**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Pedogênese e indicadores pedoarqueológicos em Terra Preta de Índio no
município de Iranduba - AM**

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Rodrigo Santana Macedo

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de
Plantas

**Piracicaba
2014**

Rodrigo Santana Macedo
Cientista Natural

**Pedogênese e indicadores pedoarqueológicos em Terra Preta de Índio no município de
Iranduba - AM**

Orientador:
Prof. Dr. **PABLO VIDAL TORRADO**

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de
Plantas

Piracicaba
2014

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - DIBD/ESALQ/USP**

Macedo, Rodrigo Santana

Pedogênese e indicadores pedoarqueológicos em Terra Preta de Índio no município de Iranduba - AM / Rodrigo Santana Macedo.- - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2014.

184 p: il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2013.

1. Pedogênese 2. Horizontes antrópicos 3. Argiluviação 4. Bioturbação
5. Melanização 6. Fitólitos 7. Cerâmicas I. **Título**

CDD 631.44
M141p

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte -O autor"

AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela bolsa de Doutorado no país (Processo nº 2010/51934-5) e sanduíche (2012/06064-8).

Ao Programa de Solos e Nutrição de Plantas da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – USP pela infra-estrutura e oportunidade concedida.

Ao Conselho Superior de Investigação Científica (CSIC) pela infra-estrutura para realização das análises fitolíticas.

À Embrapa Amazônia Ocidental - AM, em especial ao Wenceslau Teixeira, Gilvan Martins, Estevão, Taveira, Adriana e Omar pelo auxílio em campo e em laboratório.

Ao professor Plínio Camargo do Centro de Energia Nuclear na Agricultura – USP pela realização das análises isotópicas.

Ao Professor Pablo Vidal Torrado pela orientação, confiança, apoio, conselhos nos momentos oportunos.

Ao pesquisador Marco Madella pela orientação e ajuda durante o estágio no exterior. Agradeço ainda aos colegas Juanjo, Jorge, Carla, Debora e David do CSIC pelos ensinamentos e a agradável companhia.

A professora Marcia Callegari pela enorme ajuda laboratorial, correção da tese e convivência.

Aos funcionários do Departamento de Ciência do Solo da ESALq: Sônia, Chiquinho, Luiz Silva, Tirolês e Rossi.

Ao Lucas, Gabriel Jairo pela ajuda laboratorial, companheirismo e amizade.

Ao professor Marcelo Metri pela grandiosa ajuda na reta final da Tese.

Ao amigo Raphael e sua esposa Thalita pela convivência e ensinamentos.

À Mariane e a Taís pela sinceridade de seus comentários.

Aos colegas de sala Ingrid, Pedro, Anão, Danilo e Josi pela paciência e agradável convivência.

Aos meus pais por toda a confiança depositada.

Aqueles que direta e indiretamente contribuíram para a realização da pesquisa.

SUMÁRIO

RESUMO	9
ABSTRACT	11
1 INTRODUÇÃO	13
Referências	15
2 PROCESSOS PEDOGENÉTICOS E MICROMORFOLOGIA DE SOLOS COM HORIZONTE A ANTRÓPICO (TERRA PRETA DE ÍNDIO) NO MUNICÍPIO DE IRANDUBA – AM	19
Resumo	19
Abstract	20
2.1 Introdução	20
2.2 Material e métodos	22
2.2.1 Área de estudo	22
2.2.1.1 Localização	22
2.2.1.2 Clima	22
2.2.1.3 Geologia	23
2.2.1.4 Geomorfologia	23
2.2.1.5 Vegetação	23
2.2.2 Amostragem	23
2.2.3 Análises Laboratoriais	28
2.2.3.1 Análises Físicas	28
2.2.3.2 Análises Químicas	28
2.2.3.3 Micromorfologia	29
2.2.3.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e análises microquímicas (EDS)	29
2.3 Resultados e Discussão	29
2.3.1 Morfologia e características físico-químicas	29
2.3.2 Micropedologia	34
2.3.2.1 Horizontes antrópicos x A moderado	34
2.3.2.2 Cerâmicas	54
2.3.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e mapas microquímicos (EDS)	57
2.4 Considerações finais	68
Referências	68

3	FITÓLITOS COMO INDICADOR DE FORMAS PRETÉRITAS DE USO DE SOLOS COM HORIZONTE A ANTRÓPICO (TERRA PRETA DE ÍNDIO) NO MUNICÍPIO DE IRANDUBA – AM	75
	Resumo	75
	Abstract	75
3.1	Introdução	76
3.2	Material e Métodos	77
3.2.1	Área de estudo	77
3.2.2	Amostragem	77
3.2.3	Extração de fitólitos	77
3.2.4	Índices fitolíticos	78
3.2.5	Coleção de referência e morfometria do morfotipo globular echinate	82
3.2.6	Composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$)	83
3.2.7	Datação ^{14}C	83
3.2.8	Análise estatística	83
3.3	Resultados e Discussão	83
3.3.1	Assembléia fitolítica geral das TPI x solo natural	83
3.3.2	Evolução fitolítica das TPI	91
3.3.2.1	Evolução fitolítica do solo natural	97
3.3.2.2	$\delta^{13}\text{C}$	104
3.3.2.3	Arecaceae das TPI x solo natural	104
3.3.2.4	Coleção de referência (Arecaceae)	112
3.4	Considerações finais	112
	Referências	113
4	MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE SOLOS COM HORIZONTE A ANTRÓPICO (TERRA PRETA DE ÍNDIO) NO MUNICÍPIO DE IRANDUBA – AM	119
	Resumo	119
	Abstract	119
4.1	Introdução	120
4.2	Material e Métodos	122
4.2.1	Área de estudo	122
4.2.2	Amostragem	122
4.2.3	Análises Laboratoriais	122

4.2.3.1	Difratometria de Raios-X das frações areia, silte e argila e das cerâmicas	122
4.2.3.2	Extração de óxidos bem cristalizados (DCB) e mal cristalizados (AO)	123
4.2.3.3	Parâmetros cristalográficos dos óxidos de Fe	123
4.2.3.4	Curvas de magnetização	124
4.2.3.5	Parâmetros cristalográficos da caulinita.....	124
4.3	Resultados	125
4.3.1	Mineralogia da fração areia.....	125
4.3.2	Mineralogia da fração silte	129
4.3.3	Mineralogia da fração argila.....	131
4.3.4	Mineralogia da cerâmica	135
4.3.5	Óxidos amorfos e cristalinos	137
4.3.6	Óxidos de ferro	139
4.3.7	Propriedades cristalográficas da caulinita	142
4.3.8	Elementos maiores, traços e elementos terras raras (ETRs)	143
4.4	Considerações finais.....	151
	Referências	151
	APÊNDICE	157
	ANEXOS.....	165

RESUMO

Pedogênese e indicadores pedoarqueológicos em Terra Preta de Índio no município de Iranduba - AM

Uma evidência contundente da ocupação pré-histórica na Amazônia são os solos de cor escura com material arqueológico, conhecidos regionalmente como Terra Preta de Índio (TPI). Apesar de amplamente estudados, alguns de seus atributos permanecem ainda pouco conhecidos, especialmente os micromorfológicos, mineralógicos e geoquímicos. Esses estudos podem identificar os processos envolvidos na gênese e evolução desses solos, e quando empregados em conjunto com estudos fitolíticos, podem auxiliar na elucidação das suas formas de uso pretéritas. O objetivo desse estudo foi obter uma aproximação da hierarquia dos processos envolvidos na gênese desses solos e as suas prováveis formas de uso em tempos pré-colombianos. A pesquisa foi conduzida no Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM. Foram estudados dois perfis com TPI (P1 e P2) e um solo adjacente com horizonte A moderado (P3). Em cada horizonte foram coletadas amostras deformadas para análises físico-químicas, mineralógicas e geoquímicas e a cada 5 cm de profundidade para análise fitolítica e isotópica. Lâminas delgadas de amostras indeformadas de horizontes selecionados foram confeccionadas e descritas em sua micromorfologia, com posterior exame em microscópio eletrônico de varredura com microanálise química. A idade dos solos foi estabelecida com base em datações ^{14}C de carvões. A microestrutura granular das TPI é de origem zoogenética e geoquímica. A gênese dos horizontes antrópicos envolveu: i) a ação do homem descartando e queimando resíduos (antropização); ii) espessamento do horizonte A e escurecimento dos horizontes subsuperficiais por bioturbação (cumulização e melanização); iii) dispersão e translocação de colóides (argiluviação); iv) condições pedoambientais diferentes das atuais (pedorrelíquia - nódulos ferruginosos). Revestimentos de argila com extinção forte, contínua e estriada nas cerâmicas indica que o processo de argiluviação é atual. O processo de elutriação predomina no solo não antrópico. A degradação dos nódulos de ferro na TPI favorece a xantização e atua como fonte de argila (pedoplasmação). Arecaceae e Cyperaceae são mais abundantes nos horizontes antrópicos, notadamente nos níveis com maior quantidade de cerâmica. A ausência de fitólitos de plantas domesticadas indica que a formação das TPI não está relacionada com práticas agrícolas. As evidências fitolíticas demonstram que as atividades antrópicas ocorreram de forma mais intensa no P1. A rápida ciclagem de silício, evidenciada pela presença de fitólitos com silicificação incompleta, favorece a estabilidade da mineralogia caulinitica. VHE, illita e variscita-estregita ocorrem somente nos perfis com TPI. $\text{P}_2\text{O}_5\text{-CaO-K}_2\text{O-NaO-Cs-Co-Zn-Cu-Ba-Rb-Ni}$ representa a assinatura geoquímica das TPI. A presença de variscita-estregita, tridimita e maghemita nas TPI, notadamente nas cerâmicas, confirma a formação de minerais em decorrência das práticas antrópicas. As cerâmicas apresentam predominantemente caixi (*Tubella reticulata* e *Parnula betesil*) e cariapé (*Licania utilis*). A presença comum de micas primárias nesses artefatos sugere material alóctone em seu fabrico. As TPI resultam da adição de artefatos arqueológicos e melanização de horizontes pedogenéticos não antropizados. Tais atividades enriqueceram em nutrientes e alteraram a assinatura geoquímica do solo, assim como promoveram a formação de minerais. Essa antropização acelerou os processos de argiluviação e de degradação de petroplintitas. No decorrer de sua evolução, foram utilizados e adicionados resíduos de plantas, destacadamente de palmeiras e Cyperaceae.

Palavras-chave: Pedogênese; Horizontes antrópicos; Argiluviação; Bioturbação; Melanização; Fitólitos; Cerâmicas

ABSTRACT

Pedogenesis and indicators pedoarchaeological of Indigenous Dark Earth in Iranduba city - AM

A remarkable evidence of human occupation in Amazonian region is the existence of soils with dark colors and presence of ceramic materials, known as Indigenous Dark Earth (IDE). Despite of widely studied some of their features are still poorly understood, mainly that related to micromorphology, mineralogy and geochemical aspects. Such approach, in combination to phytolytic studies, is able to identify soil genesis processes and unravel the comprehension of occupation mechanisms of human. The aim of this study was to establish the hierarchy of these processes and their association with ancient activities of pre-Columbian populations. The research was carried out in the experimental site of Caldeirão, Iranduba city (Amazon state, Brazil). Two pedons containing surface anthropogenic horizons (P1 and P2) were directly compared to a non-anthropogenic soil (P3). In each soil horizon disturbed soil samples were sampled in order to perform physical, chemical, mineralogical and geochemical analyses. For phytolitic analyses samples were taken each 5 cm of depth. Micromorphological samples were studied in thin sections in the optical microscope and further analyzed in Scanning Electron Microscopy (SEM). The chronology was accomplished after ^{14}C dating. The microaggregates in anthropogenic horizon are related to geochemical and biological processes. The genesis of IDE implicates in the following mechanisms: i) disposal and burning of residues by humans (anthropization); ii) deepening A horizons and darkening subsurface horizons by bioturbation (cumulization and melanization processes); iii) dispersion and migration of colloidal particles leading to argiluviation process; iv) different conditions of environment that not occur nowadays (pedorelict - ferruginous nodules). Clay coatings with extinction bands and continuous orientation in the ceramic artifacts suggest a current argiluviation process. The degradation of Fe nodules enhances the xantization process also providing clay (source of clay). The prevalent soil genesis in non-anthropogenic soil is the elutriation. The degradation of Fe nodules in the IDE enhances the xantization process also providing clay (pedoplasation). The number of phytoliths of Arecaceae and Cyperaceae is higher in IDE than non-IDE, mainly in the horizons with more ceramics. The phytolitic evidence demonstrate that activities anthropic was more intense in the P1. The rapid Si cycling, highlighted by the presence of phytoliths without complete silicification, contribute to stability of kaolinitic mineralogy. HIV, illite and variscite-strengite are constrained to IDE pedons. $\text{P}_2\text{O}_5\text{-CaO-K}_2\text{O-NaO-Cs-Co-Zn-Cu-Ba-Rb-Ni}$ represents the geochemical signature of IDE. The presence of maghemite, variscite-strengite and tridimite strengthen a mineral forming process linked to human activity. In ceramic materials there is a prevalence of phytoliths from cauxi (*Tubella reticulata* and *Parnula betesil*) and cariapé (*Licania utilis*). The presence of mica suggests an alloctone material for their manufacturing. Hence the anthropic horizons result from the addition of archeological artifacts and melanization of non-anthropogenic horizons. These activities chemically enriched and modify the geochemical signature of soil, as soon as promoted formation of minerals. The anthropic activities conducted the argiluviation and degradation of Fe nodules. During their evolution there was a clear addition of plant residues, notably related to palm trees and Cyperaceae species.

Keywords: Pedogenesis; Anthropic horizon; Argiluviation; Bioturbation; Melanization; Phytoliths; Ceramics

1 INTRODUÇÃO

O início da ocupação humana na Amazônia ocorreu há pelo menos 11.000 anos AP, apesar de provável que seja ainda mais antigo (ROOSEVELT et al., 2002). Um aspecto marcante deixado na paisagem amazônica por essa ocupação são as manchas de solos de cor escura, ricos em matéria orgânica, fósforo, cálcio, magnésio, zinco e manganês e que apresentam restos de material arqueológico. Esses solos são regionalmente conhecidos como Terra Preta de Índio (TPI) ou simplesmente Terra Preta (SOMBRÖEK, 1966; SMITH, 1980; KERN; KÄMPF, 1989; KÄMPF; KERN, 2005). São solos que parecem não exaurir seu conteúdo químico mesmo em condições de floresta tropical, em contraste ao comportamento observado nos solos muito intemperizados de ocorrência na região (KERN, 1996).

Essas áreas apresentam potencial para revelar as estruturas da sociedade, o uso de recursos e as mudanças ocorridas nos períodos pré-históricos e pós-contato nas comunidades amazônicas (HECKENBERGER; PETERSEN; NEVES, 1999; NEVES et al., 2003). Isso demonstra que a abordagem arqueológica é imprescindível quando se almeja encontrar evidências que apontem para os prováveis processos pedogenéticos envolvidos na formação das TPI. Estudos de pedoarqueologia têm observado correlação entre as áreas de atividade de sítios com habitação e alterações no solo (COOK; HEIZER, 1965; WOODS, 1984; WELLS; URBAN, 2000; OONK et al., 2009).

Atualmente, há dois modelos que procuram explicar o processo de formação das TPI, a saber: i) resultado accidental de assentamento, fruto do descarte doméstico e acúmulo da matéria orgânica provenientes de assentamentos que tiveram um longo-prazo de permanência (SMITH, 1980; KERN; KÄMPF, 1989), chamado por Kämpf et al. (2003) de “midden model”; ii) resultado de ações antrópicas intencionais de enriquecimento do solo, chamado de modelo agrícola (WOODS; McCANN, 1999). Além disso, acredita-se que a densidade populacional e as atividades concentradas, foram os fatores primários na formação das TPI (NEVES et al., 2003).

Apesar das informações atuais confirmarem que as TPI são produtos da ação humana, alguns de seus atributos que podem ajudar a desvendar os processos atuantes em sua gênese carecem ainda de estudos específicos, especialmente os micromorfológicos, mineralógicos e geoquímicos. Dentre as inúmeras aplicações da micromorfologia, no presente estudo essa ferramenta foi utilizada para caracterizar a evolução pedológica dos horizontes antrópicos, identificando os processos pedogenéticos envolvidos em sua gênese e como esses condicionaram os demais atributos dos solos.

Dentre as formas de uso do solo pelos povos pré-colombianos, destaca-se a utilização do fogo, no qual foi um componente crucial na formação das TPI por contribuir na forma de carvão e cinza. Esses fragmentos de carvão são considerados biologicamente inertes e fisicamente estáveis em relação a trocas isotópicas com o meio externo, sendo desta forma um dos materiais mais apropriados para a datação por ^{14}C (GOUVEIA et al., 1999). Datações de ^{14}C de TPI agrupam-se em 1500 anos antes do contato europeu (ANDRADE, 1986; PETERSEN et al., 2001).

Efeitos do fogo sobre os filossilicatos foram estudados por Ulery, Graham e Bowen (1996) e Drits (1969). Observações recentes identificaram maghemita em fragmentos de cerâmica (COSTA et al., 2004; SERGIO et al., 2006). Assim, estudos mineralógicos da fração argila e dos óxidos de ferro, bem como das cerâmicas, foram carreados com a finalidade de entender em que magnitude o homem modificou os solos e originou os horizontes antrópicos. Isso é possível devido a formação e estabilidade desses componentes serem diretamente influenciados pelos processos gerais de formação do solo, onde no presente estudo, tem-se ainda a participação decisiva da antropização influenciando tais processos. Em adição, a identificação de minerais formados e/ou transformados pela ação do fogo, podem indicar a temperatura da queima, que quando interpretados em conjunto com os estudos de microfósseis de plantas (fitólitos), podem responder questões relacionadas a formação e as formas pretéritas de uso dessas áreas. Silicofitólitos, ou simplesmente fitólitos, são corpúsculos de sílica amorfa ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) formados por plantas que são adicionados aos solos onde podem permanecer por longos períodos de tempo, por isso são considerados microfósseis (PIPERNO, 2006). Entretanto, são raros os trabalhos que consideraram a assembléia de fitólitos em TPI, excetuando-se os de Kondo e Iwasa (1981), Bozarth (2009) e Cascon (2010).

Entretanto, a prática do fogo era utilizada não somente no preparo de alimentos, mas também em rituais religiosos, práticas de defesa, fertilização dos solos e atividades beligerantes (CUNHA et al., 2010). Tal fato, aliado a desuniforme ocupação humana pré-colonial da Amazônia, caracterizada pela alternância entre períodos de aparente estabilidade, entremeados por mudanças aparentemente bruscas nos padrões de organização social, econômica e política da região, resultaram em diferentes tipos de TPI (NEVES et al., 2003) e consequentemente, em locais com enriquecimento geoquímico diferenciado dentro do sítio arqueológico. Logo, a identificação da assinatura geoquímica específica dentro do sítio pode indicar locais onde as atividades foram intensificadas, bem como lançar mão das prováveis fontes de enriquecimento de determinados elementos.

Diante do exposto, a presente pesquisa tentou entender os processos específicos que formaram esses solos antrópicos da Amazônia, testando a hipótese de que o fogo imprimiu mudanças marcantes na matriz dos solos antrópicos. Se correta, a hipótese postula que a identificação de minerais formados e/ou transformados sob determinadas temperaturas poderá indicar a finalidade da queima, e que aliado aos estudos fitolíticos, permitirão o entendimento das formas de uso desses solos pelas populações pré-colombianas (significado cultural), transformando as análises de solos em uma ferramenta mais útil para a arqueologia amazônica.

Para testar essas hipóteses foi proposta a realização de pesquisas pedoarqueológicas na região da Amazônia Central, especificamente no Campo Experimental do Caldeirão, pertencente à Embrapa Amazônia Ocidental, no município de Iranduba – AM. Essa área foi escolhida por possuir histórico de pesquisas com esses solos e por apresentar horizontes antrópicos típicos, o que permite obter informações dos principais componentes e processos envolvidos em sua gênese e evolução. Além do exposto, um esforço para a caracterização detalhada de uma mesma área de TPI, nos aspectos arqueológicos (cronologia e provável origem dos resíduos adicionados), químicos (conteúdos disponíveis de elementos), pedológicos (morfologia e processos pedogenéticos), mineralógicos (transformação e/ou formação de minerais) e geoquímicos (enriquecimento químico), concomitante a elucidação da diversidade botânica no qual desenvolveram esses solos, certamente permitirá a criação de modelos a respeito das formas de uso desses solos pelas populações pré-colombianas.

Referências

ANDRADE, A. **Investigación arqueologica de los Antrosoles de Araracuara**. Bogotá: Fundación de Investigaciones Arqueológicas Nacionales. 1986. 103 p.

BOZARTH, S.R.; PRICE, K.; WOODS, W.I.; NEVES, E.G.; REBELLATO, R. Phytoliths and Terra Preta: The Hatahara site example. In: WOODS, W.I.; TEIXEIRA, W.G.; LEHMANN, J.; STEINER, C.; WINKLERPRINS, A.M.G.A; REBELLATO, L. (Ed.). **Amazonian dark earth: Wim Sombroek's Vision**. Berlin: Springer, 2009. p. 85-98.

CASCON, L.M. **Alimentação na floresta tropical: um estudo de caso no sítio Hatahara, Amazônia Central, com base em microvestígios botânicos**. 2010. 203 p. Dissertação (Mestrado em Arqueologia) - Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

CUNHA, T.J.F.; NOVOTNY, E.H.; MADARI, B.E.; BENITES, V.M.; MARTIN-NETO, L.; SANTOS, G.A. O carbono pirogênico. In: TEIXEIRA, W.G.; KERN, D.C.; MADARI, B.E.; LIMA, H.N.; WOODS, W. (Ed.). **As terras pretas de índio da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas**. Manaus: Universidade Federal do Amazonas, 2010. p. 264-297.

COOK, S.F.; HEIZER, R.F. **Studies on the chemical analysis of archaeological sites**. Berkeley: University of California Press, 1965. 102 p.

COSTA, M.L.; KERN, D.C.; PINTO, A.H.E.; SOUZA, J.R.T. The ceramic artifacts in archaeological black earth (terra preta) from Lower Amazon region, Brazil: chemistry and geochemical evolution. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 34, n. 3, p. 375-386, 2004.

DRITS, V.A. Some general remarks of the structure of trioctahedral micas. In: PROCEEDINGS INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 1969, Jerusalem. **Proceedings...** Jerusalem: University Press Jerusalem, 1969. p. 51-59.

GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R. Datação da fração húmica da matéria orgânica do solo e sua comparação com idades ^{14}C e carvões fósseis. **Química Nova**, São Paulo, v. 22, n. 6, p. 810-814, 1999.

HECKENBERGER, M.J.; PETERSEN J.B.; NEVES, E.G. Village size and permanence in Amazonia: two archaeological examples from Brasil. **Latin American Antiquity**, Washington, v. 10, n. 4, p. 353-376, 1999.

KÄMPF, N.; KERN, D.C. O solo como registro de ocupação humana pré-histórica na Amazônia. In: VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L.R.F.; COOPER, M.; SILVA, A.P.; CARDOSO, E.J. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. p. 277-320.

KÄMPF, N.; WOODS, W.I.; SOMBROEK, W.; KERN, D.C.; CUNHA, T.J.F. Classification of amazonian dark earths in the Brazilian Amazon. In: LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GLASER, B.; WOODS, W.I. (Ed.). **Amazonian dark earths: origin, properties, management**. Dordrecht: Kluwer Academic, 2003. p.77-102.

KERN, D.C. **Geoquímica e pedogeoquímica de sítios arqueológicos com terra preta na Floresta Nacional de Caxiuanã (Portel-Pará)**. 1996. 124 p. Tese (Doutorado em Petrologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.

KERN, D.C.; KÄMPF, N. O efeito de antigos assentamentos indígenas na formação de solos com Terra Preta Arqueológica na região de Oriximiná-PA. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 13, p. 219-225, 1989.

KONDO, R.; IWASA, Y. Biogenic opals of humic yellow latosol sand yellow latosols in the Amazon region. **Research Bulletin Obihiro University**, Obihiro, v. 12, p. 231-239, 1981.

NEVES, E.G.; PETERSEN, J.B.; BARTONE, R.N.; SILVA, C.A. Historical and socio-cultural origins of amazonian dark earths. In: LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GLASER, B.; WOODS, W.I. (Ed.). **Amazonian dark earths: origin, properties, management**. Dordrecht: Kluwer Academic, 2003. p. 29-50.

OONK, S; SLOMP, C.P.; HUISMAN, D.J.; VRIEND, S.P. Effects of site lithology on geochemical signatures of human occupation in archaeological house plans in the Netherlands. **Journal of Archaeological Science**, New York, v. 36, p. 1215-1228, 2009.

PETERSEN, J.B.; NEVES, E.G.; HECKENBERGER, M.J. Gift from the past: terra preta and prehistoric Amerindian occupation in Amazonia. In: MCEWAN, C.; BARRETO, C.; NEVES, E.G. (Ed.). **Unknown Amazon: culture in nature in ancient Brazil**. London: The British Museum Press, 2001. p. 86-105.

PIPERNO, D.R. **Phytoliths: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists**. Lanham: Alta Mira Press, 2006. 238 p.

ROOSEVELT, A.C.; DOUGLAS, J.; BROWN, L. The migrations and adaptations of the first Americans: clovis and pré-clovis viewed from South America. In: JABLONSKI, N. (Ed.). **The first Americans, the pleistocene colonization of the new world**. San Francisco: Memoirs of the California Academy of Sciences, 2002. p. 159-235.

SERGIO, C.S.; SANTANA, G.P.; COSTA, G.M.; HORBE, A.M.H. Identification and characterization of maghemite in ceramic artifacts and archaeological black earth of Amazon region. **Soil Science**, Philadelphia, v. 171, n. 1, p. 59-64, 2006.

SMITH, N.J.H. Anthrosols and human carrying capacity in Amazonia. **Annals of the Association of American Geographers**, Philadelphia, v. 70, p. 553-566, 1980.

SOMBRÖEK, W.G. **Amazon soils: a reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region**. Wageningen: Centre for Agricultural Publications and Documentation, 1966. 262 p.

ULERY, A.L.; GRAHAM, R.C.; BOWEN, L.H. Forest fire effects on phyllosilicates in California. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 60, n. 1, p. 309-315, 1996.

WELLS, E.C.; URBAN, P.A. Chemical analyses of ancient anthrosols in residential areas at Piedras Negras, Guatemala. **Journal of Archaeological Science**, New York, v. 27, p. 449-462, 2000.

WOODS, W.I. Soil chemical investigations in Illinois archaeology: two example studies. In: LAMBERT, J.B. (Ed.). **Archaeological chemistry**. Washington: American Chemical Society, 1984. p. 67-78.

WOODS, W.I.; McCANN, J.M. The anthropogenic origin and persistence of Amazonian Dark Earths. In: UNIVERSITY OF TEXAS. **The yearbook of the conference of Latin American geographers**. Austin, 1999. v. 25, p. 7-14.

2 PROCESSOS PEDOGENÉTICOS E MICROMORFOLOGIA DE SOLOS COM HORIZONTE A ANTRÓPICO (TERRA PRETA DE ÍNDIO) NO MUNICÍPIO DE IRANDUBA – AM

Resumo

Na Amazônia ocorrem solos com horizonte superficial espesso, escuro e que apresenta restos de material arqueológico. Essas áreas são localmente conhecidas como Terra Preta de Índio (TPI). Apesar de amplamente estudadas, alguns de seus atributos permanecem ainda pouco conhecidos, especialmente os micromorfológicos. Esse estudo utilizou a investigação pedológica em diferentes escalas de observação para obter uma aproximação da hierarquia dos processos envolvidos na gênese desses solos. Amostras deformadas e indeformadas foram coletadas em dois perfis com horizontes A antrópicos (TPI) e um com horizonte A moderado no município de Iranduba - AM. Foram realizadas análises físicas, químicas, macro e micromorfológicas e observações em microscopia eletrônica de varredura. Os horizontes antrópicos apresentam maiores valores de argila dispersa em água e são enriquecidos em Ca^{2+} , Mg^{2+} , P e Mn. O material grosso é constituído de quartzo, nódulos, cerâmicas, carvões e traços de magnetita, enquanto o material fino é organo-mineral. A relação direta entre a cor dos horizontes antrópicos e a quantidade de carvões responde pelos seus diferentes níveis de melanização. As TPI apresentam microestrutura granular de origem zoogenética e geoquímica, que coalescem em profundidade formando blocos subangulares. A quantidade de canais biológicos e poros de empilhamento simples são maiores na TPI. Nos horizontes antrópicos ocorrem revestimentos de argila com extinção forte, contínua e estriada (argiluviação) e hipo-revestimentos de difusão de Fe. A degradação de nódulos ferruginosos nesses horizontes contribui para o processo de xantização e atua como fonte de argila. As cerâmicas apresentam espículas de esponja, material vegetal previamente calcinado e nódulos de argila e de ferro. Revestimentos de argila nesses artefatos e nas paredes de canais indicam que o processo de argiluviação é atual e intenso. A matriz opticamente ativa das cerâmicas indica que o processo de vitrificação não foi alcançado. A presença de micas primárias nesses artefatos sugere material alóctone para sua fabricação. O predomínio de grãos de quartzo muito pequenos e bem selecionados aponta para trituração antes de incorporação. As cerâmicas contêm fosfatos de alumínio (crandalita e estrengita). Propõe-se que a gênese da TPI envolveu: i) cumulização de resíduos orgânicos e de artefatos cerâmicos com uso frequente do fogo; ii) bioturbação (ação mecânica do homem e de organismos); iii) melanização progressiva em função da bioturbação; iv) dispersão de colóides dos horizontes superiores; v) translocação de argila com a água de percolação por meio dos poros condutores; vi) preenchimento da porosidade dos horizontes inferiores; vii) filtração das partículas para a parede dos poros (revestimento de argila) e adensamento do solo; viii) fissuração do fundo matricial e formação de blocos subangulares. No decorrer do processo surgem sinais de degradação da microestrutura e microlamelas por segregação pós-deposicional. O solo não antropizado tem sua gênese relacionado ao processo de elutriação.

Palavras-chave: Argiluviação; Zoogenético; Crandalita

Abstract

Pedogenic processes and micromorphology in soils with A anthropic horizon (Indigenous Dark Earth) in Iranduba city (Amazonas state, Brazil)

Soils containing dark and deep anthropic surface horizons, rich in archaeological materials, can be found in several sites of Brazilian Amazon region. These areas are locally denominated as Indigenous Dark Earth (IDE). Although extensively studied in the recent years some important features of these soils are still not well understood, mainly the micromorphological ones. The presented study aimed to use the pedology in order to assess the hierarchy of soil genesis processes in IDE. Disturbed and undisturbed soil samples were taken from two IDE pedons containing the referred anthropic horizon and from a pedon without anthropic features, in Iranduba city- AM. Physical, chemical, micromorphological and SEM analyses were carried out. Chemical and physical results display higher amounts of dispersed clay, Ca^{2+} , Mg^{2+} , P and Mn in the anthropic horizons. The coarse material is predominantly constituted by quartz, nodules, ceramics, charcoal fragments and traces of magnetite whilst the fine material is mainly organic-mineral. There is a direct relationship between the color of anthropic horizons and the amount of charcoal fragments which indicates different levels of melanization. The IDE areas present granular microaggregates of geochemical and zoogenetic origin, which further coalesce to form angular blocks deeper. The number of biologic channels and stacking voids is higher in IDE soils. In the anthropic horizons be found clay coatings with with extinction bands and continuous orientation (argiluviation) and hypo-coatings of Fe diffusion. The degradation of ferruginous nodules on anthropic horizons contributes to the xantization process and clay source. Ceramic fragments have sponge spicules, vegetal material previously calcined and clay/Fe nodules. Clay coatings in the ceramics and walls of channels suggest a current and high argiluviation process. The active optical matrix evidences that the vitrifying process was not properly accomplished in the ceramics. The existence of mica indicates an external source for their manufacturing material. The quartz features (well sorted small sized grains) points out gridding before incorporation into ceramic material. Aluminum phosphates (crandalite and strengite) are present in these ceramic fragments. The following steps must have occurred in the genesis of IDE: i) organic residues and ceramic artefacts cumulation with common use of fire; ii) bioturbation (mechanical action of human and microorganisms; iii) progressive melanization in function of bioturbation; iv) colloid dispersion in the soil surface; v) clay translocation trough infiltration water (conducting voids); vi) filling of subsurface horizons voids; vii) retaining of soil particles onto void walls (clay coatings) and further increase of density soil; viii) cracking of groundmass and angular block forming. As the process took place microstructure degradation and formation of lamellae due to post-depositional segregation. The prevalent soil genesis in non-anthropic soil is the elutriation.

Keywords: Argiluviation; Zoogenetic; Crandalite

2.1 Introdução

Na Amazônia ocorrem solos com horizonte superficial espesso, escuro, rico em matéria orgânica, Ca^{2+} , Mg^{2+} , P, Zn e Mn e que apresenta restos de material arqueológico (fragmentos cerâmicos e/ou artefatos líticos). Esses locais são regionalmente conhecidos como Terra Preta de Índio (TPI) ou simplesmente Terra Preta (SOMBRÖEK, 1966; SMITH,

1980; KERN; KÄMPF, 1989; KÄMPF; KERN, 2005). Essas áreas são interpretadas como oriunda do descarte doméstico e acúmulo de matéria orgânica providas de antigos assentamentos (SMITH, 1980; KERN; KÄMPF, 1989) ou resultado do incremento intencional da fertilidade do solo por meio de atividades antrópicas (WOODS; McCANN, 1999). Ainda, acredita-se que a densidade populacional e as atividades concentradas são fatores primários na formação das TPI (NEVES et al., 2003).

As características supracitadas contrastam com aquelas comumente observadas em solos da Amazônia, geralmente ácidos, com baixa capacidade de troca de cátions (CTC) e pobre em nutrientes, características essas impressas principalmente pela elevada pluviosidade e temperatura dessa região. Assim, esses solos tem sido alvo de estudos multidisciplinares que buscam entender sua elevada resiliência, mesmo quando submetidos à práticas agrícolas intensas, ao mesmo tempo em que procuram-se replicar essas características favoráveis ao desenvolvimento agrícola nos solos adjacentes.

Apesar do exposto, alguns de seus atributos que poderiam ajudar a desvendar os processos atuantes em sua gênese, e conseqüentemente, serem utilizados a fim de se esclarecer o comportamento distinto das TPI, permanecem ainda pouco conhecidos, especialmente os micromorfológicos. Estudos micromorfológicos em TPI (RUIVO et al., 2003) demonstraram que a presença de visíveis materiais orgânicos carbonizados sugerem primeiramente combustão incompleta e posterior deposição e impregnação do fundo matricial, que é possível em decorrência da elevada intercomunicação de poros devido a elevada bioturbação. Esse fato também foi constatado por Lima et al. (2010), que observaram que o horizonte A antrópico apresentou estrutura típica de horizonte A chernozêmico, mostrando agregados organo-minerais, em uma mistura de materiais do horizonte A com agregados minerais dos horizontes subsuperficiais.

Dentre as inúmeras aplicações, no presente estudo essa ferramenta foi utilizada para identificar e avaliar a evolução pedológica dos horizontes antrópicos e entender como esses processos condicionam os demais atributos dos solos. Logo, partindo-se da hipótese de que as atividades antrópicas promoveram alterações marcantes no solo natural adjacente, o objetivo desse capítulo foi caracterizar a micropedologia e identificar os processos pedogenéticos envolvidos na gênese dos horizontes A antrópicos (Terra Preta de Índio), bem como buscar evidências que contribuam para a elucidação das suas prováveis formas de uso.

2.2 Material e métodos

2.2.1 Área de estudo

2.2.1.1 Localização

Abaixo é apresentada a localização e a caracterização do meio físico da área do Caldeirão (RODRIGUES et al., 1991). O Campo Experimental do Caldeirão encontra-se no município de Iranduba – estado do Amazonas, na margem esquerda do rio Solimões, distando 6 km da rodovia Cacau-Pirêra/Manacapuru, no ramal da colônia do Caldeirão e a 16 km do porto de Cacau-Pirêra, no rio Negro, em frente a cidade de Manaus (Figura 2.1). Geograficamente encontra-se entre 03°14'22" e 03°15'47" de latitude Sul e a 60° 13'02" e 60° 13'50" de longitude Oeste.

2.2.1.2 Clima

A baixa latitude da região e a sua continentalidade fazem com que a mesma fique condicionada a um regime térmico quente, com temperatura média anual de 26,7°C e valores médios para as máximas e mínimas de 31,2°C e 23,5°C, respectivamente. Não apresenta oscilações de temperaturas que determinem contrastes térmicos de meses quentes e frios, mantendo assim uma uniformidade térmica no decorrer do ano. Devido a tais condições, grande é a evapotranspiração potencial da região.

As chuvas apresentam um total anual na ordem de 2.100 mm com duas épocas distintas durante o ano, a saber: a) uma bastante chuvosa, que vai de novembro a maio, sendo o mês de março o mais chuvoso; b) outra época menos chuvosa, estendendo-se pelos demais meses do ano, com os meses de julho a setembro apresentando em geral período de estiagem, com chuvas de caráter convectivas ou locais. A umidade relativa apresenta média anual de 84 a 77%. Segundo Köppen o clima é do tipo Ami, assim discriminada: (A) – clima tropical chuvoso onde as temperaturas médias mensais estão sempre acima de 18°C; (m) – o regime pluviométrico define uma estação relativamente seca, porém o total pluviométrico anual é suficiente para manter o período úmido; (i) - variação anual de temperatura inferior a 5°C.

De janeiro até maio o solo apresenta teor de água ao nível da capacidade de campo, podendo inclusive ocorrer excedentes de água; em seguida, há um decréscimo contínuo na umidade até outubro, provocado pelas menores precipitações e pela maior evapotranspiração potencial da região. Nessa época ocorrem déficits hídricos, notadamente entre agosto e setembro. Em novembro, tendo já iniciado o período chuvoso, não há mais os saldos negativos entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração potencial.

2.2.1.3 Geologia

Na área ocorrem rochas sedimentares do período Cretáceo/Terciário, representado pela formação Alter do Chão (Figura 2.2). É caracterizada por sedimentos vermelhos e continentais, incluindo essencialmente arenitos argilosos, argilitos, quartzo-grauvacas, quartzo-arenitos e brechas intraformacionais (FARIA et al., 2005a, 2005b). A litologia quartzo-arenito é usada em construção civil, com a denominação arenito Manaus. O material resultante da alteração dessas rochas sedimentares deu origem aos Latossolos Amarelos nas suas diferentes classes texturais e Podzólicos Vermelho-Amarelos, atualmente Argissolos Vermelho-Amarelos (EMBRAPA, 2013).

2.2.1.4 Geomorfologia

A área do Campo Experimental do Caldeirão está toda inserida no baixo platô amazônico, apresentando relevo variando de plano a suave ondulado (Figura 2.3). Os terrenos que se encontram acima dos cursos d'água existentes na área, constituem as terras firmes, apresentando-se em chapadas e áreas dissecadas, constituindo pequenos tabuleiros com vales estreitos (IBGE 2007a; IBGE 2007b)

2.2.1.5 Vegetação

A vegetação na área de estudo é composta por floresta densa com árvores emergentes em relevo colinoso, no qual mostra concentração de castanheira-do-pará e ocorrência de *Tabebuia sp.* (pau-d'arco), *Scleronema micranth* Ducke (cardeiro), *Licaria aritu* Ducke (louro-aritu), *Terminalia amazônica* (Gmel.) Excell. (tanimbuca), *Diploptropis racemosa* (Hoehne) Amsh. (sucupira-vermelha), *Cassia apoucouita* Aubl. (coração-de-negro), cumaru, copaíba, sapucaia, abioranas e matamatá. (RADAMBRASIL, 1978). Entretanto, os perfis foram descritos sob floresta secundária (capoeira) de aproximadamente 20 anos.

2.2.2 Amostragem

Foram selecionadas áreas para abertura dos perfis que pudessem refletir diferenças entre as TPI e entre essas e o solo adjacente. Para isso, foram observados os seguintes aspectos: i) espessamento do horizonte antrópico; ii) concentrações de artefatos cerâmicos; iii) presença de pequenas diferenças na microtopografia da área (montículos) e; iv) indícios de áreas de descarte.

Foram abertos 3 perfis com 2 metros de profundidade, conforme preconizado em Embrapa (2013), assim identificadas:

- TPI sob floresta secundária (P1 e P2) (Figuras 2.3A e 2.3B);
- Solo natural adjacente sob floresta secundária (P3) (Figura 2.3C)

Após a identificação e descrição morfológica dos horizontes de acordo com Santos et al. (2013), foi realizada a coleta de amostras de solo por horizonte. Amostras indeformadas foram coletadas dos horizontes e de algumas transições entre estes. Os perfis foram classificados conforme normas constantes em Embrapa (2013).

Figura 2.1- Localização da área de estudo. Campo Experimental do Caldeirão – Embrapa Amazônia Ocidental. Município de Iranduba, AM

Figura 2.2 - Geologia da área de estudo e do entorno do Campo Experimental do Caldeirão – Embrapa Amazônia Ocidental. Município de Iranduba, AM

Figura 2.3 - Unidades geomorfológicas regionais na área de estudo e do entorno do Campo Experimental do Caldeirão – Embrapa Amazônia Ocidental. Município de Iranduba

Figura 2 4 – A) Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (P1); B) Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico (P2); C) Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado (P3). Campo Experimental do Caldeirão, município de Iranduba - AM

2.2.3 Análises Laboratoriais

2.2.3.1 Análises Físicas

As amostras de terra fina seca ao ar (TFSA) foram pesadas (25 g) e tratadas com peróxido de hidrogênio 30% (H_2O_2) à temperatura de 80°C , para eliminação da matéria orgânica (EMBRAPA, 1997). Para a maioria das amostras, a oxidação da matéria orgânica ocorreu em aproximadamente uma semana. Em seguida, foi adicionada uma solução com hexametáfosfato de sódio (NaPO_3)₆ $0,015 \text{ mol L}^{-1}$. As amostras foram agitadas por 16 horas e a fração areia foi separada do silte e da argila por fracionamento físico, em peneira com malha de abertura de $2-0,05 \text{ mm}$ e posteriormente seca e pesada. O silte e argila em suspensão foram colocados em proveta de 1L, onde a argila foi determinada pelo método da pipeta (EMBRAPA, 1997). O teor de silte foi obtido por diferença.

2.2.3.2 Análises Químicas

Os procedimentos analíticos realizados foram os seguintes (EMBRAPA, 1997): pH (H_2O), CaCl_2 $0,01 \text{ mol L}^{-1}$ e KCl 1 mol L^{-1} utilizando relação solo:solução 1:2,5 após agitação e repouso por 30 minutos. Ca^{2+} , Mg^{2+} e Al^{3+} foram extraídos com KCl 1 mol L^{-1} , enquanto a extração de $\text{H} + \text{Al}$ foi realizada com acetato de cálcio $0,5 \text{ mol L}^{-1}$ a pH 7,0. Os elementos P, K^+ e Na^+ foram extraídos com solução de H_2SO_4 $0,0125 \text{ mol L}^{-1}$ + HCl $0,05 \text{ mol L}^{-1}$. Os teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} foram determinados por espectrometria de absorção atômica; K^+ e Na^+ por fotometria de chama e Al^{3+} e $\text{H} + \text{Al}$ por titulometria. Fe, Mn, Cu e Zn foram extraídos

em solução de H_2SO_4 $0,0125 \text{ mol L}^{-1}$ + HCl $0,05 \text{ mol L}^{-1}$ e determinados em absorção atômica. Carbono orgânico foi realizado por meio de oxidação por via úmida com dicromato de potássio ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) $0,4 \text{ mol L}^{-1}$.

2.2.3.3 Micromorfologia

Os monólitos foram secos ao ar por 15 dias e, em seguida, em estufa à 40°C com ventilação forçada, com o objetivo de retirar a umidade residual e facilitar a impregnação. A impregnação foi realizada com resina de poliéster segundo metodologia apresentada por Murphy (1986), sendo a sua viscosidade reduzida por monômero de estireno na proporção 1:1. Foram utilizados 5g do pigmento luminescente Uvitex OB.

Para aumentar a velocidade da polimerização do poliéster final, foram adicionadas 15 gotas de catalisador (peróxido orgânico Butanox) para cada litro de mistura do poliéster inicial e o monômero de estireno. As amostras foram acondicionadas em dessecadores ligados a uma bomba de vácuo e o procedimento seguiu até o final de acordo com as recomendações de Castro et al. (2003).

Os blocos foram cortados e lâminas delgadas foram confeccionadas para exame microscópico sem o uso de lamínulas, a fim de permitir observações em microscópio eletrônico de varredura. As lâminas delgadas foram observadas e descritas em lupa e em microscópio petrográfico, conforme Bullock et al. (1985).

2.2.3.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e análises microquímicas (EDS)

Foi realizada no Laboratório de Caracterização Estrutural do Departamento de Engenharia de Materiais (UFSCar – SP). As lâminas delgadas passaram por uma metalização em ouro a fim de tornar a superfície da amostra condutora. Em seguida, as microanálises foram obtidas por meio de submissão das lâminas ao MEV - FEI Inspect S 50 acoplado ao espectrômetro de dispersão de raios-X (EDS).

2.3 Resultados e Discussão

2.3.1 Morfologia e características físico-químicas

O P1 e P2 apresentam horizontes A antrópicos (A_u), que são caracterizados por serem formados ou modificados pelo uso contínuo do solo, pelo homem, com adições de material orgânico em mistura ou não com material mineral (EMBRAPA, 2013). A fração grossa ($> 2 \text{ mm}$) desses horizontes é constituída essencialmente de fragmentos cerâmicos. No P1 essas cerâmicas aumentam em diâmetro do Au_1 para o Au_3 , assim como o formato, que se

torna mais anguloso em detrimento do ovalado. Uma peculiaridade notada foi o alinhamento horizontal das cerâmicas juntamente com os carvões na base do Au₃, que morfologicamente parecem apontar para uma provável feição de queima.

Poucas cerâmicas ocorrem aleatoriamente nos horizontes antrópicos do P2, diferindo do Au₁ e Au₂ do P1 respectivamente, por apresentarem tamanho pequeno ($\varnothing < 1$ cm) e grande ($\varnothing > 2$ cm), ambas de consistência dura. Predomina a forma irregular, com cor rósea externamente (10YR 8/3) e interna vermelha (2,5YR 4/8). Em geral, apresentam evidências de carbonização (mosqueados bruno muito escuro -10YR 2/2). Em relação ao P1, esse perfil apresentou menor concentração e variação nos tipos e formas das cerâmicas, bem como menor quantidade de carvão, em especial quando se compara com o horizonte Au₃, que apresenta uma linha de fragmentos carbonizados, e com o Au₄, onde essa linha acompanha sua base côncava.

A fração grossa do Btf é constituída por plintitas que ocorrem sob a forma de mosqueados vermelhos (2,5YR 4/8 e 10R 5/8, úmida), enquanto no horizonte petroplíntico Btfc a fração grossa é representada por nódulos ferruginosos (petroplintitas). O processo de plintização ocorre devido a um maior tempo de residência da água no perfil, condições estas que facilitam a redução dos óxidos de ferro, sua migração e posterior oxidação ao atingir um meio oxidante. Quanto ao horizonte petroplíntico, condições pretéritas de menor umidade ocasionou o endurecimento das plintitas na base do perfil.

A espessura dos horizontes antrópicos atingiu 130 cm (P1) e 48 cm (P2), principalmente devido a adição de resíduos orgânicos. A espessura de 5 cm e a cor (úmida) com valor ≥ 4 (úmida) permitiu o enquadramento do horizonte superficial do P3 como A moderado (Tabela 2.1). A cor (úmida) dos horizontes Au₁ e Au₂ (P2) variaram de preto (10YR 2/1) a cinzento muito escuro (10YR 3/1), enquanto os horizontes antrópicos do P1 variaram de preto (10YR 2/1) no Au₁ a bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4) no Au₄ e Au₅, à semelhança do observado para o horizonte A moderado. A maior brunificação do Au₄ e Au₅ reflete a maior mistura com os horizontes pedogenéticos, conferindo uma coloração mais próxima da matriz original do solo. Os horizontes B dos perfis com TPI e do P3 apresentam coloração variando de bruno-amarelado (10YR 5/6) a bruno-forte (7,5YR 5/8), o que marca um nítido contraste com os horizontes antrópicos. Mosqueados estão presentes na cor bruno-amarelado-escuro no horizonte Au₂ do P1 e AB do P2 e na coloração vermelha (10R 5/8 e 2,5YR 4/8, úmida) nos horizontes B do P2. Enquanto que aquele primeiro está relacionado com a homogeneização de material do horizonte A com agregados minerais do B, os mosqueados vermelhos indicam condições de oxi-redução.

Kern e Kämpf (1989) atribuíram ao maior acúmulo de material orgânico à cor preta dos horizontes superficiais das TPI, enquanto Smith (1980) atribuiu, principalmente, aos resíduos de queimadas. Resultados obtidos por Glaser, Guggenberger e Zech (2000) ratificam essa hipótese, onde encontraram conteúdo mais elevado de carvão na matéria orgânica do solo das TPI, podendo esse representar até 35% da matéria orgânica desses horizontes, ao passo que no solo natural adjacente, fragmentos de carvão foram encontrados somente nos primeiros centímetros do horizonte A, em concentrações inferiores a 14%.

Nos horizontes Bt dos perfis com TPI, notadamente no P1, ocorrem biopedotúbulos alongados/ovalados de tamanho médio e grande ($\varnothing$ médio 1,5 e 3 cm), preenchidos com microagregados friáveis de coloração escura, enquanto os horizontes antrópicos apresentam biopedotúbulos preenchidos com agregados muito pequenos e friáveis do horizonte Bt. Isso evidencia uma eficiente mistura de material nos perfis e o espessamento gradual dos horizontes antrópicos pela fauna do solo. Essa bioturbação também é fundamental para a melanização dos horizontes transicionais e subsuperficiais. Silva e Vidal-Torrado (1999) verificaram que os agregados maiores que 1 mm formados pela cimentação de plasma e esqueleto por substâncias orgânicas produzidas pela fauna do solo partem-se em outros dispersando-se na matriz do solo, aumentando-lhe o efeito de melanização no solo.

A melanização também é influenciada de forma decisiva pelos fragmentos de carvão distribuídos em linha no horizonte Au₃ ou acompanhando a transição côncava do horizonte Au₄. A cor escura poderia ser conferida não apenas pela concentração de micropartículas de carvão, como também por substâncias advindas do resíduo pirolenhoso resultante da produção de carvão (SILVA; VIDAL-TORRADO, 1999). Por sua vez, a existência de maior umidade favoreceu a via goethítica (xantização) nos horizontes subsuperficiais, imprimindo-lhes a coloração amarelada.

Em relação à estrutura, os horizontes antrópicos estão arrançados em blocos de grau fraco que se desfazem em grânulos fracos pequenos e muito pequenos, fazendo-se sentir o efeito dos teores mais elevado de matéria orgânica e da bioturbação, e, até certo ponto, também de ciclos de umedecimento e secamento do solo. Em contraste, os horizontes subsuperficiais encontram-se organizados em unidades estruturais com conformidade em blocos de grau moderado/forte de desenvolvimento pedogenético, refletindo a expansão e contração no qual estão sujeitos esses horizontes que apresentam maiores teores de argila. Esses ciclos de umedecimento e secamento em um meio mais conservador de umidade, promove a destruição da estrutura granular, dando origem à estrutura em blocos (MONIZ, 1980).

O horizonte subsuperficial não-antrópico do P1 apresenta cerosidade comum e moderada/forte (Bt₁ – P1), ao passo que cerosidade comum e fraca também foi observada nos horizontes Au₄ e Au₃ desse mesmo perfil. Nesses últimos, a cerosidade pôde somente ser detectada por meio de exame acurado em laboratório, provavelmente devido ao fato de que a intensa atividade biológica pode ter destruído esses filmes de argila acumuladas lentamente, observadas tanto onde os blocos tendem a se separar (ao longo das faces) quanto em faces antigas, agora no interior de outros blocos. De fato, foram identificadas pápulas de argiluviação nesses horizontes (micromorfologia). A presença de cerosidade demonstra que nesses horizontes a argila transloca com a água de percolação para os horizontes subsuperficiais, onde forma películas com orientação paralela nas paredes dos poros.

A transição ondulada observada entre os horizontes antrópicos e/ou naturais indica relação com as atividades antrópicas e com a intensa atividade biológica. Em contraste, o horizonte Bt do P3 apresenta pequena diferença morfológica entre seus sub-horizontes, com transição de maneira geral, difusa. Em relação ao horizonte sobrejacente BA, a identificação do horizonte Bt foi possível somente quando comparado com a leitura da cor e a averiguação da estrutura da parte inferior do horizonte transicional, à semelhança do ocorrido entre o BA e os horizontes A e AB.

A classe textural dos horizontes antrópicos do P1 variou de média a muito argilosa enquanto os do P2 são argilosos. O A moderado possui textura média (Tabela 2.1). Todos os horizontes Bt são muito argilosos. Quando comparados os horizontes AB (P3) e Au₁ (P1), verifica-se que as atividades antrópicas modificaram a classe textural daquele primeiro de argiloso para textura média. Esse incremento pode estar relacionado à fusão da argila e da matéria orgânica compondo agregados maiores de tamanho areia.

O P1 e o P3 apresentam gradiente textural de 1,56 (P1) e 1,50 (P3). Essa relação textural ($> 1,5$) nesses solos que apresentam horizonte A com teor de argila $> 400 \text{ g kg}^{-1}$ atende aos critérios para enquadramento no SiBCS (EMBRAPA, 2013) dos mesmos como Argissolos. Por apresentar horizonte plântico em posição diagnóstica, o P2 foi classificado ao nível de ordem como Plintossolo, ao passo que seu menor gradiente textural (1,42) atendeu os critérios para caráter argilúvico, sendo reconhecido nessa ordem no segundo nível categórico (Argilúvico). Em adição, apesar das modificações e acumulações antropogênicas (Au) ainda não constar na ordem dos Argissolos e dos Plintossolos e por não se julgar adequada a adjetivação típico para esses solos, optou-se aqui enquadrar o fator antrópico no quarto nível categórico no P1 e P2 (antrópico), assim como atualmente utilizado para os Latossolos.

Tabela 2.1 - Cor e granulometria de Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico, Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico e Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

	Prof.	Cor (úmida)		Areia Total	Silte	Argila	ADA ¹	GF ²
Hz	(cm)	Matriz	Mosqueado	----- g kg ⁻¹ -----				%
P1 Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico								
Au ₁	0-40	10YR 2/1	10YR 3/1	570	98	332	75	77
Au ₂	40-71	10YR 3/1	10YR 4/4; 4/6	576	54	370	50	86
Au ₃	71-90	10YR 3/3	-	515	23	462	51	89
Au ₄	90-105	10YR 4/4	-	432	32	536	50	91
Au ₅	105-130	10YR 3/4	10YR 5/6	416	31	552	50	91
Bt ₁	130-165	10YR 5/6	10YR 4/4	271	28	701	25	96
Bt ₂	165-200	7,5YR 5/8	-	273	25	703	25	96
P2 Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico								
Au ₁	0-22	10YR 2/1	-	539	33	428	126	71
Au ₂	22-48	10YR 3/3	10YR 4/6	434	64	502	50	90
AB	48-60	10YR 4/6	-	391	57	552	50	91
Btfc	60-100	10YR 5/4	2,5YR 4/8; 10R 5/8	267	31	702	25	96
P3 Argissolo Amarelo Distrófico típico, Amoderado								
A	0-5	10YR3/4	-	628	21	351	50	86
AB	5-38	10YR 4/3	-	509	14	477	25	95
BA	38-60	10YR 4/4	-	475	24	501	25	95
Bt ₁	60-110	10YR 5/6	-	353	45	602	25	96
Bt ₂	110-155	7,5YR 5/6	-	305	17	678	25	96
Bt ₃	155-200	5YR 5/6	-	281	17	702	25	96

¹Argila dispersa em água; ² grau de floculação

A acidez ativa (pH H₂O) variou de muito elevada (< 4,5) a média (5,4), enquanto os valores de pH (KCl) variaram de 3,9 a 4,6 (Tabela 2.2). Os valores de acidez potencial (H + Al) são mais elevados no P1 e P3. Os teores de Ca²⁺ são elevados nos solos antrópicos, especialmente no P2, enquanto os teores médios de Mg²⁺ e K⁺ estão dentro da faixa considerados baixos (RIBEIRO; GUIMARÃES; ALVAREZ, 1999), apesar de sensivelmente maiores nos horizontes antrópicos. Tal fato permitiu o enquadramento desse perfil como eutrófico.

Enquanto o P3 apresenta teores elevados de Al³⁺, os solos antrópicos apresentam valores ≤ 0,40 (Tabela 2.2). Os horizontes antrópicos exibem maiores teores de P, especialmente o P1 (Tabela 2.2). Em geral, foi observado diminuição desse elemento em profundidade no P1, enquanto no P2 houve enriquecimento. Os horizontes Bt dos perfis com TPI são enriquecidos em Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, e P em relação aos horizontes Bt do P3. Tais alterações químicas resultam da atividade biológica que incorporou material quimicamente mais rico do horizonte superficial em profundidade. Diante do exposto, os perfis foram classificados como Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (P1), Plintossolo Argilúvico

Eutrófico A antrópico (P2) e Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado (P3) (EMBRAPA, 2013).

2.3.2 Micromorfologia

2.3.2.1 Horizontes antrópicos x A moderado

O material grosso dos horizontes antrópicos (Tabela 2.3 e 2.4) e do A moderado variou de 35 a 45% (Tabela 2.5). Nos horizontes subsuperficiais essa variação foi maior (25 a 65%), principalmente em decorrência do aumento de nódulos de ferro (Btfc – P2). À exceção do Btfc, os demais horizontes são constituídos predominantemente por grãos de quartzo e traços de magnetita. Os nódulos de ferro seguem o seguinte padrão de distribuição: i) abundantes nos horizontes Btf e Btfc; ii) comuns nos horizontes antrópicos e no horizonte Bt₂ (P1); iii) raros no horizonte A moderado; iv) ausentes nos horizontes Bt do P3. Os carvões ocorrem em todos os horizontes, com predomínio e menor tamanho nos horizontes antrópicos. As cerâmicas ocorrem somente nos horizontes antrópicos.

Em geral, os grãos de quartzo variam de 68 a 321 μm , são pobremente selecionados nos horizontes Au₁, Au₂ (P1 e P2) e A moderado, tornando-se moderadamente selecionados nos demais horizontes como consequência da menor quantidade de grãos maiores. São predominantemente subarredondados a bem arredondados, subalongados a esféricos, com bordos lisos. Essas evidências indicam transporte (STOOPS; MARCELINO; MEERS, 2010), condizente com a natureza sedimentar do material de origem (sedimentos da Formação Alter do Chão). Nos horizontes antrópicos esses grãos apresentam tamanho predominantemente do tamanho areia fina (100 μm). Não foi observado nenhum tipo de orientação ou distribuição preferencial em relação à superfície ou outro componente da amostra.

Tabela 2.2 - Características químicas de Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico, Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico e Argissolo Amarelo Distrófico típico A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Hz	pH	pH	pH	P	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	t ⁽¹⁾	T ⁽²⁾	V ⁽³⁾	m ⁽⁴⁾	C ⁽⁵⁾	Fe	Zn	Mn	Cu
	H ₂ O	KCl	CaCl ₂	---- mg kg ⁻¹ ----			----- cmol _c kg ⁻¹ -----						---- % ----		----- mg kg ⁻¹ -----					
P1 Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico																				
Au ₁	5,1	4,6	4,7	56	25	13	6,44	0,58	0,13	6,28	7,65	7,78	13,93	55	2	24	37	12	50	3
Au ₂	5,2	4,4	4,8	138	10	11	3,41	0,39	0,20	5,00	4,31	4,51	9,31	46	5	21	29	12	38	3
Au ₃	5,1	4,1	4,5	124	13	15	2,27	0,32	0,40	4,97	3,28	3,68	8,25	40	11	19	49	14	31	2
Au ₄	5,1	4,7	4,5	112	13	13	2,19	0,32	0,33	7,03	3,11	3,44	10,14	31	10	17	39	15	24	2
Au ₅	5,1	4,3	4,5	110	8	12	2,11	0,28	0,27	5,66	2,93	3,20	8,59	34	9	4	28	6	12	1
Bt ₁	5,0	4,3	4,4	82	10	18	1,96	0,29	0,20	4,69	3,06	3,26	7,75	39	6	3	24	5	10	2
Bt ₂	4,8	4,4	4,4	84	11	11	1,95	0,29	0,17	5,38	2,74	2,92	8,12	34	6	2	22	6	8	1
P2 Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico																				
Au ₁	5,7	5,0	4,2	109	34	4	6,16	1,06	0,00	2,33	12,4	12,4	14,6	84	0	24	37	8	38	1
Au ₂	5,4	4,4	4,4	207	18	3	4,25	0,66	0,08	2,24	8,76	8,8	10,7	81	0	10	38	2	12	1
AB	5,4	4,4	4,7	268	17	4	3,84	0,39	0,03	2,01	7,74	7,8	10,2	75	1	3	29	1	3	1
Bt _f	4,9	4,4	4,9	232	18	5	2,64	0,33	0,13	2,48	5,35	5,3	7,8	67	0	1	20	1	1	1
P3 Argissolo Amarelo Distrófico típico																				
A	4,1	3,9	3,8	1	29	13	0,04	0,11	2,81	6,82	0,79	3,60	7,61	10	78	27	47	14	49	1
AB	4,2	4,1	4,0	1	11	3	0,03	0,04	1,52	5,95	0,23	1,75	6,18	4	87	14	44	6	9	2
BA	4,4	4,2	4,0	1	5	2	0,01	0,03	1,40	5,44	0,14	1,54	5,58	3	91	13	60	7	7	3
Bt ₁	4,9	4,3	4,3	1	2	3	0,02	0,03	1,35	4,77	0,19	1,54	4,96	4	88	9	57	4	5	2
Bt ₂	5,2	4,4	4,5	1	5	2	0,01	0,02	0,94	4,32	0,13	1,07	4,45	3	88	3	25	2	1	1
Bt ₃	5,2	4,6	4,4	1	4	1	0,01	0,02	0,92	4,33	0,08	1,00	4,41	2	92	2	23	1	1	1

¹CTC efetiva; ²CTC a pH 7,0; ³saturação por bases; ⁴saturação por alumínio; ⁵carbono orgânico (g kg⁻¹)

Todos os horizontes apresentam frequentes (15 a 30%) grãos de quartzo fissurados e preenchidos com óxidos de ferro, no qual são referidos como ‘runiquartz’ (ESWARAN; SYS; SOUSA, 1975) (Figuras 2.5A e 2.5B). Foi observada impregnação dessas fissuras com material de coloração amarelada, sugerindo presença de óxidos na forma de goethita. O meio mais úmido e a presença de carbono orgânico contribuem para esse processo de xantização. Em raras ocasiões essas impregnações mostraram-se avermelhadas, sugerindo a presença de hematita (Figura 2.5C e 2.5D), contrastando com a cor amarela do material fino do entorno. Tal fato sugere origem laterítica (STOOPS, 1989; MUGGLER; BUURMAN, 1997).

A magnetita foi encontrada no interior de alguns nódulos de Fe ($Au_1 - P1$) e no fundo matricial. Ocorre em maior quantidade e tamanho no P3 quando comparado com os horizontes antrópicos. Esse mineral é responsável pela suscetibilidade magnética do P3 e, juntamente com a maghemita, respondem pelo magnetismo de alguns horizontes antrópicos (Capítulo 3). A presença de maghemita na fração argila das TPI sugere formação por meio do aquecimento de outros óxidos (goethita e hematita) na presença de carbono orgânico (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989). A magnetita apresenta tamanho entre 30 a 200 μm e ocorre em formas que variam de arredondada a esférica/subesférica. Semelhante à alguns quartzos, raras magnetitas são impregnadas com material hematítico e goethítico.

Os carvões encontram-se embebidos no material fino, com tamanho máximo de 8000 μm . Nos horizontes antrópicos predominam fragmentos muito pequenos (36,3 μm) (Figura 2.6). Provavelmente, essa cominuição é promovida pela atividade biológica, que além de quebrar os fragmentos maiores, distribui-os para horizontes subsuperficiais anteriormente não antropizados, contribuindo para o processo de melanização e espessamento dos horizontes antrópicos. Tal fato é corroborado pela menor quantidade e pelo maior tamanho dos carvões nos horizontes Bt, indicando condições favoráveis para preservação desses fragmentos.

Foi observada relação direta entre a cor dos horizontes antrópicos e a quantidade de carvões (Figura 2.7). Esses horizontes apresentam cores (luz incidente) que variam de cinzento-escuro (10YR 4/1) a amarelo-brunado (10YR 6/8), com teores de carvão de 10% e de 2 a 5%, respectivamente, ao passo que nas áreas de coloração amarelada (10YR 8/8) não ocorrem esses fragmentos. Acredita-se que esse material amarelado transforma-se em amarelo-brunado e cinzento-escuro por meio da incorporação de carvões e posterior homogeneização pela atividade biológica. Essas distintas quantidades de carvões

associadas ao material fino respondem pelos diferentes níveis de melanização nos horizontes antrópicos.

Figura 2.5 - Fotomicrografias de lâminas delgadas (aumento 2,5x). A) grãos de quartzo fissurados e preenchidos com óxidos de ferro ('runiquartz') (ppl); B) detalhe do runiquartz (xpl); C) e D) impregnação parcial de quartzos com material de coloração avermelhada (hematita) e amarelada (goethita - xantização) (luz incidente). q: quartzo; p: poro. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Em adição, os horizontes antrópicos que microscopicamente são constituídos de material fino de coloração cinzento-escuro exibem em condições de campo a cor preta, enquanto que os demais horizontes antrópicos, constituídos de mais de uma cor sob o microscópio (Tabela 2.3; Tabela 2.4), mostram cores que variam de bruno-amarelado a bruno escuro em campo. Essa variação de cor no mesmo horizonte confirma o processo de bioturbação na gênese desses solos.

No P2 não foi observado mais de uma cor (luz incidente) do material fino, indicando um processo de melanização mais homogêneo (Figura 2.8). Nos horizontes Bt do P1 e P2 e no solo não antrópico, a quantidade de carvões foi inferior a 2%, muito abaixo das concentrações observadas nos antrópicos. Dessa forma, a cor amarela e amarelo-avermelhada desses horizontes é consequência da presença de goethita, enquanto a cor brunada do A moderado indica contribuição de matéria orgânica.

Figura 2.6 - Fotomicrografias de lâminas delgadas em luz incidente (aumento 10x). Diferente quantidade e tamanho de carvões. A) Au₁; B) Au₂; C) Au₃; D) Au₄; E) Au₅ e F) Bt₁. Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Os horizontes antrópicos são isotrópicos, organominerais e apresentam predominantemente fábrica indiferenciada, ocorrendo em menor expressão estriada e salpicada granida e mosaico, provavelmente relacionadas com a expansão e contração dos agregados dos solos. Deve-se ressaltar a influência da atividade biológica e a presença de matéria orgânica em dificultar a identificação de outras fábricas birrefringentes. Por outro lado, no A moderado predominam fábricas do tipo salpicada mosaico e granida (Figuras

2.9A e 2.9B), que exibem baixa birrefringência provavelmente devido o efeito mascarante dos óxidos de ferro e/ou devido à baixa birrefringência do material fino caulínítico não orientado. Nos horizontes Bt, onde o efeito dos processos pedogenéticos são mais expressivos, há desenvolvimento de fábrica principalmente do tipo poro/granoestriada, uniastrial, estriada cruzada e paralela, salpicada do tipo granida e mosaico e concêntrica. Essa última foi observada ao redor de microagregados biológicos (Figuras 2.9C e 2.9D).

Figura 2.7 – Fotomicrografias de lâminas delgadas em luz incidente (aumento 10x). A) i) Au₁: único material fino de cor cinzento-escuro (10YR 4/1); B) Au₂: 60% amarelo-brunado (10YR 6/8), 30% amarelo (10YR 8/8) e 10% cinzento-escuro; C) Au₃: 80% amarelo-brunado e 20% amarelo; D) Au₄: 45% amarelo-brunado, 35% cinzento-escuro e 20% amarelo; E) 50% do Au₅ é amarelo, 35% cinzento-escuro e 15% amarelo-brunado; F) Bt₁ exclusivamente amarelo. Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. q: quartzo; p: poros; c: carvão. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Figura 2.8 – Fotomicrografias de lâmina delgada em luz incidente. A), C) e E) carvões no fundo matricial dos horizontes Au_1 , Au_2 e Bt_1 , respectivamente (aumento 10x); B), D) e F) material fino cinzento-escuro (10YR 4/1 – Au_1), amarelo-brunado (10YR 5/4 – Au_2) e amarelo e amarelo brunado (10YR 6/8; 10YR 7/8 – Bt_1) (aumento 2,5x). Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. q: quartzo; p: poro; c: carvão. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Os horizontes Au_1 apresentam microestrutura do tipo microagregada granular (Figuras 2.10A e 2.10B). Apesar do predomínio dessa microestrutura nos horizontes antrópicos, são observados ainda blocos subangulares (microestrutura complexa) de tamanhos variados, formados a partir da coalescência dos microagregados, ambos com pedalidade moderada (Figura 2.10C). Essa microestrutura foi constatada por Lima et al. (2010), que mostraram que o horizonte antrópico apresentou estrutura típica de horizonte A chernozêmico, mostrando uma mistura de agregados organominerais.

Um dos processos de formação da microestrutura granular, principalmente aquela verificada nos horizontes antrópicos, é de origem zoogenética. Evidências micromorfológicas que contribuem para essa assertiva é que os grânulos assemelham-se em tamanho, forma e estrutura interna aos excrementos produzidos por térmitas e/ou anelídeos presentes dentro de canais e cavidades biológicas, e por apresentar grãos de quartzos pequenos, bem selecionados ($<100\ \mu\text{m}$), diferindo daqueles de tamanhos maiores presentes no fundo matricial (Figuras 2.10E e 2.10F), assim como observado por Vidal-Torrado e Lepsh (1999) e Schaefer (2001). A identificação de microagregados ovais com ausência ou poucos grãos de quartzo, pobremente selecionados, e microagregados poliédricos, indicam respectivamente, gênese geoquímica/biológica e restritamente geoquímica (Figuras 2.10E e 2.10F). Cooper, Vidal-Torrado e Chaplot (2005) também encontraram esses tipos de microagregados em solos argilosos com B latossólico.

Figura 2.9 - Fotomicrografias de lâminas delgadas (aumento 2,5x). A) e B) fábrica birrefringente salpicada granada e mosaico, uniastrial e paralela (ppl e xpl, respectivamente); C) e D) fábrica do tipo salpicada paralela, cruzada e concêntrica (destaque) (ppl e xpl, respectivamente). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Apesar da microestrutura microgranular ser estável no solo devido sua impregnação com saliva produzida pelos microorganismos (JUNGERIUS; VAN DEN ANCKER; MÜCHER, 1999), foi verificado que parte dessa estrutura apresenta sinais de

degradação, inferidos pela descoloração de seus bordos (desferrificação) (Figura 2.10). A textura predominantemente argilosa desses horizontes associados a elevada precipitação da cidade de Manaus, deve favorecer o estabelecimento de condições redox em microsítos específicos, ou seja, apesar do elevado grau de intemperismo, esses solos estão submetidos a condições de saturação temporárias que por sua vez, não são suficientes para formação de horizonte glei. Esse fato contribui para a solubilização e redistribuição dos óxidos de ferro e, por conseguinte, contribui para desestabilização da estrutura e o incrementando na dispersão de argila. A natureza humificada e de elevada reatividade da matéria orgânica dos horizontes antrópicos (MADARI et al., 2009) também contribui para a dissolução parcial dos óxidos de ferro. Dissolução redutiva de Fe pela adição de matéria orgânica também foi constatada por Lemos et al. (2009) e Oonk et al. (2009).

Quando os microagregados ocorrem de forma isolada devido à compartimentação pela atividade biológica, tem-se uma distribuição relativa do tipo enáulica, ao passo que quando ocorrem como agregados maiores em decorrência da maior coalescência tem-se uma distribuição relativa do tipo porfírica (estrutura soldada). Essa última é característica de todos os horizontes sem influência antrópica.

O horizonte A moderado apresenta predomínio de blocos subangulares, ocorrendo ainda microagregados granulares como estrutura secundária, ambos com moderada a forte pedalidade (Figura 2.10D). O grau de coalescência é maior do que nos horizontes antrópicos, originando menor porosidade (Figuras 2.10A, 2.10B e 2.10D). Nas áreas de maior porosidade (canais muito grandes), há individualização dessa massa em blocos subangulares de tamanhos médios a grandes. Esses agregados são predominantemente poliédricos, de provável origem geoquímica, no qual são formados pelo empacotamento dos microagregados ganulares (Figuras 2.10C e 2.10D). Os horizontes subsuperficiais são constituídos por blocos subangulares grandes, podendo ocorrer ainda microestrutura massiva, provavelmente em virtude do arranjo face-face do fundo matricial predominantemente caulínico e devido a coalescência dos microagregados (SCHAEFER, 2001). Essa coalescência, aliada ao aumento de argila nesses horizontes, promove a mudança de uma distribuição relativa pórfiro-enáulica para somente porfírica nessas profundidades.

Apesar da porosidade inter-agregado dos horizontes antrópicos e do A moderado ser predominantemente constituída de canais biológicos, ocorrendo ainda cavidades e câmaras, a quantidade de canais é superior na TPI. Outra diferença é a presença nos horizontes antrópicos de poros do tipo empilhamento simples, formados pela maior

quantidade de microagregados granulares, enquanto a microestrutura mais coalescida do A moderado apresenta mais cavidades. Em adição, a transição de uma porosidade aberta (blocos e microagregados) para uma zona de microestrutura massiva constituída de cavidades e fissuras marca a transição ente as TPI e os horizontes B.

Figura 2.10 – Fotomicrografias de lâmina delgada em ppl (aumento 2,5x). A) e B) microestrutura granular dos horizontes Au₁; C) microestrutura predominantemente granular e blocos subangulares (Au₄); D) microestrutura predominantemente em blocos subangulares e granular (A moderado); E) diferentes tipos de microagregados nos horizontes antrópicos; F) microagregados do horizonte A moderado. q: quartzo; p: poro; a: microagregados ovais com grãos de quartzo bem selecionados; b: microagregados ovais sem ou com quartzos pobremente selecionados; c: microagregados poliédricos. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Tabela 2 3 - Micromorfologia de Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

P1 Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico						
Característica	Au₁	Au₂	Au₃	Au₄	Au₅	Bt₁
Fundo matricial	mat. gros.: 45% mat. fino: 30% porosidade: 25%	mat. gros.: 35% mat. fino: 35% porosidade: 30%	mat. gros.: 35% mat. fino: 35% porosidade: 30%	mat. gros.: 45% mat. fino: 35% porosidade: 20%	mat. gros.: 35% mat. fino: 40% porosidade: 25%	mat. gros.: 25% mat. fino: 60% porosidade: 15%
Material grosso	Quartzo (77%), cerâmicas (10%), carvão (10%), nódulos de Fe (3%) e traços de magnetita	Quartzo (94%), carvão (5%), magnetita (1%), traços de nódulos	Quartzo (84%), carvão (10%), cerâmicas (5%), nódulos (1%) e traços de magnetita	Quartzo (84%), carvão (10%), cerâmicas (5%), nódulos (1%) e traços de magnetita	Quartzo (85%), carvão (10%), cerâmicas (5%) e traços de magnetita	Quartzo (99%), carvão (1 %) e traços de magnetita
Material fino	Organomineral cinzento-escuro	Organomineral. 60% amarelo- brunado, 30% amarelo e 10% cinzento-escuro	Organomineral. 80% amarelo-brunado e 20% amarelo	Organomineral. 45% amarelo- brunado, 35% cinzento-escuro e 20% cinzento-amarelo	Organomineral. 50% amarelo, 35% cinzento-escuro e 10% amarelo- brunado	Isotrópico mineral, amarelo
Poros	Canais biológicos, cavidades, câmaras e fissuras	Canais, cavidades, câmaras e fissuras	Canais, cavidades e fissuras	Câmaras, canais, cavidades e fissuras	Cavidades, canais, câmaras e fissuras	Cavidades, câmaras e fissuras
Microestrutura	Microagregados granulares e blocos subangulares	Idem	Blocos subangulares e microagregados granulares	Idem	Idem	Massiva e blocos subangulares
Fábrica birrefringente	Indiferenciada	Estriada cruzada	Estriada cruzada	Indiferenciada	Estriada cruzada e salpicada mosaico	Granoestriada, poroestriada e cruzada, salpicada mosaico e concêntrica
Distribuição relativa	Pórfiro-enáulica	Pórfiro-enáulica	Porfírica com pequenos domínios enáulicos	Idem	Idem	Porfírica
Feições pedológicas	Revestimentos de argila microlaminados; preenchimento solto contínuo e denso incompleto; nódulo e excremento	Revestimentos de argila laminados e não laminados; preenchimento solto contínuo e denso completo; pápulas e excremento	Revestimentos de argila microlaminados e não laminados; preenchimento solto contínuo; nódulo e excremento	Revestimentos de argila microlaminados e não laminados; preenchimento solto contínuo e descontínuo; carvão, nódulo e excremento	Revestimentos de argila não laminados; preenchimento solto descontínuo e denso completo; pápulas; carvão e excremento	Revestimentos microlaminados e não laminados; hiporevestimentos; preenchimento solto descontínuo e denso completo e excremento

Tabela 2.4 - Micromorfologia de um Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

P2 Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico				
Características	Au₁	Au₂	AB	Btfc
Fundo matricial	mat. gros.: 35% mat. fino: 25% porosidade: 40%	mat. gros.: 30% mat. fino: 30% porosidade: 40%	mat. gros.: 30% mat. fino: 40% porosidade: 30%	mat. gros.: 65% mat. fino: 25% porosidade: 10%
Material grosso	Quartzo (80%), carvão (10%), cerâmicas (3%), nódulos de Fe (7%) e traços de magnetita	Quartzo (80%), nódulos (8%), carvão (8%), cerâmicas (1%) e traços de magnetita	Quartzo (60%), carvão (30%) e nódulos (10%).	Quartzo (20%), nódulos (80%) e traços de magnetita e carvão
Material fino	Organomineral cinzento-escuro	Organomineral bruno-amarelado	Organomineral brunado	Mineral amarelo-avermelhado
Poros	Canais biológicos, câmaras, fissuras e pequenas cavidades	Canais, cavidades, fissuras e pequenas cavidades	Empilhamento complexo, canais biológicos, câmaras e cavidades	Canais, câmaras, cavidades e fissuras
Microestrutura	Microagregados granulares	Microagregados granulares (predominantes) e blocos subangulares	Blocos subangulares (70%) e microagregados intergranulares (30%)	Blocos subangulares
Fábrica birrefringente	Salpicada granida	Salpicada granida	Estriada (reticulada) e salpicada granida	Granoestriada, poroestriada, paralela e salpicada granida e mosaico
Distribuição relativa	Enáulica	Pórfiro-enáulica	Enáulica	Porfírica
Feições pedológicas	Preenchimento solto contínuo e nódulo	Revestimentos de argila não laminados; preenchimento solto contínuo; nódulo e excremento	Revestimentos de argila; preenchimento incompleto e solto contínuo; nódulo e excremento	Revestimentos de argila microlaminados e não laminados; preenchimento solto contínuo e nódulo

Tabela 2.5 - Micromorfologia de um Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

P3 Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado				
Características	AB	BA	Bt₁	Bt₂
Fundo matricial	mat. gros.: 45% mat. fino: 35% porosidade: 20%	mat. gros.: 30% mat. fino: 50% porosidade: 20%	mat. gros.: 35% mat. fino: 45% porosidade: 20%	mat. gros.: 30% mat. fino: 50% porosidade: 20%
Material grosso	Quartzo (98%), carvão (2%) e traços de nódulos e magnetita	Quartzo (85%) e carvão (15%).	Quartzo (98%), carvão (2%) e traços de magnetita.	Quartzo (98%), carvão (2%) e traços de magnetita.
Material fino	Mineral. 60% amarelo-brunado e 40% amarelo	Organomineral vermelho-amarelado	Mineral amarelado	Mineral amarelo-avermelhado
Poros	Canais biológicos, canais, fissuras e cavidades	Canais biológicos, cavidades, câmaras e fissuras	Cavidades, câmaras, fissuras e cavidades	Idem
Microestrutura	Blocos subangulares e microagregados granulares	Blocos subangulares	Idem	Idem
Fábrica birrefringente	Salpicada mosaico e granida	Salpicada do tipo granida	Granoestriada, paralela, cruzada e salpicada granida e mosaico	Idem
Distribuição relativa	Porfírica	Idem	Idem	Idem
Feições pedológicas	Preenchimento solto contínuo e descontínuo e denso completo; nódulo e excremento	Preenchimento solto contínuo.	Preenchimento solto contínuo e denso incompleto e excremento	Preenchimento solto contínuo e denso incompleto e excremento

As feições pedológicas identificadas no P1 e P2 são do tipo textural (revestimentos e preenchimentos), amorfa (nódulos de ferro) e excremento, enquanto que no P3 os revestimentos estão ausentes e os nódulos ocorrem em quantidade traço. Em geral, os revestimentos de argila dos horizontes antrópicos (Figuras 2.12A e 2.12B) são: i) típicos, microlaminados, vermelho-amarelo (luz transmitida), ocorrendo predominantemente em cavidades, com extinção forte, estriada e contínua e ii) típicos, não laminados, vermelho-amarelo, ocorrendo predominantemente em cavidades, canais biológicos e fissuras, com extinção forte, estriada e contínua. Ambos os revestimentos são límpidos (ausência de carvões ou material grosso), com limites nítidos em relação à matriz adjacente, confirmando o processo de argiluviação. Ocorrem ainda raros revestimentos laminados, com orientação fraca e extinção difusa, associados a pequenos fragmentos de carvão e material grosso de granulometria silte e areia fina.

Características intrínsecas ocorrem em determinados horizontes antrópicos, tais como: i) ausência de revestimentos de argila no Au₁ do P2; ii) raros revestimentos de argila microlaminados bruno-amarelado e bruno-escuro no horizonte Au₁ do P1 que apresentam orientação forte contínua e extinção nítida quando revestem pequenas cavidades ou orientação fraca e extinção difusa quando associados à porosidade cavitária de carvões; iii) microlaminações do tipo crescente identificadas somente no Au₃ e Au₅; iv) no Au₅ ocorrem somente revestimentos de argila não laminados.

Foram identificadas feições de argiluviação nos horizontes A antrópicos em quantidade superior a 2%. De acordo com a Soil Taxonomy (SOIL SURVEY STAFF, 1999), 1% dessas feições caracteriza *argilic horizon*, que corresponde ao horizonte B textural do atual SiBCS (EMBRAPA, 2013). O não enquadramento desses horizontes exclusivamente como B deve-se a presença de material arqueológico, cor escura, enriquecimento em cálcio e fósforo e a presença de minerais de ocorrência não comum em solos da região. Logo, sugere-se aqui que esses horizontes sejam identificados como ABtu, ao invés de simplesmente horizontes Au.

No Au₂ e Au₅ ocorrem fragmentos de ferri-argilã (pápulas) (Figuras 2.12C e 2.12D) com orientação moderada e extinção difusa. No Au₂ foram encontrados em preenchimento solto contínuo, enquanto no Au₅ ocorrem ao lado de feição de excremento. Isso demonstra a participação da bioturbação na degradação de algumas dessas feições de argiluviação.

Figura 2.11- Fotomicrografias de lâmina delgada em lupa sob luz ultravioleta (aumento de 10x). Microestrutura do tipo blocos subangulares e microagegada constituída de canais biológicos e cavidades (Au_5) com transição abrupta para microestrutura massiva composta de cavidades e fissuras (Bt_1). Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Nos horizontes Bt dos perfis com TPI ocorrem revestimentos microlaminados e não laminados (Figuras 2.12C e 2.12D), de cor predominantemente amarelo-brunado (10YR 6/8), que contrasta com a coloração amarelada do fundo matricial. Tal fato evidencia translocação de material dos horizontes antrópicos. A presença de carvão somente nos revestimentos com orientação fraca e extinção difusa não permite descartar a hipótese também de origem iluvial desses revestimentos. A presença desses carvões e a perda de orientação dessas feições também deve indicar fluxo de água mais turbulento. Foi ainda identificado o processo de difusão de Fe das bordas dos poros por meio da presença de hipo-revestimentos não laminados de coloração amarelo-avermelhado (7,5YR 6/8).

Os maiores teores de argila dispersa em água nos horizontes antrópicos contribui para o processo de argiluviação. Esse processo deve resultar da substituição de Al^{3+} por Ca^{2+} no complexo de troca de argilas com baixa CTC, promovendo o aumento da dupla camada difusa (ALLEONI; MELLO; ROCHA, 2009). Em adição, a maior acidez total, a

presença de radicais carboxílicos e a maior razão O/H dos ácidos húmicos da TPI permite a criação de um meio mais eletronegativo (MADARI et al., 2010), tornando os agregados pouco estáveis à medida que a camada difusa estende-se para além dos limites da camada de Stern. Nessas condições, o potencial é relativamente alto, dificultando a floculação dos colóides.

Figura 2.12 - Fotomicrografias de lâminas delgadas em ppl (lado esquerdo) e xpl (lado direito) (aumento 2,5x). A) e B) revestimentos típicos, microlaminados (a) e não laminados (b), vermelho-amarelos, com orientação forte e contínua e extinção nítida (Au₄); C) e D) revestimento de argila vermelho-amarelo não laminado e hipo-revestimento não laminado vermelho (detalhe) (Btfc – P2); E e F) fragmento de ferri-argilã (pápula) (Au₅). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Em contraste com as TPI, a ausência de revestimentos de argila no P3 indica gênese não relacionada com o processo de argiluviação. Esse solo é muito intemperizado (Tabela 2.2), com pouca densidade de cargas negativas em decorrência da mineralogia predominantemente caulinítica (Capítulo 3). Apesar da presença de matéria orgânica, que é a principal responsável pelo desenvolvimento de cargas negativas, sua influência nesse perfil restringe-se basicamente aos horizontes A e AB. Nessas condições o Al^{3+} predomina no complexo de troca catiônico (Tabela 2.2), o que diminui a espessura da dupla camada e promove a floculação. O que também justifica a menor dispersão é que no horizonte A moderado o balanço de cargas está muito mais próximo do ponto isoelétrico, devido os valores de pH muito próximos do ponto de carga zero (PCZ). Nesse sentido acredita-se que a presença do gradiente textural (1,50) nesse solo deve-se a remoção lateral dos finos (elutriação).

As feições de preenchimento são semelhantes entre os perfis. São do tipo solto contínuo e descontínuo e denso completo, ocorrendo principalmente em canais biológicos, pequenas cavidades e fissuras. Os primeiros são constituídos de microagregados granulares organominerais, com grãos de quartzo e cores semelhantes à matriz adjacente (amarelo-brunado e cinzento-escuro), sugerindo formação *in situ* por retrabalhamento biológico dentro do mesmo horizonte. Ocorrem como excrementos recentemente depositados, apresentando baixo grau de coalescência e limites nítidos e bordos lisos (Figura 2.13A), como também antigos, encontrando-se coalescidos e com bordos com sinais de alteração (Figura 2.13B). No P1 e P2 ocorrem preenchimentos densos completos de argila orientada com coloração vermelho-amarelada, límpida, com extinção forte, estriada e contínua (Figuras 2.13C e 2.13D).

Os perfis com TPI apresentam maior quantidade de nódulos de ferro que o P3. Todos os horizontes do P2, principalmente o Btfc, apresentam nódulos de ferro. No P1, foram identificados do Au₁ até o Au₄, diminuindo gradativamente nesse sentido, enquanto no P3 foi encontrado um único nódulo somente no A moderado. Independente do horizonte, os nódulos apresentam em luz transmitida cor preta (10YR 2/1) em decorrência de sua moderada/forte impregnação e opacidade, enquanto que em luz incidente são vermelhos (2,5YR 4/6) a vermelho-amarelos (5YR 5/8), sugerindo presença de hematita e goethita. São típicos e concêntricos, apresentando poros de tamanho muito pequeno, o que lhes confere aspecto semelhante ao de uma esponja (Figuras 2.14A e 2.14B). Predominam aqueles com ausência de grãos de quartzo, evidenciando formação *in situ* (autóctone), no qual foram formados pela oxidação e nucleação do ferro em uma matriz argilosa similar à matriz do horizonte em que

se encontram. A morfologia externa encaixante, ou seja, a geometria da disposição espacial dos nódulos indica formação a partir da degradação de outros maiores (Figuras 2.14C e 2.14D). Entretanto, ocorrem raros nódulos com quartzos de tamanhos muito pequenos nos horizontes antrópicos do P2.

Figura 2.13 - Fotomicrografias de lâmina delgada (aumento 2,5x). A) material recentemente depositado, apresentando baixo grau de coalescência e limites nítidos e bordos lisos (recentes); B) microagregados antigos (a) e, coalescidos e com bordos com sinais de alteração e excrementos recentes (b); C) e D) preenchimento denso completo constituído de argila microlaminada e não laminada, de cor vermelho-amarela, límpida, com orientação forte e contínua e extinção nítida. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

À exceção do A moderado, todos os nódulos apresentam desprendimentos de seus bordos e de sua trama interna, halos de dissolução, bordas serrilhadas (Figuras 2.15A e 2.15B), porosidade cavitária e fissural, preenchimento vermelho-amarelo e alguns grãos de quartzo fraturados e impregnados com material amarelado (goethização), evidenciando um intenso processo de degradação (desferrificação) e liberação de argila para a matriz original do solo em função das condições atuais mais úmidas. Dessa forma, houve uma inversão da pedogênese original que incluía a presença e oscilação do lençol freático em posição mais elevada, sob um clima com estação seca bem definida e mais prolongada. Esse processo foi evidenciado somente nos nódulos dos horizontes antrópicos, seguido dos horizontes

subsuperficiais da TPI, enquanto que o nódulo identificado no horizonte A moderado não apresenta nenhuma dessas características. A evidência de desferrificação desses nódulos é importante pelo seguinte: i) contribui para a redução do núcleo hematítico dos mesmos por meio da gradual retirada do córtex de crescimento (material ao redor do núcleo), o que explica a presença de nódulos concêntricos (pisolitização); ii) aumenta a concentração de alumínio e silício no fundo matricial, aumentando a estabilidade do material fino caulínico; iii) contribui para o processo de xantização e, iv) atua como fonte de argila, que quando liberada em um meio diferente ao de sua formação, pode tornar-se instável e dispersar no perfil.

Figura 2.14 - Fotomicrografias de lâminas delgadas em lupa (aumento de 10x). A) e B) nódulos constituídos por poros de tamanho muito pequeno, semelhante a uma esponja (luz ultravioleta); C) e D) destruição parcial encaixante dos nódulos sugerindo degradação de outros maiores formados *in situ* (ppl). Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Vale ressaltar que o processo de xantização, favorecido pela maior umidade e pelo incremento da matéria orgânica, é observado em diferentes estádios quando se refere à transformação dos nódulos (Figuras 2.15C - 2.15F), a saber: i) nódulos hematíticos em estágio intermediário de degradação, apresentando preenchimentos de cor vermelho-amarela; ii) nódulos bastante alterados, predominantemente amarelos e com pequenas partes vermelho-

amarelas e; ii) nódulos completamente alterados, amarelos e com material avermelhado ausente.

Figura 2.15 - Fotomicrografias de lâminas delgadas (aumento 2,5x). A) e B) nódulos de cor vermelha escura (ppl) e amarela (luz incidente) com halos amarelos de dissolução (xantização); C) detalhe de desprendimentos das bordas e da trama interna de nódulos em estágio de degradação; D) nódulo hematítico em estágio intermediário de degradação, apresentando preenchimentos de cor vermelho-amarelada; E) nódulo bastante alterado, predominantemente amarelo e com bordos vermelho-amarelos; F) nódulo completamente alterado, amarelo e sem material avermelhado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

2.3.2.2 Cerâmicas

À exceção do Au₂ do P1, as cerâmicas ocorrem exclusivamente nos horizontes antrópicos. Em geral apresentam formas predominantemente alongadas e esféricas, constituídas de grãos de quartzo muito pequenos (50 µm), distintos daquele que compõe a matriz do solo. Poros cavitários são predominantes, ocorrendo ainda pequenas vesículas esféricas devido à liberação de gases durante o processo de aquecimento e, poros irregulares de tamanhos distintos, resultantes da preservação da forma original do fragmento de planta destruído. Espículas de esponja (cauixi) associado à material vegetal previamente calcinado (cariapé) e nódulos de argila e de ferro também estão presentes. As fábricas birrefringentes são predominantemente estriada, resultado das forças aplicadas durante sua confecção, que resulta no alinhamento das partículas de argila. Apesar da menor quantidade, fábricas do tipo mosaico e paralela cruzada também ocorrem. Por fim, as cerâmicas também apresentam materiais orgânicos queimados, não carbonizados, sugerindo combustão incompleta.

Revestimentos de argila de cor predominantemente bruno-escuro (7,5YR 3/3) com extinção forte, estriada e contínua estão presentes. Esse fato evidencia que o processo de argiluviação é recente, o qual revestiu as bordas das cerâmicas após seu descarte. No mínimo, pode-se sugerir que esse processo ocorreu em concomitância com as atividades antrópicas, mas não anterior à formação das TPI.

Dentre os horizontes antrópicos ocorrem discrepâncias principalmente relacionadas à presença ou ausência e em relação à quantidade de determinados componentes nos artefatos cerâmicos. No horizonte Au₁ (P1) foi verificado dois grupos de cerâmica, a saber (Figura 2.16A e 2.16B): i) primeiro grupo possui material fino argiloso, de cor bruno-amarelado. É constituído de cauixi, cariapé e raros grãos de quartzo muito pequenos, aparentemente triturados. As espículas das bordas do artefato estão orientadas, enquanto aquelas presentes na parte central não possuem orientação. Os cariapés são abundantes e apresentam tamanhos diversos, onde os maiores estão em maior estágio de degradação, conferindo a presença de grandes cavidades ao material cerâmico; b) segundo grupo possui material fino argiloso de coloração amarelada. Diferente do outro grupo, as espículas estão em menor quantidade, tamanho, e sem orientação. Não apresentam cariapé e os quartzos são mal selecionados (aparentemente não triturados), com tamanhos distintos e formas subangulares a arredondadas e subarredondadas a esféricas.

Cauixi (*Tubella reticulata* e *Parnula betesil*) é um espongiário de água doce que se aloja nos galhos e troncos das árvores, e que era utilizado (tempero) de forma intencional para melhorar a plasticidade da cerâmica (COSTA et al., 2010). Nas fotomicrografias são

identificados pelas espículas alongadas distribuídas na matriz da cerâmica. Essas espículas também foram identificadas preenchendo poros na matriz dos horizontes antrópicos. Por outro lado, o cariapé, outra matéria prima utilizada no fabrico das cerâmicas, é uma casca de árvore (*Licania utilis*) (HILBERT, 1955) que da mesma forma que o cauixi, é constituída de SiO_2 amorfa. O mesmo foi identificado pela manutenção da anatomia da planta e pelo mapa microquímico por EDS. Nas cerâmicas, o cariapé encontra-se calcinado, provavelmente para restar somente pequenos cristais de sílica livres da matéria orgânica que os circunda, aumentando a durabilidade do artefato.

Figura 2.16 - Fotomicrografias em lâminas delgadas (aumento 2,5x). A) cerâmica bruno-amarelada, constituída de cauixi (*Tubella reticulata* e *Parnula betesil*), abundantes cariapés (*Licania utilis*) de diferentes tamanhos e raros grãos de quartzo muito pequenos (detalhe) (ppl); B) cerâmica amarela, com menor quantidade de espículas sem orientação (ppl); C) cerâmica com nódulos semelhantes aos encontrados no fundo matricial do solo e fragmentos de argila; D) perda de fábrica da cerâmica na área escura (queimada) e fábrica uniéstrial na parte não afetada pelo fogo (xpl). q: quartzo; p: poro; a: nódulos de ferro; b: fragmentos de argila. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

O horizonte Au₃ possui somente uma cerâmica (30000 μm), de coloração interna vermelha (2,5YR 5/6) e amarela (10YR 7/6) nas bordas (ppl), com raros grãos de quartzo muito pequenos. Em termos de tempero, assemelha-se ao segundo grupo de cerâmicas do Au₁

por apresentar predomínio de espículas e ausência de cariapé. A única cerâmica encontrada no Au₄ e Au₅ apresenta 40000 µm de comprimento. Naquele primeiro é constituída de partes amarelas (10YR 7/8) e pretas (10YR 2/1), enquanto que no Au₅ é somente amarelada. Frequentes quartzos muito pequenos predominam, ocorrendo também grãos maiores subalongados a arredondados e subesféricos a esféricos (2%). Ocorrem nódulos de constituição semelhante aos encontrados no fundo matricial do solo, fragmentos argilosos (Figura 2.16C) e revestimentos de argila amarelados, com orientação fraca e extinção difusa, resultante de impregnação pós-deposicional. Perda de fábrica ocorre nas áreas escuras (queimada), enquanto aquela não afetada pelo fogo possui fábrica uniectria (Figura 2.16D).

Ainda, foi observado que as argilas exibem birrefringência e extinção em luz polarizada, indicando a presença de uma matriz opticamente ativa. Isso indica que o processo de vitrificação não foi alcançado nessas cerâmicas, indicando temperaturas de queima inferiores a 900°C. Outro fato que comprova a ausência de tal processo é a ausência de formação de uma contínua e alisada rede unida e fundida de argilominerais.

No P2, as cerâmicas do Au₁ (12000 µm) e do Au₂ (500 µm) apresentam cor bruno-amarelada e matriz argilosa constituída de espículas associada com cariapé. As demais características assemelham-se às descritas para o artefato do Au₃. Entretanto, a cerâmica do Au₁ diferencia-se das demais por apresentar um mineral com coloração branco-rosada (10R 8/2) e outro de cor brunada (10YR 5/3) em luz polarizada, indicando a presença de muscovita. Esses minerais apresentam tamanho semelhante ao dos quartzos de tamanho muito pequeno. A marcante presença de mica nesse artefato sugere fonte alóctone de matéria prima empregada na fabricação desses utensílios, tendo em vista a ausência desse mineral nos sedimentos intemperizados do solo adjacente (Capítulo 3).

O predomínio de grãos de quartzo angulares, muito pequenos, bem selecionados e com algumas pontas mais afiadas, contrastam com aqueles arredondados a bem arredondados de tamanhos médios presentes no fundo matricial do solo adjacente. Essas evidências apontam para um prévio processo de seleção de grãos, provavelmente por meio de trituração. Como essa distribuição do tamanho de grãos bimodal não é de ocorrência comum na natureza, tal fato atesta a adição dos mesmos como temperos.

Os nódulos de argila de algumas cerâmicas distinguem-se do fundo matricial pela coloração amarelada (luz incidente) e formato ovalado e equidimensional. Apresentam estrutura semelhante a uma calda alongada, provavelmente decorrente de deformação por meio de manuseio do material argiloso quando do fabrico da cerâmica. No presente estudo essa feição é interpretada como uma inclusão plástica na cerâmica, tendo em vista seus limites

nítidos para a matriz da mesma e ausência de características observadas no fundo matricial da cerâmica (p. ex., orientação de espículas, fábricas estriadas, etc.). Dessa forma, pode-se sugerir que essa feição pode ocorrer naturalmente na argila utilizada para o fabrico da cerâmica e/ou que deve resultar de incorporação intencional de material de fonte diferente daquela da matriz da cerâmica. A identificação de mica nesses artefatos reforça a segunda hipótese.

2.3.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e mapas microquímicos (EDS)

O interior e a borda das cerâmicas apresentam maiores valores médios de SiO_2 (65%), seguidos de Al_2O_3 (15%), P_2O_5 (10%), K_2O (3%) e Fe_2O_3 (2%). No centro os teores de CaO , MgO e ZrO alcançam 1% e os de NaO são inferiores a esse, ao passo que V_2O_5 e MnO não ocorrem em seu interior, estando presentes em pequenas concentrações somente nas bordas. CuO e ZrO ocorrem somente na borda da cerâmica do Au_2 (P2). O predomínio de SiO_2 reflete a presença de grãos de quartzo, cauixi e cariapé, que associados aos teores de Al_2O_3 explicam a matriz aluminosilicatada das cerâmicas. Essa constituição é semelhante ao observado para os artefatos cerâmicos de Cachoeira-Porteira (COSTA et al., 2010).

O centro da cerâmica do horizonte Au_1 (P1) e Au_2 (P2) apresenta valores de CaO de 1,08 e 1,16% e de P_2O_5 de 12,10 e 9,09%, respectivamente (Figura 2.17A). Assim, as relações Ca/P de 0,08 e 0,12 são muito inferiores ao valor de 2,05, típicos de apatita de ossos (LEGEROS; LEGEROS, 1984). De forma semelhante, os teores de CaO e P_2O_5 de 1,26 e 2,69% do solo não indicam a presença desse mineral. Apesar dos baixos teores de CaO , as cerâmicas apresentam formas de P associadas a Ca, evidenciado pelo alto retroespalhamento eletrônico. Esse fato aliado aos também elevados teores de Al_2O_3 , (Figura 2.17B) indica a presença de crandalita (fosfato de alumínio). A disponibilidade de CaO contribui para a formação desse mineral. Em adição, a matriz fosfática conjugada aos teores elevados de Al_2O_3 e Fe_2O_3 indica a presença de estrengita (Figura 2.18).

Figura 2.17 - Fotomicrografias em lâmina delgada sob microscópio petrográfico, MEV (imagens de elétrons retroespalhados) e mapas microquímicos de EDS de cerâmica do horizonte antrópico Au₂. A) matriz aluminosilicatada com zonas enriquecidas em Ca e P; B) detalhe de zona rica em Ca e P também enriquecida com Al, indicando fosfato de alumínio (crandalita) (a). Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Nas cerâmicas os teores extremamente altos de SiO_2 resultam da constituição mineralógica aluminosilicatada da matriz da cerâmica, e a incorporação de grãos de quartzo e de temperos orgânicos silicosos. Os conteúdos de ferro advêm da goethita e hematita, enquanto o H_3PO_4 é oriundo da degradação e decomposição do material orgânico, tais como ossos e espinhas de peixe. Apesar de não identificada uma fonte primária de fosfato nos solos estudados, tal como apatita, estudos recentes realizados na área por Taube et al. (2013) indicam adição de ossos queimados nessas TPI, que atuariam como fontes de ácido fosfórico e de Ca.

Na matriz do horizonte Au_1 foi identificado o mineral zircão (Figura 2.18). Esse mineral ocorre em solos onde os processos de intemperismo são acentuados. Os valores dobrados de SiO_2 em relação aos de Al_2O_3 e os valores elevados de CaO e K_2O indicam a presença de feldspatos (Figura 2.18).

Nos horizontes antrópicos ocorrem áreas de concentrações de P não associadas com Ca. Essas áreas apresentam baixo retroespalhamento eletrônico, indicando maior concentração de C orgânico, e estão relacionadas com preenchimentos de poros predominantemente do tipo canal biológico (biotúbulo) (Figura 2.19). São constituídos principalmente de SiO_2 e Al_2O_3 , ocorrendo ainda P_2O_5 , CaO e K_2O . Essas formas de P ligadas à matéria orgânica e Al são possivelmente produtos da ingestão de minhocas, e provavelmente, de microartrópodes do solo (LIMA et al., 2010). Ao transformar a apatita primária (biogênica), tal como evidenciado pelos baixos valores da relação Ca/P, há ocorrência de acumulações secundárias de P, tais como P-Al, P-Fe e P-orgânico, constituindo formas mais residuais no solo. Apesar de também ocorrerem no horizonte A moderado, os biotúbulos desse horizonte não apresentam P_2O_5 , bem como exibem menores teores de CaO e K_2O e maiores de ZrO e Fe_2O_3 , além de teores ligeiramente maiores de Al_2O_3 em relação aos antrópicos (Tabela 2.3). Aqui, a estabilidade desses biotúbulos se dá pela ligação com Fe e Al, característica essa comum em solos altamente intemperizados.

Apesar da semelhante composição química, as cerâmicas do Au_1 apresentam maiores teores de K_2O , Fe_2O_3 e MgO indicando presença de argilas micáceas (Figuras 2.20A e Figura 2.21). Essas cerâmicas também apresentam um tipo de estrutura, talvez um tempero, de constituição exclusivamente silicosa (Figura 2.20B). O mesmo encontra-se distribuído de forma aleatória e não apresenta nenhuma relação com nenhum outro componente da cerâmica, ocorrendo em quantidades equiparáveis às espículas e superiores aos de cauixi. Diferenciam-se das espículas por apresentarem formas ovaladas, com estruturas que lembram frústulas presentes em diatomáceas.

Figura 2.18 - Fotomicrografias em lâmina delgada sob microscópio petrográfico, MEV (imagens de elétrons retroespalhados) e mapas microquímicos de EDS da matriz do horizonte antrópico Au₂. A) matriz aluminosilicatada e fosfática; B) detalhe mostrando enriquecimento de Ca (crandalita) e Fe (estregita) (a), zircão (b) e feldspato (c). Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Figura 2.19 - Fotomicrografias em lâmina delgada sob microscópio petrográfico, MEV (imagens de elétrons retroespalhados) e mapas microquímicos de EDS do horizonte antrópico Au₁. A) biotúculo com P predominantemente ligado a Al e Fe; B) cerâmica aluminosilicatada enriquecida com K. Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

O enriquecimento das cerâmicas com K_2O evidencia que o material argiloso utilizado nas cerâmicas é mineralogicamente diferente do solo no qual as TPI se desenvolveram. Apesar do SiO_2 ter sido intencionalmente incorporado na cerâmica, os teores elevados de K_2O e a positiva identificação de micas nesses artefatos, atesta a natureza alóctone do material utilizado em seu fabrico, tendo em vista a ausência de mica no solo adjacente. Partindo dessa premissa e, aliado ao fato de outros estudos demonstrarem que os temperos utilizados nas cerâmicas são tomados nos arredores dos sítios arqueológicos (COSTA et al., 2004a, 2004b; SCHAEFER et al., 2004; LIMA et al., 2010), pode-se sugerir os sedimentos das áreas de várzea como o local mais próximo que apresenta mineralogia 2:1, local esse distante aproximadamente 100 m dos perfis estudados. Segundo Denevan (1996) e

Lima et al. (2002) a estratégia de sobrevivência das populações pré-colombianas teria envolvido a utilização sazonal da várzea, como área de cultivo e captura de peixes e outros animais, em combinação com sítios permanentes de moradia e cultivo.

Figura 2.20 - Fotomicrografias em lâmina delgada sob microscópio petrográfico, MEV (imagens de elétrons retroespalhados) e mapas microquímicos de EDS da cerâmica do horizonte antrópico Au₁. A) matriz aluminosilicatada fosfática; em detalhe área enriquecida com Fe e Mg; B) tempero utilizado no fabrico da cerâmica. Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Foi observado que os teores de Al₂O₃, ZrO (Au₂), TiO₂ e Fe₂O₃ diminuem em direção a borda da cerâmica, assemelhando-se aos teores da matriz do solo. Isso reflete a maior concentração desses elementos na constituição mineralógica dos solos, no qual não são influenciados pelas atividades antrópicas. Em contraste, os teores de MgO, K₂O e

notadamente P_2O_5 , diminuem em direção a borda, indicando associação com o material utilizado no fabrico das cerâmicas, e consequentemente, relacionado com as atividades antrópicas.

Figura 2.21 - Fotomicrografias em lâmina delgada sob microscópio petrográfico, MEV (imagens de elétrons retroespalhados) e mapas microquímicos de EDS da cerâmica do horizonte antrópico Au₁. A) borda direita enriquecida com Fe, K e Mg; B) borda esquerda predominantemente enriquecida com Ca e K. Notar detalhe do tempero desconhecido silicoso mostrado na figura 2.19. Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Apesar dos teores de P disponível encontrarem-se em níveis elevados nos horizontes antrópicos (Tabela 2.2), esses valores são baixos (máximo de 0,02%) quando comparados com os teores de 9 a 12 % quantificados no interior da cerâmica. Em adição, não foi identificado enriquecimento desse elemento em nenhum outro componente da amostra, sendo esse incremento exclusivo na cerâmica. Essas evidências descartam a hipótese de uma

provável adsorção de P à cerâmica por meio de contaminação do solo. Segundo Costa et al. (2004a), nos artefatos cerâmicos fosfatos de cálcio são adicionados a cerâmica para vitrificar o produto cerâmico final. De posse da informação que o processo de vitrificação não foi constatado nas cerâmicas, fica evidente que esse elemento não foi utilizado com essa finalidade. Por último, estudos recentes demonstraram que o P não ocorre em quantidades elevadas nessas áreas, indicando que o enriquecimento da argila com esse elemento ocorreu após a confecção do artefato, bem provável quando da utilização do utensílio.

Dessa forma, nas cerâmicas o fosfato deve ter sido formado quando do seu aquecimento. Evidências micromorfológicas demonstram que as cerâmicas apresentam áreas queimadas e restos vegetais carbonizados, indicando que em algum momento esses artefatos foram submetidos a temperaturas elevadas. Assim, a combinação do P advindo dos alimentos e/ou do próprio material vegetal com o Al das argilas silicatadas do material fino das cerâmicas deu origem aos fosfatos, que nesses artefatos é predominantemente de alumínio.

Em geral, os nódulos apresentam maiores teores de Fe_2O_3 (35%), seguidos de SiO_2 (30%) e Al_2O_3 (22%). NaO, K_2O , CaO, MgO, ZrO_2 , TiO_2 , V_2O_5 e CuO também compõem a matriz dos nódulos. A concentração de SiO_2 e Al_2O_3 diminuem no sentido nódulo-matriz do solo, ao passo que os teores de Fe_2O_3 apresentam comportamento inverso. Isso indica progressiva perda desse último elemento em direção a matriz e, enriquecimento da matriz com aluminossilicatos, nesse caso predominantemente caulinita (Figura 2.22). Aliado ao fato de que esses nódulos apresentam visíveis aspectos de degradação, conforme discutido anteriormente, pode-se verificar que de fato esses estão em progressiva degradação em decorrência das condições úmidas atuais. Isso corrobora com a hipótese de que a degradação dos nódulos contribuem para a liberação de caulinita, bem como manutenção das mesmas na matriz dos solos, tendo em vista o fornecimento de Si e Al em solução. Entretanto, essas evidências foram constadas somente nos nódulos presentes nos horizontes antrópicos, enquanto que o nódulo do P3 não apresenta uma zona depleção de Fe_2O_3 em direção ao fundo matricial (halo de dissolução) (Figura 2.22), evidenciando maior estabilidade desses no solo não antrópico.

Figura 2.22 – Fotomicrografias em lâmina delgada, sob microscópio petrográfico, MEV (imagens de elétrons retroespalhados) e mapas microquímicos de EDS de nódulo do horizonte antrópico Au₂ (A) e do horizonte A moderado (B). (a) interior do nódulo; (b) borda nódulo; (c) matriz do solo. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba (continua)

Figura 2.23 – Fotomicrografias em lâmina delgada, sob microscópio petrográfico, MEV (imagens de elétrons retroespalhados) e mapas microquímicos de EDS de nódulo do horizonte antrópico Au₂ (A) e do horizonte A moderado (B). (a) interior do nódulo; (b) borda nódulo; (c) matriz do solo. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba (conclusão)

Tabela 2.6 - Composição química por EDS-MEV de cerâmica, nódulo e plasma associado à biotúbulos em Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (P1), Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico (P2) e Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado (P3). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

Óxidos	Cerâmica								Nódulo de ferro						Biotúbulo		
	Centro			Borda			Matriz adjacente		Centro			Borda				Matriz adjacente	
	Au ₁ ¹	Au ₁	Au ₂ ²	Au ₁	Au ₁	Au ₂	Au ₁	Au ₂	A mod. ³	Au ₂	A mod.	Au ₂	A mod.	Au ₂		A mod.	Au ₁
Na ₂ O	0,49	0,73	0,79	0,28	0,48	0,40	0,31	0,22	1,33	0,52	1,12	0,00	0,57	0,19	0,17	0,70	
MgO	1,00	0,94	1,37	0,27	0,80	0,55	0,44	0,39	0,26	1,00	0,10	0,28	0,22	0,42	0,29	0,50	
Al ₂ O ₃	16,82	14,69	15,06	26,78	19,84	28,72	26,21	24,20	21,93	22,12	21,67	30,35	29,06	28,12	26,64	29,38	
SiO ₂	65,43	64,21	64,80	59,87	66,66	54,10	60,34	59,28	29,54	31,21	27,05	56,15	55,80	54,86	55,41	57,14	
P ₂ O ₅	9,20	12,10	9,09	3,05	3,06	1,99	2,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	2,26	
ZrO	n.d.	n.d.	1,95	n.d.	n.d.	5,58	n.d.	7,25	5,94	6,46	6,00	4,65	5,85	6,25	9,77	n.d.	
K ₂ O	4,01	3,42	2,96	0,62	2,47	0,51	0,69	0,61	1,20	1,12	1,04	0,27	0,59	0,59	0,19	0,89	
CaO	n.d.	1,08	1,16	n.d.	0,88	1,21	1,26	1,41	0,38	0,41	0,38	0,29	0,34	1,31	0,33	0,50	
TiO ₂	0,76	0,75	0,68	3,46	1,65	1,78	2,69	2,03	0,63	1,18	0,65	1,68	2,31	2,11	2,14	2,15	
V ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0,00	n.d.	0,08	0,05	n.d.	0,05	0,07	0,05	0,19	0,05	0,00	0,00	0,06	n.d.	
MnO	n.d.	n.d.	0,00	n.d.	n.d.	0,08	n.d.	0,03	0,00	0,09	0,10	0,00	0,03	0,05	0,04	n.d.	
Fe ₂ O ₃	2,29	2,09	2,10	5,68	4,08	4,99	5,38	4,48	38,68	35,66	41,59	6,22	5,16	5,84	4,90	6,47	
CuO	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	0,05	n.d.	0,04	0,05	0,17	0,11	0,06	0,07	0,03	0,08	n.d.	

¹Au₁ (P1); ²Au₂ (P2); ³A moderado (P3); n.d.: não detectado

2.4 Considerações finais

A ação do homem por meio de queima e descarte de resíduo no solo (cumulização), que foram incorporados em profundidade por bioturbação, contribuiu para o processo de melanização de horizontes pedogenéticos e intensificou a dispersão e translocação dos colóides (argiluviação). Nesse último processo, a argila translocou com a água de percolação e alcançou os horizontes subsuperficiais de maior flocculação, onde o fluxo de água cessou. Ali, houve o preenchimento da porosidade com argila e a formação de um horizonte de estrutura massiva (horizonte Bt). Após a sucção da água dentro dos poros finos, as partículas foram filtradas para a parede desses e um revestimento de argila foi formado com as partículas orientadas paralelamente na superfície dos poros. Com a continuidade da pedogênese, ocorreu o aumento da espessura dos revestimentos e o adensamento do solo, promovendo fissuração do fundo matricial e, conseqüentemente, originando a estrutura em blocos. No decorrer do processo, surgiram microlamelas por segregação pós-deposicional, bem como sinais de degradação da microestrutura (desferrificação das bordas).

Os nódulos de ferro dos horizontes antrópicos encontram-se em intenso processo de degradação (desferrificação) em função das condições atuais mais úmidas. Esse processo contribui para a xantização do solo e promove a liberação de argila para a matriz original do solo (plasmação). Isso evidencia uma inversão da pedogênese original que incluía a oscilação do lençol freático em posição mais elevada, sob condições hidrológicas mais secas e bem definidas. Em adição, vale destacar a incorporação de material orgânico pelo homem que contribuiu para acelerar o processo de dissolução dos nódulos ferruginosos.

As cerâmicas são constituídas de uma matriz argilosa de constituição mineralógica distinta da matriz do solo não antrópico. A mineralogia semelhante entre as diferentes cerâmicas demonstram similaridade de material fonte para o fabrico das mesmas, onde materiais orgânicos (cauixi e cariapé) e grãos de quartzo triturados foram adicionados intencionalmente; no entanto, variações de cor, tamanho de poros e quartzo, proporção de cauixi e de material vegetal entre os fragmentos sugere diferentes temperos utilizados no fabrico dos mesmos. O fosfato predominante é o de alumínio, formado pela recombinação de elementos liberados em solução com os silicatos de Al quando do aquecimento do artefato.

Referências

ALLEONI, L.R.F.; MELLO, J.W.V.; ROCHA, W.S.D. Eletroquímica, adsorção e troca iônica no solo. In: MELO, V.F; ALLEONI, L.R.F. (Ed.). **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 69-130.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G. TURSINA, T. **Handbook for soil thin section description**. Wolverhampton: Waine Research Publications, 1985. 152p.

CASTRO, S.S.; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL-TORRADO, P. Micromorfologia do Solo: Bases e Aplicações. In: CURI, N.; MARQUES, J.J.; GUILHERME, L.R.G.; LIMA, J.M.; LOPES, A.S.; ALVAREZ, V.H. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003. p. 107-164.

COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P.; CHAPLOT, V. Origin of microaggregates in soils with ferrallic horizons. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 62, n. 3, p. 256-263, 2005.

COSTA, M.L.; KERN, D.C.; PINTO, A.H.E.; SOUZA, J.R.T. The ceramic artifacts in archaeological black earth (terra preta) from Lower Amazon region, Brazil: chemistry and geochemical evolution. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 34, n. 3, p. 375-386, 2004a.

_____. The ceramic artifacts in archaeological black earth (terra preta) from Lower Amazon Region, Brazil: Mineralogy. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 34, n. 2, p.165-178, 2004b.

COSTA, M.L.; CARMO, M.S.; OLIVEIRA, E.C.; LIMA, H.N.; KERN, D.C.; GOESKE, J. A mineralogia e composição química de fragmentos de cerâmicas arqueológicas em sítios de terra preta de índio. In: TEIXEIRA, W.G.; KERN, D.C.; MADARI, B.E.; LIMA, H.N.; WOODS, W. (Ed.). **As terras pretas de índio da Amazônia**: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas. Manaus: Universidade Federal do Amazonas, 2010. p. 225-241.

DENEVAN, W. A bluff model of riverine settlement in prehistoric Amazonia. **Annals of the Association of American Geographers**, Philadelphia, v. 86, p. 654-681, 1996.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro, 1997. 212 p.

_____. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Brasília: Embrapa; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2013. 353p.

ESWARAN, H.; SYS, C.; SOUSA, E.C. Plasma infusion. A pedological process of significance in the humid tropics. **Anales de Edafología y Agrobiología**, Madrid, v. 34, p. 665-674, 1975.

HILBERT, P.P. **A ceramic arqueológica da região de Oriximiná**. Belém: Instituto de Antropologia e Etnologia do Pará, 1955. 76p.

FARIA, M.S.G.; FARACO, M.T.L.; REIS, N.J.; OLIVEIRA, M.A. **Carta geológica Brasil ao milionésimo, sistema de informações geográficas**. Disponível em: <<http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download>>. Acesso em 25 jun. 2005a.

_____. **Carta geológica Brasil ao milionésimo, sistema de informações geográficas**. Disponível em: <<http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.download>>. Acesso em 25 jun. 2005b.

GLASER, B.; GUGGENBERGER, G.; ZECH, W. Identifying the Pre-Columbian Anthropogenic input on present soil properties of Amazonian dark earths (Terra Preta). In: GLASER, B.; WOODS, W.I. (Ed.). **Amazonian dark earth: exploration in space and time**. Berlin: Springer, 2004. p. 145-158.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Base cartográfica integrada digital do Brasil ao milionésimo**. Disponível em: <http://download.ibge.gov.br/download_geociencias>. Acesso em: 25 jun. 2007a.

_____. **Base cartográfica integrada digital do Brasil ao milionésimo**. Disponível em: <http://download.ibge.gov.br/download_geociencias>. Acesso em: 25 jun. 2007b.

JUNGERIUS, A.; VAN DEN ANCKER, J.A.M.; MÜCHER, H.J. The contribution of termites to the microgranular structure of soils on the Uasin Gishu Plateau, Kenya. **Catena**, Amsterdam, v. 34, p. 349-363, 1999.

KÄMPF, N.; KERN, D.C. O solo como registro de ocupação humana pré-histórica na Amazônia. In: VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L.R.F.; COOPER, M.; SILVA, A.P.; CARDOSO, E.J. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v. 4, p. 277-320, 2005.

KERN, D.C.; KÄMPF, N. O efeito de antigos assentamentos indígenas na formação de solos com Terra Preta Arqueológica na região de Oriximiná-PA. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 13, p. 219-225, 1989.

LEGEROS, R.Z.; LEGEROS, J.P. Phosphate minerals in human tissues. In: NRIAU, J.O.; MORRE, P.B. (Ed.). **Phosphate minerals**. Berlin: Springer, 1984. p. 351-358.

LEMOS, V.P.; COSTA, M.L.; GURJÃO, R.S.; KERN, D.C.; MESCOUTO, C.S.T.; LIMA, W.T.S.; VALENTIM, T.L. Comportamento do arsênio em perfis de solos do Sítio Ilha de Terra de Cauxianã - Pará. **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 62, p. 139-146, 2009.

LIMA, H.N.; SCHAEFER, C.E.R.; MELLO, J.W.V.; GILKES, R.J.; KER, J.C. Pedogenesis and pre-Colombian land use of “Terra Preta Anthrosolos” (“indian black earth”) of Western Amazonia. **Geoderma**, Amsterdam, v. 110, p. 1-17, 2002.

LIMA, H.N.; SCHAEFER, C.E.G.R.; KÄMPF, N.; COSTA, M.L.; SOUZA, K.W. Características química e mineralógicas e a distribuição de fontes de fósforo em terras pretas de índio da Amazônia Ocidental. In: TEIXEIRA, W.G.; KERN, D.C.; MADARI, B.E.; LIMA, H.N.; WOODS, W. (Ed.). **As terras pretas de índio da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas**. Manaus: Universidade Federal do Amazonas, 2010. p. 212-224.

MADARI, B.E.; CUNHA, T.J.F.; NOVOTNY, E.H.; MILORI, D.M.B.P.; NETO, L.M.; BENITES, V.M.; COELHO, M.R.; SANTOS, G.A. Matéria orgânica dos solos antrópicos da Amazônia (Terra Preta de Índio): suas características e papel na sustentabilidade da fertilidade do solo. In: TEIXEIRA, W.G.; KERN, D.C.; MADARI, B.E.; LIMA, H.N.; WOODS, W. (Ed.). **As terras pretas de índio da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas**. Manaus: Universidade Federal do Amazonas, 2010. p. 172-188.

MONIZ, A.C. **Formation of an Oxisol-Ultisol transition in São Paulo, Brasil**. 1980. 290 p. Tese (Doutorado em Soil Science) - North Carolina State University, Raleigh, 1980.

MURPHY, C.P. **Thin section preparation of soils and sediments**. Berkhamsted: A.B. Academic Publ., 1986. 149p.

NEVES, E.G.; PETERSEN, J.B.; BARTONE, R.N.; SILVA, C.A. Historical and socio-cultural origins of Amazonian dark earths. In: LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GLASER, B.; WOODS, W.I. (Ed.). **Amazonian dark earths: origin, properties, management**. Dordrecht: Kluwer Academic, 2003. p. 29-50.

OONK, S; SLOMP, C.P.; HUISMAN, D.J.; VRIEND, S.P. Effects of site lithology on geochemical signatures of human occupation in archaeological house plans in the Netherlands. **Journal of Archaeological Science**, New York, v. 36, p. 1215-1228, 2009.

RIBEIRO, A.C.; GUIMARÃES, P.T.G.; ALVAREZ V.V.H. **Recomendações para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais - 5ª aproximação**. Viçosa: Comissão de Fertilidade do Solo do Estado de Minas Gerais, 1999. 359 p.

RODRIGUES, T.E.; SANTOS, P.L.; VALENTE, M.A.; BARRETO, W.O.; ARAÚJO, W.S.; MELO, M.E.C.C.M.; DURIEZ, M.A.M. **Levantamento semi-detalhado dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras do campo experimental do Caldeirão do CPAA/Embrapa, Iranduba, Amazonas**. Rio de Janeiro: Embrapa, 1991. 74 p.

RUIVO, M.L.P.; ARROYO-KALIN, M.; SCHAEFER, C.E.R.; COSTI, H.T.; ARCANJO, S.H.S.; LIMA, H.N.; PULLEMAN, M.M.; CREUTZBERG, D. The use of micromorphology for the study of the formation and soil properties of Amazonian dark earths. In: LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GLASER, B. AND WOODS, W.I. (Ed.). **Amazonian dark earths: origin, properties, management**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2003. p. 243-254.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.; SHIMIZU, S.H. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 6. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2013. 100 p.

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

SCHAEFER, C.E.G.R.; LIMA, H.N.; GILKES, R.J.; MELLO, J.W.V. Micromorphology and electron microprobe analysis of phosphorus and potassium forms of an Indian Black Earth (IBE) Anthrosol from Western Amazonia. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 42, p. 401-409, 2004.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (Ed.). **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 379-438.

SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P. Gênese dos Latossolos húmicos e sua relação com a evolução da paisagem numa área cratônica do Sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência Solo**, Viçosa, v. 23, p. 329-341, 1999.

SMITH, N.J.H. Anthrosols and human carrying capacity in Amazonia. **Annals of the Association of American Geographers**, Philadelphia, v. 70, p. 553-566, 1980.

SOIL SURVEY STAFF. **Soil Taxonomy**. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2. ed. Washington: Natural Resources Conservation Service, 1999. 871 p.

SOMBRÖEK, W.G. **Amazon soils: a reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region**. Wageningen: Centre for Agricultural Publications and Documentation, 1966. 262 p.

STOOPS, G. Relict properties in soils of humid tropical regions with special reference to Central Africa. In: BRONGER, A.; CATT, J.A. (Ed.). **Paleopedology: nature and application of paleosols**. Reiskirchen: Catena Verlag GmbH, 1989. p. 95-106.

STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. Micromorphological features and their relation to processes and classification: general guidelines and keys. In: . (Ed.). **Interpretation of micromorphological features of soil and regoliths**. Amsterdam: Elsevier, 2010. p. 15-36.

TAUBE, P.S.; HANSEL, F.A.; MADUREIRA, L.A.S.; TEIXEIRA, W.G. Organic geochemical evaluation of organic acids to assess anthropogenic soil deposits of Central Amazon, Brazil. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 58, p. 96-106, 2013.

VIDAL-TORRADO, P; LEPSH, I.F. Relações material de origem/solo e pedogênese em uma sequência de solos predominantemente argilosos e latossólicos sobre psamitos na Depressão Periféria Paulista. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, p. 357-369, 1999.

WOODS, W.I.; McCANN, J.M. The anthropogenic origin and persistence of Amazonian dark earths. In: UNIVERSITY OF TEXAS. **The yearbook of the conference of Latin American geographers**. Austin, 199. p. 7-14.

3 FITÓLITOS COMO INDICADORES DE FORMAS PRETÉRITAS DE USO DE SOLOS COM HORIZONTE A ANTRÓPICO (TERRA PRETA DE ÍNDIO) NO MUNICÍPIO DE IRANDUBA – AM

Resumo

Estudos fitolíticos em Terra Preta de Índio (TPI) assumem importância por contribuir para o entendimento dos mecanismos envolvidos em sua gênese e por elucidar as suas formas de uso. O objetivo desse estudo foi caracterizar a assembléia fitolítica de dois perfis com TPI (P1 e P2) e de um Argissolo com horizonte A moderado (P3) no município de Iranduba – AM. Amostras foram coletadas em triplicata a cada 5 cm de profundidade para análise fitolítica e isotópica. A idade foi estabelecida com base em datações ^{14}C de carvões. Após eliminação da matéria orgânica e dos óxidos de ferro, os fitólitos foram extraídos com politungstato de sódio. Uma mini-coleção de referência de Arecaceae também foi realizada. Os fitólitos foram produzidos em maior quantidade nas TPI, onde a Arecaceae é a família predominante. O P1 possui maior concentração de Poaceae, com predomínio de Chloridoideae (*saddle*) e Pooideae (*rondel* e *trapeziform short-cell*). A rápida ciclagem de Si é evidenciada pela presença de morfotipos com silicificação incompleta, enquanto a presença de cavidades de dissolução confirma o processo de tafonomia pós-deposicional. Fragmentação física, bioturbação e translocação também influenciam a distribuição dos fitólitos nos solos. A semelhança das Arecaceae, as Cyperaceae ocorrem em maior quantidade nas TPI, destacadamente nos níveis com maior quantidade de cerâmica. As evidências fitolíticas demonstram que as atividades antrópicas ocorreram de forma mais intensa no P1. O predomínio de Eudicotiledôneas aliado à maior concentração de fitólitos no P3 indica que as arbustivas/arbóreas constituem considerável fonte de ácido monossilícico no solo. Os dados isotópicos indicaram abertura da vegetação e/ou maior contribuição de plantas C_4 no início das intervenções antrópicas. *Astrocaryum* e *Bactris* apresentaram forte associação com as TPI. Durante a evolução das TPI a quantidade de Arecaceae incrementou gradualmente, indicando que as práticas antrópicas promoveram condições favoráveis à emergência dessa família. Em adição, a utilização dessas palmeiras se deu provavelmente em contexto doméstico, fato esse reforçado pelo enriquecimento das TPI com espécies da família Cyperaceae, reconhecidas historicamente por sua utilização na época pré-contato. A dissolução dos fitólitos mais solúveis contribui para o processo de monossilicização em detrimento da alitização.

Palavras-chave: Arecaceae; Plantas domesticadas; Dissolução

Abstract

Phytoliths as indicators of soil genesis processes and ancient human activities in soils with A anthropic horizon (Indigenous Dark Earth) in Iranduba city (Amazonas state, Brazil)

Phytolithic studies in Indigenous Dark Earths (IDE) have assumed a great importance on the comprehension of soil genesis mechanisms and uses by ancient pre-Colombian populations. The aim of this study was to characterize the phytolithic assemblage of two pedons containing Anthropoc horizon in an IDE site (P1 and P3) and in one pedon without anthropic horizon (P3) in Iranduba city (Amazonas state, Brazil). Samples were taken in triplicates each 5 cm for phytolithic and isotopic analyses. The chronology was determined after ^{14}C dating of

charcoal fragments. Phytoliths were extracted from soil after removal of organic matter and iron oxides. An Arecaceae family mini-collection of reference was also performed. Higher amounts of phytoliths were found in IDE pedons which have Arecaceae family as prevalent one. P1 pedon has a higher concentration of Poaceae with prevalence of Chloridoideae (*saddle*) and Pooideae (*rondel* and *trapeziform short cell*). The rapid Si cycling is highlighted by the presence of phytoliths without complete silicification whilst the cavities indicate post-depositional taphonomy. Physical fragmenting, bioturbation and translocation also control the distribution of phytoliths in the soil. Similarly to Arecaceae the amount of Cyperaceae phytoliths is noticeably high in the IDE soils, especially where ceramic fragments are concentrated. The phytolitic evidence demonstrate that activities anthropic was more intense in the P1. The prevalence of Eucotiledoneae combined to higher concentrations of phytoliths in P3 points out arbustive/arboreous plants as an important source of monosilicic acid. Isotopic data demonstrated great contribution of C₄ plants at the beginning of human activities. During the evolution of IDE soils there was a gradual increasing in the number of Arecaceae phytoliths proving that human activities improved the conditions to the establishment of this family. Moreover the using of such palm trees took place in a domestic context, which is strengthened by the enrichment of Cyperaceae species, historically recognized as widely used by Pre-Colombian populations. The dissolution of the most soluble phytoliths contributes to the monossilicization process over the alitization.

Keywords: Arecaceae; Domestic plants; Dissolution

3.1 Introdução

A tentativa de reconstituir as transformações na paisagem Amazônica e como o homem tirou proveito de tais modificações é uma discussão muito intrigante, que está longe de ser exaurida (MEGGERS, 1996; ROOSEVELT et al., 1996). Uma evidência marcante dessas modificações deixadas pelas populações pré-colombianas nessa região são as manchas de solos de coloração escura, regionalmente conhecidas como Terra Preta de Índio (TPI). Nesse sentido, entende-se que a interpretação das variações e similaridades da assembleia de fitólitos das TPI pode aportar importante informação sobre o ambiente pretérito da Amazônia, incluindo a elucidação das estratégias de forma de uso desses solos pelos povos pré-colombianos.

Silicofitólitos, ou simplesmente fitólitos, são corpúsculos de sílica amorfa (SiO₂.nH₂O) formados por plantas que são adicionados aos solos onde podem permanecer por longos períodos de tempo, sendo dessa forma considerados microfósseis (PIPERNO, 2006). Apesar do amplo emprego dessa ferramenta em estudos arqueológicos e ambientais, ainda são raros esses estudos em TPI, excetuando-se os de Kondo e Iwasa (1981), Bozarth et al. (2009) e Cascon (2010).

Kondo e Iwasa (1981) avaliaram fitólitos em TPI e em Latossolo Amarelo na região Amazônica e verificaram que a primeira apresentou três a quatro vezes maior quantidade de

fitólitos de gramíneas, bem como constatarem mudanças nas condições ambientais ao longo da formação desses solos. Bozarth et al. (2009) mostrou que uma área do sítio Hatahara (Irاندوبا – AM) teve um campo agrícola nos tempos pré-colombianos e que o milho foi uma das espécies cultivadas no passado, enquanto Cascon (2010) identificou amplo espectro de recursos alimentícios e a ausência de intensificação de recursos cultivados em detrimento daqueles coletados. Além do exposto, esses biominerais podem ainda auxiliar no controle de mecanismos específicos de formação de minerais por meio da liberação de Si em solução.

O presente capítulo objetivou caracterizar os fitólitos das TPI com o propósito de verificar que plantas estiveram presentes em sua evolução e elucidar as formas de uso que deram origem aos horizontes A antrópicos.

3.2 Material e Métodos

3.2.1 Área de estudo

O Campo Experimental do Caldeirão encontra-se no município de Irاندوبا – estado do Amazonas (USGS, 2013), na margem esquerda do rio Solimões, distando 6 km da rodovia Cacau-Pirêra/Manacapuru, no ramal da colônia do Caldeirão e a 16 km do porto de Cacau-Pirêra, no rio Negro, em frente a cidade de Manaus (Figura 3.1).

Predominam na área rochas sedimentares do período Cretáceo/Terciário, representado pela formação Alter do Chão (RODRIGUES et al., 1991; IBGE 2007a, 2007b). É caracterizada por sedimentos vermelhos e continentais, incluindo essencialmente arenitos argilosos, argilitos, quartzo-grauvacas, quartzo-arenitos e brechas intraformacionais. Os perfis estão inseridos em terrenos que se encontram acima dos cursos d'água (terra firme), apresentando-se em áreas planas elevadas e dissecadas, onde predominam Latossolos e Argissolos Amarelos de textura muito argilosa a média (Figura 3.2). O clima é do tipo Ami de Köppen e a vegetação natural é floresta equatorial subperenifolia.

3.2.2 Amostragem do solo

Três perfis sob floresta secundária foram estudados. O P1 e P2 representam a área com horizontes A antrópicos (Terra Preta de Índio) e o P3 o solo sem antropização. Amostras de terra para análise fitolítica e isotópica foram coletadas a cada 5 cm de profundidade e em triplicata, ao passo que carvões foram coletados nos horizontes onde ocorriam em quantidade e tamanho passíveis de análise.

3.2.3 Extração de fitólitos

A fim de aumentar a representatividade dos dados e diminuir prováveis variações, nos horizontes antrópicos as extrações respeitaram as profundidades coletadas em campo, enquanto que nos horizontes subsuperficiais, devido à maior homogeneização, as extrações foram realizadas em amostras de terra retiradas a cada 10 cm de profundidade.

Para a extração dos fitólitos foi empregado o procedimento de remoção da matéria orgânica e o uso combinado de ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (MEHRA; JACKSON, 1960) para remoção dos oxihidróxidos de ferro e alumínio. Em seguida, foi realizada separação por flutuação usando uma solução de politungstato de sódio ($\text{Na}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40})\text{H}_2\text{O}$) (MADELLA; POWERS-JONES; JONES, 1998). Lâminas foram confeccionadas com a fração resultante e posteriormente observadas em microscópio com magnificação de 100x. Foram contados ao menos 200 fitólitos com significado taxonômico em cada lâmina.

A nomenclatura utilizada seguiu o International Code for Phytolith Nomenclature (MADELLA; ALEXANDRE; BALL, 2005), onde os nomes dos morfotipos são apresentados em inglês a fim de facilitar comparações com a literatura internacional. Os fitólitos foram agrupados com base nos padrões de morfologia de diferentes plantas, a saber: i) Eudicotiledôneas (BOZARTH, 1992; KONDO et al., 1994; PIPERNO, 2006; BREMOND et al., 2005); Poaceae (TWISS; SUESS; SMITH et al., 1969; TWISS, 1992; MULHOLLAND; RAPP Jr., 1992) e; Arecaceae (KONDO; IWASA, 1981; BARBONI et al., 1999; PIPERNO, 2006).

3.2.4 Índices fitolíticos

Alguns índices foram calculados com o objetivo de caracterizar a cobertura vegetal nas diferentes zonas fitolíticas. No presente contexto esses índices assumem importância por tentar reconstituir as transformações na paisagem, o que contribui para o entendimento do grau de intervenção do homem nesse processo e como o mesmo tirou proveito de tais modificações. Os índices correspondem à densidade da cobertura arbórea (D/P), relação umidade e aridez (Iph), condições climáticas (Ic) (TWISS, 1992; ALEXANDRE et al., 1997a; BARBONI et al., 1999; BREMOND et al., 2008) e a proporção de Arecaceae (palmeiras) em relação a Poaceae (Pa/P) (COE, 2009).

Índice de Cobertura Arbórea (D/P): número dos fitólitos de Eudicotiledôneas (D) em relação ao número total de Poaceae (P). Valores elevados indicam vegetação fechada (floresta equatorial), enquanto que valores baixos demonstram o predomínio de área aberta.

Índice de Aridez [$\text{Iph} = (\text{Chloridoideae} / (\text{Chloridoideae} + \text{Panicoideae})) * 100$]: expressa a porcentagem de Chloridoideae entre as Poaceae C₄, em que valores elevados indicam

vegetação aberta dominada por gramíneas altas (Chloridoideae) em condições mais secas e valores baixos indicam predomínio de gramíneas baixas (Panicoideae) em condições mais quentes e úmidas.

Índice Climático [$Ic = (Pooideae/Pooideae + Chloridoideae + Panicoideae) \cdot 100$]: proporção de gramíneas de ciclo fotossintético C_3 dentre as Poaceae. Índices elevados sugerem condições climáticas frias, enquanto baixos valores indicam condições quentes.

Figura 3.1 - Localização da área de estudo. Campo Experimental do Caldeirão – Embrapa Amazônia Ocidental. Município de Iranduba, AM

Figura 3.2 - Mapa pedológico da área de estudo. Campo Experimental do Caldeirão – Embrapa Amazônia Ocidental. Município de Iranduba, AM

3.2.5 Coleção de referência e morfometria do morfotipo globular echinate

Uma preliminar coleção de referência composta por nove espécies de Arecaceae de maior ocorrência em ambas as áreas (antrópica e natural) foi realizada com o objetivo de identificar a variabilidade de morfotipos nessas plantas. A limpeza das partículas inorgânicas aderidas às folhas foi realizada por meio de imersão em ultrassom com água destilada na presença de algumas gotas de detergente. O material foi calcinado em mufla por 5 horas para obtenção de cinza (PEARSALL, 2000), seguido de tratamento para eliminação de carbonatos com HCl 5%. Em seguida o material foi montado em lâminas com óleo de imersão e observado em microscópio sob magnificação de 1000x.

A morfometria de 50 fitólitos do tipo *globular echinate* foi realizada conforme Albert, Bamford e Cabanes (2009) (Figura 3.3). Por meio da diferença das medições de maior área (inclui os espinhos) e menor área (sem os espinhos) obteve-se o tamanho dos espinhos, enquanto que por meio das mensurações de maior e menor eixo foi obtido o grau de esfericidade.

Figura 3.3 – Fotomicrografia do morfotipo *globular echinate* mostrando os parâmetros selecionados para as medições de morfometria (Adaptado de ALBERT; BAMFORD; CABANES, 2009)

3.2.6 Composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$)

Com o propósito de identificar o sinal isotópico da vegetação nas diferentes camadas, as amostras para determinação isotópica foram secas em estufa a 40°C e posteriormente homogeneizadas em almofariz de ágata. Foi pesado 1 mg de solo em cápsula de estanho. As amostras foram enviadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis do CENA/USP onde foram analisadas por meio de analisador elementar acoplado a um espectrômetro de massa ANCA-SL 2020 da Europa Scientific. Os resultados são apresentados em unidade δ (‰), determinada em relação ao padrão internacional PDB.

3.2.7 Datação ^{14}C

Para estabelecer a idade dos solos foram selecionadas amostras de carvões dos horizontes Au_1 , Au_2 e Au_3 (P1), Au_2 (P2) e A, AB e BA (P3). Os fragmentos foram separados por meio de catação manual e flotação. Em seguida, foram transferidos para recipientes de alumínio e colocados em estufa a 50°C por 24hs. As amostras foram enviadas ao Laboratório Beta Analytic (Miami – Estados Unidos), onde foram sintetizadas a benzeno e analisadas pela técnica de AMS (Accelerator Mass Spectrometry). Os resultados foram corrigidos para o fracionamento isotópico natural (-25‰) e apresentados em anos antes do presente (AP).

3.2.8 Análise estatística

Foi utilizada a análise de agrupamentos ou cluster (AC) e análise de componentes principais (APC). Em ambas as análises foram utilizados o método de Ward e a distancia euclidiana. O cluster foi baseado no agrupamento binário de acordo como o grau de similaridade entre as amostras. Os resultados são apresentados em percentagem.

3.3 Resultados e Discussão

3.3.1 Assembléia fitolítica geral das TPI x solo natural

A Figura 3.4 apresenta os principais fitólitos com significado taxonômico encontrados em todos os solos. Os fitólitos foram produzidos em maior quantidade e diversidade nos solos antrópicos quando comparado com o solo natural adjacente (P3). Apesar de haver semelhança na diversidade de fitólitos entre os solos antrópicos, o P2 possui menores concentrações de morfotipos de Poaceae, Cyperaceae e Arecaceae e mais elevado de Eudicotiledôneas.

O maior espessamento dos horizontes antrópicos explica a maior quantidade de fitólitos em maiores profundidades em relação ao P3. Esse processo ocorre quando da

liberação dos fitólitos por meio da decomposição e desintegração das plantas após a sua morte (necrólise) (MADELLA; LANCELOTI, 2012), principalmente em decorrência da decomposição desse material pela atividade microbiana do solo. Nos horizontes antrópicos essa liberação também é acelerada pelo processo de queima, que apesar de também identificada no P3, ocorreu em maiores proporções (maior quantidade de carvões) nesses horizontes em decorrência da atividade humana pretérita. Tal fato é evidenciado pela presença de fitólitos com aspecto escuro principalmente no P1, em decorrência de exposição a elevadas temperaturas. Entretanto, sugere-se aqui que nesses níveis há maior proximidade com as plantas produtoras de fitólitos e que a concentração de Si é maior.

Em geral, a assembléia fitolítica é composta predominantemente pelo morfotipo *globular granulate* (Eudicotiledônea), que contribui com 24% (5-10 cm) a 51% (90-95 cm) dos morfotipos com significado taxonômico referente às Eudicotiledôneas no P1 (Tabela 3.1) e 52% (0-5 cm) a 98 % (120-125 cm) no P2 (Tabela 3.2). Em ambos os perfis o morfotipo *tabular* é o fitólito predominantemente produzido pelas Eudicotiledôneas a partir de 120 cm, seguido do morfotipo *blocky*. Outros morfotipos dessa classe (PIPERNO, 2006) estão presentes, a saber: *opaque perforated plate* encontrado nas camadas superficiais produzido por Asteraceae; *facetate terminal tracheid* produzido em Magnoliaceae, Annonaceae e em outras Eudicotiledôneas e *cylindric sulcate tracheid* silicificado nos vasos condutores (xilema).

A família das Arecaceae, produtora do morfotipo *globular echinate*, é a família em maior quantidade nos horizontes antrópicos, notadamente no P1, onde ocorre como vegetação predominante entre 5-30 cm (1.030 anos A.P.) e entre 55-65 cm (1.780 anos A.P.). Nessas profundidades também foi constatado maior quantidade de cerâmicas e de carvões, apontando para uma forte pressão sobre o ambiente, onde as Arecaceae passaram a predominar em decorrência de sua rápida colonização em ambientes perturbados e/ou por sua introdução pelas práticas antrópicas.

Dentre as Poaceae, as sub-famílias Chloridoideae (*saddle*) e Pooideae (*rondel* e *trapeziform*) predominam no P1, enquanto Pooideae (*rondel*) predomina no P2. A sub-família Panicoideae encontra-se em níveis reduzidos no P2, e no P1 perfazem 2 a 18% da assembléia. São representados principalmente pelo morfotipo *bilobate*. No P1 o morfotipo *cuneiform bulliform*, produzidos nas células buliformes das epidermes de todas as gramíneas, são predominantes a partir de 110 cm, provavelmente em decorrência de sua maior resistência à dissolução seletiva e às condições de altas taxas de evapotranspiração e/ou de períodos de stress hídrico. Outros morfotipos de Poaceae encontrados são os *elongate* (*psilate*, *verrucate* e

echinate) e elementos subepidérmicos com *hair cell*, ambos correspondentes a padrões fotossintéticos C3 e C4.

Figura 3.4 - Fotomicrografias de fitólitos com significado taxonômico encontrados nos perfis estudados. Poaceae: (1) *cross*; (2) *rondel*; (3) *saddle*; (4) *bilobate*; (5) *bulliform*; (6) *trapeziform short-cell*; (7) *elongate*; Arecaceae: (8-12) *globular echinate*; (13) Cyperaceae: *papillae*; Eudicotiledôneas (14): *platelet perforated*; (15) *irregular (E)*; (16) *parallepipetal*; (17-20) *globular granulate*; (21) *tabular*; (22) *blocky*; (23) *tracheid*; (24) espícula de esponja. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Embora os corpos de sílica ocorram em muitos graus de silicificação em muitas plantas, eles são especialmente abundantes, diversos e distintos na família das Poaceae (TWISS, 1992). Assim, a baixa percentagem desses morfotipos nos horizontes antrópicos indica que em nenhum momento houve predomínio de gramíneas nessas áreas. Com o decorrer das atividades antrópicas, essa vegetação deu lugar a floresta secundária (capoeira).

Entretanto, a concentração de morfotipos de Poaceae em superfície é maior na TPI quando comparado com o P2 e P3. Em decorrência da pequena distancia entre esses perfis ($\pm 50\text{m}$), é pouco provável, apesar de não poder ser descartada, que a colonização das gramíneas tenha ocorrido somente naquele primeiro.

Em adição, sabendo-se que os morfotipos de células longas são menos silicificados e oferecem maior área para o ataque químico e físico e, conseqüentemente tendem a desaparecer mais facilmente no ambiente do solo, o predomínio de células curtas nos horizontes superficiais indica que as condições de instabilidade prevalecem em relação às condições de preservação, atestando a maior ocorrência do processo de dissolução nesses níveis. Apesar disso, a ausência de correlação entre a quantidade de morfotipos identificados e a fração ácida insolúvel (AIF) (Figura 3.5) nos horizontes antrópicos indica que os fitólitos identificados são representativos do *input* original desses perfis, ou seja, o processo de tafonomia não afetou de forma significativa a identificação dos morfotipos (MADELLA; LANCELOTTI, 2012).

Além do ataque químico (dissolução) e físico (fragmentação de morfotipos maiores), os processos de bioturbação e translocação também influenciam a distribuição dos fitólitos nos solos. A bioturbação é verificada pela presença de células curtas bem preservadas em profundidade superior a 100 cm (P1), enquanto a ruptura da haste de *bilobates* se deve ao efeito mecânico de transporte pela água no perfil. Esses processos também foram verificados em lâminas delgadas (Capítulo I), onde canais preenchidos com excremento, microestrutura zoogenética e a presença de material subsuperficial em superfície confirma o processo de bioturbação, enquanto que feições texturais com orientação forte e contínua e extinção nítida indica transporte de material em suspensão para os horizontes subsuperficiais (horizonte Bt). Efeito da bioturbação na distribuição dos fitólitos no solo também foi constatado por Alexandre et al. (1997b).

Tabela 3.1 - Contagem detalhada de fitólitos em um Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (P1). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

Prof. (cm)	Monocotiledôneas										Eudicotiledôneas										Irregular	Indeterminado	Espícula	Fitólitos g solo ⁻¹	
	Poaceae								Cyperaceae	Arecaceae															
	Rondel	Trapeziform short cell	Saddle	Bilobate	Cross	Elongate	Cuneiform bulliform	Hair cell	Papillae	Globular echinate	Globular granulate	Blocky	Tabular	Trapeziform	Parallepipedal	Cylindric	Facetate	Scutiform	Platelet	Tracheid					Irregular (E)
0-5	3	7	1	1	0	6	4	0	7	78	64	3	0	0	20	8	9	2	1	0	16	0	0	17	316.709
5-10	0	3	7	0	0	1	2	1	10	128	65	5	0	1	17	3	2	0	0	0	21	0	0	11	868.424
10-15	1	3	7	3	1	3	1	1	3	154	67	2	0	1	12	5	0	0	0	1	17	0	0	5	1.401.841
15-20	5	3	4	3	0	2	1	0	2	149	77	5	0	0	5	5	1	0	0	3	15	0	0	4	4.364.243
20-25	2	3	1	5	0	2	0	0	5	143	65	3	0	1	5	5	0	0	0	0	9	0	0	9	8.591.454
25-30	5	6	1	1	1	3	3	1	11	99	104	11	0	6	8	5	2	0	0	1	20	1	4	10	1.030.512
30-35	2	4	4	2	0	6	0	0	9	88	119	0	0	0	5	3	3	1	0	3	18	7	0	9	1.724.575
35-40	1	2	6	1	0	0	0	0	6	79	111	32	3	1	4	2	2	0	0	0	12	5	1	3	2.011.499
40-45	2	3	2	0	0	1	16	0	1	58	114	3	2	0	4	0	1	0	2	1	6	7	0	25	545.773
45-50	1	0	2	0	0	2	4	0	4	120	74	22	9	2	5	0	0	0	0	1	12	0	0	8	2.166.631
50-55	2	0	2	0	0	3	6	0	0	67	115	7	6	1	2	0	0	0	10	0	10	0	0	2	678.025
55-60	2	0	5	0	0	1	0	0	3	120	96	12	1	4	5	0	3	0	3	0	14	0	0	13	570.901
60-65	2	1	1	0	0	1	3	0	5	110	106	10	6	0	11	0	2	4	25	0	16	0	0	7	243.632
65-70	0	0	0	0	0	3	9	0	4	79	77	3	1	5	8	4	4	1	5	0	12	6	0	10	455.773
70-75	0	1	0	0	0	2	1	0	1	123	101	0	0	1	3	1	5	0	2	0	9	0	0	5	511.954
85-90	1	0	0	1	0	4	3	0	4	85	114	7	4	6	6	0	1	0	3	0	6	6	0	13	625.631
90-95	1	1	0	0	0	0	1	0	6	73	119	3	4	1	2	1	2	1	1	0	2	7	2	9	1.433.983
100-105	2	3	2	1	0	0	1	0	1	75	131	2	1	0	9	0	1	7	5	0	9	5	4	8	1.052.449
110-115	2	2	1	0	0	0	5	0	4	75	124	5	1	2	6	3	2	0	6	0	11	16	9	0	126.139
120-125	0	0	0	0	0	0	7	0	1	20	12	0	16	0	0	0	0	0	14	0	11	3	3	0	576.928
125-130	0	1	0	0	0	0	8	0	3	12	19	0	19	0	1	0	0	0	11	0	6	6	7	7	46.980
130-135	0	1	0	0	0	0	10	0	1	12	15	0	175	0	3	1	0	0	6	0	0	3	3	0	3.363.310
140-145	0	0	1	0	0	1	6	0	0	5	8	0	34	0	3	0	0	0	5	0	0	0	7	2	6.732
150-155	0	2	0	0	0	3	5	0	0	13	32	12	97	0	2	1	0	0	7	0	0	12	6	6	75.169
160-170	0	1	0	0	0	1	7	0	0	2	8	41	132	0	1	0	0	0	6	0	0	7	11	1	648.577
170-180	0	1	0	0	0	0	8	0	1	4	2	19	155	0	2	1	0	0	2	0	2	8	6	1	523.108
180-190	0	0	0	0	0	0	6	0	1	11	38	25	107	0	0	0	0	0	3	0	0	9	9	0	1.079.648
190-200	0	1	0	0	0	0	10	0	0	0	2	46	150	0	5	1	0	0	9	0	0	3	3	0	2.078.635

Tabela 3.2 - Contagem detalhada de fitólitos em um Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico (P2). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

Prof. (cm)	Monocotiledôneas										Eudicotiledôneas										Irregular	Indeterminado	Espícula	Fitólitos g solo ⁻¹	
	Poaceae								Cyperaceae	Arecaceae															
	Rondel	Trapeziform short cell	Saddle	Bilobate	Cross	Elongate	Bulliform	Hair cell	Papillae	Globular echinate	Globular granulate	Blocky	Tabular	Trapeziform	Parallelepipedal	Cylindric	Facetate	Scutiform	Platelet	Tracheid					Irregular (E)
0-5	3	0	3	2	0	2	0	0	4	98	95	6	2	1	11	4	0	0	2	0	5	4	0	10	1.215.587
5-10	0	2	0	0	0	1	6	0	3	37	83	16	15	0	27	4	1	0	3	1	18	16	0	62	659.288
10-15	7	0	3	1	0	1	0	0	1	62	11	1	6	1	8	6	0	0	0	1	10	12	3	7	2.369.402
15-20	0	0	0	0	0	0	3	0	2	59	12	3	4	1	6	5	0	0	1	0	7	0	0	11	2.258.744
20-30	2	0	1	0	0	0	0	0	2	56	15	4	0	0	2	1	0	0	0	1	5	5	4	20	4.673.255
30-35	0	0	1	0	0	2	0	0	0	51	17	0	4	0	0	1	0	0	0	0	3	7	2	15	2.670.933
35-40	1	0	0	0	0	0	0	0	2	55	15	6	4	0	5	3	0	0	1	0	5	6	4	10	1.437.924
40-45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	62	16	6	10	0	1	2	0	0	1	0	7	3	5	3	2.634.148
45-50	0	0	0	0	1	0	0	0	2	47	16	4	1	0	1	0	0	0	2	0	4	0	0	1	8.892.079
50-55	1	0	0	0	0	0	0	0	2	43	15	10	4	2	0	0	0	0	1	0	5	0	0	6	2.120.406
55-60	0	0	0	0	0	0	1	0	5	39	15	6	5	0	0	0	0	0	2	0	7	2	2	9	1.885.472
60-70	0	0	0	0	0	0	2	0	0	17	16	14	19	0	0	0	0	0	8	0	6	14	15	3	769.002
70-80	0	0	0	0	0	0	4	0	0	19	97	40	13	0	0	0	0	0	5	0	6	14	57	8	257.280
80-90	0	0	0	0	0	0	4	0	0	6	87	44	20	0	0	0	3	0	5	0	52	14	56	23	37.147
90-100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4	25	10	0	0	0	0	0	7	0	0	1	17	1	8.171
110-120	1	0	0	0	0	0	0	0	0	5	15	91	12	0	0	0	0	0	0	0	6	10	8	1	1.612.053
120-130	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	74	13	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	5.405.911
130-140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	5	23	17	0	0	0	0	0	0	0	4	1	0	0	1.921.682
140-150	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	9	27	19	0	0	0	0	0	0	0	1	2	1	0	1.920.092
150-160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	37	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	727.137
160-170	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	34	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6.856.789
170-180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	20	16	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	326.013

Figura 3.5 - Relação da concentração de fitólitos por grama de fração ácida insolúvel (AIF) e número de morfotipos identificados em Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (P1) e Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico (P2). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

A família Cyperaceae, representada pelo morfotipo *papillae* (PIPERNO, 2006), está presente em níveis reduzidos no P2, enquanto no P1 ocorre em maior concentração nas camadas superficiais, diminuindo gradualmente em direção à base do perfil. Próximo à base dos perfis antrópicos (níveis naturais) não foi identificado esse morfotipo, onde passa a constituir a assembléia fitolítica somente no momento da formação da TPI (± 130 cm). À semelhança das Arecaceae, a Cyperaceae está presente em maior quantidade nos níveis com maior concentração de cerâmica. De posse da informação que no P3 foram identificados somente três fitólitos dessa família e que esses são altamente sujeitos a dissolução, fragmentação e aos processos de intemperismo (ALEXANDRE et al., 1997a), sua ocorrência em quantidade considerável no P1 parece indicar introdução pelos povos pré-colombianos e/ou que as práticas de uso pretéritas criaram condições favoráveis para o seu desenvolvimento. Provavelmente *Cyperus* pode ter sido utilizada como condimento na época do contato (CLEMENT, 1999) ou para consumo como fonte calórica (CASCON, 2010).

Fitólitos com formas desconhecidas foram contados e listados na categoria indeterminados, enquanto aqueles que apresentaram características ainda associáveis com alguma parte anatômica da planta e que apresentaram visíveis aspectos de dissolução foram denominados irregulares. Esses últimos também refletem a produção pela planta dessas formas, tendo em vista a identificação desses morfotipos sem aspecto de tafonomização. Semelhante ao *cuneiform bulliform* e *tabular*, os irregulares incrementam em profundidade devido sua maior resistência aos processos pedogenéticos (maior grau de silicificação).

Não foram encontrados fitólitos de tubérculos, tal como mandioca (*Manihot esculenta*). O fitólito “*cross-shaped*”, característico do milho (*Zea mays*), foi encontrado somente nas profundidades de 10-15 e 25-30 cm (P1) e em 45-50 cm (P2), totalizando menos de 1% da assembléia. Sabendo-se que apesar de característico dessa espécie, a identificação de milho por meio desse morfotipo requer quantidades significativas e estudos morfométricos específicos que possam assegurar sua presença. Logo, tal fato aponta para uma provável utilização do solo em contexto doméstico, onde essas espécies eram utilizadas devido a sua importância energética e nutricional.

As espículas de esponja ocorrem em maior quantidade nos horizontes antrópicos, notadamente naqueles do P2. Essa maior concentração corresponde às camadas com maiores quantidades de cerâmicas, tendo em vista sua utilização como antiplástico no momento do fabrico dos artefatos (COSTA et al., 2010).

3.3.2 Evolução fitolítica das TPI

A presença de subzonas em diferentes camadas no P1 e P2 (Figura 3.6; Figura 3.7) demonstra que as atividades antrópicas causaram mudanças distintas nas áreas. No P1 foram delimitadas as zonas I (IA e IB), II (IIA, IIB e IIC) e III (IIIA e IIIB), enquanto no P2 ocorrem as zonas I, II (IIA, IIB e IIC) e III (IIIA, IIIB e IIIC). Os índices Ic e Iph foram calculados somente nas zonas IIB e IIIA do P1 devido a pequena quantidade de morfotipos (< 1 %) de Pooideae e Panicoideae nas demais zonas.

Zona IA: horizonte Bt₂ (165-200 cm – P1) e Btfc (122 -180 cm – P2) (Figura 3.6; Figura 3.7). No P1 as Eudicotiledôneas constituem 93% da assembléia, seguido por 5% de Poaceae e 2% de Arecaceae. Predominam *tabular*, *blocky* e *globular granulate* dentre as Eudicotiledôneas e *cuneiform bulliform* entre as Poaceae. Pa/P de 0,63 indica ocorrência praticamente nula de palmeiras. O D/P variou de 19,3 a 21,0, valor esse muito inferior aos encontrados para uma floresta equatorial úmida (150) e acima daqueles quantificados para uma floresta subcaducifolia na África (ALEXANDRE et al., 1997a). O P2 apresenta 98% de Eudicotiledôneas e 2% de Arecaceae. O amplo predomínio de Eudicotiledôneas em ambas as áreas indica vegetação de floresta no início da formação dos perfis (200 cm).

Zona IB: Bt₁ (130-165 cm – P1). Diminuiu a percentagem de Eudicotiledôneas (85%) e aumentou as de Poaceae (8%) e Arecaceae (7%). *Tabular* e *globular granulate* predominam e *blocky* está ausente. Dentre as Poaceae houve incremento na produção de *trapeziform short-cell* (Pooideae) e *elongate*. Pa/P de 1,00 e D/P variando de 6,25 a 18,18 indica incremento de palmeiras, inclusive em relação ao P2. É provável que esse fato esteja relacionado com distúrbios na vegetação em diferentes graus de intensidade, ou ainda, que resulte do revolvimento do solo por bioturbação.

Zona IIA: topo do Bt₁ e base do Au₅ (120-130 cm - P1) e horizontes Btf e Btfc (90-122 cm – P2). Representa o início da formação dos horizontes antrópicos no P1. É caracterizada por redução de Eudicotiledôneas (68%) e o continuado aumento de Poaceae (12%) e Arecaceae (20%). D/P e Pa/P de 6,22-7,57 e 1,33-2,83 respectivamente, indicam redução da vegetação fechada e aumento de palmeiras. *Globular granulate* e *tabular* predominam, enquanto *cuneiform bulliform* é praticamente o único morfotipo de Poaceae presente. Outro fato marcante é o aparecimento do morfotipo *papillae* (Cyperaceae). No P2, essa zona ainda representa camadas não antrópicas, onde as Eudicotiledôneas alcançam 98% e as Arecaceae 2%. Contrastam com o P1 por apresentarem somente um morfotipo de Poaceae e ausência de Cyperaceae.

Zona IIB: horizontes Au₄ e Au₅ (90-120 cm – P1) e Btf (60-90 cm – P2). As Eudicotiledôneas são semelhantes em relação à zona anterior (65%). O número de Poaceae diminui (6%) e as Arecaceae aumentam (29%). Em campo, foi observado que no horizonte Au₄ ocorrem carvões alinhados em sua base côncava e cerâmicas com sinais de carbonização, indicando feição de queima. Isso indica que parte desse fogo originou de práticas antrópicas e, conseqüentemente, a continuada abertura da vegetação e introdução das palmeiras não pode ser exclusivamente resultado de regeneração natural após incêndios naturais.

Dentre as Eudicotiledôneas predomina *globular granulate*, seguido de *platelet*, *parallepipedal* (*verrucate*, *sinuate* e *echinate*) e *irregular (E)*, enquanto *tabular* e *blocky* diminuem. Aumentou a quantidade de *rondel*, *trapeziform* e *saddle* e reduziu os *cuneiform* *bulliform (Poaceae)*. A quantidade de *papillae* também aumentou. O D/P atingiu o maior valor (24,3) entre as zonas estudadas. Aqui esse índice subestima a real vegetação por não contabilizar o continuado aumento das Arecaceae, devendo ser interpretados somente como aumento na proporção de Eudicotiledôneas em relação às Poaceae.

No P2 essa zona representa redução das Eudicotiledôneas (92%) e aumento das Poaceae (2%) e Arecaceae (7%). O Pa/P de 8,50 confirma o aumento das palmeiras e o D/P variando de 52-106 atesta o predomínio de arbustivas/arbóreas sobre as herbáceas. O aumento das Poaceae foi devido à mineralização das células buliformes. Aumentou a quantidade de espículas de esponja, provavelmente devido à presença de maior umidade. A presença de mosqueados e de plintitas, formadas pelo processo de oxi-redução do ferro devido alternâncias nos ciclos de umedecimento e secamento reforça essa evidência. Entretanto, essa quantidade de espículas também pode ser creditada a sua movimentação dos horizontes antrópicos sobrejacentes por bioturbação.

Figura 3.6 - Distribuição da assembléia fitolítica em um Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (P1). D/P: densidade da cobertura arbórea; Iph: relação umidade e aridez; Ic: condições climáticas; Pa/P: proporção de Arecaceae sobre Poaceae. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Figura 3.7 - Distribuição da assembléia fitolítica em um Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico (P2). D/P: densidade da cobertura arbórea; Iph: relação umidade e aridez; Ic: condições climáticas; Pa/P: proporção de Arecaceae sobre Poaceae. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Zona IIC: horizonte Au₃ e Au₂ (45-90 cm – P1) e Au₂ e AB (45-60 cm – P2). No P1 as Eudicotiledôneas diminuem (56%), as Arecaceae aumentam (39%) e as Poaceae se mantêm constantes (5%). As datações obtidas para essa zona corroboram as cronologias obtidas para outros sítios arqueológicos na Amazônia Central (ARROYO-KALIN, 2013), onde apontam essa época como de maior adensamento populacional.

Globular granulate predomina e há incremento em *elongates*, *rondel* e *saddle*. A quantidade de *papillae* é semelhante à zona anterior e as espículas de esponja aumentam significativamente. O D/P variou de 10,0-32,2 e o Pa/P de 5,15-30,75. O aumento de *saddle* deve resultar da maior resistência das Chloridoideae a temperaturas mais elevadas em relação às demais gramíneas (COE, 2009).

Essa zona marca o início das atividades antrópicas no P2. A semelhança das zonas IIA e IIB no P1, Eudicotiledônea (78%) e Poaceae (1%) diminuem e as Arecaceae aumentam (20%). As principais diferenças para a zona anterior são: i) a reduzida presença de Poaceae (D/P de 174,0); ii) maior quantidade de espículas e; iii) a presença do morfotipo *papillae*, demonstrando estreita relação da família Cyperaceae com as atividades antrópicas. Vale ressaltar que os índices D/P e Pa/P devem ser interpretados com cautela, principalmente quando utilizados em zonas que apresentam níveis reduzidos ou quase nulos de Poaceae.

Zona IIIA: horizonte Au₁ e Au₂ (30-45 cm – P1) e Au₂ e AB (40-45 cm – P2). Aumentam as Eudicotiledôneas (61%) e Poaceae (9%) e diminuem as Arecaceae (30%) no P1. *Trapeziform short-cell* e *saddle* aumentaram e a quantidade de *papillae* é semelhante à zona anterior. O Iph de 67-100% indica predomínio de Chloridoideae, gramíneas curtas com ciclo fotossintético em C4 e que predominam em condições quentes e secas. O Ic de 30-71% indica predomínio de gramíneas C3 temperadas de zonas de altitude dentre as Poaceae. Esses resultados discordam das observações de campo e indicam que esses índices não são confiáveis quando utilizados em áreas onde as Poaceae não ocorrem em quantidade considerável. No P2 essa zona marca aumento das Arecaceae (25%) e ausência de Poaceae.

Zona IIIB: horizonte Au₁ (5-30 cm – P1) e Au₁ e Au₂ (15-40 – P2). Predomina Arecaceae (46%), seguido de Eudicotiledôneas (43%) e de Poaceae (11%). *Globular echinate* (Arecaceae) predomina, ao passo que diminuem os *cuneiform buliform* e aumentam os *trapeziform short-cell*, *bilobate* e *saddle*. O morfotipo *papillae* é maior em relação à zona anterior. Os índices Iph (57-100%) e Ic (25-53%) são semelhantes à zona anterior, indicando ainda predomínio de Chloridoideae. Apesar do exposto, pode ser que o Ic esteja superestimado devido a presença de Pooideae, que também produz *saddle* (BREMOND et al., 2008), e devido a ocorrência de Bambusoideae, que produz *rondels* e *trapeziform short-cell*.

No P2 a quantidade de Arecaceae (24%) e Eudicotiledôneas (74%) é semelhante à zona anterior; no entanto, difere dessa pelo sensível aumento de Poaceae, principalmente no tocante a produção de *saddle* e *rondel*. Em relação ao P1, há menor quantidade de Poaceae e de Arecaceae.

Zona IIIC: horizonte Au₁ (0-15 cm – P2). Difere da zona anterior pela redução de Eudicotiledôneas (66%) e aumento de Arecaceae (28%) e Poaceae (4%). Esse registro é semelhante ao observado na zona IIIB do P1. Tais diferenças demonstram que as atividades antrópicas ocorreram primeiramente e de forma mais intensa no P1, e que ao poucos, o P2 passou por tais modificações. Pelos registros fitolíticos pode-se também verificar que no P1 o ambiente foi mais perturbado, ocorrendo inclusive uma época (1030 anos A.P.) em que as Arecaceae predominaram na vegetação.

Na Figura 3.8 é apresentada a PCA dos perfis com TPI. No P1 a PCA-Eixo 1 responde por 65,02% da variância total entre as amostras e é definida por *buliform* no quadrante positivo e pelo restante das Poaceae, Arecaceae, Cyperaceae e Eudicotiledôneas no quadrante negativo. A PCA-Eixo 2 expressa 15,59% da variância e é definida pelas Poaceae (exceto *bulliform*) no quadrante positivo e pelas Arecaceae, Cyperaceae e Eudicotiledôneas no quadrante negativo. Esse eixo demonstra associação das Arecaceae com as Cyperaceae, indicando relação com as atividades antrópicas.

No P2 a PCA-Eixo 1 responde por 67,44 % da variância total. A PCA-Eixo 2 expressa 14,91% da variância total e é definida pelas Poaceae no quadrante positivo e pelas Arecaceae, Cyperaceae e Eudicotiledôneas no quadrante negativo. Assim como no P1, também é evidente a associação das Arecaceae com as Cyperaceae.

Figura 3.8 - Análise de Componentes Principais da assembleia fitolítica de Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (A) e de Plintossolo Argilúvico Eutrópico A antrópico (B). Bu: *bulliform*; Pa: Panicoideae; Po: Pooideae; Ch: Chloridoideae; Ar: Arecaceae; Cy: Cyperaceae; El: elongates; Eu: Eudicotiledôneas. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

3.3.2.1 Evolução fitolítica do solo natural

Semelhante aos horizontes antrópicos, predominam Eudicotiledôneas (Tabela 3.3). *Globular granulate* predomina até 100 cm e *blocky* e *tabular* no restante do perfil. Esses últimos ocorrem em diferentes tamanhos, por vezes impregnados com material orgânico. Esses morfotipos são mais resistentes às condições mais ácidas de superfície, no qual favorece a dissolução dos morfotipos menores e, conseqüentemente, aumenta a concentração daqueles maiores. Aspectos de dissolução ocorrem na forma de cavidades principalmente nas células longas, indicando um processo de tafonomização pós-deposicional. Tal fato inviabiliza a identificação dos fitólitos, contribuindo para o aumento do grupo denominado indeterminado. Entretanto, a ausência de correlação entre a quantidade de fitólitos identificados e a concentração de fitólitos por grama de AIF indica que a tafonomia não afetou de forma significativa a assembléia (Figura 3.9).

O P3 apresenta menor diversidade de fitólitos quando comparado com os horizontes antrópicos, em especial em relação às Poaceae. Enquanto nas TPI predominam células curtas (*saddle*, *bilobate*, *rondel* e *trapeziform short-cell*), no P3 as células longas são maioria (*trapeziform* e *paralelepipedal*); no entanto, são semelhantes quanto ao predomínio de *bulliform* em maiores profundidades. A virtual ausência de Poaceae e Cyperaceae no P3 indica eventos de distúrbios menos freqüentes quando comparado com os horizontes antrópicos e/ou que a considerável presença dessas subfamílias nesses últimos deve resultar de input externo.

Figura 3. 9 – Relação da concentração de fitólitos por grama de fração ácida insolúvel (AIF) e número de morfotipos identificados em Argissolo Amarelo Distrófico A moderado (P3). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

Não foi constatada mudança fitolítica ao longo do perfil que pudesse indicar horizonte enterrado, conforme verificado por Piperno e Becker (1996) em uma floresta de terra firme a 90 km de Manaus-AM. Em 50 cm há um incremento significativo de espículas de esponja, fato também verificado por Kondo e Iwasa (1981). Esse repentino aumento não pode ser explicado do ponto de vista antrópico, onde sua elevada quantidade na TPI é decorrente do tempero cauxi utilizado no fabrico das cerâmicas, ausentes nesse perfil. Nesse sentido, pode-se presumir que esse solo experimentou condições mais úmidas no decorrer de sua evolução pedogenética, e que isso ocorreu entre os anos de 800 a 1910 anos A.P. Tais condições incrementaram as taxas de dissolução dos fitólitos (aumento dos fitólitos irregulares e indeterminados) e deve ter causado mudanças na floresta, inferido pela redução dos morfotipos de Eudicotiledônea e diminuição da diversidade fitolítica. A identificação do morfotipo “seed phytolith” de Marantaceae (PIPERNO, 2006) nessa profundidade reforça a hipótese de um ambiente mais úmido. A baixa frequência desse morfotipo em superfície (assembléia moderna) tem sido atribuída a uma fase mais seca experimentada pela floresta da Amazônia Central (GENTRY, 1990), tendo em vista sua comum ocorrência nas florestas inundáveis da Amazônia.

Não foram identificadas fitólitos de plantas domesticadas. Logo, os carvões dispersos no solo provavelmente devem resultar de incêndios pretéritos em decorrência da instabilidade do clima na Amazônia no Holoceno (COLINVAUX, 1987).

Nesse perfil foram identificadas as zonas I (IA), II (IIA), III (IIIA, IIIB e IIIC) e IV (IVA) (Figura 3.10). A pequena quantidade de Poaceae inviabilizou o cálculo dos índices Ic e Iph. Comparando com as TPI, apresenta a Zona IV, enquanto as Zonas IB, IIB e IIC estão ausentes. Isso aponta para um ambiente menos perturbado, fato esse também evidenciado pela menor quantidade de carvões e maior abrangência (profundidade) das zonas fitolíticas. A presença de uma zona não encontrada na TPI aponta para um estágio posterior de maior regeneração da floresta.

Zona IA: horizonte Bt₃ (175-190 cm). Assemelha-se ao P2 pelo predomínio de Eudicotiledôneas (99%) e difere do P1 pela ausência de Poaceae. Dentre as Eudicotiledôneas predominam *blocky*, *tabular* e *globular granulate*. Foi observada maior concentração de fitólitos por grama de AIF, indicando que os morfotipos de arbustivas/arbóreas por si só constituem considerável fonte de silício no ambiente.

Zona IIA: horizonte Bt₂ e Bt₃ (140-175 cm). É marcada pela redução de Eudicotiledôneas (92%) e aumento de Arecaceae (8%). Esse aumento de Arecaceae também foi verificado na zona IB (130-155 cm) do P1 e na Zona IIB (60-90 cm) do P2, ambos representando níveis naturais. Isso indica que inicialmente houve incremento de Arecaceae em todas as áreas, indicando distúrbios não relacionados às atividades antrópicas pré-colombianas. Entre as Eudicotiledôneas predomina *globular granulate*, seguido por *tabular* e *blocky*. A concentração de fitólitos por grama de AIF diminui e aumenta a quantidade de morfotipos irregulares, indeterminados, morfotipos *platelet* queimados e corpos silicosos com aspecto de carbonização (tafonomizados). Isso indica que maiores eventos de queima quando comparado com a zona anterior.

Tabela 3.3 - Contagem detalhada de fitólitos em um Argissolo Amarelo Distrófico Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado (P3). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

Prof. (cm)	Monocotiledôneas										Eudicotiledôneas														
	Poaceae								Cyperace ae	Areace ae															
	Rondel	Trapeziform short cell	Saddle	Bilobate	Cross	Elongate	Bulliform	Hair cell	Papillae	Globular echinate	Globular granulate	Blocky	Tabular	Trapeziform	Parallepipetal	Cylindric	Facetate	Scutiform	Platelet	Tracheid	Irregular (E)				
0-5	0	0	0	0	0	1	5	0	1	50	19	1	1	0	2	6	0	2	0	0	3	2	14	0	110.516
5-10	0	0	1	0	0	0	2	0	0	77	18	1	1	0	4	0	0	0	1	0	0	0	0	0	325.462
10-15	0	1	0	0	0	2	1	0	0	57	17	1	0	0	4	5	0	0	0	0	0	0	1	0	197.274
15-20	0	0	0	0	0	0	3	0	0	75	15	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	32.194
20-25	0	0	1	0	0	0	0	0	0	44	16	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	135.169
25-30	1	0	0	0	0	1	0	0	2	54	15	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	538.022
50-60	1	0	0	0	0	0	7	0	0	6	45	6	19	0	3	0	4	4	4	0	8	24	51	30	7.774
60-70	0	0	0	0	0	0	0	0	0	34	19	0	0	0	0	1	3	3	2	0	0	9	0	0	539.868
70-80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	32	17	1	0	0	1	1	0	0	2	0	0	13	11	0	1.154.869
80-90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36	16	1	11	0	1	0	0	0	2	0	2	0	0	0	76.641
90-100	0	0	0	0	0	0	6	0	0	21	16	0	22	0	0	1	0	0	4	0	1	0	16	0	1.784.372
100-110	0	0	0	0	0	0	6	0	0	12	51	90	44	0	2	0	0	0	4	0	4	0	18	3	132.001
110-120	0	0	0	0	0	0	4	0	0	16	96	50	46	0	1	0	0	0	6	0	0	11	16	0	479.134
120-130	0	0	0	0	0	0	4	0	0	15	91	52	25	0	1	1	0	0	1	0	1	17	16	0	345.602
130-140	0	0	0	0	0	0	0	0	0	32	15	19	5	0	1	1	0	0	1	0	0	17	5	0	776.476
140-150	0	0	0	0	0	0	1	0	0	21	12	21	34	0	0	2	0	0	6	0	2	10	5	0	868.970
150-160	0	0	0	0	0	0	1	0	0	11	48	83	70	0	1	0	0	0	6	0	0	1	9	0	437.820
160-170	0	0	0	0	0	0	1	0	0	15	58	60	75	0	1	1	0	0	9	0	0	4	7	0	800.546
170-180	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	15	111	91	0	0	0	0	0	9	0	1	0	7	0	2.083.980
180-190	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	120	105	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	0	3.024.723

Zona IIIA: horizonte Bt₁ e Bt₂ (90-140 cm). Continuada redução das Eudicotiledôneas (88%) e aumento de Arecaceae (9%). Aparecem as Poaceae (2%) devido à produção de *cuneiform buliform*. Apresenta menor quantidade de Arecaceae quando comparado com as zonas IIA e IIB do P1. Em relação ao P2, essa diferença não é grande quando se compara profundidades semelhantes; no entanto, o padrão observado no P2 é de progressivo aumento das palmeiras com a evolução do perfil, aproximando-se do comportamento do P1. No P3 esse aumento é pouco acentuado e tende a estabilizar nos horizontes superficiais.

Zona IIIB: horizonte BA e Bt₁ (55-90 cm). Redução de Eudicotiledôneas (85%) e aumento de Arecaceae (13%). A quantidade de *blocky* diminui e de *scutiform*, *platelet* e *irregular (E)* aumentam. Há um grande incremento de espículas de esponjas (30 indivíduos contados na lâmina), indicando condições mais úmidas. Essas evidências contrastam com as investigações realizadas por Kondo e Iwasa (1981) em Belterra-PA, que identificaram espículas somente no solo antrópico e, corroboram precisamente com os estudos de Piperno e Becher (1996), que identificaram esses espongiários em um Latossolo Amarelo próximo a cidade de Manaus na mesma profundidade.

Ao compararmos com as Zonas equivalentes do P1 (IIC) e P2 (IIC e IIB), verifica-se que nas TPI a quantidade de palmeiras era de 39% no P1 e aumentava de 7% para 25% no P2, quantidades essas muito superiores aos contabilizados para as Arecaceae nesse perfil. É provável que as diferentes formas de uso das TPI tenham garantido o surgimento e/ou permanência desses indivíduos na área antropizada.

Dados geológicos e de pólen da bacia Amazônica e da América do Sul aponta os períodos (anos A.P.) 2700 ou 2400 e 2000, 1300 e 1100, 1450 e 940 e entre 750 e 500 (ABSY, 1991; MARTIN et al., 1993) como os mais secos no Holoceno. Esses períodos coincidem e/ou estão muito próximos da idade dos eventos de queima estabelecidos para essa zona, o que sugere incêndios naturais na área (paleoincêndios).

Figura 3.10 - Distribuição da assembléia fitolítica em um Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado (P3). D/P: densidade da cobertura arbórea; Iph: relação umidade e aridez; Ic: condições climáticas; Pa/P: proporção de Arecaceae sobre Poaceae. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Zona IIIC horizonte AB e BA (20-55). Redução de Eudicotiledôneas (76%) e aumento expressivo das Arecaceae (23%). Esse padrão é semelhante ao observado na zona IIIB do P2 e ainda muito inferior ao identificado no P1, o que indica maior pressão na vegetação nesse último. Difere da Zona anterior pela ausência de irregulares, indeterminados e espículas.

Zona IVA: horizonte A e AB (5-20 cm). Representa a vegetação moderna, onde predominam Eudicotiledôneas (65%), seguido de Arecaceae (29%) e Poaceae (6%). Essa composição é muito semelhante ao P2 e distinta daquela do P1. Esse fato reforça a hipótese de que as atividades antrópicas foram mais marcantes na TPI do P1.

Na Figura 3.11 é apresentada a PCA do P3. Assim como verificado no P1, a PCA-Eixo 1 responde por 52,57% da variância total e é definida por *buliform* no quadrante positivo e pelo restante das Poaceae, Arecaceae, Cyperaceae e Eudicotiledôneas no quadrante negativo. A PCA-Eixo 2 expressa 19,11% da variância total e é definida pelas Poaceae (exceto *bulliform*) no quadrante positivo e pelas Arecaceae, Cyperaceae e Eudicotiledôneas no quadrante negativo. Esse eixo contrasta com as TPI por não demonstrar nenhuma associação que aponte práticas antrópicas.

Figura 3.11 – Análise de Componentes Principais da assembleia fitolítica de Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. Bu: *bulliform*; Pa: Panicoideae; Po: Poaceae; Ch: Chloridoideae; Ar: Arecaceae; Cy: Cyperaceae; El: elongates; Eu: Eudicotiledôneas. Campo Experimental do Caldeirão, Iracunduba – AM

3.3.2.2 $\delta^{13}\text{C}$

Os dados isotópicos da matéria orgânica de -26,30, -26,28 e -27,93‰ das camadas superficiais do P1, P2 e P3 respectivamente, caracterizam formação florestada fechada (Figura 3.12). Ao longo dos perfis foi observada homogeneidade na composição isotópica, com valores variando entre -24,93 e -25‰, indicativo de formação florestal com predomínio de plantas C3. Esses resultados indicam clima úmido semelhante ao atual durante a evolução pedogenética dos perfis.

À exceção, foi constatado na profundidade de 90-100 cm do P2 (base da Zona IIB), enriquecimento isotópico de -19,51‰, indicando provavelmente abertura da vegetação e/ou maior contribuição de plantas C4. De fato, nessa zona foi observada a redução de Eudicotiledôneas e aumento das Poaceae e Arecaceae. Essa mudança também foi constatada no P1 (95 – 100 cm), traduzida em enriquecimento isotópico de -23,74‰. Essa profundidade pertence à Zona IIB, onde se detectou aumento das Arecaceae e de Cyperaceae. Essas evidências demonstram que a vegetação arbórea fechada em ambos os perfis passou por distúrbios a $\pm$ 1780 A.P, notadamente aquela do P2, no qual estão associados com o início das intervenções antrópicas na área. Esse fato é ainda enfatizado devido a não constatação dessa mudança isotópica no P3, que teve sua pedogênese sempre associada à vegetação de floresta.

3.3.2.3 Arecaceae das TPI x solo natural

Zona IA: 100-190 cm (P1), 120-180 cm (P2) e 165-190 cm (P3) (Figura 3.13; Figura 3.14; Figura 3.15). A maior quantidade de subagrupamentos nessa Zona no P1 demonstra maior diversidade de indivíduos, onde à exceção do Tipo 3, todos os outros morfotipos estão presentes. O P2 é composto dos Tipos 1, 2 e 6 e o P3 dos Tipos 2, 4, 5 e 6. O Tipo 6 predomina em todos os perfis, alcançando 32%, 50% e 67% no P1, P2 e P3, respectivamente. Por meio de comparação com a coleção de referência, esse *globular echinate* provavelmente corresponde à espécie *Attalea maripa* (Inajá).

Zona IIA: 50-100 cm (P1), 80-120 cm (P2) e 95-110 cm (P3). Representa a TPI somente no P1. Nesse perfil houve incremento de 226 para 657 fitólitos, enquanto no P2 esse aumento foi de 9 fitólitos. Entretanto, no P3 foi observada redução de 60 fitólitos em relação a zona anterior.

Figura 3.12 - Distribuição de $\delta^{13}\text{C}$ ao longo do Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (A); Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico (B); Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado (C). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

No P1 apareceu o Tipo 3 e houve incremento em todos os demais, em especial os Tipos 2, 4, 6 e 8. No P2 surgiram os Tipos 3, 5 e 8 e aumentou a quantidade dos Tipos 2 e 6. Por ainda corresponder a camadas naturais no P2, essa Zona é ainda muito semelhante ao P3 em termos de quantidade e predominância de espécies. Houve redução de fitólitos no P3, ainda com predomínio dos Tipos 6 e 4. Apesar do predomínio do gênero *Attalea* (Tipo 4 e 6) em todos os perfis, aqui fica evidente que as atividades antrópicas aumentaram a quantidade de fitólitos de palmeiras na TPI; no entanto, o P1 não difere em termos de diversidade de espécies para as demais áreas.

Zona IIB: 55-95 cm (P3). Caracterizada pela ausência dos Tipos 3 e 7 e aumento dos Tipos 1, 2, 4 e 6.

Zona IIIA: 30-50 cm (P1), 50-80 cm (P2) e 15-55 cm (P3). Somente no P1 corresponde a TPI. Nesse perfil a quantidade de *globular echinate* diminuiu, notadamente os Tipos 4 e 6, enquanto os Tipos 1 e 3 predominam. O Tipo 1 provavelmente corresponde as espécies *Oenocarpus minor* (bacabinha) e *Oenocarpus bacaba* (abacaba) e o Tipo 3 as espécies do gênero *Astrocaryum* (*murumuru*–*murumuru* e *aculeatum*–*tucumã*) e *Bactris*. No P2 aumentou todos os tipos de *globular echinate*, notadamente os Tipos 2 e 6. O Tipo 2 provavelmente corresponde a um outro tipo de morfotipo de menor tamanho produzido por *Astrocaryum* e *Bactris*. Esse padrão é semelhante ao do P3, que por sua vez, apresentou predomínio dos Tipos 1, 4 e 6.

Em geral, predominam os Tipos 4 e 6 nos perfis. O P1 apresentou maior quantidade de todos os morfotipos, embora semelhante aos demais quanto à diversidade de espécies. A notada presença de Arecaceae, em especial no P1, corrobora outros estudos na Amazônia que indicam estreita relação dos povos pré-colombianos com esses indivíduos por meio de práticas de manejo (ROOSEVELT et al., 1996; MONTAÑEZ, 2005; MORCOTE-RÍOS, 2008; CASCON, 2010).

Zona IIIB: 5-30 cm (P1), 25-50 cm (P2) e 5-15 cm (P3). Todos os horizontes antrópicos do P2 e o Au₁ do P1. No P2 marca o aumento dos morfotipos 1, 2 e 3 devido às práticas antrópicas. Esse padrão é semelhante ao verificado na Zona IIIA do P1, no qual se observou aumento na produção de diferentes morfotipos, embora semelhante ao solo natural quanto à diversidade de espécies.

Figura 3.13 - Distribuição de fitólitos de Arecaceae em um Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (P1). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

Figura 3.14 – Distribuição de fitólitos de Arecaceae em um Plintossolo Pétrico Distrófico A antrópico (P2). Campo Experimental do Caldeirão, município de Iranduba – AM

Figura 3.15 - Distribuição de fitólitos de Arecaceae em um Argissolo Amarelo Distrófico A moderado (P3). Campo Experimental do Caldeirão, município de Iranduba – AM

Essa zona marca o amplo predomínio dos Tipos 2 e 3 no P1. A forte associação do Tipo 3 (*Astrocaryum* e/ou *Bactris*) com a TPI é evidenciada por i) ser encontrado em quantidade quase nula em todas as Zonas do P3; ii) pela presença em pequena quantidade ou ausente nos níveis não antrópicos do P2 e P1, respectivamente e; iii) por incrementar significativamente nas Zonas que marcam o início da formação da TPI.

Astrocaryum é encontrado em áreas perturbadas próximas a ocupações humanas ou pode ser encontrada plantada por populações modernas devido a alta utilidade de seus frutos (uso alimentício, extração de óleo) e fibras (trançar redes e outros artigos) (HENDERSON; SCARIOT, 1993). O gênero *Bactris* é utilizado até os dias atuais pela ampla utilização de seus frutos, tanto para fins comestíveis como comerciais. A importância desse gênero é tamanha, que a pupunha (*Bactris gasipaes*) se tornou a única palmeira domesticada na Amazônia (CLEMENT, 1999). Ainda, por comparação com a coleção de referência pode ser que o Tipo 5 denuncie a utilização de *Euterpe precatória* (açaí) nas áreas, de ocorrência natural na região, com frutos e palmito que são consumidos pela população local (GOULDING; SMITH, 2007).

Os Tipos 1 e 6 predominam no P3. O Tipo 6 sempre foi predominante nesse perfil enquanto o Tipo 1 apresentou quantidades expressivas a partir da zona IIB. Isso demonstra que esse perfil evoluiu sob a presença dos gêneros *Oenocarpus* e *Attalea* e que essas não ocorrem na área exclusivamente em decorrência das atividades antrópicas. Entretanto, os dados demonstram que as mesmas ocorrem em quantidades consideráveis nos horizontes antrópicos, indicando utilização pelos povos pré-colombianos e/ou que formas de uso pretéritas dessas áreas promoveram condições favoráveis ao desenvolvimento das mesmas na TPI.

Zona IIIC: 5-25 cm (P2). Aumento dos Tipos 2, 3 e 4 e redução do Tipo 6, indicando aumento de *Astrocaryum* e *Bactris* e redução do gênero *Attalea*, respectivamente. Apesar desse fato apontar para uma seleção de espécies, não se pode descartar a hipótese de que épocas de menor grau de perturbação possam ter promovido condições ideais para a emergência de algumas espécies em detrimento de outras.

Na Figura 3.16 é apresentada a PCA dos diferentes tipos de *globular echinate* de todos os perfis. No P1 a PCA-Eixo 1 responde por 50,22% da variância total e é representada por todos os morfotipos no quadrante positivo. A PCA-Eixo 2 expressa 14,53% da variância total e é definida pelos Tipos 2, 3 e 9 no quadrante positivo e pelos demais Tipos no quadrante negativo. A PCA-Eixo 3 (14,53%) é definida pelos Tipos 4, 5, 6, 7 e 9 no quadrante positivo e os demais no quadrante negativo. A PCA-Eixo 4 (8,36%) é definida pelos Tipos 3, 4 e 5 no

quadrante positivo e os demais no quadrante negativo. No P2 a PCA-Eixo 1 responde por 60,93% da variância total e é representada por todos os tipo no quadrante positivo. A PCA-Eixo 2 expressa 14,44% da variância total e é definida pelos Tipos 6, 7 e 9 no quadrante positivo e os demais no quadrante negativo. A PCA-Eixo 3 (10,60%) é definida pelos Tipos 2, 4, 6 e 9 no quadrante positivo e os demais no quadrante negativo.

No P3 a PCA-Eixo 1 representa 50,48% da variância total e é representada pelo Tipo 2 no quadrante positivo e os demais no quadrante negativo (Figura 3.16). A PCA-Eixo 2 expressa 15,20% da variância total e é definida pelos Tipos 4 e 9 no quadrante positivo e pelos demais no quadrante negativo. A PCA-Eixo 3 (11,63%) é definida pelos Tipos 1, 2, 3, 4, 7 e 8 no quadrante positivo e os demais no quadrante negativo.

Figura 3.16 – Análise de Componentes Principais de fitólitos de Arecaceae em Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (A), Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico (B) e Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado (C). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

3.3.2.4 Coleção de referência (Arecaceae)

O grau de esfericidade e o tamanho dos espinhos dos morfotipos *globular echinate* em diferentes espécies encontra-se na Tabela 3.4. Somente a espécie *Attalea maripa* (P6) produziu um único tipo de *globular echinate*. Esse é o morfotipo que apresenta maior grau de esfericidade e tamanho de espinhos. No tocante ao grau de esfericidade, *Elaeis olerifera* (P2) e *Attalea maripa* diferem das demais, enquanto que *Astrocaryum murumuru* (P1), *Attalea speciosa* (P3) e *Euterpe precatória* (P4) formam um grupo e *Astrocaryum aculeatum* (P5) e *Bactris marajá* (P7) outro grupo. Apesar da homogeneidade em relação ao tamanho de espinhos, *Astrocaryum murumuru* e *Bactris marajá* diferem do grupo composto por *Elaeis olerifera*, *Attalea speciosa*, *Euterpe precatória* e *Astrocaryum aculeatum*.

Na mesma espécie, *Astrocaryum aculeatum*, *Elaeis olerifera* e *Euterpe precatória* produzem morfotipos com distintos graus de esfericidade, enquanto que *Euterpe precatória* produz morfotipos com tamanho de espinhos diferentes.

Tabela 3.4 - Grau de esfericidade e tamanhos de espinhos de morfotipos *globular echinate* (Arecaceae) coletadas em área com Terra Preta de Índio e floresta secundária adjacente. Campo Experimental do Caldeirão, município de Iranduba - AM

Planta	Nome científico	Nome vulgar	Grau de esfericidade (μm)		Espinhos (μm)	
			Tipo 1	Tipo 2	Tipo 1	Tipo 2
Terra Preta de Índio						
P1	<i>Astrocaryum murumuru</i>	Murumurú	15,23±6,6	16,78±6,7	1,27±0,3	1,39±0,4
P2	<i>Elaeis olerifera</i>	Caiaué	23,48±10,4	20,49±4,6	2,14±0,6	2,06±0,5
P3	<i>Attalea speciosa</i>	Babaçu	14,36±5,3	15,75±4,7	2,11±0,6	2,05±0,6
P4	<i>Euterpe precatória</i>	Açaí	15,51±3,7	376,95±195,4	2,90±0,5	5,82±1,3
P5	<i>Astrocaryum aculeatum</i>	Tucumã	9,68±5,5	14,81±6,0	2,10±0,6	2,24±0,5
Floresta secundária adjacente						
P6	<i>Attalea maripa</i>	Inajá	26,81±9,8	-	3,30±0,6	-
P7	<i>Bactris maraja</i>	Marajá	10,92±5,2	9,09±3,2	1,77±0,3	1,77±0,6

3.4 Considerações finais

Os registros fitolíticos demonstraram as variações ocorridas na vegetação durante a evolução dos solos, indicando distúrbios em maior intensidade na TPI em relação ao solo natural. Durante a evolução das TPI a quantidade de Arecaceae incrementou gradualmente, alcançando inclusive a supremacia dentre a comunidade de plantas, enquanto que no solo natural esse avanço é incipiente e estabiliza nas camadas superficiais. Isso atesta que as

práticas antrópicas promoveram condições favoráveis para emergência dessa família, provavelmente relacionado ao contexto doméstico, tendo em vista a predominância de algumas espécies em detrimento de outras quando da evolução das TPI, notadamente no P1.

Em adição, a utilização dessas palmeiras se deu provavelmente em contexto doméstico, tendo em vista a ausência de fitólitos de plantas domesticadas. Assim, a presença de gramíneas na área pode ser interpretada como resultado de colonização após a abertura da vegetação, fato esse marcadamente observado no decorrer de formação das TPI e/ou que essas espécies também podem ter sido levadas pelos povos pré-colombianos para essas áreas. Esse fato é reforçado pelo enriquecimento das TPI com espécies da família Cyperaceae, reconhecidas historicamente por sua utilização na época pré-contato.

Em relação aos processos pedogenéticos, nos horizontes superficiais a elevada precipitação e a drenagem livre acelera o processo de mineralização e humificação da matéria orgânica e promove a rápida dissolução dos fitólitos mais solúveis. Essa dissolução auxilia na manutenção da assembléia mineralógica do solo por meio da liberação de ácido monossilícico (H_4SiO_4) em solução, contribuindo para a estabilidade da caulinita (monossilicização) e desfavorecendo a formação de gibbsita. Além do processo de dissolução, fragmentação física, bioturbação e translocação, esse último exclusivamente de ocorrência na TPI, também influenciam a distribuição dos fitólitos nos solos.

Referências

- ABSY, M.L.; CLEEF, A.M.; FOURNIER, M. MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, A.; FERREIRA DA SILVA, M.; SOUBIE, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B.; VAN DER HAMMEN, T. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris**, Paris, v. 312, n. 2, p. 673-678, 1991.
- ALBERT, R.M.; BAMFORD, M.K.; CABANES, D. Palaeoecological significance of palms at Olduvai Gorge, Tanzania, based on phytolith remains. **Quaternary International**, Oxford, v. 193, p. 41-48, 2009.
- ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J.D.; COLIN, F.; KOUD, J.M. Plant impact on the biogeochemical cycle of silicon and related weathering processes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Kidlington, v. 61, p. 677-682, 1997a.
- ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J.D.; LÉZINE, A.M.; VINCENS, A.; SCHWARTZ, D. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Amsterdam, v. 136, p. 213–229, 1997b.

ARROYO-KALIN, M. Slash and burn: landscape history and crop cultivation in pre-Columbian Amazonia. **Quaternary Internacional**, Oxford, v. 249, p. 4-18, 2013.

BARBONI, D.; BONNEFILE, R.; ALEXANDRE, A.; MEUNIER, J.D. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle, Awash Valley, Ethiopia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 152, p. 87-100, 1999.

BOZARTH, S.R. Classification of opal phytoliths formed in selected dicotyledons native to the Great Plains. In: RAPP Jr., G.; MULHOLLAND, S.C. (Ed.). **Phytoliths systematics**. New York: Plenum Press, 1992. p. 193–214.

BOZARTH, S.R.; PRICE, K.; WOODS, W.I.; NEVES, E.G.; REBELLATO, R. Phytoliths and Terra Preta: The Hatahara Site Example. In: WOODS, W.I.; TEIXEIRA, W.G.; LEHMANN, J.; STEINER, C.; WINKLERPRINS, A.M.G.A; REBELLATO, L. (Ed.). **Amazonian Dark Earth: WimSombroek's Vision**. Berlim: Springer, 2009. p. 85-98.

BREMOND, L.; ALEXANDRE, A.; PEYRON, O.; GUIOT, J. Grass water stress estimated from phytolith in West Africa. **Jornal of Biogeography**, Oxford, v. 32, p. 311-327, 2005.

BREMOND L.; ALEXANDRE, A.; WOOLLER M. J.; HÉLY, C.; WILLIAMSON, D.; SCHÄFER, P. A.; MAJULE, A.; GUIOT, J. Phytolith indices as proxies of grass subfamilies on East African tropical mountains. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v. 61, p. 209–224, 2008.

BRASIL. Ministério de Minas e Energia. **Projeto RADAM Brasil**: folha SA-20 Brasília; mapa geológico. Rio de Janeiro, 1978. 1 mapa, color., 91 cm x 71 cm. Escala 1:1.000.000. (Levantamento de Recursos Naturais, 18).

CASCON, L.M. **Alimentação na floresta tropical**: um estudo de caso no sítio Hatahara, Amazônia Central, com base em microvestígios botânicos. 2010. 203p. Dissertação (Mestrado em Arqueologia) - Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

CLEMENT, C. 1492 and the loss of Amazonian crop genetic resources I: the relation between domestication and human population decline. **Economic Botany**, New York, v. 53, p. 188-202, 1999.

COE, H.H.G. **Fitólitos como indicadores de mudanças na vegetação xeromórfica da região de Buzios/Cabo Frio, RJ, durante o Quaternário**. 2009. 300 p. Tese (Doutorado em Geologia e Geofísica Marinha) - Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro, 2009.

COLINVAUX, P.A. Amazon diversity in light of the paleoecological record. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 6, p. 93-114, 1987.

COSTA, M.L.; CARMO, M.S.; OLIVEIRA, E.C.; LIMA, H.N.; KERN, D.C.; GOESKE, J. A mineralogia e composição química de fragmentos de cerâmicas arqueológicas em sítios de terra preta de índio. In: TEIXEIRA, W.G.; KERN, D.C.; MADARI, B.E.; LIMA, H.N.; WOODS, W. (Ed.). **As terras pretas de índio da Amazônia**: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas. Manaus: Universidade Federal do Amazonas, 2010. p. 225-241.

GENTRY, A.H. Floristic similarities and differences between southern Central America and upper and central Amazonia. In: _____. (Ed.). **Four Neotropical rainforests**. New Haven: Yale University Press, 1990. p. 141-157.

GOULDING, M.; SMITH, N. **Palmeiras**: sentinelas para a conservação da Amazônia. Lima: Amazon Conservation Association; Belém: Sociedade Civil Mamirauá, 2007. 358p.

HENDERSON, A.; SCARIOT, A. A flórua da Reserva Ducke, I Palmae: Arecaceae. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 23, p. 346-369, 1993.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Base cartográfica integrada digital do Brasil ao milionésimo**. Disponível em: <http://download.ibge.gov.br/download_geociencias>. Acesso em: 25 jun. 2007a.

_____. **Base cartográfica integrada digital do Brasil ao milionésimo**. Disponível em: <http://download.ibge.gov.br/download_geociencias>. Acesso em: 25 jun. 2007b.

KONDO, R.; IWASA, Y. Biogenic opals of humic yellow latosols and yellow latosols in the Amazon region. **Research Bulletin Obihiro University**, Obihiro, v. 12, p. 231-239, 1981.

KONDO, R.; CHILDS, C.W.; ATKINSON, I.A.E.; PRITCHARD, T. **Opal Phytoliths of New Zealand**. Lincoln: Manaaki Whenua Press, 1994. 85p.

MADELLA, M.; POWERS-JONES A.H.; JONES, M.K. A Simple method of extraction of Opal Phytoliths from sediments using a non-toxic heavy liquid. **Journal of Archeological Science**, New York, v. 25, p. 801-803, 1998.

MADELLA, M.; ALEXANDRE, A; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. **Annals of Botany**, Oxford, v. 96, p. 253-260, 2005.

MADELLA, M.; LANCELOTTI, C. Taphonomy and phytoliths: a user manual. **Quaternary Internacional**, Oxford, v. 275, p. 76-83, 2012.

MARTIN, L.; FOURNIER, M.; MOURGUIART, P.; SIFFEDINE, A.; TURQ, B.; ABSY, M.L.; FLEXOR, J.M. Southern oscillation signal in South American palaeoclimatic data of the last 7.000 years. **Quaternary Research**, Maryland Heights, v. 39, p. 338-346, 1993.

MEGGERS, B.J. **Amazonia: man and culture in a counterfeit paradise**. Washington: Smithsonian Institution Press, 1996. 214p.

MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite-citrate system bulfered with sodium bicarbonate. **Clay and Clay Minerals**, Aurora, v. 7, p. 317-327, 1960.

MONTAÑEZ, S.A. **Arqueobotánica em la Amazonía Colombiana: un modelo etnográfico para el análisis de maderas carbonizadas**. Bogotá: Banco de la República, 2005. 361p.

MORCOTE-RÍOS, G. **Antiguos habitantes en Ríos de Aguas Negras: ecosistemas y cultivos em el interfluvio Amazonas-Putumayo, Colombia-Brasil**. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia, 2008.

MULHOLLAND, S.C.; RAPP Jr., G. A morphological classification of grass silica-bodies. In: RAPP Jr., G.; MULHOLLAND, S.C. (Ed.). **Phytoliths systematics**. New York: Plenum Press, 1992. p. 64-89.

PEARSALL, D.M. **Paleoethnobotany: a handbook of procedures**. San Diego: Academic Press, 2000. 700 p.

PIPERNO, D.R. **Phytoliths: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists**. Lanham: AltaMira Press. 2006. 238 p.

PIPERNO, D.R.; BECKER, P. Vegetational history of a Site in the Central Amazon Basin derived from phytolith and charcoal records from natural soils. **Quaternary Research**, Maryland Heights, v. 45, p. 202-209, 1996.

RODRIGUES, T.E.; SANTOS, P.L.; VALENTE, M.A.; BARRETO, W.O.; ARAÚJO, W.S.; MELO, M.E.C.C.M.; DURIEZ, M.A.M. **Levantamento semi-detalhado dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras do campo experimental do Caldeirão do CPAA/Embrapa, Iranduba, Amazonas**. Rio de Janeiro: Embrapa, 1991. 74 p.

ROOSEVELT, A.C.; COSTA, M.L.; MACHADO, C.L.; MICHAB, M.; MERCIER, N.; VALLADAS, H.; FEATHERS, J.; BARNETT, W.; SILVEIRA, M.I.; HENDERSON, A.; SLIVA, J.; CHERNOFF, B.; REESE, D.; HOLMAN, J.A.; TOTH, N.; SCHICK, K. Paleoindian Cave Dwellers in the Amazon: The peopling of the Americas. **Science**, Washington, v. 272, p. 373-384, 1996.

TWISS, P.C.; SUESS, E.; SMITH, R.M. Morphological classification of grass phytoliths. **Soil Science Society of American Proceedings**, Madison, v. 33, p. 109-115, 1969.

TWISS, P.C. Predicted world distribution of C₃ e C₄ grass phytolith. In: RAPP Jr., G.; MULHOLLAND, S.C. (Ed.). **Phytoliths systematics**. New York: Plenum Press, 1992. p. 113-128.

USGS. **Imagem de satélite Landsat 45 TM**. Disponível em: <<http://glovis.usgs.gov>>. Acesso em: 27 jun. 2013.

4 MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE SOLOS COM HORIZONTE A ANTRÓPICO (TERRA PRETA DE ÍNDIO) NO MUNICÍPIO DE IRANDUBA – AM

Resumo

Apesar dos vários estudos sobre as Terras Pretas de Índio (TPI), algumas questões como a mineralogia da fração argila e dos óxidos de ferro do solo e das cerâmicas ainda carecem de estudos detalhados. Esses por sua vez, aliados aos geoquímicos, podem indicar a magnitude em que o processo de antropização modificou o solo e originou os horizontes antrópicos. O objetivo desse estudo foi caracterizar a mineralogia e a geoquímica de duas TPI (P1 e P2) e de um Argissolo com horizonte A moderado (P3) no município de Iranduba - AM. DRX das frações granulométricas do solo foi realizada após oxidação da matéria orgânica e redução do ferro utilizando DCB. DRX das cerâmicas também foi realizado. Os parâmetros cristalográficos dos óxidos de ferro foram mensurados após concentração com NaOH 5 mol L⁻¹, enquanto o índice de cristalinidade foi obtido conforme Hughes e Brown (1979) (ICHB). Susceptibilidade magnética dos horizontes e das cerâmicas também foi carregada. Em todos os horizontes predomina quartzo nas frações areia e silte e caulinita na argila. Hematita e goethita são herdadas do material de origem e dos nódulos de ferro. Caulinita, feldspatos e magnetita também estão associados com os nódulos de ferro. Variscita-estregita ocorre somente nos perfis com TPI. A ocorrência de VHE nos horizontes antrópicos é devido ao intemperismo da ilita. Ilita só ocorre no Au₂ do P2 e deve ter origem tanto neogenética como alóctone. As cerâmicas são predominantemente quartzítica, ocorrendo ainda hematita, feldspato, tridimita, maghemita e anatásio. A não identificação de filossilicatos indica temperatura de queima próxima a 500°C. Tridimita ocorre como resultado de prévia calcinação dos temperos silicosos adicionados à cerâmica. Maghemita formou a partir da queima de resíduos orgânicos na presença de outros óxidos de ferro. A magnetização da fração argila dos horizontes antrópicos confirma a presença desse mineral. A goethita apresenta baixa cristalinidade, decorrente de elevada liberação de Fe durante o intemperismo associado a uma rápida oxidação. A substituição isomórfica diminuiu com a profundidade em todos os perfis. A elevada relação Gt/(Gt+Hm) confirma predomínio de goethita nos solos. O horizonte A moderado apresenta menor ICHB que os antrópicos. A associação P₂O₅-CaO-K₂O-NaO-Cs-Co-Zn-Cu-Ba-Rb-Ni representa a assinatura geoquímica das TPI, enquanto os horizontes não antrópicos são caracterizados pela associação SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃-TiO₂-Ga-Nb-Sn-Ta-Th-Pb-Sc. Os horizontes Au₁ e Au₂ de ambas as TPI são geoquimicamente semelhantes, ao passo que os demais horizontes antrópicos do P1 exibiram menor enriquecimento geoquímico. As TPI são mais enriquecidas em elementos terras raras pesadas em relação aos horizontes B subjacentes. A semelhança mineralógica do P3 com a TPI indica formação da mesma matriz mineralógica; no entanto, a presença de maghemita, variscita-estregita e tridimita confirma a formação de minerais por meio das atividades antrópicas. O enriquecimento geoquímico das TPI pode ser explicado pela adição de ossos queimados e de resíduos de plantas, notadamente Arecaceae.

Palavras-chave: Maghemita; Variscita-Estregita; Susceptibilidade magnética

Abstract

Mineralogy and geochemistry of soils with A anthropic horizon (Indigenous Dark Earth) in Iranduba city (Amazonas state, Brazil)

Despite numerous studies concerned about Indigenous Dark Earths (IDE) some issues such as the mineralogy of clay fraction and iron oxides of soils and of ceramics remain poor in details. This information, in addition to geochemistry analyses, can indicate the extension of the anthropization process in the soil. This study aimed to characterize the mineralogical and geochemical properties of two IDE soils (pedons P1 and P2) and of an Ultisol without Anthropic horizons (pedon P3) in Iranduba city (Amazon state, Brazil). X-ray diffraction (DRX) analyses were performed for soil samples (after removal of organic matter and iron oxides). DRX of ceramics were performed. Crystallographic parameters of iron oxides were measured after pre-concentration with NaOH 5 mol.L⁻¹. The crystallinity index of Hughes and Brown (1979) for kaolinite was performed in powder samples of clay fraction. The magnetic susceptibility of soil horizons and ceramic samples were also carried out. In all soil horizons analyzed there is the predominance of quartz in coarser fractions (sand and silt) and kaolinite in the clay fraction. Hematite and goethite are inherited from parent material and Fe nodules. Kaolinite, feldspars and magnetite are also connected to Fe nodules. Variscite-strengite is constrained to IDE pedons. The presence of hydroxyl-interlayered vermiculite (HIV) in anthropic horizons is likely related to illite weathering. Illite only occurs in the Au₂ of P2 soil and may have an allochthonous diagenetic origin. Ceramic fragments are mainly quartz-rich with minor amounts of hematite, feldspar, tridimite, maghemite and anatase. The non-identification of phyllosilicates indicates firing temperature close to 500° C. Tridymite occurs as a result prior calcination of siliceous seasoning added to ceramics. Maghemite formation is associated to the burning of organic residues in the presence of iron oxides. The magnetization of clay fraction in the anthropic horizons enhances the presence of this mineral. Goethite displays a low crystallinity resulting from high rates of releasing of Fe during the weathering combined to a rapid oxidation. High values of Gt/(Gt+Hm) confirms the predominance of goethite as pedogenic Fe oxide. The non-anthropic soil has lower HBCI than the anthropic ones. P₂O₅-CaO-K₂O-NaO-Cs-Co-Zn-Cu-Ba-Rb-Ni represent the geochemical signature of IDE soils while non-anthropized soil are depicted by SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃-TiO₂-Ga-Nb-Sn-Ta-Th-Pb-Sc. Au₁ and Au₂ horizons of both IDE soils are geochemically similar whilst the other anthropic horizons of P1 displayed a lower geochemical enrichment. IDE are also more enriched in heavy rare earth elements in comparison to B horizons. The mineralogical similarity of IDE with P3 suggests the same mineralogical matrix. However the presence of maghemite, variscite-strengite and tridimite strengthen a mineral forming process linked to human activity. The geochemical enrichment of IDE is explained by the addition of burned bones and plant residues, noticeably from Arecaceae family.

Keywords: Maghemite; Variscite-Strengite; Magnetic susceptibility

4.1 Introdução

Os solos bem drenados de terra firme da bacia sedimentar do Amazonas são formados a partir de sedimentos terciários da formação Alter do Chão/Barreiras, que originaram de material pré-intemperizado dos escudos cristalinos das Guianas e do Brasil Central (RADAMBRASIL, 1978), onde as características do material de origem, as boas

condições de drenagem, o tempo de exposição e a atuação dos agentes bioclimáticos resultaram em solos profundos e em avançado estágio de intemperismo (FALESI, 1986; RODRIGUES et al., 1991).

Em meio à essa vasta extensão de solos com avançado grau de intemperismo, na Amazônia ocorrem solos com horizonte superficial de cor escura que apresentam artefatos cerâmicos, que representam um importante registro da ocupação humana da Amazônia (KERN; KÄMPF, 1989). Esses solos são conhecidos regionalmente como Terra Preta Arqueológica ou simplesmente como Terra Preta de Índio (TPI). Apesar da existência de vários estudos à respeito desses solos (SOMBRÖEK, 1966; SMITH, 1980; KERN; KÄMPF, 1989; LIMA et al., 2002; LEHNMANN et al., 2003; KÄMPF; KERN, 2005; TEIXEIRA et al., 2010), algumas questões, como a mineralogia da fração argila e dos óxidos de ferro ainda carecem de estudos detalhados. Esses estudos, quando empregados em concomitância com os geoquímicos, possuem elevado potencial para se entender como o processo de antropização modificou os solos e originou os horizontes antrópicos (TPI).

Sabendo-se que a formação desses solos envolveu a prática do fogo, utilizado durante o preparo de alimentos, rituais religiosos, práticas de defesa, fertilização dos solos e demais atividades deliberantes (CUNHA et al., 2009), a caracterização dos óxidos de ferro nesses solos assume importância para elucidação de sua gênese, tendo em vista que sua formação e estabilidade são diretamente influenciadas pelos fatores e processos gerais de formação do solo (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989).

Efeitos do fogo também foram observados em filossilicatos. Ulery et al. (1996), verificaram um decréscimo no espaçamento d_{001} de micas indicado pelo deslocamento do pico de terceira ordem e o colapso de vermiculitas, com consequente não expansividade, em decorrência da desidratação dos cátions entrecamadas e a completa destruição da caulinita após severo aquecimento. Similar efeito foi observado em micas trioctaedrais, provavelmente relacionado à desidroxilação (DRITS, 1969).

Diante do exposto, o presente capítulo teve como objetivo contribuir para os processos específicos que formaram os horizontes antrópicos, testando a hipótese de que as atividades antrópicas imprimiram mudanças marcantes na mineralogia e geoquímica do solo não antropizado.

4.2 Material e Métodos

4.2.1 Área de estudo

O Campo Experimental do Caldeirão encontra-se no município de Iranduba – estado do Amazonas (Figura 3.1). Na área predominam rochas sedimentares da formação Alter do Chão, caracterizada pela presença de arenitos argilosos, argilitos, quartzo-grauvacas, quartzo-arenitos e brechas intraformacionais (RODRIGUES et al., 1991). Os perfis estudados estão inseridos em terra firme, onde predominam Latossolos e Argissolos Amarelos de textura muito argilosa a média (Figura 3.2). O clima é do tipo Am de Köppen e a vegetação natural é floresta equatorial subperenifólia.

4.2.2 Amostragem do solo

Amostras de terra foram coletadas por horizontes em três perfis (Figura 2.4), a saber: a) Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (P1); Plintossolo Argilúvico Esutrófico A antrópico (P2) e; Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado (P3). Os dois primeiros representam a TPI e o P3 o solo não antropizado

4.2.3 Análises Laboratoriais

4.2.3.1 Difractometria de Raios-X das frações areia, silte e argila e das cerâmicas

As amostras de terra foram secas ao ar, moídas e passadas em peneiras com malha de abertura de 2 mm (TFSA). Preparou-se 30 g de terra segundo Jackson (1979). Peróxido de hidrogênio (H_2O_2) 30% a frio foi utilizado para eliminação da matéria orgânica. A desferrificação foi realizada aplicando-se 3g de ditionito de sódio com $0,3 \text{ mol L}^{-1}$ de citrato de sódio + bicarbonato de sódio (DCB). As amostras foram então tratadas com $\text{NaOH } 0,5 \text{ mol L}^{-1}$ e submetidas a agitação mecânica por 10 minutos para dispersão das partículas. Em seguida, a fração areia foi separada em peneira com malha de 0,05 mm de abertura. A separação das frações silte e argila foi realizada por centrifugação à 1.600 rpm por 3 minutos.

Para a identificação dos filossilicatos por difração de raios-X (DRX), foram confeccionadas lâminas orientadas para o favorecimento da difração no plano cristalográfico d_{00} (THEISEN; HARWARD, 1962). Posteriormente, as amostras foram submetidas aos seguintes tratamentos: Mg^{2+} na temperatura ambiente (25°C); Mg^{2+} solvatada com etileno glicol (EG) ($\text{HOCH}_2\text{CH}_2\text{OH}$) e; Mg^{2+} + EG com aquecimento à 550°C . Para a identificação dos minerais da fração areia e silte e das cerâmicas foram confeccionadas lâminas em pó (amostras moídas em almofariz).

Os minerais foram identificados em equipamento de DRX Rigaku Miniflex II controlado por computador com monocromador de grafite, radiação CuK α ($\lambda = 0,154$ nm) e operado a 10 mA e 15 kV. Os difratogramas da fração areia, silte e argila foram obtidos numa escala de 4 a 65°2 θ e velocidade angular do goniômetro de 1°2 θ min⁻¹, enquanto os difratogramas das cerâmicas foram obtidos numa escala de 3 a 45°2 θ e velocidade angular do goniômetro de 0,1°2 θ min⁻¹.

4.2.3.2 Extração de óxidos bem cristalizados (DCB) e mal cristalizados (OA)

Para estudar a composição química dos óxidos de ferro menos cristalinos, a fração TFSA foi submetida a uma extração com oxalato de amônio (OA) 0,2 mol L⁻¹, pH 3,0 na ausência de luz (McKEAGUE, 1978). Os óxidos de ferro bem cristalizados foram extraídos por meio de quatro tratamento sucessivos com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) (MEHRA; JACKSON, 1960). Após as extrações, a suspensão foi centrifugada e os extratos acondicionados para determinação dos teores de Fe, Al, Mn por absorção atômica.

4.2.3.3 Parâmetros cristalográficos dos óxidos de Fe

O DRX dos óxidos/oxidróxidos de ferro da fração argila (goethita (Gt) e hematita (Hm)) foi realizada após concentração sob tratamento com NaOH 5 mol L⁻¹ (0,5g argila/50 ml de solução), segundo método de Norrish e Taylor (1961) modificado por Kämpf e Schwertmann (1982). Para a manutenção da concentração mínima de ácido silícico na solução e a fim de se evitar substituição isomórfica do Fe por Al na goethita foram adicionados 4 ppm de silício na solução. A sodalita [Na₄Al₃Si₃O₁₂(OH)] formada durante o tratamento com NaOH 5 mol L⁻¹ foi removida com duas extrações sucessivas com HCl 0,5 mol L⁻¹.

A lâmina montada em pó foi analisada numa amplitude de 10 a 40°2 θ . Utilizou-se NaCl como padrão interno para correção das distorções instrumentais (posição e largura a meia altura dos picos). A mistura foi realizada triturando-se a amostra em almofariz na presença de NaCl. Para facilitar a medição da posição e da largura a meia altura dos picos, os difratogramas foram obtidos numa velocidade angular lenta do goniômetro (0,1°2 θ min⁻¹).

A relação (R) entre Gt e Hm ($R = Gt/Gt + Hm$) e Hm e Gt ($R = Hm/Hm + Gt$) foi estimada com base nos reflexos (104) e (110) da Hm e (110) e (111) da Gt, segundo Torrent e Cabedo (1986). A substituição isomórfica (SI) de Fe por Al na estrutura da Hm e Gt foi estimada pela posição desses picos. A posição dos picos e à largura a meia altura (LMA) do NaCl (halita), em cada amostra, foi utilizada para corrigir os valores das posições dos picos da Hm e Gt e de suas LMA, causados por distorções instrumentais. A SI na Gt foi calculada

segundo Schulze (1984) e, na Hm, segundo Schwertmann et al. (1979). O diâmetro médio do cristalito (DMC) da Hm e Gt foi calculado a partir da LMA das reflexões (104) e (110) da Hm e (110) e (111) da Gt, utilizando-se a equação ajustada por Melo et al. (2001a) a partir dos dados apresentados por Klug e Alexander (1954), a saber:

$$Y = 1,0005 - 4,335^{***}X^2 + 4,9618X^{***2,5} \\ 1,6277^{***}X^3 \quad R^2 = 0,9989$$

em que:

$$Y = \beta/B; \quad X = b/B$$

sendo:

B = largura a meia altura da reflexão em estudo (em °2θ);

b = largura a meia altura instrumental (em °2θ), obtido pela LMA da reflexão principal do NaCl (padrão interno) medido para cada amostra.

Para obtenção dos valores de superfície específica (SE) da Hm e Gt foi utilizado o DMC e a forma geométrica dos minerais com base nos dados da literatura. Para a Gt, admitiu-se o formato isodimensional (SCHWERTMANN; KÄMPF, 1985; FONTES; WEED, 1991). Então, utilizou-se no cálculo a forma geométrica da esfera com diâmetro igual ao DMC (110). Para a Hm, foi considerado o formato de placas circulares, de acordo com observações de Schwertmann et al. (1979), Schwertmann e Latham (1986) e Fontes e Weed (1991). No cálculo, utilizou-se a forma geométrica do cilindro, com diâmetro igual ao DMC (110) e altura igual ao DMC (001), sendo $DMC(001) = DMC(104) \times \cos 38,3^\circ$, onde este é o ângulo entre os planos (001) e (104) da Hm (NETTO; FONTES, 1995).

4.2.3.4 Curvas de magnetização

As medidas de magnetização foram realizadas no Departamento de Física da Universidade de Santiago no Chile por meio de magnetômetro de amostra vibrante (VSM) em temperatura ambiente, previamente calibrado com fio metálico de Ni. As medidas são apresentadas em emu/g.

4.2.3.5 Parâmetros cristalográficos da caulinita

No estudo cristalográfico da caulinita, utilizaram-se amostras desferrificadas (tratadas com DCB). A medição precisa da distância interplanar e a LMA das reflexões (001) e (002) foram realizadas utilizando NaCl como padrão interno (lâminas orientadas)

(BRINDLEY; WAN, 1974). O difratograma foi obtido numa escala de 3 a 30°2θ em velocidade angular de 0,1°2θ min⁻¹. O índice de cristalinidade foi calculado a partir de difratogramas de amostras não orientadas, seguindo os procedimentos apresentados por Hughes e Brown (1979).

O DMC da caulinita no plano de reflexão (001) foi estimado pela LMA corrigindo-se o efeito instrumental conforme postulado original de Scherrer (KLUG; ALEXANDER, 1954):

$$\text{DMC} = 0,9\lambda * 57,3 / \beta \cos\theta$$

em que:

$\lambda = 0,15418$, comprimento de onda da radiação usada (Cu no caso), dada em nm;

57,3 = fator para transformação de graus em radianos;

β = largura do pico após correção das distorções atribuídas ao método experimental (pure diffraction breadth);

$\theta = ^\circ 2\theta$ do mineral considerado (obtido no difratograma de raio-X) ÷ 2.

A partir do DMC, a superfície específica (SE) da caulinita foi estimada pela seguinte fórmula:

$$\text{SE}_k = 2(h + r) * 10^3 / h.r.D_k$$

em que:

SE_k = superfície específica estimada da caulinita;

h = diâmetro do cristalito da caulinita perpendicular ao plano 001;

$r = 500$ nm, assumindo-se o “pacote” com DMC de 1.000 nm;

D_k = densidade da caulinita (2,63 Mg m⁻³).

4.3 Resultados

4.3.1 Mineralogia da fração areia

Todos os horizontes são predominantemente constituídos de quartzo e caulinita (Figura 4.1). O quartzo é o mineral predominante em todos os horizontes estudados. A ocorrência de caulinita na fração areia fina de solos amazônicos é atribuída à ocorrência de pseudomorfos desse mineral, abundantes nos arenitos da Formação Alter do Chão, onde essa fração originalmente constituída de feldspato encontra-se caulinitizada (IRION, 1984). No presente estudo, observações em MEV demonstram que a caulinita ocorre em microagregados coalescidos do tamanho areia, juntamente com óxidos de Fe. A relação molecular 1:1 de Si/Al desses microagregados (Capítulo 1) evidenciam a presença de partículas de caulinita.

Magnetita foi identificada somente no P2, notadamente no horizonte Btfc (Figura 4.2); no entanto, em microscópio petrográfico foi identificada em todos os demais horizontes (Capítulo 1). Esse mineral ocorre como mineral acessório no material laterítico no qual desenvolveu os solos (COSTA, 1991). Devido ao fato de que todos os perfis são formados a partir do mesmo material e que a prática do fogo foi intensa na TPI, fato esse evidenciado pela maior quantidade de carvões nos horizontes antrópicos, pode-se creditar parte da ocorrência de hematita por meio da transformação de partículas pequenas ($< 0,2 \mu\text{m}$) de magnetita sob aquecimento. Tal fato também foi constatado por Gallagher et al. (1968). De fato, evidências micromorfológicas demonstram que algumas magnetitas dos horizontes antrópicos apresentam aspecto de alteração, inferido pelo preenchimento de fissuras com argila de coloração avermelhada.

Apesar do exposto, hematita na areia também foi encontrada em agregados do tamanho dessa fração, assim como a caulinita, herdada do material laterítico (não-pedogênica) e em nódulos hematíticos. Nas condições atuais esses nódulos estão em degradação, originando nódulos goethíticos. Herança do material de origem e autigenia também explicam a ocorrência de goethita em todos os solos. A não identificação de hematita no P3 confirma (Figura 4.3) o predomínio do processo de xantização em detrimento da rubificação. Rutilo ocorre nos horizontes Au_1 e Au_2 do P1 e no horizonte Btfc, enquanto anatásio foi identificado somente no P2. Os picos mais intensos no horizonte plântico indica contribuição dos nódulos de ferro.

Os horizontes antrópicos e o Btfc do P2 são constituídos por fosfato de alumínio, identificado como variscita-estregita (Figura 4.1; Figura 4.2). Esse fato é reforçado pelas análises em MEV-EDS que mostraram áreas com maior concentração de P_2O_5 e Al_2O_3 nos horizontes antrópicos e nas cerâmicas. Esse mineral foi formado por meio de aquecimento, o qual simularia um ambiente hidrotermal e criaria condições favoráveis à sua formação. A fonte de fósforo é o ácido fosfórico proveniente da degradação do material orgânico, que se recombina com o Al da matriz filossilicática, originando esse fosfato. Isso contribui para explicar as elevadas concentrações de P nas TPI e o seu enriquecimento nos horizontes B por meio de bioturbação, o que torna esses horizontes geoquimicamente mais enriquecidos do que os horizontes B do P3. Dessa forma, verifica-se que as práticas antrópicas além de transformar horizontes pedogenéticos em horizontes antrópicos, também promoveu a formação de minerais nos solos.

Figura 4.1 - DRX da fração areia de um Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba- AM. Ct: caulinita; Gt: goethita; Hm: hematita; Q: quartzo; Ru: rutilo

Figura 4.2 - DRX da fração areia de um Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba- AM. An: anatásio; Ct: caulinita; Gt: goethita; Hm: hematita; Q: quartzo; Mt: magnetita; Hm: hematita; Ru: rutilo; Vr/Et: variscita-estregita

Figura 4.3 - DRX da fração areia de Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba- AM. Ct: caulinita; Gt: goethita; Q: quartzo

4.3.2 Mineralogia da fração silte

Quartzo e caulinita são os minerais predominantes, seguidos em menor proporção por magnetita, hematita, goethita, rutilo, anatásio e variscita-estregita. Contrasta com a fração areia por apresentar ilmenita no P1 (Figura 4.4), notadamente no Au₁, magnetita, anatásio e rutilo no P3 (Figura 4.6) e feldspatos em alguns horizontes. A formação de ilmenita é favorecida pelos elevados teores de Fe₂O₃ e TiO₂ (Tabela 4.1), enquanto que consideráveis teores de K₂O e CaO provavelmente indicam ocorrência de microclínio e anortita, respectivamente.

Variscita-estregita ocorre somente nos perfis com TPI, indicando associação com as atividades antrópicas (Figura 4.5). Por outro lado, os picos mais intensos de caulinita, feldspatos, magnetita e hematita no Btfc indica associação com os nódulos de ferro. A natureza autigênica desses nódulos, que são formados a partir da degradação do horizonte litoplântico, evidencia herança do material laterítico alterado, e demonstra que essa alteração é um dos mecanismos de aumento de argila nesse horizonte. Esses minerais foram identificados em lateritos da Amazônia por Costa (1991).

Figura 4.4 – DRX da fração silte de um Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba- AM. An: anatásio; Ct: caulinita; Fd: feldspato; Gt: goethita; Il: ilmenita; Hm: hematita; Mt: magnetita; Q: quartzo; Ru: rutilo; Vr/Et: variscita-estregita

Figura 4.5 - DRX da fração silte de um Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba- AM. An: anatásio; Ct: caulinita; Fd: feldspato; Gt: goethita; Hm: hematita; Mt: magnetita; Q: quartzo; Ru: rutilo; Vr/Et: variscita-estregita

Figura 4.6 - DRX da fração silte de um Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba- AM. An: anatásio; Ct: caulinita; Fd: feldspato; Mt: magnetita; Q: quartzo; Ru: rutilo

4.3.3 Mineralogia da fração argila

A caulinita é o mineral predominante na fração argila de todos os solos (Figura 4.7; Figura 4.8; Figura 4.9). Essa natureza caulinitica era esperada uma vez que esses solos estão submetidos às condições tropicais úmidas, onde a lixiviação de cátions (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+) e de sílica permite a formação e a estabilidade desse mineral. Rose, Kato e Machesky (1983) e Lucas et al. (1993) observaram que a Floresta Amazônica recicla quantidades significativas de elementos químicos, particularmente silício e alumínio. Esta reciclagem, segundo esses autores, seria um dos responsáveis pela manutenção da estabilidade da caulinita no solo. Em todos os solos, foi identificado uma relação molar Si/Al na ordem de 6/1 (Capítulo 2), evidenciando um teor de silício muito elevado em relação ao alumínio, teor que seria suficiente para garantir não só a estabilidade da caulinita no solo, mas também prevenir a formação de gibbsita. A elevada concentração de fitólitos, destacadamente nos horizontes superficiais e nas TPI, confirma aporte de sílica em solução e a presença de condições favoráveis à estabilidade da caulinita nos solos. Em adição, deve-se considerar herança do material de origem e sua ocorrência nos nódulos de ferro.

Vermiculita com estrutura ocupada por ilhas de polímeros de hidróxi-Al (VHE) foi identificada no Au_1 do P1 (Figura 4.7) e Au_2 do P2 (Figura 4.8), portanto de ocorrência somente nos horizontes antrópicos. Tal processo deve ter iniciado com a liberação de potássio e consequente ruptura das ligações da mica secundária (ilita). Assim, durante o processo de dissolução/reprecipitação/recombinação, o Al liberado do intemperismo da mica precipitou como Al-hidróxi no mineral alterado, aqui representado pela vermiculita. Essa gênese corrobora com a identificação de ilita e VHE somente nos horizontes antrópicos. Em adição, deve-se considerar ainda gênese a partir do intemperismo dos feldspatos. Por meio desse processo, também deve ter ocorrido formação de caulinita pela recombinação de Si e Al na solução do solo. Entretanto, a presença desse mineral somente nos horizontes antrópicos não permite associá-lo com as atividades antrópicas, tendo em vista sua ocorrência em diferentes solos da Amazônia (LIMA et al., 2006).

A deposição de hidróxi-Al na entrecamada de minerais 2:1 dificulta ou até mesmo impede sua precipitação como gibbsita, causando um efeito anti-gibbsítico (JACKSON, 1963). De fato, nos solos não foi identificado esse mineral. Essas evidências demonstram que apesar da alta pluviosidade e do fluxo livre de água ao qual estão submetidos esses solos, a lixiviação de Si não é suficiente para o estabelecimento do processo de alitização.

Figura 4.7 - DRX da fração argila de um Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. A) horizonte Au_1 ; B) horizonte Bt_1 . Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM. An: anatásio; Ct: caulinita; Q: quartzo; Ru: rutilo; VHE: vermiculita com hidróxi entrecamada

Figura 4.8 - DRX da fração argila de um Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. A) horizonte Au_2 ; B) horizonte Btfc. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM. An: anatásio; Ct: caulinita; Il: ilita; Ru: rutilo; VHE: vermiculita com hidróxi entrecamada

Figura 4.9 – DRX da fração argila de um Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. A) horizonte A; B) horizonte Bt_1 . Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM. Ct: caulinita; Q: quartzo; Ru: rutilo

Ilita foi identificada somente no Au_2 do P2 (Figura 4.8). Essa mica deve ter origem diagenética, onde foi formada por alteração de rochas ácidas, e posteriormente, herdada nos sedimentos que deram origem ao solo estudado. De fato, esse mineral foi identificado em materiais de origem laterítica na região (COSTA, 1991). Entretanto, os teores elevados de

K₂O e MgO e sua identificação em artefatos cerâmicos (Capítulo 1), presentes somente nos horizontes antrópicos, apontam também para origem alóctone desse mineral, derivado provavelmente da muscovita, em decorrência das micas dioctaedrais apresentarem menor susceptibilidade ao intemperismo. A presença de estrengita-variscita nesses horizontes também confirma a ocorrência de minerais em função das práticas antrópicas.

4.3.4 Mineralogia da cerâmica

As cerâmicas dos horizontes Au₁ e Au₂ (P1) são predominantemente quartzítica, ocorrendo ainda hematita, feldspato, tridimita, maghemita e anatásio (Figura 4.10). Em geral, essa composição está de acordo com a verificada para outras cerâmicas amazônicas (COSTA et al., 2010).

Figura 4.10 - DRX de cerâmica de um Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba- AM. An: anatásio; Fd: feldspato; Hm: hematita; Q: quartzo; Tr: tridimita

A não identificação de filossilicatos, notadamente caulinita, indica aquecimento desses utensílios a temperaturas próximas a 500°C. Essa constituição é diferente daquela verificada para as cerâmicas das laminas micromorfológicas (Capítulo 1), que apresentaram teores elevados de K₂O, CaO, P₂O₅ e Al₂O₃, indicando a presença de micas e fosfatos de alumínio,

respectivamente. Provavelmente isso indica utilização de materiais distintos durante o fabrico e/ou diferentes formas de uso dos artefatos.

As cerâmicas são enriquecidas com material de origem silicosa, tais como cariapé (*Licania utilis*) e cauxí (*Tubella reticulata* e *Parnula betesil*) (Capítulo 1). Esses temperos quando submetidos ao aquecimento, seja durante a utilização do artefato ou quando previamente calcinado antes de sua incorporação (cariapé), desenvolvem padrões de reflexão de raios-x que são identificados como tridimita. Essa evidência confirma a formação de minerais por meio das atividades antrópicas.

Maghemita foi identificada nas cerâmicas. Sua pequena quantidade nos solos explica sua não identificação por DRX. Entretanto, sua ocorrência foi confirmada somente nos horizontes antrópicos, notadamente no Au₁ e Au₃ (P1), pelo aumento da susceptibilidade magnética da fração argila desses horizontes (Figura 4.11). As principais vias de formação desse mineral é a oxidação do Fe²⁺ da magnetita durante o intemperismo ou da queima de resíduos orgânicos na presença de outros óxidos de ferro (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989).

As taxas de intemperismo são equiparáveis em todos os perfis, tendo em vista a formação a partir do mesmo material de origem, por ocorrerem em posição semelhante na paisagem e estarem sujeitos às mesmas condições climáticas (precipitação e temperatura). Dessa forma, caso a oxidação da magnetita fosse o processo responsável pela gênese da maghemita, teria sido identificado esse mineral também no solo não antropizado. Partindo desse pressuposto, pode-se considerar que a maghemita presente na superfície dos solos antrópicos tem sua gênese creditada a queima de resíduos orgânicos na presença de outros óxidos, que no presente estudo são predominantemente goethita e hematita. Esse fato aponta para uma temperatura de queima entre 250 – 400°C, temperatura essa requerida para a gênese de maghemita por essa via. Observações recentes também identificaram maghemita em fragmentos de cerâmica (COSTA et al., 2004; SÉRGIO et al., 2006).

Figura 4.11 - Curvas de magnetização a temperatura ambiente de cerâmicas e de alguns horizontes de um Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico (P1), Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico (P2) e Argissolo Amarelo Distrófico típico A moderado (Floresta - P3). Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba- AM

4.3.5 Óxidos amorfos e cristalinos

Em todos os horizontes predominam óxidos pedogênicos (Tabela 4.1). O Fe_2O_3 é a espécie com maior contribuição dentre as formas cristalinas, alcançando máximos valores de $25,73 \text{ g kg}^{-1}$ na base do P2 em decorrência da presença de concreções ferruginosas. Em contraste, menores teores desses óxidos foram observados nos horizontes superficiais antrópicos, onde as formas amorfas (média de $2,12 \text{ g kg}^{-1}$) são favorecidas devido a ocorrência de matéria orgânica. O A moderado apresentou maior conteúdo de ferro pedogênico ($20,73 \text{ g kg}^{-1}$) quando comparado com os demais horizontes superficiais, sugerindo maior participação dos agentes bioclimáticos em detrimento da inibição de cristalinidade exercida pelos compostos orgânicos. Esses teores decrescem em profundidade, refletindo a homogeneização dos horizontes por bioturbação (Tabela 4.1).

O Al_2O_3 predomina dentro das frações amorfas, alcançando máximos valores nos horizontes antrópicos do P1, especialmente no Au_2 ($4,26 \text{ g kg}^{-1}$) (Tabela 4.1). O efeito da matéria orgânica em reduzir a cristalinidade dos óxidos também ficou evidente pelo decréscimo dos óxidos amorfos em profundidade, notadamente no P3. Os óxidos de Mn ocorrem em maior quantidade na forma cristalina, conforme observado para os valores médios de $0,62 \text{ g kg}^{-1}$ extraído pelo método DCB.

Tabela 4.1 - Teores de elementos extraídos pelo oxalato de amônio (OA) e ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) de Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico, Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico e Argissolo Amarelo Distrófico típico. A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba- AM

Hz	Prof.	OA							DCB						
		MnO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Total ¹	Relação total ²			MnO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Total ¹	Relação total ²		
						Mn	Al	Fe					Mn	Al	Fe
		cm	mg kg ⁻¹	----- g kg ⁻¹ -----	----- % -----	mg kg ⁻¹	----- g kg ⁻¹ -----	----- % -----							
P1 Argissolo Amarelo Ditrófico A antrópico															
Au ₁	0-40	0,08	4,02	2,30	6,39	1,2	62,8	36,0	0,58	5,76	2,78	9,12	6,3	63,2	30,5
Au ₂	40-71	0,06	4,26	1,95	6,27	1,0	67,8	30,6	0,69	6,86	22,55	30,10	2,3	22,8	74,9
Au ₃	71-90	0,07	4,55	2,13	6,76	1,0	67,4	33,4	0,74	7,36	23,71	31,81	2,3	23,1	74,6
Au ₄	90-105	0,05	3,75	1,68	5,49	1,0	68,4	26,3	0,68	6,78	18,69	26,15	2,6	25,9	71,5
Au ₅	105-130	0,05	3,22	1,52	4,79	1,1	67,1	23,9	0,63	6,29	20,99	27,91	2,3	22,5	75,2
Bt ₁	130-165	0,03	2,38	1,23	3,65	0,9	65,3	19,3	0,54	5,43	17,18	23,16	2,3	23,5	74,2
Bt ₂	165-200	0,04	2,18	0,95	3,17	1,1	68,8	14,9	0,57	5,66	18,23	24,46	2,3	23,1	74,5
P2 Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico															
Au ₁	0-22	0,04	3,68	2,12	5,84	0,6	63,0	33,3	0,56	5,60	9,07	15,24	3,7	36,8	59,6
Au ₂	22-48	0,10	4,24	2,31	6,65	1,5	63,8	36,2	0,64	6,42	20,31	27,37	2,3	23,5	74,2
AB	48-60	0,08	3,01	2,13	5,22	1,6	57,7	33,3	0,62	6,17	22,83	29,62	2,1	20,8	77,1
B _{tf}	60-100	0,04	2,13	1,25	3,42	1,2	62,3	19,6	0,51	5,11	20,11	25,72	2,0	19,9	78,2
B _{tef}	100-180	0,04	1,77	0,84	2,65	1,4	66,9	13,2	0,48	4,83	25,73	31,04	1,6	15,5	82,9
P3 Argissolo Amarelo Distrófico típico A moderado															
A	0-5	0,04	2,21	2,75	5,00	0,8	44,1	43,1	0,46	4,62	20,73	25,81	1,8	17,9	80,3
AB	5-38	0,04	2,40	2,16	4,59	0,8	52,2	33,8	0,61	6,14	20,53	27,28	2,2	22,5	75,3
BA	38-60	0,04	2,26	1,02	3,32	1,2	68,2	15,9	0,55	5,50	13,05	19,10	2,9	28,8	68,3
B _{t1}	60-110	0,04	1,89	0,34	2,27	1,7	83,3	5,3	0,57	5,66	18,55	24,77	2,3	22,8	74,9
B _{t2}	110-155	0,04	1,76	0,27	2,07	1,9	85,0	4,3	0,43	4,31	10,91	15,65	2,8	27,6	69,7
B _{t3}	155-190	0,04	1,70	0,23	1,97	2,0	86,3	3,6	0,47	4,69	14,10	19,26	2,4	24,4	73,2

¹Soma dos óxidos (Al₂O₃ + Fe₂O₃ + MnO₂); ²Participação de Al₂O₃ + Fe₂O₃ + MnO₂ em relação ao total (soma dos óxidos)

4.3.6 Óxidos de ferro

O DMC da goethita e da hematita em todos os planos cristalográficos aumentam em profundidade no P2. Esse comportamento se repete no plano (110) da goethita e da hematita no P3, enquanto que no P1 o horizonte Au₅ possui maior crescimento de cristal. O horizonte A moderado exibiu maior relação DMC para a hematita, enquanto os demais horizontes apresentam maior relação para a goethita, notadamente no plano (110) (Tabela 4.2). Os maiores valores de DMC (110) na goethita apontam para um desenvolvimento isodimensional do cristal (SCHWERTMANN; KÄMPF, 1985; SINGH; GILKES, 1992). Tal fato indica baixa cristalinidade desses óxidos, provavelmente decorrente de elevada liberação de Fe durante o intemperismo, associada a uma rápida oxidação.

Em relação à LMA da goethita, foi verificado maior valor para o plano (111), com destaque para o Bt do P3 (0,59) que se diferenciou de todos os demais que apresentaram valores na ordem de 0,45°2θ (Tabela 4.2). À exceção dos horizontes Bt_{fc} e Bt₂ (P3), a LMA na hematita foi maior na direção do plano (110), com destaque para o horizonte Au₁ do P2 (0,62). Por influenciar diretamente nas variações do diâmetro dos cristais, esses dados suportam as evidências acima quanto à cristalinidade dos óxidos. A hematita apresentou maiores valores médios de LMA que a goethita, o que lhe confere menor grau de cristalinidade.

De acordo com Fitzpatrick e Schwertmann (1982), a LMA (111) da Gt pode ser utilizada como indicativo do grau de cristalinidade do mineral, estando os menores valores associados à Gt mais cristalina com menor presença de Al na estrutura. Aqui, os maiores valores de LMA do plano (111) da goethita nos horizontes Au₅ (P1), Au₁ (P2) e Bt₂ (P3) indicam que nesses horizontes a goethita apresenta menor grau de cristalinidade, provavelmente com maior substituição isomórfica de Fe por Al. Ainda, a cristalinidade da goethita aumentou em profundidade somente no P2, enquanto no P3 é mais cristalina em superfície.

Com exceção do horizonte Bt₂ (P3), a hematita possui maior relação DMC no plano (104) quando comparado com a direção (110). Os horizontes antrópicos possuem menor crescimento de cristais de hematita no plano (104) em relação ao A moderado. É provável que a matéria orgânica das TPIs restrinja o tamanho dos cristais devido à alta afinidade de seus grupos carboxílicos e hidroxílicos com os íons ferro da superfície dos cristais. Em consequência dos menores valores de DMC, notadamente no plano (110), a hematita apresentou os maiores valores de superfície específica que as goethitas.

Em todos os perfis a substituição isomórfica na goethita diminuiu com a profundidade, apresentando maiores valores nos horizontes Au₁ (P1) e no A moderado (293 e 292 mmol mol⁻¹, respectivamente). Esses valores corroboram com os encontrados por outros autores para solos do Cerrado brasileiro (CURI; FRANZMEIER, 1984; SCHWERTMANN; KÄMPF; 1985) (Tabela 4.2). Valores de substituição isomórfica superiores a 150 mmol mol⁻¹ são comuns em goethitas de solos intemperizados de região tropical (SCHWERTMANN, 1988), uma vez que a substituição está relacionada com a intensidade do processo de dessilicatização e com os fatores de formação da Gt, aqui notadamente os consideráveis teores de matéria orgânica e a presença de umidade. Devido o menor raio iônico do Al³⁺ em relação ao Fe²⁺, o tamanho da cela unitária principalmente na direção dos planos (110) da goethita mostrou-se reduzido com o aumento da substituição isomórfica, fato esse bem evidenciado nos horizontes superficiais e no horizonte Bt₂ (P1).

Embora as elevadas relações Gt/(Gt + Hm) em todos os horizontes indicarem a natureza predominantemente goethítica dos mesmos, no qual lhes imprimiu predominantemente cores com matizes 10YR (Tabela 1), a goethita ocorreu sempre associada com a hematita, conforme valores de 0,10 a 0,23 da razão Hm/(Hm/Gt) (Tabela 4.2). A presença desses óxidos pode ser explicada pelo fato do pedoambiente ser aeróbio, o que promove alta estabilidade termodinâmica e conseqüentemente baixa solubilidade desses óxidos.

Os maiores teores de hematita foram verificados nos horizontes Au₁ (P2) e Bt₂ (P3). O matiz 7,5YR desse último horizonte confirma a pequena presença desse mineral (Tabela 1). Esse padrão de avermelhamento também foi observado nos horizontes próximos da base do P2, inclusive com a presença de horizonte concrecionário e mosqueados com matizes 10R. Apesar de não constatada mudanças no matiz dos horizontes do P1, a presença de pequenos nódulos hematíticos responde pela presença desse mineral nesse perfil. É provável que condições pretéritas de oscilação do lençol tenham levado à formação de um horizonte mais rico em plintita. Em seguida, o rebaixamento do nível de base levou a transformação dessa plintita em petroplintita. Nas condições úmidas atuais, as evidências micromorfológicas demonstraram que os nódulos hematíticos (petroplintitas) estão goethitizando, criando condições favoráveis ao estabelecimento do processo de xantização.

Tabela 4.2 - Parâmetros cristalográficos de óxidos de ferro de Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico, Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico e Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba- AM

Hor	Prof. (cm)	LMA				d-corrigido				Gt/ (Gt+Hm)	Hm/ (Hm+Gt)	DMC				Relação DMC		SE		SI
		Gt (110)	Gt (111)	Hm (104)	Hm (110)	Gt (110)	Gt (111)	Hm (104)	Hm (110)			Gt (110)	Gt (111)	Hm (104)	Hm (110)	A	B	Gt	Hm	
		°2θ				----- nm -----						----- nm -----						m² g⁻¹		
		mol %⁻¹																		
P1 Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico																				
Au₁	0-40	0,38	0,46	0,47	0,53	0,425	0,252	0,278	0,261	0,90	0,10	56,6	34,9	32,9	25,8	1,6	1,3	39,2	45,1	259
Au₅	105- 130	0,41	0,51	0,52	0,53	0,421	0,255	0,277	0,262	0,85	0,15	64,2	43,7	40,8	38,7	1,5	1,1	16,9	30,5	247
Bt₂	165- 200+	0,38	0,47	0,50	0,59	0,422	0,255	0,278	0,263	0,82	0,18	45,1	29,1	25,7	19,4	1,5	1,3	50,4	59,6	258
P2 Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico																				
Au₁	0-22	0,38	0,49	0,46	0,62	0,421	0,255	0,278	0,261	0,77	0,23	56,6	30,3	34,6	19,4	1,9	1,8	39,2	58,6	293
Bt_f	60-110	0,36	0,44	0,50	0,44	0,422	0,255	0,278	0,261	0,84	0,16	61,7	36,7	36,4	27,8	1,7	1,3	35,5	41,7	272
P3 Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado																				
A	0-5	0,36	0,44	0,39	0,56	0,427	0,256	0,280	0,259	0,80	0,20	68,0	38,7	53,3	23,2	1,8	2,3	31,7	48,3	292
Bt₂	110- 155	0,44	0,59	0,74	0,55	0,432	0,258	0,282	0,270	0,77	0,23	75,8	34,9	17,7	34,7	2,2	0,5	27,9	37,4	278

Como consequência dos postulados acima, o processo de xantização é favorecido pela maior atividade pedobioclimática atual. Sabendo-se que os mecanismos de formação da goethita e da hematita são competitivos, pode-se inferir que os perfis são registros de mudanças no regime de umidade local, onde atualmente se verifica a atuação dos fatores climáticos contribuindo para a xantização e a resistência do substrato laterítico à transformação, em que a resultante é uma expressão dos processos pedogenéticos atualmente vigentes. Logo, pode-se inferir que esse processo, aliado a bioturbação, tem significativa participação na gênese dos perfis, sendo que no P1 e P2 têm-se a adição do fator antropogenia.

4.3.7 Propriedades cristalográficas da caulinita

Os valores de distância interplanar na direção dos planos (001) variaram de 0,715 no Bt₂ do P3 a 0,729 nm no Bt₂ do P1 e A do P3, evidenciando cristais de caulilita de tamanhos semelhantes e ausência de interestratificações com minerais do tipo 2:1 (SINGH; GILKES, 1992) (Tabela 4.3). À semelhança, os valores de $d(002)$ apresentaram pequena variação (0,365 a 0,368 nm).

Os menores valores de LMA foram observados no horizonte antrópico do P1 (0,31 °2 θ) (Tabela 4.3). Todos os horizontes apresentaram valores superiores de LMA e menor DMC (valores variando de 15,1 a 18,3 nm) quando comparados com os horizontes estudados por Melo et al. (2002). Isso indica homogeneidade dentre os perfis e menor pureza do material de origem em caulinita, com maior interferência de outros minerais e íons, permitindo menor crescimento do cristal.

A caulinita apresentou semelhante grau de cristalinidade com a profundidade; no entanto, o A moderado apresenta menor ICHB (11,7) que os horizontes antrópicos (Tabela 4.3). A menor redução da cristalinidade da caulinita nas TPI pode ser explicada pela presença de Fe³⁺ em sua estrutura (MESTDAGH, VIELVOYE; HERBILLON, 1980; BRINDLEY et al., 1986) ou ainda, pela presença de posições octaédrais vazias e preenchimento irregular do Al na camada octaédrica (PLANÇON et al., 1989).

Tabela 4.3 - Propriedades cristalográficas da caulinita da fração argila de Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico, Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico e Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba - AM

Hz	Prof.	d ¹	d	LMA ¹	DMC ²	NMC ³	ICHB ⁴	SE ⁵
		(001)	(002)	(001)	(001)			m ² g ⁻¹
	cm	nm	□2□	nm				
P1 Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico								
Au ₁	0-40	0,720	0,366	0,31	15,3	21,3	12,1	51,2
Bt ₂	165-200+	0,729	0,368	0,54	15,1	20,6	12,6	50,0
P2 Plintossolo Pétrico Concrecionário A antrópico								
Au ₁	0-22	0,725	0,367	0,44	17,9	24,7	13,0	44,0
Bt _f	60-110	0,726	0,368	0,47	17,9	24,6	13,4	44,1
P3 Argissolo Amarelo Distrófico típico A moderado								
A	0-5	0,729	0,368	0,54	17,7	24,3	11,7	44,4
Bt ₂	110-155	0,715	0,365	0,50	18,3	25,6	12,5	43,1

¹Distância interplanar d(001) e d (002) e largura à meia-altura (LMA (001)) corrigidas pelo uso de padrão interno;

²diâmetro médio do cristal na direção (001); ³número médio de camadas [DMC(001)/d(001)]; ⁴índice de cristalinidade de Hughes e Brown (Hughes & Brown, 1979); ⁵superfície específica

Apesar da caulinita apresentar baixa cristalinidade sob condições de clima tropical úmido (HUGHES; BROWN, 1979; SINGH; GILKES, 1992), os valores médios de ICHB aqui encontrados foram semelhantes aos encontrados por Melo et al. (2001b) e significativamente maiores que os encontrados para solos altamente intemperizados de outros locais, como os reportados para caulinita do leste e oeste da Austrália (valores médios de 5,8 e 5,4, respectivamente) (SINGH; GILKES, 1992).

4.3.8 Elementos maiores, traços e elementos terras raras (ETRs)

Os resultados demonstram que os teores de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e TiO₂ não distinguem os horizontes antrópicos dos não antrópicos, estando dessa forma associados com a composição mineralógica dos solos (Tabela 4.4). Todos os horizontes superficiais apresentam maiores teores de SiO₂, o que em grande parte reflete a maior produção de fitólitos nesses níveis. Al₂O₃, Fe₂O₃ e TiO₂ aumentam em profundidade, revelando associação com os horizontes de maior expressão pedogenética e a presença dos minerais caulinita, óxido de ferro, anatásio e rutilo. De forma semelhante, os óxidos de SrO, BaO e Cr₂O₃ não estão associados com as atividades antrópicas, diferindo daqueles anteriores por ocorrerem em pequenos teores em todos os horizontes.

Os teores semelhantes desses elementos nos diferentes solos reforça a evidência de que as TPI formaram-se sobre o solo adjacente, onde por meio do processo de cumulização,

melanização e bioturbação transformou horizontes anteriormente somente pedogenéticos em horizontes também antrópicos. Por outro lado, foi observada elevadas concentrações de CaO e P_2O_5 e teores sensivelmente maiores dos elementos K_2O , MnO e NaO nos horizontes antrópicos, notadamente nos horizontes Au_1 e Au_2 . Tal fato é uma evidência incontestável de enriquecimento geoquímico pelas atividades antrópicas.

Em geral, dentre os elementos traço foi observado que (Tabela 4.5): i) Cs, Co, Zn, Cu, Ba, Rb e Ni estão diretamente associados com as TPI; ii) Cr, V, As, Bi, Te, Zr e Mo não discriminam horizontes antrópicos dos não antrópicos, ocorrendo em teores mais elevados nos horizontes com maior conteúdo de matéria orgânica; iii) Ga, Nb, Sn, Ta, Th, Pb, e Sc encontram-se em teores mais elevados nos horizontes subsuperficiais, indicando associação com a mineralogia dos solos; iv) U, W, Y, Li e Se não apresentam padrão de distribuição ao longo dos perfis.

Diante do exposto, a associação dos elementos P_2O_5 –CaO– K_2O –MnO–NaO–Cs–Co–Zn–Cu–Ba–Rb–Ni representa a assinatura geoquímica das TPI. Esses resultados corroboram com outros obtidos em TPI na Amazônia (KERN, 1996; COSTA; KERN, 1999). Por outro lado, o grupo constituído por SiO_2 – Al_2O_3 – Fe_2O_3 – TiO_2 –Ga–Nb–Sn–Ta–Th–Pb–Sc representa a associação dos horizontes não antrópicos. As concentrações de CaO e P_2O_5 podem ser explicadas pela adição de ossos queimados na área (TAUBE et al., 2013), enquanto que a adição de resíduos de plantas respondem pelos elevados níveis de Zn, Cu e Mn (KERN, 1996). De fato, a maior concentração de CaO, P_2O_5 , K_2O e MgO coincide com os níveis com maior quantidade de cerâmicas, no qual provavelmente corresponde a local onde os alimentos foram processados e descartados, indicando formas de utilização relacionadas a um contexto doméstico. Os dados fitolíticos indicam que dentre essas atividades, a utilização de palmeiras e de Cyperaceae eram expressivas.

Tem sido verificado teores elevados de BaO nas cerâmicas (COSTA et al., 2004) e em TPI em Caxiuanã – PA, onde apresentou correlação com CaO oriundo de conchas (COSTA; KERN, 1999). Aqui, esse elemento não ocorre nas cerâmicas (Capítulo 1), bem como conchas estão ausentes nos horizontes antrópicos. Aqui a fonte de CaO para precipitação com Ba deve ser resultante da incorporação de ossos nos horizontes antrópicos. Sua ausência nos nódulos de ferro também aponta para uma incorporação antrópica.

A composição química dominada por SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 dos perfis está de acordo com outros estudos realizados na Amazônia (COSTA, 1991; HORBE; VIEIRA; NOGUEIRA, 1999). Essa composição reflete a presença de argilominerais, hematita e goethita. Essa mineralogia indica um processo de intemperismo acentuado, onde as bases foram retiradas

por lixiviação, propiciando condições favoráveis para a formação de um solo predominantemente caulínico (monosialitização) na presença de óxidos de Fe. Esses valores acentuados de Si, no qual inviabilizam o estabelecimento do processo de alitização, provém em grande parte da dissolução dos fitólitos mais solúveis, notadamente em superfície. Em adição, a micromorfologia tem demonstrado que a degradação dos nódulos de Fe também contribui para o enriquecimento desses minerais nos solos.

Em relação aos elementos que mostraram associação com as TPI, foi verificado que no P1 os horizontes Au₁ e Au₂ são geoquimicamente semelhantes, e que os demais horizontes apresentam outra assinatura geoquímica, onde são mais empobrecidos que o Au₁ e Au₂ e sensivelmente mais enriquecidos que o horizonte não antrópico Bt₂. O enriquecimento nos horizontes antrópicos do P2 é semelhante ao Au₁ e Au₂ do P1.

A maior similaridade dos horizontes Au₃, Au₄ e Au₅ com o Bt demonstra maior herança com o solo natural, no qual esses horizontes se desenvolveram, e provavelmente reflete a menor participação da atividade biológica na incorporação de material nessas profundidades. A maior espessura da TPI do P1 indica maior intensidade de uso quando comparado com o P2, fato esse também evidenciado pelos estudos fitolíticos. Isso justifica o aumento nos teores de alguns elementos maiores e traços em maiores profundidades no P1, pois caso esse enriquecimento resultasse exclusivamente de bioturbação, seria observado horizontes mais enriquecidos em profundidade no P2.

Tabela 4.4 – Teores totais de elementos maiores de Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico, Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico e Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Hz	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	SrO	BaO	Cr ₂ O ₃
----- % -----													
P1 Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico													
Au ₁	71,90	11,55	5,33	0,27	0,10	0,04	0,08	0,39	0,07	1,64	0,01	0,01	0,01
Au ₂	63,50	16,85	7,25	0,32	0,10	0,02	0,08	0,66	0,06	1,68	0,01	0,02	0,01
Au ₃	66,60	16,15	7,19	0,09	0,07	0,01	0,05	0,42	0,03	1,72	<0,01	0,01	0,01
Au ₄	64,50	17,10	7,58	0,07	0,07	0,01	0,04	0,44	0,03	1,84	0,01	<0,01	0,01
Au ₅	56,20	21,80	9,96	0,06	0,06	0,01	0,02	0,28	0,02	2,10	<0,01	<0,01	0,01
Bt ₁	53,80	22,70	8,88	0,04	0,03	0,01	0,01	0,29	0,02	1,91	0,01	0,01	0,01
P2 Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico													
Au ₁	68,50	11,50	6,40	0,36	0,10	0,03	0,07	0,44	0,07	1,73	0,01	0,02	0,01
Au ₂	64,90	15,55	8,48	0,25	0,09	0,02	0,05	0,42	0,04	1,83	0,01	0,01	0,01
Btfc	52,50	21,90	12,55	0,09	0,06	0,01	0,02	0,39	0,02	2,17	0,01	0,01	0,02
P3 Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado													
A	76,70	10,45	4,58	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	0,03	0,02	1,61	<0,01	<0,01	0,01
Bt ₃	54,80	23,50	8,18	0,03	0,04	0,01	0,02	0,14	0,02	2,18	0,01	0,01	0,02

Tabela 4.5 – Teores totais de elementos traço de Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico, Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico e Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM (continua)

Elemento (mg kg ⁻¹)	----- P1 -----						----- P2 -----			----- P3 -----	
	Au ₁	Au ₂	Au ₃	Au ₄	Au ₅	Bt ₁	Au ₁	Au ₂	Btcf	A	Bt ₃
Ba	76,60	91,20	46,20	38,60	30,40	23,40	107,50	78,50	47,10	8,90	18,80
Cr	80,00	90,00	100,00	100,00	120,00	120,00	90,00	100,00	140,00	80,00	120,00
Cs	0,84	0,82	0,52	0,47	0,15	0,11	0,88	0,64	0,18	0,05	0,11
Ga	19,90	28,00	27,50	29,00	37,40	37,90	21,40	28,30	39,80	20,00	38,30
Hf	47,70	36,50	35,50	44,70	39,40	34,50	60,90	53,90	49,30	52,70	36,50
Nb	34,20	37,00	36,80	40,00	46,10	44,30	53,10	42,00	47,00	34,40	47,50
Rb	8,70	8,60	6,50	5,50	1,80	1,30	9,10	6,90	2,60	0,40	1,10
Sn	4,00	5,00	5,00	5,00	6,00	6,00	5,00	5,00	7,00	4,00	6,00
Sr	37,90	48,10	32,70	33,30	39,30	39,10	48,50	48,30	47,30	18,40	34,30
Ta	2,50	2,70	2,50	2,90	3,20	3,10	6,10	2,80	3,40	2,50	3,40
Th	21,90	24,70	24,00	25,20	30,50	29,70	24,10	26,00	32,30	18,70	30,30
U	5,68	4,75	4,63	5,39	5,15	4,98	6,72	5,80	5,90	5,27	5,21
V	96,00	152,00	156,00	167,00	208,00	203,00	146,00	189,00	254,00	108,00	206,00
W	4,00	4,00	8,00	8,00	5,00	5,00	4,00	5,00	5,00	4,00	5,00
Y	35,50	33,40	32,60	32,80	34,70	35,60	37,90	39,00	37,60	31,90	37,00
Zr	1780,00	1350,00	1370,00	1660,00	1500,00	1320,00	2240,00	2120,00	1840,00	2000,00	1380,00
As	4,20	5,90	5,70	5,50	7,60	7,20	5,30	6,80	10,80	3,50	5,80
Bi	0,15	0,19	0,19	0,19	0,24	0,23	0,16	0,19	0,26	0,15	0,23

Tabela 4.6 – Teores totais de elementos traço de Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico, Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico e Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM (conclusão)

Elemento (mg kg ⁻¹)	----- P1 -----						----- P2 -----			----- P3 -----	
	Au ₁	Au ₂	Au ₃	Au ₄	Au ₅	Bt ₁	Au ₁	Au ₂	Btcf	A	Bt ₃
Hg	0,20	0,10	0,17	0,14	0,18	0,12	0,11	0,12	0,18	0,09	0,13
Sb	0,39	0,17	0,15	0,17	0,23	0,19	0,19	0,24	0,33	0,17	0,25
Se	0,70	0,60	0,50	0,50	0,60	0,60	0,70	0,60	0,70	0,70	0,40
Te	0,07	0,10	0,10	0,11	0,19	0,16	0,09	0,10	0,13	0,13	0,19
Co	2,00	1,00	1,00	2,00	1,00	<1,00	1,00	1,00	<1,00	<1,00	<1,00
Cu	16,00	23,00	10,00	10,00	5,00	2,00	23,00	18,00	9,00	1,00	2,00
Li	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	<10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
Mo	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00	2,00	1,00	2,00	2,00	1,00	2,00
Ni	6,00	8,00	4,00	5,00	5,00	4,00	8,00	7,00	5,00	2,00	4,00
Pb	8,00	7,00	5,00	8,00	11,00	10,00	11,00	12,00	14,00	7,00	9,00
Sc	6,00	6,00	5,00	5,00	7,00	7,00	7,00	7,00	8,00	5,00	7,00
Zn	66,60	85,00	30,00	27,00	16,00	16,00	85,00	66,00	20,00	8,00	12,00

Sabendo-se que o enriquecimento geoquímico nas TPI é creditado a adição de ossos e material orgânico em geral, sugere-se que nos horizontes Au₁ e Au₂ a incorporação desses materiais tenha ocorrido de forma mais intensa e/ou que nesses níveis houve condições mais favoráveis a sua permanência. Apesar de semelhantes, as evidências fitolíticas indicam que a TPI do P1 formou primeiro que aquela do P2, indicando enriquecimento geoquímico não simultâneo nas áreas. Vale ressaltar que a diferença para os demais horizontes antrópicos do P1 acompanha um aumento significativo na quantidade de cerâmicas e carvão e redução de Eudicotiledôneas e aumento de Arecaceae, sugerindo um período de maior utilização dessas áreas. O aumento nos teores de Zn nos horizontes Au₁ e Au₂, reconhecidos na literatura como advindo das palmeiras (KERN, 1996), confirma o enriquecimento desses horizontes com essas plantas.

Todos os horizontes não antrópicos apresentam maior quantidade de ETRs em relação aos antrópicos, notadamente o horizonte Btfc, indicando associação com a mineralogia dos solos e destacadamente com os óxidos de ferro. Em geral, os horizontes antrópicos do P2 são mais enriquecidos em ETRs que os do P1.

Os horizontes não antrópicos são mais enriquecidos em elementos terras raras leves (ETRL) quando comparado com os antrópicos, ambos mais enriquecidos em La e Ce, seguidos por Pr e Nd (Tabela 4.6). Entretanto, os antrópicos apresentam maiores conteúdos desses elementos quando comparado com o horizonte A moderado, onde o Au₂ do P2 é o mais enriquecido e o Au₁ do P1 o mais empobrecido. Esse padrão se repete em relação aos elementos terras raras médios (ETRM), onde Dy, Tb e Ga, nessa ordem, ocorrem em maiores concentrações.

Quanto aos elementos terras raras pesados (ETRP), foi observado que dentre os ETRs esse grupo ocorre em maiores teores em todos os horizontes, onde o maior enriquecimento ocorreu para os elementos Yb, Lu e Tm, respectivamente (Tabela 4.6). Para os ETRP, foi observado que o horizonte Au₁ e Au₅ (P1) alcançam teores mais elevados que os horizontes sem influência antrópica. Esse comportamento ocorrera anteriormente no Au₅ para todos os outros ETRs, o que poderia sugerir associação com o horizonte não antrópico subjacente; no entanto, o enriquecimento com ETRP no horizonte superficial deve apontar para um enriquecimento antrópico, tendo em vista ainda que esses teores também são mais elevados que aqueles observados no A moderado.

Tabela 4.7 - Teores de elementos terras raras (ETR) de Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico, Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico e Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado. Campo Experimental do Caldeirão, Iranduba – AM

Hz	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Soma
----- mg kg ⁻¹ -----															
P1 Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico															
Au ₁	0,74	0,73	0,68	0,62	0,59	0,48	0,81	1,05	1,31	1,50	1,79	2,30	2,43	2,49	17,51
Au ₂	0,89	0,84	0,77	0,69	0,64	0,51	0,80	0,98	1,22	1,40	1,67	2,07	2,25	2,17	16,89
Au ₃	0,84	0,81	0,70	0,63	0,56	0,48	0,75	0,94	1,18	1,35	1,61	2,23	2,18	2,09	16,34
Au ₄	0,89	0,83	0,76	0,67	0,61	0,50	0,79	1,02	1,24	1,40	1,72	2,23	2,37	2,29	17,33
Au ₅	1,14	1,05	0,97	0,86	0,77	0,62	0,90	1,08	1,30	1,46	1,81	2,17	2,33	2,23	18,68
t ₁	1,10	0,99	0,92	1,64	0,74	0,55	0,84	1,05	1,29	1,45	1,76	2,10	2,29	2,17	18,88
P2 Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico															
Au ₁	0,87	0,87	0,79	0,74	0,71	0,62	0,97	1,18	1,44	1,60	2,00	2,47	2,81	2,83	19,89
Au ₂	1,07	1,03	0,97	0,89	0,83	0,67	1,00	1,22	1,43	1,59	1,90	2,40	2,62	2,54	20,14
Btfc	1,38	1,32	1,24	1,12	1,05	0,82	1,19	1,34	1,51	1,65	2,01	2,43	2,70	2,57	22,32
P3 Argissolo Amarelo Distrófico típico, A moderado															
A	0,61	0,55	0,50	0,44	0,42	0,35	0,61	0,85	1,11	1,29	1,62	2,07	2,36	2,37	15,14
Bt ₃	1,15	1,02	0,92	0,80	0,70	0,47	0,88	1,08	1,38	1,56	1,90	2,33	2,47	2,40	19,15

4.4 Considerações finais

A semelhança mineralógica do solo natural com a TPI indica formação na mesma matriz mineralógica. Apesar da predominância de quartzo, a fração areia também contém caulinita, óxidos de ferro (magnetita, goethita e hematita) e titânio (rutilo e anatásio). Por outro lado, a identificação de variscita-estregita nos horizontes antrópicos e de tridimita nas cerâmicas confirma a formação de minerais como resultado das atividades humanas pretéritas. Enquanto aquele primeiro formou a partir da recombinação de ácido fosfórico proveniente da degradação do material orgânico com o Al da matriz filossilicática, os padrões de reflexão de tridimita podem ser explicados pelo prévia calcinação dos temperos silicosos previamente a incorporação à cerâmica. A presença de maghemita somente nos horizontes antrópicos suporta a hipótese de uso frequente do fogo na gênese da TPI, aqui formado a partir da queima de resíduos orgânicos na presença de óxidos de ferro.

Os horizontes antrópicos possuem assinatura geoquímica distinta do solo natural, sendo representada pela associação P_2O_5 –CaO– K_2O –MnO–NaO–Cs–Co–Zn–Cu–Ba–Rb–Ni. O enriquecimento desses elementos pode ser explicado pela adição de ossos queimados na área e devido a adição de resíduos de plantas.

Referências

BRASIL. Ministério de Minas e Energia. **Projeto RADAM Brasil**: folha SA-20 Brasília; mapa geológico. Rio de Janeiro, 1978. 1 mapa, color., 91 cm x 71 cm. Escala 1:1.000.000. (Levantamento de Recursos Naturais, 18).

BRINDLEY, G.W.; WAN, H.M. Use of long alcohols and alkanes for calibration of long spacings from layer silicates, particularly Clay Miner. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 22, p. 313-317, 1974.

BRINDLEY, G.W.; KAO, CHIH-CHUN; HARRISON, J.L.; LIPSCAS, M.L.; RAYTHATHA, R. Relation between structural disorder and other characteristics of kaolinite and dickites. **Clays and Clay Minerals**, New York, v. 34, p. 239-249, 1986.

COSTA, M.L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 21, p. 146-160, 1991.

COSTA, M.L.; KERN, D.C. Geochemical signatures of tropical soils with archaeological black earth in the Amazon Brazil. **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdam, v. 66, p. 369-385, 1999.

COSTA, M.L.; KERN, D.C.; PINTO, A.H.E.; SOUZA, J.R.T. The ceramic artifacts in archaeological black earth (terra preta) from Lower Amazon region, Brazil: chemistry and geochemical evolution. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 34, n. 3, p. 375-386, 2004.

COSTA, M.L.; CARMO, M.S.; OLIVEIRA, E.C.; LIMA, H.N.; KERN, D.C.; GOESKE, J. A mineralogia e composição química de fragmentos de cerâmicas arqueológicas em sítios de terra preta de índio. In: TEIXEIRA, W.G.; KERN, D.C.; MADARI, B.E.; LIMA, H.N.; WOODS, W. (Ed.). **As terras pretas de índio da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas**. Manaus: Universidade Federal do Amazonas, 2010. p. 225-241.

CUNHA, T.J.F.; NOVOTNY, E.H.; MADARI, B.E.; BENITES, V.M.; MARTIN-NETO, L.; SANTOS, G.A. O carbono pirogênico. In: As terras pretas da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas. In: TEIXEIRA, W.G.; KERN, D.C.; MADARI, B.E.; LIMA, H.N.; WOODS, W. (Ed.). **As terras pretas de índio da Amazônia: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas**. Manaus: Universidade Federal do Amazonas, 2010. p. 263- 284.

CURI, N.; FRANZMEIER, D.P. Toposequence of oxisols from the Central plateau of Brazil. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 48, p. 341-346, 1984.

DRITS, V.A. Some general remarks of the structure of trioctahedral micas. In: PROCEEDINGS INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 1969, Jerusalem. **Proceedings...** Jerusalem:University Press Jerusalem, 1969. p. 51-59.

FALESI, I.C. Estado atual de conhecimentos de solos da Amazônia brasileira. In: SIMPÓSIO DO TRÓPICO ÚMIDO, 1986, Belém. **Anais...** Belém: EMBRAPA, CPATU, 1986. p.168-191.

FITZPATRICK, R.W.; SCHWERTMANN, U. Al-substituted goethite - an indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. **Geoderma**, Amsterdam, v. 27, p. 335-347, 1982.

FONTES, M.P.F.; WEED, S.B. Iron oxides in selected Brazilian Oxisols: I. Mineralogy. **Soil Science Society American Journal**, Madison, v. 55, p. 1143-1149, 1991.

GALLAGHER, K.J.; FEITKNECHT, W.; MANNWEILLER, U. Mechanism of oxidation of magnetite to $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$. **Nature**, London, v. 217, p. 1118-1121, 1968

HORBE, A.M.C.; VIEIRA, L.C.; NOGUEIRA, A.C.R. Geoquímica de camadas vermelhas bioturbadas da Formação Alter do Chão, Cretáceo da Bacia do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, p. 396-402, 2006.

HUGHES, J.C.; BROWN, G. A crystallinity index for soil kaolinite and its relation to parent rock, climate and soil maturity. **Journal Soil Science**, West Sussex, v. 30, p. 557-563, 1979.

IRION, G. Clay minerals of Amazonian soils. In: SIOLI, H. (Ed.). **The Amazon: limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1984. p. 537-579.

JACKSON, M.L. Aluminum bonding in soils: a unifying principle in soil science. **Soil Science Society of America Proceedings**, Madison, v. 27, p.1-10, 1963.

JACKSON, M.L. **Soil chemical analysis: advanced course**. Madison: By author, 1979. 895 p.

KÄMPF, N.; KERN, D.C. O solo como registro de ocupação humana pré-histórica na Amazônia. In: VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L.R.F.; COOPER, M.; SILVA, A.P.; CARDOSO, E.J. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. p. 277-320.

KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. The NaOH concentration method for iron oxides in soils. **Clays and Clays Minerals**, New York, v. 30, p. 401-408, 1982.

KERN, D.C. **Geoquímica e pedogeoquímica de sítios arqueológicos com terra preta na Floresta Nacional de Caxiuanã (Portel-Pará)**. 1996. 124 p. Tese (Doutorado em Petrologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.

KERN, D.C.; KÄMPF, N. O efeito de antigos assentamentos indígenas na formação de solos com Terra Preta Arqueológica na região de Oriximiná-PA. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 13, p. 219-225, 1989.

KLUG, H.P.; ALEXANDER, L.E. **X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials**. New York: John Wiley, 1954. 716 p.

LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GERMAN, L.; MCCANN, J.M.; MARTINS, G.C.; MOREIRA, A. Soil fertility and production potential. In: LEHMANN, J.; KERN, D.C.; GLASER, B.; WOODS, W.I. (Ed.). **Amazonian dark earths: origin, properties, management**. Dordrecht: Kluwer Academic, 2003. p. 105-124.

LIMA, H.N.; MELO, J.W.V.; SCHAEFER, E.G.R.; KER, J.C.; LIMA, A.M.N. Mineralogia e química de três solos de uma topossequência da bacia sedimentar do rio Solimões, Amazônia Central. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, p. 59-68, 2006.

LIMA, H.N.; SCHAEFER, C.E.R.; MELLO, J.W.V.; GILKES, R.J.; KER, J.C. Pedogenesis and pre-Colombian land use of “Terra Preta Anthrosolos” (“Indian black earth”) of Western Amazonia. **Geoderma**, Amsterdam, v. 110, p. 1-17, 2002.

LUCAS, Y.; LUIZÃO, F.J.; CHAUVEL, A.; ROUILLER, J.; NAHON, D. The relation between biological activity of the rain forest and mineral composition of soils. **Science**, Washington, v. 260, p. 521-523, 1993.

McKEAGUE, J.A. **Manual on soil sampling and methods of analysis**. Ottawa: Canadian Society of Soil Science, 1978. 212 p.

MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**, New York, p. 317-327, 1960.

MELO, V.F.; FONTES, M.P.F.; NOVAIS, R.F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C.E.G.R. Caracterização dos óxidos de ferro e de alumínio de diferentes classes de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, n. 1, p. 19-32, 2001a.

MELO, V.F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C.E.G.R.; NOVAIS, R.F.; FONTES, M.P.F.F. Chemical and mineralogical properties of kaolinite-rich Brazilian soils. **Soil Science Society America Journal**, Madison, v. 65, p. 1324-1333, 2001b.

MELO, V.F.; NOVAIS, R.F.; SCHAEFER, C.E.G.R.; FONTES, M.P.F.F.; SINGH, B. Mineralogia das frações areia, silte e argila de sedimentos do Grupo Barreiras no município de Aracruz, estado do Espírito Santo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, p. 29-41, 2002.

MESTDAGH, M.M.; VIELVOYE, L.; HERBILLON, A.J. Iron in kaolinite: II. The relationship between kaolinite crystallinity and iron content. **Clay Minerals**, London, v. 15, p. 1-13, 1980.

NETTO, A.R.; FONTES, M.P.F. Processo de cálculo do ângulo entre os planos hkl de hematita e goethita. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS DO SOLO, 25., 1995, Viçosa. **Anais...** Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1995. p. 277-279.

NORRISH, K.; TAYLOR, M. The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. **Journal Soil Science**, West Sussex, p. 294-306, 1961.

PLANÇON, A.; GIESE, R.F.; SNYDER, R.; DRITS, V.A.; BOOKIN, A.S. Staking faults in the kaolin minerals. **Clay and Clays Minerals**, New York, v. 37, p. 203-210, 1989.

RODRIGUES, T.E.; SANTOS, P.L.; VALENTE, M.A.; BARRETO, W.O.; ARAÚJO, W.S.; MELO, M.E.C.C.M.; DURIEZ, M.A.M. **Levantamento semi-detalhado dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras do campo experimental do Caldeirão do CPAA/Embrapa, Iranduba, Amazonas**. Rio de Janeiro: Embrapa, 1991. 74 p.

ROSE, A.W.; KATO, T.; MACHESKY, M.L. The significance of biogenic element cycling in ancient tropical soils. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 107, p. 401-403, 1983.

SCHULZE, D.G. The influence of aluminium on iron oxides. VIII – unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. **Clays and Clays Minerals**, New York, v. 36, p. 36-44, 1984.

SCHWERTMANN, U. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In: STUCKI, J.K.; GOODMAN, B.A.; SCHWERTMANN, U. (Ed.). **Iron in soils and clay minerals**. Dordrecht: Proceeding of the Nato Advanced Study Institute, 1988. p. 267-308.

SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of Southern and Central Brazil. **Soil Science**, Philadelphia, v. 139, p. 344-350, 1985.

SCHWERTMANN, U.; LATHAM, M. Properties of iron oxides in some New Caledonian Oxisols. **Geoderma**, Amsterdam, v. 39, p. 105-123, 1986.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (Ed.). **Minerals in soil environments**. Madison: Soil science Society of America, 1989. p. 379-438.

SCHWERTMANN, U.; FITZPATRICK, R.W.; TAYLOR, R.M.; LEWIS, D.G. The influence of aluminium on iron oxides. Part II. Preparation and properties of Al-substituted hematites. **Clays and Clays Minerals**, New York, p. 269-276, 1979.

SERGIO, C.S.; SANTANA, G.P.; COSTA, G.M.; HORBE, A.M.H. Identification and characterization of maghemite in ceramic artifacts and archaeological black earth of Amazon region. **Soil Science**, Philadelphia, v. 171, n. 1, p. 59-64, 2006.

SINGH, B.; GILKES, R.J. Properties and distribution of iron oxides and their association with minor elements in the soils of south-western Australia. **Journal Soil Science**, West Sussex, v. 43, p. 77-98, 1992.

SMITH, N.J.H. Anthrosols and human carrying capacity in Amazonia. **Annals of the Association of American Geographers**, Philadelphia, v. 70, p. 553-566, 1980.

SOMBRÖEK, W.G. **Amazon soils**: a reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region. Wageningen: Centre for Agricultural Publications and Documentation, 1966. 262 p.

TAUBE, P.S.; HANSEL, F.A.; MADUREIRA, L.A.S.; TEIXEIRA, W.G. Organic geochemical evaluation of organic acids to assess anthropogenic soil deposits of Central Amazon, Brazil. **Organic Geochemistry**, Oxford, v. 58, p. 96-106, 2013.

TEIXEIRA, W.G.; MARTINS, G.C.; MACEDO, R.S.; NEVES JUNIOR, A.F.; MOREIRA, A.; BENITES, V.M.; STEINER, C. As propriedades físicas e hídricas dos horizontes Antrópicos das Terras Pretas de Índio na Amazônia Central. In: TEIXEIRA, W.G.; KERN, D.C.; MADARI, B.E.; LIMA, H.N.; WOODS, W. (Ed.). **As Terras pretas de índio da Amazônia**: sua caracterização e uso deste conhecimento na criação de novas áreas. Manaus: UFAM, 2010. p. 225-241.

THEISEN, A.A.; HARVARD, M.E. Mangrove ecology: a geomorphology perspective: In: CLOUGH, B.F. (Ed.). **Mangrove ecosystem in Australia**. Canberra: Australian National University Press, 1982. p. 3-16.

TORRENT, J.; CABEDO, A. Sources of iron oxides in reddish brown soil profiles from calcarenites in Southern Spain. **Geoderma**, Amsterdam, v. 37, p. 57-66, 1986.

ULERY, A.L.; GRAHAM, R.C.; BOWEN, L.H. Forest fire effects on phyllosilicates in California. **Soil Science Society of American Journal**, Madison, v. 60, n. 1, p. 309-315, 1996.

APÊNDICE

APÊNDICE A – Descrição morfológica e classificação dos solos

Perfil 1

DATA: 09.11.2010

CLASSIFICAÇÃO SiBCS – ARGISSOLO AMARELO Distrófico A antrópico, fase floresta equatorial subperenifólia, relevo plano, declividade de 3%, bem drenado.

UNIDADE DE MAPEAMENTO – PAd.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – A 90 m da sede do Campo Experimental do Caldeirão na Embrapa/CPAA. Iranduba (AM).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em perfil de trincheira com declive de 3%, sob floresta secundária.

LITOLOGIA – Argilito.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Alter do Chão.

CRONOLOGIA – Cretáceo/Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Sedimentos argilosos cauliniticos.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano e suave ondulado.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Floresta equatorial subperenifólia.

USO ATUAL – Floresta secundária.

CLIMA – Ami, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR – Marcia R. Callegari, Pablo Vidal Torrado e Rodrigo Macedo.

- Au₁ 0-40 cm; preto (10YR 2/1, úmida) e cinzento muito escuro (10YR 3/1, seca); franco argilo-arenoso; fraca média blocos subangulares que se desfazem em fraca pequena e muito pequena granular; ligeiramente dura, muito friável, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e clara.
- Au₂ 40-71 cm; cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmida); mosqueado comum pequeno e médio distinto, bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4 e 4/6, úmida); argilo-arenosa; fraca média blocos subangulares que se desfazem em fraca pequena granular; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição ondulada e gradual.
- Au₃ 71-90 cm; bruno-escuro (10YR 3/3, úmida); argilo-arenosa; fraca média blocos subangulares que se desfazem em fraca pequena e muito pequena granular; cerosidade comum e fraca; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição ondulada e clara.
- Au₄ 90-105 cm; bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, úmida); argiloso; moderada média e grande blocos angulares que se desfazem em moderada pequena granular; cerosidade comum e fraca; ligeiramente dura, ligeiramente dura, friável a firme, plástica e pegajosa; transição ondulada e

clara.

- Au₅ 105-130 cm; bruno-amarelado-escuro (10YR 3/4, úmida); argiloso; moderado a forte grandes e muito grandes blocos subangulares que se desfazem em moderado a forte muito pequena granular; ligeiramente dura friável a firme, plástica e pegajosa; transição ondulada e abrupta.
- Bt₁ 130-165 cm; bruno-amarelado (10YR 5/6, úmida); mosqueado pouco, pequeno e distinto, bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4, úmida); muito argiloso; fraca média e grande blocos angulares que se desfazem em fraca pequena granular; cerosidade comum e fraca; dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e difusa.
- Bt₂ 165-200 cm+; bruno-forte (7,5YR 5/8, úmida); muito argiloso; fraca média e grande blocos subangulares que se desfazem em fraca pequena granular; dura, friável a firme, muito plástica e muito pegajosa.

RAÍZES – Abundantes finas fasciculadas até 10 cm e comuns médias pivotantes até 30 cm no horizonte Au₁; poucas finas pivotantes no horizonte Au₂ e comuns finas no horizonte Au₃; ausentes nos horizontes Au₄, Au₅ e Bt₂; comuns finas no Bt₁.

OBSERVAÇÕES:

- Poros: abundantes muito pequenos e comuns pequenos no horizonte Au₁ e Au₂; abundantes muito pequenos e poucos pequenos nos horizontes Au₃, Au₄ e Au₅; abundantes muito pequenos nos horizontes Bt₁ e Bt₂;
- Canais: de formigas e cupins (Ø médio 3 cm) vazios no horizonte Au₁; alongados (Ø médio 1 e 1,5 cm), vazios e preenchidos com raízes finas (Ø 1,5 cm) e com material de coloração escura (Ø 2 cm) no horizonte Au₂; grandes vazios e preenchidos com material friável (Ø médio 2,5 cm) no horizonte Au₃; abundantes, alongados e ovalados, distribuídos verticalmente no horizonte com Ø entre 1,5 e 3 cm no horizonte Au₄; abundantes, muito grandes (Ø 2 a 4 cm) e ovalados no horizonte Au₅; galerias abundantes, muito grandes (Ø 2 a 3 cm), alongadas e ovaladas, algumas preenchidas com material friável escuro e outras com material friável mosqueado (cores amareladas e escuras) no topo do horizonte Bt₁.
- Cerâmicas: poucas (15 %), pequenas (Ø < 1 cm), duras, irregulares e externamente rosadas e internamente avermelhadas no horizonte Au₂; poucas (15 %), pequenas (Ø < 1 cm), duras, angulosas e externamente rosadas e internamente vermelha escura seguindo a orientação da linha de carvão no horizonte Au₃; poucas (8 %), grandes (Ø > 2 cm), finas, duras, alongadas e externamente acinzentadas no horizonte Au₄.
- Carvão: poucos e muito pequenos sem orientação aparente no horizonte Au₂; comuns pequenos a médios alinhados (linha de carvão) no horizonte Au₃; poucos pequenos a médios orientados seguindo a base côncava do horizonte Au₄; abundantes a comuns pequenos e médios distribuídos sem aparente orientação no horizonte Au₅.
- Intensa atividade biológica (bioturbação) no perfil.

Perfil 2

DATA: 02.08.2011

CLASSIFICAÇÃO SiBCS – PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Eutrófico A antrópico, fase floresta equatorial subperenifolia, relevo plano, declividade de 3%, moderadamente drenado.

UNIDADE DE MAPEAMENTO – FFc.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – A 150 m da sede do Campo Experimental do Caldeirão na Embrapa/CPAA. Iranduba (AM).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em perfil de trincheira com declive de 3%, sob floresta secundária.

LITOLOGIA – Argilito.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Alter do Chão.

CRONOLOGIA – Cretáceo/Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Sedimentos argilosos cauliniticos.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano e suave ondulado.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Floresta equatorial subperenifolia.

USO ATUAL – Floresta secundária.

CLIMA – Ami, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR – Paulo S. T. Júnior, Manuel Taveira, Rodrigo Macedo e Wenceslau G. Teixeira.

Au ₁	0-22 cm; preto (10YR 2/1, úmida); fraca pequena blocos angulares que se desfazem em fraca muito pequena granular; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição irregular e clara.
Au ₂	22-48 cm; bruno-escuro (10YR 3/3, úmida); moderada média blocos angulares; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição irregular e gradual.
AB	48-60 cm; bruno-amarelado-escuro (10YR 4/6, úmida); moderada média, grande e muito grande blocos angulares; ligeiramente dura/dura, friável, plástica e pegajosa; transição irregular e clara.
Bt _f	60-100 cm; bruno-amarelado (10YR 5/4, úmida); mosqueado abundante médio e proeminente, vermelho (2,5YR 4/8, úmida) e comum médio e proeminente, vermelho (10R 5/8, úmida); moderada média, grande e muito grande blocos angulares; dura, friável, muito plástica e muito pegajosa; transição ondulada e gradual.
Bt _{fc}	100-180 cm+; bruno- amarelado (10YR 5/8, úmida); mosqueado abundante, médio e proeminente, vermelho (10R 5/8 e 2,5YR 4/8, úmida); moderada média, grande e muito grande blocos

angulares; dura, friável, muito plástica e muito pegajosa.

RAÍZES – Abundantes grossas e comuns médias no horizonte Au₁; poucas finas nos horizontes Au₂ e AB; raras finas no horizonte Btf.

OBSERVAÇÕES:

- Poros: comuns muito pequenos e pequenos no horizonte Au₁ e Au₂; pouco a comuns muito pequenos no horizonte AB e Btf.
- Cerâmicas: poucas (10 %), pequena ($\varnothing < 1$ cm), duras, irregulares e externamente rosadas e internamente avermelhadas no horizonte Au₁; poucas (10 %), grande ($\varnothing > 2$ cm), duras, irregulares e externamente rosadas e internamente avermelhadas no horizonte Au₂.
- Carvão: pouco a comuns no horizonte Au₁ e Au₂.
- Presença freqüente (20 %) de plintitas pequenas (0,25 cm) macia a dura, irregulares, vermelhas e ferruginosas nos horizontes Btf e Btcf.
- Presença de concreções ferruginosas muito freqüentes (70 %) grandes ($\varnothing > 1$ cm), duras, irregulares e vermelhas no horizonte Btcf.
- Intensa atividade biológica no perfil

Perfil 3

DATA: 15.01.2011

CLASSIFICAÇÃO SiBCS – ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, A moderado, fase floresta equatorial subperenifólia, relevo plano, declividade de 2%, bem drenado.

UNIDADE DE MAPEAMENTO – PAD.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – A 2.000 m da sede do Campo Experimental do Caldeirão na Embrapa/CPAA. Iranduba (AM).

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em perfil de trincheira com declive de 2%, sob floresta secundária.

LITOLOGIA – Argilito.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Alter do Chão.

CRONOLOGIA – Cretáceo/Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Sedimentos argilosos cauliníticos.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano e suave ondulado.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Floresta equatorial subperenifólia.

USO ATUAL – Floresta secundária.

CLIMA – Ami, da classificação de Köppen.

DESCRITO E COLETADO POR – Adriana C. G. de Souza e Rodrigo Macedo.

- A 0-5 cm; bruno amarelado escuro (10YR 3/4, úmida); franco argilo-arenoso; fraca média blocos subangulares que se desfazem em fraca pequena e muito pequena granular; cerosidade ausente; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica, ligeiramente pegajosa; plana e clara.
- AB 5-38 cm; bruno (10YR 4/3, úmida); argila arenosa; fraca média blocos subangulares que se desfazem em fraca média granular; cerosidade pouca e fraca; ligeiramente dura, friável, muito plástica e ligeiramente pegajosa; plana e clara.
- BA 38-60 cm; bruno amarelado escuro (10YR 4/4, úmida); argila arenosa; fraca média blocos subangulares que se desfazem em fraca média granular; cerosidade pouca e fraca; ligeiramente dura, friável, muito plástica e pegajosa; plana e gradual.
- Bt₁ 60-110 cm; bruno amarelado (10YR 5/6, úmida); muito argiloso; moderada grande/muito grande blocos angulares que se desfazem em fraca média angular; cerosidade pouca e fraca; ligeiramente firme, friável a firme, muito plástica, muito pegajosa; plana e gradual.
- Bt₂ 110-155 cm; bruno forte (7,5 YR 5/6, úmida); muito argiloso; forte grande blocos angulares que se desfazem em moderado grande/muito grande blocos angulares; cerosidade pouca e fraca; ligeiramente firme, friável a firme, muito plástica e muito pegajosa; plana e gradual.
- Bt₃ 155-190 cm; vermelho amarelado (5YR 5/6, úmida); muito argiloso; forte grande blocos angulares que se desfazem em moderado grande/muito grande blocos angulares; cerosidade pouca e fraca; ligeiramente firme, friável a firme, muito plástica e muito pegajosa.

RAÍZES – Abundantes finas e médias, poucas grossas no horizonte A; abundantes finas e poucas médias no horizonte AB; comuns finas e raras médias no horizonte BA; raras finas nos horizontes Bt₁, Bt₂ e Bt₃

OBSERVAÇÕES:

- Carvão: presença de carvão no horizonte AB

ANEXOS

ANEXO A - Exemplo de cálculo do índice de cristalinidade Hughes; Brown (1979) – ICHB

ANEXO B - Reflexos $d(110)$ e $d(111)$ da goethita e $d(104)$ e $d(110)$ da hematita e do NaCl (padrão interno) utilizados para calcular as propriedades cristalográficas desses óxidos

ANEXO C - Fotomicrografias de lâmina delgada (escala 1000 μm). A) carvão com aspecto de degradação (feição pedológica amorfa); B) preenchimento e revestimento de poro por argila iluvial (ferri-agilã); C) ferri-argilã de iluviação revestindo canal e de difusão (impregnação do fundo matricial); D) zona enáulica com microagregados degradados e zona porfírica com plasma isotrópico amarelado e denso; E) extinção forte e estriada de ferri-argilã de iluviação (nicóis cruzados); F) canal de bioturbação revestido por argila iluvial e conectado a poros cavitários por fissuras. 1: quartzo; 2: poro; 3: carvão; 4: ferri-argilã. Horizonte Au_3 do Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Município de Iranduba – AM

ANEXO D - Fotomicrografias de lâmina delgada (escala 1000 μm). A) zona enáulica formada por poros de empilhamento simples e microagregados zoogenéticos fracamente coalescidos; B); C) trama porfirica com plasma isotrópico vermelho-amarelado poro e granoestriado; D); E) espículas de esponja (cauixi) e pelotas fecais preenchendo poros; F) câmaras interconectadas por fissuras e revestimento de poro e grão por argila iluvial. 1: quartzo; 2: poro; 3: ferri-argilã. Horizonte Au₅ do Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Município de Iranduba – AM

ANEXO E - Fotomicrografias de lâmina delgada (escala 1000 μm). A) carvão fissurado (feição pedológica amorfa) rodeado por poro tipo cana; B); revestimento de poro e grão por ferri-argilã de iluviação; C) trama porfirico com pontes de argiluviação entre grãos (zonas gefúricas; D); orientação paralela dos ferri-argilãs na parede do poro e nas bordas do grão; E) preenchimento de poro por microagregados coalescidos e poros e grãos com bordas claras indicando desferrificação; F) pedorelíquia (concreção ferruginosa - feição pedológica amorfa). 1: quartzo; 2: poro; 3: carvão; 4: ferri-argilã; 5: nódulo. Horizonte Au_2 do Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Município de Iranduba – AM

ANEXO F - Fotomicrografias de lâmina delgada (escala 1000 μm). A) trama porfírico fechado e zonas de degradação da microestrutura granular; B) degradação da microestrutura biológica, desferriificação do fundo matricial e formação de agregados maiores ; D); canais interconectados e coalescência de cavidades indicando degradação dos microagregados e origem de agregados maiores; E) trama porfírico devido a forte coalescência dos microagregados e ferri-argilãs revestindo poros e grãos; F); preenchimento de poros por material do fundo matricial e desferriificação nas bordas dos grãos. 1: grão; 2: poro; 3: ferri-argilã. Horizonte Au₂ do Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Município de Iranduba – AM

ANEXO G - Fotomicrografias de lâmina delgada (escala 1000 μm). A) pedorelíquia de concreção ferruginosa (feição pedológica amorfa); B) e D); dissolução de nódulo e impregnação do fundo matricial; C) ferri-argilãs de iluviação revestindo poro e de difusão (migração de ferro); E); difusão de ferro e impregnação do fundo matricial; E) esqueleto composto por grãos de quartzo e nódulos ferruginosos e fissuração do pluma e formação de agregados grandes do tipo blocos. 1: quartzo; 2: poro; 3: ferri-argilã; 4: nódulo. Horizonte Btf do Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Município de Iranduba – AM

ANEXO H - Fotomicrografias de lâmina delgada (escala 1000 μm). A) fissuração do plasma formando agregados maiores e pontuações mais claras de desferrificação; B) porosidade do tipo câmaras e cavidades interconectadas por fissuras; C) porosidade fissural formando agregados maiores (trama porfirica aberta); D); preenchimento de canais por material do fundo matricial; E) desferrificação do plasma e preenchimento de poro; E); ferri-argilã revestindo poro do tipo camara e pontuações de difusão de ferro. 1: quartzo; 2: poro; 3: ferri-argilã; 4: nódulo. Horizonte Btf do Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Município de Iranduba – AM

ANEXO I - Fotomicrografias de lâmina delgada (escala 1000 μm). A) revestimento de poros por material biológico (provavelmente térmitas); B) feição pedológica amorfa (carvão fissurado); C) revestimento de ferri-argilã em poros e grãos e pontuações claras dos mesmos indicando desferrificação; D) feição pedológica de excremento (pelotas fecais) com sinais de coalescimento; E) feição pedológica de excremento (pelotas fecais) aparentemente recentes (não coalescidos); F) preenchimento de poro por material vegetal. 1: quartzo; 2: poro; 3: carvão; 4: ferri-argilã. Horizonte AB do Argissolo Amarelo Distrófico típico A moderado. Município de Iranduba – AM

ANEXO J - Fotomicrografias de lâmina delgada (escala 1000 μm). A) trama porfírica com fissuras formando agregados do tipo blocos; B) microestrutura fortemente coalescida com algumas zonas com sinais de degradação; C) canal biológico com pontuações de orgãos e ferriargilãs e restos de material vegetal inseridos no plasma; D) trama pórfiro-enáulica com avançado grau de degradação dos agregados zoogenéticos. 1: quartzo; 2: poro. Horizonte AB do Argissolo Amarelo Distrófico típico A moderado. Município de Iranduba – AM

ANEXO L - Fotomicrografias de lâmina delgada (escala 1000 μm . A) cerâmica inserida em plasma microagregado; B) tempero desconhecido e material vegetal tafonomizado no interior da cerâmica; C); D); E) materiais tafonomizados no interior da cerâmica; F) impregnação do fundo matricial da cerâmica. A – E) Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico; F) Plintossolo Argilúvico Eutrófico A antrópico. Município de Iranduba – AM

ANEXO M - Fotomicrografias de lâmina delgada (escala 100 μm (A – D) e 1000 μm (E – F). A); B) espículas de esponja (cauxi) utilizados como matéria prima para confecção das cerâmicas; C); D) tempero desconhecido; E) espículas parcialmente tafonomizadas preenchendo poros; F) leguminosa degradada (cariapé) (utilizada como tempero). Argissolo Amarelo Distrófico A antrópico. Município de Iranduba – AM

ANEXO N - Fotomicrografias de fitólitos de *Astrocaryum murumuru* (murumurú) coletada em área com Terra Preta de Índio. Município de Iranduba – AM

ANEXO O - Fotomicrografias de fitólitos de *Elaeis olerifera* (caiaué) coletada em área com Terra Preta de Índio. Município de Iranduba – AM

ANEXO P - Fotomicrografias de fitólitos de *Attalea speciosa* (babaçu) coletada em área com Terra Preta de Índio. Município de Iranduba – AM

ANEXO Q - Fotomicrografias de fitólitos de *Euterpe precatoria* (açaí) coletada em área com Terra Preta de Índio. Município de Iranduba – AM

ANEXO R - Fotomicrografias de fitólitos de *Astrocaryum aculeatum* (tucumã) coletada em área com Terra Preta de Índio. Município de Iranduba – AM

ANEXO S - Fotomicrografias de fitólitos de *Attalea maripa* (inajá) coletada em área de Argissolo Amarelo Distrófico A moderado, Município de Iranduba – AM

ANEXO T - Fotomicrografias de fitólitos de *Bactris maraja* (marajá) coletada em área de Argissolo Amarelo Distrófico A moderado. Município de Iranduba – AM