

NATHALIE CRUZ SENA

**SOLOS COESOS DESENVOLVIDOS SOBRE SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO  
BARREIRAS NO ESTADO DO AMAPÁ**

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

VIÇOSA  
MINAS GERAIS – BRASIL  
2016

**Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade  
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa**

T

S474s Sena, Nathalie Cruz, 1992-  
2016 Solos coesos desenvolvidos sobre sedimentos da formação  
barreiras no estado do Amapá / Nathalie Cruz Sena. – Viçosa,  
MG, 2016.  
ix, 90f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: João Carlos Ker.  
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.  
Referências bibliográficas: f.76-90.

1. Ciência do solo. 2. Solos - Análise - Amapá. 3. Plantas e  
solo. I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Solos.  
Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas. II. Título.

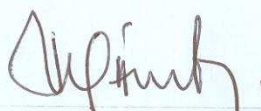
CDD 22. ed. 631.4

NATHALIE CRUZ SENA

**SOLOS COESOS DESENVOLVIDOS SOBRE SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO  
BARREIRAS NO ESTADO DO AMAPÁ**

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

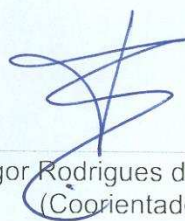
APROVADA: 22 de fevereiro de 2016.



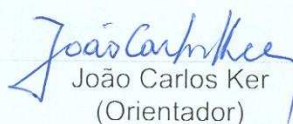
Maurício Paulo Ferreira Fontes



Fábio Soares de Oliveira



Igor Rodrigues de Assis  
(Coorientador)



João Carlos Ker  
(Orientador)

*“A fé robusta dá a perseverança, a energia e os recursos que fazem vencer os obstáculos, nas pequenas como nas grandes coisas. A fé sincera e verdadeira é sempre calma; dá a paciência que sabe esperar, porque tendo seu ponto de apoio na inteligência e na compreensão das coisas, está certa de chegar. A calma na luta é sempre um sinal de força e de confiança. A verdadeira fé se alia na humildade; aquele que a possui coloca sua confiança em Deus, mais do que em si mesmo”.*

*(Alan Kardec)*

Aos meus pais e ao meu irmão, que sonharam o meu sonho.

**DEDICO.**

## AGRADECIMENTOS

A Deus, sobre todas as coisas, por todas as bênçãos concedidas.

A Universidade Estadual de Santa Cruz – UESC e aos professores do curso de Geografia Bacharelado pela minha formação e crescimento profissional.

Ao PET Solos - UESC, aos professores Ana Maria Moreau e Maurício Moreau e aos colegas de equipe, por me despertarem o amor pela Pedologia e por me ajudarem a alcançar meu sonho.

Ao Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa, pela oportunidade e todo suporte oferecido.

A Capes, pela bolsa de estudo concedida, a AMCEL – Amapá Florestal e Celulose e toda a equipe, pelos trabalhos de campo, apoio financeiro e logístico para o desenvolvimento da pesquisa.

A minha família, em especial a meu pai (*in memoriam*), por ser a luz que sempre me guia e a quem devo meu amor e gratidão. A minha mãe e meu irmão, pela confiança, esforço, amor e união.

A todos os professores do Departamento de Solos, pelos aprendizados, experiências e vivências.

Ao professor João Carlos Ker, meu orientador, pela condução do trabalho, pelos ensinamentos, pelas motivações, pelos sorrisos e todas as “palavras de luz”.

Ao professor Igor Rodrigues, pelas orientações, considerações e sugestões para o trabalho.

Ao professor Liovando, por todos os abraços e por ser uma inspiração que levarei pra vida.

Ao professor Marcelo Metri, da Universidade Federal Rural de Pernambuco, pela atenção e disponibilidade na realização das análises de micromorfologia dos solos.

A todos os funcionários do Departamento de Solos, em especial, ao Claudinho, Luiz Fernando, Chico, Carlos, Paulo, Jorge, Tião, Rafael, Lula, Brás, Carlinhos e Zélia, pela amizade, atenção, apoio e convívio.

As minhas colegas de república, por se tornarem minha família e minha base em Viçosa, em especial, a Thais Fernandes, por toda amizade, força e companheirismo.

Aos meus amigos, Thaís Lorrane, Rafaela, Gabriela, Izanna, Vitor, Karen, Caio, David Ravel, Ícaro e Adalberto, por me fazerem mais feliz.

Aos meus amigos geógrafos, que embora tenhamos trilhado caminhos diferentes, estamos sempre ligados pelo laço construído, em especial, Hogana, Mariane, Crisleide, Jon, Kaique, Tica, Ricardo, Pedro, Irlanda e Ingrid.

Aos meus amigos e colegas de curso, Leiliane, Letícia, Mariana, Fernanda, Lígia, Renato, Xará, Patente, Miranda, Roberto, Guilherme, Gustavo, André, Elias, Anderson, Silmara, Eliana, pelos momentos inesquecíveis. Sobretudo, ao Luiz Aníbal, por ser meu amigo-irmão e pelas orientações; a Thaís Pessoa, pelo convívio e companheirismo diário; ao Cristiano Marcelo pelo apoio desde o início dessa trajetória, pelas sugestões e críticas.

Obrigada a todos, mesmo aqueles que não estão citados aqui, contribuíram para a conclusão desta etapa e para a minha evolução como profissional e, principalmente, como pessoa.

## RESUMO

SENA, Nathalie Cruz, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2016. **Solos coesos desenvolvidos sobre sedimentos da formação Barreiras no estado do Amapá.** Orientador: João Carlos Ker. Coorientador: Igor Rodrigues de Assis.

Os solos coesos desenvolvidos a partir de sedimentos da formação Barreiras ocupam uma estreita faixa ao longo da costa brasileira e caracterizam-se, dentre outros aspectos, pela consistência dura a extremamente dura quando seco e friável, quando úmida. No Amapá, local de estudo do presente trabalho, estes solos estão associados às áreas agrícolas, onde se desenvolvem pastagem, reflorestamento de eucalipto, e mais recentemente, cultivo da soja; ou áreas naturais, com vegetação típica de Cerrado. O objetivo do trabalho foi realizar uma caracterização morfológica, física, química, mineralógica e micromorfológica dos solos coesos e compreender os possíveis processos e mecanismos responsáveis pela gênese e coesão dos solos. Para tanto, realizou-se análises com base nos atributos morfológicos; físicos: densidade do solo, porosidade do solo, resistência à penetração, curva de retenção de água, condutividade hidráulica; químicos: ataque sulfúrico, ataque total, determinação de pH; mineralógico: difração de raios-X e micromorfológico. Os solos apresentaram ampla variação textural com teores de argila entre 7 e 86 %; reação ácida, com baixos valores de soma e saturação por bases, sendo em alguns casos álicos. Os teores totais de Mn, Co, Cu e Zn foram baixos condizentes com a pobreza geoquímica do material de origem. Os solos apresentaram valores elevados de densidade do solo, baixa condutividade hidráulica e elevada resistência à penetração dos solos, sobretudo, no período seco. Os valores de  $k_i$  foram baixos e estão de acordo com a natureza caulínica dos solos. A gênese dos solos está associada à mineralogia predominantemente caulínica da fração argila.

## ABSTRACT

SENA, Nathalie Cruz, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, february, 2016.  
**Cohesive soils developed on sediments of the Barreiras formation in Amapá state.** Adviser: João Carlos Ker. Co-adviser: Igor Rodrigues de Assis.

The cohesive soils developed from sediments of the Barreiras formation occupy a narrow strip along the Brazilian coast and is characterized, among other aspects, the hard consistency to extremely hard when dry and friable, when wet. In Amapá, place of study of this work, these soils are associated with agricultural areas, where they develop pasture, eucalyptus reforestation, and more recently, soybean cultivation; or natural areas with typical Cerrado vegetation. The objective of this study was to perform a morphological, physical, chemical, mineralogical and micromorphological of cohesive soils and understand the possible processes and mechanisms responsible for the genesis and cohesion of the soil. Therefore, it held analyzes based on morphological attributes; physical: soil density, soil porosity, penetration resistance, water retention curve, hydraulic conductivity; chemicals: sulfuric attack, all-out attack, determination of pH; mineralogical: X-ray diffraction and micromorphology. The soils are widely varied textural with clay content between 7 and 86 %; acid reaction, with low sum values and saturation, and base saturation, and in some cases alics. The values of P remaining were low in clay and high textured soils in medium textured soils. The presence of kaolinite and goethite in the soil clay fraction are responsible for this feature. The total concentration of Mn, Co, Cu and Zn were low consistent with the geochemical poverty of the source material. They presented high values of soil density, low hydraulic conductivity and high resistance to penetration of the soil, especially in the dry season. Ki values were low and are in accordance with the kaolinite nature of the soil. Soil genesis is associated with the predominantly kaolinite mineralogy of the clay fraction.

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	3
2.1 Formação Barreiras.....	3
2.2 Coesão e caráter coeso .....	5
2.3 Gênese dos solos coesos da formação Barreiras .....	7
<b>3. MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	10
3.1 Caracterização geral da área de estudo .....	10
3.2 Caracterização física .....	12
3.3 Caracterização química .....	15
3.4 Caracterização mineralógica .....	16
3.5 Caracterização micromorfológica .....	17
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	18
4.1 Classificação e morfologia .....	18
4.2 Caracterização física .....	23
4.2.1 Distribuição do volume dos poros .....	28
4.2.2 Resistência do solo à penetração .....	32
4.2.3 Curva de retenção de água no solo .....	37
4.2.4 Condutividade hidráulica do solo saturado.....	43
4.3 Caracterização química .....	47
4.3.1 Ataque sulfúrico.....	53
4.3.2 Extração de Fe, Al e Si por ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) e oxalato ácido de amônio (OAA) .....	58
4.4 Caracterização mineralógica .....	61

4.5 Caracterização micromorfológica .....	65
<b>5. CONCLUSÕES .....</b>	<b>75</b>
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>76</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Os solos coesos desenvolvidos a partir de sedimentos da formação Barreiras, em áreas de Tabuleiros Costeiros, encontram-se distribuídos ao longo de uma estreita faixa na costa do Brasil em climas de estações secas e úmidas bem definidas, desde o estado do Rio de Janeiro até o Amapá. Ocupam o médio e baixo vale do rio Amazonas e afluentes, sendo constatados também na zona costeira semiárida, entre o Rio Grande do Norte e Piauí.

São expressivas as áreas destes solos na região amazônica, ainda com vegetação natural ou utilizados com atividades agrícolas diversas. Apesar de distróficos, são de grande importância para a região por ocuparem áreas de relevo aplainado, reconhecidas como “platôs” ou “chapadas”, que facilitam à mecanização e são utilizadas com pastagem, reflorestamento de eucalipto, e mais recentemente, cultivo da soja. Esta afirmativa também é válida para o estado do Amapá, local da realização deste estudo, cujas áreas de Latossolos e Argissolos Amarelos coesos de textura média a argilosa estão sendo cada vez mais utilizadas agricolamente e sendo consideradas como uma das últimas fronteiras de expansão agrícola do país (ALVES e CASTRO, 2014).

As principais classes de solos constatadas nestes platôs são os Argissolos e Latossolos Amarelos (Oliveira, 2007), os quais apresentam como característica primordial a presença de horizontes subsuperficiais endurecidos quando secos e identificados pelo atributo coeso no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS, 2013). São também encontrados, em menor expressão, os Espodossolos, Argissolos Acinzentados, Neossolos Quartzarênicos e Plintossolos (BRASIL, 1976; OLIVEIRA et al., 1992; JACOMINE, 1996).

O atributo coeso, de acordo com o SiBCS (2013), é empregado para distinguir solos com horizontes pedogenéticos subsuperficiais adensados muito resistentes à penetração da faca ou martelo pedológico e que são muito duros ou extremamente duros quando secos, passando a friáveis ou firmes quando úmidos. Sua textura varia de média a muito argilosa e, em condições naturais, têm fraca organização estrutural, sendo geralmente maciços ou com tendência a formação em blocos.

Ao longo do tempo, foram várias as pesquisas e explicações sobre a provável gênese do atributo coeso por diferentes autores, porém a maioria dos estudos

voltados para os Latossolos e Argissolos Amarelos de áreas da formação Barreiras dos Tabuleiros Costeiros nos estados do Pernambuco, Espírito Santo, Rio de Janeiro, Bahia e Alagoas (OLIVEIRA et al., 1968; ACHÁ PANOSO, 1976; ANJOS, 1985; MOREAU, 2001; CORRÊA, 2005; LIMA NETO et al., 2009), sendo poucos os relatos para o estado do Amapá.

A importância do estudo dos solos coesos desenvolvidos a partir de sedimentos da formação Barreiras, em ambiente amazônico, está intimamente relacionada com a obtenção de conhecimento e direcionamento de práticas adequadas de preparo do solo. Haja vista que, sobretudo, no estado do Amapá, são incipientes os trabalhos relacionados à gênese e comportamento dos solos. Além de contribuir para uma melhor implantação e desenvolvimento de culturas agrícolas, bem como o uso e conservação a fim de garantir uma exploração duradoura e sustentável destes solos.

Os objetivos do presente trabalho foram realizar: (i) a caracterização morfológica, física, química, mineralógica e micromorfológica de alguns solos coesos desenvolvidos a partir de sedimentos da formação Barreiras, no estado do Amapá; (ii) compreender os possíveis processos e mecanismos responsáveis pela gênese e coesão destes solos.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Formação Barreiras

Os relatos sobre a formação Barreiras remontam a carta de Pero Vaz de Caminha, uma vez que esta feição da paisagem despertou a atenção dos navegadores portugueses que chegaram à costa brasileira em 1500, por apresentar uma geomorfologia muito peculiar. Conforme Suguio e Nogueira (1999) o pioneiro na descrição dos sedimentos da formação Barreiras, na época denominada série Barreiras, foi Agassiz (apud HARTT, 1870), o qual constatou uma grande semelhança entre os sedimentos aflorantes na Amazônia e nos estados do Maranhão e Piauí. Os autores supracitados ainda complementam que foram Oliveira e Leonardos (1943) que sumarizaram os conhecimentos até então disponíveis e caracterizaram esses sedimentos como clásticos, de origem continental, afossilíferos e de idade ignorada.

A designação “Barreiras” tem gerado controvérsias quanto ao seu emprego por diversos autores na literatura (OLIVEIRA e RAMOS, 1956; KEGEL, 1957; MATOSO e ROBERTSON, 1959; OLIVEIRA e LEONARDOS, 1978). No presente trabalho, adotou-se a denominação de “formação Barreiras” proposta mais recentemente por Morais et al. (2006), os quais consideram que a designação “Barreiras” tem sido empregada ao longo dos anos com significado estratigráfico para descrever depósitos argilosos e arenosos, de cores variegadas, identificados nos baixos platôs amazônicos e nos Tabuleiros da costa Norte, Nordeste e Leste do Brasil.

Segundo Lima et al. (1974) as primeiras descrições do Barreiras na região amazônica foram feitas por Moura (1934). Nesta região, a formação Barreiras tem ampla distribuição e apresenta grande variação faciológica. Os tipos de estruturas sedimentares e as características das fácies indicam que esses sedimentos se desenvolveram em ambiente de planície de maré/estuário/plataforma interna, com importantes oscilações do nível do mar em um contexto regressivo (COSTA et al., 1993). No Amapá, a formação Barreiras é atribuída a um ambiente de sedimentação

fluvial e o intermediário entre continente e mar (perálico), com litologias variadas, em geral, mal consolidadas, argilosas e arenosas, apresentando por vezes níveis e leitos mais grosseiros, bem como espessos pacotes de caulim (LIMA et al., 1974).

A idade da formação Barreiras tem sido atribuída ao Mioceno, o qual é considerado como um período geologicamente ativo, que testemunhou eventos de grande repercussão global, como a expansão das geleiras na Antártida, o fechamento do Mar Mediterrâneo e soerguimentos em vários cinturões orogênicos (ARAI; ROSSETTI, 2006).

Os sedimentos da formação são representados pela sequência sedimentar que podem atingir uma extensão de 200.000 km<sup>2</sup> ao longo da costa brasileira e que geralmente ocorrem em cotas de 20 a poucos mais de 200 metros de altitude, caracterizando-se como a unidade estratigráfica de ocorrência mais expressiva ao longo da costa brasileira, aflorando desde o estado do Amapá até o Rio de Janeiro. (JACOMINE, 1996; BEZERRA et al., 2001).

A sedimentação da formação Barreiras é atribuída a um conjunto de fatores ambientais que envolveram, principalmente, mudanças climáticas, oscilações do nível do mar e movimentos tectônicos, que ocorreram em uma sequência de eventos determinantes à elaboração da configuração atual do litoral brasileiro (SUGUIO e NOGUEIRA, 1999; COSTA JÚNIOR, 2008).

Os sedimentos desta formação apresentam camadas vermelho-amarelas ou brancas, areno-argilosas, com menores quantidades de cascalhos de quartzo e leitos de argila mais profundos. As camadas de silte e argila do tipo caulinita são intercaladas por camadas de arenitos ferruginosos compactos ou conglomerados com quartzos arredondados a subangulares, além de seixos cristalinos pobremente diversificados, possivelmente assentados por deformações durante a sedimentação. Cascalhos ferruginosos, nódulos de argila, bem como concreções carbonáticas e bioturbações são também encontrados nesses conglomerados (MABESSONE et al., 1972; BIGARELLA, 1975; LIMA, 2002; PEULVAST e CLAUDINO-SALES, 2003).

A geomorfologia característica da formação Barreiras é representada pelas extensas áreas planas (“chapadas”) denominadas Tabuleiros Costeiros, os quais compreendem depósitos constituídos por sedimentos argilosos, argilo-arenosos ou arenosos bastantes intemperizados, tipicamente caulíníticos e pobres em ferro (OLIVEIRA, et al., 1992; GUIMARÃES, 2008). A ocorrência desta unidade em áreas

de relevo plano à suave ondulado favorece a utilização agrícola diversificada (CINTRA e LIBARDI, 1998; CINTRA et al., 2004; PROCÓPIO e FERNANDES, 2009).

## **2.2 Coesão e caráter coeso**

A coesão pode ser entendida como a união entre partículas de natureza igual (sólido com sólido ou líquido com líquido) devido à atuação de forças de atração mútua, resultantes de mecanismos físico-químicos, como: (1) forças de Van der Waals; (2) efeito cimentante da matéria orgânica, óxidos de ferro e alumínio e carbonatos; (3) tensão superficial de curvatura dos meniscos nas interfaces ar-água, sempre presente em argilas saturadas (BAVER et al., 1972).

A terminologia “caráter coeso” é utilizada para designar um estado de coesão (dureza) manifestado quando o solo está seco, que desaparece ou torna-se bem menos expressivo quando o solo está úmido. Esta coesão é genética e comum em horizontes subsuperficiais de Latossolos e Argissolos Amarelos dos “platôs” litorâneos brasileiros, ocorrendo, em geral, na transição entre os horizontes A e B, podendo ocupar boa parte do horizonte B (ACHÁ PANOSO, 1976; FONSECA, 1986; JACOMINE, 1996; JACOMINE E RIBEIRO, 1997).

O termo "coeso" foi inicialmente empregado no Brasil na década de 1970, durante a realização do levantamento exploratório de solos do estado do Espírito Santo (Embrapa, 1978), para distinguir horizontes minerais subsuperficiais de solos que apresentavam consistência no mínimo dura, quando secos, e friável a firme, quando úmidos. Entretanto, os primeiros registros da sua identificação ocorreram na década de 1950, no município de Campos – Rio de Janeiro, na faixa de domínio dos Tabuleiros Costeiros. Anos depois, foram identificados nos vales do Paraíba do Sul e do Tietê – São Paulo e em cobertura do Terciário em Minas Gerais (BARROS et al., 1958; JACOMINE, 1996).

Por conseguinte, o caráter coeso foi empregado em diversos levantamentos de solos realizados no país, sendo incorporado ao Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) por meio da criação e utilização do atributo diagnóstico “caráter coeso” (EMBRAPA, 1999). Logo, o caráter coeso consiste no

atributo diagnóstico utilizado para distinguir solos com horizontes pedogenéticos subsuperficiais adensados, muito resistentes à penetração de faca ou martelo pedológico e que são muito duros a extremamente duros quando secos, passando a friáveis ou firmes quando úmidos. Sua textura varia de média a muito argilosa e, em condições naturais, têm uma fraca organização estrutural, sendo geralmente maciços ou com tendência a formação em blocos. Comumente, pode ser observado nos horizontes transicionais AB e/ou BA entre 30 cm e 70 cm da superfície do solo, podendo prolongar-se até o Bw ou coincidir com o Bt, no todo ou em parte (SiBCS, 2013).

A identificação do caráter coeso é realizada de forma qualitativa, em campo, por meio da descrição morfológica dos perfis de solos. Entretanto, pode-se destacar a utilização da resistência à penetração e da condutividade hidráulica (GIAROLA et al., 2003; SANTANA, et al., 2006) como atributo quantitativo para essa identificação, tendo em vista que, aliada a outros parâmetros (densidade do solo e porosidade do solo), esta medida pode ser útil na caracterização do comportamento coeso.

Este caráter é estabelecido na distinção de algumas classes de solo, como os Latossolos Amarelos, Argissolos Amarelos e Argissolos Acinzentados, desenvolvidos a partir de sedimentos da formação Barreiras e congêneres, mais frequentes no ambiente dos Tabuleiros Costeiros e na região amazônica (JACOMINE, 2005). Nos solos com B textural este adensamento pode atingir profundidades maiores. Em solos cultivados, a coesão se prolonga para os horizontes A e AB, como consequência do processo de compactação (RIBEIRO, 2001). A presença destes horizontes nos solos pode atuar então como um contraponto às suas potencialidades agrícolas, haja vista que acarreta em sérias restrições ao aprofundamento do sistema radicular, do ar e da água.

Segundo Ribeiro (2001), este horizonte é típico dos solos predominantemente caulíníticos, desenvolvidos de sedimentos terciários da formação Barreiras e formações correlatas e não devem ser confundidos com fragipãs nem duripãs, os quais apresentam também forte coesão, mas têm sua pedogênese diferente dos horizontes com caráter coeso. A caracterização morfológica dos fragipãs e duripãs também é diferenciada, pois segundo Jacomine (2001), uma amostra de um horizonte coeso, quando seca, desmancha-se rapidamente ao ser imersa em água e, quando úmida, deforma-se lentamente ao ser pressionada. Comportamento

diferente do fragipã que, ao invés de passar por uma lenta deformação, rompe-se subitamente em fragmentos menores. No duripã, os fragmentos secos não se esboroam, mesmo depois de prolongado período de umedecimento.

### **2.3 Gênese dos solos coesos da formação Barreiras**

Ao longo dos anos várias explicações têm sido atribuídas à gênese do caráter coeso dos solos desenvolvidos a partir dos sedimentos da formação Barreiras. Inicialmente, Oliveira et al. (1968) estudando solo da área de Tabuleiro Costeiro da Estação Experimental de Curado – PE, atribuíram a camada adensada na transição do horizonte A com o B, como resultado do preenchimento de poros por colóides orgânicos e inorgânicos e por elementos que migram dos horizontes superiores e vêm a ser a causa do acúmulo e compactação do mesmo, com conseqüente diminuição da permeabilidade e do espaço poroso do solo.

Achá Panoso (1976) observou que a espessura das camadas endurecidas observadas em Latossolos Amarelos dos Tabuleiros Costeiros do Espírito Santo varia de poucos centímetros até cerca de 2 metros. Destacava ainda que a coesão (dureza) era inversamente proporcional aos teores de ferro extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato de sódio. Ou seja, os solos são tão mais coesos e endurecidos quanto menores são os teores de ferro. Tal consideração foi também confirmada mais tarde por RESENDE (1982).

A este respeito, Bennema e Camargo (1979) destacam que com teores de ferro mais baixos a chance de se formarem agregados estáveis é menor, o que resulta em arranjo estrutural maciço com consistência seca dura ou muito dura. Outros estudos recentes corroboram essas afirmativas, indicando que os valores de Ki normalmente superiores a 1,5 e o baixo teor de  $Fe_2O_3$  poderiam explicar a gênese dos horizontes coesos, uma vez que a mineralogia da fração argila desses solos apresenta a caulinita como mineral predominante, onde sua cristalinidade mais elevada favoreceria o ajuste face a face deste mineral e, por conseqüência, o aumento da coesão (RESENDE, 1982; UFV, 1984; MULLIN et al., 1987; EMBRAPA, 1999; FERREIRA, 1999; MOREAU, 2001; RESENDE et al., 2002). Contudo, estudos mais recentes indicam que o grau de cristalinidade da caulinita em áreas dos

Tabuleiros Costeiros não permite associar o empacotamento da caulinita com a ocorrência do caráter coeso nestes solos (GIAROLA et al., 2009).

Para Anjos (1985), a coesão apresentada por Latossolos e Argissolos Amarelos de áreas de Tabuleiros Costeiros do Rio de Janeiro é atribuída mais estreitamente a processos geomorfológicos do que pedogenéticos. Pois, de acordo com a mesma, as propriedades associadas aos horizontes coesos já existiam quando a formação do solo foi iniciada, sendo algumas características herdadas do material de origem. Ribeiro (1998) ratifica que os condicionantes do relevo estariam atuando na pedogênese destes solos. Assim, acredita-se que os pedomateriais originadores dos sedimentos da formação Barreiras passaram por um intenso processo de pré-edaforização, antes do seu desmonte e transporte (Corrêa, 1984), o que resultou em um material caulínico e quartzoso muito estável o qual não se modificou substancialmente com os processos de pedogênese posterior (UFV, 1984). Esses sedimentos, após um período de certa calma em termos morfogenéticos, estabilizaram-se formando extensos planaltos denominados Tabuleiros.

Segundo aponta o estudo de Silva e Ribeiro (1992) em áreas de cultivo contínuo de cana-de-açúcar, os autores diagnosticaram que o maior grau de coesão, com aumento da densidade do solo, foi constatado mais próximo da superfície, como consequência de alterações promovidas pelo uso e manejo (compactação).

De acordo com Souza (1996), o elevado grau de argila dispersa associado com a predominância das frações menores de areia total podem ser as principais causas do adensamento observado nos horizontes coesos quando secos ou com baixa umidade, devido os ciclos de umedecimento e secagem atuarem continuamente sobre essas frações, proporcionando um estado de orientação e proximidade tal, que resultaria em empacotamento das partículas, na sua coesão e no consequente adensamento dos solos.

Silva et al. (1998) relacionaram o aumento da coesão com a destruição dos agregados (peds e poros de empacotamento) e com a redução dos teores de matéria orgânica, promovendo não só uma acentuada queda da porosidade total e da condutividade hidráulica, mas também um aumento na densidade do solo nos horizontes superficiais. Nesse sentido, Santana et al. (2006), na Bahia, e Lima Neto et al. (2009), em Alagoas, complementam as explicações, uma vez que encontraram

uma acentuada redução na condutividade hidráulica nos horizontes coesos, principalmente nos de transição AB e BA de solos dos Tabuleiros Costeiros. Os primeiros autores consideraram a condutividade hidráulica um atributo importante no diagnóstico de camadas coesas dos solos.

Alguns estudos também indicam que a gênese dos horizontes coesos pode ocorrer devido à cimentação fraca e temporária promovida por compostos amorfos envolvendo material sílico-aluminoso (Araújo Filho; Carvalho e Silva, 2001) que, no período seco passaria por processo de polimerização e precipitação e, no período úmido, a despolimerização contribuiria para a condição de friabilidade do solo. Entretanto, Moreau et al. (2006) não constataram em seus estudos a ação de agentes cimentantes nos horizontes coesos no estado da Bahia, indicando que a formação destes horizontes não estaria relacionada à presença de componentes amorfos. Concomitante a este resultado, Lima Neto et al. (2010) concluíram que não foi observada nenhuma tendência de aumento dos teores de sílica e alumínio, extraídos com ditionito-citrato-bicarbonato e oxalato nos horizontes coesos, sugerindo também que sua gênese não se deve à presença de agentes cimentantes.

Côrrea et al. (2008) indicaram em seus estudos que os horizontes coesos são derivados da acumulação de argila fina iluvial (horizontes BA e Bt<sub>1</sub>), retratando a relação positiva entre os teores de argila fina (caulinitas menores de 0,2 µm) e argila dispersa em água. Tal relação estaria relacionada com a forte resistência à penetração com a faca e as demais características morfológicas. Essa acumulação da argila resultaria então, no aumento da superfície de contato entre os constituintes do solo (agregados e partículas), promovendo expressivo ganho de resistência (LAMOTTE et al., 1997a,b).

Além das limitações físicas impostas pelo caráter coeso, estes solos são caracterizados como quimicamente pobres por se desenvolverem de materiais altamente intemperizados e apresentam limitada disponibilidade de nutrientes, com baixos valores de soma de bases (S), capacidade de troca de cátions (CTC) e elevada saturação por Al<sup>3+</sup> (m%), resultados constatados por diversos autores em áreas de Tabuleiros (JACOMINE, 1996; SILVA e RIBEIRO, 1998; MOREAU, 2001; CORRÊA, 2005; DANTAS et al., 2014).

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Caracterização da área de estudo

A área de estudo localiza-se no estado do Amapá e compreende os municípios de Porto Grande, Macapá e Itaubal. Engloba três glebas de topografia aplainada (chapadas), denominadas Peixe-Boi 3, Peixe-Boi 4 e Flexal 1, onde foram selecionados, descritos e coletados nove perfis de solos (SANTOS et al., 2013). A altitude média da área é de aproximadamente 60 metros (Figura 1).

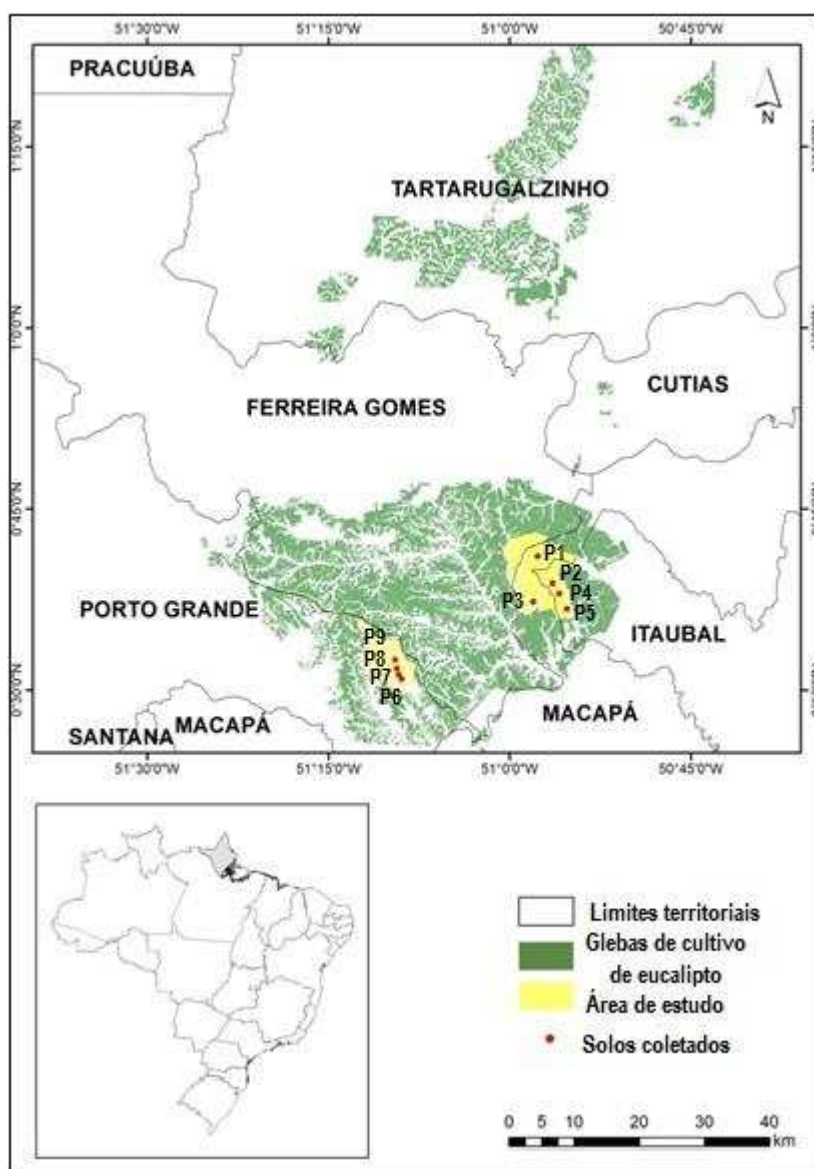


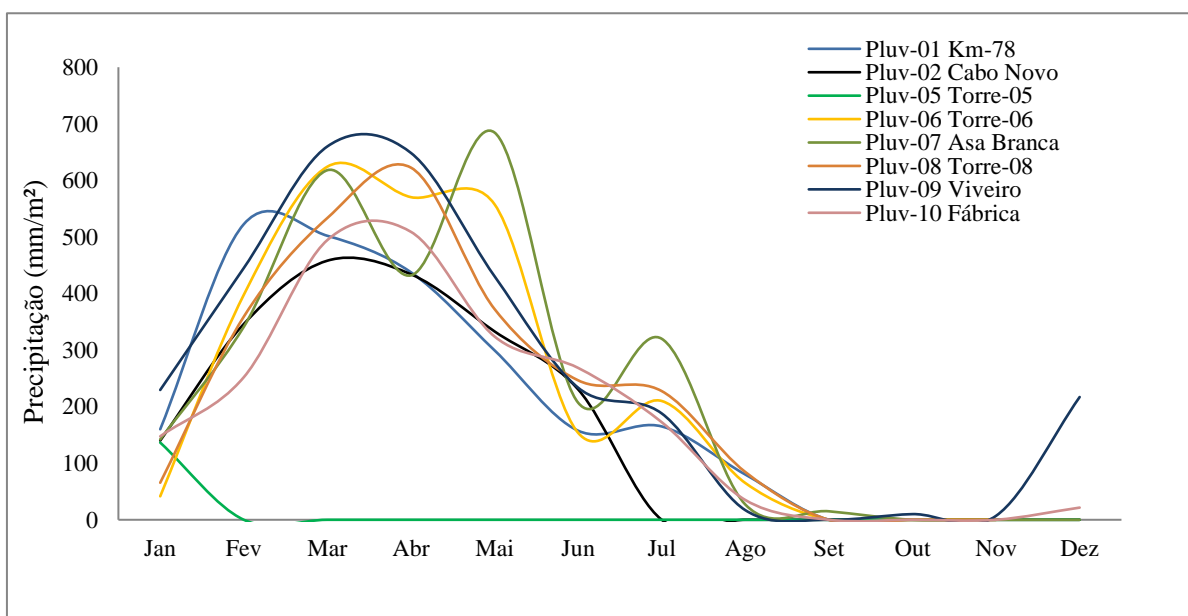
Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.

Nas glebas do Peixe-Boi 3 e Peixe-Boi 4 foram coletados cinco perfis de solos (P1, P2, P3, P4 e P5) entre 49 e 33 m de altitude. Os demais perfis (P6, P7, P8 e P9) foram coletados ao longo de uma topossequência, com cota altimétrica variando de 75 a 10 m, no Flexal 1, em razão da constatação que a ocorrência de concreções ferruginosas diminuía em profundidade no perfil, ao longo da topossequência.

Foram coletadas 53 amostras deformadas e 10 amostras indeformadas em saboneteiras e em pequenos monolitos dos horizontes ao longo dos perfis. Foram coletadas também amostras indeformadas em anéis volumétricos, em duplicatas, nos horizontes de cada perfil dos solos, ao longo dos quatro períodos do ano: 1º - início do período chuvoso (janeiro); 2º - período chuvoso (maio); 3º - início do período seco (agosto); 4º - período seco (novembro); totalizando 320 amostras.

O material coletado foi transportado para o DPS-UFV e submetido ao processo de preparo dos solos. As amostras deformadas foram, inicialmente, secas ao ar, destorroadas e peneiradas utilizando uma peneira de malha de 2 mm para a obtenção da TFSA, e posteriormente, submetidas as determinações analíticas.

O clima local é caracterizado, segundo Köppen (1948), como equatorial megatérmico úmido e subúmido (Am), com duas estações de precipitação bem distintas: (I) a estação seca de setembro a dezembro, com precipitação em torno de 50 mm/mês; (II) a estação chuvosa de janeiro a agosto com precipitações médias maiores que 250 mm/mês (Figura 2).



**Figura 2** – Dados da precipitação mensal (mm/m²) na área de estudo, em 2015. Fonte: AMCEL, 2015.

A precipitação pluviométrica anual varia de 2.750 a 3.500 mm. As temperaturas médias anuais encontram-se entre 26° e 27 °C e as mais elevadas ocorrem entre os meses de setembro e novembro, onde podem atingir 40 °C, e as menores entre janeiro e março. A umidade relativa média anual do ar encontra-se em torno de 80 a 90 %, em razão do deslocamento de umidade proveniente da Floresta Amazônica (INMET, 2004; TORRES e EL-ROBRINI, 2006).

A forma de relevo preponderante é marcada por extensas “chapadas” ou Tabuleiros, cuja formação está associada às oscilações climáticas, que refletiram nos processos erosivos e deposicionais (CASSETI, 2005). Este fato somado as interferências tectônicas modelaram o relevo até sua atual configuração (LIMA, et al., 1991). A vegetação original da área é de Cerrado (Peres, Serruya e Vieira, 1974; SEMA, 2014) em condições de relevo que varia do plano a suave ondulado (MORAIS et al., 2006).

Os sedimentos argilosos, argilo-arenosos e arenosos na costa do Amapá se restringem ao setor leste, numa faixa de largura variável, quase norte-sul, estendendo-se desde as vizinhanças de Macapá até poucos quilômetros ao norte de Uaçá. Nesse sentido, esta formação repousa discordantemente (discordância erosiva) sobre as formações Prosperança e Trombetas. Está sotoposto aos sedimentos da formação Solimões por contato ainda duvidoso e aos sedimentos aluvionários recentes, que ocupam as calhas dos rios e as faixas marginais destes (PERES, SERRUYA e VIEIRA, 1974).

## **3.2 Caracterização física**

### **3.2.1 Análise granulométrica**

A análise granulométrica e a argila dispersa em água foram realizadas segundo método proposto pela Embrapa (2012), por meio da dispersão das amostras por agitação lenta e utilizando solução NaOH 0,1 mol/L. A relação silte/argila foi obtida pela razão entre os valores de argila total e silte. A relação textural foi calculada pela razão da média da argila do horizonte B e média de argila do horizonte A, sem considerar o horizonte BC.

### 3.2.2 Densidade do solo e resistência à penetração

A densidade do solo foi realizada com base no método do anel volumétrico, para qual foram coletadas amostras indeformadas em cada horizonte dos perfis dos solos, por meio de anéis de aço (Kopecky) com volume em torno de 90 cm<sup>3</sup> (EMBRAPA, 2011). A resistência à penetração no solo foi realizada com o auxílio do penetrômetro de impacto modelo Stolf (STOLF et al., 1983) com dez repetições para cada perfil. Estas análises assim como a umidade atual foram determinadas em quatro períodos distintos ao longo do ano de acordo com o regime pluviométrico: início do período chuvoso (janeiro), período chuvoso (maio), início do período seco (agosto), período seco (novembro).

### 3.2.3 Curva característica de água no solo

Foram utilizadas amostras indeformadas submetidas às tensões de 2, 6 e 10 kPa na mesa de tensão e a 20 e 100 kPa na câmara de pressão de Richards (Richards, 1949). Amostras deformadas foram utilizadas nas tensões de 200, 500 e 1500 kPa. O conjunto de dados de pontos de potencial matricial versus conteúdo de água no solo foi utilizado para o ajuste da curva de retenção conforme van Genuchten (1980). Os cálculos dos parâmetros: conteúdo de água residual ( $\theta_r$ ); conteúdo de água na saturação ( $\theta_s$ ) e os parâmetros empíricos do modelo ( $\alpha$ ,  $m$  e  $n$ ) foram realizados no software SWRC - Soil Water Retention Curve (DOURADO-NETO et al., 2001).

### 3.2.4 Distribuição do volume dos poros

A porosidade foi classificada de acordo com o volume do diâmetro dos poros, obtido a partir da curva de retenção da água no solo. Nessa classificação, foram considerados: (I) macroporos, aqueles com diâmetro maior que 0,05 mm (que perdem a água em tensões menores que 6 kPa); (II) microporos, aqueles com diâmetro entre 0,05 e 0,0002 mm (que são esvaziados a tensões entre 6 e 1.500

kPa); e (III) criptoporos, poros com diâmetro menor que 0,0002 mm (que perdem a água apenas para tensões maiores que 1.500 kPa) (KLEIN e LIBARDI, 2002).

O cálculo do diâmetro dos poros do solo foi realizado através da equação:

$$dv=(4.\sigma.\cos\alpha)/(\rho_w.g.h)$$

em que:

$dv$  = diâmetro dos poros [L];

$\sigma$  = tensão superficial da água [M.T<sup>-2</sup>];

$\alpha$  = ângulo de contato entre a água e a parede do poro;

$\rho_w$  = massa específica da água [M.L<sup>-3</sup>];

$g$  = aceleração da gravidade [LT<sup>-2</sup>]; e

$h$  = altura da coluna de água (tensão aplicada) [L].

A porcentagem de poros com diâmetro superior ao calculado para cada tensão foi obtida pela expressão:

$$\%V=100*[1-(PT-\theta')/PT]$$

em que:

$\%V$  = porcentagem de poros do solo com diâmetro superior ao calculado para cada tensão;

$PT$  = porosidade total do solo (%);

$\theta'$  = umidade volumétrica correspondente à tensão utilizada para o cálculo do diâmetro dos poros, (%).

Com os dados obtidos, foram construídas as curvas de distribuição de poros (diâmetro do poro (mm) *versus* porcentagem de poros) para os solos estudados.

### 3.2.5 Condutividade hidráulica do solo saturado

A determinação da condutividade hidráulica do solo saturado foi realizada em amostras indeformadas de solos, em duplicatas, por meio do sistema de frasco de

Mariotte para manutenção de carga constante, utilizando anéis volumétricos com volume de aproximadamente 90 cm<sup>3</sup>, onde aplicou-se uma lâmina de água igual a 3 cm, sendo em cada anel realizado cinco determinações sucessivas e o resultado obtido por meio do emprego da equação de Darcy (EMBRAPA, 2011).

### 3.3 Caracterização química

#### 3.3.1 Análises químicas de fertilidade do solo

Foram determinados pH em água e em KCl 1,0 mol L<sup>-1</sup> em potenciômetro devidamente calibrado com soluções-padrão de pH 4,0 e 7,0. O Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> e Al<sup>3+</sup> trocáveis, por extração com KCl 1,0 mol L<sup>-1</sup>, sendo o Ca e Mg quantificados por espectrofotometria de absorção atômica e o Al por titulação com solução NaOH 0,025 mol L<sup>-1</sup>. A acidez potencial (H + Al) foi obtida por titulometria, após extração com acetato de cálcio 0,5 mol L<sup>-1</sup> a pH 7,0. O Na, K e P disponíveis extraídos com Mehlich-1 (HCl 0,05 mol L<sup>-1</sup> e H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 0,0125 mol/L<sup>-1</sup>), onde o Na e K foram determinados por fotometria de chama e o P por colorimetria, utilizando ácido ascórbico como redutor (EMBRAPA, 2011). O carbono orgânico total foi determinado conforme Yoemans e Bremner (1988) e o fósforo remanescente (P-rem) pela quantificação do P da solução de equilíbrio após agitação durante 1 h da TFSA com solução de CaCl<sub>2</sub> 0,01 mol L<sup>-1</sup>, contendo 60 mg L<sup>-1</sup> de P, na relação de 1:10 (ALVAREZ et al., 2000). Com base nos resultados obtidos foi realizado os cálculos da soma de bases, CTC a pH 7,0, a saturação por bases e saturação por Al<sup>3+</sup> (EMBRAPA, 2011).

#### 3.3.2 Ataque sulfúrico

Os teores dos elementos Al (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), Fe (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), Si (SiO<sub>2</sub>) e Ti (TiO<sub>2</sub>) da fração TFSA, foram determinados por espectrofotometria de absorção atômica, após digestão com solução de H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 9 mol L<sup>-1</sup> segundo EMBRAPA (2011). A partir dos resultados foi calculado o índice Ki dos solos (EMBRAPA, 2011).

### 3.3.3 Ataque total

Foi realizada a dissolução total da TFSA por meio de ataque triácido a partir da mistura ternária de ácidos fortes e concentrados: nítrico ( $\text{HNO}_3$ ), fluorídrico (HF) e perclórico ( $\text{HClO}_4$ ) de acordo com Embrapa (1997), para determinação do Zn, Mn, Co e Cu em espectrometria de emissão óptica com acoplamento de plasma induzido (ICP-OES).

### 3.3.4 Extração de Fe, Al e Si por ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) e oxalato ácido de amônio (OAA)

As formas de Fe, Al e Si foram avaliadas após extrações sucessivas pelo método do ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (MEHRA e JACKSON, 1960) e apenas uma extração com oxalato de amônio (MCKEAGUE e DAY, 1966) 0,2 mol/L a pH 3,0 nas amostras da fração argila dos solos. A quantificação do Fe, Al e Si foi realizada por espectrofotometria de absorção atômica.

## 3.4 Caracterização mineralógica

A TFSA foi submetida à dispersão com  $\text{NaOH}$  1 mol/L<sup>-1</sup>, a fração areia ficou retida na peneira de malha de 0,053 mm e após sucessivas sifonações e agitações (princípio da decantação da Lei de Stokes), obteve-se a fração argila. Foram confeccionadas 38 lâminas referentes à fração argila natural (método do esfregaço) e argila desferrificada dos horizontes coesos dos solos. A leitura da difração de raios-X (DRX) foi realizada em aparelho X' PERT PRO PANALYTICAL com radiação  $\text{CoK}\alpha$ , operando a 40 kV e 30 mA, no intervalo de 4 a 40 ° $\theta$ .

### **3.5 Caracterização micromorfológica**

Foram coletadas 10 amostras indeformadas de horizontes coesos em monolitos pequenos ou com o auxílio de saboneteiras dos perfis P3, P4, P7, P8 e P9. Para confecção das seções delgadas, as amostras indeformadas foram impregnadas com resina de poliéster e, posteriormente, seccionadas, polidas e coladas em lâminas de vidro; realizada no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia, na Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). As características micromorfológicas foram analisadas em Estéreo microscópio Leica M125, no Laboratório de Micromorfologia dos Solos da Unidade Acadêmica de Garanhuns, na Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE) e descritas de acordo com BULLOCK et al. (1985) e FITZPATRICK (1993).

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Classificação e morfologia

Os solos foram classificados como Latossolo Amarelo distrocoeso típico (P4, P7, P8 e P9), Latossolo Amarelo distrocoeso argissólico (P2), em razão do incremento gradual de argila do horizonte Ap para o horizonte Bw, não configurando diretamente horizonte Bt. O P1 foi classificado como Argissolo Amarelo distrocoeso latossólico, devido ao elevado gradiente textural do horizonte A (textura arenosa) para o horizonte B (textura média), porém com feições latossólicas particularmente no que se refere ao incremento gradual de argila ao longo do perfil e a coloração amarelada homogênea. O P5 foi classificado como Latossolo Amarelo distrófico psamítico em função do seu caráter intermediário com Neossolo Quartzarênico. O P6 foi classificado como Latossolo Amarelo distrocoeso petroplíntico, haja vista a presença de petroplintita a partir de 40 cm da superfície. O P3 não apresenta gradiente textural expressivo e cerosidade para Bt. Apesar de não se enquadrar na ordem dos Latossolos proposta pelo SiBCS (2013) em razão da sua coloração “pálida” e drenagem deficiente, este solo foi classificado como Latossolo Amarelo distrocoeso “pálido”, conforme já aventado em Reunião de Classificação e Correlação de Solos - MG (KER et al., 2005), cujos solos foram reconhecidos como Latossolo Acinzentado ou Latossolo Amarelo “pálido” (Quadro 1).

**Quadro 1** – Classificação dos solos da área de estudo.

<b>Solo</b>	<b>Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS, 2013)</b>
<b>P1</b>	Argissolo Amarelo distrocoeso latossólico
<b>P2</b>	Latossolo Amarelo distrocoeso argissólico
<b>P3</b>	Latossolo Amarelo distrocoeso “pálido”
<b>P4</b>	Latossolo Amarelo distrocoeso típico
<b>P5</b>	Latossolo Amarelo distrófico psamítico
<b>P6</b>	Latossolo Amarelo distrocoeso petroplíntico
<b>P7</b>	Latossolo Amarelo distrocoeso típico
<b>P8</b>	Latossolo Amarelo distrocoeso típico
<b>P9</b>	Latossolo Amarelo distrocoeso típico

À exceção do P3, todos os solos apresentaram horizonte A moderado e espessura menor ou igual a 20 cm. O P3 apresentou horizonte A proeminente, portanto, mais espesso e escuro dado à drenagem deficiente que favoreceu o acúmulo de matéria orgânica. Destaca-se ainda que o P3 encontra-se sob remanescente de mata com serapilheira (horizonte O de 3 cm), os demais solos encontram-se sob vegetação de Cerrado utilizados com eucalipto e sem serapilheira.

Os solos são de coloração amarelada com cores enquadradas nos matizes 7,5YR e 10YR. No P2 observou-se horizontes de coloração acinzentada a partir de 120 cm de profundidade, com croma úmido igual a 3, indicando a presença de flutuações do lençol freático. O P3 apresentou coloração “pálida” tendendo para acinzentado, refletindo a restrição de drenagem conforme já destacado (Figura 3).

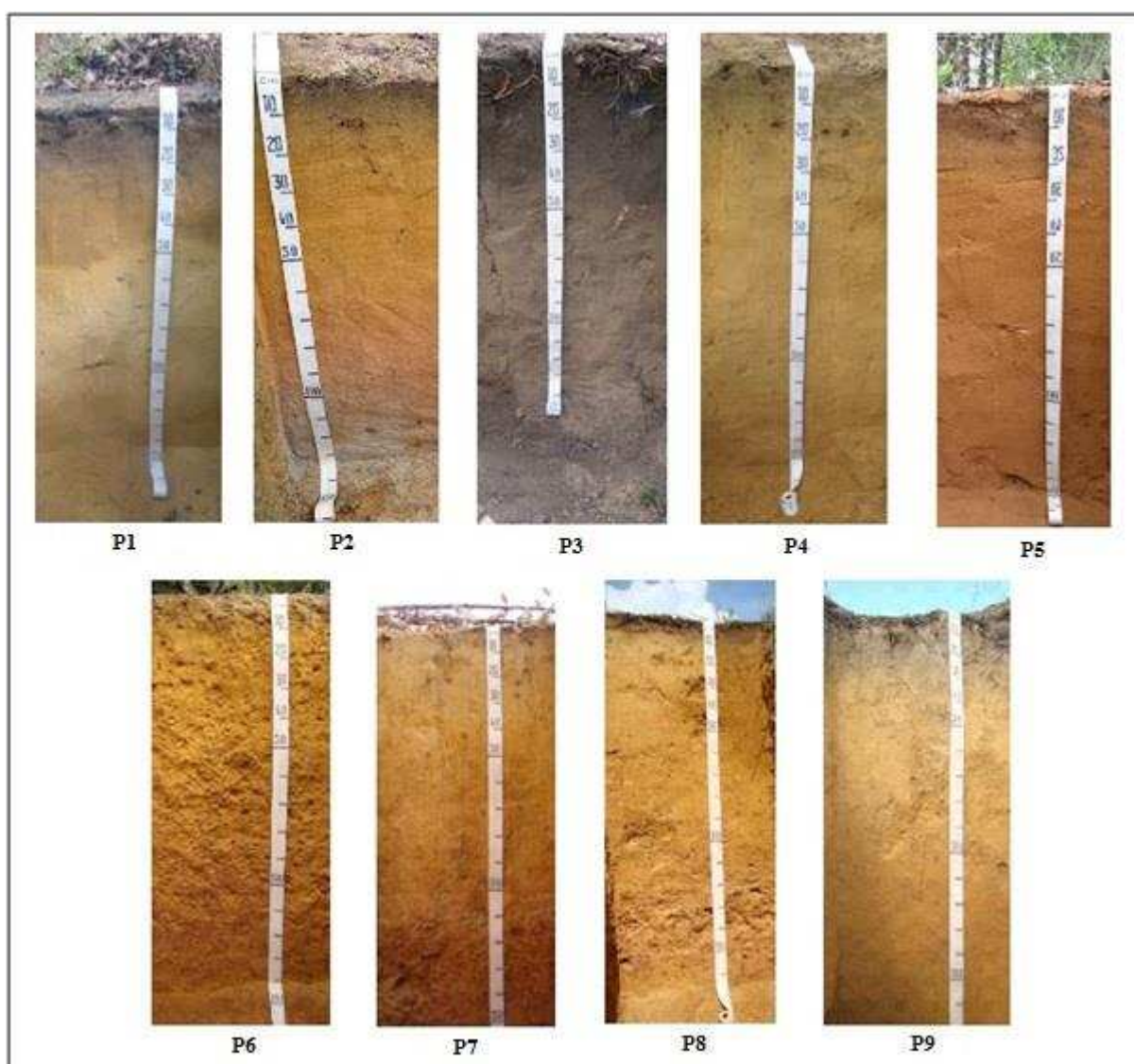
Os solos são profundos (solum maior que 50 cm), à exceção do P6. Nos perfis P6, P7, P8 e P9 coletados ao longo da topossequência, essa profundidade é reduzida em função da constatação de concreções ferruginosas acima de 120 cm, cuja concentração está associada com a posição na paisagem, sendo maior na medida em que diminui a altitude (P6) devido o aporte proveniente das partes mais elevadas (P9). Entretanto, nos demais solos não foi constatada a presença de concreções. Cabe destacar que a presença destas concreções no P6 dificultou a coleta de amostras indeformadas em anéis volumétricos nos horizontes do solo.

No horizonte Bw dos Latossolos Amarelos distrocoesos típicos (P4, P7, P8 e P9) predomina a estrutura em blocos subangulares e angulares fraca a moderadamente desenvolvida, com aspecto maciço, o mesmo pode ser dito para o P3. É interessante destacar que os blocos apresentam-se como lascas de solos paralelas ao plano de corte, mesmo nos solos de textura média (P1, P2 e P5), ainda de forma menos intensa do que os solos argilosos e muito argilosos. A estrutura do horizonte Bwc do P6 tem o aspecto granular, entremeada a concreções. Os torrões dos solos secos desmancham-se rapidamente após imersão em água, apenas com ligeira agitação, diferindo-se das características do fragipã e duripã. Além disso, os solos são de texturação fácil no campo (Quadro 2).

A consistência variou, quando seca, de ligeiramente dura a muito dura; quando úmida, de friável a firme, sendo geralmente ligeiramente plástica a muito plástica e pegajosa a muito pegajosa, nos solos de textura argilosa ou muita argilosa

e; não plástica a ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa a pegajosa no solo de textura média. Esta característica é comum em solos coesos desenvolvidos sob a formação Barreiras e constitui um fator limitante para a penetração das raízes e circulação do ar e da água.

A transição variou de plana difusa a plana gradual entre os horizontes. A presença de raízes, principalmente finas, são poucas ou raras nos horizontes subsuperficiais a comuns nos horizontes superficiais.



**Figura 3** – Imagens dos perfis de solos coesos da área de estudo.

**Quadro 2 – Características morfológicas dos solos estudados.**

Perfil	Horizonte		Cor (úmida)	Estrutura	Consistência			Transição
	Simb.	Prof. (cm)			Seca	Úmida	Molhada	
<b>P1</b>	Ap	0-20	10 YR 4/4	1 P/M Bls/Gs	So	So	nPI nPe	pg
	Bt1	20-40	10 YR 5/6	2 M Bls	LD/D	Fr	LgPI LgPe	pg
	Bt2	40-60	10 YR 5/8	1 M Bls	LD/D	Fr	LgPI LgPe	pd
	Bt3	60-90	10 YR 5/8	1 M Bls	LD	MFr	LgPI LgPe	pd
	Bt4	90-120	10 YR 5/8	1 M Bls	LD	MFr	LgPI LgPe	pd
	Bt5	120-150	7,5YR 5/8	1 M/G Bls	LD	Fr	LgPI LgPe	pd
	Bt6	150-180	7,5YR 5/8	1 M/G Bls	LD	Fr	LgPI LgPe	pd
<b>P2</b>	Ap	0-20	10 YR 4/3	2 M Bls	LD	Fr	LgPI LgPe	pg
	Bw1	20-40	10 YR 5/6	2 M Bls	D	Fi	LgPI LgPe	pg
	Bw2	40-60	10 YR 6/6	1/2 M/G Bls	D	Fi	LgPI LgPe	pd
	Bw3	60-90	10 YR 7/6	1 G Bls	LD	Fr	PI Pe	pg
	Bw4	90-120	10 YR 7/4	1 M/G Bls	LD	Fr	PI Pe	pg
	Bw5	120-150	10 YR 7/3	1 M/G Bls	LD	Fr	PI Pe	-
	Bw6	150-180	10 YR 7/3	1 M/G Bls	LD	Fr	PI Pe	-
<b>P3</b>	A1	0-15	10 YR 3/1	3 P/G Gr 3 P Bls	Ma	Fr	MtPI MtPe	pc
	A2	15-37	10YR 3/2	2 P Bls	LD	Fr	MtPI MtPe	pg
	BA	37-63	10YR 3,5/3	2 P/M Bls	MD	Fi	MtPI MtPe	pg
	Bw1	63-89	10YR 4/3	2 M Bls	MD	Fi	MtPI MtPe	pg
	Bw2	89-170	10YR 4/4	2 M Bls	D	Fi	MtPI MtPe	pg
	Bw3	170-200	10YR 6/4	1/2 P/M Bls	D	Fi	MtPI MtPe	-
<b>P4</b>	Ap	0-20	10 YR 3/4	2 P/M Bls	LD	Fr	PI Pe	pg
	Bw1	20-40	10 YR 5/8	2/3 M Bls	D	Fi	PI Pe	pg
	Bw2	40-60	10 YR 5/8	2/3 M Bls	D	Fi	PI Pe	pg
	Bw3	60-90	10 YR 5/8	2/3 M Bls	D	Fi	PI Pe	pg
	Bw4	90-120	10 YR 6/6	2/3 M Bls	D	Fi	PI Pe	-
	Bw5	120-150	10 YR 6/6	2/3 M Bls	D	Fi	PI Pe	-

**Quadro 2 – Características morfológicas dos solos estudados (CONTINUAÇÃO).**

Perfil	Horizonte		Cor (úmida)	Estrutura	Consistência			Transição
	Simb.	Prof. (cm)			Seca	Úmida	Molhada	
P5	Ap	0-20	10 YR 4/4	1 P Bls	So	So/MFr	nPI nPe	pg
	Bw1	20-40	10 YR 5/8	1/2 M/G Bls	LD/D	So/MFr	nPI LgPe	pd
	Bw2	40-60	10 YR 5/8	1/2 M/G Bls	LD/D	Fr	nPI LgPe	pd
	Bw3	60-90	10 YR 6/8	1 M/G Bls	LD	Fr	nPI LgPe	pd
	Bw4	90-120	10 YR 6/8	1 M/G Bls	LD	Fr	nPI LgPe	pd
	Bw5	120-150	7,5YR 5/8	1 M Bls	LD	MFr	LgPI LgPe	-
P6	Ap	0-12	10 YR 4/6	2 M Bls	LD	Fi	PI Pe	pg
	Bw1	12-43	10 YR 5/8	2 G Bls	D	MFr	PI Pe	pc
	Bwc	43-91	10 YR 5/8	2 M Bls	LD	MFr	LgPI LgPe	pc
	BCc	91-115	5 YR 6/6	2 G Bls	LD	Fr	PI Pe	-
	BC	115-140	5 YR 6/6	2 G Bls	LD	Fr	PI Pe	-
P7	Ap	0-13	10 YR 4/6	2 M/G Gr	LD	Fr	LgPI LgPe	pg
	Bw1	13-42	7,5YR 5/6	2 M Bls	D	Fr	PI Pe	pd
	Bw2	42-71	7,5YR 5/8	2 M Bls	D	Fr	PI Pe	pc
	Bw3	71-107	7,5YR 5/8	2 M Bls	D	Fr	PI Pe	pc
	Cc	107-135	5 YR 5/6	Mç	D	Fr	PI Pe	-
P8	Ap	0-12	10 YR 4/4	2/3 M Bls	LD	Fi	PI Pe	pg
	Bw1	12-41	10 YR 5/8	2/3 M Bls	D	Fr/Fi	PI Pe	pg
	Bw2	41-85	10 YR 5/8	2 M/G Bls	MD	Fr/Fi	PI Pe	pd
	Bw3	85-118	10 YR 5/8	2 G Bls	LD	Fr	PI Pe	-
	C	118-170	10 YR 5/8	2 G Bls	LD	MFr	PI Pe	-
P9	Ap	0-20	10 YR 4/6	2/3 M/G Bls	D	Fr	PI Pe	pg
	Bw1	20-49	10 YR 5/8	2/3 M/G Bls	D	Fr/Fi	PI Pe	pd
	Bw2	49-88	10 YR 5/8	2/3 M/G Bls	LD	Fr	PI Pe	pd
	Bw3	88-120	10 YR 5/8	2/3 M/G Bls	LD	Fr	PI Pe	pd
	Bw4	120-161	10 YR 5/8	2 M Bls	LD	Fr	PI Pe	pd
	Bw5	161-210	10 YR 5/8	2 M Bls	LD	Fr	PI Pe	-

**Legenda:** Estrutura: 1-Fraca; 2-Moderada; 3-Forte; P-Pequena; M-Média; G-Grande; Gr-Granular; Bls-Blocos Subangulares; Gs-Grãos Simples; Mç-maciça. Consistência: So-Solto; Ma-Macio; LD-Ligeiramente Duro; D-Duro; MD-Muito Duro; Fr-Friável; MFr-Muito Friável; Fi-Firme; n-Não; Lg-Ligeiramente; Mt-Muito, PI-Plástico; Pe-pegajoso. Transição: p-plana; c-clara; d-difusa; g-gradual

## 4.2 Caracterização física

Os solos apresentaram baixos teores de silte, resultando em valores da relação silte/argila também baixos ( $<0,7$ ), o que confirma o fato de tratarem de solos muito intemperizados. Esta é uma característica bastante comum em solos desenvolvidos a partir de sedimentos da formação Barreiras (PAIVA et al., 2000; MOREAU et al., 2006; LIMA NETO et al., 2009; ANDRADE, 2014) (Quadro 3).

Os teores de argila variaram de 7 a 84 % no horizonte A, e de 16 a 86 % no horizonte B. O P1 apresentou incremento acentuado de argila do horizonte Ap (7 %) para o Bt1 (17 %) caracterizando uma mudança textural abrupta, típico de horizonte B textural. Nos demais solos, mesmo ocorrendo incremento de argila em profundidade, a relação textural não foi suficiente para caracterizar como horizonte Bt. Este fato também é uma característica comum de Argissolos e Latossolos Amarelos do Barreiras de outras regiões do país (DEMATTÊ et al., 1994; LIMA NETO et al., 2009; ANDRADE, 2014).

Os teores de argila dispersa em água (ADA) foram maiores nos horizontes superficiais (Quadro 3) e refletem o efeito da matéria orgânica no abaixamento do PCZ e conseqüentemente, a maior dispersão da argila em água. Este fato associado à ação desagregadora da água pode favorecer à retirada da argila por elutriação e incremento de argila em profundidade. Em razão dos baixos teores de matéria orgânica nos horizontes subsuperficiais, os valores do grau de floculação (GF) tenderam a 100 % logo abaixo do horizonte A, fato que de certa forma diferencia estes solos de Latossolos e Argissolos coesos de outras regiões do Brasil, onde o GF apresenta valores menores do que 100 % ainda no horizonte B imediatamente abaixo do horizonte A (CORRÊA, 2005; DANTAS et al., 2014).

A ampla variação nos teores de argila (7 a 86 %) indica a variação textural dos sedimentos mesmo em áreas planas e aparentemente uniformes. Este fato aponta para a necessidade do percorrimto intenso da área para separação de solos de diferentes texturas, sobretudo, quando se dispõe de imagens de satélite/radar ou fotografias aéreas em escala compatível com levantamentos de solos detalhados. Esta dificuldade de separação de unidades de mapeamento parece válida também para os levantamentos pedológicos digitais.

Os valores de densidade de partículas geralmente variam pouco de solo para solo e nos solos estudados variaram de 2,40 a 2,81 g cm<sup>-3</sup>. Brady e Weil (2013)

consideram que a  $D_p$  varia para a maioria dos solos minerais de 2,60 a 2,75 g cm<sup>-3</sup>, devido à predominância de minerais como quartzo, feldspato, mica e colóides silicatados que geralmente possuem densidades dentro dessa faixa. Logo, pode-se inferir que, de modo geral, os valores de  $D_p$  dos solos estudados estão na faixa das densidades dos principais minerais presentes nos solos.

Baseando-se nos resultados apresentados no Quadro 3 pode-se inferir que no início do período chuvoso ( $D_{s1}$ ) os valores de densidade do solo chegaram a atingir 1,8 g cm<sup>-3</sup> nos horizontes superficiais e 1,7 g cm<sup>-3</sup> nos horizontes subsuperficiais, nos perfis P1, P2, P4 e P5; comportamento já esperado, uma vez que os solos apresentam textura arenosa a média. Estes valores estão situados nos limites de densidade do solo de textura arenosa que variam de 1,2 a 1,8 g cm<sup>-3</sup> (Brady, 1979) e está de acordo com a variação descrita por outros autores (RIBEIRO, 2001; ARAUJO FILHO et al., 2001, MOREAU, 2001; REICHERT et al., 2007).

Em solos de Tabuleiro, Paiva (1997) observou maiores valores de  $D_s$  em um Argissolo Acinzentado, de textura areia franca a franco-arenosa e sem coesão, em comparação com um Latossolo argissólico e um Argissolo Amarelo, ambos coesos e de textura média a argilosa. Santana et al. (2006) encontraram valores elevados de densidade do solo (1,65 e 1,81 g cm<sup>-3</sup>) para os horizontes Ap1 e Ap2, respectivamente, ambos arenosos.

Nos perfis P3, P7, P8 e P9, com textura muito argilosa, os valores de  $D_s$  foram inferiores em relação aos solos supracitados, variando entre 1,1 a 1,5 g cm<sup>-3</sup> nos horizontes subsuperficiais, os quais estão associados com os maiores valores de porosidade total do solo. Nos horizontes superficiais destes solos o valor de  $D_s$  chega a atingir 1,6 g cm<sup>-3</sup> no P9. Este comportamento foi observado nos quatro períodos. Sobretudo no P3, à presença da matéria orgânica e da atividade biológica podem influenciar numa maior porosidade total e, conseqüentemente, menor densidade do solo.

Alguns autores explicam que o teor de matéria orgânica no solo reduz a densidade do solo, quer pelo efeito positivo na estabilidade estrutural do solo, quer pelo fato de o material orgânico apresentar baixa densidade, menor do que os sólidos minerais do solo (ARAGÓN et al., 2000; BRAIDA et al., 2006; DIAS JÚNIOR; MIRANDA, 2000; LIBARDI, 2005).

**Quadro 3 – Características físicas dos solos estudados.**

Perfil	Hor.	Prof. (cm)	Areia		Silte	Argila	ADA	GF	Silte/Argila	Dp	Ds			
			Grossa	Fina							Ds1	Ds2	Ds3	Ds4
			----- dag kg <sup>1</sup> -----				%		-----g cm <sup>-3</sup> -----					
P1	Ap	0-20	78	12	3	7	0	100	0,4	2,56	1,7	1,7	1,6	1,8
	Bt1	20-40	67	15	1	17	0	100	0,1	2,67	1,7	1,8	1,6	1,8
	Bt2	40-60	68	14	1	17	0	100	0,1	2,56	1,6	1,6	1,7	1,7
	Bt3	60-90	70	12	3	15	0	100	0,2	2,52	1,5	1,6	1,6	1,7
	Bt4	90-120	62	15	2	21	0	100	0,1	2,46	1,6	1,6	1,5	1,7
	Bt5	120-150	56	20	2	22	0	100	0,1	2,58	1,5	1,6	1,6	1,7
	Bt6	150-180	51	20	5	24	0	100	0,2	2,61	-	-	-	-
P2	Ap	0-20	61	14	5	20	5	75	0,3	2,55	1,8	1,6	1,7	1,8
	Bw1	20-40	49	23	3	25	0	100	0,1	2,55	1,7	1,7	1,7	1,7
	Bw2	40-60	53	18	3	26	0	100	0,1	2,57	1,7	1,6	1,6	1,8
	Bw3	60-90	44	22	4	30	0	100	0,1	2,55	1,7	1,6	1,5	1,7
	Bw4	90-120	38	19	9	34	0	100	0,3	2,64	1,7	1,6	1,4	1,7
	Bw5	120-150	40	17	6	37	0	100	0,2	2,57	1,6	1,6	1,5	1,6
	Bw6	150-180+	40	19	4	37	0	100	0,1	2,51	-	-	-	-
P3	A1	0-15	13	2	6	79	20	75	0,1	2,40	1,0	0,9	1,0	1,1
	A2	15-37	10	2	4	84	32	62	0,1	2,45	1,2	1,1	1,2	1,3
	BA	37-63	11	2	2	85	22	74	0	2,41	1,3	1,2	1,2	1,3
	Bw1	63-89	10	2	2	86	8	91	0	2,49	1,3	1,2	1,2	1,3
	Bw2	89-170	18	5	0	77	0	100	0	2,55	1,4	1,2	1,3	1,4
	Bw3	170-200	27	7	0	66	0	100	0	2,46	-	-	-	-
P4	Ap	0-20	37	13	3	47	16	66	0,1	2,54	1,5	1,5	1,5	1,5
	Bw1	20-40	36	11	2	51	0	100	0	2,50	1,5	1,5	1,6	1,6
	Bw2	40-60	33	11	3	53	0	100	0,1	2,49	1,7	1,5	1,6	1,6
	Bw3	60-90	34	10	1	55	0	100	0	2,81	1,7	1,4	1,6	1,6
	Bw4	90-120	28	9	1	62	0	100	0	2,56	1,6	1,4	1,5	1,5
	Bw5	120-150	25	10	1	64	0	100	0	2,51	1,5	1,4	1,4	1,5

**Quadro 3 – Características físicas dos solos estudados (CONTINUAÇÃO).**

Perfil	Hor.	Prof. (cm)	Areia		Silte dag kg <sup>1</sup>	Argila	ADA	GF %	Silte/Argila	Dp	Ds g cm <sup>-3</sup>			
			Grossa	Fina							Ds1	Ds2	Ds3	Ds4
P5	Ap	0-20	72	16	2	10	3	73	0,2	2,61	1,4	1,5	1,6	1,8
	Bw1	20-40	69	15	1	15	1	93	0,1	2,60	1,7	1,7	1,7	1,8
	Bw2	40-60	65	18	1	16	0	100	0,1	2,59	1,6	1,6	1,7	1,7
	Bw3	60-90	71	14	1	16	0	100	0,1	2,53	1,6	1,6	1,6	1,7
	Bw4	90-120	71	14	1	16	0	100	0,1	2,54	1,6	1,6	1,6	1,6
	Bw5	120-150	64	19	1	16	0	100	0,1	2,52	1,6	1,6	1,6	1,6
P6	Ap	0-12	27	13	2	58	15	74	0	2,53	nd	nd	nd	nd
	Bw1	12-43	18	12	5	65	0	100	0,1	2,57	nd	nd	nd	nd
	Bwc	43-91	13	8	4	75	0	100	0,1	2,59	nd	nd	nd	nd
	BCc	91-115	11	6	4	79	0	100	0,1	2,63	nd	nd	nd	nd
	BC	115-140+	13	6	4	77	0	100	0,1	2,55	nd	nd	nd	nd
P7	Ap	0-13	25	10	2	63	18	72	0	2,55	1,4	1,4	1,2	1,3
	Bw1	13-42	19	10	3	68	0	100	0	2,55	1,3	1,2	1,2	1,2
	Bw2	42-71	13	6	3	78	0	100	0	2,55	1,1	1,1	1,1	1,2
	Bw3	71-107	10	6	3	81	0	100	0	2,53	1,3	1,2	1,2	1,3
	Cc	107-135+	9	5	4	82	0	100	0,1	2,53	-	-	-	-
P8	Ap	0-12	34	8	3	55	17	69	0,1	2,46	1,4	1,4	1,4	1,5
	Bw1	12-41	24	9	3	64	0	100	0,1	2,61	1,5	1,3	1,4	1,3
	Bw2	41-85	19	7	4	70	0	100	0,1	2,58	1,1	1,2	1,2	1,3
	Bw3	85-118	18	4	6	72	0	100	0,1	2,52	-	-	-	-
	C	118-170+	17	3	10	70	0	100	0,1	2,54	-	-	-	-
P9	Ap	0-20	26	7	2	65	20	69	0	2,48	1,6	1,4	1,4	1,4
	Bw1	20-49	23	7	3	67	1	98	0	2,54	1,3	1,2	1,4	1,4
	Bw2	49-88	18	5	4	73	0	100	0,1	2,61	1,1	1,3	1,3	1,2
	Bw3	88-120	16	3	2	79	0	100	0	2,52	-	-	-	-
	Bw4	120-161	17	3	5	75	0	100	0,1	2,55	1,2	1,3	1,3	1,3
	Bw5	161-210+	12	4	2	82	0	100	0	2,46	-	-	-	-

**Legenda:** Ds1: início do período chuvoso (janeiro); Ds2: período chuvoso (maio); Ds3: início do período seco (agosto); Ds4: período Seco (novembro). RT: (méd. hor B/méd. hor A). nd: não determinado.

Considerando a influência da textura na densidade dos solos, ainda assim os valores das densidades encontrados nestes solos estão de acordo com Marcolin (2006) que considera a Ds dos solos argilosos numa faixa de 0,9 a 1,6 g cm<sup>-3</sup>.

No período chuvoso (Ds2), o P1 e o P5 apresentaram comportamento semelhante ao período anterior. No P2 e P4, na camada a partir de 40-60 cm de profundidade ocorre redução da Ds, a qual está associada a um aumento da porosidade total do solo entre os períodos. O P7, P8 e P9 apresentaram valores mais elevados de Ds nos horizontes superficiais do que nos horizontes subjacentes, fato também observado no início do período seco (Ds3), os quais podem apresentar um processo mais intensivo de compactação das camadas superficiais devido às práticas de manejo do solo, refletindo na redução do volume do solo com a expulsão de ar, logo, perda da porosidade total.

Pode-se inferir que no início do período seco (Ds3) os solos não apresentaram expressiva alteração dos valores como observado, por exemplo, no P7, o qual a partir dos 13 cm de profundidade a Ds apresenta os mesmo valores que o período anterior (Ds2). Comparado ao período anterior, no início do período seco (Ds3), ocorre um aumento da Ds nos perfis P8 e P9, sobretudo nos horizontes entre 20-40 cm.

De modo geral, no período mais seco (Ds4) os solos apresentaram maiores valores de densidade do solo. Nota-se no P5 que os valores de Ds apresentaram comportamento semelhante para todos os períodos, mas com aumento na camada de 0-20 cm de 1,4 para 1,8 g cm<sup>-3</sup> no período mais seco. No P3 ocorre aumento da densidade do solo em relação aos períodos anteriores.

Logo, neste período (Ds4), há redução do conteúdo de água, a consistência seca do solo aumenta e, conseqüentemente, ocorre um aumento das forças de coesão. Dessa forma, pode haver um reordenamento das partículas de argila de modo paralelo, preenchendo os poros maiores. Assim, destaca-se a redução do espaço poroso, com a diminuição da macroporosidade e aumento dos microporos neste período. Somado ao adensamento do solo, as práticas agrícolas de preparo e manejo do solo exercem uma pressão sobre os horizontes e podem promover também um rearranjo dos seus componentes da fração sólida.

Neste contexto é importante frisar que, no período seco, o baixo conteúdo de água reflete na consistência dura e na forte coesão entre as partículas do solo. Mas,

à medida que avança para o período úmido, o teor de umidade aumenta e as moléculas de água passam a ser adsorvidas pelas superfícies das partículas, decrescendo a atuação da coesão e levando o solo ao estado de friabilidade, sendo esta faixa de umidade considerada ideal para fins de trabalho mecânico no solo (FONTES, 1992).

#### 4.2.1 Distribuição do volume dos poros

Os poros do solo são representados por cavidades de diferentes tamanhos e formas, determinados pelo arranjo das partículas sólidas (HILLEL, 1972; MARQUES, 2000), e constituem a fração volumétrica do solo ocupada com ar e solução (água e nutrientes). Sendo, portanto, correspondente ao espaço onde ocorrem os processos dinâmicos do ar e da solução do solo (HILLEL, 1972).

Pode-se inferir, de modo geral, que quanto maior a inclinação da curva de distribuição de poros do solo, maior será a diversidade do tamanho dos poros, como pode ser observado nos perfis 3 e 7 (Figuras 4c e 4f), em solos de textura muito argilosa. Enquanto os perfis 1 e 5 (Figuras 4a e 4e) apresentaram as menores inclinações, as quais indicam menor variedade de tamanho de poros.

Os criptoporos, segundo Klein (1998), são aqueles poros nos quais a água pode permanecer retida com energia muito alta, sendo, portanto, indisponível às plantas. Assim sendo, nota-se que os perfis 7, 8 e 9 (Figuras 4f, 4g e 4h) são mais limitantes com relação à disponibilidade de água para as plantas, uma vez que os mesmos apresentaram maior volume de criptoporos (poros com diâmetro menor que 0,0002 mm), sobretudo, nas camadas menos coesas (0-20 cm).

Alguns autores consideram que a macroporosidade próxima a  $0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  é o mínimo adequado para as trocas líquidas e gasosas entre o ambiente externo e o solo considerado crítico para o crescimento das raízes da maioria das culturas (TAYLOR e ASHCROFT, 1972; GLINSKI e LIPIEC, 1990; XU et al., 1992). Nos perfis 8 e 9 (Figuras 4g e 4h), nas camadas menos coesas, os solos apresentam  $0,04$  e  $0,02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  de macroporos, respectivamente. Logo, o valor de macroporosidade para estas camadas encontra-se abaixo das condições ideais propostas. Estes valores sugerem que podem haver condições insatisfatórias de

aeração para o desenvolvimento de eventuais culturas. Entretanto, cabe destacar que esta observação não é válida para todas as culturas, uma vez que existem plantas tolerantes a níveis baixos de aeração do solo.

Os microporos são também denominados de poros capilares e representam os poros responsáveis pela retenção da água no solo, enquanto os macroporos representam os poros responsáveis pela drenagem e aeração do solo (BRADY, 1979). Nos solos estudados há uma estreita relação entre os teores de argila e a porosidade dos solos, onde os solos mais argilosos P3, P7, P8 e P9 apresentaram maior microporosidade e porosidade total.

Nos perfis P2, P3 e P4 ocorre uma redução dos macroporos da camada menos coesa para a mais coesa onde os poros originalmente maiores são comprimidos, refletindo no aumento dos microporos. A redução da porosidade por sua vez interfere diretamente no aumento da densidade do solo. Ainda assim, a modificação da porosidade promove interferências no potencial matricial da água no solo (Lima et al., 2004), como a diminuição da infiltração e transporte de água e ar, e conseqüentemente, aumento da resistência à penetração do sistema radicular nesses solos, fato também indicado por Portela et al., 2001; Giarola e Silva, 2002; FôNSECA et al., 2007; Melo Filho, et al., 2007.

Os maiores valores de macroporosidade estão associados ao P5, de textura média, e os maiores valores de microporosidade ao P3, de textura muito argilosa. Resultados semelhantes também encontrados por Paiva et al. (2000) para Latossolo Amarelo argissólico e Argissolo Amarelo, com maiores teores de argila e maiores valores de microporosidade, entre 0,23 e 0,33 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>. Por outro lado, no Argissolo Acinzentado, de natureza mais arenosa, predominaram macroporos (0,16 a 0,22 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) sobre os microporos (0,15 a 0,17 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>).

Além disso, nos solos associados à atividade agrícola, as práticas de manejo tal como o tráfego de máquinas em operações de preparo do solo, podem exercer pressão na superfície do solo e aumentar a densidade do solo, conseqüentemente, promover redução da porosidade total, evidenciada pela redução dos macroporos.

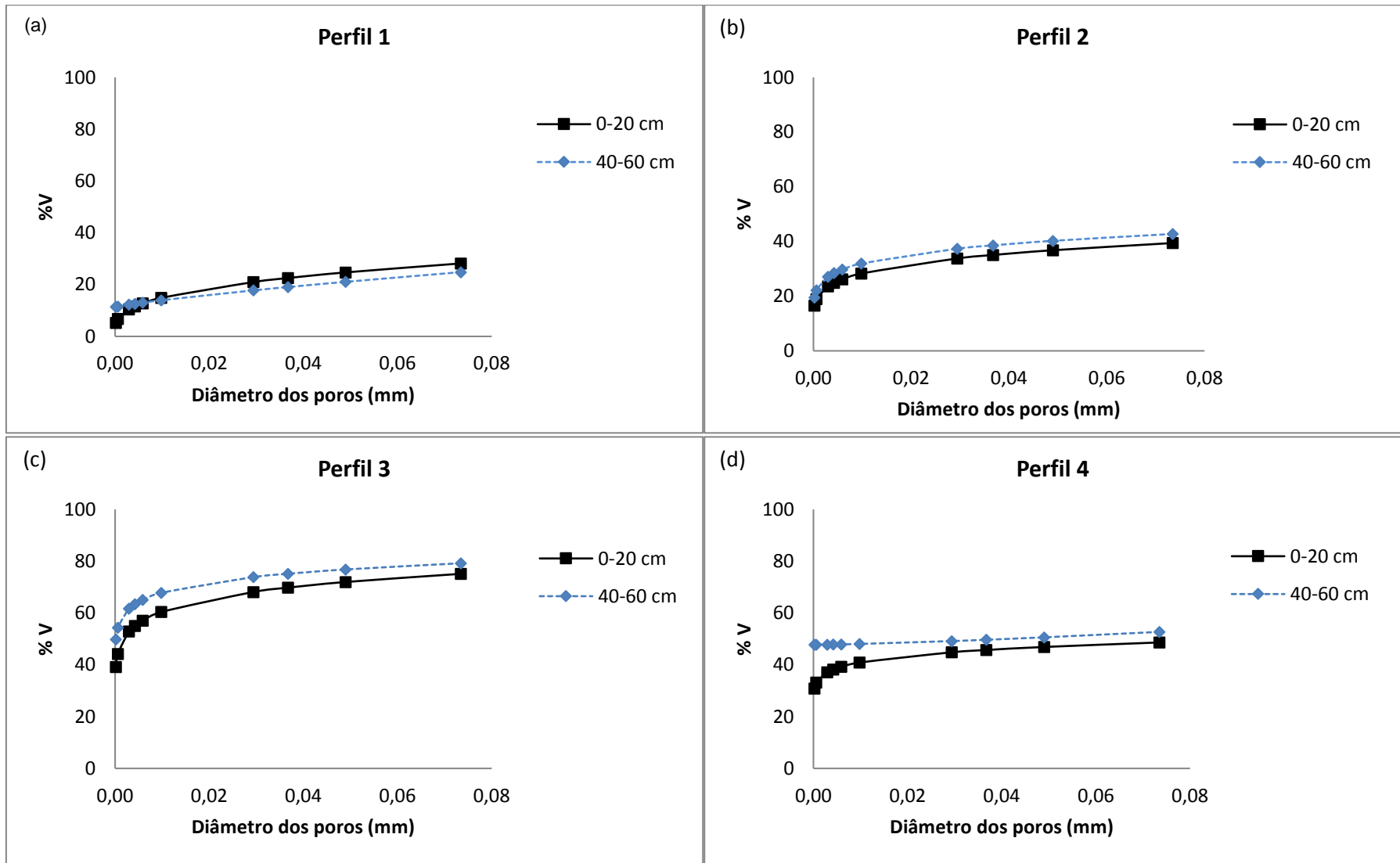
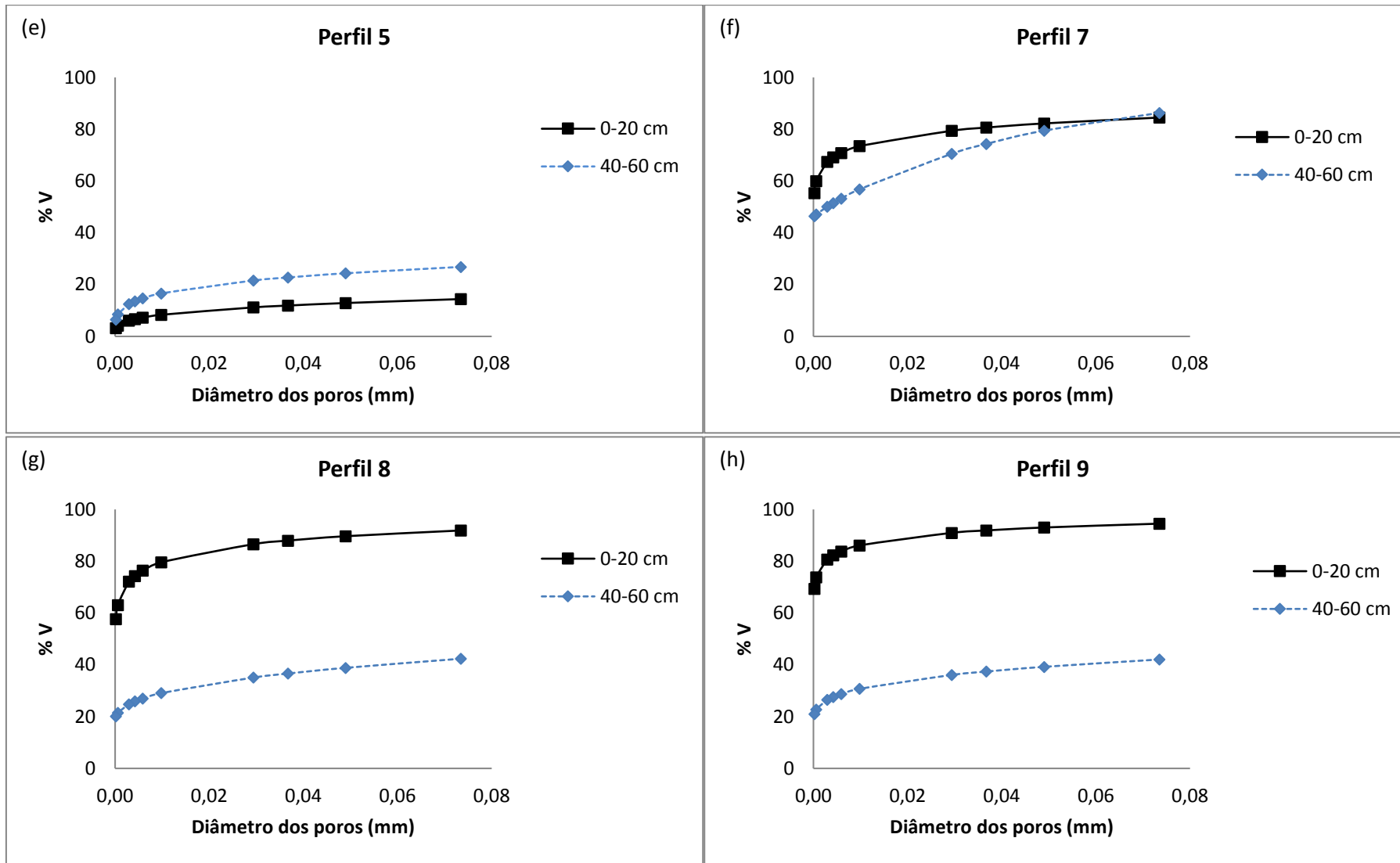


Figura 4 – Distribuição do volume dos poros dos solos estudados.



**Figura 4 – Distribuição do volume dos poros dos solos estudados (CONTINUAÇÃO).**

#### 4.2.2 Resistência do solo à penetração

Os resultados da resistência do solo à penetração (RP) (Figura 5) retratam que a RP aumenta com a coesão e com a redução da umidade do solo. Este aspecto pode ser considerado indesejável em certos limites para o crescimento das plantas, o que pode ocasionar redução no desenvolvimento do sistema radicular (BENGHOUGH e MULLINS, 1990).

Os valores de umidade do solo foram maiores no período úmido (2º período), os quais atingiram até  $0,44 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Com o avanço para o período mais seco (4º período), os valores da umidade decresceram, atingindo até  $0,01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Posto isto, os valores de RP foram bem menores no período mais úmido (Figuras 5a e 5b) do que no período mais seco (Figuras 5g e 5h). Lima et al. (2004) verificaram que a redução da umidade em apenas 2 % foi suficiente para aumentar a RP de 4,7 para 8,5 MPa no horizonte Bt1 coeso, ratificando os dados de RP encontrados por Giarola et al. (2001) em solos coesos na Bahia, onde foi necessária redução de 5 % na umidade do solo para a RP aumentar de 0,98 MPa para 12,76 MPa.

Os solos apresentaram diferenças expressivas de resistência do solo à penetração entre as profundidades avaliadas, ao longo do ano. De modo geral, os valores foram elevados e ficaram acima do limite crítico de 3,0 MPa considerado para solos florestais (Correia, 2014), principalmente, nos horizontes coesos, indicando limitações físicas ao crescimento do sistema radicular das plantas durante grande parte do ano. Em consonância, estudando solos coesos do Nordeste brasileiro, Rezende (2000) verificou o efeito negativo do aumento da resistência dos horizontes coesos do solo no desenvolvimento do sistema radicular da laranjeira.

No período úmido (Figuras 5a e 5b), os perfis P1, P2, P3, P4 e P5 apresentaram, a partir dos 15 cm de profundidade, valores superiores ao limite crítico e redução dos valores com o aumento da profundidade, a partir dos 60 cm. Os perfis P6, P7, P8 e P9 apresentaram valores próximos ao limite crítico de 3,0 MPa, sendo que apenas o P9 apresentou valores pouco acima desse limite, entre as camadas de 15-60 cm, o qual pode ter sido ocasionado pela influência das práticas de manejo do solo.

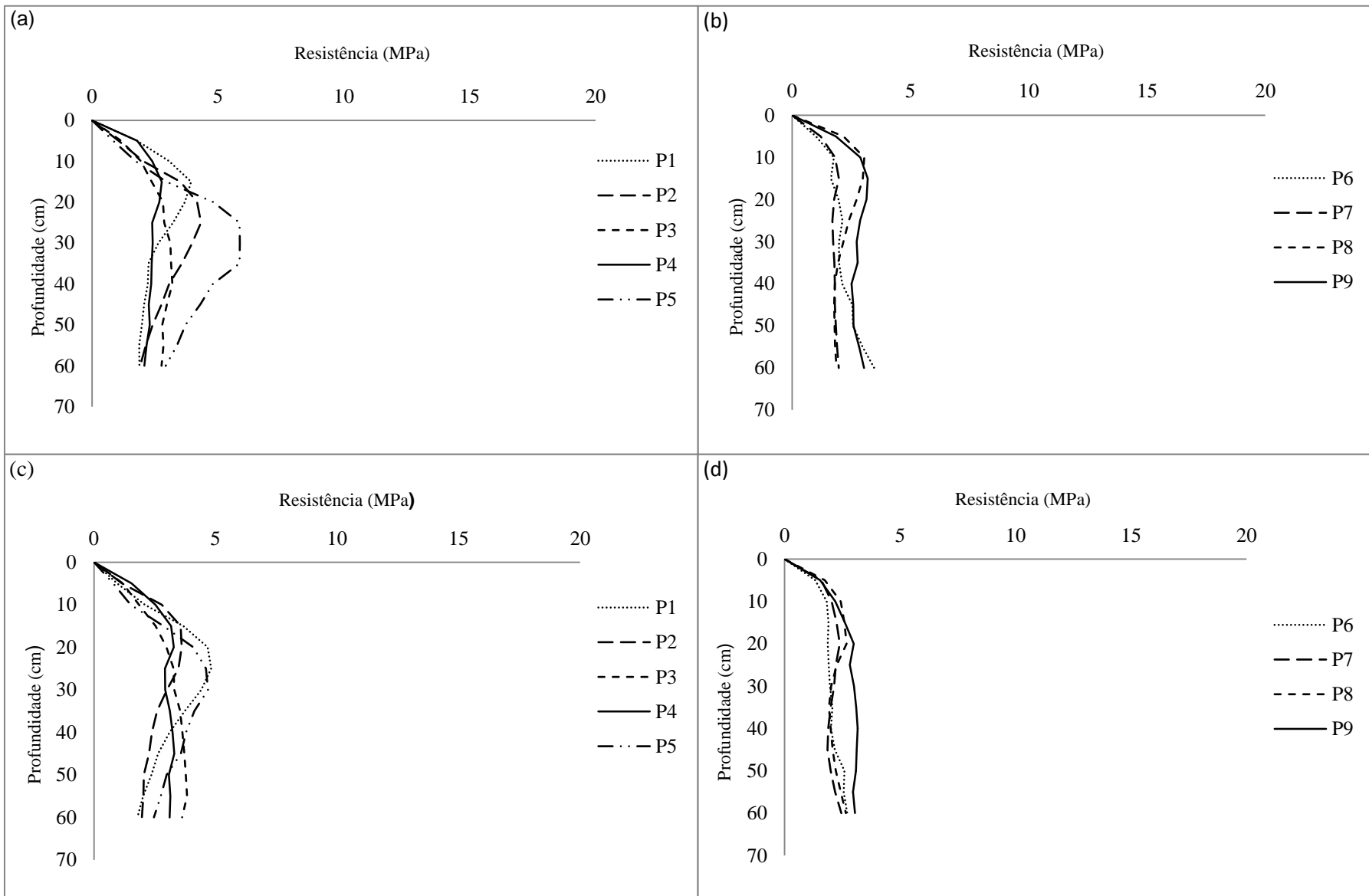
Pode-se inferir que principalmente no período seco (Figuras 5g e 5h) a resistência à penetração é um forte indicador da limitação do crescimento radicular

em profundidade, cujos solos apresentam consistência dura a extremamente dura quando secos. A maioria dos solos apresentaram valores superiores ao limite crítico, chegando a atingir 14,60 MPa no P6. Entretanto, ainda neste período, os perfis P3 e P4 apresentaram valores inferiores ao limite crítico, com os valores de umidade variando pouco em comparação ao período mais úmido. Pode-se considerar que a RP aumentou com a intensificação do uso do solo, sendo maior nos perfis P1 e P6 (cultivo eucalipto) do que no P3 (área de mata).

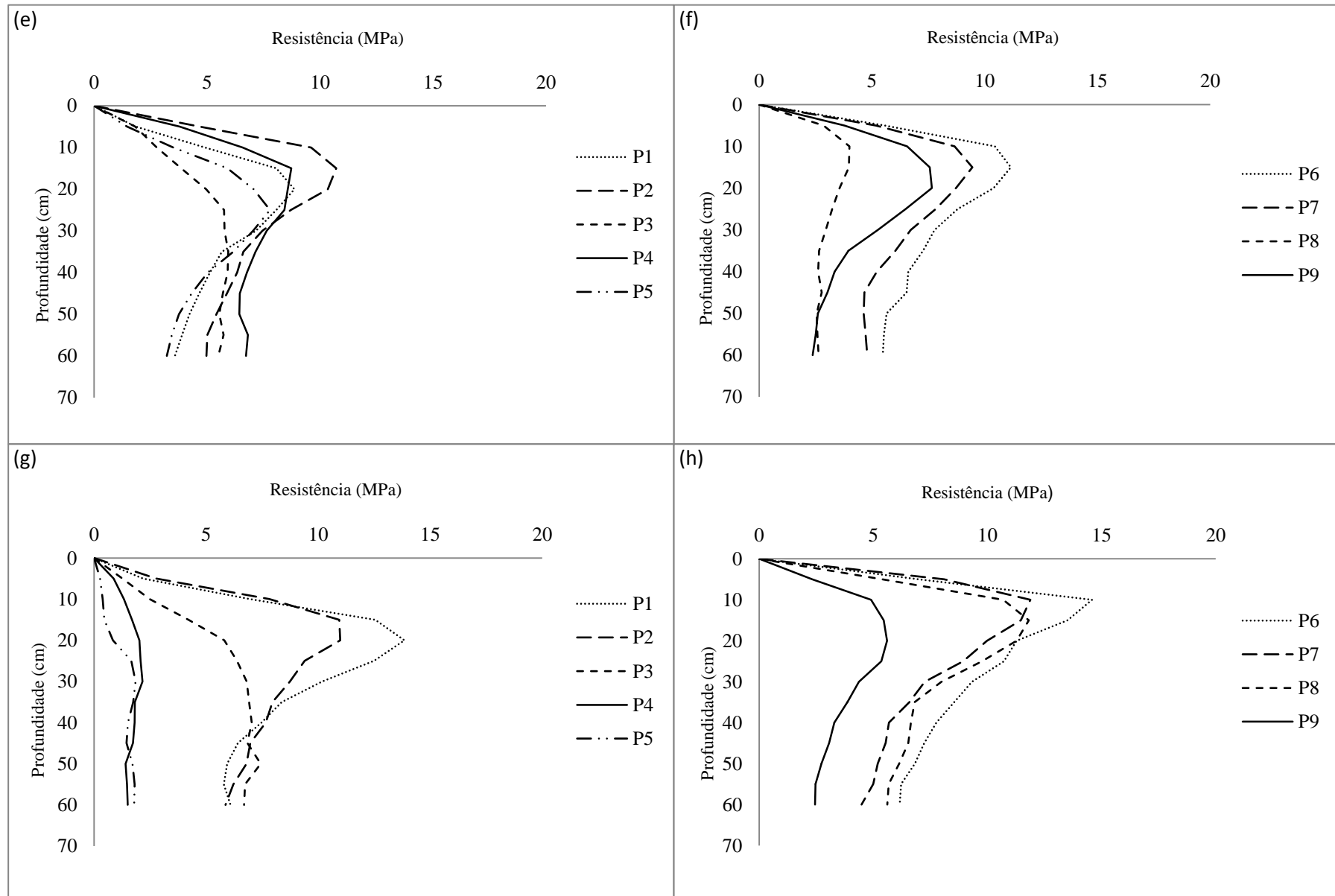
No início do período seco (Figuras 5e e 5f), os valores de RP para os perfis P3 e P4 foram superiores aos demais períodos, sobretudo, devido ao aumento da densidade do solo a qual propicia o aumento da resistência à penetração. Uma das possíveis explicações para a área de mata ainda preservada (P3) apresentar valores de resistência semelhantes às demais áreas pode ser em razão da acomodação de partículas ao longo dos anos, a adição de resíduos e a ausência de revolvimento que podem refletir em maior coesão entre as partículas e agregados do solo (SOANE, 1990).

A Figura 6 mostra a forte limitação da penetração das raízes no solo no início do período chuvoso (1º período), dificultando o desenvolvimento do sistema radicular, o qual pode acarretar em modificações morfológicas e/ou fisiológicas, alterando o padrão de crescimento, com tendência a distribuição mais superficial (Figura 6a e 6b). Nesta condição de resistência à penetração nos solos, há um requerimento de maior preparo do solo, como a utilização de subsolador para romper a camada coesa e facilitar a penetração das raízes e movimentação e circulação da água e ar (Figura 6c e 6d). As recomendações de subsolagem até 80 cm para implantação de plantios de eucalipto, em áreas de Latossolos e Argissolos Amarelos coesos de textura argilosa ou muito argilosa, também são comuns em algumas áreas do sul da Bahia e norte do Espírito Santo.

A limitação física imposta pela coesão no crescimento e desenvolvimento do sistema radicular das plantas foi constatada também por Santana et al. (2006) ao estudarem o crescimento radicular de citrus em solos coesos de Tabuleiros, onde observaram a maior concentração de raízes nos horizontes superficiais Ap, havendo uma redução em profundidade e indicando a dificuldade de aprofundamento do sistema radicular.



**Figura 5** – Resistência do solo à penetração, ao longo dos quatro períodos do ano, dos solos estudados.



**Figura 5** – Resistência do solo à penetração, ao longo dos quatro períodos do ano, dos solos estudados (CONTINUAÇÃO).



**Figura 6** – A e B: Resistência à penetração das raízes das plantas na área de estudo. C e D: Prática de subsolagem desenvolvida na área.

#### 4.2.3 Curva de retenção de água no solo

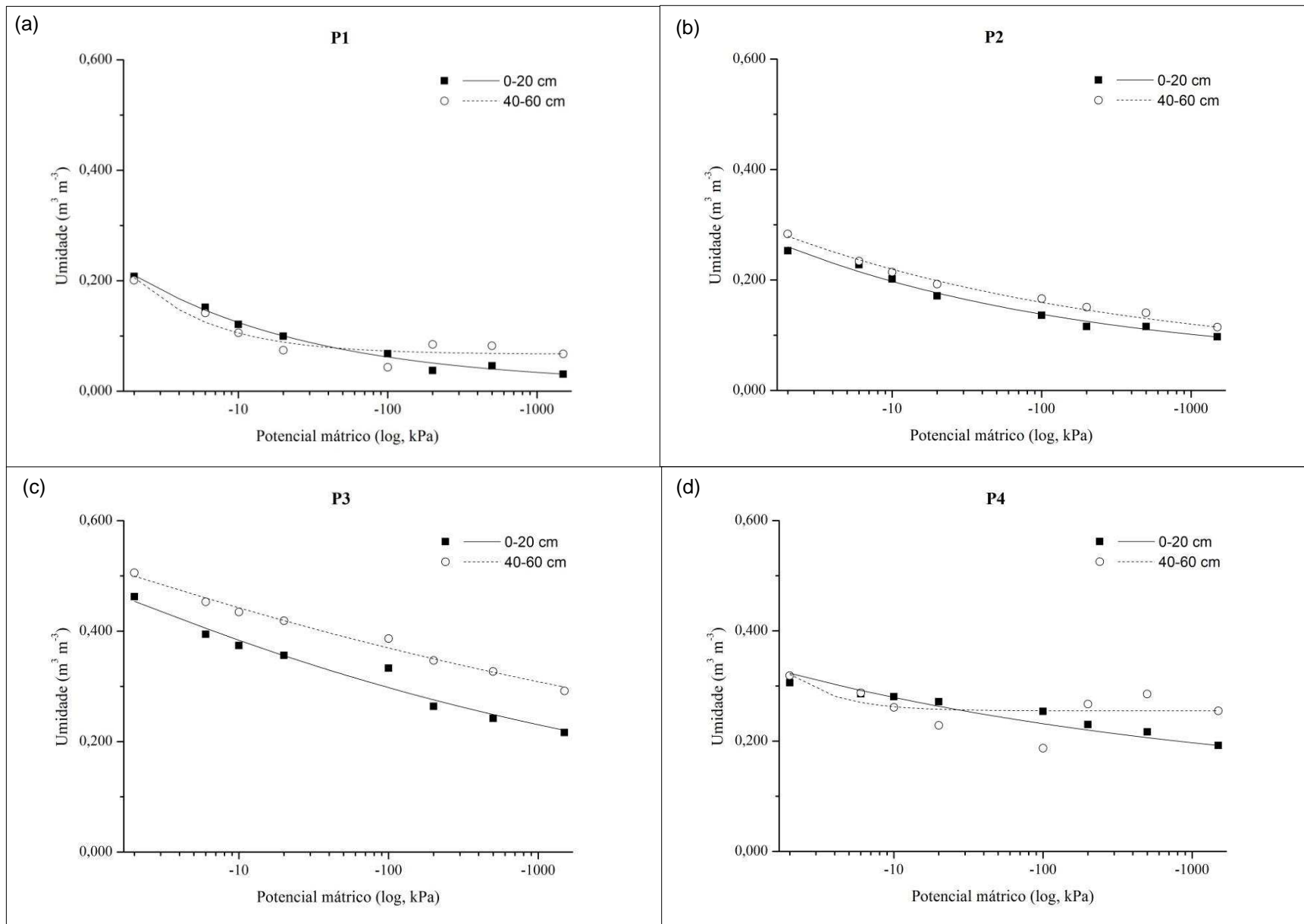
A curva de retenção da água no solo (CRA) pode ser considerada como a relação entre o conteúdo de água volumétrica ( $m^3 m^{-3}$ ) e o potencial mátrico ( $\Psi$ ) ou tensão da água ( $h$ ). Para avaliação do caráter coeso foram avaliadas a CRA de duas profundidades em cada perfil, considerando-se o horizonte superficial de 0-20 cm de profundidade e o horizonte subsuperficial mais coeso de 40-60 cm.

Em elevados  $\Psi$ , a curva de retenção é influenciada por poros estruturais associados ao efeito da matéria orgânica na formação e na estabilidade da estrutura do solo. Em baixo  $\Psi$ , a composição granulométrica e a mineralogia do solo tornam-se mais importantes devido à superfície disponível para a adsorção de água (MACHADO et al., 2008). Assim, o conteúdo de água retido no solo nos diferentes potenciais matriciais é uma particularidade específica de cada solo e varia de acordo com uma ação conjunta e complexa dos atributos físicos do solo.

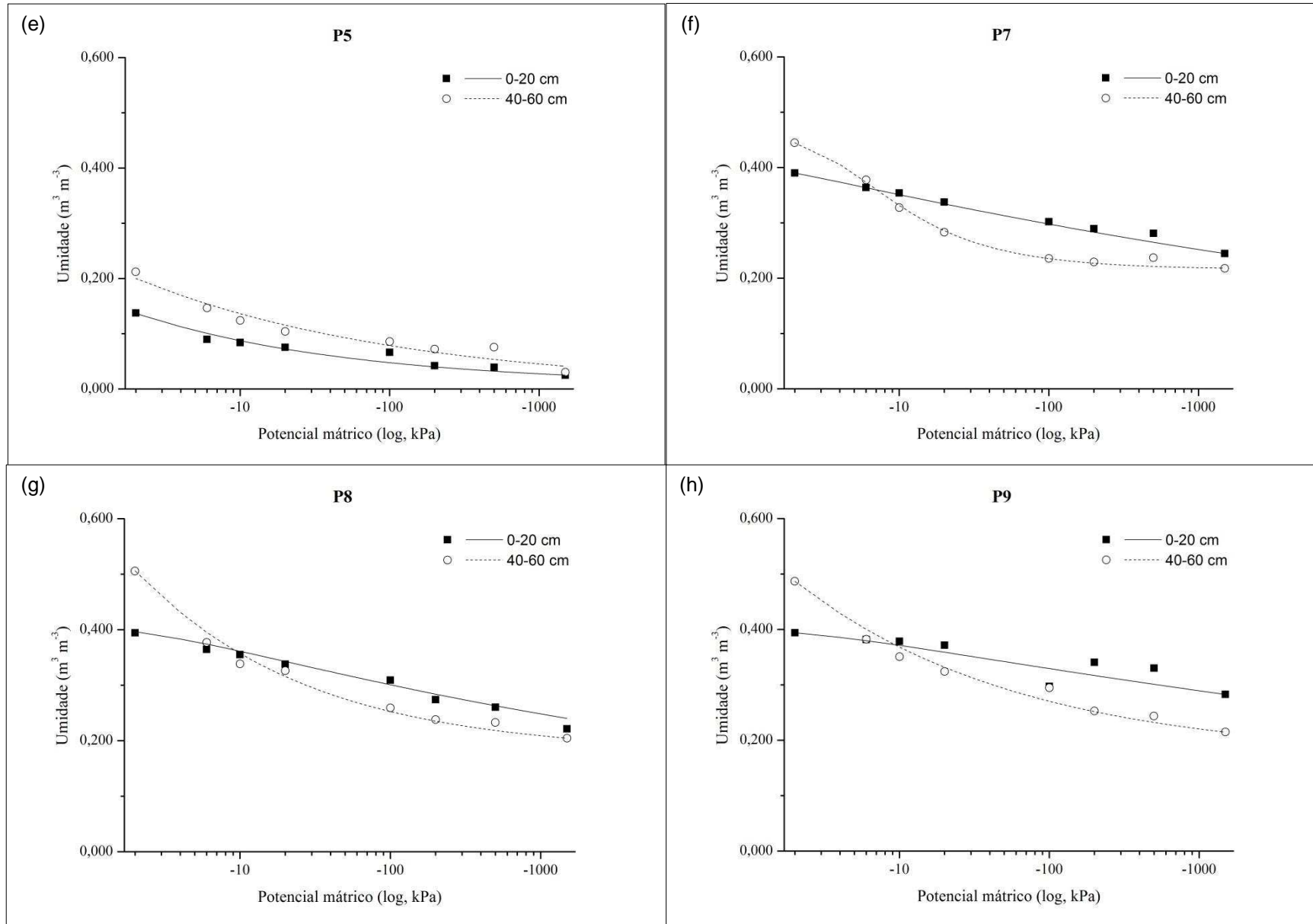
Observa-se, de modo geral, que em baixos potenciais matriciais o teor de água no solo variou pouco. Nas maiores tensões, os perfis P7, P8 e P9 (Figuras 7f, 7g e 7h) apresentaram conteúdos de água de 40-60 cm inferiores aos de 0-20 cm, uma vez que a camada de 40-60 cm apresenta maior percentagem de macroporos e menor densidade do solo, ressaltando a influência dos atributos físicos do solo: estrutura, porosidade e densidade do solo.

O P3 apresentou maiores valores de umidade volumétrica em todos os potenciais, sendo a umidade mais elevada na profundidade de 40-60 cm; seguido do P7, P8 e P9, os quais devido ao elevado grau de desenvolvimento, a textura muito argilosa e maior percentagem de microporos, contribuem para maior capacidade de retenção de água.

A textura é outro atributo que afeta o conteúdo de água no solo. Os resultados obtidos estão em consonância com o proposto por Urach (2007), de modo que quanto maior o teor de argila, como observado em P8 e P9, maior será o conteúdo de água nos maiores potenciais matriciais, enquanto que nos solos arenosos a tendência é ocorrer o inverso, uma vez que o aumento do teor de argila reflete em maior quantidade de cargas e maior capacidade em reter água.



**Figura 7** - Curvas de retenção de água para os solos estudados.



**Figura 7 –** Curvas de retenção de água para os solos estudados (CONTINUAÇÃO).

No perfil P5, a granulometria arenosa exerce grande influência no comportamento da CRA, por possuir menor capacidade de adsorção e capilaridade devido à baixa capacidade de formação de agregados, facilitando a rápida drenagem da água.

Assim, os poros maiores ao esvaziarem rapidamente em elevados potenciais matriciais, restando somente pequenas quantidades de água em baixos potenciais matriciais, explica a inclinação acentuada da CRA (NASCIMENTO, 2009). Com o aumento do teor de argila, melhor é a estrutura e maior a retenção de água no solo, logo, maior será a inclinação da curva.

Contudo, solos da mesma classe textural podem apresentar comportamento da CRA diferenciado, como por exemplo, os perfis P3 e P7. Este resultado também foi constatado por Costa (1979), o qual reporta que a influência da textura do solo é muito grande e que solos da mesma classe textural podem ter curvas de tensão de umidade diferentes, como resultado de diferenças no teor de matéria orgânica, no tipo de argila e nas diferenças de microestrutura a elas relacionadas.

Rawls et al. (2003) ratifica que a retenção de água é afetada pela presença de matéria orgânica e que ocorre devido a mudanças no clima e nas práticas de manejo. Porém, em alguns casos se verifica que esta maior capacidade de retenção pode não implicar em maior quantidade de água disponível (BRADY, 1979).

A quantidade de água disponível para as plantas pode ser abordada pelo conceito de intervalo hídrico ótimo (IHO) o qual é definido pela faixa de conteúdo de água no solo ( $\theta$ ) entre dois limites para uso pelas plantas (TORMENA et al., 1998). O limite superior é definido pela capacidade de campo (CC) ou  $\theta$  no solo associada à porosidade de aeração mínima de  $0,10 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ . O limite inferior é a  $\theta$  correspondente à resistência crítica à penetração no solo, sendo este o  $\theta$  do ponto de murcha permanente (PMP) quando o solo não apresenta limitação física (SILVA, 2014).

O método clássico de Richards (1949) atribui à tensão de 30 kPa para a determinação da CC. Segundo Bernardo (2005), a tensão considerada equivalente à capacidade de campo é de 30 kPa para solos de textura fina e 10 kPa para solos de textura grossa. Já o PMP é estimado para valor de potencial mátrico de -1500 kPa. Todavia, embora para Latossolos usualmente atribui-se o potencial mátrico de -10 kPa na determinação da CC, para este trabalho desenvolvido em solos coesos foi

utilizado o potencial de -30 kPa e de -10 kPa apenas para àqueles com textura arenosa (Quadro 4).

**Quadro 4** – Valores estimados da capacidade de campo (CC)\*, ponto de murcha permanente (PMP) e água disponível (AD) para os solos estudados.

Perfil	Profundidade cm	Índice S	CC	PMP	AD
			----- m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> -----		
<b>P1</b>	0-20	0,11	0,121	0,031	0,090
	40-60	0,17	0,106	0,067	0,038
<b>P2</b>	0-20	0,07	0,202	0,097	0,105
	40-60	0,06	0,214	0,115	0,099
<b>P3</b>	0-20	0,04	0,340	0,217	0,123
	40-60	0,04	0,406	0,292	0,114
<b>P4</b>	0-20	0,05	0,255	0,192	0,063
	40-60	0,14	0,257	0,255	0,002
<b>P5</b>	0-20	0,13	0,084	0,025	0,059
	40-60	0,09	0,124	0,030	0,093
<b>P6</b>	0-20	0,02	0,325	0,245	0,080
	40-60	0,08	0,267	0,218	0,049
<b>P7</b>	0-20	0,03	0,332	0,221	0,111
	40-60	0,16	0,296	0,204	0,092
<b>P8</b>	0-20	0,02	0,351	0,283	0,069
	40-60	0,14	0,313	0,215	0,099

\*CC= -10 kPa para os perfis P1, P2 e P5

O parâmetro denominado índice S (S de “slope” = declividade) refere-se à declividade da curva característica de retenção da água do solo em seu ponto de inflexão e representa a distribuição do tamanho de poros de maior frequência, tornando possível a comparação direta de diferentes solos e dos efeitos de diferentes práticas de manejo na qualidade física do solo (DEXTER, 2004).

Os maiores valores do índice S (maior inclinação) indicam melhor distribuição do tamanho de poros, condizente com condições estruturais que estabelecem um adequado funcionamento físico do solo e refletem na qualidade física do solo (DEXTER, 2004). Nos perfis P1, P4, P6, P7 e P8 houve um aumento dos valores do índice S entre as camadas menos e mais coesas (Quadro 4), enquanto no P3 não ocorreu variação entre as profundidades avaliadas. Gimenes (2012) também encontrou valores mais baixos de índice S nas camadas mais superficiais, sendo influenciado pela densidade do solo e porosidade.

Este autor propõe valores de  $S > 0,035$  e  $S < 0,035$  para áreas com condições favoráveis e restritivas para o crescimento das raízes das plantas,

respectivamente; valores de  $S < 0,020$  indicam condições físicas do solo muito pobres e com alta restrição ao crescimento das raízes das plantas. Assim, observa-se que na profundidade de 0-20 cm dos perfis P6 e P8, valores de  $S$  equivalentes a 0,02 indicando as más condições físicas dos solos. Os demais perfis apresentaram valores iguais ou superiores a 0,035 indicando melhor qualidade estrutural do solo. Contudo, segundo Maia (2011) o índice  $S$  apresenta sensibilidade para identificar a degradação da qualidade física do solo em diferentes sistemas de uso do solo.

A capacidade de campo e o ponto de murcha permanente apresentaram valores mais elevados nos solos com maior conteúdo de argila, responsável por maior poder de retenção de umidade. Além disso, os solos que apresentam aumento da CC e PMP em profundidade estão associados aos maiores valores de densidade do solo, pois em valores mais elevados de densidade ocorre redistribuição dos tamanhos de poros, com redução da macroporosidade e aumento da microporosidade do solo. Processo inverso ocorre para os solos que apresentam redução da densidade do horizonte superficial para subsuperficial, onde há redução da CC e PMP.

A água disponível segundo Reichardt (1996) é uma característica do solo de vital importância na economia de água das plantas. Nos solos estudados, a AD variou de 0,002 a 0,123  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ , os quais estão abaixo da capacidade ideal de armazenamento de água no solo, cujos valores são entre 0,15 e 0,20  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ , conforme sugerido por Reynolds et al. (2002).

Cabe destacar que nem toda a água disponível retida entre a CC e o PMP pode ser igualmente utilizada pelas plantas, Kiehl (1979) considera algumas razões: (i) à medida que o solo perde água, a tensão aumenta, exigindo um maior gasto de energia das raízes para absorção dos nutrientes e, conseqüentemente, da água; e (ii) quanto mais seco o solo, menor a condutividade hidráulica e a movimentação da água em direção às raízes.

#### 4.2.4 Condutividade hidráulica do solo saturado

A condutividade hidráulica no solo ( $K_o$ ) diz respeito à infiltração, absorção, redistribuição e capacidade do solo em conduzir a água. Para compreender essa dinâmica da água no solo, foi realizada uma análise ao longo do perfil, nas diferentes profundidades, a qual pode ser observada na Figura 8. Os resultados demonstram que os solos apresentam comportamentos diferenciados, sobretudo, entre os horizontes mais coesos, que compreende a camada de 40-60 cm em relação aos demais horizontes; e ao comparar os solos arenosos com os argilosos. Entretanto, todos os solos apresentam baixa taxa de infiltração e condutividade hidráulica ao longo do perfil, cujo valor mais elevado não ultrapassou 0,4 cm min no solo de textura mais arenosa (P5). Trabalhos realizados em solos dos Tabuleiros Costeiros encontraram resultados semelhantes para solos com horizontes coesos (PAIVA et al., 2000 e REZENDE, 2000).

Nesse sentido, nos perfis P1 e P5, de textura arenosa, o sistema poroso é composto por mais macroporos ( $0,15$  a  $0,37 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) em relação aos solos mais argilosos ( $0,02$  a  $0,26 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ). Assim, os macroporos condicionam a aeração do solo e drenagem do excesso de água, enquanto os microporos são responsáveis pela retenção de água, justificando o maior fluxo de água nos perfis citados. Silva et al. (2005) estudando as propriedades físico-hídricas de um Argissolo Amarelo, na área de Tabuleiros, notaram também que a redução nos valores de  $K_o$  nos solos é dada pela redução dos poros de maior diâmetro ( $\phi \geq 50 \mu\text{m}$ ).

O perfil P2 apresenta textura média e densidade do solo média nos horizontes coesos de  $1,7 \text{ g cm}^{-3}$ , a condutividade do solo é extremamente baixa ao longo do perfil, comportamento também observado no P7, com valores abaixo de 0,1 cm min. Contudo, no P2 verifica-se valor mais elevado de  $K_o$  no horizonte mais coeso (40-60 cm), o qual pode ser atribuído ao desvio padrão de 0,21 cm min e coeficiente de variação de 116 %. Geralmente, a análise de  $K_o$  permite valores elevados de desvio padrão e coeficiente de variação, Jury et al. (1991) indicaram que o coeficiente de variação para a condutividade hidráulica em solo saturado pode variar de 48 a 320%.

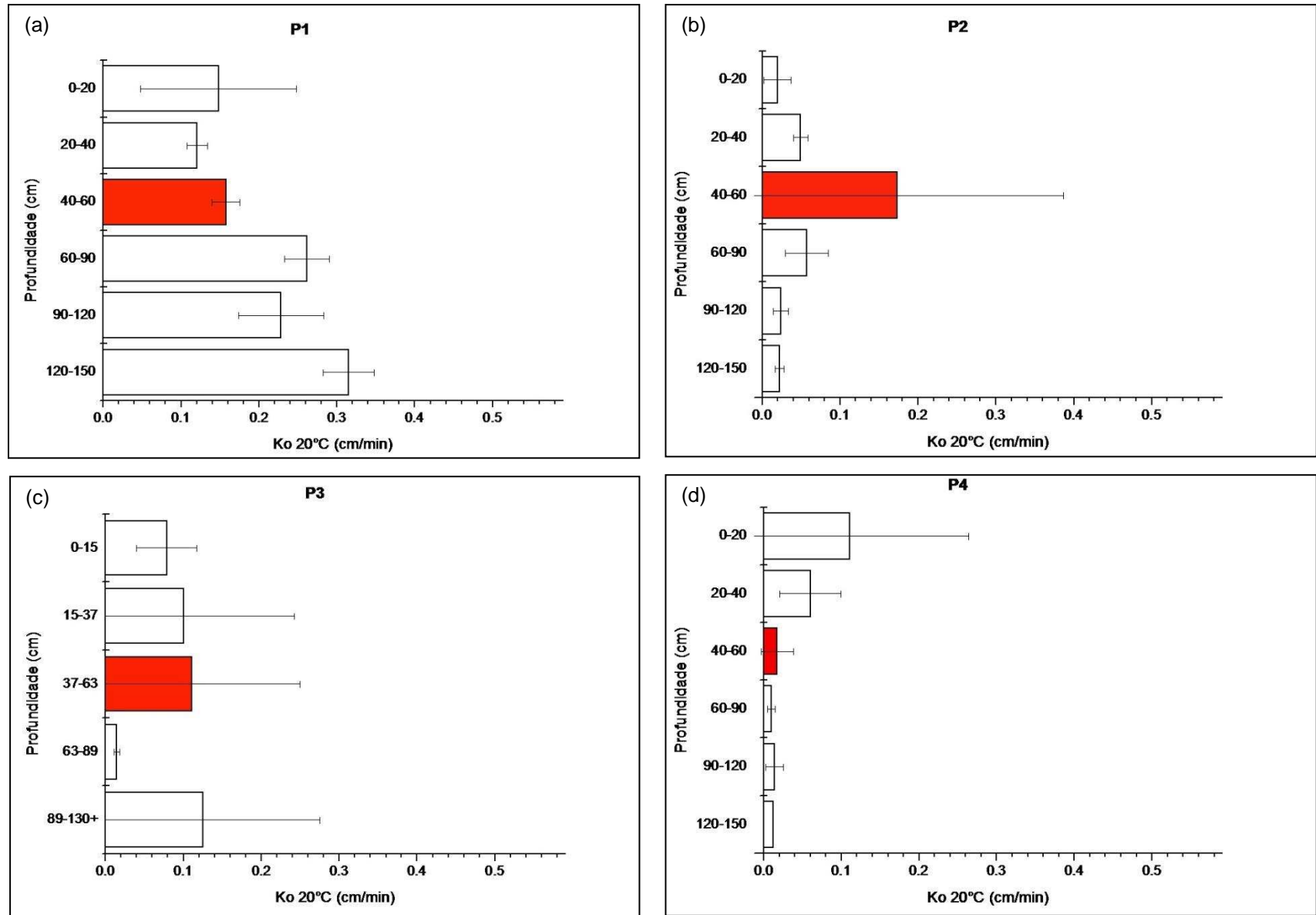
Para este método de análise da condutividade hidráulica, grande número de repetições associado à análise e à caracterização da variabilidade dos resultados da

função  $K(q)$  por meio da estatística exploratória descritiva, torna-se fundamental para esclarecer a natureza e a magnitude da variabilidade dos fatores que influenciam a função  $K(q)$ , facilitando o planejamento para a realização de amostragens relativas a esse parâmetro hídrico do solo (LIBARDI e FILHO, 2006). Portanto, sugere-se que essa propriedade seja analisada juntamente com outros indicadores (LIMA et al., 2006).

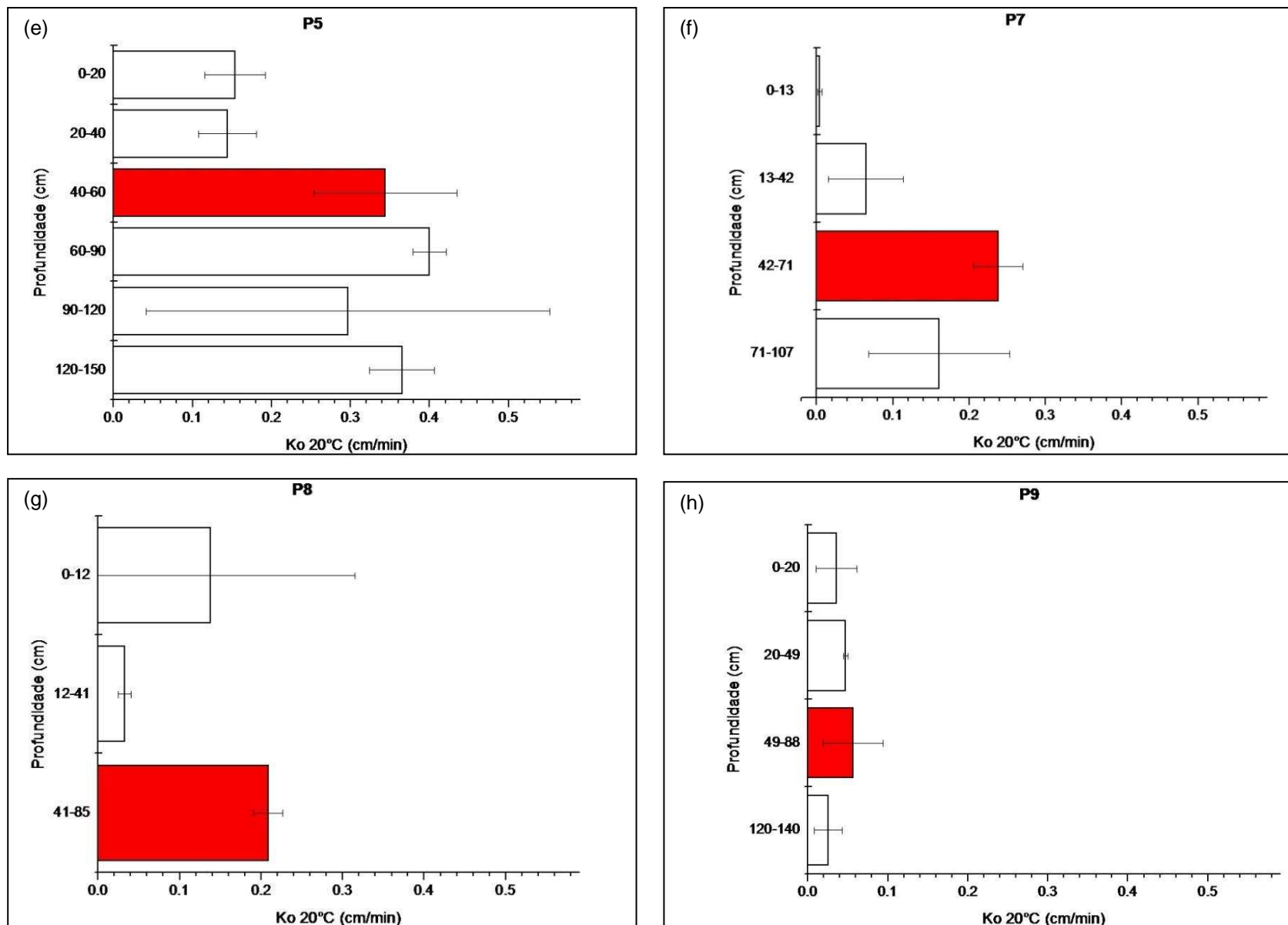
Apesar do elevado coeficiente de variação, os solos que apresentam elevados teores de argila, onde a retenção de água é maior (P3, P4, P7, P8 e P9), a condutividade hidráulica apresenta os menores valores. Este fato está intimamente relacionado com a maior microporosidade destes solos, variando de 0,26 a 0,37  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  nos horizontes superficiais e de 0,32 a 0,40  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  nos horizontes subjacentes; e a estrutura tipicamente em blocos, haja vista que são os principais fatores que influenciam a taxa de infiltração e retenção de água. Além disso, nos solos da topossequência (P7, P8 e P9), as práticas de manejo do solo podem exercer grande influência na redução da condutividade hidráulica do solo saturado, uma vez que podem diminuir a quantidade de poros grandes.

Nos P7, P8 e P9 observam-se os maiores valores de  $K_0$  nos horizontes de 40-60 cm em relação aos demais horizontes, sendo estes valores atribuídos as menores densidades do solo ( $1,1 \text{ g cm}^{-3}$ ) e as maiores macroporosidade ( $0,2 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) ao longo do perfil. No P1 e P5 ocorre o inverso, onde os horizontes de 40-60 cm apresentam menor taxa de condutividade e densidades do solo maiores em relação aos horizontes subjacentes.

Relacionando os resultados obtidos da  $K_0$  com as características mineralógicas, considera-se que a mineralogia essencialmente caulínica, observada nos difratogramas de raios-X, pode influenciar na baixa condutividade dos solos. Tendo em vista que o modelo caulínico, como proposto por Ferreira et al. (1999), implica no desenvolvimento de uma macroestrutura do tipo em blocos, originando solos com densidade do solo elevada, conseqüentemente, com maior microporosidade e menor permeabilidade atuando, portanto, na dinâmica do fluxo de água no solo.



**Figura 8** – Condutividade hidráulica ao longo dos perfis de solos estudados.



**Figura 8 – Condutividade hidráulica ao longo dos perfis de solos estudados (CONTINUAÇÃO).**

### 4.3 Caracterização química

Os solos apresentaram reação ácida média a muito elevada, baseada na classificação proposta por Alvarez et al. (1999), com pH em água variando de 3,9 a 5,3 nos horizontes superficiais e de 4,3 a 5,8 nos horizontes subsuperficiais, os quais tendem a aumentar em profundidade (Quadro 5). Os solos são eletronegativos e estão em concordância os resultados encontrados por outros autores que estudaram solos coesos em áreas da formação Barreiras, onde geralmente o pH em água é maior que o pH em KCl (GIAROLA et al., 2001; MOREAU, 2001; CORRÊA, 2005; LIMA NETO et al., 2009; DANTAS et al., 2014).

Os solos retratam a baixa disponibilidade de fósforo, com teores mais elevados nos horizontes superficiais, variando de 1,4 a 12,7 mg kg<sup>-1</sup>, cujo maior valor está associado ao perfil P4. Nos horizontes subsuperficiais o P disponível variou de 0,5 a 4,2 mg kg<sup>-1</sup>. Estes valores refletem a pobreza do material de origem, semelhante aos resultados encontrados por outros autores (SILVA e RIBEIRO, 1992, CORRÊA, 2005; LIMA NETO et al., 2009).

O P remanescente (P-rem) apresentou ampla variação de valores que estão relacionados com a variabilidade das características físico-químicas destes solos. Os menores teores foram verificados nos horizontes subsuperficiais, entre 1,8 e 35,5 mg L<sup>-1</sup>. Para os horizontes superficiais, os valores de P-rem situaram-se entre 2,2 e 42,7 mg L<sup>-1</sup>. Os solos de textura arenosa e média (P1, P2 e P5) foram os que apresentaram os maiores valores ao comparar com os solos de textura argilosa a muito argilosa. Assim, os teores de argila estão intimamente relacionados com os teores de P-rem, sendo que nos solos argilosos ocorrem os menores teores de P-rem, os quais possuem por sua vez maior capacidade tampão e, conseqüentemente, maior adsorção de P, como citado por Alvarez V. e Fonseca (1990). Além disso, nos perfis P5 e P9 os horizontes superficiais foram os que apresentaram menores valores de P-rem de 11,7 a 2,2 mg L<sup>-1</sup>; respectivamente, ao contrário dos demais solos. Desta forma, os valores de P-rem, estão de acordo com o que foi observado por Eberhardt et al. (2008), que obtiveram variação de 5,2 a 40,8 mg L<sup>-1</sup> ao analisarem 32 amostras de Latossolos do Cerrado do Brasil central.

Os teores de carbono orgânico foram superiores nos horizontes superficiais (2,0 a 6,2 dag kg), decrescendo em profundidade (0,1 a 1,6 dag kg). Destaca-se o

perfil P3, o qual apresenta horizonte A proeminente com elevado teor de carbono orgânico (6,2 dag kg), encontra-se em uma área com remanescente de mata e possui drenagem imperfeita que dificulta de certa forma a decomposição da matéria orgânica. Portanto, tais fatores propiciam o acúmulo de matéria orgânica no solo, evidenciada inclusive pela presença de serapilheira pouco espessa, em torno de 3 cm.

Os teores de  $Al^{3+}$  trocável foram relativamente altos nos horizontes superficiais, indicando o caráter ácrico superficial, com exceção do P5, uma vez que a soma de bases trocáveis com  $Al^{3+}$  trocável resultou em quantidade igual ou superior a  $1,5 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ . De modo geral, os valores foram inferiores a  $4 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$  não se enquadrando no caráter alumínico estabelecido no Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (SiBCS, 2013). Todavia, apesar de ser baixo, este teor é elevado em relação ao complexo de troca, com valores que variam de 0,5 a  $3,1 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$  nos horizontes superficiais e de 0,1 a  $1,7 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$  nos horizontes subjacentes. A acidez potencial (H+Al) variou de média a alta nos horizontes superficiais, com valores entre 2,1 a  $7,9 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ . Nos horizontes subsuperficiais a acidez apresentou valores mais baixos, entre 0,2 e  $2,5 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ . Sobretudo no P3, a acidez potencial foi alta superficialmente e média nos horizontes subjacentes, conforme classificação proposta por Alvarez et al. (1999).

Como os solos estão inseridos em áreas de cultivo, esperavam-se valores mais elevados de  $Ca^{2+}$  e  $Mg^{2+}$ . Entretanto, os teores de  $Ca^{2+}$  foram muito baixos em todos os perfis, os quais apresentaram-se inferiores a  $0,40 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$  nos horizontes subsuperficiais. Nos perfis P1 e P9 foram observados os maiores teores em superfície variando de 0,51 a  $0,44 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ , respectivamente. Os teores de  $Mg^{2+}$  são baixos na superfície, chegando a atingir  $0,29 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$  no P6 e muito baixos subsuperficialmente, com valores inferiores a  $0,20 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ . No P3, inserido em área de mata, mesmo possuindo um aporte de vegetação diferenciada, os teores são também muito baixos tanto de  $Ca^{2+}$  e  $Mg^{2+}$ . De acordo com Alvarez et al. (1999), assim como outros cátions, o  $Ca^{2+}$  e  $Mg^{2+}$  trocáveis são retidos nas superfícies negativamente carregadas da argila e da matéria orgânica e são menos móveis no solo que o  $K^+$ .

**Quadro 5 - Características químicas dos solos estudados.**

Perfil	Hor.	Prof. (cm)	pH		$\Delta$ pH	P		C org. dag kg	Al <sup>3+</sup>	H+Al	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	SB	T	V	m
			H <sub>2</sub> O	KCl		disp. mg kg <sup>-1</sup>	rem. mg L <sup>-1</sup>											
P1	Ap	0-20	5,3	3,9	-1,4	1,7	42,7	2,5	0,6	3,3	0,51	0,20	0,11	0,05	0,87	4,17	21	41
	Bt1	20-40	5,8	4,2	-1,6	1,8	35,5	0,5	0,4	2,5	0,15	0,22	0,08	0,06	0,51	3,01	17	44
	Bt2	40-60	5,2	4,3	-0,9	0,9	31,0	0,5	0,1	1,5	0,10	0,07	0,07	0,12	0,36	1,86	19	22
	Bt3	60-90	5,3	4,7	-0,6	0,9	28,1	0,4	0,1	1,5	0,16	0,08	0,07	0,04	0,35	1,85	19	22
	Bt4	90-120	5,3	4,7	-0,6	0,7	28,0	0,3	0,3	1,3	0,18	0,10	0,06	0,05	0,39	1,69	23	44
	Bt5	120-150	5,3	4,6	-0,7	0,7	26,3	0,3	0,3	1,3	0,18	0,10	0,08	0,06	0,42	1,72	24	42
	Bt6	150-180	4,9	4,3	-0,6	0,7	23,6	0,2	0,3	0,5	0,07	0,02	0,05	0,05	0,19	0,73	26	60
P2	Ap	0-20	3,9	3,7	-0,2	1,4	35,7	2,3	1,1	2,1	0,14	0,05	0,08	0,05	0,32	2,44	13	78
	Bw1	20-40	4,5	4,0	-0,5	1,1	28,7	0,3	0,6	0,4	0,16	0,02	0,10	0,07	0,35	0,73	48	62
	Bw2	40-60	5,0	4,2	-0,8	0,5	27,4	0,3	0,4	0,8	0,09	0,03	0,10	0,03	0,25	1,01	25	61
	Bw3	60-90	5,0	4,1	-0,9	0,6	24,4	0,2	0,4	0,5	0,13	0,04	0,09	0,06	0,32	0,85	38	55
	Bw4	90-120	4,8	4,0	-0,8	0,6	20,3	0,2	0,8	0,4	0,09	0,02	0,10	0,03	0,24	0,62	39	76
	Bw5	120-150	5,0	4,2	-0,8	0,8	21,4	0,2	0,8	1,1	0,25	0,08	0,05	0,05	0,43	1,51	28	66
	Bw6	150-180	4,6	4,2	-0,4	0,5	23,0	0,1	0,8	0,5	0,34	0,12	0,04	0,02	0,52	1,05	50	60
P3	A1	0-15	4,2	3,7	-0,5	4,1	7,2	6,2	3,1	7,9	0,12	0,15	0,11	0,10	0,48	8,42	6	86
	A2	15-37	4,4	4,0	-0,4	1,1	3,3	1,9	1,8	5,7	0,10	0,06	0,09	0,05	0,30	5,99	5	86
	BA	37-63	4,6	4,1	-0,5	1,1	2,4	1,6	1,3	3,5	0,08	0,03	0,14	0,04	0,29	3,80	8	82
	Bw1	63-89	4,7	4,0	-0,7	1,0	3,0	1,2	1,3	2,7	0,07	0,02	0,18	0,06	0,33	2,99	11	80
	Bw2	89-170	4,8	4,0	-0,8	1,5	3,8	0,9	1,7	2,8	0,13	0,05	0,15	0,08	0,41	3,16	13	80
	Bw3	170-200	4,8	4,1	-0,7	1,0	5,7	0,6	1,3	2,1	0,05	0,04	0,03	0,04	0,16	2,29	7	89
P4	Ap	0-20	4,4	3,8	-0,6	12,7	16,0	3,2	1,2	2,6	0,09	0,10	0,18	0,12	0,49	3,08	16	71
	Bw1	20-40	4,5	4,3	-0,2	4,2	8,7	1,0	0,4	1,4	0,12	0,06	0,14	0,07	0,39	1,76	22	53
	Bw2	40-60	5,5	5,0	-0,5	0,8	7,8	0,7	0,2	0,5	0,15	0,06	0,14	0,04	0,39	0,93	42	33
	Bw3	60-90	5,5	4,9	-0,6	0,8	7,0	0,6	0,1	0,2	0,06	0,03	0,14	0,04	0,27	0,50	50	27
	Bw4	90-120	5,5	4,9	-0,6	0,9	4,6	0,4	0,2	0,5	0,08	0,03	0,15	0,03	0,29	0,83	35	34
	Bw5	120-150	5,3	4,8	-0,5	0,7	4,6	0,4	0,2	0,4	0,06	0,02	0,16	0,03	0,27	0,65	42	36

**Quadro 5 - Características químicas dos solos estudados. (CONTINUAÇÃO).**

Perfil	Hor.	Prof. (cm)	pH		$\Delta$ pH	P		C org. dag kg	Al <sup>3+</sup>	H+Al	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	SB	T	V	m
			H <sub>2</sub> O	KCl		disp. mg kg <sup>-1</sup>	rem. mg L <sup>-1</sup>											
<b>P5</b>	Ap	0-20	4,7	3,8	-0,9	1,9	11,7	2,0	0,5	3,3	0,06	0,04	0,04	0,08	0,22	3,52	6	70
	Bw1	20-40	4,7	4,3	-0,4	1,2	33,7	0,7	0,4	2,1	0,12	0,05	0,05	0,04	0,26	2,36	11	60
	Bw2	40-60	5,3	4,5	-0,8	0,9	35,1	0,7	0,2	1,3	0,13	0,05	0,06	0,04	0,28	1,58	18	42
	Bw3	60-90	5,2	4,7	-0,5	1,0	35,2	0,6	0,3	0,8	0,09	0,03	0,04	0,03	0,19	0,99	19	60
	Bw4	90-120	5,1	4,5	-0,6	1,2	34,0	0,6	0,1	0,8	0,08	0,03	0,04	0,03	0,18	0,98	18	36
	Bw5	120-150	5,1	4,5	-0,6	1,1	33,9	0,6	0,2	1,2	0,08	0,03	0,04	0,02	0,17	1,37	12	59
<b>P6</b>	Ap	0-12	4,3	3,8	-0,5	2,0	15,4	3,0	1,4	3,6	0,23	0,29	0,24	0,08	0,84	4,40	19	63
	Bw1	12-43	5,0	4,5	-0,5	1,1	4,0	0,6	0,3	0,7	0,06	0,07	0,06	0,03	0,22	0,91	24	57
	Bwc	43-91	5,0	4,9	-0,1	1,2	1,8	0,5	0,2	0,5	0,04	0,03	0,03	0,08	0,18	0,64	28	46
	BCc	91-115	5,1	4,9	-0,2	1,0	2,2	0,5	0,2	0,4	0,04	0,01	0,02	0,03	0,10	0,49	20	66
	BC	115-140	5,0	4,8	-0,2	1,3	3,0	0,4	0,3	0,2	0,04	0,01	0,11	0,11	0,27	0,42	64	52
<b>P7</b>	Ap	0-13	3,9	3,8	-0,1	1,8	14,6	2,9	1,8	3,4	0,07	0,13	0,21	0,08	0,48	3,92	12	79
	Bw1	13-42	4,6	4,2	-0,4	1,1	3,4	0,6	0,5	0,7	0,07	0,08	0,17	0,05	0,37	1,05	35	57
	Bw2	42-71	5,0	4,6	-0,4	1,0	2,8	0,6	0,3	0,5	0,13	0,05	0,12	0,16	0,46	0,92	50	39
	Bw3	71-107	5,2	4,6	-0,6	1,0	3,1	0,6	0,2	1,1	0,15	0,05	0,12	0,07	0,39	1,46	27	38
	Cc	107-135	4,7	4,4	-0,3	1,0	3,2	0,5	0,4	0,7	0,04	0,01	0,02	0,01	0,08	0,77	10	85
<b>P8</b>	Ap	0-12	3,9	3,6	-0,3	2,2	4,6	3,7	1,6	3,9	0,12	0,08	0,24	0,15	0,58	4,47	13	73
	Bw1	12-41	4,9	4,3	-0,6	0,9	3,0	0,6	0,4	1,2	0,10	0,03	0,18	0,10	0,41	1,63	25	49
	Bw2	41-85	5,2	4,7	-0,5	0,9	2,4	0,6	0,2	1,0	0,13	0,07	0,09	0,05	0,34	1,34	25	36
	Bw3	85-118	4,9	4,7	-0,2	1,0	2,4	0,4	0,2	1,1	0,04	0,01	0,04	0,09	0,18	1,25	14	51
	C	118-170+	4,7	4,6	-0,1	0,8	2,6	0,4	0,2	1,1	0,03	0,01	0,04	0,02	0,09	1,16	8	72
<b>P9</b>	Ap	0-20	4,7	3,9	-0,9	2,9	2,2	3,7	0,9	3,1	0,44	0,13	0,21	0,21	0,99	4,12	24	47
	Bw1	20-49	4,3	4,1	-0,2	1,2	3,9	1,2	0,9	1,5	0,15	0,16	0,14	0,09	0,54	2,06	26	63
	Bw2	49-88	4,7	4,5	-0,2	0,8	3,2	1,2	0,3	1,0	0,11	0,09	0,10	0,06	0,36	1,35	26	45
	Bw3	88-120	5,0	4,5	-0,5	0,9	2,4	0,9	0,4	1,1	0,14	0,04	0,04	0,03	0,25	1,39	18	61
	Bw4	120-161	5,1	4,5	-0,6	0,9	4,2	0,9	0,2	1,1	0,17	0,07	0,19	0,11	0,54	1,61	33	31
	Bw5	161-210	4,7	4,5	-0,2	0,8	4,7	0,9	0,2	1,2	0,15	0,08	0,04	0,04	0,31	1,53	20	44

Os teores de  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$  foram baixos, porém, de modo geral os teores de  $\text{Na}^+$  apresentaram-se maiores que os de  $\text{K}^+$ , o que pode indicar a influência do spray salino nessa região. Estes resultados diferem daqueles encontrados por Corrêa (2005) para solos coesos da formação Barreiras, uma vez que ainda com baixos teores, os teores de  $\text{K}^+$  são geralmente maiores que os de  $\text{Na}^+$ .

Portanto, uma das principais limitações de uso destes solos, além do aspecto coeso, é a baixa disponibilidade de nutrientes, que exigem a aplicação de fertilizantes e corretivos para elevar o nível de fertilidade. Os teores de Ca, Mg, Na e K foram baixos para todos os solos estudados, conseqüentemente, apresentaram baixos valores de soma de bases. Mesmo na área de mata, onde há o aporte de matéria orgânica, como nas áreas com cultivo de eucalipto que ocorre adubação, verifica-se o caráter distrófico dos solos, com valores de V inferiores a 50 %. Como esperado, os solos apresentaram baixa capacidade de troca de cátions em pH 7,0 (valor T), inferior a  $5 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ , com exceção do P3, no qual variou de 2,99 no Bw1 a  $8,42 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$  no A1; refletindo a pobreza do material de origem e a mineralogia caulínica dos solos. Resultados em conformidade com os encontrados por Giarola (2002), Lima (2004) e Giarola et al., (2009) em solos com comportamento similar.

A saturação por alumínio revela solos álicos e não álicos, em alguns casos, como no P2 e P3, onde a saturação é maior que 50 % ao longo do perfil, indicando impedimento químico para algumas culturas mais sensíveis, resultados semelhantes aos encontrados por outros autores (SILVA; RIBEIRO, 1998; MOREAU et al., 2006; LIMA NETO et al., 2009; COELHO et al., 2010).

Os teores de elementos-traço foram baixos nos solos estudados, com valores de Mn superiores aos demais elementos (Quadro 6). Estes resultados estão em conformidade com outros estudos em solos derivados da formação Barreiras, naturalmente pobres nesses elementos (EMBRAPA, 1978; BIONDI, 2010; PAYE et al., 2012). Carvalho (2009) ressalta que as condições dos solos coesos, como a redução da macroporosidade, pode gerar uma sobresaturação temporária, ocasionando um ambiente redutor, e assim, tornando as espécies metálicas em seu menor estado de ionização (e menor potencial iônico). Segundo Rocha et al. (2004) em tais condições redutoras pode ocorrer dissolução de óxidos de Mn, Al e Fe e a conseqüente liberação para a solução do solo de metais co-precipitados como Zn, Co, Ni, Cu e Mn.

**Quadro 6 – Teor de elementos traços nos solos estudados.**

<b>Perfil</b>	<b>Profundidade</b> (cm)	<b>Mn</b>	<b>Co</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>
		-----mg kg-----			
<b>P1</b>	0-20	60	30	60	60
	20-40	100	40	90	70
	40-60	90	40	80	60
	60-90	80	40	70	40
	90-120	90	40	80	40
	120-150	80	40	70	30
	150-180	90	40	80	50
<b>P2</b>	0-20	60	40	60	20
	20-40	80	40	80	40
	40-60	70	40	80	30
	60-90	80	40	70	50
	90-120	70	40	80	30
	120-150	70	40	80	60
	150-180	70	40	70	30
<b>P3</b>	0-15	80	40	70	40
	15-37	90	50	90	60
	37-63	70	50	70	50
	63-89	80	50	80	50
	89-170	80	50	80	40
	170-200	70	50	80	40
<b>P4</b>	0-20	90	40	70	20
	20-40	80	40	70	40
	40-60	90	40	70	40
	60-90	130	50	80	40
	90-120	130	50	70	50
	120-150	120	50	70	40
<b>P5</b>	0-20	100	30	60	20
	20-40	100	30	60	20
	40-60	100	30	70	20
	60-90	110	30	60	30
	90-120	130	30	60	70
	120-150	140	30	40	100
<b>P6</b>	0-12	130	40	50	20
	12-43	130	50	60	40
	43-91	130	50	70	30
	91-115	110	50	60	40
	115-140	110	50	60	20
<b>P7</b>	0-13	130	50	60	30
	13-42	130	50	60	40
	42-71	120	50	70	30
	71-107	110	50	60	30
	107-135+	100	50	70	30
<b>P8</b>	0-12	120	50	60	20
	12-41	120	50	60	20
	41-85	130	60	70	60
	85-118	130	60	70	30
	118-170+	110	50	70	20
<b>P9</b>	0-20	100	40	60	30
	20-49	90	50	60	30
	49-88	100	50	70	40
	88-120	100	50	70	50
	120-161	100	50	60	50
	161-210+	80	50	70	50

#### 4.3.1 Ataque sulfúrico

De maneira geral, os resultados obtidos pelo ataque sulfúrico retratam os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  inferiores a  $8,0 \text{ dag kg}^{-1}$ , característica típica de solos desenvolvidos de sedimentos da formação Barreiras, condizentes com o atributo hipoférrico estabelecido pelo SiBCS (2013). Schwertmann (1985) explica que os baixos teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  deve-se, provavelmente, a restrição da drenagem no perfil, que contribui para a intensificação da redução do  $\text{Fe}^{3+}$  para  $\text{Fe}^{2+}$ , facilitando sua remoção por lixiviação ou redistribuição. Todavia, os perfis P6, P7 e P8 apresentaram teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mais elevados, sobretudo, em profundidade, que chega a atingir  $14,89 \text{ dag kg}^{-1}$  no P6, dada a presença de nódulos e concreções ferruginosas (caráter petroplíntico) que favorece o maior teor deste constituinte no solo (Quadro 7).

Corrêa et al. (2008), trabalhando em solos de áreas da formação Barreiras, apontam que os baixos teores de Fe sugerem tanto uma pobreza deste elemento no material de origem quanto um possível processo de desferrificação, promovido pelas condições climáticas e pedoclimáticas reinantes. Alguns autores (Achá Panoso, 1976; Resende, 1982 e Moreau, 2001) consideram inclusive que estes baixos teores de ferro possibilitam o maior ajuste das partículas de caulinita, favorecendo a formação da estrutura em blocos com aspecto maciço e consistente.

Os baixos teores de matéria orgânica destes solos combinados com baixas quantidades de Fe livre no solo podem aumentar também a densidade do solo, conforme citado por Moura et al. (2009). O perfil P2 apresentou os menores teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , o qual apresentou ainda os maiores valores de densidades do solo, ratificando a relação entre o conteúdo de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e o grau de coesão, sendo os solos tão mais coesos e endurecidos quanto menores forem seus teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (BENNEMA e CAMARGO, 1979). Por outro lado, os perfis P6, P7, P8 e P9 apresentaram os maiores teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , os quais apresentam menor densidade do solo. Além disso, o P3 apresenta baixa densidade, sobretudo, devido à presença da matéria orgânica; corroborando a afirmação de Ferreira et al. (1999) de que os óxidos de Al e Fe e a matéria orgânica tendem a desorganizar as partículas do solo em escala microscópica, reduzindo a coesão.

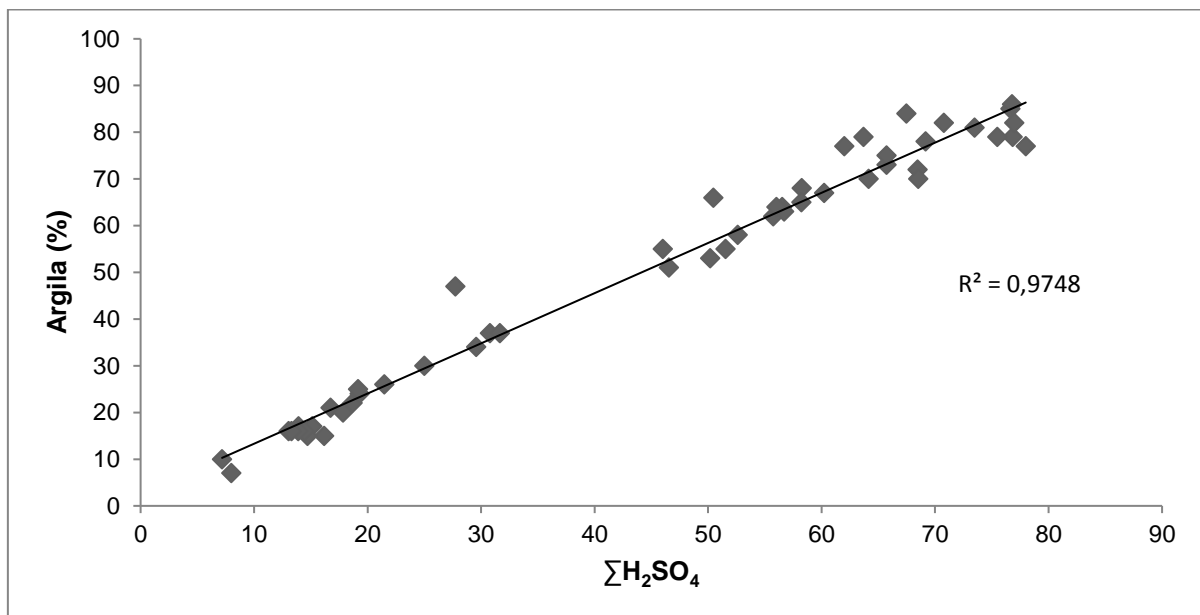
Principalmente nos perfis P1 e P5 verificam-se os menores teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  na superfície em relação aos horizontes subsuperficiais. De acordo com UFV (1984)

estes solos podem estar sofrendo um processo ainda atual ou pelo menos subatual de perda de Fe com a argila. Estes teores acompanham os teores de argila, porém, numa taxa menor, uma vez que parte dos óxidos de Fe não está ligada à argila, ou a ferrólise destrói mais os silicatos, embora haja alguma perda de Fe também.

Os teores de  $\text{SiO}_2$  variaram entre 1,98 a 28,43 dag  $\text{kg}^{-1}$  nos horizontes superficiais e de 4,00 a 38,32 dag  $\text{kg}^{-1}$  nos horizontes subsuperficiais, apresentando maiores valores nos solos mais argilosos. O mesmo comportamento foi observado para os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Nota-se um incremento de  $\text{SiO}_2$  nos horizontes coesos em relação aos horizontes mais superficiais, o que indica que este componente pode estar influenciando na coesão desses solos, também verificado por Lima et al. (2004). Porém, Moreau (2001) e Giarola et al. (2001), não observaram incremento do  $\text{SiO}_2$  nos horizontes coesos dos solos no estado da Bahia.

Já os teores de  $\text{TiO}_2$  foram baixos, variando de 0,44 a 1,49 dag  $\text{kg}^{-1}$  nos horizontes superficiais e de 0,62 a 1,71 dag  $\text{kg}^{-1}$  nos horizontes subsuperficiais. Sua baixa concentração tem pouco efeito na capacidade de sorção dos solos e, por sua vez, sua importância está limitada aos estudos relacionados com desenvolvimento dos solos (KAMPF et al., 2012). Para relacionar os teores de  $\text{TiO}_2$ , obtidos ao longo do perfil como medida de avaliação da perda de argila no solo, Fonseca (1986) argumenta que, pelo fato de os óxidos de Ti serem resistentes ao intemperismo, podem permanecer no solo como minerais primários (ilmenita e rutilo) na fração grosseira, ou mesmo na fração argila, na forma de anatásio. Além disso, o  $\text{TiO}_2$  apresenta baixa solubilidade e pouca mobilidade, podendo ser tomado como referência constante durante a remoção de outros elementos móveis no perfil.

A Figura 9 retrata a relação entre os teores de argila total do solo e o somatório da argila do ataque sulfúrico, obtida por meio de correlação linear. De modo geral, observa-se que os resultados apresentaram alta correlação, típico de solos caulíníticos, embora consistam em solos de classes e comportamentos diferenciados.



**Figura 9** - Relação entre o teor de argila total e o somatório da argila do ataque sulfúrico ( $\Sigma H_2SO_4$ ).

Os solos apresentaram graus de desenvolvimento distintos, cuja variação do índice  $K_i$  compreende valores entre 0,9 e 2,2. No geral, os solos apresentaram natureza essencialmente caulínica, com  $K_i$  entre 1,5 e 2,2, condizente com sua estrutura fraca a moderada em blocos subangulares e indicando o avançado estágio de intemperismo, o mesmo encontrado por outros autores em solos coesos da formação Barreiras (MOREAU, 2001 e CORRÊA, 2005).

Os perfis P1, P2, P3, P4 e P5 apresentaram tendência de aumento dos valores de  $K_i$  em profundidade, enquanto os demais perfis apresentaram comportamento contrário, provavelmente, devido à presença de concreções ferruginosas e aumento de argila em profundidade nestes solos. Nos solos mais arenosos P1 e P5, o  $K_i$  apresentou menores valores, podendo estar relacionado com o estado mais recente dos sedimentos que formam estes perfis (ARAÚJO, 2015).

**Quadro 7 – Resultados obtidos do ataque sulfúrico em TFSA.**

<b>Hor.</b>	<b>Profundidade</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>ΣH<sub>2</sub>SO<sub>4</sub></b>	<b>Ki</b>
	(cm)	----- dag kg <sup>-1</sup> -----					
<b>P1 - Argissolo Amarelo distrocoeso latossólico</b>							
Ap	0-20	2,30	4,16	1,09	0,46	8,00	0,9
Bt1	20-40	5,67	6,86	1,90	0,69	15,13	1,4
Bt2	40-60	5,40	6,04	1,81	0,66	13,91	1,5
Bt3	60-90	6,86	6,73	1,88	0,69	16,16	1,7
Bt4	90-120	7,06	6,97	2,08	0,62	16,74	1,7
Bt5	120-150	7,97	7,59	2,35	0,79	18,70	1,8
Bt6	150-180	8,24	7,81	2,48	0,78	19,31	1,8
<b>P2 - Latossolo Amarelo distrocoeso argissólico</b>							
Ap	0-20	8,07	8,21	0,97	0,60	17,84	1,7
Bw1	20-40	9,12	8,33	1,04	0,67	19,16	1,9
Bw2	40-60	8,88	10,68	1,15	0,75	21,47	1,4
Bw3	60-90	11,96	11,34	0,89	0,83	25,01	1,8
Bw4	90-120	15,55	12,55	0,61	0,87	29,58	2,1
Bw5	120-150	16,22	13,07	0,58	0,91	30,78	2,1
Bw6	150-180	16,74	13,53	0,53	0,87	31,66	2,1
<b>P3 - Latossolo Amarelo distrocoeso “pálido”</b>							
A1	0-15	28,43	30,68	3,27	1,32	63,70	1,6
A2	15-37	29,63	32,61	3,80	1,44	67,47	1,5
BA	37-63	37,70	33,68	3,78	1,49	76,64	1,9
Bw1	63-89	37,59	33,88	3,64	1,69	76,80	1,9
Bw2	89-170	26,63	30,80	2,96	1,63	62,02	1,5
Bw3	130-170	26,39	21,78	1,10	1,22	50,48	2,1
<b>P4 - Latossolo Amarelo distrocoeso típico</b>							
Ap	0-20	11,76	12,37	2,76	0,85	27,74	1,6
Bw1	20-40	22,47	19,05	3,87	1,16	46,55	2,0
Bw2	40-60	24,44	20,33	4,18	1,25	50,20	2,0
Bw3	60-90	22,26	18,78	3,87	1,12	46,03	2,0
Bw4	90-120	28,31	21,84	4,40	1,21	55,75	2,2
Bw5	120-150	27,53	22,98	4,79	1,24	56,54	2,0

**Quadro 7 – Resultados obtidos do ataque sulfúrico em TFSA (CONTINUAÇÃO).**

Hor.	Profundidade (cm)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	ΣH <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	Ki
		----- dag kg <sup>-1</sup> -----					
<b>P5 - Latossolo Amarelo distrófico psamítico</b>							
Ap	0-20	1,98	3,47	1,28	0,44	7,18	1,0
Bw1	20-40	5,17	6,62	2,29	0,65	14,72	1,3
Bw2	40-60	5,18	6,23	2,37	0,65	14,42	1,4
Bw3	60-90	4,00	6,40	2,71	0,77	13,88	1,1
Bw4	90-120	4,65	5,54	2,22	0,62	13,04	1,4
Bw5	120-150	4,76	5,46	2,40	0,67	13,29	1,5
<b>P6 - Latossolo Amarelo distrocoeso petroplíntico</b>							
Ap	0-12	22,18	18,59	10,64	1,23	52,63	2,0
Bw1	12-43	27,76	21,03	11,83	1,27	61,89	1,9
Bwc	43-91	30,42	24,95	13,05	1,32	69,74	1,8
BCc	91-115	31,53	30,22	13,74	1,34	76,83	1,8
BC	115-140	29,25	32,23	14,89	1,61	77,99	1,5
<b>P7 - Latossolo Amarelo distrocoeso típico</b>							
Ap	0-13	27,11	21,81	6,28	1,49	56,70	2,1
Bw1	13-42	23,98	25,50	7,17	1,61	58,26	1,6
Bw2	42-71	28,89	29,26	9,32	1,71	69,18	1,7
Bw3	71-107	30,24	31,77	9,82	1,65	73,49	1,6
Cc	107-135	31,77	33,39	10,11	1,71	76,98	1,6
<b>P8 - Latossolo Amarelo distrocoeso típico</b>							
Ap	0-12	24,82	19,73	5,69	1,30	51,55	2,1
Bw1	12-41	23,84	23,99	6,69	1,50	56,03	1,7
Bw2	41-85	26,05	29,19	7,22	1,67	64,14	1,5
Bw3	85-118	29,69	28,93	8,27	1,58	68,46	1,7
C	118-170	28,74	30,33	7,91	1,56	68,53	1,6
<b>P9 - Latossolo Amarelo distrocoeso típico</b>							
Ap	0-20	28,26	24,83	3,82	1,31	58,22	1,9
Bw1	20-49	28,64	26,15	4,08	1,37	60,24	1,9
Bw2	49-88	30,05	29,83	4,38	1,46	65,72	1,7
Bw3	88-120	38,32	30,74	4,90	1,54	75,50	2,1
Bw4	120-161	28,17	31,45	4,63	1,47	65,73	1,5
Bw5	161-210	32,93	31,31	5,07	1,46	70,78	1,8

#### 4.3.2 Extração de Fe, Al e Si por ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) e oxalato ácido de amônio (OAA)

Em todos os solos estudados os teores de Fe extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato – Fe<sub>d</sub> foram baixos, com valores inferiores a 0,86 dag kg<sup>-1</sup> (Quadro 8). De modo geral, os teores de Fe<sub>d</sub> foram superiores aos de Fe<sub>o</sub>, apresentando valores maiores nos horizontes coesos. Para OGUNSOLA et al. (1989) a relação Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> expressa o grau de cristalinidade dos óxidos de ferro e do grau de desenvolvimento do solo. Vários autores consideram que uma baixa taxa Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> indica predominância de formas cristalinas e que a ferrihidrita é pouco significativa no sistema (KAMPF e DICK, 1984; QUEIROZ e KLAMT, 1985; SHADFAN et al., 1985; KAMPF et al., 1995; KER et al., 1996; GOMES et al., 1996; SANTOS e BATISTA, 1996), estando, portanto, relacionada com solos mais evoluídos.

A relação Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> nos solos estudados indica o predomínio de formas de ferro livre de alta cristalinidade, condizentes com a natureza latossólica dos solos. Com exceção do P3, que apresentou predomínio de formas de baixa cristalinidade, com valores da relação Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> ligeiramente mais elevados, haja vista as maiores quantidades de matéria orgânica atreladas com os maiores teores de umidade, dificultando assim a cristalização dos óxidos de Fe (INDA JUNIOR et al., 2007, 2013). Pode-se observar também os maiores valores dessa relação nos horizontes mais próximos à superfície.

Kämpf et al. (1995), Alleoni e Camargo (1995), Schwetman (1985) complementam que quanto maiores os valores dessa relação, menor o grau de cristalinidade dos compostos de ferro e, portanto, menos intemperizado é o solo, pois essa relação exprime a evolução do elemento no solo e evidencia, entre outros fatores, o grau de seu intemperismo. Portanto, índices Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> inferiores a 0,36 indicam solos altamente intemperizados e formas de óxidos de ferro bem cristalizadas, e índices Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> > 1 estão associados a solos mais jovens e óxidos de mais baixa cristalinidade (CUNHA, 2000).

Os baixos teores de Fe nestes solos podem indicar a pobreza desse elemento no material de origem, bem como as condições climáticas da região favoráveis para o processo de desferrificação dos solos. UFV (1984) destaca a possibilidade de desferrificação destes solos durante o transporte dos sedimentos e até mesmo

antes, ou seja, o material foi desferrificado “in situ” (nas áreas elevadas do Pré-cambriano), previamente à erosão que carregou os sedimentos da formação Barreiras.

A relação  $Fe_d/Fe_s$  permite uma estimativa da intensidade de intemperismo do material de origem e representa a transformação dos silicatos contendo  $Fe^{2+}$  em óxidos contendo  $Fe^{3+}$  (KAMPF e CURI, 2000). Os perfis P1, P2 e P5 apresentaram valores mais elevados da relação  $Fe_d/Fe_s$  se comparados com os demais perfis, indicando que maior parte do ferro primário presente no material de origem já se transformou ou está se transformando em formas pedogenéticas. Este comportamento está associado geralmente com grau de intemperismo mais acentuado dos solos; porém, considerando as características do material de origem (Anjos, 1985; Fonseca, 1986; EMBRAPA, 1995), que neste caso, a relação  $Fe_d/Fe_s$  estaria expressando as características dos sedimentos da formação Barreiras. Os menores valores da relação presentes nos perfis P3, P7, P8 e P9 indica o menor grau de intemperismo, com maior participação de minerais primários com ferro na sua estrutura (PEREIRA e ANJOS, 1999; SANTOS et al. 2010).

Corrêa et al. (2015) estudando solos coesos de Tabuleiros, consideram que parte do  $Al_d$  está relacionada com as formas cristalinas de Fe (goethitas e hematitas) e o  $Al_o$ , com as formas de baixa cristalinidade. Com exceção dos perfis P1 e P6, os valores de  $Al_o$  foram superiores aos do  $Al_d$ , os quais são maiores nos horizontes coesos. Destarte, estes resultados podem indicar a participação das formas de  $Al_o$  na gênese dos horizontes, corroborando os outros trabalhos que apresentaram resultados semelhantes (ANDERSON e WHITE, 1958; NETTLETON et al., 1968; DUNCAN e FRANZMEIER, 1999; ARAÚJO FILHO, 2003; MOREAU et al., 2006).

Os teores de  $Si_d$  e  $Si_o$  foram baixos em todos os perfis com valores inferiores a  $0,1 \text{ dag kg}^{-1}$ . Em relação ao  $Si_d$ , não foi observada tendência de incremento do seu teor para os horizontes coesos, conseqüentemente, não indicou a contribuição desse constituinte para uma coesão temporária maior das partículas, como apontado por Drees et al. (1989). Resende (1976) considera que o DCB extrai a sílica associada aos óxidos de Fe. Porém, Smith e Mitchell (1987) apontam que a sílica extraída pelo DCB está relacionada à filossilicatos que contêm Fe em sua estrutura, e que nos solos estudados, teores baixos de Fe justificam os baixos teores de sílica recuperada com DCB.

**Quadro 8** - Teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> extraídos na fração argila pelo ditionito-citrato-bicarbonato e oxalato de amônio. Relações Fe oxalato (Fe<sub>o</sub>) e Fe ditionito (Fe<sub>d</sub>), Fe ataque sulfúrico (Fe<sub>s</sub>) e Fe ditionito (Fe<sub>d</sub>).

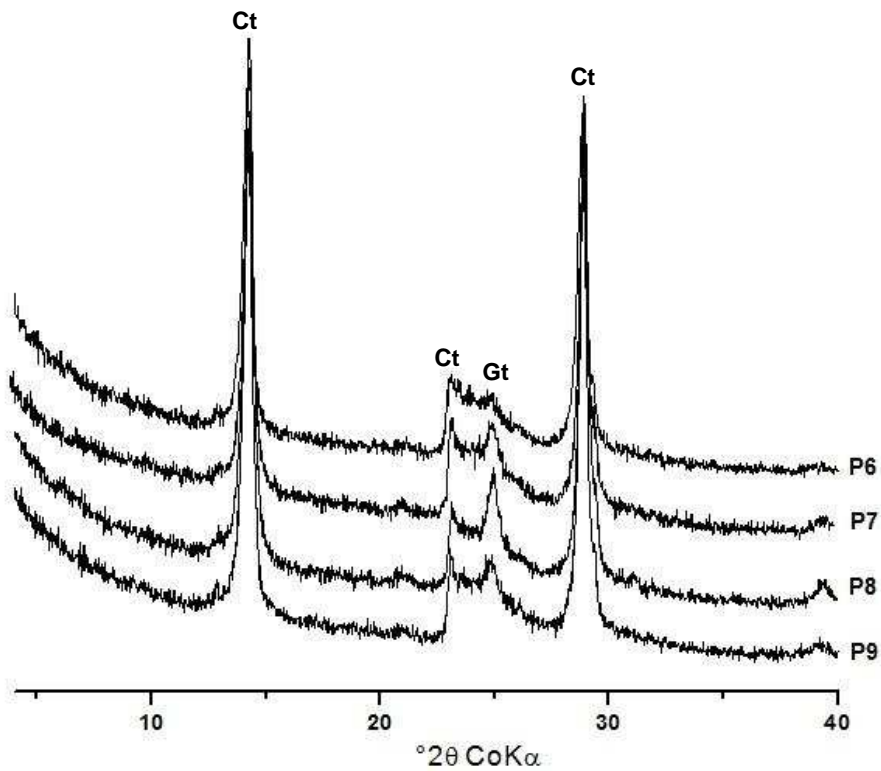
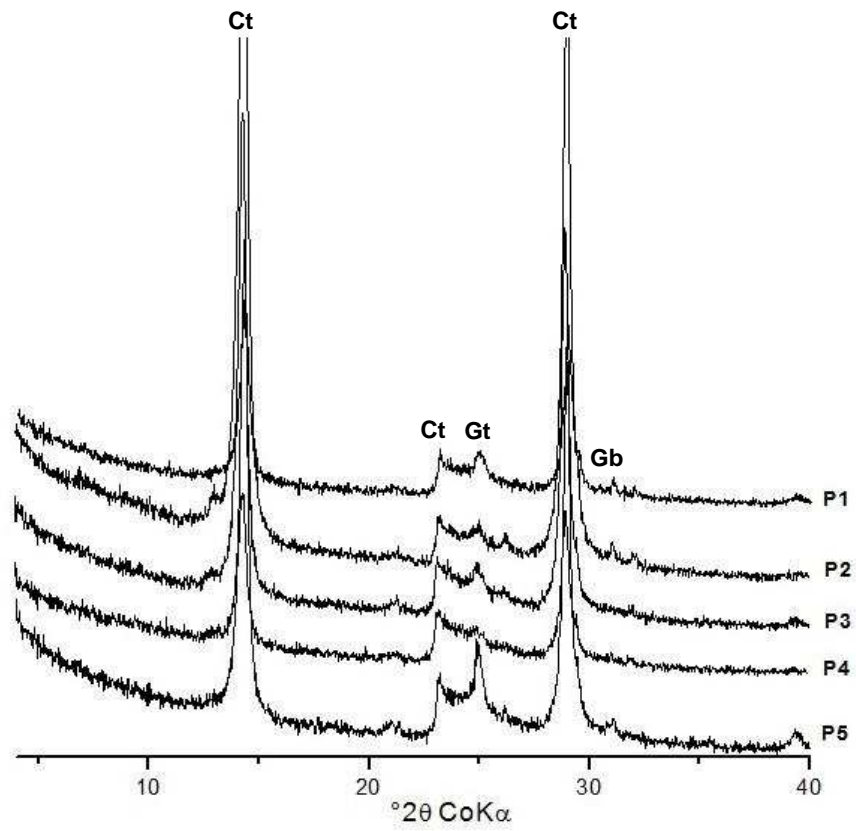
Perfil	Horizonte	DCB			OAA			Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>
		Fe <sub>d</sub>	Al <sub>d</sub>	Si <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub>	Al <sub>o</sub>	Si <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>s</sub>
-----dag kg <sup>-1</sup> -----									
<b>P1</b>	Bt1	0,73	0,31	0,03	0,16	0,31	0,05	0,21	0,38
	Bt2	0,73	0,28	0,00	0,03	0,20	0,07	0,04	0,40
	Bt3	0,72	0,35	0,00	0,07	0,23	0,07	0,10	0,38
	Bt4	0,80	0,30	0,02	0,08	0,27	0,06	0,10	0,38
	Bt5	0,74	0,28	0,01	0,07	0,24	0,06	0,10	0,31
	Bt6	0,76	0,30	0,01	0,10	0,28	0,05	0,14	0,31
<b>P2</b>	Bw1	0,41	0,15	0,02	0,12	0,34	0,06	0,28	0,39
	Bw2	0,44	0,13	0,01	0,02	0,22	0,06	0,03	0,38
	Bw3	0,26	0,09	0,00	0,01	0,20	0,06	0,04	0,29
	Bw4	0,07	0,04	0,00	0,00	0,20	0,07	0,05	0,11
	Bw5	0,03	0,03	0,00	0,01	0,18	0,06	0,45	0,05
	Bw6	0,07	0,04	0,01	0,02	0,19	0,07	0,25	0,13
<b>P3</b>	Bw1	0,33	0,14	0,00	0,27	0,56	0,06	0,81	0,09
	Bw2	0,33	0,12	0,00	0,37	0,48	0,06	1,14	0,11
	Bw3	0,13	0,06	0,00	0,03	0,38	0,06	0,24	0,12
<b>P4</b>	Bw1	0,54	0,23	0,01	0,09	0,32	0,06	0,17	0,14
	Bw2	0,55	0,21	0,01	0,03	0,25	0,05	0,05	0,13
	Bw3	0,50	0,17	0,01	0,03	0,24	0,06	0,07	0,13
	Bw4	0,51	0,17	0,01	0,05	0,23	0,06	0,09	0,12
	Bw5	0,57	0,20	0,00	0,01	0,22	0,06	0,03	0,12
<b>P5</b>	Bw1	0,78	0,28	0,01	0,06	0,54	0,08	0,07	0,34
	Bw2	0,76	0,31	0,00	0,00	0,31	0,06	0,01	0,32
	Bw3	0,81	0,32	0,00	0,02	0,21	0,06	0,03	0,30
	Bw4	0,77	0,33	0,00	0,02	0,24	0,07	0,02	0,35
	Bw5	0,86	0,37	0,01	0,02	0,36	0,07	0,02	0,36
<b>P6</b>	Bw1	0,74	0,37	0,00	0,02	0,25	0,08	0,03	0,06
	Bwc	0,74	0,34	0,00	0,00	0,23	0,07	0,00	0,06
<b>P7</b>	Bw1	0,67	0,26	0,00	0,00	0,25	0,07	0,00	0,09
	Bw2	0,64	0,23	0,01	0,00	0,23	0,06	0,00	0,07
	Bw3	0,60	0,21	0,04	0,00	0,30	0,08	0,01	0,06
<b>P8</b>	Bw1	0,60	0,22	0,00	0,01	0,37	0,07	0,02	0,09
	Bw2	0,54	0,16	0,01	0,00	0,32	0,08	0,02	0,07
	Bw3	0,56	0,18	0,01	0,01	0,30	0,06	0,01	0,07
<b>P9</b>	Bw1	0,39	0,13	0,01	0,03	0,30	0,06	0,09	0,10
	Bw2	0,38	0,12	0,01	0,00	0,27	0,06	0,01	0,09
	Bw3	0,39	0,12	0,02	0,01	0,25	0,07	0,01	0,08
	Bw4	0,44	0,22	0,01	0,01	0,25	0,07	0,01	0,10
	Bw5	0,41	0,12	0,02	0,01	0,24	0,08	0,03	0,08

#### 4.4 Caracterização mineralógica

A mineralogia da fração argila natural dos solos estudados é predominantemente caulinitica (Figura 10), corroborando a mineralogia típica dos solos dos sedimentos da formação Barreiras, dentre os quais apresentam diferentes concentrações e características físico-químicas (LIMA et al., 2004, MOREAU et al., 2006; CORREA et al., 2008; GIAROLA, et al., 2009; DANTAS et al., 2014).

A ampla dominância da caulinita na fração argila dos horizontes destes solos se deve ao fato destes pedoambientes serem bastante ácidos, pobres e arenoquartzosos, onde há liberação lenta da sílica para a solução do solo, inibindo a formação da gibbsita (RESENDE et al., 2002). Melo e Wypych (2016) consideram que a abundância de caulinita nos solos (Melo et al., 2001) e nos sedimentos (Melo et al., 2002) da formação Barreiras pode ser atribuída ao baixo teor de minerais ferromagnesianos no material, granito e gnaiss leuco e mesocrático, que deu origem aos sedimentos, a abundância dessas rochas em feldspatos, o alto grau de intemperismo ocorrido antes da deposição e as condições úmidas dos Tabuleiros Costeiros, que favoreceram a concentração de caulinita e remoção de minerais, principalmente, óxidos de Fe.

Os resultados encontrados estão de acordo também com trabalhos realizados com solos da região amazônica brasileira (Chiba, 1973; Iwasa, 1976; Kitagawa e Moller, 1979), os quais têm retratado Latossolos com nítida dominância de argilominerais 1:1 em sua fração coloidal inorgânica. Neles ainda se encontram minerais acessórios ou traços, como gibbsita, hematita, goethita, mica, quartzo, minerais 2:1 e até mesmo feldspatos. Além disso, os solos apresentaram composição mineralógica semelhante também na fração argila desferrificada, cuja caulinita foi o mineral dominante em todos os solos (Figura 11). Contudo, apesar da identificação da presença de minerais silicatados 2:1, as amostras não foram tratadas para diferenciação dos minerais, como por saturação por Mg e secagem ao ar, para diferenciar minerais expansíveis dos não-expansíveis; haja vista a presença apenas de traços destes minerais e a dominância da caulinita.



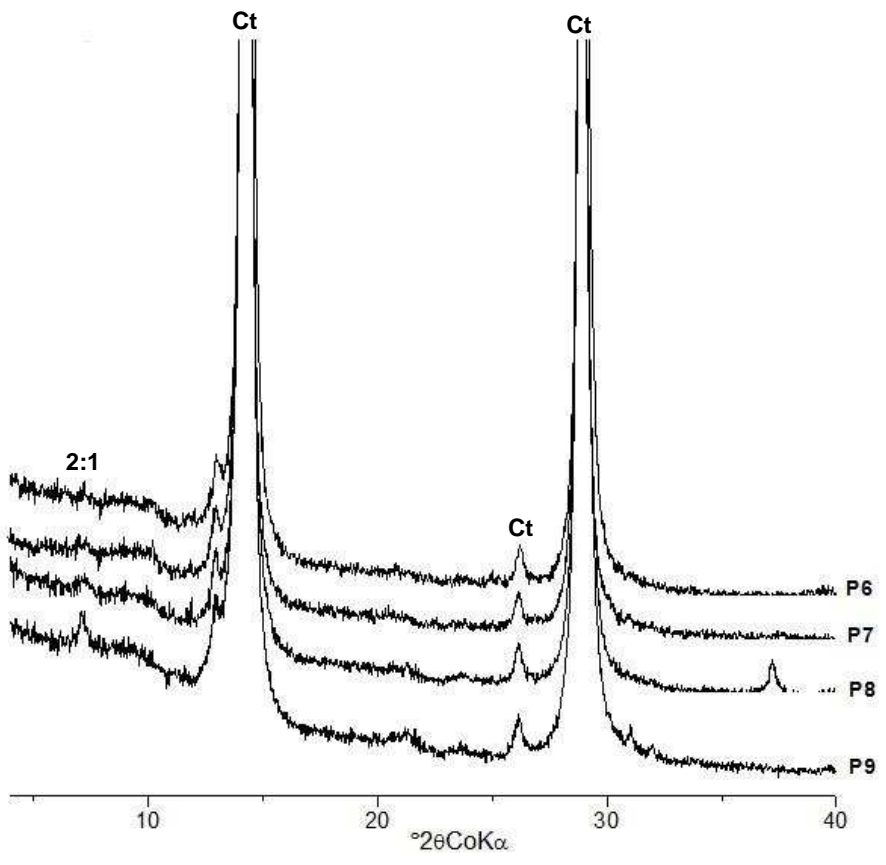
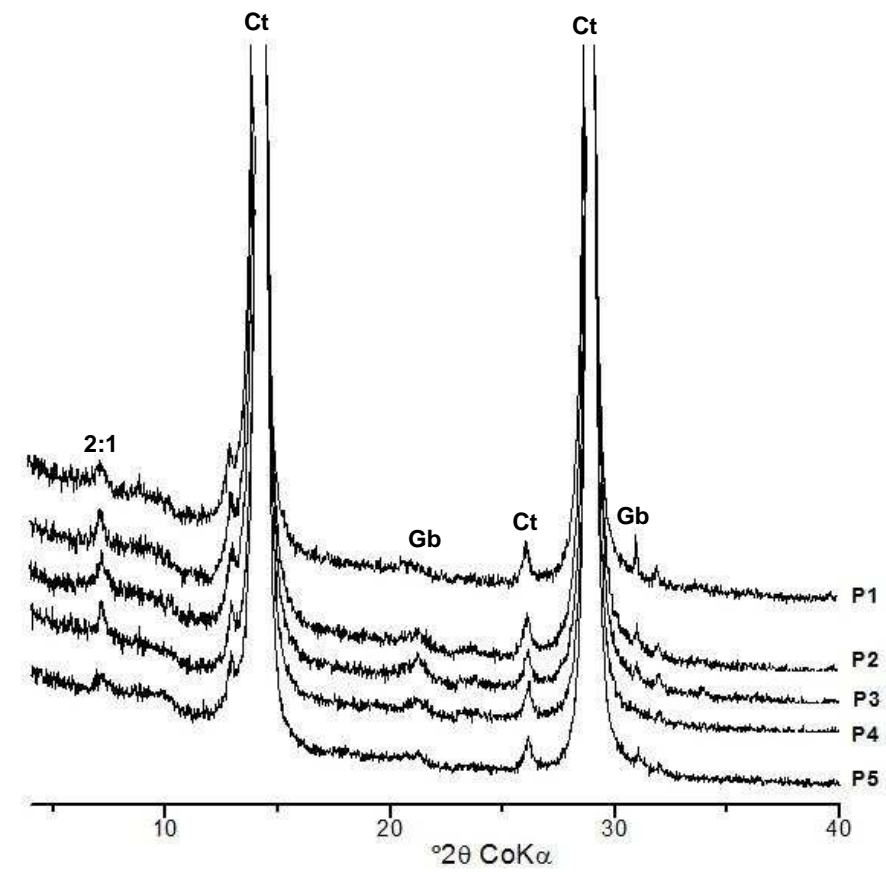
**Figura 10** – Difratoogramas de raios-x da fração argila natural dos solos estudados.  
 Ct: caulinita, Gt: goethita, Gb: gibbssita.

A natureza essencialmente caulinitica da fração argila dos solos é também demonstrada pelos valores da relação molecular Ki, que ressalta o alto grau de intemperização, permitindo correlacionar com a pedogênese dos horizontes coesos. Cabe destacar aqui que valores de Ki inferiores a 1,5 podem estar associado à presença de minerais não evidenciados nos difratogramas.

Resende (1982) aponta que a forma laminar das partículas de caulinita possibilita seu ajuste face a face nos horizontes com menores teores de matéria orgânica e maior número de ciclos de umedecimento e secagem. Por outro lado, a gibbsita bem como a hematita e goethita, quando presente no solo desfaz o ajuste face a face das lâminas de caulinita, impedindo a manifestação do caráter coeso (UFV, 1984). Para tanto, foram identificados apenas traços destes minerais, os quais não são suficientes para desenvolver, por exemplo, estrutura granular nos solos e nem impedir a manifestação do caráter coeso. Nesse sentido, a justaposição ordenada das caulinitas é então facilitada pela ausência ou pouca expressão de óxidos de Fe e Al e matéria orgânica, e pela presença de cristais com alto grau de ordem estrutural e formas hexagonais (DIXON, 1989 e FERREIRA et al., 1999).

O modelo caulinitico destes solos resulta então no desenvolvimento de uma macroestrutura do tipo bloco e pode originar solos com densidade mais elevada, maior volume de microporos e menor permeabilidade (FERREIRA et al., 1999), como evidenciado pelos resultados das análises físicas dos solos. Contudo, o trabalho de Corrêa et al. (2008) para solos de Tabuleiros não corroboram esta afirmativa e demonstra que, a despeito da importância da natureza caulinitica desses solos, os maiores teores de argila fina podem ser um fator preponderante na gênese dos horizontes coesos.

Logo, a composição mineralógica destes solos pode ser atribuída então ao intenso intemperismo pelo qual passou o material de origem, além das condições climáticas e geomorfológicas citadas por UFV (1984) e Ribeiro (1996), que favoreceram a hidrólise e remoção inicial dos óxidos de Fe e a posterior concentração de caulinita na fração argila (MELO et al., 2001).



**Figura 11** – Difractogramas de raios-x da fração argila desferrificada dos solos estudados.  
 Ct: caulinita, Gb: gibbsita.

#### 4.5 Caracterização micromorfológica

A análise micromorfológica foi realizada em horizontes dos solos cuja manifestação do caráter coeso se dá de forma menos (P7, P8 e P9) e mais (P3 e P4) expressiva, a fim de avaliar possíveis aspectos diferenciais nas feições desses horizontes.

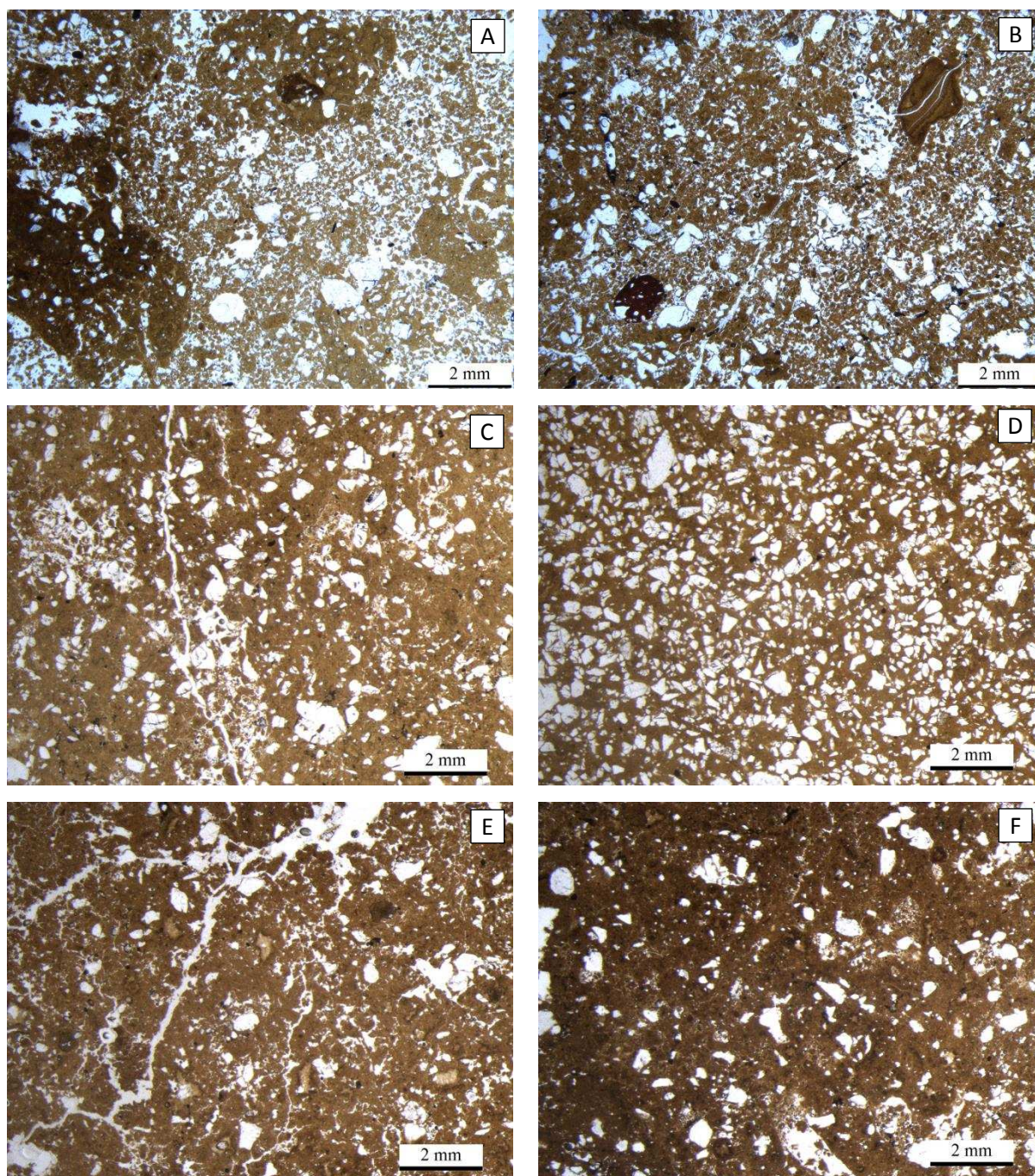
Nesse sentido, todas as amostras apresentaram a fração grossa composta predominantemente por quartzo (> 95%) pobremente selecionado, com moderado grau de arredondamento, compatível com os sedimentos da formação Barreiras (Figura 12). Pequeno percentual (< 2%) de seus grãos apresentou bordas corroídas, conferindo-lhes aspectos “careado”, provavelmente sem relação com sua dissolução em meio ácido (acidólise), e sim, com seu fraturamento durante o transporte e formação dos sedimentos da formação Barreiras. Outras características observadas nos grãos de quartzo foram à extinção ondulada e as fissuras preenchidas por óxidos de ferro de coloração vermelha e/ou amarela.

Foram constatados também outros componentes do material grosseiro dos perfis estudados, como os nódulos de ferro, fragmentos de carvões, minerais opacos e fragmentos de raízes com suas estruturas intactas ou moderadamente decompostas (Figuras 12A, 12B e 13A), não sendo observados minerais alteráveis como constituinte. De modo geral, pode-se afirmar que há predominância de material grosseiro nos perfis P7, P8 e P9.

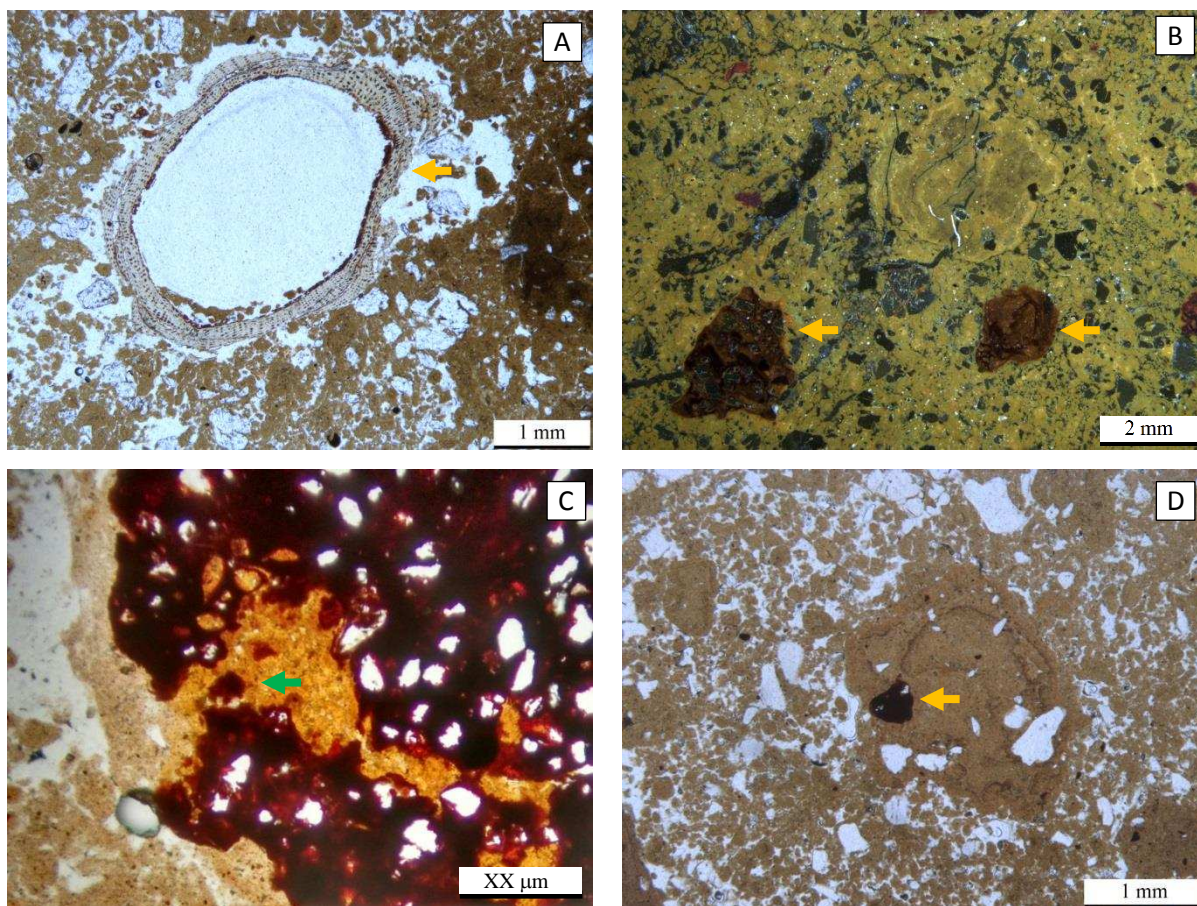
Assim, os nódulos de ferro foram identificados apenas nos perfis P7 e P8 e se apresentaram típicos, com cores pretas (luz transmitida) e vermelhas (luz incidente), indicando ausência ou baixa concentração de manganês na sua constituição (Figura 13B). Predominantemente, possuem forma esférica a subalongada, bordas lisas e grãos de quartzo semelhantes à matriz adjacente (quando presentes no seu interior). Duarte et al (2000) consideram que os nódulos e mosqueados vermelhos que ocorrem nos solos dos Tabuleiros Costeiros estão em processo de destruição (dissolução), e não de formação.

No P9 foram observados raros nódulos com bordas serrilhadas, halos de coloração mais clara e presença de pequenas cavidades (aspecto “esponjoso”) e fragmentos próximos a seus limites, sugerindo sua dissolução (Figura 13C). Essa feição de concentração foi observada em profundidade menor que a 80 cm,

predominantemente no interior de agregados esféricos ( $\bar{d} > 2$  mm) ou próximas às cavidades e canais biológicos de maiores diâmetros (Figura 13D). Tal fato sugere que são litorrelíquias e encontram-se próximas a superfície do terreno devido à intensa pedoturbação biológica que esses perfis estão atualmente sujeitos. Aqueles que se encontram em dissolução são provavelmente provenientes de bioturbação mais antiga.



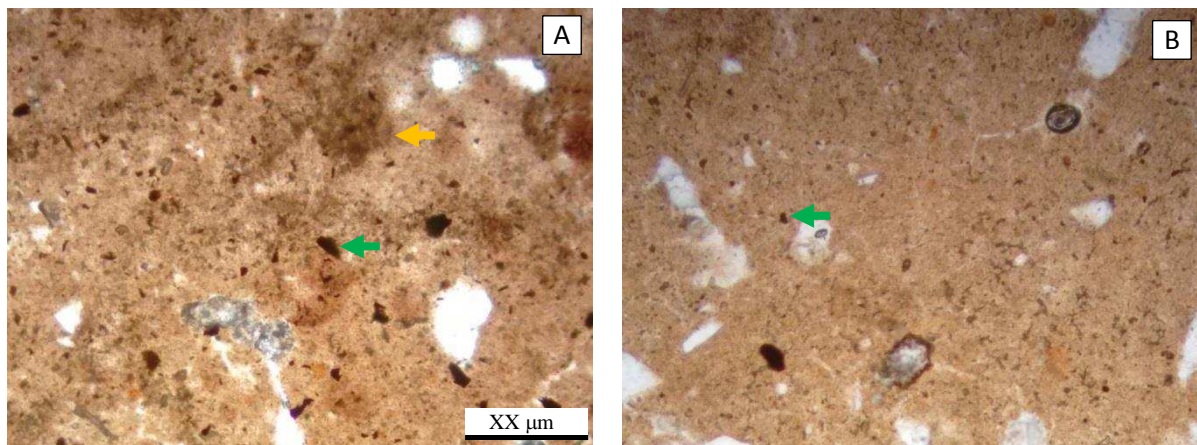
**Figura 12** - A = P7 (0-20cm); B = P8 (25-40cm); C = P9 (20-40cm); D = P4 (20-40cm); E = P3 (63-89cm); F = P3 (89-130cm).



**Figura 13** - A = Fragmento de raiz, P7 (20-40 cm); B = nódulo de ferro em luz incidente, P8 (25-40 cm); C = nódulo P8 (25-40cm); D = nódulo no interior do agregado P7 (20 cm).

Para todos os perfis, a fração fina também se mostrou bastante homogênea, com cores em tons amarelos, aspecto límpido e composição essencialmente caulínica devido a sua alta isotropia (Figura 12), ou seja, o padrão de continuidade espacial é idêntico em todas as direções (ROSSINI e LIMA, 2012). Exceção foi observada para o perfil P3, com cor brunada devido à presença de pequenos fragmentos de carvões dispersos na sua matriz (Figura 14). Tal configuração é bastante semelhante àquela descrita nos horizontes antrópicos do Amazonas (Glaser, 2000), cuja cor escura é atribuída ao processo de melanização conferido pela presença de grande quantidade de carvões cominuídos, adicionados pela ação do homem. Corroborado pelo estudo de Macedo (2014) sobre a pedogênese de Terra Preta de Índio – TPI, o qual indica a relação entre a cor dos horizontes e a quantidade de carvão. Contudo, no P3, a melanização promovida pelo carvão é consequência de uma quantidade muito inferior aos horizontes antrópicos e deve-se

ao fato de ser o único perfil coletado sob vegetação natural ainda preservada e ao processo de bioturbação.



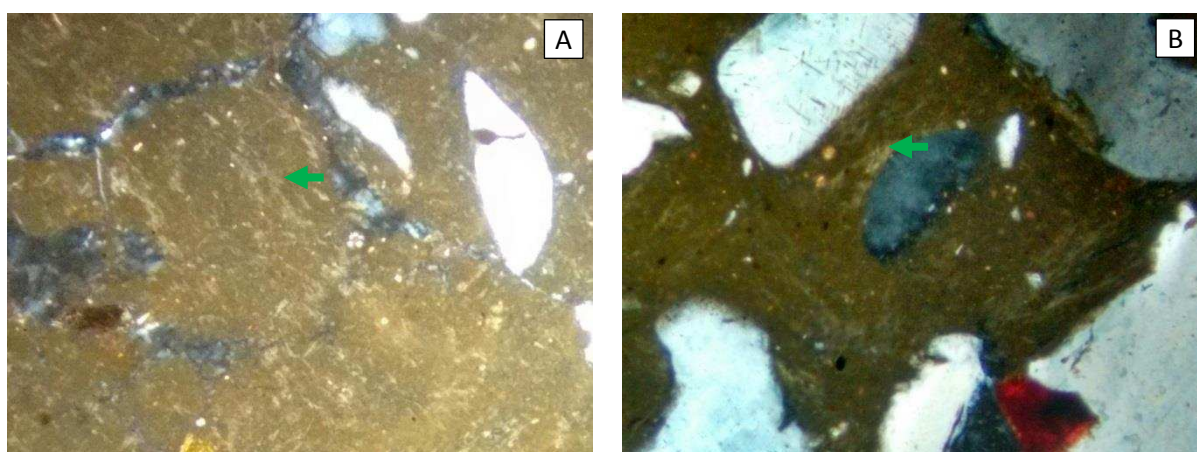
**Figura 14** - A = P3 (63-89cm); B = P7 (20-40cm); seta amarela = fração humificada; seta verde = carvão.

Pequenas zonas anisotrópicas na forma de fábricas birrefringentes (fábricas-b) foram observadas em todas as amostras dos perfis. As maiores diversidades e intensidades foram observadas nos materiais mais coesos (Figura 15A) ou nas partes das lâminas onde a coalescência dos seus componentes se mostraram mais expressiva (Figura 15B). Os tipos observados foram salpicada grânida, salpicada mosaico, paralelo estriada e granoestriada (em grãos de quartzo). Essas duas últimas foram facilmente identificadas em grande quantidade nas amostras do P4, P3 e nas partes mais coesas do P8.

Almeida (1995), Gunal e Ransom (2006) apontam que as fábricas-b do tipo poro ou granoestriada estão relacionadas com a reorganização dos componentes do material fino do solo em função dos ciclos de expansão e contração de sua massa dada à variação da umidade, sendo responsável então pela formação de filmes coloidais que envolvem os grãos (cútans de estresse). Mermut et al., (1987) complementam que a presença de estrias no solo é atribuída à pressões exercidas pela expansibilidade das argilas ou a características herdadas do material de origem, entretanto, essas estrias apresentam mais de uma orientação preferencial quando há mudanças na direção das pressões aplicadas. De acordo com o mesmo autor, o predomínio da caulinita na mineralogia dos solos estudados, favorece a orientação do plasma, bem como a ausência de fissuras estruturais. Tal fato resultaria no ajuste face-a-face da caulinita em pequenas zonas.

Posto isto, a caulinita é considerada um mineral não expansivo, contudo pequenas alterações no volume do solo são possíveis devido a sua hidratação. Essa hidratação ocorre devido às substituições isomórficas e cátions adsorvidos que originam uma variação de carga e conseqüentemente aumentam a capacidade de atração de moléculas da água, ocasionando variações de volume (PEREIRA, 2004). Mudanças microestruturais foram descritas por Tessier et al. (1990), em trabalho comparativo entre diversas velocidades de hidratação de argilas de mineralogia 1:1 e 2:1, em que a exposição de material caulínítico a uma rápida hidratação provocou o surgimento de agregados de partículas de tamanho entre 0,5 e 10  $\mu\text{m}$ , enquanto o umedecimento lento provocou arranjo grosseiro face a face, sem descontinuidades além das originadas de rearranjo.

Por conseguinte, Corrêa et al. (2008) descreveram esse feição em horizontes coesos como “micro-slikenside”, sendo a força de coesão entre os agregados atribuída ao filme de umidade (ALUKO e KOOLEN, 2000). Além disso, fábricas-b microestriadas foram observadas em microagregados esféricos ( $\bar{d} < 300 \mu\text{m}$ ) e em blocos angulares e subangulares ( $\bar{d} > 60 \mu\text{m}$ ). Ambas as estruturas normalmente ocorrem próximas às partes maciças ou como preenchimentos de poros com bordas lisas (bioporos).



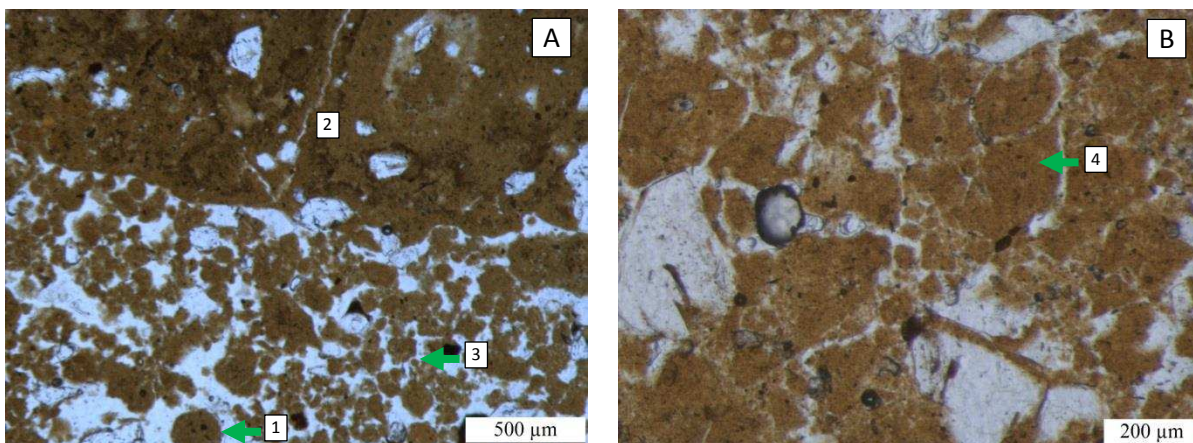
**Figura 15** - Fábricas-b. A = P8 (60-80cm) paralelo estriada; B = P4 (20-40cm), granoestriada.

A maior variação nas propriedades micromorfológicas entre os perfis foi observada no tipo de microestrutura. Há um contraste marcante entre os perfis, cujos perfis P7, P8 e P9, é evidente a microagregação latossólica, representada por microagregados esféricos de diferentes tamanhos, a exemplo de outros perfis

descritos por Beadou (1972), Gomes et al (2004) e Miklós (2012). Segundo vários autores, a diversidade de tamanho desses agregados deve-se a origens diferentes que podem estar associadas à ação biológica (Miklós, 1992; Vidal-Torrado et al., 1999; Ibraimo et al., 2004) e a processos físico-químicos (Pedro, 1987; Santos et al., 1989) ou somente físicos por fragmentação (MULLER, 1977). Destarte, Vidal-Torrado (1994) ao abordar a relação entre solos e superfície geomórfica na região de Tupi (SP), concluiu que a gênese dos microagregados dos Latossolos é complexa e provavelmente deve ter havido mais de um processo de formação que possa explicar esse tipo de agregado.

Para todos os perfis foram observados três diferentes tipos de microagregados granulares, como verifica-se abaixo:

- a) Classe 1: diâmetro variando de 45 a 300  $\mu\text{m}$ , sem e com quartzo bem selecionado e muito pequeno ( $\bar{d} \cong 50 \mu\text{m}$ ), forma esférica e com fábricas-b salpicadas ou microestriadas, cor semelhante a matriz adjacente, frequentes em cavidades biológicas e dispersos na matriz (Figura 16A). Provável origem associada ao retrabalhamento por formigas e cupins.
- b) Classe 2: diâmetro variando de 1 a 4 mm, com quartzo bem selecionado e pequeno ( $\bar{d} \cong 40$  a 140  $\mu\text{m}$ ), forma esférica e com fábricas-b salpicadas ou microestriadas, cor mais brunada que a matriz adjacente, devido a grande presença de carvões em sua massa, e frequentemente presentes em grandes canais biológicos (Figura 16A). Provável origem associada a atividades de anelídeos.
- c) Classe 3: diâmetro de 15 a 40  $\mu\text{m}$ , sem quartzo, forma esférica e sem fábricas-b, cor semelhante a matriz adjacente, presente na porosidade e/ou dispersos na matriz (Figura 16A). Quando aglomerados e presentes em cavidades biológicas, tem sua origem associada ao retrabalhamento de cupins (normalmente como excrementos). Ocorrendo associado à porosidade não biológica, tem sua origem provavelmente devido a processo físico-químicos (iniciado pela floculação/nucleação).



**Figura 16** - Microestrutura. A = três classes de agregados granulares, P7 (20 cm); B = classe 4 (blocos muito pequenos), P6 (60-80 cm).

Com relação aos perfis P7, P8 e P9, a primeira classe possui sua formação associada à pedoturbação biológica e sua expressividade segue a seguinte ordem decrescente: P7>P8>P9. Para o P7, a microagregação granular é dominante em toda a seção fina, conferindo-lhe aspecto tipicamente latossólico com distribuição relativa enáulica e porosidade de empacotamento complexo com presença de canais e cavidades biológicas esféricas e subesféricas que normalmente apresentavam preenchimentos de microagregados de tamanho inferior a 200 µm.

Menos expressivo, os microagregados granulares de tamanho menor que 40 µm são também observados dispersos na matriz do solo ou como aglomerados em cavidades (excrementos). Stoops e Buol (1985) também observaram formação de agregados microgranulares, arredondados, semelhantes a pelotas fecais, caracterizando uma estrutura micropédica típica de Latossolos. Ambas as microestrutura, quando coalescida provavelmente devido a ação de ciclos de umedecimento de secagem e pressões promovidas pelo crescimento de raízes (Cooper et al, 2005), mostram-se como blocos subangulares de fraca pedalidade. A baixa coalescência dos microagregados confere baixa coesão que se mostra aparentemente crescente segundo ordem inversa dos perfis acima descrita.

Para o P8 e P9 foi observado o rearranjo expressado pela maior coalescência principalmente nos horizontes mais próximos à superfície do P9. Essa coalescência confere uma maior expressividade da microestrutura em blocos subangulares e seus componentes passam a ter distribuição relativa porfírica ou porfiro-enáulica. O predomínio ainda permanece de microagregados da classe 1,

contudo para o horizonte Bw1 (20-40 cm) do P9 a estrutura em blocos passa a predominar. Essa mudança confere rede de microporosidade distinta (empacotamento complexo não foi observada) e conseqüentemente maior manifestação do caráter coeso.

A microagregação biológica é menos evidente no P4 e P3, cuja grande parte do material fino se apresenta na forma de microestruturação maciça, com distribuição relativa porfírica. A contextura do tipo porfírica também foi observada por Araújo Filho et al. (2001) e Giarola et al. (2001) em solos coesos no Brasil.

Os microagregados granulares (Classe 3) foram observados próximos à macroporosidade fissural de origem não biológica, normalmente associados à blocos angulares e subangulares muito pequenos (classe 4) e ao material fino disperso que envolve ambas microagregação (Figura 17A). Para esses perfis, é evidente a presença de um gradiente estrutural na direção maciça-blocos-microgranular (Figura 17A), que conjuntamente com a presença de fábricas-b microestriadas, sugere que as duas últimas estruturas são consequência do enfraquecimento da massividade da matriz do solo próxima a macropororidade, devido as constantes ciclos de expansão e contração da massa do solo. De acordo com Corrêa et al (2008) essa afirmação é corroborada pela presença de microagregação com bordas de coloração mais clara (pequenos domínios), sugerindo que a degradação pode ser decorrente de um processo de desferrificação, promovida, principalmente, pelo clima atual.

Assim, a coesão que ora se mostra como consequência da reorganização face-a-face das caulinitas devido aos ciclos de umedecimentos, parece ser enfraquecida pelo mesmo processo próximo a macroporosidade, conferindo zonas de fraqueza que no P4 se manifesta menos expressiva devido ao paralelismo desses poros. Para os perfis P7, P8 e P9, um outro processo que pode estar contribuindo para a redução na manifestação da coesão é a bioturbação. Este, por si só, conduziria a uma degradação da distribuição porfírica para enáulica, devido à reorganização dos componentes em microagregados granulares estáveis pela mesofauna (principalmente cupins).

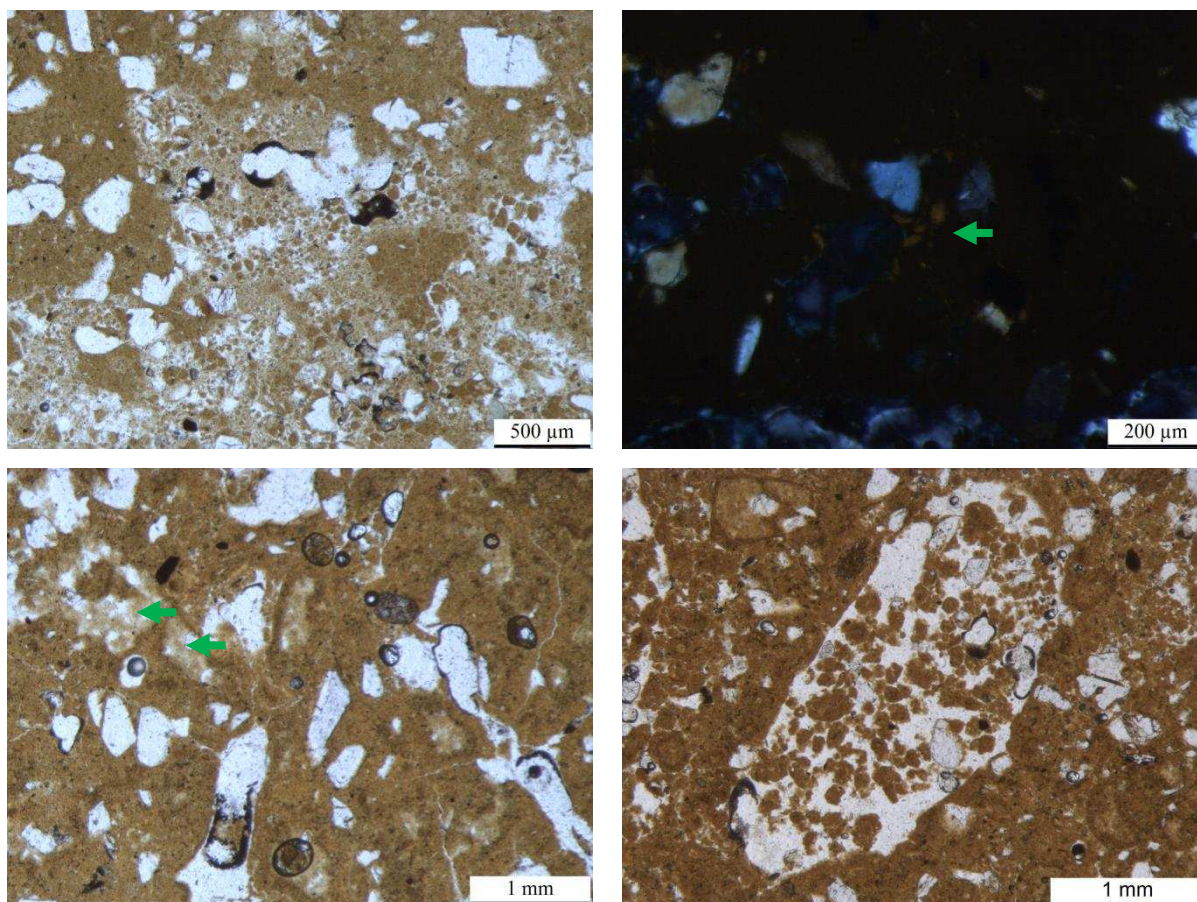
Não foram observadas feições de revestimento ou preenchimentos da porosidade por argilas translocadas dos horizontes subjacentes, facilmente identificadas devido a sua anisotropia ótica conferida pela forte orientação de seus constituintes, reiterando os resultados obtidos pela separação da argila fina e

grossa. Assim, a argiluviação parece não ser o processo principal na gênese do caráter coeso divergindo dos resultados encontrados por outros autores para solos coesos da Formação Barreiras (Moreau et al., 2006, Corrêa et al., 2008 e Silva et al., 2013). A estabilidade microestrutural promovida pela biota explicaria em partes a ausência das feições de argiluviação. Associada a isto, há também a presença de gibbsita, como observado nos picos de difração de raios-x, que minimiza a formação de argila dispersa em água, para o P4 e P3, e o paralelismo da macroporosidade condutora. As feições de argiluviação foram apenas observadas no P7, como finos revestimentos de argila límpida, com extinção nítida (Figura 17B), no interior de agregados esféricos de origem biológica (Classe 2). Lima (2004) destacou a presença de cutans de iluviação no horizonte coeso muito pequena, o qual seria formado por outro processo pedogenético e não somente a partir de migrações de argilas dos horizontes subjacentes. Tal fato corrobora a afirmação anteriormente descrita que os perfis P3 e P4 estão sujeitos à intensa pedoturbação biológica atual, minimizando as diferenças granulométricas entre os horizontes.

Contudo, nas partes mais densas do P4, P8 e P9 foram observadas feição de revestimentos de argilas com cores amarelo pálidas (ligeiramente mais clara que a matriz adjacente) sem microlaminação e com baixa ou ausência de anisotropia (Figura 17C), sugerindo que esses argilões sejam, mais provavelmente, formados por translocação de argilas dispersas dos agregados circunvizinhos que estão em degradação, sendo definidos como “cútans de difusão” por Corrêa et al. (2008). A ocorrência do processo de degeneração dos cútans demonstra que o solo em questão passa por um estágio de mudança (desenvolvimento) e não de estabilidade (OLIVEIRA et al., 2000). A incorporação de argilões pelo plasma indica, segundo Eswaran et al. (1979), a homogeneização que o material está sofrendo, causada, de acordo com Fitzpatrick (1993), pela atividade da fauna, pela expansão e contração do solo como resultado dos processos de umedecimento e secagem e do crescimento de raízes.

A feição pedológica predominante foi os preenchimentos solto-contínuos de microagregados esféricos ( $\bar{d} < 200 \mu\text{m}$ ) em cavidades e canais biológicos (Figura 17D). Nesse mesmo tipo de porosidade foram ainda identificados excrementos recentes e antigos, com cores ligeiramente mais vermelhas que a matriz adjacente, cujo tamanho ( $\bar{d} \cong 50 \mu\text{m}$ ) foi compatível com os menores microagregados dispersos

na matriz do solo. Esses excrementos foram observados nos perfis P7, P8 e P9.



**Figura 17** - Pedofeições. A = P4 (60-90 cm); B = P7 (20 cm); C = P8 (60-80 cm); D = P9 (60-80 cm)

Grande parte das amostras coletadas e analisadas dos perfis P7, P8 e P9 apresenta uma rede de microvazios interconectados (empacotamento complexo) que garantem a movimentação da água de forma mais livre. Lima (2004) observou também a presença de poros do tipo empacotamento complexo, provenientes da atividade biológica. Para os perfis P3 e P4, especificamente o P4, distintamente ao descrito anteriormente, o conjunto de vazios na forma de fissuras paralelas entre si e à superfície do terreno, reduz a drenagem e mantém o horizonte com umidade mais próxima a saturação durante parte do ano.

Portanto, a ampla variação microestrutural dos solos demonstra a baixa relação com a mineralogia, sugerindo forte dependência da atividade biológica, corroborando os resultados descritos por Schaefer (2001) que atribui sua gênese a longa atuação a atividade biológica principalmente de animais geófagos.

## 5. CONCLUSÕES

- Os solos apresentaram reação ácida, com baixos valores de soma e saturação por bases, sendo em alguns casos álicos.
- Os valores de P remanescente foram baixos nos solos de textura argilosa e elevados nos solos de textura média. A presença de caulinita e goethita na fração argila dos solos são os responsáveis por esta característica.
- Os teores totais de Mn, Co, Cu e Zn foram baixos e estão condizentes com a pobreza geoquímica do material de origem.
- Os solos apresentaram ampla variação textural com teores de argila entre 7 e 86 % e refletem a heterogeneidade dos sedimentos depositados da formação Barreiras.
- Os solos apresentaram valores elevados de densidade dos solos; redução da macroporosidade e aumento da microporosidade nos horizontes coesos, baixa condutividade hidráulica e elevada resistência à penetração dos solos, sobretudo, no período seco (novembro).
- Os valores de  $k_i$  foram baixos e refletem a natureza caulínica dos solos. Constatou-se correlação positiva entre o somatório dos teores de óxidos do ataque sulfúrico e os teores de argila.
- A gênese dos solos coesos da formação Barreiras no estado do Amapá está associada à mineralogia predominantemente caulínica da fração argila, que favorece o ajuste face a face e maior coesão dos solos.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAHÃO, W.A.P.; COSTA, L.M.; MELLO, J.W. e NEVES, J.C. Distribuição de frequência de tamanho da fração areia e compacidade relativa de solos desenvolvidos de sedimentos do Grupo Barreiras. R. Bras. Ci. Solo, 22:1-9, 1998.

ACHÁ PANOSO, L. Latossolo Vermelho-Amarelo de "Tabuleiro" do Espírito Santo: formação, características e classificação. Recife, Universidade Federal Rural de Pernambuco, 1976. 116p. (Tese de Livre Docência).

ALLEONI, L.R.F.; CAMARGO, O.A. Óxidos de ferro e de alumínio e mineralogia da fração argila desferrificada de Latossolos ácricos. Sci. Agric., 52:416-421, 1995.

ALVAREZ V., V.H.; FONSECA, D.M. Definição de doses de fósforo para a determinação da capacidade máxima de adsorção de fosfato e para ensaios de casa de vegetação. R. Bras. Ci. Solo, 14:49-55, 1990.

ALVAREZ V., V.H.; NOVAIS, R.F.; DIAS, L.E.; OLIVEIRA, J.A. Determinação e uso do fósforo remanescente. B. Inf. Soc. Bras. Ci. Solo, 25:27-32, 2000.

ALVAREZ V., V.H., RIBEIRO, A.C. Calagem. In: RIBEIRO, A.C., GUIMARÃES, P.T.G., ALVAREZ V., V.H. Recomendações para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais. 5. Aproximação. Viçosa : CFSEMG, 1999. p.43-60.

ALVES, L. W. R.; CASTRO, G. S. A. Proposta de ocupação e uso agropecuário sustentável do cerrado amapaense: princípios, critérios e indicadores técnicos. Doc. Embrapa –Amapá, 2014.

ANDERSON, J.V.; WHITE. J.L. A study of fragipans in some Southern Indiana soils. Soil Sci. Soc. Am., Proc., 22:450-454, 1958.

ANDRADE, K.R. Atributos físico-hídricos de solos coesos da zona da mata de Pernambuco sob ação de condicionadores químicos. Recife, Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2014. 116p. (Dissertação de Mestrado)

ANJOS, L.H.C. Caracterização, gênese, classificação e aptidão agrícola de uma sequência de solos do Terciário na região de Campos-RJ. Itaguaí, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1985. 194p. (Dissertação de Mestrado).

ARAGÓN, A.; GARCIA, M. G.; FILGUEIRA, R. R.; PACHEPSKY, Y. A. Maximum compactibility of Argentine soils from the Proctor test; The relationship with organic carbon and water content. . Soil & Tillage Research, 56:197 – 204, 2000.

ARAI, M. A Grande elevação eustática do mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. Geologia USP. Série Cient. 6:1-6, 2006.

ARAÚJO, A. L. de. Horizontes com caráter coeso e sua distribuição espacial em solos na formação barreiras. Fortaleza, Universidade Federal do Ceará, 2015, 111p. (Tese de Doutorado)

ARAÚJO FILHO, J.C. Horizontes cimentados em Argissolos e Espodossolos dos tabuleiros costeiros e em Neossolos Regolíticos e Planossolos da depressão sertaneja no Nordeste do Brasil. São Paulo, Universidade de São Paulo, 2003. 223p. (Tese de Doutorado)

ARAÚJO FILHO, J. C.; CARVALHO, A.; SILVA, F. B. R. Investigações preliminares sobre a pedogênese de horizontes coesos em solos dos tabuleiros costeiros do Nordeste do Brasil. In: WORKSHOP COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, Aracaju, 2001. Anais... Aracaju: Embrapa Tabuleiros Costeiros, 2001. p. 123-142.

BARROS, H.C.; DRUMONT, J.L.; CAMARGO, M.N.; LEMOS, P.O.C.; LEMOS, R.C.; MENDES, W. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Rio de Janeiro e Distrito Federal. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, 1958. 350p. (SNPA-Boletim Técnico, 11)

BAVER, L.D., GARDNER, W.H., GARDNER, W.R. Física de suelos. México, Hispano Americano, 1972. 529p.

BELTRAME, L.F.S.; GONDIN, L.A.P.; TAYLOR, J.C. Estrutura e compactação na permeabilidade de solos do Rio Grande do Sul. R. Bras. Ci. Solo, 5:145-149, 1981.

BENGHOUGH, A.G.; MULLINS, C.E. Mechanical impedance to root growth responses: a review of experimental techniques and root growth responses. J. Soil Sci., 41:341- 358, 1990.

BENNEMA, J. Acid soils of the humid tropics of South America, with special reference to the well drained soils on old alluvial sediments. In: Workshop on management of low fertility acid soils of the American Humid Tropics (1981: Paramaribo, Suriname). Proceedings.. San Jose, Costa Rica, 1982. p. 25-105.

BENNEMA, J.; CAMARGO, M. N. Some remarks on Brazilian latosols in relation to the oxisols of soil taxonomy. In: International soil classification workshop, 2. Malaysia, 1978. Proceedings. Bangkok, SSD - LDD, 1979. p. 233-235.

BERNARDO, A. N.; Manual de irrigação. 6ed. Viçosa: UFV, Imprensa Universitária. 2005. 657p.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. Journ. of South Americ. Earth Scienc., 14:61-75, 2001.

BIGARELLA, J. J. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. An. Acad. Bras. Ci. 47:366-392, 1975.

BIONDI, C. M. Teores Naturais de Metais Pesados nos Solos de Referência do Estado de Pernambuco. Recife, Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2010. 67p. (Tese de Doutorado)

BRADY, N. C. Natureza e propriedades dos solos. 5. ed. São Paulo: F. Bastos, 1979. 647p.

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. Elementos da natureza e propriedades dos solos. 3.ed. Porto Alegre: Bookman, 2013. 686p.

BRAIDA, J. A.; REICHERT, J. M.; VEIGA, M.; REINERT, D. J. Resíduos vegetais na superfície e carbono orgânico do solo e suas relações com a densidade máxima obtida no ensaio de Proctor. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 30:605-614, 2006.

BRASIL. MINISTÉRIO DA AGRICULTURA – DNPA/DPP. Levantamento exploratório/reconhecimento de solos do Espírito Santo. Rio de Janeiro, 1976. 380p. (Boletim técnico 53)

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA. 20 - Manaus: Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1978. 628p. (Levantamento de Recursos Naturais, 18)

BUENO, B. S.; VILAR, O. M. Mecânica dos solos. São Carlos: USP, EESC, 1998. 131p.

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

CARVALHO, S. R. L. de. Referência geoquímica regional para a interpretação das concentrações de metais pesados em solos derivados de sedimentos da Formação Barreiras. Salvador, Universidade Federal da Bahia, 2009. 202p. (Tese de Doutorado)

CASSETI, Valter. Geomorfologia. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 23 dez. 2015.

CHANCELLOR, W. J. Effects of compaction on soil strength. In: BARNES, K. K.; CARLETON, W.M.; TAYLOR, H. M.; THROCKMORTON, R. I.; BERG, G. E. V., (Org.). *Compaction of agricultural soils*. St. Joseph: Amer. Soc. of Agric. Eng. p.190-222, 1971.

CHIBA, M. The soils and agriculture in the Amazon region. *J. Soil Sci. Mamure*. 44: 283-8, 1973.

CINTRA, F.L.D.; LIBARDI, P.L. Caracterização física de uma classe de solo do ecossistema do tabuleiro costeiro. *Sci. agric*. 55: 367-378, 1998.

CINTRA, F. L. D.; PORTELA, J. C.; NOGUEIRA, L. C. Caracterização física e hídrica em solos dos Tabuleiros Costeiros no Distrito de Irrigação Platô de Neópolis. *R. Bras. Eng. Agríc. Amb., Campina Grande*, 8:45-50, 2004.

CINTRA, F.L.D.; RESENDE, R.S.; LEAL, M.L.S.; PORTELA, J.C. Efeito de volumes de água de irrigação no regime hídrico de solo coeso dos tabuleiros e na produção de coqueiro. *R. Bras. Ci. Solo*, 33:1041-1051, 2009.

COELHO, M.R.; VIDAL-TORRADO, P.; PÉREZ, X.L.O.; MARTINS, V.M.; VÁZQUEZ, F.M. Química e gênese de solos desenvolvidos sob vegetação de restinga no Estado de São Paulo. *R. Bras. Ci. Solo*, 34:1951-1964, 2010.

CORRÊA, G.F. Modelo de evolução e mineralogia da fração argila dos solos do Planalto de Viçosa, MG. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 1984, 48p. (Dissertação de Mestrado)

CORRÊA, M.M. Gênese de horizontes coesos e fragipãs de solos do ambiente Tabuleiros Costeiros. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2005. 72p. (Tese de Doutorado)

CORRÊA, M.M.; KER, J.C.; ARAUJO FILHO de J. C.; CÂMELO; D. de L. Formas de ferro, silício e, ou, alumínio na gênese de fragipãs e horizontes coesos dos Tabuleiros Costeiro. R. Bras. Ci. Solo, 39:940-949, 2015.

CORRÊA, M.M.; KER, J.C.; BARRÓN, V.; TORRENT, J.; CURI, M.; TORRES, T.C.P. Caracterização física, química, mineralógica e micromorfológica de horizontes coesos e fragipãs de solos vermelhos e amarelos do ambiente Tabuleiros Costeiros. R. Bras. Ci Solo, 32:297-313, 2008.

CORREIA, F. R. Avaliação do estado de compactação do solo em área de agricultura e de floresta de eucalipto. Brasília, Universidade de Brasília, 2014. 29p. (Trabalho de conclusão de curso)

COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA Jr., P.S.; COSTA, M.L. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. São Paulo: Editora da UNESP. Geociências, 12: 373-396, 1993.

COSTA, J.B. Caracterização e constituição do solo. 29 ed. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkion, 1979. 527p.

COSTA JÚNIOR, M. P. Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do Grupo Barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no litoral norte da Bahia – município de Conde. Salvador, Universidade Federal da Bahia, 2008. 247p. (Tese de Doutorado)

CURI, N.; FRANZMEIER, D.P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. Soil Sci. Soc. Am., 48:341-346, 1984.

DANTAS, J. S.; MARQUES JUNIOR, J.; MARTINS FILHO, M. V.; RESENDE, J. M. do A.; CAMARGO, L. A.; BARBOSA, R. S. Gênese de solos coesos do leste maranhense: relação solo-paisagem. Rev. Bras. Ci. Solo, 38:1039-1050, 2014.

DEXTER, A. R. Soil physical quality. Part II. Friability, tillage, filth and hard-setting. Geoderma, v. 120, p. 215-225, 2004.

DIAS JÚNIOR, M. S.; MIRANDA, E. E. V. Comportamento da curva de compactação de cinco solos da região de Lavras (MG). Ci. Agrotec., 24:337-346, 2000.

DIXON, J.B. Kaolin and serpentine group minerals. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. Minerals in soil environments. 2.ed. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.467-525.

DOURADO NETO, D.; NIELSEN, D.R.; HOPMANS, J.W.; REICHARDT, K.; BACCHI, O.O.S.; LOPES, P.P. Soil water retention curve. SWRC, version 3.00. Piracicaba, 2001.

DREES, L.R.; WILDING, L.P. & SMECK, N.E. Silica in soils: Quartz and disordered silica polymorphs. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. Minerals in soil environments. 2.ed. Madison, Soil Sci. Soc. of Americ., 1989. p.913- 974.

DUARTE, M.N.; CURI, N.; PÉREZ, D.V.; KÄMPF, N.; CLAESSEN, M.E.C. Mineralogia, química e micromorfologia de solos de uma microbacia nos Tabuleiros Costeiros do Espírito Santo. Pesq. Agrop. Bras., 35:1237- 1250, 2000.

DUNCAN, M.M.; FRANZMEIER, D.P. Role of free silicon, aluminum, and iron in fragipan formation. Soil Sci. Soc. Am. J., 63:923-929, 1999.

EBERHARDT, D.N.; VENDRAME, P.R.S; BECQUER, T. GUIMARÃES, M. de F. Influência da granulometria e da mineralogia sobre a retenção do fósforo em Latossolos sob pastagens no cerrado. R. Bras. Ci. Solo, 32:1009-1016, 2008.

EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos e análises de solos. 2.ed. Rio de Janeiro, 1997. 212p. (Documentos, 1).

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Embrapa - CNPS. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília, 1999. 412p.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Embrapa – CNPS. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, 2 ed. Rio de Janeiro, Embrapa/CNPS, 2006. 306p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. Embrapa - CNPS. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília, 2013.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. In: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO E APLICAÇÃO DE LEVANTAMENTOS DE SOLOS, 4., Rio de Janeiro, 1994.. Anais. Rio de Janeiro, 1995. 157p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Guia de excursão de estudos de solos nos estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo e Bahia. In: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO E APLICAÇÃO DE LEVANTAMENTO DE SOLOS, 4., Rio de Janeiro, 1994,. Anais. Rio de Janeiro, 1994. 131p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solo. Rio de Janeiro, 2011. 230p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Espírito Santo. Rio de Janeiro, 1978. 461p. (Boletim Técnico, 45)

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Manual de métodos de análise de solo. Rio de Janeiro, 1979.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Padronização de métodos para análise granulométrica no Brasil. Comunicado interno 66. Rio de Janeiro, 2012.

FERREIRA, M.M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região Sudeste do Brasil. R. Bras. Ci. Solo, 23:507-514, 1999.

FILIZOLA, H.F; LAMOTTE, M.; FRITSCH, E.; BOULET, R.; ARAÚJO FILHO, J.C.; SILVA, F.B.R.; LEPRUN, J.C. Os fragipãs e duripãs das depressões dos Tabuleiros Costeiros do Nordeste brasileiro: uma proposta de evolução. R Bras. Ci. Solo, 25:947-63, 2001.

FITZPATRICK, E.A. Soil microscopy and micromorphology. New York, Wiley, 1993.

- FONSÊCA, M. H. P.; GUERRA, H. O. C.; LACERDA, R. D. de; BARRETO, A. N. Uso de propriedades físico-hídricas do solo na identificação de camadas adensadas nos Tabuleiros Costeiros. Sergipe. Rev. Bras. Eng. Agríc. Ambient., v.11, n.4, 2007.
- FONSECA, O.O.M. Caracterização e classificação de solos Latossólicos e Podzólicos desenvolvidos nos sedimentos do terciário no litoral Brasileiro. Itaguaí, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1986. 185p. (Dissertação de Mestrado)
- FONTES, M. P. F. Física do solo – Princípios básicos. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1992.
- FRANZMEIER, D.P.; CHARTRES, C.J.; WOOD, J.T. Hardsetting soils in Southeast Australia: landscape and profile processes. Soil Sci. Soc. Americ. Journal, 60:1178-1187, 1996.
- GIAROLA, N.F.B.; LIMA, H.V.; ROMERO, R.E.; BRINATTI, A.M.; SILVA, A.P. Mineralogia e cristalografia da fração argila de horizontes coesos de solos nos tabuleiros costeiros. R. Bras. Ci. Solo, 33:33-40, 2009.
- GIAROLA, N.F.B.; SILVA, A.P. Conceitos sobre coesos e hardsetting. Sci. Agric., 59: 613-620, 2002.
- GIAROLA, N.F.B.; SILVA, A.P.; IMHOFF, S.; DEXTER, A.R. Contribution of natural soil compaction on hardsetting behavior. Geoderma. 113: 95-108, 2003
- GIAROLA, N.F.B.; SILVA, A.P.; TORMENA, C.; SOUZA, L.S.; RIBEIRO, L. P. Similaridades entre o caráter coeso dos solos e o comportamento hardsetting: estudo de caso. R. Bras. Ci. Solo, 25:239-247, 2001.
- GIMENES, F.H.S. Curva de retenção na avaliação da qualidade física do solo. Piracicaba: Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”. 2012. 69f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas).
- GLINSKI, J.; LIPIEC, J. Soil physical conditions and plant roots. Florida, CRC Press, 1990. 250p.
- GOMES, M.A.F.; RIBEIRO, A.C.; COSTA, L.M. da; FILHO, W.M. Influência de ferro e de alumínio amorfos do solo na reatividade de quatro corretivos de acidez. Rev. Ceres, 43:444-453, 1996.
- GUIMARÃES, J. T. F. A dinâmica das florestas alagadas durante o Holoceno no litoral de Calçoene, Amapá. Belém: Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. 2008. 84 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.
- HILLEL, D. Soil and water: physical principles and processes. 3. ed. New York: Academic, 1972. 288 p.
- INDA JUNIOR, A.V.; BAYER, C.; CONCEIÇÃO, P.C.; BOENI, M.; SALTON, J.C.; TONIN, A.T. Variáveis relacionadas à estabilidade de complexos organo-minerais em solos tropicais e subtropicais brasileiros. Ci Rural. 37:1301-7, 2007.
- INDA JUNIOR, A.V.; TORRENT, J.; BARRÓN, V.; BAYER, C.; FINK, J.R. Iron oxides dynamics in a subtropical Brazilian Paleudult under long-term no-tillage management. Sci Agric. 70:48-54., 2013.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA - INMET. 2004. Disponível em: < www.inmet.gov.br>. Acesso em: 11 fev. 2015.

IWASA, Y. Report on the Japan-Brazil technical cooperation for the study of soils and clay minerals in the Amazon region. Tóquio, JICA 1976. 177p.

JACKSON, M.L. Soil chemical analysis advance course. University of Wisconsin, Madison, 1969.

JACOMINE, P.K.T.; CAVALCANTI, A.C.; FORMIGA, R.A.; SILVA, F.B.R.; BURGOS, N.; MEDEIROS, L.A.R.; LOPES, O.P.; MELO FILHO, H.R.L.; PESSOA S.G.P.; LIMA, P.C. Levantamento exploratório: reconhecimento de solos do Norte de Minas Gerais - área de atuação da Sudene. Recife: EMBRAPA-SNLCS/ SUDENE-DRN, 1979. p. 10-11.

JACOMINE, P.K.T. Distribuição geográfica, características e classificação dos solos coesos dos Tabuleiros Costeiros. In: REUNIÃO TÉCNICA SOBRE SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, 1996, Cruz das Almas. Anais. Cruz das Almas, EMBRAPA/UFBA, 1996. p.13-26.

JACOMINE, P.K.T. Evolução do conhecimento sobre solos coesos no Brasil. In: WORKSHOP COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, 2001, Aracaju. Anais. Aracaju, Embrapa Tabuleiros Costeiros, 2001. p.19-46.

JACOMINE, P.K.T. Levantamento exploratório – reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco, descrição de perfis de solos e análises. Recife: MA DNPEA/SUDENE/DRN, 1972. v.1 (Boletim Técnico, 26).

JACOMINE, P.K.T.; RIBEIRO, M.R. Solos coesos dos tabuleiros costeiros: características, distribuição geográfica, gênese e manejo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, INFORMAÇÃO, GLOBALIZAÇÃO, USO DO SOLO, 26., 1997, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: Embrapa Agrobiologia/SBCS, 1997. 1 CD- ROM.

JACOMINE, P.K.T. Origem e evolução dos conceitos e definições de atributos, horizontes diagnósticos e das classes de solos do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS). In: TORRADO-VIDAL, P.; ALLEONI, L.R.F.; COOPER, M.; SILVA, A.P., eds. Tópicos em ciência do solo. Viçosa, MG, Soc. Bras. Ci. Solo, 4:193-231, 2005.

JURY, W. A.; GARDNER, W. R.; GARDNER, W. H. Soil physics. New York: John Wiley and Sons, 1991.

KAMPF, N.; CURI, N. Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. In: Tópicos em Ciência do Solo. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. p.107-138.

KAMPF, N., DICK, D.P. Óxidos de ferro em Cambissolos Brunos no Rio Grande do Sul e Sul de Minas Gerais. Rev. Bras. Ci. Solo, 8:183-188, 1984.

KAMPF, N.; SCHNEIDER, P.; MELLO, P.F. Alterações mineralógicas em seqüência Vertissolo-Litossolo na região da campanha no Rio Grande do Sul. Rev. Bras. Ci. Solo, 19:349-357, 1995.

KEGEL, W. Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1957, p. 170-322. (Boletim de Pesquisa).

KER, J.C. Caracterização química, física, mineralógica e micromorfológica de solos brunos subtropicais. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1988. 148p. (Dissertação de Mestrado)

KER, J.C.; FONTES, M.P.F.; SOUSA, A.R. de; RESENDE, M. Adsorção de fósforo em alguns solos Latossólicos: relação entre mineralogia e efeito da calagem. Rev. Ceres, 43:217-26,1996.

KLEIN, V. A. Propriedades físico-hídrico-mecânicas de um Latossolo Roxo, sob diferentes sistemas de uso e manejo. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura de Luiz de Queiroz, 1998. 150 p. (Tese de Doutorado)

KIEHL, E. J. Manual de edafologia: relação solo-planta. São Paulo, SP: Editora Agrômica Ceres, 1979.

KITAGAWA, Y.; MOLLER, M.R.F. Clay mineralogy of some typical soils in the Brazilian Amazon region. Pesq. Agropec. Bras. Brasília, 3:201-28, 1979.

LAMOTTE, M.; BRAUND, A.; HUMBEL, F.X.; HERBILLON, A.J.; RIEU, M. A hard sandy-loam soil from semi-arid northern Cameroon: Fabric of the groundmass. Eur. J. Soil Sci., 48:213-225, 1997a.

LAMOTTE, M.; BRAUND, A.; OHNENSTETTER, D.; ILDEFONSE, P.; PÉDRO, G. A hard sandy-loam soil from semi-arid northern Cameroon: Geochemistry and mineralogy of the bonding agent. Eur. J. Soil Sci., 48:227-237, 1997b.

LIBARDI, P. L. Água no solo. In: VAN LIER, Q. de J. Física do solo. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2010. p. 103-152.

LIBARDI, P. L. Dinâmica da água no solo. São Paulo: EDUSP, 2005, 335p.

LIBARDI, P. L.; FILHO, J. F de M. Análise exploratória e variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica, em um experimento de perfil instantâneo. Rev. Bras. Ciênc. Solo. 30: 197-206, 2006.

LIMA, C. C. U. de. Caracterização sedimentológica e aspectos do Grupo Barreiras no litoral sul do estado da Bahia. Salvador, Universidade Federal da Bahia, 2002. 141p. (Tese de Doutorado)

LIMA, C.L.R.; REINERT, D.J.; REICHERT, J.M.; SUZUKI, L.E.A.S.; GUBIANI, P.I. Qualidade físico-hídrica e rendimento de soja ( *Glycine max* L.) e feijão (*Phaseolus vulgaris* L.) de um Argissolo Vermelho distrófico sob diferentes sistemas de manejo. Ci. Rural, 36:1172-1178, 2006.

LIMA, H.N.; MELLO, J.W.V.; SCHAEFER, C.E.G.R.; KER, J.C.; LIMA, A.M.N. Mineralogia e química de três solos de uma topossequência da Bacia Sedimentar do Alto Solimões, Amazônia Ocidental. R. Bras. Ci. Solo, 30: 59-68, 2006.

LIMA, H.V.; SILVA, A.P.; JACOMINE, P.K.T.; ROMERO, R.E.; LIBARDI, P.L. Identificação e caracterização de solos coesos no Estado do Ceará. R. Bras. Ci. Solo, 28:467-476, 2004.

LIMA, H.V.; SILVA, A.P.; ROMERO, R.E. & JACOMINE, P.G.T. Comportamento físico de um Argissolo Acinzentado coeso no Estado do Ceará. R. Bras. Ci. Solo, 29:33-40, 2005.

LIMA, M.I.C. de; BEZERRA, P.E.; ARAÚJO, H.J.T. Sistematização da Geologia do

Estado do Amapá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. 1991. Belém. Anais... SBG. p. 322-335.

LIMA, M. I. C. de; MONTALVÃO, R. M. G. de; ISSLER, R. S.; OLIVEIRA, A. da S.; BASEI, M. A. S.; ARAÚJO, J. F. V.; SILVA, G. G. da. Geologia. IN: BRASIL. Departamento nacional da produção mineral, Projeto RADAM, Folha NA/NB. 22-Macapá: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. 14-152, 1974.

LIMA NETO, J. de A. Caracterização e gênese do caráter coeso em Latossolos Amarelos e Argissolos da região dos Tabuleiros Costeiros do Estado de Alagoas. Recife, Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2008. 83p. (Dissertação de Mestrado)

LIMA NETO, J. de A.; RIBEIRO, M.R.; CORRÊA, M.M.; SOUZA JÚNIOR, V.S.; LIMA, J.F.W.F.; FERREIRA, R.F.A.L. Caracterização e gênese do caráter coeso em Latossolos Amarelos e Argissolos dos Tabuleiros Costeiros do Estado de Alagoas. R. Bras. Ci Solo, 33:1001-1011, 2009.

LIMA NETO, J. de A.; RIBEIRO, M. R.; CORRÊA, M. M.; SOUZA JÚNIOR V. S. de; ARAÚJO FILHO, J. C. de; LIMA, J. F. W.F. Atributos químicos, mineralógicos e micromorfológicos de horizontes coesos de Latossolos e Argissolos dos Tabuleiros Costeiros do Estado De Alagoas. R. Bras. Ci. Solo, 34:473-486, 2010.

MABESOONE, J. M.; CAMPOS, E.; SILVA, A.; BEURLEN, K. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. R. Bras. Geoc., 2:173-190, 1972.

MACHADO, J.L.; TORMENA, C.A.; FIDALSKI, J.; SCAPIM, C.A. Inter-relações entre as propriedades físicas e os coeficientes da curva de retenção de água de um Latossolo sob diferentes sistemas de uso. R. Bras. Ci. Solo, 32:495-502, 2008.

MAIA, C.E. Índice S para avaliação da qualidade física de solos. R. Bras. Ciênc. Solo, 35: 1-8, 2011.

MAIA, C. E.; MOIRAS, E. R. C.; MEDEIROS, J.F. Capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível para as plantas em função de doses de vermicomposto. Rev. Caatinga, 18:195 - 199, 2005.

MARCOLIN, C. D. Propriedades físicas de Nitossolo e Latossolos argilosos sob plantio direto. Passo Fundo, Universidade de Passo Fundo, 2006. 110 p. (Dissertação de Mestrado)

MARQUES, J. D. de O. Horizontes pedogenéticos e sua relação com camadas hidráulicas do solo. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura de Luiz de Queiroz, 2000. 86 p. (Dissertação de Mestrado)

MATOSO, S. Q.; ROBERTSOM, F. S.. As rochas cenozóicas na área de Itabaiana Aracajú em Sergipe. Bol. Tec. Petrobrás. 2:12-16, 1959.

McKEAGUE, J.A.; DAY, J.H. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. Canadian J. Soil Sci., 46:13-22, 1966.

MEHRA, O.P.; JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: NATIONAL CONFERENCE ON CLAYS AND CLAYS MINERALS, 7., Washington, 1958. Proceedings... New York, 1960. p.317-327.

- MELO, E.J.R.; SANTOS, M.C. Micromorfologia e mineralogia de dois solos de tabuleiro costeiro de Pernambuco. R. Bras. Ci. Solo, 20:99-108, 1996.
- MELO FILHO, J.F; OLIVEIRA, A.S; LOPES, L.C; VELLAME, L.M. Análise estatística exploratória e variabilidade da densidade do solo em um perfil de Latossolo Amarelo coeso dos Tabuleiros Costeiros da Bahia. Ciênc. Agrotec. v.30, 2006.
- MELO FILHO, J. F.; SOUZA, A. L.; SOUZA, L. S. Determinação do índice de qualidade subsuperficial de um Latossolo Amarelo Coeso dos Tabuleiros Costeiros, sob floresta natural. R. Bras. Ci. Solo, 31:1599-1608, 2007.
- MELO, V.F. Relação entre a reserva de solos e a produção e nutrientes em povoamentos de Eucalyptus saligna Smith, no Rio Grande do Sul. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1994. 145p. (Dissertação de Mestrado)
- MELO, V.F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C.E.G.R.; NOVAIS, R.F.; FONTES, M.P.F. Chemical and mineralogic properties of kaolinite-rich Brazilian soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 65:1324-1333, 2001.
- MELO, V.F.; NOVAIS, R.F.; SCHAEFER, C.E.G.R.; FONTES, M.P.F.; SINGH, B. Mineralogia das frações areia, silte e argila de sedimentos do Grupo Barreiras no município de Aracruz, estado do Espírito Santo. R. Bras. Ci. Solo, 26: 29-41, 2002.
- MELO, V.F.; WYPYCH, F. Caulinita e Halóisita. In: Química e Mineralogia do Solo. Parte I - Conceitos Básicos, ed. MELO, V.F.; ALLEONI, L. R.F. Viçosa, MG: SBCS, 2016.
- MORAIS, R. M. O.; et al. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no Estado do Rio de Janeiro. Geologia USP: Série cientista, São Paulo, 6:19 – 30, 2006.
- MOREAU, A.M.S.S. Gênese, química e micromorfologia de horizontes coeso, fragipã e duripã em solos do Tabuleiro Costeiro no sul da Bahia. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2001. 139p. (Tese de Doutorado)
- MOREAU, A.M.S.S.; KER, J.C.; COSTA, L.M.; GOMES, F.H. Caracterização de solos de duas topossequências em Tabuleiros Costeiros do sul da Bahia. R. Bras. Ci Solo, 30:1007-1019, 2006.
- MOURA, E.G., MOURA, N.G., MARQUES, E.S., PINHEIRO, K.M., COSTA SOBRINHO, J.R.S., AGUIAR, A.C.F. Evaluating chemical and physical quality indicators for a structurally fragile tropical soil. Soil Use and Management 25, 368–375, 2009.
- NASCIMENTO, P. dos S. Análise do uso da curva de retenção de água no solo determinada por diferentes métodos e planilha para manejo da irrigação. Cruz das Almas, Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, 2009. 97p. (Dissertação de Mestrado)
- NETTLETON, W.D.; McCRAKEN, R.J. e DANIELS, R.B. Two North Carolina Coastal Plain catenas. II. Micromorphology, composition and fragipã genesis. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 32:582-587, 1968.
- NOGUEIRA, L.R.Q. Demandas e propostas de pesquisa para os solos coesos dos Tabuleiros Costeiros. In: REUNIÃO TÉCNICA SOBRE SOLOS COESOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, Cruz das Almas, 1996. Anais. Aracaju, SE: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, 1996. p.76-80.

- NORFLEET, M.L.; KARATHANALIS, A.D. Some physical and chemical factors contributing to fragipan strength in Kentucky soils. *Geoderma*. 1996;71:289-301.
- OGUNSOLA, O.A.; OLUETI, J. A.; OLADE, O.; UDO, E. J. Free óxide status and distribution in soils overlying Limestone areas in Nigeria. *J. Soil Sci.*, 147:245-51, 1989.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O.H. *Geologia do Brasil*. 2 ed<sup>a</sup>. Rio de Janeiro: Serviço de Fomento da Agricultura, Ministério da Agricultura, 1943. 782p.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O.H. *Geologia do Brasil*. 3<sup>a</sup> ed. Mossoró: SUDENE, 1978.
- OLIVEIRA, A. P. de. *Pedogênese de Espodossolos em ambientes da formação barreiras e de restinga do sul da Bahia*. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2007. 102p. (Dissertação de Mestrado)
- OLIVEIRA, J.B.; JACOMINE, P.K.T.; CAMARGO, M.N. *Classes gerais de solos do Brasil: guia auxiliar para seu reconhecimento*. Jaboticabal, FUNEP, 1992. 201p.
- OLIVEIRA, L.B.; DANTAS, H.S.; CAMPELO, A.B.; GALVÃO, S.J.; GOMES, I.F. Caracterização de adensamento no subsolo de uma área de tabuleiro da Estação Experimental do Curado, Recife. *Pesq. Agropec. Bras.*, 3:207-214, 1968.
- OLIVEIRA, L.B., MELO, V. Caracterização físico-hídrica do solo. I. Unidade Itapirema. *Pesq. Agropec. Bras.*, 5:35-48, 1970.
- OLIVEIRA, P.E.; RAMOS, J. R. A. *Geologia das quadrículas de Recife e Pontas de Pedra*. DNPM, 1956. 151 p. (Boletim de Pesquisa).
- PAIVA, A.Q. *Dinâmica da água em uma topossequência de solos de tabuleiros do Estado da Bahia e sua implicação no crescimento da laranjeira*. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1997. 74p. (Dissertação de Mestrado)
- PAIVA, A. Q.; SOUZA, L. S.; RIBEIRO, A. C.; COSTA, L. M. Propriedades físico-hídricas de solos de uma topossequência de Tabuleiros do Estado da Bahia. *Pes. Agropec. Bras.*, 35:2295 – 2302, 2000.
- PAYE, H. de S.; MELLO, J. W. V.; MELO, S.B Métodos de análise multivariada no estabelecimento de valores de referência de qualidade para elementos- traço em solos. *R. Bras. Ci. Solo*, 36:1031-1041, 2012.
- PEREIRA, E.M. *Estudo do comportamento à expansão de materiais sedimentares da Formação Guabirota em ensaios com sucção controlada*. São Carlos, Universidade de São Paulo, 2004. 253p. (Tese de Doutorado)
- PEREIRA, M.G.; ANJOS, L.H.C. Formas extraíveis de ferro no estado do Rio de Janeiro. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:371-382, 1999.
- PERES, R. N.; SERRUYA, N. M.; VIEIRA, L. S. Levantamento exploratório de solos. In: BRASIL. Departamento nacional da produção mineral. Projeto RADAM. Folha NA/NB. 22 - Macapá; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p. 1-120, 1974.

- PEULVAST, J. P.; SALES, V.C. Mapa morfoestrutural do Estado do Ceará e regiões adjacentes do Rio Grande do Norte e Paraíba: nota explicativa. In: Atlas digital de geologia e recursos minerais do Estado do Ceará. Fortaleza: CPRM, 2003.
- PORTELA, J. C.; LIBARDI, P. L.; VAN LIER, Q.; Retenção da água em solo sob diferentes usos no ecossistema Tabuleiros Costeiros. R. Bras. Eng. Agríc. Amb., 5:49-54, 2001.
- PROCÓPIO, S. de O.; FERNANDES, M. F. Desempenho de culturas agrícolas em área de tabuleiros costeiros de Sergipe: subsídios para a implantação de sistemas de plantio direto e integração lavoura-pecuária. Aracaju: Embrapa Tabuleiros Costeiros, 2009.
- QUEIROZ, S.B.; KLAMT, E. Mineralogia e gênese de Brunizém Avermelhado e Terra Roxa estruturada similar na encosta inferior do Nordeste do Rio Grande do Sul. R. Bras. Ci. Solo, 9:51-57, 1985.
- RAWLS, W. J.; PACHEPSKY, Y.A.; RITCHIE, J.C; SOBECKI, T.M.; BLOODWORTH, H. Effect of soil organic carbon on soil water retention. Geoderma, 116:61-76, 2003.
- REICHARDT, K. Capacidade de campo. R. Bras. Ci. Solo, Campinas, 12:211- 216, 1988.
- REICHARDT, K. Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas. 2.ed. Piracicaba : USP/ESALQ, Depto. de Física e Meteorologia, 1996. 513p.
- REYNOLDS, W.D.; BOWMAN, B.T.; DRURY, C.F.; TAN, C.S.; LU, X. Indicators of good soil physical quality: density and storage parameters. Geoderma, 110:131-146, 2002.
- RESENDE, M.; CURI, N.; LANI, J.L. Tropical soils: implications on sustainable development. In: SCIENCE for Sustainable Development in Latin America and Caribbean. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 1999. não paginado
- RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B.; CORRÊA, G.F. Pedologia. Base para distinção de ambientes. 4.ed. Viçosa: NEPUT, 2002, 338p.
- RESENDE, M. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of Central Plateau of Brazil [these]. West Lafayette: Purdue University; 1976.
- RESENDE, M. Pedologia. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 1982. 100p.
- REZENDE, J.O. Solos coesos dos Tabuleiros Costeiros: Limitações agrícolas e manejo. Salvador, SEAGRI, 2000. 117p. (Série Estudos Agrícolas, 1)
- RIBEIRO, L. P. Gênese, evolução e degradação dos solos amarelos coesos dos tabuleiros costeiros. In: REUNIÃO TÉCNICA SOBRE SOLOS COESOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, 1., 1996, Cruz das Almas. Anais... Cruz das Almas: EMBRAPA-CPATC; EMBRAPA-CNPMF; AGRUFBA; IGUFBA, 1996. p. 27-35.
- RIBEIRO, L.P. Os Latossolos Amarelos do Recôncavo Baiano: gênese, evolução e degradação. Salvador: Seplanteq, CADCT, 1998. 99p.
- RIBEIRO, M.R. Características morfológicas dos horizontes coesos dos solos dos Tabuleiros Costeiros. In: WORKSHOP COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, Aracaju, 2001. Anais. Aracaju, Embrapa Tabuleiros Costeiros, 2001. p. 161-168.

- RICHARDS, L.A. Methods of measuring moisture tension. *Soil Sci*, 58:95-112, 1949.
- ROSSETTI, D.F. Evolução sedimentar miocênica nos estados do Pará e Maranhão. *Geologia USP: Série Cientista*, São Paulo, 6:7-18, 2006.
- ROCHA, J. C.; ROSA, A. H.; CARDOSO, A. A. Introdução à química ambiental. Porto Alegre: Bookman, 2004. 154p.
- SANTANA, M.B.; SOUZA, L.S.; SOUZA, L.D.; FONTES, L.E.F. Atributos físicos do solo e distribuição do sistema radicular de citros como indicadores de horizontes coesos em dois solos de Tabuleiros Costeiros do Estado da Bahia. *R. Bras. Ci. Solo*, 30:1-12, 2006.
- SANTOS, A. do C.; PEREIRA, M. G.; ANJOS, L. H. C. dos; BERNINI, T. de A.; COOPER, M.; NUMMER, A. R.; FRANCELINO, M. R. Gênese e classificação de solos numa topossequência no ambiente de mar de morros do médio Vale do Paraíba do Sul, RJ. *R. Bras. Ci. Solo*, 34: 1297-1314, 2010.
- SANTOS, M.C., BATISTA, M.A. Avaliações física, química e mineralógica em solos Plínticos da região Meio-Norte do Brasil, submetidos a teste de umedecimento e secagem. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 20:21-31, 1996.
- 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 solos no campo. 6.ed. Viçosa, MG, Soc. Bras. Ci. Solo, 2013. 100p.
- SECRETARIA DE ESTADO DO MEIO AMBIENTE, AP – SEMA. Mapa de Vegetação. Disponível em: <[http://www.sema.ap.gov.br/images/MAPAS/VEGETACAO/MAPA\\_GERAL\\_VEGETACAO\\_A0\\_.pdf](http://www.sema.ap.gov.br/images/MAPAS/VEGETACAO/MAPA_GERAL_VEGETACAO_A0_.pdf)>. Acesso em: 09 mai. 2015.
- SHADFAN, H.; DIXON, J.B.; CALHOUN, F.G. Iron oxide properties versus strength of ferruginous crust and iron - glaeboles in soils. *Soil Sci.*, 140:317-25, 1985.
- SILVA, A.J. N.; CABEDA, M.S.V.; LIMA, J.F.W.F. Efeito de sistemas de uso e manejo nas propriedades físico-hídricas de um Argissolo Amarelo de Tabuleiro Costeiro. *R. Bras. Ci. do Solo*, 29:833-842, 2005.
- SILVA, A.P; LIBARDI, P.L; CAMARGO, O.A. Influência da compactação nas propriedades físicas de dois latossolos. *R. Bras. Ci. do Solo*, 10:91-95, 1986.
- SILVA, B.M. Disponibilidade de água no solo: métodos de estimativa e implicações de manejo em cafeeiros na região do cerrado. Lavras, Universidade Federal de Lavras, 2014. 135p. (Tese de Doutorado)
- SILVA, M.S.L.; RIBEIRO, M.R. Influência do cultivo da cana de açúcar em propriedades morfológicas e físicas de solos argilosos de tabuleiro no Estado de Alagoas. *R. Bras. Ci. do Solo*, 16:397-402, 1992.
- SILVA, M.L.N.; CURI, N.; MARQUES, J.J.G.S.M.; LIMA, L.A.; FERREIRA, M.M. e LIMA, J.M. Resistência ao salpico provocado por impacto de gotas de chuva simulada em Latossolos e sua relação com características químicas e mineralógicas. *Ci. Prat.*, 19:176-182, 1995.

SILVA, A.J.N.; RIBEIRO, M.R. Caracterização de Latossolo Amarelo sob cultivo contínuo de cana-de-açúcar no estado de Alagoas: atributos morfológicos e físicos. R. Bras. Ci. Solo, 21:6777-684, 1997.

SILVA, A.J.N.; RIBEIRO, M.R. Caracterização de Latossolo Amarelo sob cultivo contínuo de cana-de-açúcar no Estado de Alagoas: Propriedades químicas. R. Bras. Ci. Solo, 22:291-299, 1998.

SILVA, A.J.N.; RIBEIRO, M.R.; MERMUT, A.R.; BENKE, M.B. Influência do cultivo contínuo da cana-de-açúcar em Latossolos Amarelos coesos do Estado de Alagoas: Propriedades micromorfológicas. R. Bras. Ci. Solo, 22:515-525, 1998.

SILVA, M.L.N.; BLANCANEUX, P.; CURI, N.; LIMA, J.M.; MARQUES, J.J.G.S.M.; CARVALHO, A.M. Estabilidade e resistência de agregados de Latossolo Vermelho-Escuro cultivado com sucessão milho-adubo verde. Pesq. Agropec. Bras., 33:97-103, 1998.

SILVA, M.S.L.; KLAMT, E.; CAVALCANTI, A.C. e KROTH, P.L. Adensamento subsuperficial em solos do semi-árido: Processos geológicos e, ou, pedogenéticos. R. Bras. Eng. Agric. Amb., 6:314-320, 2002.

SMITH, B.F.L. e MITCHELL, B.D. Characterization of poorly ordered minerals by selective chemical methods. In: WILSON, M.J., ed. A handbook of determinative methods in clay mineralogy. London, Blackie e Sons, 1987. p.275-294.

SOANE, B. D. The role of organic matter in soil compactibility: a review of some practical aspects. Soil and Tillage Research, Amsterdam, 16:179- 201, 1990.

SOUZA, L.S., PAIVA, A.Q. Variação do potencial total da água em uma topossequência de solos de Tabuleiro, durante dois anos. Pesq. Agropec. Bras., 36:349-355, 2001.

SOUZA, L.S. Uso e manejo dos solos coesos dos Tabuleiros Costeiros. In: REUNIÃO TÉCNICA SOBRE SOLOS COESOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, Cruz das Almas, 1996. Anais. Aracaju, Embrapa Tabuleiros Costeiros, 1996. p.36-75.

SOUZA, L. S.; SOUZA, L. D.; CALDAS, R. C. Identificação da coesão com base em atributos físicos convencionais em solos dos tabuleiros costeiros. In: WORKSHOP SOBRE COESÃO EM SOLOS DOS TABULEIROS COSTEIROS, 2001, Aracaju. Anais... Aracaju: Embrapa Tabuleiros Costeiros, 2001. p. 169-190.

STOLF, R.; FERNANDES, J.; FURLANI NETO, V.L. Penetrômetro de impacto IAA/Planalsucar-STOLF (Recomendações para seu uso). STAB: Açúcar, Álcool e Subprodutos, Piracicaba, v.3, p.18-23, 1983.

STRECK, C. A.; REINERT, D .J.; REICHERT, J. M.; HORN, R. Relações do parâmetro s para algumas propriedades físicas de solos do sul do Brasil. Rev. Bras. Ci. Solo, 32:2603-2612, 2008.

SUGUIO, K.; NOGUEIRA, A. C. R. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo) Barreiras do Neógeno e seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. Geociências, São Paulo, 18: 461-479, 1999.

SCHWERTMANN, U. The effect of environments on iron oxide minerals. Adv. Soil Sci., 1:172-200, 1985.

TAYLOR, S.A.; ASHCROFT, G.L. Physical edaphology - The physics of irrigated and non irrigated soils. San Francisco, W.H. Freeman and Company, 1972. 532p

TORMENA, C.A.; SILVA, A.P.; LIBARDI, P.L. Caracterização do intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Roxo sob plantio direto. R. Bras. Ci. Solo, 22:573-581, 1998.

TORRENT, J.; BARRÓN, V. Diffuse reflectance spectroscopy. In: ULERY, A.L.; DREES, L.R. (Ed.). Methods of soil analysis. Part 5. Mineralogical methods. Madison: Soil Science Society of America, 2008. p.367-387.

TORRENT, J.; SCHWERTMANN, U.; BARRÓN, V. The reductive dissolution of synthetic goethite and hematite in dithionite. Clay Miner. 1987;22:329-37.

TORRES, A. M.; EL-ROBRINI, M., 2006. Erosão e progradação do litoral do Amapá. In: DIETER MUEHE (Org). Erosão e progradação do litoral do Brasil. Brasília: Ministério do Meio Ambiente – MMA. v. 1, 2006.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA - UFV. Caracterização de solos e avaliação dos principais sistemas de manejo dos Tabuleiros Costeiros do Baixo Rio Doce e das regiões norte do Estado do Espírito Santo e sua interpretação para uso agrícola. Viçosa, MG, 1984. 153p.

URACH, F. L. Estimativa da retenção de água em solos para fins de irrigação. 2007. 79 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Centro de Ciências Rurais, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2007.

XU, X.; NIEBER, J.L., GUPTA, S.C. Compaction effect on the gas diffusion coefficient in soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 56:1743-1750, 1992

YOEMANS, J.C.; BREMNER, J.M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. Comm. Soil Sci. Plant Anal., 19:1467-1476, 1988.