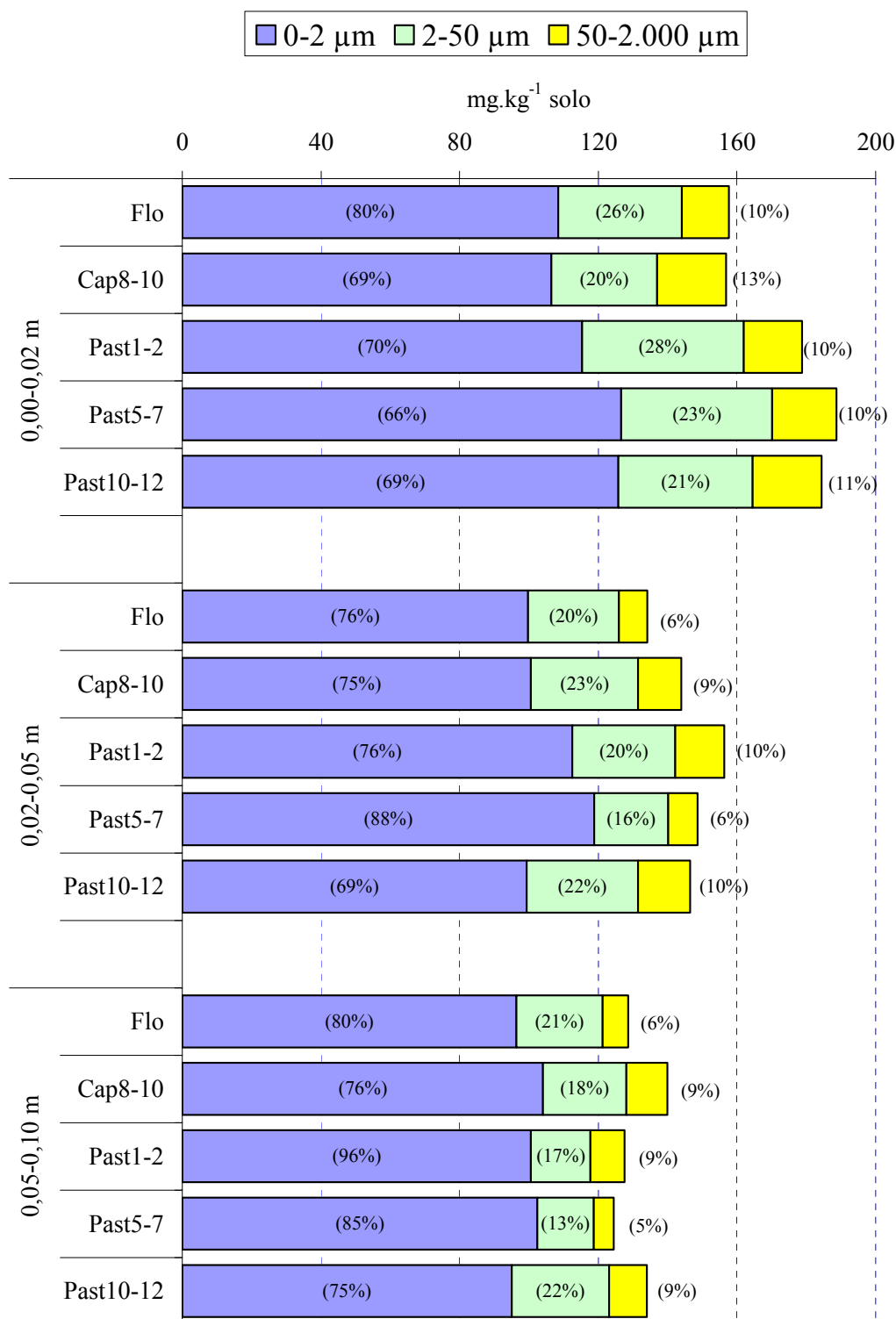
As letras comparam médias na mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro.

FIGURA 13- Conteúdo de P total em meio ácido (Pt-H⁺) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

A Figura 13 mostra, ainda, a distribuição do Pt-H^+ nas frações granulométricas estudadas. Ao contrário do ocorrido com o Ptl , não houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal na variação do conteúdo de Pt-H^+ em nenhuma fração granulométrica. No entanto, foi verificado predomínio no acúmulo de Pt-H^+ da fração mais fina sobre as demais, sendo em média 3,9 vezes maior em comparação a fração intermediária (silte) e 9,4 vezes maior em relação à fração mais grossa (areia). Na fração argila, para todas as profundidades estudadas, os menores valores ocorreram em solo sob floresta. Na camada superficial o conteúdo médio foi $117,0 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, diminuindo para $106,0 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo e $108,0 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, para as profundidades de 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, respectivamente. A explicação é a mesma utilizada para o solo global.

Nas frações mais grossas do solo (2-50 μm = silte total; 50-2.000 μm = areia total) a diminuição com o aumento da profundidade foi maior conforme aumentou o diâmetro das frações. Para a fração silte, o teor médio na camada superficial foi de $39,0 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, diminuindo para $28,0 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo e $22,0 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, para as camadas subseqüentes; essas reduções corresponderam a - 27% e - 43%, respectivamente, entre as profundidades de 0,00-0,02 m e 0,02-0,05 m e entre 0,00-0,02 m e 0,05-0,10 m. Na fração areia, o conteúdo médio foi de $18,0 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, $12,0 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo e $9,0 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, para as três profundidades estudadas, o que correspondeu a uma redução percentual de - 34% e - 49%, entre camada superior e a de 0,02-0,05 m e de 0,05-0,10 m, respectivamente.

O predomínio da fração argila fica mais evidente quando se analisa a Figura 14. Verifica-se que o aumento no conteúdo de Pt-H^+ em solo sob pastagens, em comparação com a floresta, foi proporcionado por todas as frações granulométricas, com maior destaque para a fração argila, seguindo-se da fração silte e areia, principalmente na camada superficial. Resultados semelhantes foram obtidos por Henríquez; Bricenõ e Molina (1992), o que, de acordo com Fontes e Weed (1996), é devido à maior superfície específica dessa fração. Os resultados de Neufeldt et al. (2000) confirmam essa assertiva: fósforo extraído com HCl em solo argiloso sob todos os sistemas de uso foi sempre maior nas frações argila ($< 2 \mu\text{m}$) e silte fino (2-20 μm) do que nas frações mais grossas. Para as camadas inferiores, a variação entre os tipos de cobertura vegetal apresentou comportamento aleatório, porém não significativo.



O valor entre parênteses representa a contribuição percentual do Pt-H^+ contido nas frações granulométricas na somatória do Pt-H^+ do solo

FIGURA 14- Distribuição do conteúdo de P total em meio ácido (Pt-H^+) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Apesar de ter havido redução, em termos absolutos, do conteúdo de Pt-H^+ da fração argila com o aumento da profundidade (Figura 13), em termos percentuais, cujos valores são apresentados entre parênteses na Figura 14, a contribuição dessa fração mais fina continuou predominando sobre as demais. Ao contrário do verificado para fósforo total lábil do solo (Ptl) (Figura 6), houve aumento percentual da contribuição da fração argila no conteúdo do Pt-H^+ com o aumento da profundidade: 71% para a camada superficial, 77% para a profundidade de 0,02-0,05 m e 82% na profundidade de 0,05-0,10 m.

Para as frações mais grossas, as reduções observadas com o aumento da profundidade foram menores. Fração silte: 24%, 20% e 21%, ao longo das profundidades estudadas. Fração areia: 11%, 8% e 9%, ao longo das três profundidades.

Essa variação pode ser explicada pelo padrão de comportamento verificado para os componentes da textura do solo (Capítulo 2, Tabela 1). No solo estudado, o teor de argila teve elevado aumento com a profundidade de coleta (34% entre 0,00-0,02 m e 0,05-0,10 m), enquanto que os teores de silte e areia total diminuíram com o aumento da profundidade, sendo que para esta última fração a diminuição foi bastante elevada (aproximadamente 20% entre a camada superficial e a profundidade de 0,05-0,10 m). Desse modo, como o fósforo total em meio reacional ácido é composto em sua maioria por Pi ligado aos minerais de argila ou argilominerais (GUERRA et al., 1996; DUDA et al., 2006), os resultados obtidos estão de acordo com o esperado.

O percentual de recuperação das frações do P em meio ácido variou de 99%, em solo sob pastagem de 5-7 anos a 122%, em solo sob pastagem de 1-2 anos. Esses resultados mostram o poder de ação do extrator utilizado – $\text{H}_2\text{SO}_4 \text{ mol.L}^{-1}$ – o qual consegue romper formas de P ligadas a fase mineral do solo. De maneira geral, o balanço foi um pouco inferior ao verificado para o Pt, uma vez que o valor médio foi de 106% para as três profundidades estudadas. No entanto, tais resultados estão de acordo com a literatura (GUERRA, 1993; AGBENIN; TIESSEN, 1995; DUDA, 2000; NEUFELDT et al., 2000).

Ao se comparar os resultados obtidos para a fração total lábil do fósforo do solo (Ptl) com os da fração em meio reacional ácido (Pt-H^+), verifica-se que a forma lábil é mais influenciada pelo tipo de cobertura vegetal, enquanto que a forma moderadamente lábil é mais influenciada pela textura do solo. Esses resultados aqui obtidos concordam com os trabalhos de Fontes e Weed (1996) e Neufeldt et al. (2000).

3.3.4.2.2- Fósforo inorgânico em meio ácido ($Pi-H^+$)

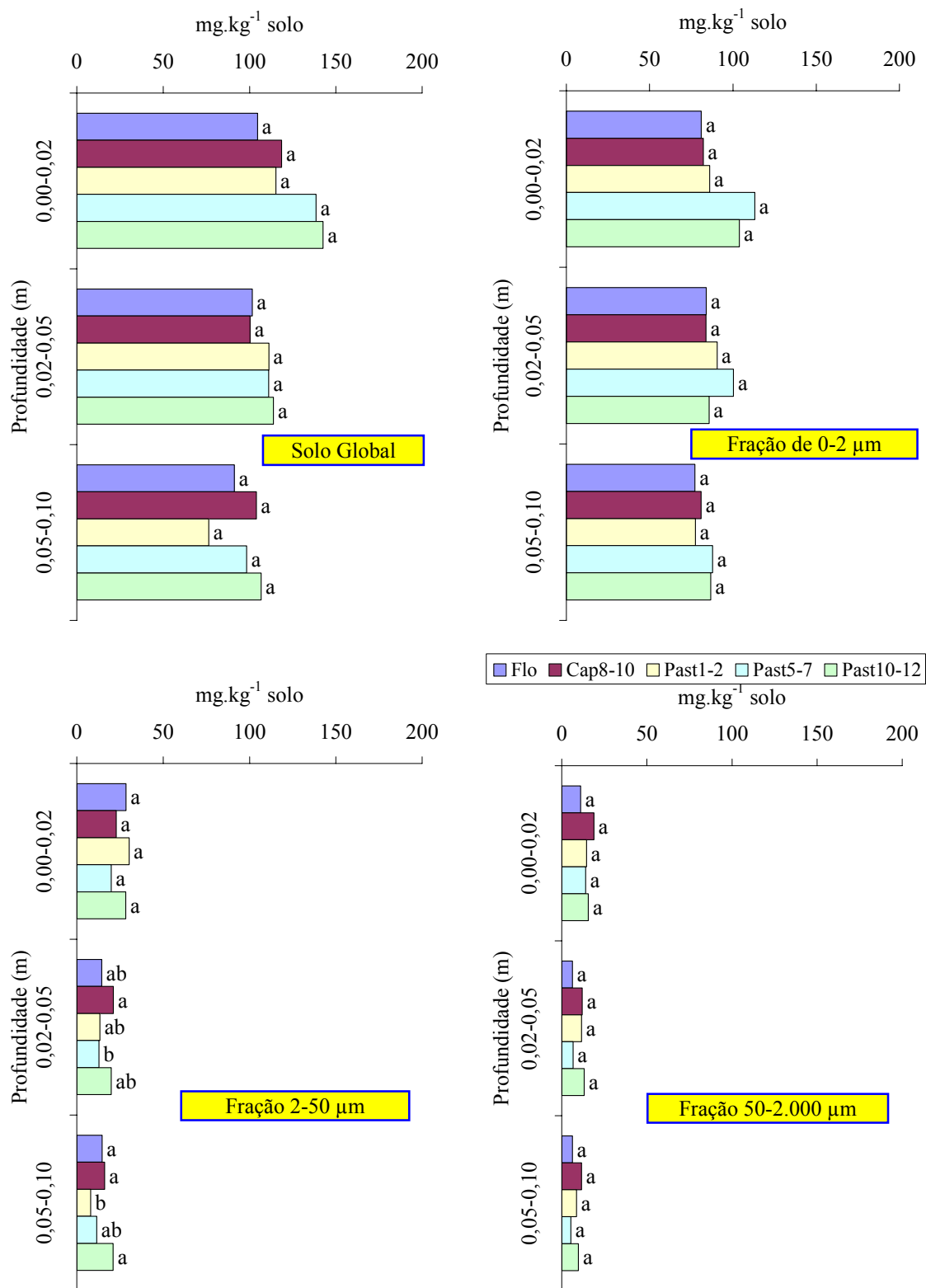
Os valores do conteúdo de fósforo inorgânico em meio ácido ($Pi-H^+$) no solo global e nas frações granulométricas são apresentados na Figura 15. A análise de variância (ANAVA) mostrou que houve efeito do tipo de cobertura vegetal somente no conteúdo de $Pi-H^+$ da fração 2-50 μm para as camadas subsuperficiais, conforme atestaram os valores do teste F a 5% de probabilidade (Anexo 7).

O conteúdo de $Pi-H^+$ do solo global apresentou pequena variação em função dos tipos de cobertura vegetal estudados (Figura 15). Nessa fração o maior valor foi observado em solo sob pastagem mais velha na profundidade de 0,00-0,02 m (142,6 $mg.kg^{-1}$ solo); por outro lado, o menor valor foi encontrado em área de pastagem de 1-2 anos, profundidade de 0,05-0,10 m (76,4 $mg.kg^{-1}$ solo). Na camada superior do solo o conteúdo médio de $Pi-H^+$ foi de 124,0 $mg.kg^{-1}$ solo, diminuindo para 108,0 $mg.kg^{-1}$ solo e 95,0 $mg.kg^{-1}$ solo, para as camadas subsuperficiais subsequentes. Como observado para o fósforo total do solo (Pt) e para o fósforo total em meio ácido ($Pt-H^+$), houve uma tendência de aumento no conteúdo de $Pi-H^+$ com o aumento da idade das pastagens, para as duas camadas superiores.

Os resultados de $Pi-H^+$ do solo global confirmam o que é relatado na literatura: a forma predominante de fósforo moderadamente lábil, ou seja, extraído com HCl, é o P inorgânico. Neste estudo, o $Pi-H^+$ representou aproximadamente 77% do $Pt-H^+$ do solo global (Figura 15); observou-se também, que o aumento da profundidade proporcionou aumento do percentual de participação de $Pi-H^+$ no $Pt-H^+$: 75% para a camada superior e 78% para as camadas subsuperficiais. As discussões feitas para o $Pt-H^+$ podem ser utilizadas para explicar as variações ocorridas em $Pi-H^+$, neste trabalho.

A Figura 15 mostra, ainda, a distribuição do $Pi-H^+$ nas frações granulométricas. Para a fração mais fina, bem como para a fração mais grossa, não houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal na variação do $Pi-H^+$ do solo. No entanto, na fração silte ocorreram variações significativas nas camadas subsuperficiais.

O teor médio de $Pi-H^+$ na fração 0-2 μm foi de 88,0 $mg.kg^{-1}$ solo, sendo 5,3 vezes maior do que na fração 2-50 μm (silte) e 9,1 vezes maior do que na fração 50-2.000 μm (areia). Para todas as frações granulométricas foi verificado diminuição no conteúdo de $Pi-H^+$ com o aumento da profundidade.



As letras comparam médias na mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro.

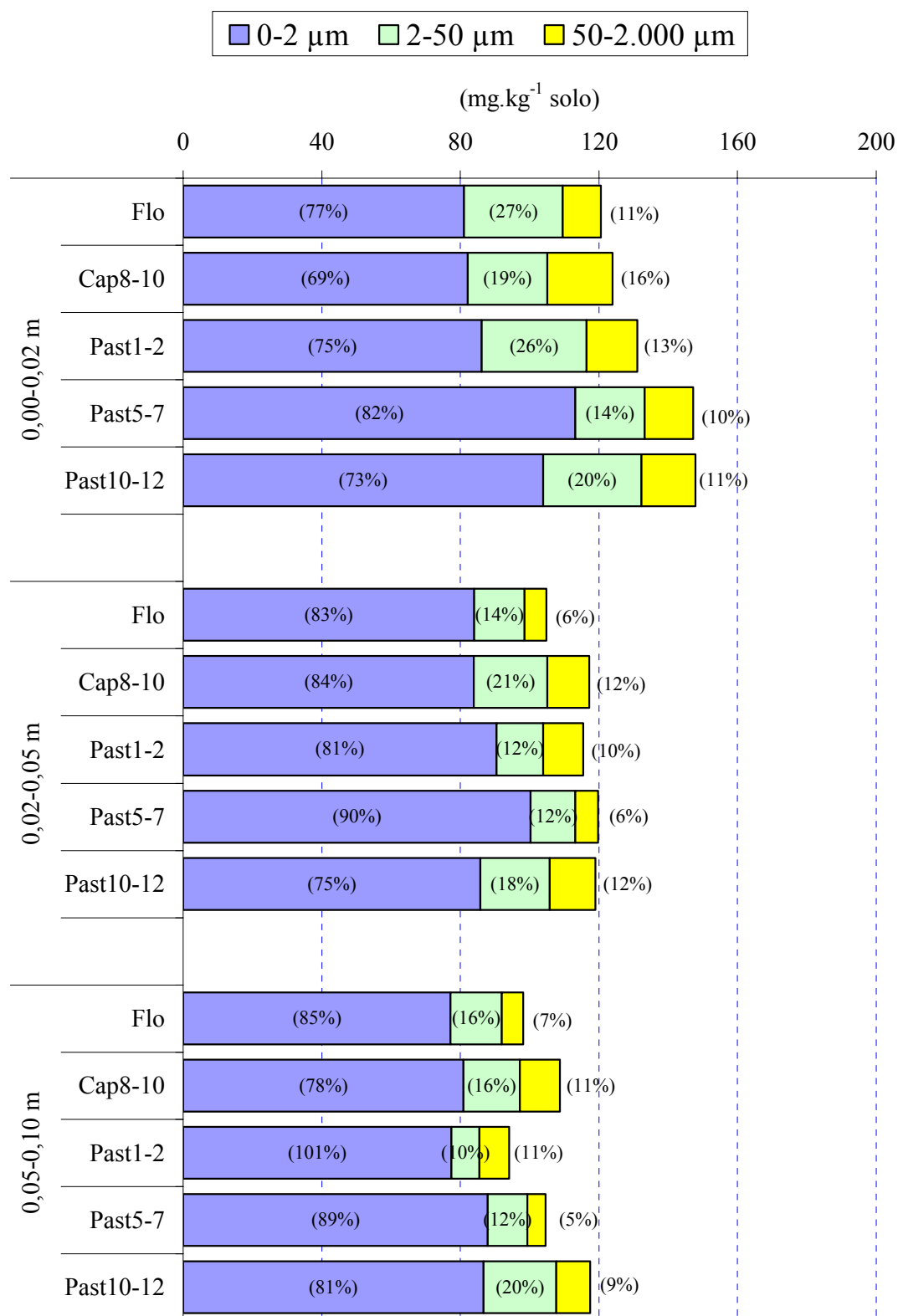
FIGURA 15- Conteúdo de P inorgânico em meio ácido ($Pi-H^+$) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Na fração argila, camada superior, o conteúdo médio foi de 93,3 mg.kg⁻¹ solo, diminuindo para 88,9 mg.kg⁻¹ solo e 82,0 mg.kg⁻¹ solo para as camadas subsuperficiais subseqüentes. Na fração silte a redução em Pi-H⁺ foi mais acentuada, em que o conteúdo médio variou de 26,0 mg.kg⁻¹ solo, 16,4 mg.kg⁻¹ solo e 14,3 mg.kg⁻¹ solo para as três profundidades analisadas, correspondendo a - 35% e - 44% entre a camada superior e as duas subseqüentes, respectivamente. Nessa fração, para a camada de 0,02-0,05 m, o menor valor foi verificado em Past5-7 (12,9 mg.kg⁻¹ solo), o qual diferiu significativamente de Cap8-10; para a profundidade de 0,05-0,10 m o menor valor ocorreu em Past1-2 (8,0 mg.kg⁻¹ solo), não diferindo significativamente apenas de Past5-7.

O conteúdo médio de P da fração areia foi de 11,0 mg.kg⁻¹ solo, o que evidencia a pouca contribuição no conteúdo total do Pi moderadamente lábil do solo (Figura 16). Os resultados do fracionamento do Pi-H⁺ do Latossolo são concordantes com a literatura. A adição de P ao solo, em formas solúveis por meio de adubos fosfatados (ALCARDE; GUIDOLIN; LOPES, 1991) ou por meio de cinzas (GIARDINA; SANFORD; DOCKERSMITH, 2000), favorece a fixação em solos argilosos altamente intemperizados (FALCÃO; SILVA, 2004), onde o aproveitamento do Pi pelas plantas varia, geralmente, entre 5% e 25%. Tal fato pode ser explicado pelo alto poder de fixação da fração argila e, de forma mais intensa, em solos argilosos, conforme verificado por Falcão e Silva (2004). Esses autores verificaram, em estudo realizado no Estado do Amazonas, que a maior energia de adsorção de P ocorreu em Latossolo Amarelo coeso, com elevado teor de argila.

A Figura 16 mostra a contribuição de cada fração granulométrica no conteúdo total do Pi-H⁺ do solo. Como verificado para o Pt-H⁺, a maior quantidade de Pi-H⁺ foi observado na fração argila, o que destaca o papel da textura do solo como importante fator de reserva de P (fator quantidade) para a disponibilização de P para as plantas (FONTES; WEED, 1996; FALCÃO; SILVA, 2004). Apesar da ligeira redução do Pi-H⁺ da fração argila, em valores absolutos, a contribuição relativa tendeu a aumentar com o aumento da profundidade: aproximadamente: 75% para a camada superficial, 83% para a profundidade de 0,02-0,05 m, e 87% na camada de 0,05-0,10 m.

Para as frações mais grossas ocorreram reduções com o aumento da profundidade. Fração areia, média de 17% de contribuição no Pi-H⁺ do solo, com valores de 21% e 15%, aproximadamente, para a camada superficial e subsuperficiais, respectivamente. Para a fração areia a contribuição média ao longo do perfil estudado foi de 10%, sendo 12% e 9%, para as três profundidades, respectivamente.



Os valores entre parênteses representam a distribuição percentual do Pi-H^+ das rações granulométricas.

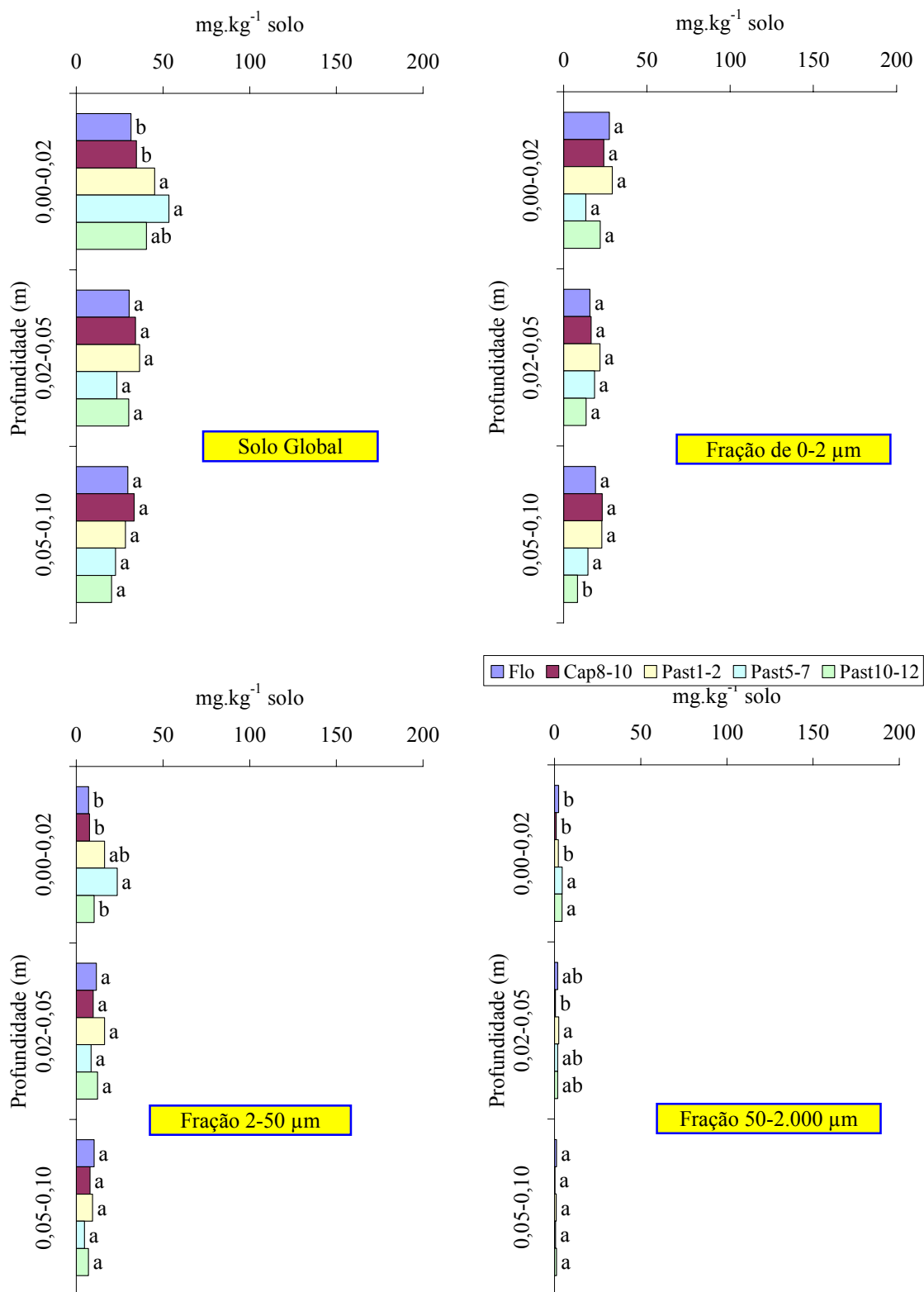
FIGURA 16- Distribuição do conteúdo de P inorgânico em meio ácido (Pi-H^+) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Pela Figura 16 verifica-se que a recuperação do $Pi-H^+$ variou de 103% a 122% em solo sob pastagem de 1-2 anos, profundidade de 0,02-0,05 m e de 0,05-0,10 m, respectivamente, com valor médio para as três profundidades igual a 109%. Esses resultados, a semelhança do ocorrido para o $Pt-H^+$, podem ser explicados pelo método utilizado.

3.3.4.2.3- Fósforo orgânico em meio ácido ($Po-H^+$)

Os valores do conteúdo do $Po-H^+$ no solo global e nas frações granulométricas são apresentados na Figura 17. A análise de variância (ANAVA) mostrou que houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal sobre o conteúdo de $Po-H^+$ no solo global (profundidade de 0,00-0,02 m) e nas frações fina (profundidade de 0,05-0,10 m), intermediária (profundidade de 0,00-0,02 m) e grossa (profundidades de 0,00-0,02 m e de 0,02-0,05 m), conforme atestaram os valores do teste F a 5% de probabilidade (Anexo 8).

O conteúdo de $Po-H^+$, no solo global, variou de 20,3 $mg.kg^{-1}$ solo na profundidade de 0,05-0,10 m em solo sob pastagem de 10-12 anos, até 53,4 $mg.kg^{-1}$ solo na camada superficial de solo sob pastagem de 5-7 anos (Figura 17). Na camada superior do solo, os menores valores ocorreram em ecossistemas de floresta e capoeira, os quais diferiram significativamente dos valores observados em áreas de pastagens mais novas. Nas camadas subsuperficiais não foram verificados efeito significativo do tipo de cobertura na variação do $Po-H^+$. Como verificado para as demais frações estudadas anteriormente, houve redução em $Po-H^+$ com o aumento da profundidade: o valor médio na camada superficial foi de 41,0 $mg.kg^{-1}$ solo, ocorrendo redução de 21% para a camada de 0,02-0,05 m (31,0 $mg.kg^{-1}$ solo), até - 31% em 0,05-0,10 m (26,8 $mg.kg^{-1}$ solo). Esses resultados observados nas diversas profundidades são ligeiramente inferiores aos valores encontrados por Duda (2000), em horizontes A de Latossolos Amarelos ($\approx 58,4 mg Po-H^+.kg^{-1}$ solo), e bem superiores a um Argissolo Amarelo distrófico ($\approx 9,0 mg Po-H^+.kg^{-1}$ solo), de diversas regiões do Brasil.



As letras comparam médias na mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro.

FIGURA 17- Conteúdo de P orgânico em meio ácido ($Po-H^+$) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

A tendência de aumento em Po-H^+ do solo global da camada superficial, com o aumento da idade das pastagens, pode ser função da acumulação de matéria orgânica, a qual está fortemente relacionada com o conteúdo de P total do solo (HARRISON², citado por GUERRA, 1993; STEVENSON, 1994) e com os elementos Fe e Al, formando complexos com a matéria orgânica do solo (MARTINEZ; ROMERO; GAVILAN, 1984) devido à alta afinidade que estes elementos possuem, formando associações estáveis entre o P e ácidos húmicos (LOBARTINI; TAN; PAPE, 1998). No presente estudo o conteúdo de carbono apresentou tendência de aumento com a idade das pastagens (Capítulo 2) e mesmo padrão de comportamento verificado para o fósforo total do solo (Pt), conforme discutido em 3.3.2 deste Capítulo.

Para a fração mais fina (0-2 μm), a variação foi de 8,4 mg $\text{Po-H}^+.\text{kg}^{-1}$ solo a 29,2 mg $\text{Po-H}^+.\text{kg}^{-1}$ solo. O menor valor, observado em solo sob pastagem de 10-12 anos, profundidade de 0,05-0,10 m, diferiu significativamente dos resultados obtidos nos demais tipos de cobertura vegetal. Por outro lado, para as duas camadas superiores, não se verificou efeito significativo do tipo de cobertura vegetal no conteúdo de Po-H^+ , apesar de os maiores valores terem sido observados em Past1-2. Esses resultados sugerem que o Po-H^+ é mais dependente da textura do solo do que do tipo de cobertura vegetal.

Verifica-se que foi praticamente nula a variação no conteúdo de Po-H^+ entre as duas camadas subsuperficiais, mesmo havendo aumento no conteúdo de argila com o aumento da profundidade. Como a principal forma de fósforo orgânico moderadamente lábil é aquela ligada, por meio de Al e Fe, às substâncias húmicas, principalmente ácidos fúlvicos, os maiores valores observados na camada superficial são devidos, provavelmente, a maior deposição de compostos de carbono mais resistentes à decomposição, o que favorece o crescimento microbiano (MELO, 2007) na camada superior, implicando em menor acúmulo de Po nas camadas subsuperficiais, uma vez que a microbiota do solo é a responsável pela síntese de Po (HARRISON², citado por GUERRA, 1993), através da imobilização bioquímica do Pi (REDDY; RAO; TAKKAR, 1999). Maiores valores de fósforo orgânico total (Pot) na superfície do solo foram observados por Cabala e Fassbender (1970), Vieira et al. (1993); e de fósforo em meio ácido, por Guerra et al. (1996), Neufeldt et al. (2000) e Duda et al. (2006).

Para a fração intermediária (silte), os solos sob áreas de floresta e de capoeira apresentaram os menores valores de Po-H^+ na camada superior, os quais diferiram significativamente apenas de pastagem de 5-7 anos. Em relação à fração argila, houve maior variação do conteúdo de Po-H^+ da fração silte, onde o menor valor foi 4,7 mg. kg^{-1} solo, em

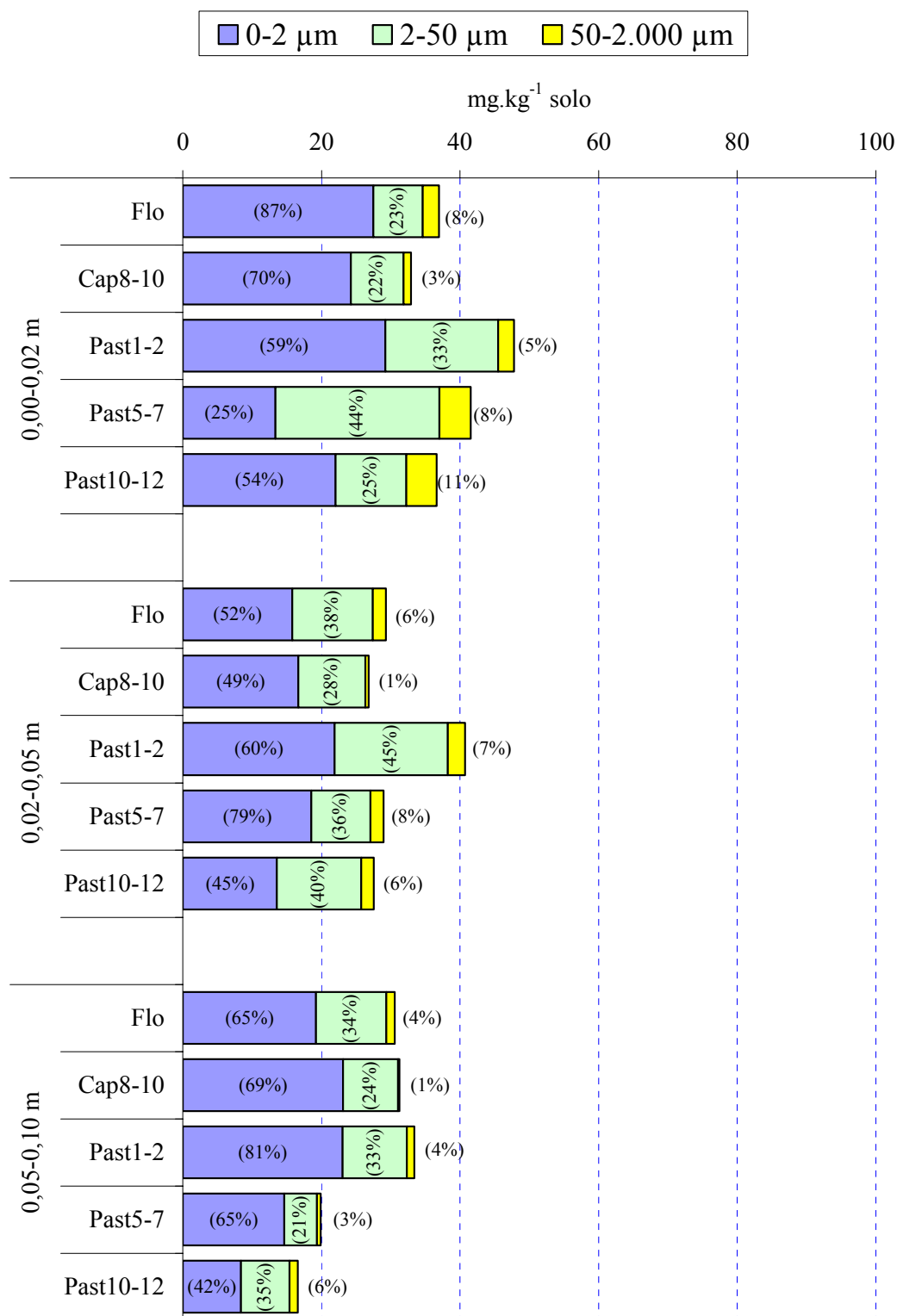
pastagem de 5-7 anos, profundidade de 0,05-0,10 m, e o maior foi 23,7 mg.kg⁻¹ solo, em capoeira, na camada superior. Nesta fração, o aumento da profundidade provocou redução elevada em Po-H⁺: em média, o conteúdo da camada superficial foi de 13,0 mg.kg⁻¹ solo, diminuindo para 11,7 mg.kg⁻¹ solo (- 10%) para a profundidade de 0,02-0,05 m, chegando a 7,8 mg.kg⁻¹ solo (- 40%) para a profundidade de 0,05-0,10 m.

A fração mais grossa (areia) apresentou os menores valores de Po-H⁺, desde 0,3 mg.kg⁻¹ solo, na camada mais profunda, até 4,5 mg.kg⁻¹ solo, na camada superficial. Além do mais, foram verificadas maiores reduções com o aumento da profundidade, onde o teor médio da camada superior foi de 2,9 mg.kg⁻¹ solo, 2,0 mg.kg⁻¹ solo (- 41%) para a profundidade de 0,02-0,05 m, e 0,9 mg.kg⁻¹ solo (- 49%) para a profundidade de 0,05-0,10 m.

Esses resultados estão de acordo com o relatado na literatura: qualquer forma de fósforo orgânico está altamente correlacionada com o conteúdo de matéria orgânica do solo, independentemente do grau de humificação do material orgânico (ACQUAYE, 1963; ADEPETU; COREY, 1976; VIEIRA et al., 1993). Neste trabalho, foi justamente a fração mais grossa (areia) que apresentou maiores reduções no conteúdo de carbono com o aumento da profundidade, independentemente do tipo de cobertura vegetal analisado (Capítulo 2). Os maiores valores de Po-H⁺ observados na fração areia, em solos sob pastagens, concordam com essa afirmação.

Como verificado anteriormente para as demais formas de P estudadas, foi na fração mais grossa (areia) em que se observaram os menores conteúdos de Po-H⁺, independentemente da profundidade analisada (Figuras 17, 18). Por outro lado, ocorreu o predomínio de Po-H⁺ da fração mais fina (argila), com aumento do percentual de contribuição entre a camada superior e a mais profunda: em média, 59% na camada superficial, 57% na camada intermediária e 64% na mais profunda (Figura 18).

Vale ressaltar, que além do percentual de contribuição da fração argila no Po-H⁺ ter sido menor do que o verificado para o Pi-H⁺ (Figura 16), na profundidade de 0,00-0,02 m, sob vegetação de pastagem de 5-7 anos, a contribuição da fração silte foi maior (44%). No entanto, em média, o conteúdo de Po-H⁺ da fração argila foi 2,1 vezes maior do que da fração silte e 17,8 vezes maior do que da fração areia (Figura 18).



Os valores entre parênteses representam a distribuição percentual do Po-H⁺ das frações granulométricas.

FIGURA 18- Distribuição do conteúdo de P orgânico em meio ácido (Po-H⁺) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

A redução no percentual de participação da fração argila permitiu aumento da contribuição proporcionada pela fração silte. Dessa forma, a contribuição média da fração silte foi de $\approx 29\%$ para as camadas superior e mais profunda, e de 37% para a camada intermediária. Por outro lado, para a fração areia, os percentuais variaram de 7% , 6% e 4% , conforme aumentou a profundidade de coleta do solo.

Pela Figura 18, verifica-se que a recuperação do $Po-H^+$ variou desde 77% até 123% em solo sob pastagem de 5-7 anos, profundidades de 0,00-0,02 m e de 0,02-0,05 m, respectivamente, com valor médio de 93% para a camada superior, 100% para a camada intermediária e 97% para a camada inferior.

A grande variação na recuperação da quantidade de $Po-H^+$ nas frações granulométricas em relação ao solo global, quando comparada com as demais formas de fósforo em meio reacional ácido, pode ser atribuída ao processo de obtenção do fósforo orgânico. Como o fósforo orgânico é obtido por diferença entre fósforo total e fósforo inorgânico, os erros ocorridos nas duas formas anteriores se acumulam na forma orgânica do P (CABALA; FASSBENDER, 1970).

Considerando-se o fósforo total moderadamente lábil ($P-H^+$), a maior parte deste ocorreu na forma inorgânica, como já observado por Bowman (1989), Condrón et al. (1990) e Guerra (1993) (Figura 19).

O percentual do $Pt-H^+$ que se encontrou na forma orgânica ($Po-H^+$) foi, em média, de 23% no solo global, havendo pequena diminuição em função do aumento da profundidade, sendo de $24,6\%$ para a camada superior e de $22,2\%$ para as camadas subsuperficiais. No entanto, ressalta-se que houve aumentos na contribuição relativa em solo sob floresta e capoeira, com o aumento da profundidade. Por outro lado, foram observadas elevadas reduções em solo sob pastagens: para as duas camadas subsuperficiais de Past5-7, reduções de 39% e 32% , respectivamente, e de 5% e 27% , respectivamente, para Past10-12. Esses valores são inferiores aos observados por Duda (2000), para Latossolos Amarelos de diversas regiões do Brasil, onde o percentual médio do $Po-H^+/Pt-H^+$ do horizonte A foi de 59% , havendo redução para 31% no horizonte B. O autor atribuiu tal fato a maior quantidade de matéria orgânica do horizonte A.

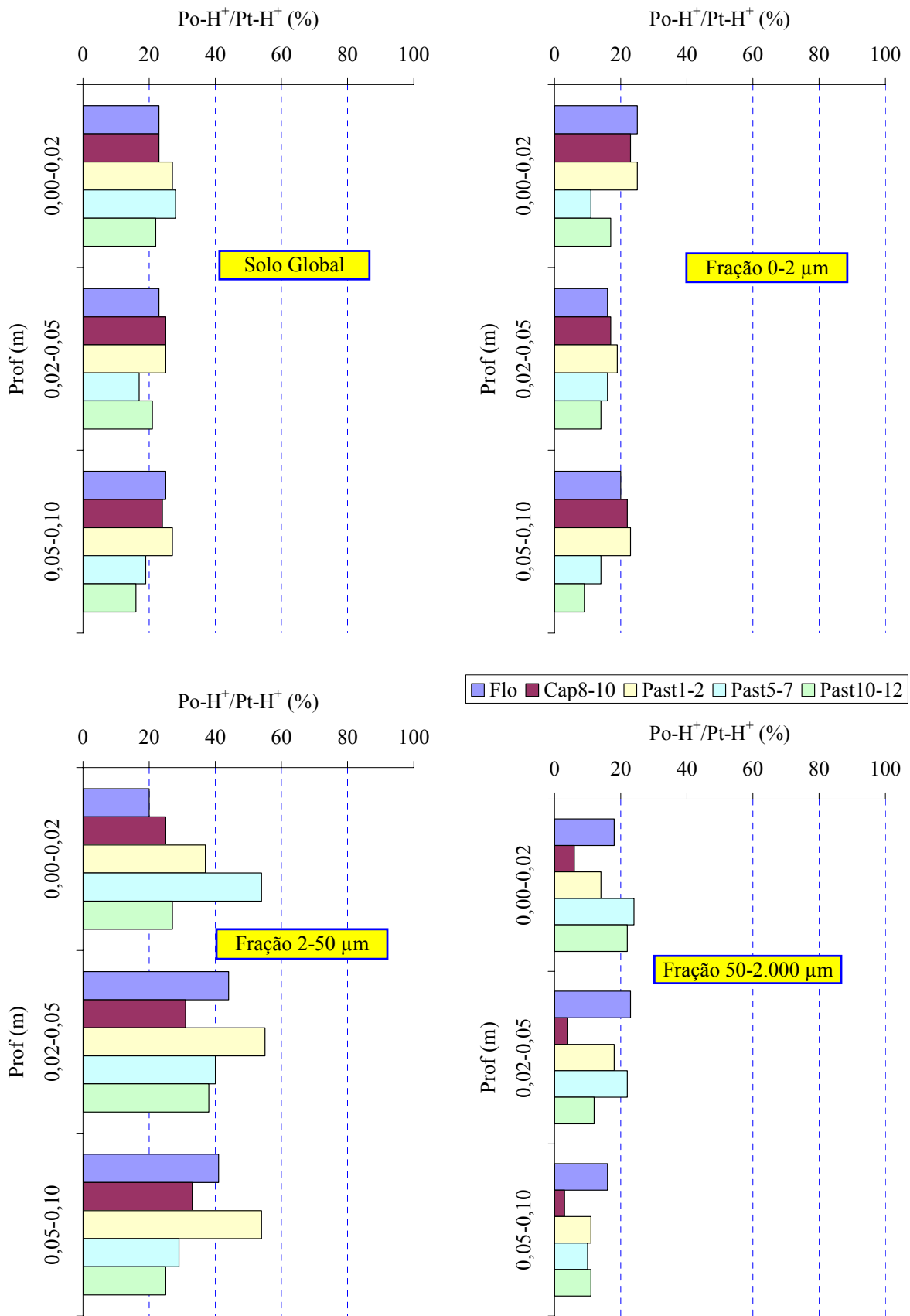


FIGURA 19- Relação $Po-H^+/Pt-H^+$ das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

A Figura 19 mostra que a menor contribuição do $Po-H^+$ no $Pt-H^+$ ocorreu na fração areia (3%, solo sob capoeira, profundidade de 0,05-0,10 m) e a maior na fração silte (55%, solo sob pastagem de 1-2 anos, profundidade de 0,02-0,05 m). Como o ocorrido com o Po , a maior contribuição de $Po-H^+/Pt-H^+$ foi observado na fração silte, verificando aumento com o aumento da profundidade do solo: 33%, 42% e 36%, para as três profundidades subseqüentes, respectivamente. Na fração argila foi verificada as maiores reduções da relação $Po-H^+/Pt-H^+$ com o aumento da profundidade, sendo de 20%, 16% e 18% para as três profundidades estudadas. Na fração mais grossa, a contribuição média do $Po-H^+$ no $Pt-H^+$, para as três profundidades, foi de 14,3%.

O predomínio do $Po-H^+/Pt-H^+$ da fração silte, principalmente em solo sob pastagens, pode ter as seguintes explicações: i) o sistema de preparo da área para a formação de pastagens passa pela derrubada e queima da floresta. O uso do fogo faz com que o P contido na biomassa queimada seja transferido para o solo, ficando na forma disponível, tanto para as plantas quanto para os microrganismos (NYE; GREENLAND, 1964); ii) o $Po-H^+$ pode ser originado de metabólitos biológicos, tanto da flora (exsudados de raízes) quanto da fauna microbiana (fungos, bactérias), que se associam à fase sólida do solo (minerais de argila e hidro(óxidos) de ferro e alumínio) e, também, à matéria orgânica pouco humificada. Tais processos ocorrem após a transformação biogeoquímica do Pi da solução em Po .

Como o aumento do teor da fração silte obtida pelo método de Gavinelli et al. (1995) em relação à classe textural silte do solo (método da pipeta), verificado no Capítulo 2, deve-se à formação de microagregados, os quais apresentam elevada concentração de matéria orgânica e, conseqüentemente, fósforo orgânico, uma vez que a principal reserva de Po do solo é a MOS (ACQUAYE, 1963; NYE; GREENLAND, 1964; VIEIRA, 1966; BRAMS, 1973), explica a contribuição do $Po-H^+$ no $Pt-H^+$ do solo.

A interpretação de que o sistema de derruba e queima é responsável pelo aumento do Pi da fase líquida é suportada por diversos trabalhos (NYE, GREENLAND, 1964; BRINKMMAN; NASCIMENTO, 1973; GIARDINA; SANFORD; DOCKERSMITH, 2000). Giardina; Sanford e Dockersmith (2000), em estudo para verificar a hipótese de Nye e Greenland (1964) de que o fogo promove aumento da disponibilidade de nutrientes, verificaram que houve aumento no teor de P disponível, extraído com resina, da camada superficial (0,00-0,02 m), de 2,7 $mg.kg^{-1}$ solo para 19,3 $mg.kg^{-1}$ solo, enquanto que o Po não disponível para as plantas, extraído com NaOH, decresceu de 20,7 $mg.kg^{-1}$ solo para 10,6

mg.kg⁻¹ solo. Esses resultados indicaram que uma porção do P contido na biomassa epigéia foi transferida para o solo durante a queima.

Por outro lado, a grande disponibilidade de P favorece a transformação do Pi em Po, que fica incorporado na biomassa microbiana ou nos tecidos vegetais. Essas formas orgânicas que contêm P, após processos de lise, poderão se associar aos componentes minerais do solo, tais como a argila e argilominerais, formando microagregados estáveis maiores do que 2 µm, de difícil acesso por plantas e microrganismos (TISDALL; OADES, 1982; FELLER; BEARE, 1997; BALESSENT; CHENU; BALABANE, 1992).

Ademais, o aumento da relação Po-H⁺/Pt-H⁺ de solos sob pastagens, em relação ao solo sob floresta, pode ser importante para a fertilidade dos solos sob gramíneas, uma vez que a forma moderadamente lábil funciona como um compartimento de reserva de P para as plantas, em curto e médio prazos (SEQUI et al., 1986; BOWMAN, 1989; DUDA, 2000).

A Figura 20 mostra a distribuição do Po-H⁺ ao longo das três profundidades estudadas. Como verificado para o fósforo orgânico lábil, a maior contribuição do Po-H⁺ total da profundidade estudada (0,00-0,10 m), foi devida ao fósforo orgânico em meio reacional ácido encontrado na camada superficial do solo, sob os cinco tipos de cobertura vegetal.

Por meio da Figura 20, verifica-se, também, que houve pequena variação na distribuição do percentual de Po-H⁺ em função do tipo de cobertura vegetal, ao longo do perfil estudado. Para o solo global, a média de contribuição foi de 42% para camada superior do solo e de 31% e 27%, para as profundidades subsuperficiais subseqüentes, respectivamente.

Entre as frações granulométricas estudadas, a maior variação ocorreu na fração mais grossa (areia), onde o percentual médio da camada superficial foi de aproximadamente 53%, sofrendo redução acentuada para 31% e 16%, nas profundidades de 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, respectivamente. Observa-se também, que as reduções entre as profundidades diminuíram conforme diminuíram os diâmetros das partículas. Na fração mais fina (argila) foi verificada pequena variação em função do aumento da profundidade, onde o percentual médio da camada superior foi de 40%, diminuindo para 30% para as duas profundidades subseqüentes. Na fração intermediária (silte), a redução foi maior entre a camada superior do solo e a profundidade de 0,05-0,10 m, onde os percentuais variaram de 39% e 25%, respectivamente.

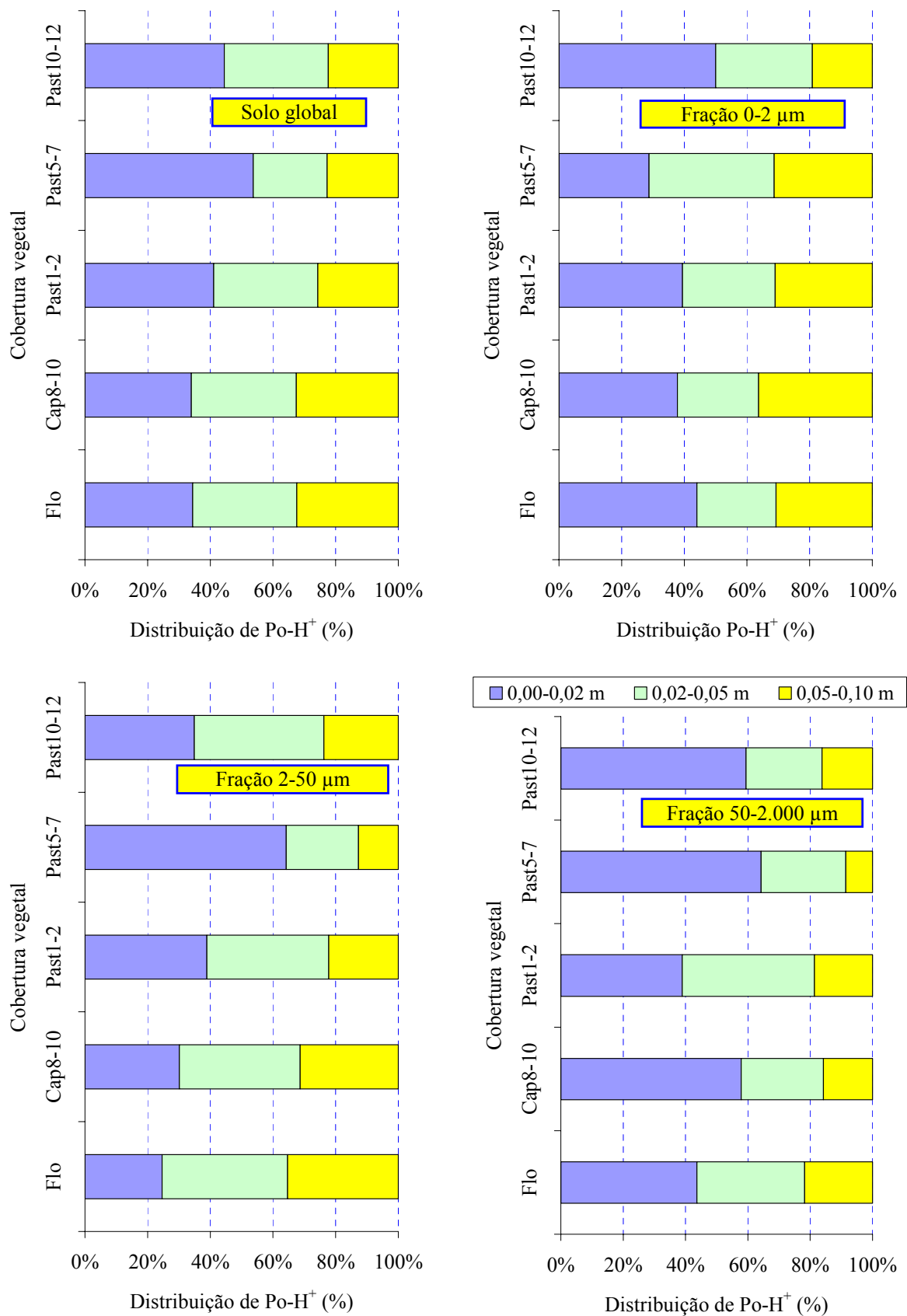


FIGURA 20- Distribuição percentual do fósforo orgânico em meio ácido (Po-H^+) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Como verificado para a distribuição do Pol ao longo do perfil estudado, o percentual de Po-H^+ diminuiu conforme aumentou a profundidade de coleta do solo. Analisando-se esses resultados, nota-se que o fósforo orgânico, independentemente da forma em que se encontra, está intimamente relacionado com o fósforo total de solos altamente intemperizados (SÁNCHEZ, 1981; CONDRON et al., 1990; GUERRA, 1993, VIEIRA et al., 1993), e com o teor de matéria orgânica do solo (DUDA, 2000).

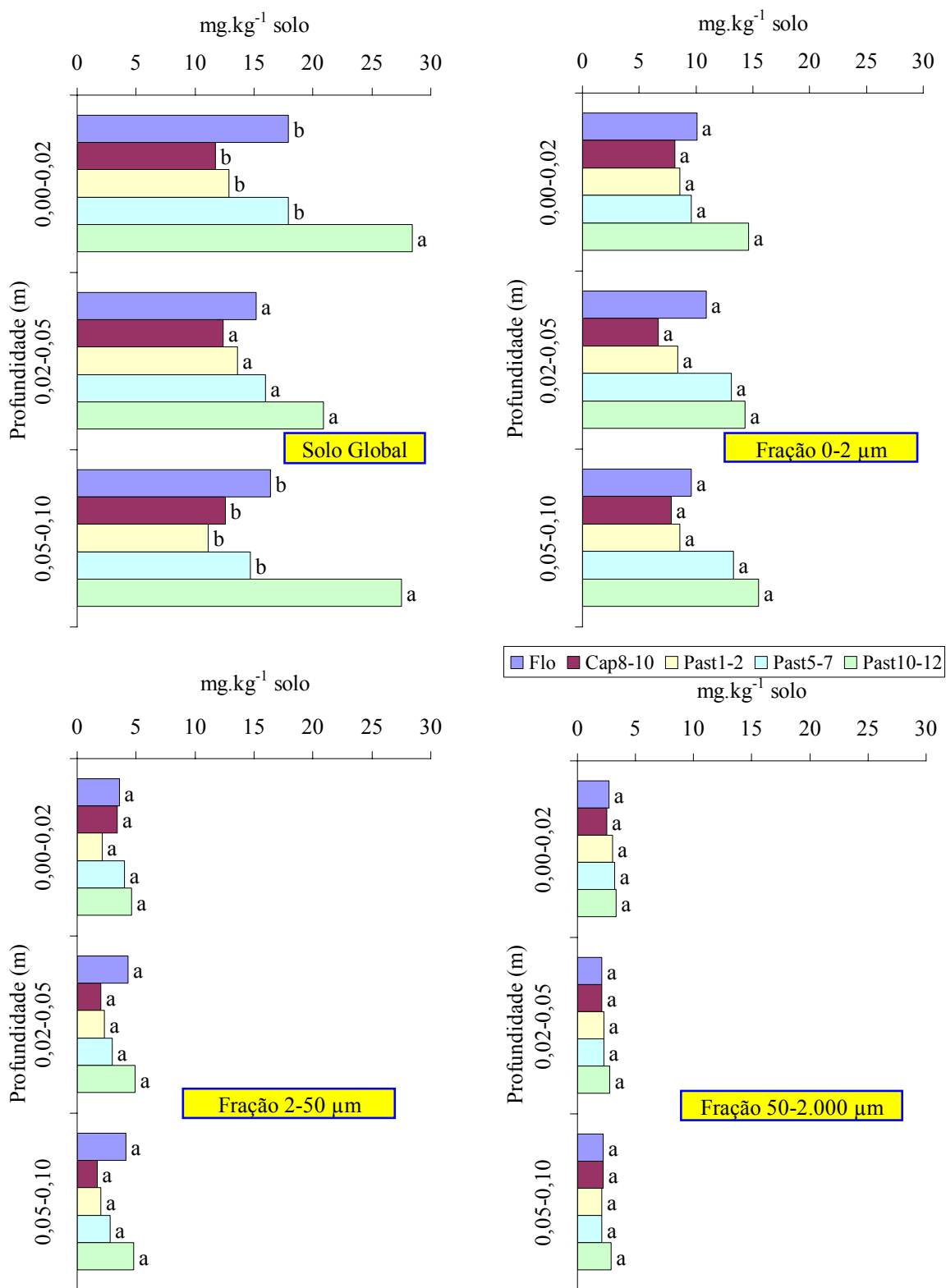
3.3.4.3- Fósforo moderadamente resistente em meio reacional básico (P-OH)

3.3.4.3.1- Fósforo total em meio básico (Pt-OH)

Os valores do conteúdo de fósforo total em meio básico (Pt-OH⁻) no solo global e nas frações granulométricas são apresentados na Figura 21. A análise de variância (ANAVA) mostrou que houve efeito do tipo de cobertura vegetal somente no conteúdo de Pt-OH⁻ do solo global nas camadas superficial e mais profunda, conforme atestaram os valores do teste F a 5% de probabilidade (Anexo 9).

Por meio da Figura 21, verifica-se que o conteúdo do Pt-OH⁻ do solo global variou de 11,1 a 28,4 mg.kg⁻¹ solo. Como verificado para o Pt-H⁺ (Figura 13), em solo sob pastagem mais velha foram encontrados os maiores valores de Pt-OH⁻, tanto para a camada superior (28,4 mg.kg⁻¹ solo), como para a mais profunda (27,5 mg.kg⁻¹ solo), os quais diferiram significativamente dos demais tipos de cobertura vegetal, para ambas as profundidades. Na camada intermediária não se verificou efeito significativo entre os sistemas de uso do solo, com o menor valor ocorrendo em área de capoeira (12,4 mg.kg⁻¹ solo) e o maior em pastagem de 10-12 anos (20,9 mg.kg⁻¹ solo).

Por outro lado, o conteúdo médio Pt-OH⁻ no solo global apresentou valores bastante semelhantes ao Ptl (Figura 5) e bem inferiores ao Pt-H⁺ (Figura 13). De maneira geral, a variação do Pt-OH⁻, em função do aumento da profundidade, foi praticamente nula, diferentemente do verificado para as demais formas de Pt avaliadas neste trabalho. O conteúdo médio de Pt-OH⁻ na camada superior foi de 18 mg.kg⁻¹ solo, diminuindo para 16 mg.kg⁻¹ solo (- 12%) para a camada de 0,02-0,05 m e para 17 mg.kg⁻¹ solo (- 7%) para a camada de 0,05-0,10 m.



As letras comparam médias na mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro.

FIGURA 21- Conteúdo de fósforo total em meio básico (Pt-OH) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades. Itupiranga, Pará.

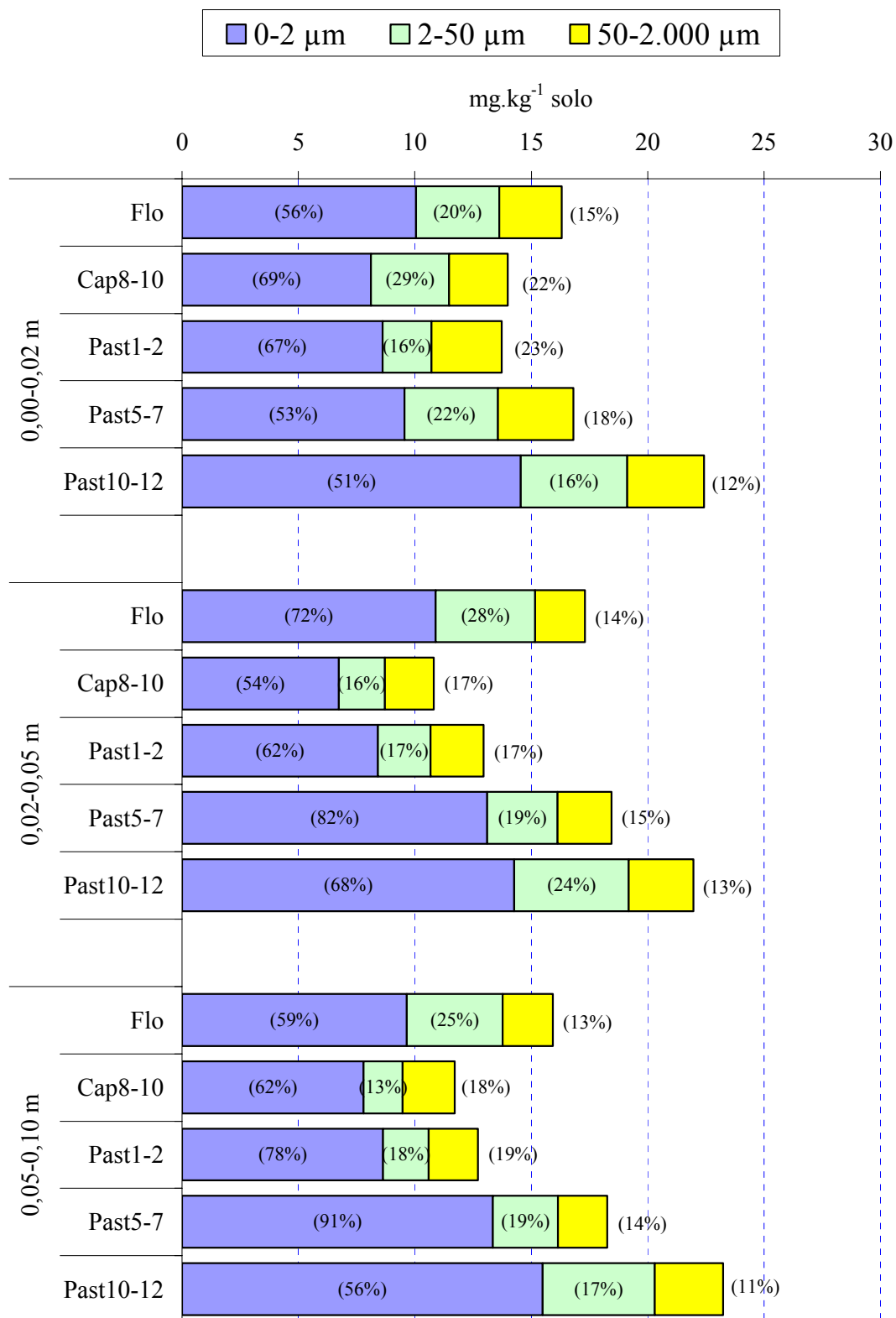
Esses resultados mostram a importância de se conhecer o compartimento de Pt-OH^- para estudos de manejo de solo, não pela sua disponibilidade mas pelo tamanho do reservatório, o qual, neste estudo, foi um pouco maior do que o reservatório do Ptl. Tal fato adquire relevância, pois o Ptl é a forma de P que oferece menor resistência às transformações biogeoquímicas, enquanto que o fósforo extraído com hidróxido de sódio representa a forma mais resistente à transformação e fonte de P_i para ser convertido em Ptl (HEDLEY; STEWART; CHAUHAN, 1982; TIESSEN; STEWART; COLE, 1984; BOWMAN, 1989; DUDA, 2000).

A menor variação em Pt-OH^- ocorrida ao longo da profundidade, verificada por meio das Figuras 21 e 22, em relação as demais formas de P, mostra que o Pt solúvel em meio reacional básico apresentou maior mobilidade no perfil. Estes resultados diferem dos encontrados por DUDA et al. (2006), onde esses autores observaram que o Ptl foi a forma de maior mobilidade no perfil dos solos.

A ocorrência de maior conteúdo de Pt-OH^- na camada superficial, tanto do solo global como das frações granulométricas estudadas (Figuras 21 e 22), bem como a ocorrência do maior conteúdo na fração mais fina se assemelham à distribuição das outras formas de P já discutidas anteriormente. Os motivos para isso já foram discutidos para o fósforo lábil e moderadamente lábil.

Por meio da Figura 22 verifica-se que a fração mais fina, em relação às frações mais grossas (silte e areia), apresentou os maiores conteúdos de Pt-OH^- para todas as profundidades estudadas. Em média, o conteúdo de Pt-OH^- da fração argila, para a camada superficial, foi de 10 mg.kg^{-1} solo, sendo 3,0 e 3,5 vezes maior do que o conteúdo das frações silte e areia, respectivamente; para as duas profundidades subsuperficiais subsequentes, o conteúdo médio foi de aproximadamente 11 mg.kg^{-1} solo, sendo 3,4 e 4,6 vezes maior em relação as frações granulométricas mais grossas (silte e areia), respectivamente.

A pequena variação do conteúdo do Pt-OH^- ao longo da profundidade, observada tanto para o solo global quanto para as frações granulométricas analisadas, pode ser explicada pelo extrator utilizado. Como é relatado na literatura, o NaOH tem maior eficiência em extrair P, além do ligado a matéria orgânica humificada, a Al e Fe (NOVAIS; SMITH, 1999), o que sugere que o P pode estar associado a estes elementos na forma de complexos, principalmente nas camadas subsuperficiais. Tal fato já havia sido observado por Duda (2000), em solo Glei Pouco Húmico, rico em alumínio trocável e em solo Argissolo rico em Fe disponível, onde, neste último, a maior quantidade do Po em meio reacional básico foi encontrada em horizonte subsuperficial.



Os valores entre parênteses representam a distribuição percentual do Pt-OH das frações granulométricas.

FIGURA 22- Distribuição do conteúdo de fósforo total em meio básico (Pt-OH) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, sob diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades. Itupiranga, Pará.

A distribuição percentual do Pt-OH^- das frações granulométricas é mostrada na Figura 22. Verifica-se que a fração que mais contribuiu para o conteúdo do fósforo total em meio reacional básico, assim como observado para as demais formas de P estudadas, foi a argila, seguindo-se, em ordem decrescente, pela fração silte e areia. A contribuição média da camada superficial do solo da fração mais fina foi de 59%, sendo 3,0 e 3,4 vezes maior do que as frações silte (21%) e areia (18%). O aumento da profundidade proporcionou aumento na contribuição da fração argila e redução das contribuições das frações silte, em menor percentual, e areia, em maior percentual. A contribuição média da fração argila da profundidade de 0,02-0,05 m foi de 68% e da camada mais profunda foi de 69%.

A somatória da contribuição percentual de cada fração granulométrica fornece o balanço ou o poder de recuperação do Pt-OH^- das frações em relação ao solo global. Por meio da Figura 22 verifica-se que houve alta variação no balanço, onde o menor valor foi de 79% em amostras de solo da profundidade de 0,00-0,02 m, em área de pastagem de 10-12 anos até 124% na profundidade de 0,05-0,10 m, área de pastagem de 5-7 anos. O balanço médio foi de 98%, 104% e 103%, para as três profundidades estudadas respectivamente.

Como já discutido anteriormente, o poder de recuperação de um método depende do poder de extração do reagente utilizado e da quantidade de fósforo contido na amostra analisada. Guerra (1993), ao comparar os métodos de determinação do Po de Saunders e Williams (1955), Bowman e Cole (1978b) e Bowman (1989), verificou que o emprego de solução ácida seguida de solução alcalina diluída no método de Bowman e Cole (1978b), não foi tão energético na extração do $\text{Pi} + \text{Po}$ quanto o ácido concentrado e ataque alcalino a 90 °C no método de Bowman (1989), utilizado também neste trabalho.

Guerra (1993), estudando vários grupos de solos do Brasil, encontrou percentual de recuperação do $\text{Pi} + \text{Po}$, em relação ao fósforo total do solo, extraído com o método de Bowman (1989), variando desde 48% em Podzólico Vermelho-amerelo Latossólico de Pirai (RJ), até 109% em Brunizém Avermelhado do Rio de Janeiro (RJ). O autor atribuiu tal variação ao modo de ação dos extratores.

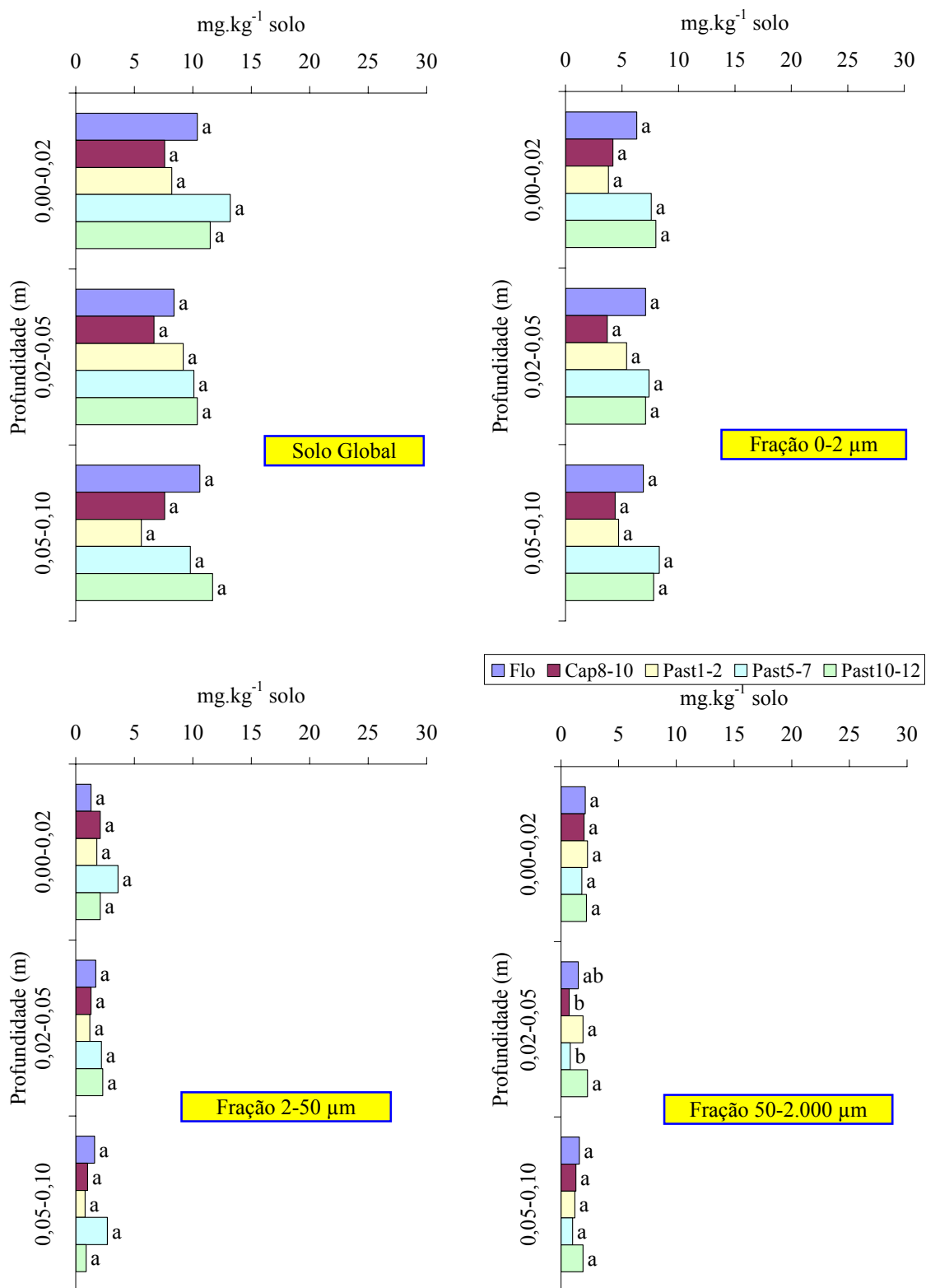
3.3.4.3.2- Fósforo inorgânico em meio básico (Pi-OH⁻)

Os valores do conteúdo de fósforo inorgânico em meio básico (Pi-OH⁻) no solo global e nas frações granulométricas são apresentados na Figura 23. A análise de variância (ANAVA) mostrou que houve efeito do tipo de cobertura vegetal somente no conteúdo de Pi-OH⁻ da fração mais grossa (areia), na profundidade de 0,02-0,05 m, conforme atestaram os valores do teste F a 5% de probabilidade (Anexo 10).

Por meio da Figura 23, verifica-se que não houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal no conteúdo do Pi-OH⁻ no solo global nas três profundidades analisadas. O conteúdo médio da fração Pi-OH⁻, considerada pouco disponível para as plantas (TIESSEN; STEWART; COLE, 1984), foi ligeiramente superior à fração P_{il}, concordando com os trabalhos de Cross e Schlesinger (1995) e Silva et al. (2003). Na camada superior do solo, o conteúdo médio foi de 10 mg.kg⁻¹ solo, diminuindo para 9 mg.kg⁻¹ solo para as duas camadas subsuperficiais subsequentes.

Os valores de Pi-OH⁻, observados neste trabalho, foram significativamente superiores aos observados por Chacón e Dezzeo (2004), na camada de 0,0-0,1 m de solos de uma seqüência floresta-sanava da Venezuela, onde, em média, o conteúdo de Pi-OH⁻ foi de 5,5 mg.kg⁻¹ solo. Esses autores verificaram também que a eliminação da camada orgânica de solos de savana provocou reduções nos conteúdos de Pi dessas áreas, confirmando os resultados encontrados por Tiessen; Stewart e Cole (1984), que indicavam que a incorporação da matéria orgânica forneceria elevadas quantidades de P no horizonte superficial, e sugerindo que formas de Pi neste horizonte ajudariam a manter níveis elevados de P disponível em solos minerais. Os trabalhos desses autores poderiam explicar a redução nos conteúdos de Pi-OH⁻, em função do aumento da profundidade, observadas neste estudo, e também para algumas das outras formas discutidas anteriormente.

A Figura 23 mostra, também, que a fração mais fina (argila) apresentou os maiores conteúdos de Pi-OH⁻, em comparação com as frações silte e areia. Em média, para a camada superior do solo, o conteúdo de Pi-OH⁻ da fração argila foi de 6,0 mg.kg⁻¹ solo, cujo valor foi 3 vezes maior do que o encontrado na fração silte (2,2 mg.kg⁻¹ solo) e 2,9 vezes maior do que o encontrado na fração areia (2,1 mg.kg⁻¹ solo). Para as profundidades inferiores foram verificados ligeiros aumentos no conteúdo médio de Pi-OH⁻ da fração argila, sendo de 6,1 mg.kg⁻¹ solo e de 6,4 mg.kg⁻¹ solo, nas profundidades de 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, respectivamente.



As letras comparam médias na mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro.

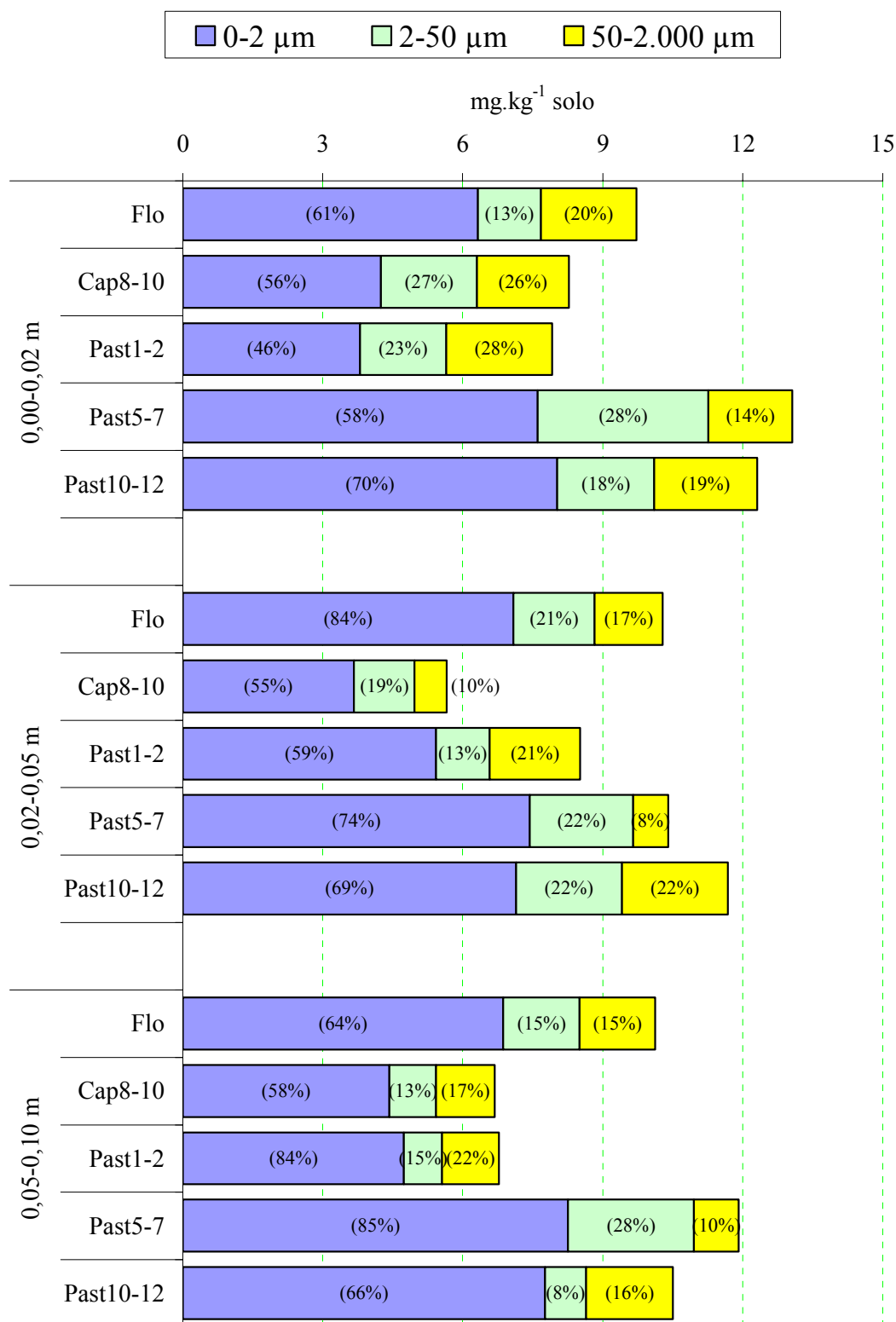
FIGURA 23- Conteúdo de fósforo inorgânico em meio básico (Pi-OH) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Por outro lado, nas frações mais grossas do solo, ocorreram reduções em Pi-OH^- com o aumento da profundidade: na fração silte, os valores variaram de $1,7 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, na profundidade de 0,02-0,05 m, até $1,4 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, na profundidade de 0,05-0,10 m; na fração areia os valores encontrados foram de $1,0 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, na profundidade intermediária e, de $1,4 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, na camada mais profunda.

As Figuras 23 e 24 indicam ligeira tendência de aumento do conteúdo de Pi-OH^- após a substituição da floresta, com o aumento da idade das pastagens. De maneira geral, os maiores conteúdos de Pi-OH^- , em todas as frações granulométricas analisadas, foram encontrados em áreas de pastagens mais velhas, ou seja, de 5-7 anos e de 10-12 anos de idade: fração argila igual a $8,3 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo (pastagem de 5-7 anos); fração silte igual a $3,6 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo (pastagem de 5-7 anos); e, fração areia igual a $2,3 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo (pastagem de 10-12 anos).

O predomínio do Pi-OH^- associado à fração argila, em relação as demais frações granulométricas do solo, fica evidente por meio da Figura 24. Tal comportamento é semelhante ao verificado para as demais formas de P do solo, principalmente as formas lábeis e as formas extraídas com NaOH. Em termos percentuais médios, a fração argila contribuiu com 58%, 68% e 71% no conteúdo do Pi-OH^- da fração solo global, para as profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, respectivamente. Tais valores foram 2,9 vezes maiores aos conteúdos das frações silte e areia na camada superior, 3,6 e 5,1 vezes maiores na profundidade de 0,02-0,05 m, em relação à silte e areia, e 5,1 e 4,8 vezes maiores na profundidade de 0,05-0,10 m, em relação à silte e areia.

Esses resultados são concordantes com os encontrados por Neufeldt et al. (2000) em solos do Cerrado brasileiro. Os autores verificaram que a proporção de Pi-OH^- foi aproximadamente 4 vezes maior nas frações argila e silte fino (2-20 μm), comparadas com a fração silte e areia, principalmente em solos siltosos. Esses resultados sugerem que o fósforo inorgânico moderadamente resistente está associado principalmente à fase sólida fina do solo, principalmente, à minerais de argila do tipo caulinita e a óxido e sesquióxidos de Al e Fe (MESQUITA FILHO; TORRENT, 1993).



Os valores entre parênteses representam a distribuição percentual do Pi-OH⁻ das frações granulométricas.

FIGURA 24- Distribuição do conteúdo de fósforo inorgânico em meio básico (Pi-OH⁻) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

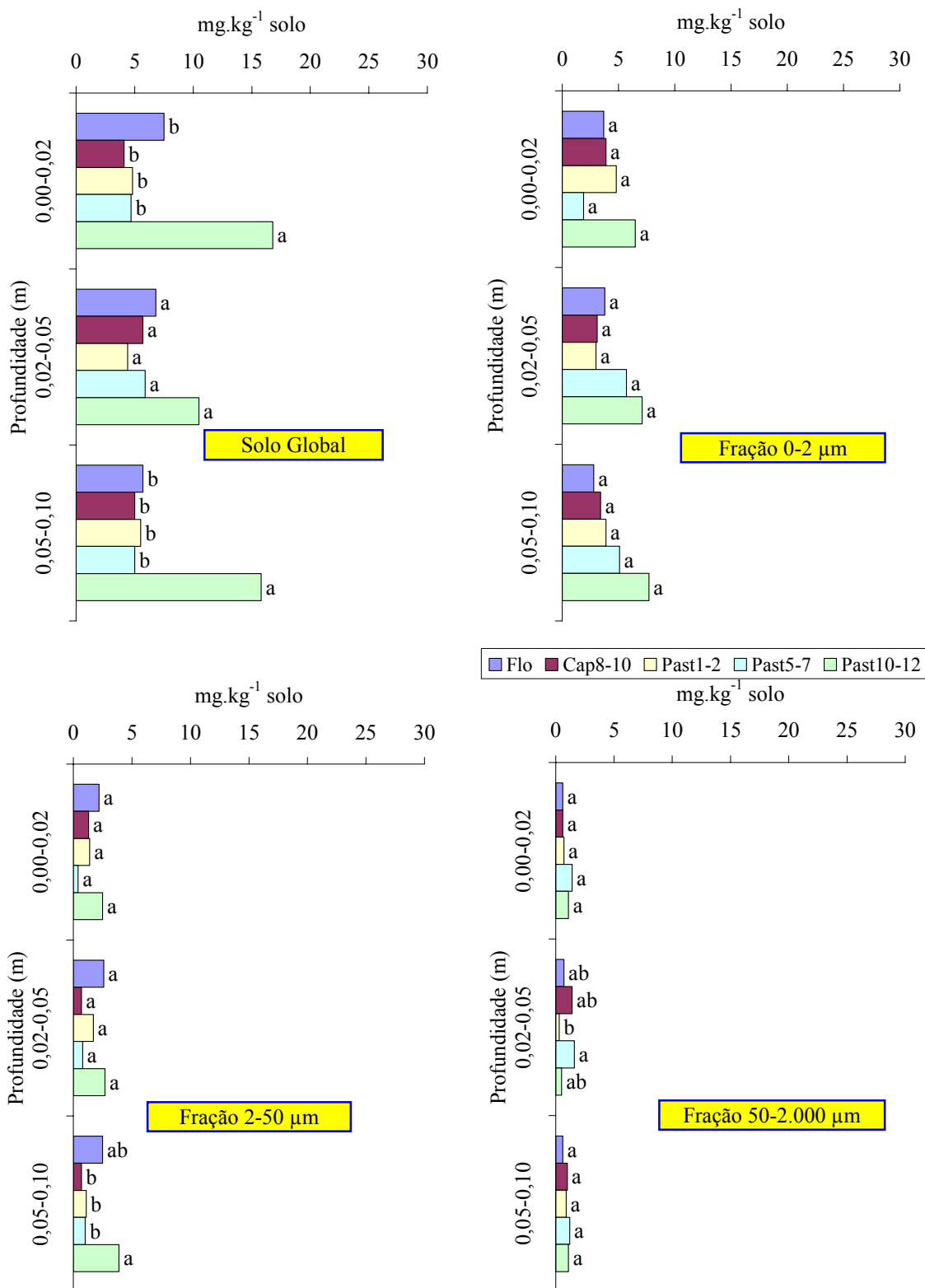
A recuperação do Pi-OH^- das frações granulométricas em relação ao solo global apresentou balanço muito semelhante ao verificado para o fósforo total em meio reacional ácido. Por meio da Figura 24 verifica-se que houve alta variação no balanço, onde o menor valor foi de 84% em amostras de solo da profundidade de 0,02-0,05 m, em área de capoeira, até 123% na profundidade de 0,05-0,10 m, área de pastagem de 5-7 anos. O balanço médio foi de 101% para a camada superior, e de 103%, para as duas profundidades subseqüentes.

Esse padrão de distribuição aqui verificado para Pi-OH^- , já fora discutido anteriormente, sendo os mesmos motivos para isso comentados para o caso de Pt-OH^- .

3.3.4.3.3- Fósforo orgânico em meio básico (Po-OH^-)

Os valores do conteúdo do Po-OH^- no solo global e nas frações granulométricas são apresentados na Figura 25. A análise de variância (ANAVA) mostrou que houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal sobre o conteúdo de Po-OH^- no solo global (em todas as profundidades) e nas frações silte (profundidade de 0,05-0,10 m) e areia (profundidade de 0,02-0,05 m), conforme atestaram os valores do teste F a 5% de probabilidade (Anexo 11).

O fósforo orgânico extraído com NaOH foi a forma orgânica de P que apresentou os menores conteúdos em todos tipos de cobertura vegetal e nas três profundidades analisadas (Figuras 9, 17 e 25). O menor e o maior conteúdo de Po-OH^- foram encontrados na camada superior do solo, sendo de 4,1 mg.kg^{-1} solo em área de capoeira, e de 16,8 mg.kg^{-1} solo em área de pastagem de 10-12 anos, respectivamente. De forma geral, os maiores conteúdos de Po-OH^- ocorreram em área de pastagem mais velha, para todas as profundidades analisadas, tanto para o solo global quanto para as frações mais finas (argila e silte); na fração mais grossa (areia), os maiores conteúdos ocorreram sempre em solo sob pastagem de 5-7 anos, independentemente da profundidade estudada (Figura 25).



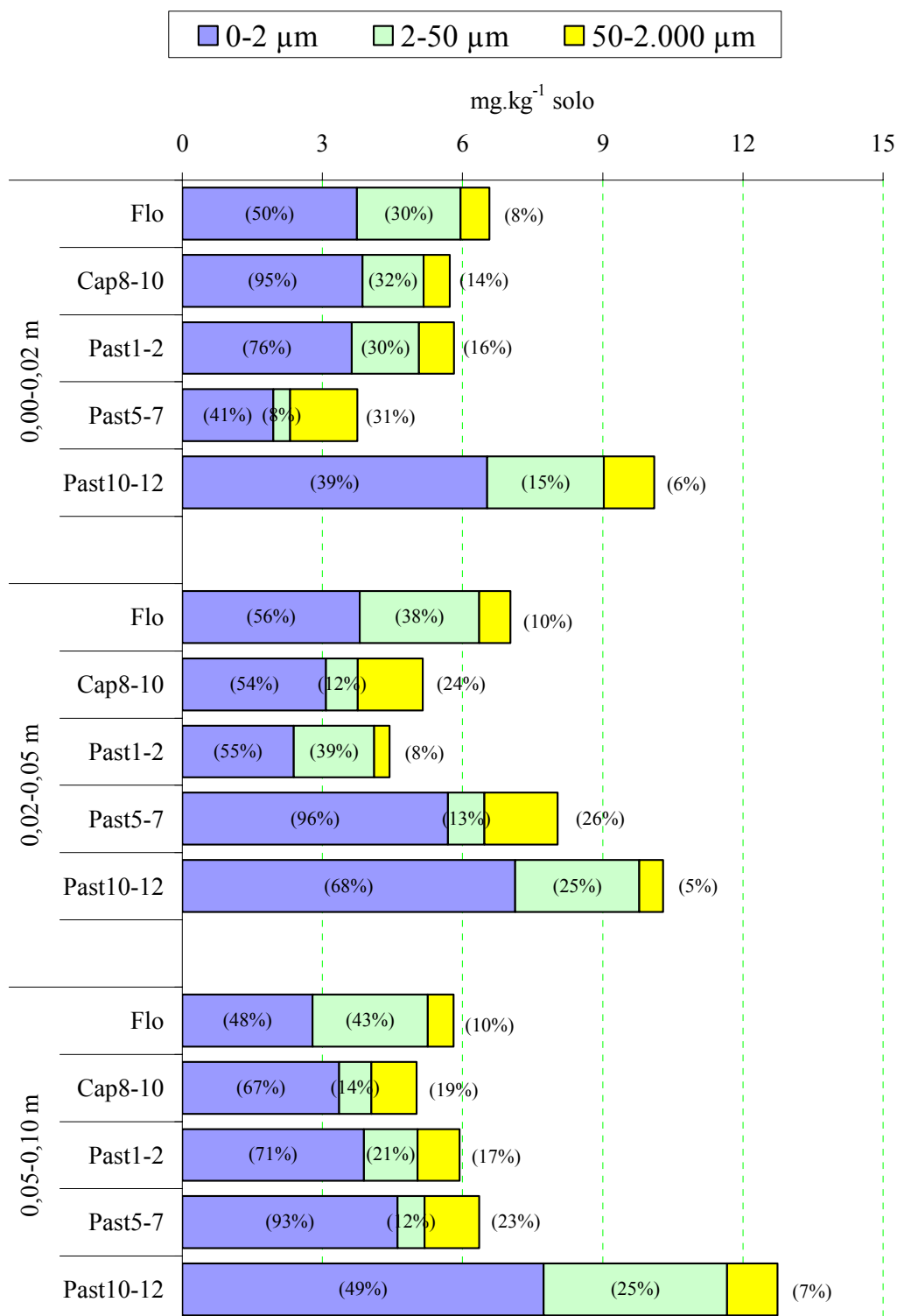
As letras comparam médias na mesma profundidade, pelo teste de Duncan a 5% de probabilidade de erro

FIGURA 25- Conteúdo de fósforo orgânico em meio básico (Po-OH^-) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

No solo global, o conteúdo médio da camada superior do solo foi de $7,6 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, sofrendo ligeira redução para as camadas inferiores: $6,7 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo na camada intermediária (- 12%) e $7,4 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo na camada mais profunda (-2%). Os maiores valores, verificados em solo sob pastagem mais velha, diferiram significativamente dos demais tipos de cobertura, com exceção da profundidade de 0,02-0,05 m. Tais resultados são inferiores aos valores encontrados por Duda (2000) em horizontes A de Latossolos Amarelos de diversas regiões do Brasil ($\approx 21,3 \text{ mg Po-OH}^{-} \text{ kg}^{-1}$ solo), e semelhantes aos encontrados por Guerra (1993) para a camada de 0,0-0,2 m de Latossolos Vermelho-amarelo ($\approx 8,0 \text{ mg Po-OH}^{-} \text{ kg}^{-1}$ solo).

Na fração mais fina (argila), não se verificou efeito significativo do tipo de cobertura vegetal na variação do fósforo orgânico em meio básico. No entanto, como verificado para o carbono (Capítulo 2) e para o fósforo total do solo, existiu ligeira tendência de aumento do conteúdo de Po-OH^{-} em função do aumento da idade das pastagens, onde os maiores valores de cada profundidade estudada ocorreram sempre em solo sob pastagem mais velha (Figuras 25 e 26). Verificou-se, também, ligeiro aumento no conteúdo de Po-OH^{-} em função do aumento da profundidade: $\approx 4,2 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo na camada superior; $\approx 4,5 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo na camada intermediária (+ 9%); e, $\approx 4,6 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo na camada mais profunda (+ 10%). Apesar do baixo conteúdo da fração argila, esses valores foram em média 3,1 e 5,2 vezes maior do que a fração silte e a fração areia na camada superior e 3,3 e 5,7 vezes maior na camada mais profunda para as duas frações, respectivamente.

Esse padrão de distribuição do fósforo orgânico em frações granulométricas do solo, extraído com hidróxido de sódio, já havia sido observado por Neufeldt et al. (2000) para solos do Cerrado brasileiro. Os autores verificaram que o aumento da fração granulométrica promoveu redução do percentual do Po-OH^{-} , em relação ao P total, sendo maior em solo siltoso do que em solo argiloso. Segundo Neufeldt et al. (2000), a menor variação observada em solo argiloso, poderia ser uma consequência da elevada contribuição do Po-OH^{-} da fração areia devido às grandes quantidades de fósforo ligado a matéria orgânica (P-MO) em relação ao fósforo ligado ao quartzo. De acordo, também, com Agbenin e Tiessen (1995), os quais apresentaram resultados similares para a acumulação de Po-OH^{-} nas frações mais finas do solo, tal fato se deve a estabilização das formas de P na superfície desses componentes sólidos do solo. A importância do Po-OH^{-} para a nutrição das plantas, é que as frações mais finas argila e silte poderão ser consideradas não apenas fonte para as formas recalcitrantes de P, mas também fonte de Po lábil (AGBENIN; TIESSSEN, 1995; NEUFELDT et al., 2000).



Os valores entre parênteses representam a distribuição percentual do Po-OH⁻ das frações granulométricas.

FIGURA 26- Distribuição do conteúdo de fósforo orgânico em meio básico (Po-OH⁻) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Os conteúdos de Po-OH^- encontrados nas frações silte e areia foram os menores de todas as formas de fósforo orgânico analisadas. Para a fração 2-50 μm , o conteúdo médio da camada superficial foi de $1,56 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, aumentando para $1,70 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo (+ 9%) e $1,84 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo (+ 18%) para as camadas inferiores subsequentes. O efeito do tipo de cobertura vegetal foi significativo apenas na profundidade de 0,05-0,10 m, onde o maior valor ($3,9 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo) ocorreu em solo sob pastagem mais velha, o qual não diferiu da área de floresta porém, diferindo dos demais tipos de cobertura vegetal.

Na fração areia, o conteúdo médio de Po-OH^- variou de $0,9 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo nas profundidades de 0,00-0,02 m e 0,02-0,05 m, a $1,0 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo na profundidade de 0,05-0,10 m. A Figura 25 mostra que houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal no conteúdo de Po-OH^- , apenas na profundidade de 0,02-0,05 m, onde o maior valor ($1,6 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo) ocorreu em solo sob pastagem de 5-7 anos, e o menor valor ($0,3 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo) ocorreu em solo sob pastagem de 1-2 anos, sendo significativamente diferentes entre si.

A distribuição do fósforo orgânico nas frações granulométricas estudadas seguiu o mesmo padrão verificado anteriormente para as demais formas orgânicas de P estudadas. A Figura 26 mostra que foi na fração argila que ocorreram as maiores quantidades de Po-OH^- , diminuindo conforme aumentou o tamanho das frações granulométricas, independentemente da profundidade analisada. Em média $\approx 2/3$ do fósforo orgânico em meio reacional básico foi encontrado na fração argila, diminuindo para $\approx 25\%$ na fração silte e $\approx 15\%$ na fração areia. Por outro lado, houve aumento da contribuição com o aumento da profundidade, apenas para a fração argila, variando de 60% na camada superficial do solo para 66% nas camadas subsuperficiais. Os solos sob os diversos tipos de cobertura vegetal, apresentaram distribuição do Po-OH^- semelhante ao que já fora discutido anteriormente para as demais formas de P.

Pela Figura 26 verifica-se que a recuperação do Po-OH^- variou desde 60% (0,00-0,02 m; Past10-12) até 135% (0,02-0,05 m; Past5-7), com valor médio de 98% para a camada superior, 106% para a camada intermediária e 104% para a camada inferior. Os motivos para isso já foram comentados para Pi-OH^- , principalmente.

A Figura 27 mostra o percentual do Pt em meio reacional básico que se encontrou como Po-OH^- . No solo global houve ampla variação no percentual, onde o menor valor foi 26% em solo sob pastagem de 5-7 anos (0,00-0,02 m) até 59% em pastagem velha (0,00-0,02 m).

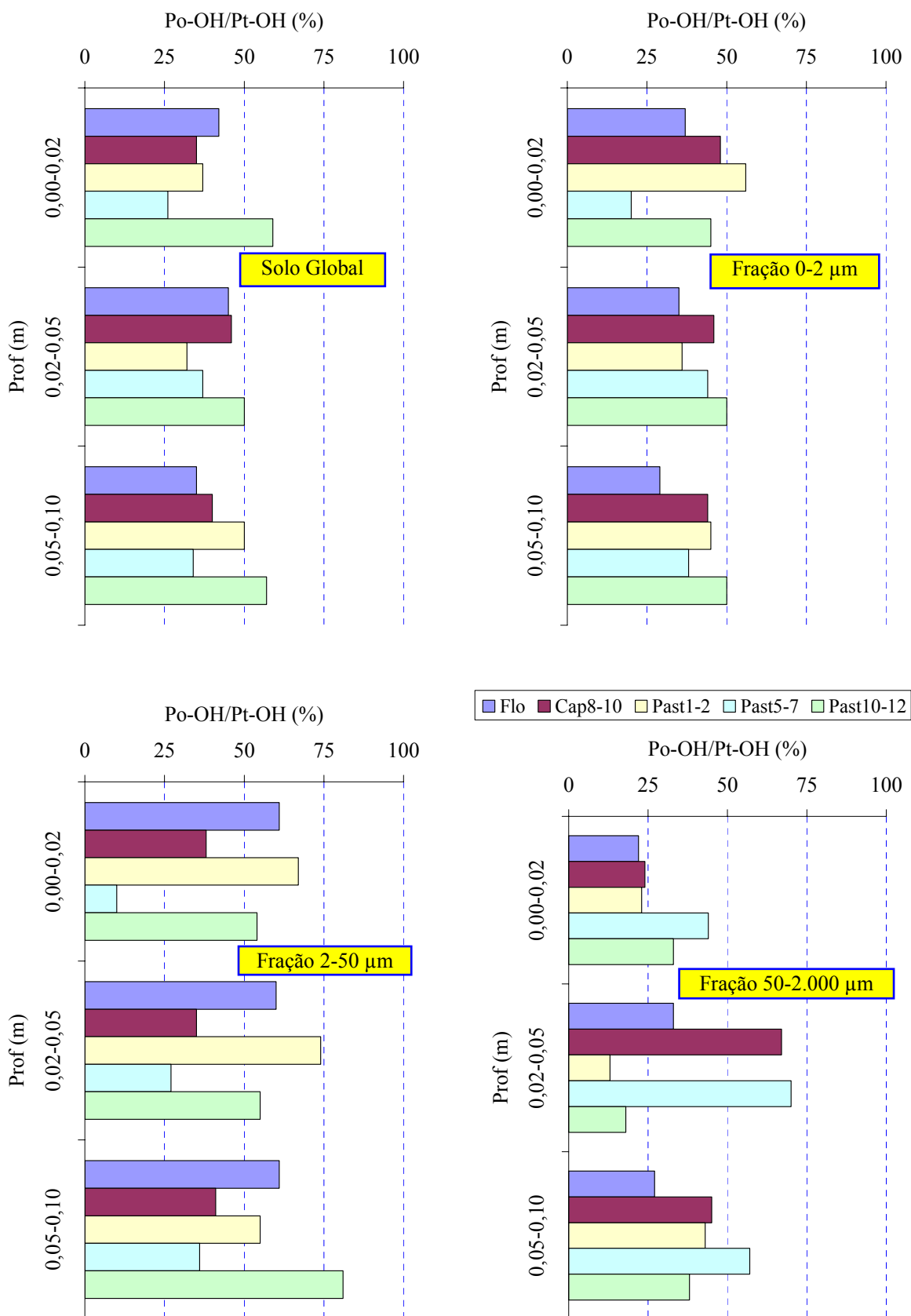


FIGURA 27- Relação Po-OH/Pt-OH⁻ das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, sob diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades. Itupiranga, Pará.

Verifica-se que nas pastagens mais jovens ocorreram aumentos no percentual do Po-OH^- em relação ao Pt-OH^- , com o aumento da profundidade. Em média, na camada superior do solo o percentual foi de 40%, aumentando para 42% e 43% nas camadas subsuperficiais subseqüentes. Esses valores são inferiores aos observados para o Pol (Figura 11).

Como o observado para o fósforo orgânico lábil (Figura 11), a menor contribuição do Po-OH^- no conteúdo de Pt-OH^- ocorreu na fração mais grossa (areia), seguido da fração mais fina (argila), e a maior na fração intermediária (silte), onde os valores médios, para as três profundidades, foram respectivamente: 29%, 40% e 42% para a fração areia; 41%, 42% e 41% para a fração argila; e 46%, 50% e 55% para a fração silte. Apesar da maior contribuição média proporcionada pela fração silte, foi nesta que ocorreu a maior variação no percentual de contribuição do fósforo orgânico em meio básico, tanto por tipo de cobertura vegetal quanto por profundidade. O menor valor foi observado sob vegetação de pastagem de 5-7 anos, profundidade de 0,00-0,02 m (10%) e o maior em solo sob vegetação de pastagem de 10-12 anos, profundidade de 0,05-0,10 m (81%).

Por meio destes resultados, vale destacar os seguintes pontos: i) houve aumento da relação $\text{Po-OH}^-/\text{Pt-OH}^-$ com o aumento da profundidade em todas as frações granulométricas; ii) os maiores valores da relação $\text{Po-OH}^-/\text{Pt-OH}^-$ foram observados na fração silte. Então, a primeira assertiva dá indicação de que o Po solúvel em álcali pode estar sendo estabilizado junto a ácidos húmicos, possivelmente, pela associação com as argilas, visto que o teor destas partículas aumentou com o aumento da profundidade (Capítulo 2, Tabela 1) (FONTES; WEED, 1996). A segunda assertiva sugere que o Po se associa a mineral de argila por meio de Fe e Al, formando microagregados estáveis, de difícil ruptura pelo agente dispersante utilizado neste trabalho – resina sódica (FALCÃO; SILVA, 2004). Como a extração alcalina atua no P ligado à Fe (NOVAIS; SMITH, 1999), explica-se, assim, a maior recuperação de Po nesta fração, sendo corroborado pelo trabalho de Duda et al. (2006), ao verificarem que a relação $\text{Po-OH}^-/\text{Pt-OH}^-$ foi maior para horizontes subsuperficiais de Latossolo Amarelo e de Planossolo, com maiores teores de argila.

A distribuição do Po-OH^- ao longo do perfil estudado está apresentada na Figura 28. Ao contrário do verificado para a distribuição percentual do Pol ao longo do perfil, onde o maior valor foi observado sempre na camada superficial do solo, para o Po-OH^- houve ligeira tendência de aumento com a profundidade de coleta do solo, independentemente do tipo de cobertura vegetal estudado.

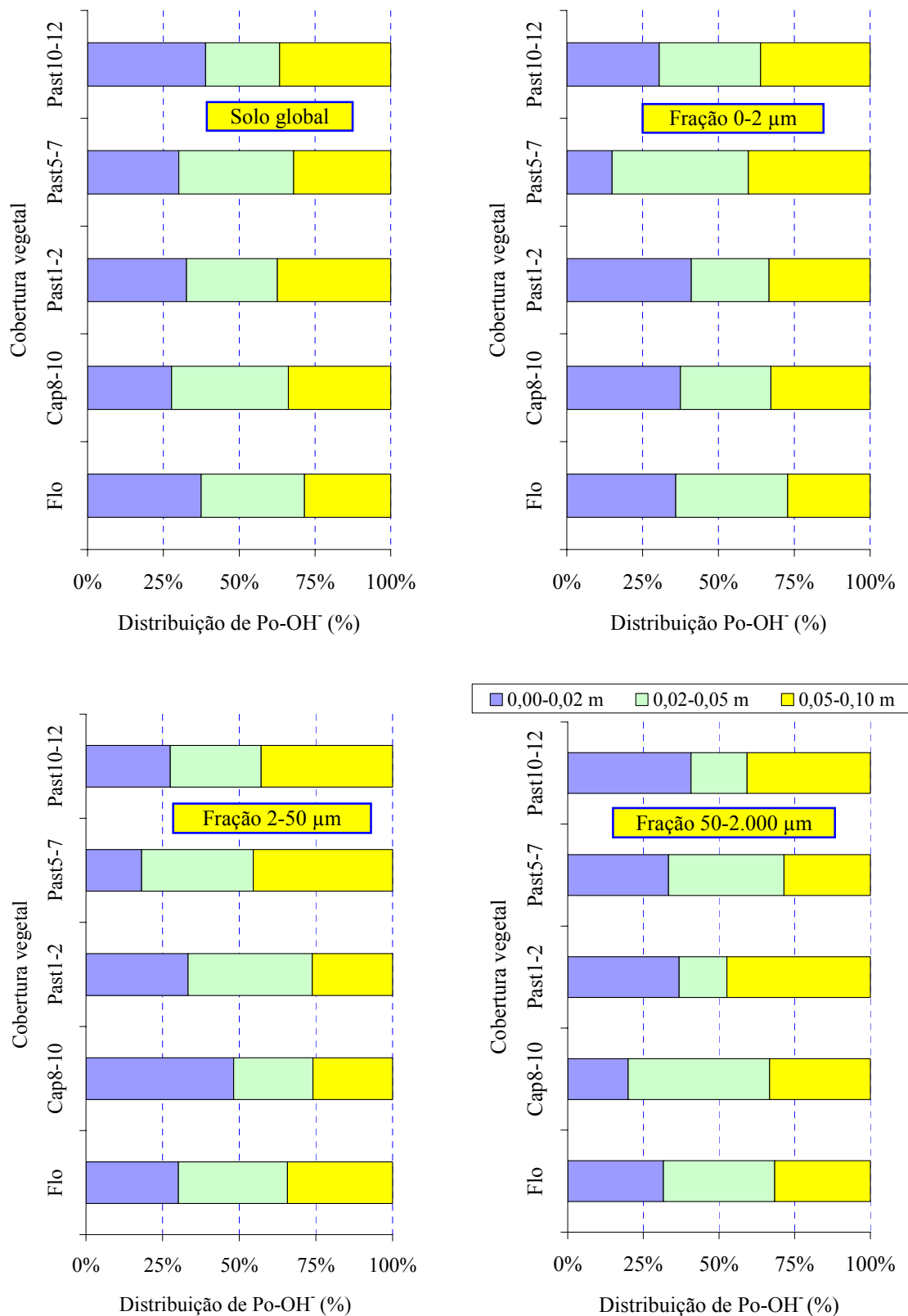


FIGURA 28- Distribuição percentual do fósforo orgânico em meio básico (Po-OH) das frações granulométricas de um Latossolo Amarelo, por profundidade, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Para o solo global, os maiores valores percentuais do Po-OH^- foram encontrados em solos sob floresta (38%) e pastagem velha (39%), bem maiores aos valores de solos sob capoeira (28%) e pastagens mais novas (33% e 31%, respectivamente), embora quanto a valores absolutos, os conteúdos de Po-OH^- terem sido bem menores em solo sob floresta ($7,5 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo), em relação ao solo sob pastagem de 10-12 anos ($16,8 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo) (Figuras 25 e 26). Em termos médios, a variação do percentual Po-OH^- ao longo do perfil foi de 33% para as camadas mais superficiais e de 34% para a mais profunda (Figura 28).

Para a fração argila, a distribuição ao longo do perfil apresentou o mesmo comportamento verificado para o solo global, ou seja, a variação ao longo do perfil estudado foi praticamente inexistente (32%, 34% e 34% para as três profundidades). No entanto, os maiores percentuais de Po-OH^- , ao longo da profundidade foram observados em pastagem de 1-2 anos (41%, profundidade de 0,00-0,02 m) e pastagem de 5-7 anos (45% e 40%, para 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, respectivamente); ressalte-se, porém, que nesta fração, os maiores conteúdos foram observados em solo sob pastagem de 10-12 anos ($6,5 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, $7,1 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo e $7,7 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo, acompanhando o aumento da profundidade), o que não corresponderam aos maiores valores relativos para nenhuma das profundidades analisadas.

A distribuição percentual do Po-OH^- ao longo do perfil sofreu maior variação nas frações mais grossas do solo (silte e areia). Na fração silte, o menor percentual foi de 31% na camada superior, até 35% na camada mais profunda, com valor de 34% na camada intermediária. Para a fração areia, o percentual variou de 32% na camada superficial do solo, até 36% na maior profundidade, passando por 31% na profundidade intermediária. No entanto, verifica-se que na fração areia os menores percentuais de Po-OH^- da camada superior do solo, ocorreram em áreas de floresta (32%) e capoeira (20%). Esses resultados sugerem que o Po-OH^- está associado, também, à matéria orgânica do solo pouco humificada, pois neste tipos de cobertura vegetal o conteúdo de carbono dessa fração foram menores do que os encontrados em solos sob pastagens.

3.3.5- Caracterização do fósforo orgânico do Latossolo Amarelo

A Tabela 3 apresenta os resultados do fósforo orgânico total (Pot) e a relação entre o Pot e o fósforo total do solo (Pot/Pt). O Pot mostrou-se bastante variável no solo global, principalmente na camada superior. Nesta camada, verifica-se tendência de aumento do

conteúdo de Pot com o aumento das idades das pastagens, onde o menor valor foi encontrado em área de capoeira (55,0 mg.kg⁻¹ solo) e o maior em área de pastagem velha (70,8 mg.kg⁻¹ solo), com o valor médio correspondendo a 62,9 mg.kg⁻¹ solo.

TABELA 3- Fósforo orgânico total (Pot) e a relação entre o Pot e o fósforo total (Pot/Pt) de um Latossolo Amarelo, em função de diferentes tipos de cobertura vegetal e profundidades. Itupiranga, Pará. Média de três repetições.

Prof (m)	Vegetação	Solo global	0-2 μm	2-50 μm	50-2.000 μm
Pot ¹ (mg.kg ⁻¹ solo)					
0,00-0,02	Flo	56,0	37,7	13,1	4,8
	Cap8-10	55,0	32,9	14,5	3,1
	Past1-2	63,1	40,6	20,2	3,8
	Past5-7	69,7	20,4	26,8	7,4
	Past10-12	70,8	36,7	16,0	5,8
Pot/Pt (%)					
	Flo	27	25	31	42
	Cap8-10	25	22	30	16
	Past1-2	22	20	42	12
	Past5-7	25	10	77	27
	Past10-12	25	19	22	29
Pot (mg.kg ⁻¹ solo)					
0,02-0,05	Flo	49,6	25,3	15,5	3,6
	Cap8-10	49,5	24,2	12,6	2,9
	Past1-2	49,3	29,5	21,1	3,0
	Past5-7	38,7	27,9	10,7	4,7
	Past10-12	47,8	25,3	16,4	2,6
Pot/Pt (%)					
	Flo	24	16	44	47
	Cap8-10	24	15	39	20
	Past1-2	21	17	57	14
	Past5-7	12	11	21	32
	Past10-12	20	15	34	15
Pot (mg.kg ⁻¹ solo)					
0,05-0,10	Flo	45,2	26,2	15,7	2,8
	Cap8-10	48,0	30,8	9,7	1,7
	Past1-2	40,8	31,0	12,3	2,5
	Past5-7	34,5	23,0	7,4	2,6
	Past10-12	42,0	19,3	12,5	2,3
Pot/Pt (%)					
	Flo	22	17	36	36
	Cap8-10	23	19	30	19
	Past1-2	19	17	60	14
	Past5-7	12	10	17	36
	Past10-12	18	10	45	12

¹ Σ das frações orgânicas de P: Pol + Po-H⁺ + Po-OH.

O aumento da profundidade promoveu redução no conteúdo de Pot, com as maiores variações ocorrendo em solos sob pastagens (redução de 51% e 41% para a camada de 0,05-0,10 m, em pastagens mais velhas). Nas profundidades subsuperficiais o conteúdo médio foi de 47 mg.kg⁻¹ solo e de 42 mg.kg⁻¹ solo, respectivamente. No entanto, apesar de os menores conteúdos de Pot terem ocorrido nos ecossistemas natural (floresta) e de capoeira, esses resultados proporcionaram as maiores contribuições relativas do Pot no fósforo orgânico total (Tabela 3).

Ao se analisar a distribuição do P orgânico em relação ao P total do solo (Tabela 3), observa-se a predominância do fósforo inorgânico em relação ao fósforo orgânico; em média cerca de 21% do P total se apresentou em formas orgânicas. Acquaye (1963), ao contrário, encontrou em solos da África predomínio da forma orgânica, com os valores variando de 40% a 70%, resultados semelhantes aos encontrados por Fassbender e Diaz (1970) ($\approx 70\%$ Pot/Pt) em solos do Estado do Maranhão. A baixa contribuição do Pot no Pt do solo, verificada aqui neste trabalho, assemelha-se aos valores encontrados por Rodrigues; Vieira e Queiroz (1991) para solos do estado do Amapá, e são bem inferiores aos percentuais encontrados por Vieira et al. (1993) para vários Latossolos Amarelos da Região Bragantina, do Nordeste Paraense (média de 41%). No entanto, Guerra et al. (1996), utilizando o método de Bowman (1989) para a quantificação do Po, encontraram para a classe dos Latossolos Vermelho-Amarelo, conteúdo de fósforo orgânico correspondendo a $\approx 22\%$ do Pt, sendo semelhantes aos observados por Duda (2000), empregando também o mesmo método, para a classe dos Latossolos Amarelos ($\approx 17\%$).

A fração argila apresentou teor médio de Pot pouco variável com o aumento da profundidade, sendo de 34 mg.kg⁻¹ solo na camada superficial e de ≈ 26 mg.kg⁻¹ solo para as camadas subsuperficiais. Esses valores foram ligeiramente superiores ao encontrado na fração silte (2 vezes maior nas três profundidades estudadas) e cerca de 9 vezes maior ao encontrado na fração areia.

O percentual do Pt da fração argila que se encontrava como Po variou de 10%, em solo sob pastagem de 5-7 anos, até 25%, em solo sob floresta (ambas na camada superficial). De modo geral, a contribuição relativa do Pot da fração argila foi ligeiramente inferior ao verificado para o solo global, onde para a fração mais fina o valor médio foi de 19% para a camada superficial e 14% para as camadas mais profundas.

O conteúdo de Pot sofreu forte redução conforme aumentou o tamanho das frações granulométricas. Na fração mais grossa (areia) o valor médio foi de 5,0 mg.kg⁻¹ solo, 3,0 mg.kg⁻¹ solo e 2,4 mg.kg⁻¹ solo, para as profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, respectivamente. Nessas mesmas profundidades, respectivamente, o conteúdo médio encontrado na fração intermediária (silte) foi de 18,1 mg.kg⁻¹ solo, 15,3 mg.kg⁻¹ solo e 11,5 mg.kg⁻¹ solo.

Esses resultados mostraram que o maior percentual de fósforo orgânico se encontrou na camada superior do solo, principalmente em ecossistemas pouco perturbados, como a floresta e a capoeira, e na fração mais fina do solo (argila), estando de acordo com o que é relatado na literatura. De maneira geral, o predomínio do Pi sobre o Po total tem sido relatado em solos tropicais geneticamente evoluídos (VIEIRA, 1966; BORNEMISZA; IGUE, 1967; CONDRON et al., 1990; VIEIRA et al., 1993; GUERRA et al., 1996; DUDA et al., 2006), estando em concordância com as observações de Walkers e Adams (1959), sobre o processo de acumulação de P durante a pedogênese, em que as quantidades de Po seriam pequenas no início da formação do solo, aumentariam em solos moderadamente intemperizados, e declinariam nos solos fortemente intemperizados.

Os maiores conteúdos de Pot encontrados em solos sob pastagens em relação à floresta e capoeira podem ser entendidos a partir dos resultados de carbono, comentados anteriormente (Capítulo 2) e são respaldados por diversos trabalhos. Buschiazzo et al. (2001), mostraram que o conteúdo de Po decresceu conforme ocorreu diminuição no conteúdo de carbono do solo, enquanto que Kolawole; Tian e Tijani-Eniola (2003) mostraram que em área onde se cultivou *Pueraria phaseoloides*, ocorreu aumento do fósforo orgânico em relação à área de capoeira. Salas et al. (2003), estudando o papel da matéria orgânica do solo no ciclo do fósforo, mostraram que a incorporação de resíduos de plantas no solo, pode influenciar fortemente a quantidade de fósforo associado à matéria orgânica.

A Figura 29 mostra a distribuição das várias formas de Po em relação ao P orgânico total (Pot). O Pot, obtido pelo somatório do Pol + Po-H⁺ + Po-OH⁻, mostrou-se bastante variável, principalmente para a camada superior do solo, apresentando redução com o aumento da profundidade, tanto no solo global como nas frações granulométricas (Tabela 3).

Considerando-se o Pot do solo global e das frações granulométricas, a maior parte deste correspondeu à fração Po-H⁺, como já foi observado por diversos autores (CONDRON et al., 1990; GUERRA et al., 1996; DUDA et al., 2006).

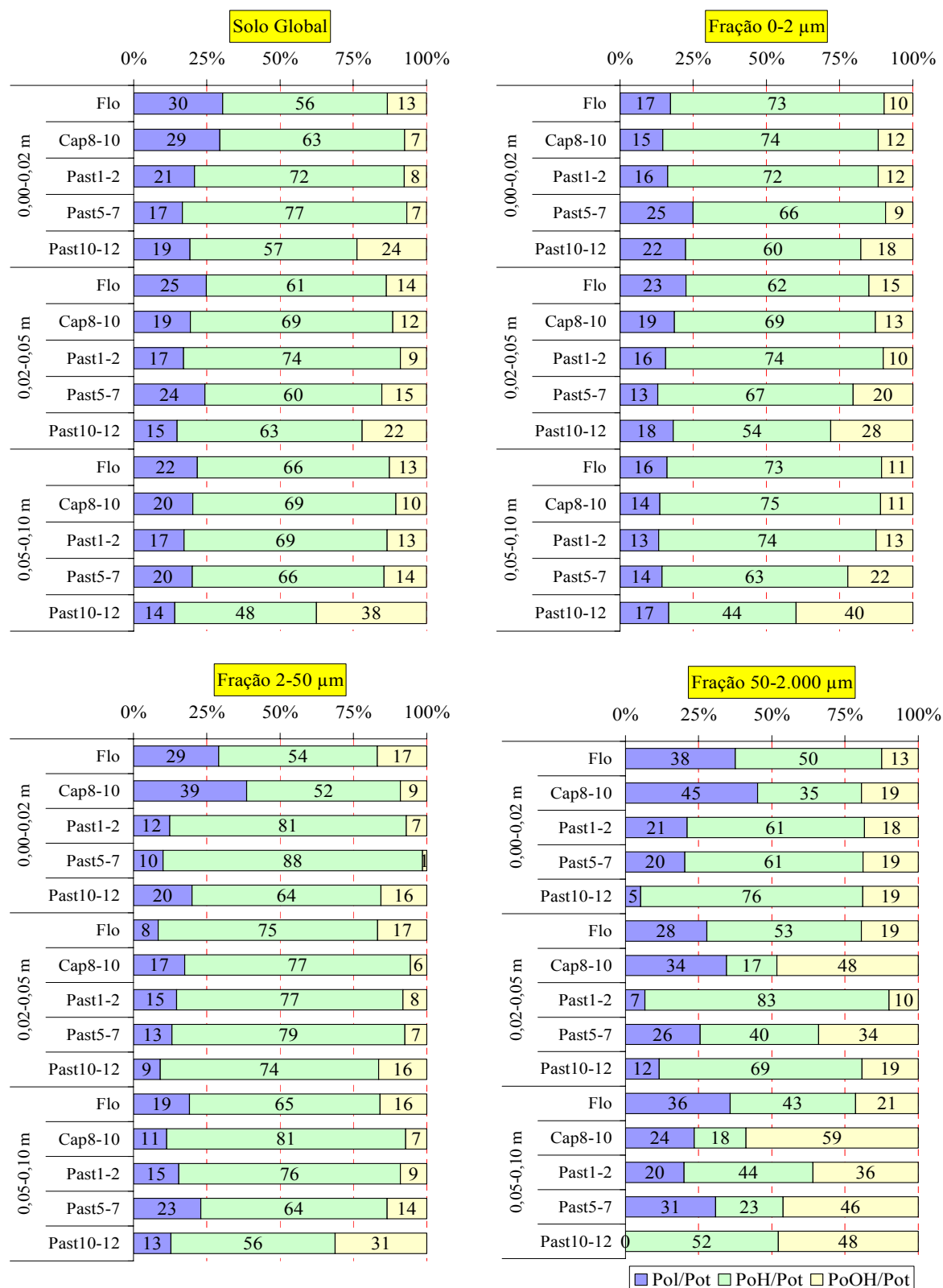


FIGURA 29- Fósforo orgânico lábil (Pol), fósforo orgânico em meio ácido (Po-H⁺) e fósforo orgânico em meio básico (Po-OH⁻) em relação ao fósforo orgânico total (Pot), em diferentes profundidades, de um Latossolo Amarelo, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

A relação $Po-H^+/Pot$ mostrou valores máximos, para o solo global, de 77% em área de pastagem de 5-7 anos (0,00-0,02 m), de 74% em pastagem de 1-2 anos (0,02-0,05 m) e de 69% em área de capoeira e de pastagem de 1-2 anos (0,05-0,10 m). O percentual de Po em relação ao Pot , de maneira geral, foi bem menor do que o $Po-H^+$ e ligeiramente superior ao $Po-OH^-$ (Figura 29).

Para o solo global, a maior relação $Po-H^+/Pot$, independentemente da profundidade analisada, ocorreu sob solo de pastagem de 1-2 anos. Na camada superior do solo, o maior valor da relação $Po-H^+/Pot$ foi de 77% (Past1-2) e o menor de 56% (Flo), com média de 65%; para a profundidade intermediária, o maior valor foi de 74% (Past1-2) e o menor de 60% (Past5-7), média de 65%; para a profundidade de 0,05-0,10 m, o maior valor foi de 69% (Past1-2 e Cap8-10) e o menor de 48% (Past10-12), média de 64%. De maneira geral, verificou-se que houve pequena variação no percentual de $Po-H^+/Pot$ com o aumento da profundidade. Vale destacar, que os maiores percentuais da relação $Po-H^+/Pot$ verificados para as áreas de pastagens, explicam as maiores quantidades de Pot encontradas nesses ecossistemas (Tabela 3).

A Figura 29 mostra também, que independentemente da fração granulométrica analisada, houve predomínio da relação $Po-H^+/Pot$ sobre as demais formas de Po . Na fração argila, o padrão de distribuição foi bastante semelhante ao observado no solo global, onde, em média, o percentual da relação $Po-H^+/Pot$ foi de 69%, 65% e 66%, para as profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, respectivamente. O aumento do diâmetro das frações proporcionou maior variação na relação $Po-H^+/Pot$, principalmente na superfície do solo, em função do tipo de cobertura vegetal.

Desse modo, para a fração silte, na camada superior, os percentuais de $Po-H^+/Pot$ variaram desde 52% (capoeira) até 88% (pastagem de 1-2 anos), com valor médio de 68%; na profundidade de 0,02-0,05, o valor médio foi de 76%, com o menor e o maior percentual da relação $Po-H^+/Pot$ sendo de 74% (pastagem de 10-12 anos) e de 79% (pastagem de 5-7 anos); na profundidade de 0,05-0,10 m, o menor percentual da relação $Po-H^+/Pot$ foi de 56% (pastagem de 10-12 anos) e o maior de 81% (capoeira), com valor médio igual a 68%.

Na fração mais grossa (areia) foram verificadas as maiores variações na relação $Po-H^+/Pot$, independentemente da profundidade analisada. O maior e o menor percentuais foram observados na profundidade de 0,02-0,05 m, sendo de 83% e 17%, respectivamente, para solo sob capoeira e pastagem de 1-2 anos. Nessa profundidade, o valor médio foi de 52%. Para a camada superficial do solo, o intervalo de variação na relação $Po-H^+/Pot$ foi

desde 35% (capoeira) até 76% (pastagem de 10-12 anos), com valor médio de 57%. Na camada mais profunda, o valor médio foi de 36%.

O predomínio do Po solúvel em meio ácido, pode ter importância para a avaliação da fertilidade do solo. Como discutido anteriormente, já que esta fração está associada às substâncias não húmicas e aos ácidos fúlvicos, a acessibilidade deste compartimento do Po pelos microrganismos e plantas pode ser mais fácil do que o P associado aos ácidos húmicos (SEQUI et al., 1986; MAKAROV et al., 1997). Em relação à fração do Po solúvel em meio alcalino, admite-se que a mineralização desta fração seria mais lenta, uma vez que a mesma se encontra associada aos ácidos húmicos, que possuem alta resistência à mineralização (STEVESON, 1994). No entanto, para o Po solúvel em bicarbonato de sódio, o mesmo pode ser considerado a forma orgânica de P sujeita às transformações mais rápidas, tornando-se fonte de Pi para as plantas e microrganismos (BOWMAN; COLE, 1978b; DUDA, 2000).

O maior valor da relação Po-OH⁻/Pot, no solo global, foi observado em área de pastagem de 10-12 anos (38%, 0,05-0,10 m) e o menor, em áreas de capoeira e pastagem de 5-7 anos (7%, 0,00-0,02 m). Ao contrário dos resultados obtidos por Guerra et al. (1996) e Duda (2000), em que esses autores verificaram que a relação Po-OH⁻/Pot foi maior do que a relação Pol/Pot, neste estudo o fósforo orgânico em meio básico se encontrou em menor percentual no fósforo orgânico total do solo. Por outro lado, o aumento da profundidade proporcionou aumento no percentual da relação Po-OH⁻/Pot, sendo tais resultados diferentes do observado para a relação Po-H⁺/Pot. Na camada superior do solo, o percentual médio de Po-OH⁻/Pot foi de 12%, aumentando para 14% e 18%, para as profundidades de 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, respectivamente. Esses dados mostram o efeito da fração argila na estabilização do Po junto a ácidos húmicos, o que já foi demonstrado por outros autores (GUERRA et al., 1996; NEUFELDT et al., 2000; DUDA et al., 2006).

Nas frações granulométricas analisadas foram observadas maiores variações na relação Po-OH⁻/Pot, principalmente, em função do aumento do diâmetro das partículas. Na fração 50-2.000 µm (areia) ocorreram os maiores percentuais da relação Po-OH⁻/Pot, com valores máximos de 19%, 48% e 59%, para as profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, respectivamente. Em média, o percentual da relação Po-OH⁻/Pot desta fração, da camada superior, foi de 18%, sendo 1,5 e 1,8 vezes maior do que o verificado para as frações 0-2 µm (argila) e 2-50 µm (silte), respectivamente. Nas profundidades subsuperficiais subsequentes, os valores médios foram de 26% e 42%, sendo 1,5 e 2,4 vezes maior do que as

frações argila e silte para profundidade de 0,02-0,05 m, e 2,7 e 2,2 vezes maior do que as frações argila e silte para a profundidade de 0,05-0,10 m, respectivamente.

A fração orgânica lábil do P, assim como as demais, apresentou maior relação Pol/Pot na camada superficial do solo em função do tipo de cobertura vegetal, exceção para a área de pastagem de 5-7 anos (Figura 29). De maneira geral, os conteúdos de P orgânico são maiores na camada superficial do solo, como ocorre com o carbono microbiano (MELO, 2007). Assim, à medida que aumenta a profundidade do solo ocorre uma diminuição no teor de P orgânico, principalmente a forma lábil, similarmente ao verificado por Melo (2007), também trabalhando em áreas semelhantes às avaliadas neste estudo, para o carbono da biomassa microbiana.

Ao contrário do verificado por Guerra et al. (1996) e Duda (2000), a fração orgânica lábil do P foi maior do que a fração orgânica solúvel em meio alcalino, independentemente do tipo de cobertura vegetal avaliado, exceto para pastagem de 10-12 anos. Para o solo global, os maiores percentuais de Pol foram encontrados em áreas de floresta (36%, 25% e 22%) e de capoeira (29%, 19% e 20%), independentemente da profundidade avaliada. Como por definição o Pol é a fração que está associada, principalmente, aos microrganismos do solo, os resultados de CBM observados por Melo (2007), também, em áreas de floresta e de capoeira, como as avaliadas neste estudo, explicariam os maiores percentuais de Pol nestes ecossistemas, sendo esses percentuais corroborados pelos resultados de Guerra et al. (1996) e de Kolawole; Tian e Tijani-Eniola (2003).

No solo global, em média, 23% do fósforo orgânico total do solo ocorreu como Pol na camada superficial, diminuindo para 20% e 19% para as profundidades subsuperficiais subseqüentes, respectivamente. Esses resultados mostram a preponderância do Po sobre o Pi lábil, estando de acordo com os resultados de Guerra et al. (1996) e Duda (2000), indicando que as formas orgânicas estão fracamente ligadas à matriz do solo. Guerra et al. (1996) mostraram resultados onde o Po lábil correspondeu, em média, a 26% do Po total, variando de 5% em Latossolo Roxo até 86% do Pot em amostra de Areia Quartzosa.

A constatação do predomínio do Po sobre o Pi lábil, demonstrada aqui e em outros trabalhos (BOWMAN; COLE, 1978b; GUERRA et al., 1996; DUDA, 2000), principalmente em solos onde os teores de P disponível são baixos, sugere a contribuição potencial da fração orgânica lábil na disponibilidade de P para as plantas. Tiessen; Stewart e Cole (1984) concluíram que em solos altamente intemperizados o P disponível estaria intimamente associado às frações do Po, sendo essa asserção corroborada pelo trabalho de Guerra et al.

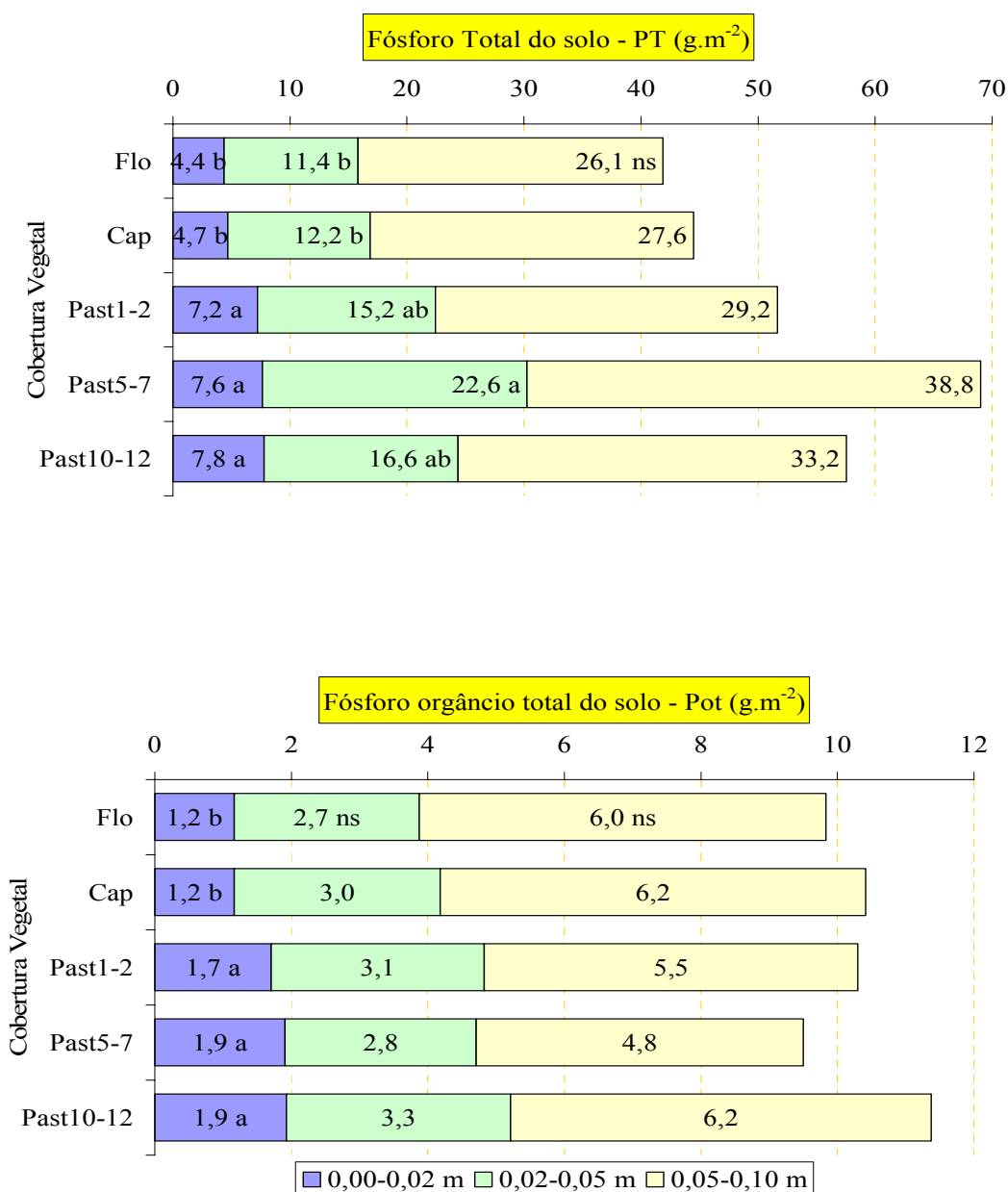
(1996), os quais verificaram a existência de correlação positiva entre o P disponível e o Po lábil em Argissolos e Latossolos.

A variação da relação Pol/Pot, à semelhança do verificado para Po-OH/Pot, aumentou à medida que aumentou o diâmetro da fração granulométrica. Na fração argila foi verificada a menor variação em função do aumento da profundidade, em que o percentual médio foi de 19%, 18% e 15% ao longo das profundidades estudadas. Nas frações silte e areia, as variações médias foram maiores, sendo de 22%, 12% e 16% para a fração silte, e de 26%, 21% e 22% para a fração areia, nas profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, respectivamente. No entanto, há de se destacar que na fração areia foram observados valores que variaram desde 0% em solo sob pastagem de 10-12 anos (profundidade de 0,05-0,10 m) até 45% em solo sob capoeira (camada superficial). De acordo com Mehta et al. (1954), quando o conteúdo de Po é muito baixo, como o ocorrido em área de pastagem de 10-12 anos, os resultados de Po estariam sujeitos a considerável erro analítico.

3.3.6- Acúmulo de fósforo no solo

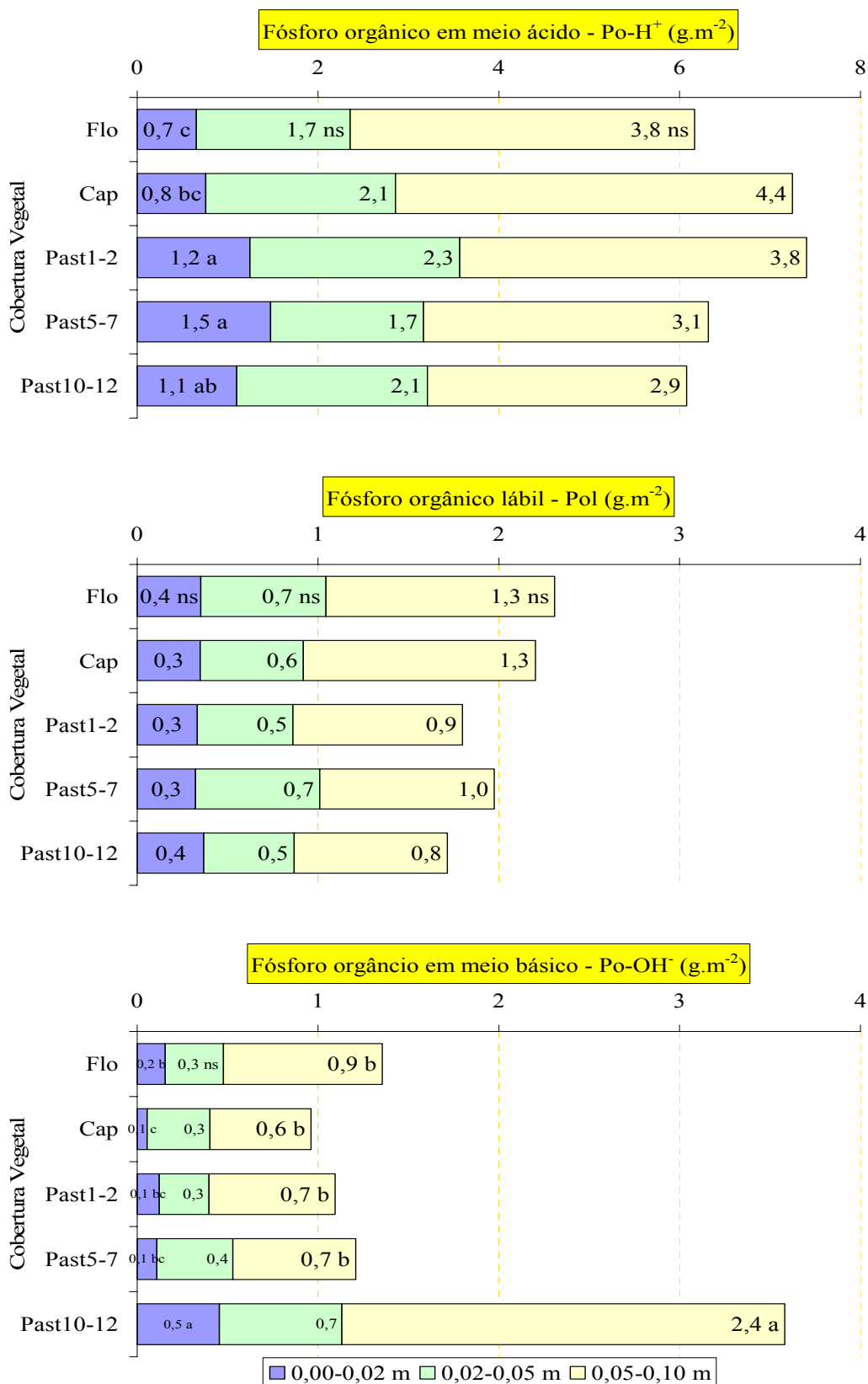
A Figura 30 mostra o estoque das várias formas de P do Latossolo Amarelo, sob os diferentes tipos de cobertura vegetal, ao longo das profundidades estudadas. A análise de variância (ANAVA) mostrou que não houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal no estoque do Pol, havendo, no entanto, significância para o Pt e para as demais formas de fósforo orgânico (Pot, Po-H⁺ e Po-OH⁻), conforme atestaram os valores do teste F a 5% de probabilidade (Anexo 12).

No solo sob floresta nativa estão estocados 41,9 g.m⁻² de fósforo total (Pt) ao longo do perfil estudado (Figura 30). A substituição do ecossistema natural (floresta) por capoeira e pastagens, proporcionou aumento no estoque de fósforo total do solo, onde a quantidade de Pt em solo sob capoeira foi de 44,5 g.m⁻², aumentando para 51,6 g.m⁻² em pastagem de 1-2 anos, chegando a 69,0 g.m⁻² em pastagem de 5-7 anos. Na camada superior do solo, a substituição da floresta por pastagens proporcionou aumento significativo do estoque de Pt. A quantidade de Pt em áreas de pastagem foi de $\approx 7,5$ g.m⁻², os quais diferiram das áreas de floresta e capoeira ($\approx 4,5$ g.m⁻²).



Letras iguais indicam médias iguais na mesma profundidade estudada, pelo teste de Duncan, a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

FIGURA 30- Estoque de fósforo total do solo (Pt), fósforo orgânico total (Pot), fósforo orgânico em meio reacional ácido (Po-H⁺), fósforo orgânico lábil (Pol) e fósforo orgânico em meio reacional básico (Po-OH⁻), em g.m⁻², na profundidade de 0,0-0,1 m, de um Latossolo Amarelo, textura argilosa, sob diferentes tipos de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.



Letras iguais indicam médias iguais na mesma profundidade estudada, pelo teste de Duncan, a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

FIGURA 30- Estoque de fósforo total do solo (Pt), fósforo orgânico total (Pot), fósforo orgânico em meio reacional ácido ($Po-H^+$) (continua...).

Uma vez que não houve diferença significativa no conteúdo de Pt, na camada de 0,00-0,02 m, em função do tipo de cobertura vegetal (Figura 3), essa diferença pode ser explicada pelo método de quantificação do estoque de P, onde no cálculo se usa a densidade do solo. A densidade aumentou de forma significativa em área sob pastagens em relação à floresta e à capoeira (Capítulo 2, Tabela 1). A mesma explicação pode ser utilizada para os resultados obtidos na profundidade de 0,02-0,05 m. Nessa camada, o efeito significativo do tipo de cobertura vegetal foi verificado apenas entre solo sob pastagem de 5-7 anos ($22,6 \text{ g.m}^{-2}$) e áreas de floresta ($11,4 \text{ g.m}^{-2}$) e capoeira ($12,2 \text{ g.m}^{-2}$). Como verificado para a densidade do solo para a profundidade de 0,05-0,10 m (Capítulo 2), onde não houve efeito significativo do tipo de cobertura vegetal, nessa camada o estoque de Pt do solo não apresentou diferença estatística significativa. No entanto, como ocorrido nas camadas superiores, houve tendência de aumento do Pt em função da substituição da floresta por pastagens.

A literatura relata que a derruba e queima da floresta promovem a mineralização do P contido na biomassa (BRINKMANN; NASCIMENTO, 1973; GIARDINA; SANFORD; DOCKERSMITH, 2000), e que essas práticas permitem a introdução do P no solo por meio de processos biogeoquímicos, como a imobilização biológica por microrganismos e plantas (KOLAWOLE; TIAN; TIJANI-ENIOLA, 2003) e a adsorção e fixação química por óxidos e hidróxidos de Fe e Al (FONTES; WEED, 1996).

Ao se analisar o estoque de fósforo orgânico total (Pot), verifica-se que o aumento significativo do estoque do Pt do solo de áreas de pastagens, em relação à floresta e capoeira, foi devido ao fósforo inorgânico introduzido no solo. Esses resultados corroboram os obtidos nos trabalhos citados anteriormente.

A Figura 30 mostra que $\approx 15\%$ do estoque do fósforo orgânico total ocorreu na camada superficial do solo, com o maior percentual (56%) sendo encontrado na camada mais profunda (0,05-0,01 m). Como verificado para o acúmulo de Pt, nas pastagens ocorreram aumento significativo no estoque de Pot em relação ao ecossistema natural e à capoeira. No entanto, essa tendência de aumento não foi verificada para a profundidade de 0,05-0,10 m, onde o menor valor ocorreu em solo sob pastagem de 5-7 anos ($4,8 \text{ g.m}^{-2}$) e o maior em área de capoeira ($6,2 \text{ g.m}^{-2}$), cujos resultados não apresentaram diferença estatística significativa.

A quantidade de Pot ao longo do perfil estudado variou de $9,5 \text{ g.m}^{-2}$ em solo sob pastagem de 5-7 anos, até $11,4 \text{ g.m}^{-2}$ em pastagem de 10-12 anos. Em áreas de floresta e capoeira os valores foram de $9,9 \text{ g.m}^{-2}$ e $10,4 \text{ g.m}^{-2}$, respectivamente.

Os resultados da quantidade de Pt e de Pot acumulados no perfil estudado apresentaram resultados ligeiramente semelhantes ao verificado para o acúmulo de carbono no solo (Capítulo 2, Figuras 6 e 7). A correlação entre fósforo orgânico e matéria orgânica do solo é bem documentada na literatura científica (ACQUAYE, 1963; ENWEZOR; MOORE, 1966; CABALA; FASSBENDER, 1970; ADEPETU; COREY, 1976; GUERRA et al., 1996). Salas et al. (2003) avaliando o efeito da incorporação de resíduos de plantas no solo no conteúdo de P orgânico, verificaram que a mineralização de resíduos de sorgo promoveu aumento significativo no conteúdo de Po ($15,1 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo), extraído com NaOH, em relação ao tratamento controle ($8,9 \text{ mg.kg}^{-1}$ solo). Os autores concluíram que a incorporação no solo de resíduos de plantas poderá influenciar fortemente a quantidade de fósforo associado à matéria orgânica do solo, e que mudanças na quantidade de P ligado à MO indicariam uma rápida liberação inicial de P dos resíduos, seguida da acumulação do P na biomassa microbiana.

A distribuição dos estoques das várias formas de fósforo orgânico avaliadas neste estudo foi muito semelhante ao verificado para o fósforo orgânico total do solo. Em média, todas as formas apresentaram $\approx 15\%$ do fósforo orgânico na camada superior do solo (0,00-0,02 m) e $\approx 55\%$ na profundidade de 0,05-0,10 m. Na camada superficial do solo, em termos percentuais, o maior estoque foi observado para o Pol (17%) e o menor, para o Po-OH⁻ (14%); o inverso ocorreu na camada mais profunda, sendo 53% para o Pol e 57% para o Po-OH⁻. Esses resultados estão de acordo com o que já foi discutido, anteriormente, para os conteúdos de fósforo orgânico lábil, moderadamente lábil e moderadamente resistente.

Por meio da Figura 30, verifica-se que a forma orgânica de P que apresentou maior quantidade ao longo do perfil foi o Po solúvel em meio ácido. Na camada superior do solo, a substituição da floresta por pastagens promoveu aumentos significativos nas quantidades de Po-H⁺. O menor valor ocorreu em solo sob floresta ($0,7 \text{ g.m}^{-2}$) e o maior em área de pastagem de 5-7 anos ($1,5 \text{ g.m}^{-2}$). Nas profundidades subsuperficiais subseqüentes, não foram verificados efeitos significativos dos tipos de vegetação no estoque de Po-H⁺. Na profundidade de 0,02-0,05 m o menor valor foi de $1,7 \text{ g.m}^{-2}$ (áreas de floresta e pastagem de 5-7 anos) e o maior foi de $2,3 \text{ g.m}^{-2}$ (pastagem de 1-2 anos). Na profundidade de 0,05-0,10 m, a menor quantidade de Po-H⁺ foi observada em solo sob pastagem de 10-12 anos ($2,9 \text{ g.m}^{-2}$) e

o maior em solo sob capoeira ($4,4 \text{ g.m}^{-2}$). Os maiores estoques de Po-H^+ observados em solo sob áreas de pastagem, nas camadas superiores do solo podem ser devidos ao efeito da queima da vegetação, a qual introduz Pi no solo por meio das cinzas. Esse efeito é mais marcante na camada superior do solo, reduzindo-se com o aumento da profundidade, sendo explicado pela baixa mobilidade do P no perfil (BRADY, 1989) e pelo maior aporte de resíduos orgânicos na superfície do solo.

A quantidade de Po-H^+ estocado no perfil do solo foi ligeiramente superior à quantidade do Pol e bem maior do que o Po-OH^- . Na camada superior o Po-H^+ foi 3,2 vezes maior do que o Pol e 8,1 vezes maior do que o Po-OH^- ; na profundidade de 0,05-0,10 m o estoque de Po-H^+ em relação à Pol e Po-OH^- foi 3,5 e 5,4 vezes maior, respectivamente.

A maior quantidade de Pol ocorreu em solo sob floresta ($2,4 \text{ g.m}^{-2}$) e a menor em solo sob pastagem de 1-2 anos e de 10-12 anos ($1,7 \text{ g.m}^{-2}$) (Figura 30). Nessa fração orgânica do P, não foi verificado efeito significativo do tipo de cobertura vegetal em nenhuma profundidade avaliada. No entanto, verifica-se que, de maneira geral, os maiores valores ocorreram em solo sob floresta e os menores em áreas de pastagem. Na camada superficial foram estocados $\approx 0,3 \text{ g.m}^{-2}$, aumentando para $0,6 \text{ g.m}^{-2}$ na profundidade de 0,02-0,05 m até $1,1 \text{ g.m}^{-2}$ na camada de 0,05-0,10 m.

De todas as formas orgânicas de P, o Po solúvel em meio básico foi a que apresentou menor quantidade estocada ao longo do perfil estudado. Os valores de Po-OH^- foram ligeiramente inferiores ao Pol e bem menores do que o Po-H^+ . Nas duas camadas superiores do solo, as maiores quantidades de Po-OH^- estocadas ocorreram em solo sob pastagem de 10-12 anos ($0,5 \text{ g.m}^{-2}$, profundidade de 0,02-0,05 m e $0,7 \text{ g.m}^{-2}$, profundidade de 0,05-0,10 m). Em média, os valores foram iguais a $0,2 \text{ g.m}^{-2}$, $0,4 \text{ g.m}^{-2}$ e $0,7 \text{ g.m}^{-2}$ para as profundidades de 0,00-0,02 m, 0,02-0,05 m e 0,05-0,10 m, respectivamente.

Os resultados apresentados na Figura 30 dão a indicação de que houve introdução de P no solo, após a conversão da floresta em capoeira e pastagens, provavelmente devido à transferência do P contido na biomassa vegetal para o solo, ficando o mesmo imobilizado em maior quantidade na forma inorgânica e em menor quantidade na forma orgânica.

3.4- CONCLUSÕES

Os resultados permitem as seguintes conclusões:

1. Após a conversão da floresta natural em pastagem, houve ligeiro aumento no conteúdo de fósforo total do solo. Este aumento no conteúdo de Pt localizou-se na camada superior do solo (0,00-0,02 m) e na fração mais grossa (50-2.000 μm).
2. A substituição da floresta por pastagem proporcionou aumento no conteúdo de fósforo orgânico total (Pot), na camada superior do solo, que representou, em média, 21% do fósforo total do solo.
3. O fósforo orgânico solúvel em meio ácido (Po-H^+) representou, em média, 65% do Pot, enquanto que a fração orgânica lábil (Pol) representou 21% do Pot e o fósforo orgânico em meio alcalino (Po-OH^-) 15% do Pot.
4. O fósforo inorgânico em meio ácido (Pi-H^+) predominou sobre o Po-H^+ . Por outro lado, houve predomínio do Pol sobre o P inorgânico lábil (Pil) e do Po-OH^- sobre o P inorgânico em meio alcalino (Pi-OH^-).
5. O Pol apresentou maiores conteúdos em áreas de floresta e capoeira, diminuindo significativamente em áreas de pastagens. O contrário foi observado para a fração solúvel em meio reacional ácido (Po-H^+), onde os maiores conteúdos ocorreram em áreas de pastagens e os menores em solo sob floresta nativa e capoeira. Esses resultados mostraram que a disponibilidade de fósforo em curto prazo, representada pelo Pol, poderá ser menor em solos sob pastagem do que em áreas de floresta e capoeira; por outro lado, o estoque de fósforo que poderá estar disponível em médio prazo, representado pelo Po-H^+ , foi maior em áreas de pastagens do que em áreas de floresta e capoeira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABEKOE, M.K.; SAHRAWAT, K.L. Phosphate retention and extractability in soils of the humid zone in West Africa. **Geoderma**, v.102, p.175-187, 2001.

ACQUAYE, D.K. Some significance of soil organic phosphorus mineralization in the phosphorus nutrition of cocoa in Ghana. **Plant and Soil**, v.19, p.65-80, 1963.

ADAMS, J.O.; WALKER, T.W. Some properties of a cronotoposequence of soils from granite in New Zealand, 2. Forms and amounts of phosphorus. **Geoderma**, v.3, p.41-51, 1975.

ADEPETU, J.A.; COREY, R.B. Organic phosphorus as a predictor of plant available phosphorus in soils of Southern Nigeria. **Soil Science**, v.122, p.159-164, 1976.

AGBENIN, J.O.; IWUAFOR, E.N.O.; AYUBA, B. A critical assessment of methods for determing organic phosphorus in savana soils. **Biology and Fertility of Soils**, v.28, p.177-181, 1999.

AGBENIN, J.O.; TIESSEN, H. Phosphorus forms in particle-size fractions of a toposequence from Northeast Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, v.59, p.1687-1693, 1995.

ALCARDE, J.C.; GUIDOLIN, J.A.; LOPES, A.S. **Os adubos e a eficiência das adubações**. 2. ed. São Paulo: ANDA, 1991. 35p.

ALMEIDA, D.L. de. **Avaliação de métodos de determinação de fósforo disponível em solos do Estado do Rio de Janeiro**. 1979, 62p. Dissertação (Mestrado). UFRRJ, Itaguaí, 1979.

BAJTES, N.H. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. **European Journal of Soil Science**, v.47, p.151-163, 1996.

BALESDENT, J.; CHENU, C.; BALABANE, M. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. **Soil & Tillage Research**, v.53, p.215-230, 2000.

BORNEMISZA, E.; IGUE, K. Comparison of tree methods for determining organic phosphorus in Costa Rican soils. **Soil Science**, v.103, p.347-353, 1967.

BOWMAN, R.A. A sequential extraction procedure with concentrated sulfuric acid and dilute base for soil organic phosphorus. **Soil Science Society of America Journal**, v.53, p.362-366, 1989.

_____ ; COLE, C.V An exploratory method for fractionation of organic phosphorus from grassland soils. **Soil Science**, v.125, p.95-101, 1978b.

BOWMAN, R.A.; COLE, C.V. Transformations of organic phosphorus substrates in soils as evaluated by NaHCO_3 extraction. **Soil Science**, v.125, p.49-54, 1978a.

_____; MOIR, J.O. Basic EDTA as an extractant for soil phosphorus. **Soil Science Society of America Journal**, v.57, p.1516-1518, 1993.

BRADY, N.C. **Natureza e propriedades dos solos**. 7ed. Rio de Janeiro: Freitas Bastos. 1989. 878p.

BRADY, N.C.; WEIL, R.R. **The nature and properties of soil**. 2ed. New Jersey: Prentice-Hall, 1999. 624p.

BRAMS, E. Soil organic matter and phosphorus relationships under tropical forests. **Plant and Soil**, v.39, p.465-468, 1973.

BRINKMMAN, W.L.F.; NASCIMENTO, J.C. The effect of slash and burn agriculture on plant nutrients in the Tertiary Region of Central Amazonia. **Acta Amazonica**, v.3, p.55-61, 1973.

BUSCHIAZZO, D.E.; HEVIA, G.G.; HEPPERT, E.N.; URIOSTE, A.; BONO, A.A.; BABINEC, F. Organic C, N and P in size fractions of virgin and cultivated soils of the semi-arid pampa of Argentina. **Journal of Arid Environments**, v.48, p.501-508, 2001.

CABALA, P.R.; FASSBENDER, H.W. Formas del fósforo en suelos de la región cacaotera de Bahía, Brasil. **Turrialba**, v.20, p.439-444, 1970.

CAMARGO, F.A.O.; GIANELLO, C.; RHEINHEIMER, D.; KAMINSKI, J.; BISSANI, A. Fracionamento do N, P e S orgânicos. In: SANTOS, G.A.; CAMARGO, F.A.O. (Ed.) **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. Porto Alegre: Gênese, 1999. p.359-388.

CARDOSO, A.; MARTINS, P.F.S.; VEIGA JR., I. **Solos de áreas ocupadas por pequenos agricultores em algumas localidades da microrregião de Marabá-Pa**. Pont à Pitre. Universidade des Antilas Guianas, p.101-123, 1992.

CHACÓN, N.; DEZZEO, N. Phosphorus fractions and sorption processes in soil samples taken in a forest-savanna sequence of the Gran Sabana in southern Venezuela. **Biology and Fertility of Soils**, v.40, p.14-19, 2004.

CONDRON, L.M.; MOIR, J.O.; TIESSEN, H.; STEWART, J.W.B. Critical evaluation of methods for determining total organic phosphorus in tropical soils. **Soil Science Society of America Journal**, v.54, p.1261-1266, 1990.

CORAZZA, E. J. **Biodisponibilidade do íon fosfato em solos sob pastagens cultivadas na região do Cerrado**. 2002. 114 p. Tese (Doutorado). Escola Superior de Agricultura de Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2002.

CROSS, A.F.; SCHLESINGER, W.H. A literature review and evaluation of the Hedley fractionation: applications to the biogeochemical cycle of soil P in natural ecosystems. **Geoderma**, v.64, p.197-214, 1995.

DAY, L.D.; COLLINS, M.E.; WASHER, N.E. Landscape position and particle size effects on soil phosphorus distribution. **Soil Science Society of America Journal**, v.51, p.1547-1553, 1987.

DESJARDINS, T.; ANDREUX, F.; VOLKOFF, B.; CERRI, C. Organic carbon and ^{13}C contents in soils and soils size-fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. **Geoderma**, v.61, p.103-118, 1994.

_____ ; BARROS, E.; SARRAZIN, M.; GIRARDIN, C.; MARIOTTI, A. Effects of forest conversion to pasture on soil carbon content and dynamics in Brazilian Amazônia. **Agriculture, Ecosystems & Environment**. v.103, p.365-373, 2004.

_____ ; CHARPENTIER, F.; PASHANASI, B.; PANDOBABUON, A.; LAVALLE, P.; MARIOTTI, A. Effects of earthworm inoculation on soil organic matter dynamics of a cultivated ultisol. **Pedobiologia**. v.47, p.835-841, 2003.

_____ ; FOLGARAIT, P.J.; PANDO-BAHUON, A.; GIRARDIN, C.; LAVALLE, P. Soil organic matter dynamics along a rice chronosequence in north-eastern Argentina: evidence from natural ^{13}C abundance and particle size fractionation. **Soil Biology & Biochemistry**, v.38, p.2753-2761, 2006.

DUDA, G.P. **Conteúdo de fósforo microbiano, orgânico e biodisponível em diferentes classes de solo**. 2000. 150p. Tese (Doutorado). UFRRJ, Seropédica, 2000.

DUDA, G.P.; ALMEIDA, D.L.; GUERRA, J.G.M.; MENDES, A.M.S.. Caracterização de fósforo e carbono orgânico em solos cultivados com diversas culturas em sistema de produção agroecológica. **Revista Científica Rural**, v. 11, p. 34-32, 2006.

DUXBURY, J.M.; SMITH, M.S.; DORAN, J.W. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: COLEMAN, D.C. **Dynamics of soil organic matter in the tropics**. Honolulu: University of Hawaii Press, 1989. p.33-67

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. atual. Rio de Janeiro, 1997. 212p

ENWEZOR, W.O.; MOORE, A.W. Phosphorus status of some nigerian soils. **Soil Science**, v.102, p.322-328, 1966.

FALCÃO, N.P.S.; SILVA, J.R.A. Características de adsorção de fósforo em alguns solos da Amazônia Central. **Acta Amazonica**, v.34, p.337-342, 2004.

FALESI, I. **Ecosistema de pastagem cultivada na Amazônia brasileira**. Belém: EMBRAPA-CPATU, 1976. 193p. (Boletim Técnico, 1.)

FASSBENDER, H.W. **Química de suelos con énfasis en suelos da América Latina**. 2ed. San José: IICA, 1987. 420p.

FASSBENDER, H.W.; DIAZ, N. Contenido y formas de fósforo de algunos suelos de la región amazónica del estado de Maranhao, Brasil. **Turrialba**, v.20, p.372-374, 1970.

FELLER, C.; BEARE, M.H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. **Geoderma**, v.79, p.69-116, 1997.

FIXEN, P.E.; GROVE, J.H. Testing soils for phosphorus. In: WESTERMAN, R.L. (Ed.) **Soil testing and plant analysis**. Wisconsin: Soil Science Society of America, 1990. p.141-180.

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

GAVINELLI, E.; FELLER, C.; LARRÉ-LARROUY, M.C. BACYE, B.; DJEGUI, N.; de D. NZILA, J. A routine method to study soil organic matter by particle-size fractionation: exemples for tropical soils. **Commun. Soil Sci. Plant Anal.**, 26, p.1749-1760. 1995.

GIARDINA, C.P.; SANFORD JR., R.L.; DOCKERSMITH, I.C. Changes in soil phosphorus and nitrogen during slash-and-burn clearing of a dry tropical forest. **Soil Science Society of America Journal**, v.64, p.399-405, 2000.

GUERRA, J.G.M. **Produção sazonal de *Brachiaria decumbens* Stapf., conteúdo de fósforo orgânico e microbiano em solos tropicais de baixa fertilidade natural**. 1993. 234p. Tese (Doutorado). UFRRJ, Itaguaí, 1993.

_____ ; ALMEIDA, D.L.; SANTOS, G.A.; FERNANDES, M.S. Conteúdo de fósforo orgânico em amostras de solos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.31, p.291-299, 1996.

HARRISON, A.F. Labile organic phosphorus mineralization in relationship to soil properties. **Soil Biology and Biochemistry**. v.14, p.343-351, 1982.

HEDLEY, M.J.; STEWART, J.W.B.; CHAUHAN, B.S. Changes in inorganic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and by laboratory incubations. **Soil Science Society America Journal**, v.46, p.970-76. 1982.

HENRÍQUEZ, C.; BRICEÑO, J.; MOLINA, E. Fraccionamiento de fosforo organico en cuatro ordenes de suelos de Costa Rica. **Agronomia Costarricense**, v.16, p.195-201, 1992.

HUFFMAN, S.A.; COLE, C.V.; SCOTT, N.A. Soil texture and residue addition effects on soil phosphorus transformations. **Soil Science Society of America Journal**, v.60, p.1095-1101, 1996.

KOLAWOLE, G.O.; TIAN, G., TIJANI-ENIOLA, H. Dynamics of phosphorus fractions during fallow with natural vegetation and planted *Pueraria phaseoloides* in southwestern Nigeria. **Plant and Soil**, v.257, p.63-70, 2003.

_____ ; TIJANI-ENIOLA, H.; TIAN, G. Phosphorus fractions in fallow systems of West Africa: effect of residue management. **Plant and Soil**, v.263, p.113-120, 2004.

_____ ; TIAN, G., TIJANI-ENIOLA, H. Effects of fallow duration on soil phosphorus fractions and crop P uptake under natural regrowth and planted *Pueraria phaseoloides* fallow systems in southwestern Nigeria. **Experimental Agriculture**, v.41, p.51-68, 2005.

LEKWA, G.; WHITESIDE, E.P. Coastal plains soil of southern Nigeria: 2. Forms of extractable Fe, Al and P. **Soil Science Society of America Journal**, v.50, p.160-166, 1986.

LOBARTINI, J.C.; TAN, K.H.; PAPE, C. Dissolution of aluminum and iron phosphate by humic acids. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v.29, p.535-544, 1998.

LONGO, R.M.; ESPÍNDOLA, C.R. Alterações em características químicas de solos da região amazônica pela introdução de pastagens. **Acta Amazonica**, v.30, p.71-80, 2000.

LOPES, A.S.; COX, F.R. A survey of the fertility status on surface soils under “cerrado” vegetation in Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, v.41, p.742-747, 1977.

MARAKOV, M.I.; MALYSHEVA, T.I.; HAUMAIR, L.; ALT, H.G.; ZECH, W. The forms of phosphorus in humic and fulvic acids of a toposequence of alpine soils in the northern Caucasus. **Geoderma**, v.80, p.61-73, 1997.

MARCHIORI JUNIOR, M.; MELLO, W.J. Carbono, carbono da biomassa microbiana e atividade enzimática em um solo sob mata natural, pastagem e cultura do algodoeiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.23, p.257-263, 1999.

MARTINS, P.F.S.; VOLKOFF, B.; CERRI, C.C.; ANDREUX, F. Consequências do cultivo e do pousio sobre a matéria orgânica do solo sob floresta natural na Amazônia Oriental. **Acta Amazonica**, v.20, p.19-28, 1990.

MARTINEZ, M.T.; ROMERO, C.; GAVILAN, J.M. Solubilization of phosphorus by humic acids from lignite. **Soil Science**, v.138, p.257-261, 1984.

MEHTA, N.C.; LEGG, J.O.; GORING, C.A.I.; BLACK, C.A. Determination of organic phosphorus in soils. 1. Extration method. **Soil Science Society America Proceedings**, v.18, p.443-449, 1954.

MELLO, F.A.F.; BRASIL SOBRINHO, M.O.C.; ARZOLLA, S.; SILVEIRA, R.I.; COBRA NETTO, A.; KIEHL, J.C. **Fertilidade do Solo**. São Paulo: Nobel. 1983. 400p.

MELO, V.S. **Avaliação da qualidade dos solos em sistemas de floresta primária-capoeira-pastagem na Amazônia Oriental por meio de indicadores de sustentabilidade microbiológicos e bioquímicos**. 2007. 145p. Tese (Doutorado) – UFRA, Belém, 2007.

MENGEL, K.; KIRKBY, E.A. **Principles of plant nutrition**. 4.ed. Berna: International Potash Institute, 1987. 687p.

MESQUITA FILHO, M.V.; TORRENT, J. Phosphate sorption as related to mineralogy of hydrosequence of soils from the Cerrado region (Brazil). **Geoderma**, v.58, p.107-123, 1993.

MORAES, J.F.L.; VOLKOFF, B.; CERRI, C.C.; BERNOUX, M. Soil properties under Amazon forest and changes due to pasture installation in Rondônia, Brazil. **Geoderma**, v.70, p.63-81, 1996.

MURPHY, J.; RILEY, J.P. A modified single solution method for the determination of phosphorus in natural waters. **Analytica Chimica Acta**, v.27, p.31-36, 1962.

NEUFELDT, H.; SILVA, J.E.; AYARZA, M.A.; ZECH, W. Land-use effects on phosphorus fractions in Cerrado oxisols. **Biology and Fertility of Soils**, v.31, p.30-37, 2000.

NOVAIS, R.F.; SMYTH, T.J. **Fósforo em solo e plantas em condições tropicais**. Viçosa: DPS/UFV, 1999. 399p.

NYE, P.; GREENLAND, D. Changes in the soil after clearing tropical forest. **Plant and Soil**, v.21, p.101-112, 1964.

OLSEN, S.R.; KHASAWNEH, F.E. Use and limitations of physical-chemical criteria for assessing the status of phosphorus in soils. In: KHASAWNEH, F.E.; SAMPLES, E.C.; KAMPRATH, E.J. (Ed.). **The role of phosphorus in agriculture**. Madison: American Society of Agronomy, 1980. p.361-410.

OLSEN, S.R.; SOMMERS, L.E. Phosphorus. In: PAGE, A.L.; MILLER, R.H.; KEENEY, D.R. (Ed.) **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison: American Society of Agronomy, 1982. p.403-430.

POWLSON, D.S., BROOKES, P.C., JENKINSON, D.S. Measurement of soil microbial biomass provides an early indication of changes in total soil organic matter due to straw incorporation. **Soil Biology and Biochemistry**, v.19, p.159-164, 1987.

REDDY, D.D.; RAO, A.S.; TAKKAR, P.N. Effects of repeated manure and fertilizer phosphorus additions on soil phosphorus dynamics under a soybean-wheat rotation. **Biology and Fertility of Soils**, v.25, p.150-155, 1999.

RODRIGUES, R.C. **Biomassa microbiana e acúmulo de liteira em sistemas agroflorestais composto por meliaceas utilizadas como indicadores biológicos de qualidade do solo.** 2006. 105p. Tese (Doutorado). Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém, 2006.

RODRIGUES, S.E.G.; VIEIRA, L.S.; QUEIROZ, W.T. Formas de fósforo em Latossolos de Estado do Amapá. **Boletim da FCAP**, n.20, p.15-25, 1991.

SALAS, A.M.; ELLIOT, E.T.; WESTFALL, C.V.; COLE, C.V.; SIX, J. The role of particulate organic matter in phosphorus cycling. **Soil Science Society of America Journal**, v.67, p.181-189, 2003.

SÁNCHEZ, P.A. **Suelos del trópico: características y manejo.** San José: IICA, 1981. 660p.

SANTOS, E.E.F.; SANTOS, M.H.L. Influência do tempo de cultivo nas características químicas de um Latossolo no Oeste baiano. In: CONGRESSO brasileiro de Ciência do solo, 29, Ribeirão Preto, **Anais...** Ribeirão Preto: SBCS, 2003. 1CD.

SAUNDERS, W.M.H.; WILLIAMS, E.G. Observation on the determination of total organic phosphorus in soils. **Journal of Soil Science**, v.6, p.254-267, 1955.

SCHMIDT, J.P.; BUOL, S.W.; KAMPRATH, E.J. Soil phosphorus dynamics during 17 years of continuous cultivation: a method to estimate long-term P availability. **Geoderma**, v.78, p.59-70, 1997.

SENA, W.L. **Avaliação dos atributos químicos carbono microbiano de um Latossolo Amarelo sob diferentes sistemas agroflorestais em comparação com a floresta secundária, arituba, Pará.** 2006. 103 p. Tese (Doutorado). Universidade Federal Rural da Amazônia, Belém, 2006.

SEQUI, P.; NOBILI, M.; LEITA, L.; CERCIGNANI, G. A new index of humification. **Agrochimica**, v.30, p.175-179, 1986.

SILVA, G.R.; SILVA JR., M.L.; MELO, V.S. Efeitos de diferentes usos da terra sobre as características químicas de um Latossolo Amarelo do Estado do Pará. **Acta Amazonica**, v.36, p.151-158, 2006.

SILVA, M.A.; NÓBREGA, J.C.A.; CURI, N.; SIQUEIRA, J.O.; MARQUES, J.J.G.S.M.; MOTTA, P.E.F. Frações de fósforo em Latossolos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.38, p.1197-1207, 2003.

SMECK, N.E. Phosphorus: an indicator of pedogenetic weathering processes. **Soil Science**, v.115, p.199-206, 1973.

_____. Phosphorus dynamics in soils and landscapes. **Geoderma**, v.36, p.185-199, 1985.

SMITH, T.J.; BASTOS, J.B. Alterações na fertilidade de um Latossolo Amarelo álico pela queima da vegetação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.8, p.127-132, 1984.

STENVENSON, J.F. **Húmus chemistry**. New York: J. Wiley, 1994. 496p.

SYERS, J.K.; WALKER, T.W. Phosphorus transformations in a chronosequence of soils developed on wind-blown sand in New Zeland. 1. Total an organic phosphorus. **Journal of Soil Science**, v.20, p.57-64, 1969.

TARAFDAR, J.C.; CLAASSEN, N. Organic phosphorus compounds as a phosphorus source for higher plants through the activity of phosphatases produced by plant roots and microorganisms. **Biology and Fertility of Soils**. v.5, p.308-312, 1988.

TEIXEIRA, L. B.; SERRÃO, E.A.S.; TEIXEIRA NETO, J.F. Pastagens cultivadas na Amazônia: sustentabilidade e sua relação com a fertilidade do solo. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE FERTILIDADE DO SOLO E NUTRIÇÃO DE PLANTAS, 22., 1996, Manaus. **Anais...** Manaus: UA, 1996. 259p.

TIESSEN, H.; MOIR, J.O. Characterization of available P by sequential extraction. In. CARTER, M.R. (Ed.). **Soil sampling and methods of analysis**. Boca Raton: Lewis, 1993. p.75-86.

_____; STEWART, J.W.B.; COLE, C.V. Pathways of phosphorus transformations in soils of differing pedogenesis. **Soil Science Society of America Journal**. v.48, p.853-858, 1984.

TISDALL, J.M.; OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, v.33, p.141-163, 1982.

VIEIRA, L.S.; BORNEMISZA, E. Categorías de fósforo em los principales grandes grupos de suelos en la Amazonia de Brasil. **Turrialba**, v.18, p.242-248, 1968.

_____; **Manual da ciência do solo**: com ênfase aos solos tropicais. São Paulo: Ceres, 1988. 464p.

_____; **Ocorrência e formas de fósforo em solos da Amazônia, Brasil**. 1966. 110p. Dissertação (Mestrado) – IICA. Centro de Enseñanza e Investigación, Turrialba, 1966.

_____; SANTOS, P.C.T.C.; SILVA Jr., M.L.; COUTINHO, R.M.V. Formas de fósforo em solos do Estado do Pará - I - Latossolo Amarelo, textura média da parte Noroeste da Região Bragantina. **Boletim da FCAP**, v.21, p.65-75, 1993.

WALKER, T.W.; ADAMS, A.F.R. Studies on soil organic matter: 3. Influence of increased leaching at various stages of weathering on levels of carbon, nitrogen, sulfur, organic and inorganic phosphorus. **Soil Science**, v.87, p.1-10, 1959.

_____; SYERS, J.K. The fate of phosphorus during pedogenesis. **Geoderma**, v.15, p.1-19, 1976.

ZOU, X.; BINKLEY, D., DOXTADER, K.G. A new method for estimating gross phosphorus mineralization and immobilization rates in soil. **Plant and Soil**, v.147, p.243-250, 1992.

ANEXOS

Anexo 1- Valores do teste F e nível de significância para as concentrações de fósforo total nas frações granulométricas nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações granulométricas do solo		
	0 - 2 μm	2 - 50 μm	50 - 2000 μm
	Prof. 0,00 - 0,02 m		
Cobertura Vegetal	4,19 *	0,71 ^{ns}	3,06 *
	Prof. 0,02 - 0,05 m		
Cobertura Vegetal	1,38 ^{ns}	3,09 *	4,01 *
	Prof. 0,05 - 0,10 m		
Cobertura Vegetal	1,53 ^{ns}	3,48 *	5,85 *

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 2- Valores do teste F e nível de significância para os conteúdos de fósforo total no solo global e nas frações granulométricas do solo nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 - 2 μm	2 - 50 μm	50 - 2000 μm
	Prof. 0,00 - 0,02 m			
Cobertura Vegetal	1,49 ^{ns}	1,06 ^{ns}	3,06 *	4,05 *
	Prof. 0,02 - 0,05 m			
Cobertura Vegetal	1,28 ^{ns}	1,56 ^{ns}	0,76 ^{ns}	2,95 *
	Prof. 0,05 - 0,10 m			
Cobertura Vegetal	0,41 ^{ns}	0,55 ^{ns}	0,71 ^{ns}	2,58 *

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 3- Valores do teste F e nível de significância para os conteúdos de fósforo total lábil (Pol) no solo global e nas frações granulométricas do solo nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	2,89 *	3,06 *	3,52 *	4,05 *
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	3,28 *	1,26 ^{ns}	0,76 ^{ns}	1,95 ^{ns}
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	1,41 ^{ns}	1,55 ^{ns}	0,91 ^{ns}	1,58 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 4- Valores do teste F e nível de significância para os conteúdos de fósforo inorgânico lábil (Pil) no solo global e nas frações granulométricas do solo nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	0,77 ^{ns}	2,96 *	1,57 ^{ns}	1,02 ^{ns}
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	3,42 *	3,21 *	3,67 *	1,15 ^{ns}
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	0,41 ^{ns}	2,01 ^{ns}	2,94 *	0,98 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 5- Valores do teste F e nível de significância para os conteúdos de fósforo orgânico lábil (Pol) no solo global e nas frações granulométricas do solo nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	2,57 *	3,26 *	2,47 *	2,92 *
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	3,25 *	1,21 ^{ns}	1,44 ^{ns}	1,35 ^{ns}
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	1,21 ^{ns}	1,01 ^{ns}	1,84 ^{ns}	1,81 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 6- Valores do teste F e nível de significância para os conteúdos de fósforo total em meio ácido (Pt-H⁺) no solo global e nas frações granulométricas do solo nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	2,81 *	1,51 ^{ns}	1,43 ^{ns}	1,91 ^{ns}
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	1,25 ^{ns}	0,78 ^{ns}	0,71 ^{ns}	0,74 ^{ns}
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	0,93 ^{ns}	0,42 ^{ns}	0,84 ^{ns}	1,11 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 7- Valores do teste F e nível de significância para os conteúdos de fósforo inorgânico em meio ácido (Pi-H^+) no solo global e nas frações granulométricas do solo nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	1,54 ^{ns}	1,29 ^{ns}	0,59 ^{ns}	0,76 ^{ns}
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	0,52 ^{ns}	1,53 ^{ns}	2,91 [*]	1,14 ^{ns}
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	0,76 ^{ns}	1,44 ^{ns}	2,84 [*]	1,42 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 8- Valores do teste F e nível de significância para os conteúdos de fósforo orgânico em meio ácido (Po-H^+) no solo global e nas frações granulométricas do solo nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	2,95 [*]	0,69 ^{ns}	3,19 [*]	2,87 [*]
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	1,05 ^{ns}	1,13 ^{ns}	1,81 ^{ns}	3,14 [*]
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	1,66 ^{ns}	2,71 [*]	1,84 ^{ns}	1,02 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 9- Valores do teste F e nível de significância para os conteúdos de fósforo total em meio básico (Pt-OH) no solo global e nas frações granulométricas do solo nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	2,78 *	0,59 ^{ns}	0,29 ^{ns}	0,70 ^{ns}
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	1,15 ^{ns}	1,22 ^{ns}	0,22 ^{ns}	0,41 ^{ns}
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	2,93 *	0,87 ^{ns}	1,04 ^{ns}	0,92 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 10- Valores do teste F e nível de significância para os conteúdos de fósforo inorgânico em meio básico (Pi-OH) no solo global e nas frações granulométricas do solo nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	1,58 ^{ns}	1,25 ^{ns}	1,29 ^{ns}	1,56 ^{ns}
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	0,38 ^{ns}	0,62 ^{ns}	1,52 ^{ns}	3,41 *
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	1,23 ^{ns}	0,37 ^{ns}	0,84 ^{ns}	0,71 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 11- Valores do teste F e nível de significância para os conteúdos de fósforo orgânico em meio básico (Po-OH⁻) no solo global e nas frações granulométricas do solo nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal. Itupiranga, Pará.

Fonte de Variação	Frações do solo			
	Solo Global	0 – 2 μm	2 – 50 μm	50 – 2000 μm
	Prof. 0,00 – 0,02 m			
Cobertura Vegetal	2,88 *	1,11 ^{ns}	0,99 ^{ns}	0,66 ^{ns}
	Prof. 0,02 – 0,05 m			
Cobertura Vegetal	1,28 ^{ns}	0,34 ^{ns}	0,65 ^{ns}	3,78 *
	Prof. 0,05 – 0,10 m			
Cobertura Vegetal	3,23 *	1,07 ^{ns}	293 *	0,95 ^{ns}

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.

Anexo 12- Valores do teste F e nível de significância para o acúmulo de P (g.m⁻²) nas três profundidades estudadas, em função do tipo de cobertura vegetal.

Fonte de Variação	Formas de fósforo do solo				
	PT	Pot	Pol	Po-H ⁺	Po-OH ⁻
	Prof. 0,00 – 0,02 m				
Cobertura Vegetal	8,69 *	10,74 *	0,20 ^{ns}	7,93 *	32,53 *
	Prof. 0,02 – 0,05 m				
Cobertura Vegetal	3,65 *	0,69 ^{ns}	0,97 ^{ns}	0,72 ^{ns}	1,07 ^{ns}
	Prof. 0,05 – 0,10 m				
Cobertura Vegetal	0,76 ^{ns}	0,66 ^{ns}	1,51 ^{ns}	1,99 ^{ns}	6,11 *

* = significativo a 5% de probabilidade de erro; ns = não significativo.