

ANA MARIA SOUZA DOS SANTOS MOREAU

**GÊNESE, MINERALOGIA E MICROMORFOLOGIA DE HORIZONTES  
COESO, FRAGIPÃ E DURIPÃ EM SOLOS DO TABULEIRO COSTEIRO DO  
SUL DA BAHIA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de “Doctor Scientiae”.

VIÇOSA  
MINAS GERAIS – BRASIL

2001

ANA MARIA SOUZA DOS SANTOS MOREAU

**GÊNESE, MINERALOGIA E MICROMORFOLOGIA DE HORIZONTES  
COESO, FRAGIPÃ E DURIPÃ EM SOLOS DO TABULEIRO COSTEIRO DO  
SUL DA BAHIA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de “Doctor Scientiae”.

APROVADA: 22 de novembro de 2001.

---

Prof. João Carlos Ker  
(Conselheiro)

---

Prof. Jaime Wilson V. Mello  
(Conselheiro)

---

Prof<sup>a</sup> Angélica Fortes D. C. Varajão

---

Prof. João José G. de Sá e M. Marques

---

Prof. Liovando Marciano da Costa  
(Orientador)

*“Quando apliquei o meu coração a conhecer a sabedoria, e a ver o trabalho que se faz sobre a terra (pois homens há que nem de dia nem de noite conseguem dar sono aos seus olhos), então contemplei toda obra de Deus, e vi que o homem não pode compreender a obra que se faz debaixo do sol; pois por mais que o homem trabalhe para a descobrir, não a achará; embora o sábio queira conhecê-la nem por isso a poderá compreender. Pois, quem jamais conheceu a mente do Senhor? Ou quem se fez seu conselheiro? Ou quem lhe deu primeiro a Ele, para que Lhe seja recompensado? Porque Dele, e por Ele, e para Ele, são todas as coisas; Glória, pois, a Ele eternamente. Amém”.*

*(Ecl. 8:16 e 17; Rom 11:34-36)*

## **AGRADECIMENTO**

Ao Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa, pelo curso proporcionado. Ao CNPq, pela concessão da bolsa e à Veracel Celulose S.A., pelo apoio financeiro e logístico na coleta do material de solo.

À Universidade Estadual de Santa Cruz (UESC), na pessoa da Magnífica Reitora Prof<sup>a</sup> Renée Albagli Nogueira e do Diretor do Departamento de Ciências Agrárias e Ambientais Prof. José Olímpio de Souza Júnior, pelas oportunidades que me foram concedidas para a conclusão do curso.

A Deus, pelas mais preciosas bênçãos da minha vida - Mauricio, Pedro e Laís e pela maravilhosa oportunidade de amá-los.

A Mauricio, Pedro e Laís pela cumplicidade, por tudo que vivemos e pelo que virá.

A toda minha família, em especial a minha mãe, D. Dilma, que nos inspira, pelo entusiasmo, pela perseverança, pela determinação e ternura com que vive a vida.

Ao professor Liovando Marciano da Costa, meu orientador, pelas palavras certas nos momentos certos, pelo constante estímulo e amizade.

Ao professor João Carlos Ker, pelas orientações, sugestões e críticas na condução dos trabalhos, e pelo aprendizado durante o curso.

Ao professor Carlos Ernesto Schaefer pela amizade estabelecida com os seus alunos, pela disponibilidade em atender-nos e pelos ensinamentos transmitidos.

A todos os professores do Departamento de Solos, pelo convívio agradável e pelo aprendizado.

A todos os funcionários do Departamento de Solos, em especial a Sônia, Luciana, Cláudio, Bené, Renato, Carlinhos, Carlos Henrique, José Luís e José Roberto, pelo apoio durante o curso e pela dedicação com que desempenham suas funções.

Aos queridos irmãos e irmãs da Primeira Igreja Batista de Viçosa, em particular a Irineu, Eunice, Pollyana, Danielle, Lucas, Ivone, Luciana, Ubaldo, Alexandre, Cristina, João Eustáquio, Chris, Gui, Léo, Tânia, Vívian e Marcelo, por nos proporcionar o exercício da comunhão, pelos momentos inesquecíveis, apoio irrestrito, e por nos acolher e amar, fazendo-nos sentir verdadeiramente em família.

À sempre amiga, Ana Carolina, pela amizade sincera e por nunca ter permitido que a distância nos separasse.

Às queridas amigas Luca, Alessandra, Nelci, Cristiane e Soraya, sempre presentes nas alegrias e nas tristezas, minha saudade pelos ricos momentos compartilhados.

Aos amigos e colegas do curso: George, Oldair, Paulo Gabriel, Herli, Aurora, Marcelo, Walder, Célida, Felipe, Renato, pelos auxílios, pelo convívio agradável e pela troca de idéias.

À Pesquisadora Mariza Nascimento Duarte , *in memoriam*, pelo carinho e disponibilidade com que nos recebeu na EMBRAPA-CNPS, para a realização das análises micromorfológicas, e também pelos ensinamentos durante a execução das mesmas.

À professora Loiva Antonello, pela possibilidade de realização das análises com microsonda eletrônica na Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, e à Fátima, funcionária do laboratório de microscopia, pela realização das análises.

## ÍNDICE

	Página
RESUMO .....	ix
ABSTRACT.....	xi
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	4
2.1. Tabuleiros costeiros.....	4
2.2. Solos dos tabuleiros costeiros.....	5
2.3. Horizonte coeso : ocorrência e gênese.....	8
2.4. Fragipã e duripã : conceituação e gênese.....	12
2.5. O silício no solo e a sua influência na formação de horizontes endurecidos.....	15
2.5.1. Solubilidade do silício e gênese de fragipã e duripã.....	17
2.5.2. Adsorção de sílica e gênese dos fragipãs e duripãs.....	19
2.6. Aluminossilicatos na gênese de fragipã e duripã.....	21
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	23

3.1. Caracterização geral da área de estudo.....	23
3.2. Seleção e coleta de solos.....	25
3.3. Caracterização física.....	28
3.4. Caracterização química.....	28
3.4.1. Análise de rotina.....	28
3.4.2. Ataque sulfúrico.....	29
3.4.3 Fe, Si e Al extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato e pelo oxalato de amônio.....	29
3.4.4. Si extraído pelo cloreto de cálcio e pela água.....	29
3.4.5. Ponto de Carga Zero (PCZ).....	30
3.5. Análise mineralógica.....	31
3.6. Análise micromorfológica.....	31
3.7. Análise com microsonda eletrônica.....	32
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	33
4.1. Características morfológicas.....	33
4.2. Características físicas.....	41
4.3. Características químicas.....	46
4.3.1. Análise de rotina.....	46
4.3.2. Ataque sulfúrico.....	49
4.3.3. Fe, Si e Al extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato e pelo oxalato de amônio.....	53
4.3.4. Si extraído pelo cloreto de cálcio e pela água.....	67
4.3.5. Ponto de Carga Zero (PCZ).....	70
4.4. Análise mineralógica.....	81
4.5. Análise micromorfológica.....	89
4.5.1. Argissolo Amarelo Distrófico latossólico.....	89
4.5.2. Espodossolo Ferrocárbico Órtico dúrico.....	92
4.5.3. Argissolo Amarelo Distrófico planossólico.....	94
4.5.4. Argissolo Amarelo Distrófico abruptico.....	97
4.5.5. Solo com fragipã e duripã.....	99
4.6. Análise com microsonda eletrônica.....	103

5.RESUMO E CONCLUSÕES.....	121
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	125
APÊNDICE	

## RESUMO

MOREAU, Ana Maria Souza dos Santos, D.S., Universidade Federal de Viçosa, novembro de 2001. **Gênese, mineralogia e micromorfologia de horizontes coeso, fragipã e duripã em solos do tabuleiro costeiro do Sul da Bahia.** Professor Orientador: Liovando Marciano da Costa. Professores Conselheiros: João Carlos Ker e Jaime Wilson Vargas de Mello.

O presente estudo teve por objetivo caracterizar física, química, mineralógica e micromorfológicamente solos de duas toposseqüências: Argissolo Amarelo Distrófico latossólico → Espodossolo Ferrocárbico Órtico dúrico; Argissolo Amarelo Distrófico planossólico e Argissolo Amarelo Distrófico abrupto → solo com fragipã e duripã<sup>1</sup>, desenvolvidos de sedimentos pertencentes ao Grupo Barreiras, bem como solo formado a partir do embasamento cristalino. A caracterização proposta visava avaliar os possíveis mecanismos físicos, químicos e mineralógicos que ocasionam a pedocimentação temporária nos horizontes com coesão em Argissolos Amarelos, bem como a pedocimentação mais consistente e pouco variável com a umidade em solo com fragipã e duripã. Os solos das duas toposseqüências apresentaram diferenciação quanto às características morfológicas e físicas (textura), principalmente no que se refere à manifestação do caráter coeso. Os

---

<sup>1</sup> Adotou-se esta designação pelo solo não enquadrar-se em nenhuma das classes propostas por EMBRAPA-CNPS (1999).

valores de densidade do solo tanto para os horizontes coesos quanto para o fragipã e duripã foram elevados, guardando uma relação inversa com o teor em matéria orgânica. O menor incremento em matéria orgânica, favoreceu o maior ajuste face a face da caulinita, o que resultou em um estado de coesão mais pronunciado. Os resultados obtidos, na presente pesquisa, indicam que a sílica e o alumínio desempenham papel relevante na gênese de fragipã e duripã, com presença determinante na manifestação das referidas feições. Nos Argissolos Amarelos, os baixos teores de sílica recuperada pelo ditonito e pelo oxalato, principalmente nos horizontes coesos, não causaram abaixamento significativo do PCZ. Nestes, a mineralogia essencialmente caulinítica e a sua forma placóide favorecem o ajuste cerrado entre as partículas mineralógicas, o que sugere que o mecanismo de coesão é meramente físico e se desfaz rapidamente com a umidade. No caso do solo com fragipã e duripã, o ajuste entre as partículas do solo é intensificado pela presença de hidroxialuminossilicatos que funcionam como um cimento. Neste caso, em particular, a presença ou não de gibbsita parece não influenciar no processo, pois o mecanismo é físico-químico e envolve adsorção de material amorfo como ligante entre as partículas. As principais características micromorfológicas, observadas nos horizontes coeso, fragipã e duripã foram: pequena quantidade de poros, ausência de atividade biológica e presença de grande quantidade de argilãs de deposição. De acordo com esta observação, o horizonte mais endurecido é o Cx do solo com fragipã e duripã, da base do tabuleiro da segunda toposseqüência, seguido pelos dois horizontes coesos do Argissolo Amarelo Distrófico planossólico e do Argissolo Amarelo Distrófico abruptico. O menos coeso é o horizonte BA do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico, do topo do tabuleiro da primeira toposseqüência. A mineralogia caulinítica e o ajuste face a face das suas lâminas parecem definir, nos horizontes coeso, fragipã e duripã, uma distribuição dos grãos em relação ao plasma do tipo porfirogrânica, onde os grãos estão envoltos num plasma denso, contínuo, com pouca tendência ao desenvolvimento do padrão aglutinado, que só foi encontrado nos horizontes livre de coesão do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico com traços de gibbsita, e no horizonte C<sub>2</sub> do solo com fragipã e duripã, na área da lâmina sem a manifestação do fragipã.

## ABSTRACT

MOREAU, Ana Maria Souza dos Santos, D.S. Universidade Federal de Viçosa, november, 2001. **Genesis, mineralogy and micromorphology of cohesive, fragipan and duripan horizons in coastal tableland soils of southern Bahia.** Adviser: Liovando Marciano da Costa. Committee Members: João Carlos Ker and Jaime Wilson V. Mello.

This study aimed to characterize the physical, chemical, and micromorphological attributes of soils in two toposequences: (1) latossolic Dystrophic Yellow Argisol → duric Ortic Ferrocarbic Spodosol; (2) planossolic Dystrophic Yellow Argisol and abrupt Dystrophic Yellow Argisol → soils with fragipan and duripan, developed from Barreiras Group sediments, compared with a soil developed from the crystalline basement. The proposed characterization aimed to evaluate possible physical, chemical and mineralogical attributes related to soil cementation in the horizons with seasonal cohesion in Yellow Argisols, and a more unvariable, consistent cementation in soils with fragipan and duripan. Soils in both toposequences differed in their morphological and physical (textural) characteristics, notably in the cohesive character display. Soil density values for both cohesive horizons and fragipans and duripans were high, having an inverse relation to organic matter content. Slight increases in organic matter favored the face-to-face arrangement of kaolinite crystals, resulting in greater cohesion. The results indicated that silica and aluminium played a prominent role in the genesis of fragipan and duripan.

In the in the Yellow Argisols, the low contents of silica recovered by dithionite and oxalate in cohesive horizons have not caused a significant PCZ decrease. In these, the essentially kaolinitic mineralogy and its sheet-like form favor de close adjustment between particles suggesting that cohesion is mainly physical, easily breaking apart with wetting. As for fragipan and duripan soils, the particles adjustment is intensified by the presence of aluminosilicates cements. In this case, the presence or absence of gibbsite does not appear to influence the process, since the mechanism is physical-chemical, involving adsorption of amorphous material, such as ligands between the particles. The main micromorphological characteristics observed in the cohesive, fragipan and duripan horizons were: lower porosity, absence of biological activity and presence of a large depositional clay cutans. According to this observation, the most hardened horizon is Cx of fragipan and duripan soil, on the basis of the second toposequence plateau, followed by two cohesive horizons of planosolic Dystrophic Yellow Argisol and abruptic Dystrophic Yellow Argisol. The least cohesive is the BA horizon in the latossolic Dystrophic Yellow Argisol, from the top of the first sequence plateau. Kaolinitic mineralogy and the face-to-face arrangement of crystals in the cohesive, fragipan and duripan horizons create a distribution of grains in relation to the plasma of the porfirogranitic type, where grains are surrounded by a dense, continuous plasma, with little tendency to develop an agglutinic pattern. The agglutinic pattern was found only in the cohesion-free friable horizons of latossolic Dystrophic Yellow Argisol – with gibbsite traces - and in the C horizon with fragipan and duripan in areas in the thin section where pans were absent.

## 1. INTRODUÇÃO

Os solos de tabuleiro, particularmente os Latossolos e Argissolos Amarelos com coesão subsuperficial marcante, encontram-se distribuídos em toda a faixa costeira do Brasil, indo desde o Estado do Rio de Janeiro até o Amapá, com extensão até o vale do rio Paraíba do Sul, no Estado de São Paulo. Além desta área, estes solos ocupam uma grande extensão do médio e baixo vale do rio Amazonas e afluentes, sendo constatados também nos Estados do Maranhão e Piauí. Solos afins a estes aparecem na zona semi-árida de Pernambuco e Bahia, estendendo-se para a região do Médio Jequitinhonha em Minas Gerais.

Pela expressão geográfica e atributos como grande profundidade, boa drenagem, ocorrência em relevo plano ou suave ondulado que permite a mecanização, proximidades de centros consumidores e possibilidade de utilização em pelo menos uma época do ano, pode-se afirmar que é grande a importância dos Latossolos e Argissolos de tabuleiros para alguns estados do nordeste e mesmo sudeste. Os solos dos tabuleiros apresentam uso bastante diversificado. A fruticultura tropical e as pastagens de braquiárias estão sendo praticadas em todas as áreas. Culturas como mandioca, batata-doce, inhame ou cará e feijão-de-corda são também bastante freqüentes nesses solos. A cana-de-açúcar é cultivada desde o litoral do Nordeste até a região de Campos e Macaé, no Estado do Rio de Janeiro. Na região semi-árida pratica-se

agricultura de sequeiro, com implantação mais recente de capim Buffel e ampliação da agricultura irrigada.

A não entrada em larga escala de culturas anuais como soja, feijão e milho em áreas de melhor topografia, bem como a longevidade relativamente pequena de culturas perenes, como o citrus (15 a 20 anos na Bahia contra 25 a 30 em São Paulo) têm merecido menção de que o solo pode ser um fator limitante. Neste contexto, a baixa capacidade de retenção de água e nutrientes tem sido apontada como um desses fatores. Agravam-se, ainda mais, estas limitações a constatação de horizonte subsuperficial coeso que reduz a profundidade efetiva destes solos.

As condições climáticas vigentes na zona úmida costeira, aliadas ao relevo plano ou suave ondulado, com material de origem constituído por sedimentos detríticos, favorecem não apenas a formação de horizonte coeso, mas também a formação de outros horizontes mais coesos ainda como fragipã e duripã, ainda que em menor extensão.

Essas três manifestações de coesão (horizonte coeso, fragipã e duripã) afetam a penetração do sistema radicular das plantas e a infiltração da água no solo, sendo que suas conseqüências para o aproveitamento agrícola dependerão da profundidade de ocorrência da mesma.

A importância de se determinar os possíveis agentes causadores das referidas coesões é muito grande, uma vez que o conhecimento mais pormenorizado das características e dos processos de formação desses horizontes endurecidos podem contribuir na definição de práticas de manejo mais adequadas para a exploração sustentada desses solos.

Diante do exposto, o presente trabalho teve como objetivos:

- Caracterizar solos de duas toposseqüências: Argissolo Amarelo Distrófico latossólico → Espodossolo Ferrocárbico Órtico dúrico; Argissolo Amarelo Distrófico planossólico e Argissolo Amarelo Distrófico abruptico → solo com seqüência A-C<sub>1</sub>-C<sub>2</sub> (com nódulos de fragipã) - Cx (com duripã contínuo), daí a designação adotada de solo com fragipã e duripã.
- Avaliar os possíveis mecanismos físicos, químicos e mineralógicos que ocasionam a pedocimentação temporária (dependente da umidade) nos horizontes coesos de Argissolos Amarelos, bem como a pedocimentação

mais consistente e pouco variável com a umidade em solo com fragipã e duripã, desenvolvidos de sedimentos do Grupo Barreiras.

- Avaliar, via microscopia eletrônica de varredura, o arranjo das feições morfológicas de horizontes coesos, fragipã e duripã, bem como a composição química de algumas feições, a fim de detectar o possível efeito da sílica, do alumínio e do ferro na pedocimentação.

## **2. REVISÃO DE LITERATURA**

### **2.1. Tabuleiros costeiros**

Os tabuleiros costeiros constituem uma unidade geomorfológica posicionada no sentido norte-sul, com largura variável entre 20 e 120 km e altitude que varia de 20 a pouco mais de 700 m. Situam-se entre o mar e as elevações, principalmente gnaisse-graníticas que marcam o início do Planalto Brasileiro. É o primeiro andar, por assim dizer, da escalada para o interior (DNPM, 1984).

Apresentam uma feição característica que é a topografia tabular dissecada por vales profundos de encostas com forte declive. Apesar de predominar em relevo plano ou suave ondulado, em áreas onde houve forte dissecamento, a topografia chega a ser ondulada até fortemente ondulada (EMBRAPA - SNLCS, 1977; OLIVEIRA et al., 1992).

Estão distribuídos por toda a faixa costeira do Brasil, desde o Estado do Amapá até o Rio de Janeiro. Penetram na Amazônia e constituem-se numa das maiores expressões de sedimentos terciários continentais de todo o mundo (BITTENCOURT, 1996; JACOMINE, 1996).

Em 1930, Moraes Rêgo, citado pelo DNPM (1984), chamou a atenção para a semelhança existente entre os sedimentos terciários encontrados nos baixos platôs Amazônicos e os que formam os tabuleiros costeiros da costa

norte, nordeste e leste brasileira. A primeira unidade foi denominada Formação Alter do Chão e a segunda, Grupo Barreiras.

Estas unidades são constituídas por sedimentos provenientes do intemperismo de rochas granito-gnáissicas leucocráticas. Esses sedimentos formavam antigas superfícies de aplainamento que sofreram desmonte desde o Oligoceno até o Holoceno. O desmonte se deu em razão de processos tectônicos, oscilações climáticas e glaciações. O transporte foi de origem fluvial, sendo os sedimentos depositados discordantemente sobre rochas do Pré-Cambriano Superior (BIGARELLA e ANDRADE, 1964; DNPM, 1984).

Assim, os tabuleiros costeiros coincidem com os sedimentos cenozóicos do Grupo Barreiras, de textura argilosa, argilo-arenosa ou arenosa, tipicamente cauliniticos e quartzosos, pobres em ferro, com eventuais níveis conglomeráticos, dispostos em camadas, com espessura que varia em conformidade com as ondulações do substrato rochoso, que ocasionalmente aflora, influenciando nas formas do modelado (BITTENCOURT, 1996).

## **2.2. Solos dos tabuleiros costeiros**

Os solos dos tabuleiros costeiros ocupam uma área de aproximadamente 200.000 km<sup>2</sup> (JACOMINE, 1996) e, apesar de toda esta extensão, os mesmos apresentam similaridade nas suas características pedogenéticas. Segundo UFV (1984), isso se deve à natureza essencialmente caulinitica e quartzosa dos sedimentos, que, por serem bastante estáveis, não sofreram modificações de vulto com a pedogênese posterior. As diferenças observadas tendem a ser determinadas pela granulometria, pelo grau de manifestação da coesão e pela drenagem.

Apesar da tabularidade do Barreiras e da baixa densidade de drenagem, há trechos mais dissecados com maior desnível entre os topos e os fundos dos vales. Nas áreas em que o depósito apresenta maior extensão com dissecamento pouco expressivo, como no extremo sul da Bahia e norte do Espírito Santo, dominam os Argissolos Amarelos, correspondendo as áreas mais planas, e os Latossolos Amarelos nas porções mais dissecadas (UFV, 1984; EMBRAPA -CNPS, 1994).

Os Latossolos e Argissolos Amarelos compreendem as classes que mais prevalecem nos tabuleiros costeiros. Originam-se de sedimentos terciário-quaternário pertencentes ao Grupo Barreiras, sendo às vezes genericamente denominados de solos coesos dos tabuleiros costeiros.

Na década de 50, verificaram-se os primeiros registros da sua identificação, quando em levantamento de solos do Estado do Rio de Janeiro, BARROS et al. (1958) identificaram como solos de coloração amarela que apresentavam resistência à penetração do martelo pedológico. Desde então, os pedólogos têm se interessado bastante por estas classes, pois uma das peculiaridades apresentadas é a manifestação do estado coeso quando o solo está seco, tornando-se friável ou muito friável quando úmido.

Até chegar a denominação atual - Latossolos e Argissolos Amarelos (EMBRAPA, 1999), os mesmos receberam denominações indistintas em levantamentos de solos, tais como Regolatossol Amarelo fase tabuleiro (BARROS et al., 1958; CAMARGO et al. 1970); Latosol Vermelho-Amarelo fase terraço (LEMOS et al., 1960); e Latossolo Vermelho Amarelo e Podzólico Vermelho Amarelo coesos (BRASIL, 1976).

No levantamento de solos do médio Jequitinhonha (CAMARGO et al., 1970) foram distinguidos solos com B textural, estrutura maciça porosa coesa e tenaz *in situ*, compacto, extremamente duro, classificados como Solos Podzolizados de Pedra Azul, de ocorrência em áreas relativamente amplas, e solos com B latossólico, estrutura maciça pouco coerente *in situ*, duro a extremamente duro com presença na fração areia de minerais facilmente intemperizáveis, tais como feldspatos potássico e muscovita, sendo esta a razão da classificação dos mesmos como Regolatossol fase tabuleiro, encontrando-se situado em área de relevo suave ondulado.

A distinção entre essas duas classes nem sempre é bem nítida, sendo muitas vezes classificados como intermediários. Uma das principais características que os distinguem é a presença de gradiente textural mais pronunciado, identificando o horizonte B textural, pois ambos apresentam horizonte B espesso, com pouca diferenciação de subhorizontes, ausência ou apenas presença de pouca quantidade de minerais primários facilmente intemperizáveis, baixa relação silte/argila e composição mineralógica

semelhante à do B latossólico (ACHÁ PANOSO, 1976; FONSECA, 1986; EMBRAPA -CNPS, 1995).

A maior expressão e continuidade de área dos Latossolos Amarelos encontra-se nos platôs litorâneos e amazônicos, onde desenvolvem-se a partir de sedimentos do Grupo Barreiras e Formação Alter do Chão (OLIVEIRA et al., 1992 e KER, 1997). Englobam solos de cores tipicamente amareladas, horizonte B com matizes 10YR e 7,5YR, com valores e cromas iguais ou maiores que 5. A textura varia de muito argilosa a média, com predomínio de solos argilosos. A estrutura é fracamente desenvolvida em blocos nos horizontes AB, BA e Bw. No Bw, com menor frequência, registra-se a estrutura granular na porção correspondente a parte inferior do B latossólico(OLIVEIRA et al., 1992; RODRIGUES, 1996 e KER, 1997).

Os Argissolos Amarelos apresentam propriedades químicas e mineralógicas bastante similares às dos Latossolos Amarelos, dos quais são distintos pelo gradiente textural mais alto, maior concentração de argila no Bt, muitas vezes com mudança textural abrupta e presença de horizonte E. A argila dispersa em água atinge maiores profundidades nos Argissolos e o caráter coeso, além de estar presente logo abaixo do A, atinge maior profundidade no B que nos Latossolos (ANJOS, 1985; FONSECA, 1986; EMBRAPA -CNPS, 1995).

Além dos Argissolos e Latossolos Amarelos, ocorrem, em pequenas áreas dos tabuleiros costeiros, os Argissolos Acinzentados, Espodossolos, Neossolos Quartzarênicos e Plintossolos (BRASIL, 1976; OLIVEIRA, et al., 1992; EMBRAPA, 1994; EMBRAPA -CNPS, 1995).

Os Argissolos Acinzentados ocorrem sobretudo em áreas abaciadas ou onde o relevo é plano e o escoamento superficial das águas é limitado. Apresentam coloração acinzentada com valores variando de 7 a 8 e croma entre 2 e 3, a textura é média ou argilosa no B e arenosa ou média no A. Alguns perfis apresentam fragipã , sobretudo nos solos que são encontrados em áreas abaciadas. Quimicamente são ácidos, com baixa saturação por bases e, normalmente, com alta saturação por alumínio trocável (EMBRAPA, 1995 e EMBRAPA , 1999).

Encontram-se os Espodossolos em pequenas áreas depressionais sobre os tabuleiros costeiros e na região Amazônica (JACOMINE, 1996). Apresentam

horizonte B de acumulação de matéria orgânica iluvial (Bh) e, ou, de concentração de óxidos de ferro e alumínio (Bs), ou ambos (Bhs). Solos da classe Espodosolo apresentam usualmente textura arenosa ao longo do perfil. Raras são as citações de outras classes texturais. São solos ácidos, com baixa saturação por bases, mais comumente álicos. Frequentemente, apresentam fragipã ou duripã abaixo do horizonte B (CAMARGO e RODRIGUES, 1979) ou a profundidades variáveis de 80 a 200 cm, mantendo o lençol freático alto na época da chuva, o que restringe o uso agrícola desses solos (EMBRAPA, 1995 e EMBRAPA, 1999).

Os Neossolos Quartzarênicos caracterizam-se pela textura areia ou areia franca e por serem constituídos essencialmente de quartzo e, virtualmente, desprovidos de materiais primários pouco resistentes ao intemperismo. Os Neossolos Quartzarênicos dos tabuleiros costeiros são mais consistentes que os Neossolos Quartzarênicos desenvolvidos a partir de outros materiais de origem, porém a sua coesão é pequena em consequência dos teores de argila serem muito baixos. São solos ácidos a fortemente ácidos, com saturação por bases muito baixa e saturação por alumínio alta (BRASIL, 1976; JACOMINE, 1996, EMBRAPA, 1999).

Os Plintossolos constituem a classe menos expressiva nos tabuleiros costeiros, restringindo-se a algumas depressões, com drenagem imperfeita. São, também, ácidos a fortemente ácidos, com baixa saturação por bases e, geralmente, com alta saturação por alumínio trocável (OLIVEIRA et al. 1992; EMBRAPA, 1995 e EMBRAPA, 1999).

### **2.3. Horizonte coeso : ocorrência e gênese**

Horizontes ou camadas endurecidas e fortemente compactadas são designadas como “pans”. Enquadram-se nesta categoria os fragipãs e duripãs (WINTERS e SIMONSON, 1951; JACOMINE, 1974; FANNING e FANNING, 1989), onde o efeito cimentante de elementos químicos como silício, alumínio e ferro parece ter papel efetivo na sua gênese (NORTON e FRANZMEIER, 1978; HALLMARK e SMECK, 1979; STEINHARDT e FRANZMEIER, 1979;

STEINHARDT et al., 1982; NORTON et al., 1984; KARATHANASIS, 1987a; ROLIM NETO e SANTOS, 1994). No Brasil, Argissolos e Latossolos Amarelos dos tabuleiros costeiros da região litorânea apresentam horizontes endurecidos (horizonte BA e parte do Bt ou do Bw), quando secos. Apesar de se enquadrarem na definição de “pã”, não parecem ter na cimentação química a causa de sua formação (ACHÁ PANOSO, 1976; RESENDE, 1982, FONSECA, 1986; ANJOS, 1985; FERREIRA, 1988), embora trabalhos mais recentes sugiram também a participação de agentes cimentantes (MEIRELES e RIBEIRO, 1995).

“Horizonte coeso” é uma terminologia utilizada para designar um estado de coesão 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 B (ACHÁ PANOSO, 1976; FONSECA, 1986; JACOMINE, 1996; JACOMINE, 1997).

Caracteriza-se por apresentar consistência, a seco, dura ou muito dura, com aumento de argila dispersa em água, diminuição dos macroporos e da porosidade total, com conseqüente aumento da densidade do solo em relação aos horizontes situados abaixo (ACHÁ PANOSO, 1976; JACOMINE, 1979; FONSECA, 1986).

Atualmente, no Sistema de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999), o caráter coeso aparece no terceiro nível categórico da classe dos Latossolos Amarelos, enquanto que nos Argissolos Amarelos este não é contemplado, nem mesmo no quarto nível. Estas classes, conforme comentado anteriormente, são as mais representativas dos tabuleiros costeiros, e o caráter coeso não é uma feição exclusiva dos Latossolos, havendo inclusive relatos de coesão mais pronunciada nos Argissolos (JACOMINE, 1996). Além disso, na definição proposta por EMBRAPA (1999) para o caráter coeso, aspectos relacionados à textura dos solos, relação entre a coesão e o material de origem, mineralogia e a gênese da coesão não são mencionados.

Alguns autores atribuem a gênese da coesão ao preenchimento de microporos por migração de materiais como argila e matéria orgânica das partes superiores obstruindo-os, ocasionando assim diminuição na porosidade

total do solo (OLIVEIRA et al., 1968; ACHÁ PANOSO, 1976; FONSECA, 1986). No entanto, RIBEIRO (1991), estudando Latossolos coesos da região de Cruz das Almas-BA, ressalta que a diminuição da porosidade ao longo do perfil não pode ser justificada apenas pela translocação de argila, fato este também evidenciado pela baixa ocorrência de cutans de iluviação nos horizontes coesos, que aparecem mais desenvolvidos nos horizontes superiores e inferiores ao horizonte coeso. O autor destaca, ainda, que, embora ocorram nesses solos elevados teores de argila dispersa em água, passível de eluviação, este seria um dado comum que colaboraria com o processo mas não o justificaria. Segundo MEIRELES e RIBEIRO (1995), o entupimento de poros estaria relacionado à sílica oriunda do ataque do quartzo pelos ácidos orgânicos e não à argila iluviada.

Para ANJOS (1985), as características morfológicas e mineralógicas, observadas em Latossolos e Podzólicos Amarelos estão mais estreitamente relacionadas com os processos geomórficos do que com os pedogenéticos. De acordo com esta autora, as propriedades associadas a horizontes coesos já existiam quando se iniciou a formação do solo. Algumas características dos horizontes coesos seriam herdadas do material de origem.

No entanto, a ocorrência de horizonte coeso é mais generalizada em Latossolos e Argissolos Amarelos dos tabuleiros, enquanto que nos Argissolos Acinzentados, Espodossolos e Neossolos Quartzarênicos, solos desenvolvidos do mesmo pacote sedimentar, esta feição não é comum.

Corroborando com ANJOS (1985), RIBEIRO (1991) acrescenta que o incremento de argila no horizonte B, com conseqüente diminuição da porosidade, não deve ser atribuído à iluviação de argila, uma vez que não se observa filme de argila (cutans) entre as unidades estruturais. Este fato é então atribuído a perda gradual por processos de erosão do topo do solo e, ou, lenta destruição do mineral de argila sob influência da matéria orgânica.

ACHÁ PANOSO (1976) aponta também para o baixo teor de  $Fe_2O_3$  como um suposto modelo para explicar a gênese dos horizontes coesos. Segundo o autor, existe relação inversa entre o aumento de  $Fe_2O_3$  do ataque sulfúrico, especialmente do ferro livre, e o grau de coesão. Os solos são tão mais coesos e endurecidos quanto menores são seus teores de  $Fe_2O_3$ .

Bennema e Camargo (1979), citados por FONSECA (1986), acrescentam que se os teores de óxidos de ferro são baixos, as chances de formação de agregados estáveis, que atuariam como agentes cimentantes, são menores, agravado pela baixa superfície específica da caulinita, mineral dominante na fração argila dos Latossolos e Argissolos Amarelos de tabuleiro.

Apesar destes autores atribuírem ao ferro uma participação indireta na gênese dos horizontes coesos, CHADWICH et al. (1987), estudando gênese de duripãs, acreditam que os óxidos de ferro funcionem como superfícies de adsorção iniciais de  $H_4SiO_4$ . Esta molécula atuaria como um “ímã” para futuras adsorções e, quando o solo seca, as moléculas adsorvidas precipitariam formando  $SiO_2$ . O modelo foi proposto para duripã, no entanto poder-se-ia dar uma ênfase maior aos óxidos de ferro na gênese de “horizonte coeso”, fragipã e duripã em solos de tabuleiro, pois, segundo CHADWICH et al. (1987), as características típicas de duripã ocorreram apenas nas zonas com quantidades significativas de goethita, mineral freqüente em solos de tabuleiro. Este óxido atuaria na adsorção inicial do ácido monossilícico. Assim, segundo este modelo, horizonte coeso, fragipãs e duripãs em solos de tabuleiro, difeririam mais em grau do que em tipo de processo.

Pelo fato do estado de endurecimento do horizonte coeso manifestar-se quando o solo está seco, desaparecendo ou atenuando-se quando úmido, outro modelo é proposto sobre a gênese do referido adensamento. Com base nas afirmações de KOHNKE (1968) quanto à influência da mineralogia do solo na organização das partículas, RESENDE (1982) e UFV (1984) propõem que o adensamento em solos de tabuleiro origina-se de um possível ajuste face a face de partículas do solo, principalmente a caulinita pela sua forma laminar.

Segundo RESENDE (1982) e UFV (1984), a forma de deposição dos sedimentos pertencentes ao Grupo Barreiras não permitiu, inicialmente, o ajuste face a face das argilas, por se tratar de um meio de pouca liberdade de movimentação (correntes de lama). No entanto, o umedecimento e a secagem do solo provocam atividades de expansão e contração, eqüivalendo a aplicação de uma energia organizadora, o que tende a colocá-las face a face, à semelhança do que ocorre com o barro amassado, o que resulta no aumento da densidade.

Pelo visto, conclui-se que sobre gênese dos horizontes coesos existem várias tentativas de explicação, às vezes contraditórias. Isso indica que algumas ações de pesquisa são ainda perfeitamente pertinentes, sobretudo no que se refere à ação de elementos químicos na coesão, avaliada pelo uso de diferentes extratores químicos.

#### **2.4. Fragipã e duripã: conceituação e gênese**

Segundo JACOMINE (1996), as condições climáticas vigentes na zona úmida costeira, aliadas ao relevo plano ou quase plano, com material de origem constituído por sedimentos detríticos, favorecem a formação não só de horizonte coeso, mas também de fragipã e duripã, sendo que estes dois últimos são mais freqüentes nas áreas mais deprimidas dos tabuleiros costeiros. Ressalta-se, entretanto, que estes horizontes têm sido constatados em ampla faixa climática.

Fragipã é conceituado como um horizonte subsuperficial, com conteúdo baixo de matéria orgânica, aparentemente cimentado, alta densidade do solo, com consistência dura a muito dura, quando seco, e quando molhado se apresenta quebradiço (EUA, 1951; EUA, 1975; EMBRAPA, 1988a; EUA, 1994; EMBRAPA, 1997; EUA, 1998 e EMBRAPA, 1999). Quanto à textura do horizonte, estes autores mencionam que é predominantemente média e arenosa e raramente argilosa. JACOMINE (1974), estudando fragipãs em solos de tabuleiro costeiro no Brasil, afirma que tal feição desenvolve-se, preferencialmente, em solos de textura arenosa, no entanto, quando aparecem em solos de textura argilosa, há, necessariamente, um horizonte com materiais de textura mais arenosa acima deste.

Ao que parece, o teor de argila não é um dos fatores que impede a formação de fragipãs. Entretanto, alguns autores destacam que, quando este for > 35%, sua formação é mais difícil (PETERSEN et al., 1970; RICHIE et al., 1974), uma vez que, quando a área da superfície aumenta, a união efetiva entre as partículas por agentes cimentantes é dificultada, pois as forças de expansão e contração são mais fortes do que as de ligação (SMECK et al., 1989).

Em solos, o desenvolvimento de fragipãs tem sido motivo de controvérsias. Alguns pesquisadores acreditam que estes horizontes são resultados de processos genéticos dos solos, o que afeta o rearranjo das partículas com empacotamento por argilas ou formação de frágeis ligações químicas (HARLAN et al., 1977; NORTON e FRANZMEIER, 1978; HALLMARK e SMECK, 1979; STEINHARDT e FRANZMEIER, 1979). Outros, no entanto, consideram como remanescente de fenômeno periglacial (GROSSMAN e CLINE, 1957; YASSOGLOU e WHITESIDE, 1960; GROSSMAN e CLARLISLE, 1969; LOZET e HERBILLON, 1971).

A natureza compacta e o comportamento quebradiço, quando úmido, dos fragipãs, restringindo parcialmente a penetração de água e raízes, são explicados por empacotamento cerrado (PETERSEN et al., 1970; RICHIE et al., 1974; HANNA et al., 1975; BRYANT, 1989); pontes de argila (GROSSMAN e CLINE, 1957; YASSOGLOU e WHITESIDE, 1960) e, ou, ligação com um composto amorfo (WINTERS, 1942; ANDERSON e WHITE, 1958; HARLAN et al., 1977; HALLMARK e SMECK, 1979; NORTON e FRANZMEIER, 1978; STEINHARDT e FRANZMEIER, 1979; STEINHARDT et al., 1982; NORTON et al., 1984; KARATHANASIS, 1987a; ROLIM NETO e SANTOS, 1994).

Mesmo que a composição química dos agentes ligantes não esteja, ainda definida, e as quantidades dos suspeitos agentes extraídos sejam relativamente pequenas, o número de relatos independentes, que citam a existência de agentes responsáveis pela formação de fragipãs, aponta para efetividade deste mecanismo.

FRANZMEIER et al. (1989) comentam que dentre os agentes ligantes, a sílica é o que tem recebido mais destaque na literatura. Os autores citam ainda que as primeiras evidências de cimentação por sílica foi feita por Marbut em 1935. Com o trabalho de Nikiforoff et al., em 1948, continuam os autores, o endurecimento do pan foi atribuído a uma característica original e não secundária, desenvolvida em razão do empacotamento cerrado de partículas durante a sua deposição. A partir daí, pouco mencionou-se sobre o papel da sílica na formação do fragipã. Somente em 1957, o assunto voltou a emergir com as pesquisas de Knox.

Além da sílica, alguns autores citam a participação também do alumínio (ANDERSON e WHITE, 1958; NETTLETON et al., 1968; HALLMARK e

SMECK, 1979), como agente cimentante. NORTON et al. (1984) observaram que o material cimentante em fragipã é um hidroxialuminossilicato solúvel em DCB (ditionito-citrato-bicarbonato), que forma pontes de contato entre os grãos do esqueleto do solo na presença de variáveis quantidades de argila. KARATHANASIS (1987b) propôs, também, a partir de evidências termodinâmicas, que o precipitado amorfo, em fragipãs, pode abranger desde aluminossilicatos a sílica. Para FRANZMEIER et al. (1989), a condição mais ácida de formação do fragipã tenderia a aumentar a chance de formação de aluminossilicatos em fragipãs, em relação aos duripãs.

Duripã é conceituado como um horizonte mineral subsuperficial que apresenta grau variável de cimentação, sendo praticamente impermeável (EUA, 1951; EUA, 1975; EMBRAPA, 1988a; EMBRAPA, 1997; EUA, 1998; EMBRAPA, 1999). Esses autores atribuem a cimentação das partículas à sílica, podendo, ainda, haver participação de ferro e alumínio. No entanto, EUA (1994) dá ênfase a sílica, relatando que esta pode estar ou não acompanhada de outros agentes, cuja participação seria secundária.

Fragipã e duripã se diferenciam quanto ao grau de cimentação e conseqüentemente, quebradicidade quando imerso em água. Para o fragipã, o fragmento seco do mesmo torna-se menos resistente quando imerso em água, podendo desenvolver fraturas com ou sem desprendimento de pedaços, e se esboroa em curto espaço de tempo, enquanto que no duripã a cimentação é suficientemente forte, de modo que fragmentos secos não se esboroam, mesmo durante prolongado período de umedecimento.

Embora os dados de pesquisa apontem para a sílica como agente cimentante para os duripãs, RODRIGUES SILVA e LEPRUN (1997), estudando esta feição em solos dos tabuleiros costeiros do nordeste brasileiro, constataram que o alumínio está presente na proporção de 3 para 1, em relação a sílica, podendo constituir-se em importante agente cimentante.

A ocorrência destes três tipos de horizontes: “coeso”, fragipã e duripã, com ampla dominância do primeiro tipo, é comum em toda a extensão dos solos relacionados ao Grupo Barreiras na costa atlântica brasileira.

Embora esteja amplamente discutido o papel da sílica na cimentação de horizontes do tipo fragipã e duripã, alguns autores levantam a possibilidade

desse mesmo mecanismo atuar, porém expressando-se de forma menos intensa, no horizonte coeso, necessitando esta hipótese de mais investigações.

WINTERS (1942), meio século atrás, sugeriu que a sílica exerce papel determinante na formação de horizontes cimentados. Agora, no entanto, mais dados e observações estão disponíveis para substanciar esta teoria. A questão do agente cimentante ser sílica ou um aluminossilicato é um ponto que ainda precisa de mais estudos.

## **2.5. O silício no solo e a sua influência na formação de horizontes endurecidos**

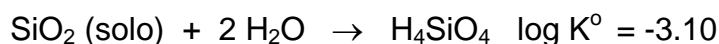
O silício pode ser encontrado no solo na forma cristalina, amorfa e em solução. Na forma cristalina, a sílica, ou dióxido de silício, é encontrado na natureza como quartzo (hexagonal), tridimita (hexagonal), e cristobalita (cúbico), sendo a primeira forma a mais freqüente e as demais, raras (DRESS et al., 1989).

Como resume Mitchel (1975), citado por DRESS et al. (1989), no solo, a sílica ocorre em vários estágios, numa transição gradual entre ácido monossilícico e formas minerais sólidas, como descrito abaixo:



Segundo aqueles autores, este conceito envolve solubilidade molecular (ácido monossilícico), colóides dispersos (hidrogels) e gels rígidos (xerogels). Partindo da forma de hidrosols, é necessário um longo tempo para a condensação e polimerização de ácido monossilícico para ácido polissilícico. Caso a sílica seja realmente o agente cimentante em fragipãs e duripãs, o que os diferenciaria seria a forma encontrada em cada feição e o tempo necessário para que houvesse irreversibilidade na coesão, caracterizando o duripã.

O ácido monossilícico (H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>) constitui-se na forma solúvel de sílica, encontrada na solução do solo, sendo oriundo da seguinte reação (FAURE, 1991):



Em solução, o  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  pode ser dissociado e polimerizado em espécies silicatadas, sendo a magnitude desses fenômenos controladas pela sílica do solo e pelo pH. A forma monomérica é encontrada em  $\text{pH} < 9,5$  e as polimerizadas a valores de pH superiores. Em valores de  $\text{pH} > 10$ , a forma monomérica se dissocia em  $\text{H}_3\text{SiO}_4^-$ , em razão de sua maior solubilidade. Em meios caracterizados por concentrações baixas e pH neutro ou ácido, o silício forma uma solução verdadeira, pois à medida que aumenta a concentração começa sua polimerização. A presença do alumínio diminui a solubilidade deste elemento e se inicia a formação dos minerais aluminossilicatados (LINDSAY, 1979; DREES et al., 1989).

Na forma amorfa, a sílica ( $\text{SiO}_2$ ) é denominada de opala, consistindo de xerogéis compactos. A calcedônia e suas variedades (ágata, onix, heliotropo, jasper, etc) são opalas envelhecidas. O termo opala é freqüentemente utilizado de maneira genérica para designar corpos silicosos de origem orgânica e inorgânica. No solo, as formas encontradas de opala são a opala - A e a opala - CT. Ambas são constituintes primários de silcretes e duripãs (MCKEAGUE e CLINE, 1963a; DRESS et al., 1989).

JONES e SEGNET (1971), com base na difração de raios - X (DRX) da opala de origem pedogenética, distinguiram opala - A, opala - CT e quartzo microcristalino presentes nos solos nas condições ambientais. Segundo os autores, opala - A, por apresentar um baixo grau de cristalinidade, produz um padrão de DRX caracterizado por uma banda central larga, mal definida a 0,40 nm. A opala - CT, de melhor cristalinidade, apresenta um padrão de DRX, caracterizado por picos mais bem definidos a 0,43 e 0,25 nm e com forte intensidade a 0,41 nm. O padrão do quartzo microcristalino assemelha-se ao do quartzo.

As opalas - A e CT foram identificadas por difração de raios X, como sílica pedogenética em dois solos com horizontes endurecidos em Nevada, Estados Unidos (CHADWICK et al., 1987). Os autores identificaram três tipos de sílica opalina. Os vidros vulcânicos, classificados como opala - A, servem como fonte de sílica primária para precipitar em opala - A e opala - CT

secundárias. Os produtos secundários são passíveis de cimentação nos horizontes endurecidos dos solos estudados.

Processos de desidratação podem transformar opala - A em opala - CT, no entanto, transformações de minerais de opala para quartzo microcristalinos requerem redissolução com subsequente precipitação em solução com concentração < 20 mg/L de  $H_4SiO_4$  (WILLIAMS et al., 1985).

FLACH et al. (1969) relatam a ocorrência de quartzo microcristalino em duripã e horizontes cimentados, como produto da transformação pedogenética de opala. A conversão de opala - A em opala - CT e, finalmente, em quartzo, segundo os autores, requer cerca de 180 milhões de anos em temperatura de 20 °C e apenas 4 a 5 milhões de anos a 50 °C. Evidência da transformação de opala - CT para quartzo pode ser inferida pela observação de que opala - CT é raramente identificada em depósitos anteriores ao Cretáceo.

FLACH et al. (1974) e CHADWICK et al. (1987) identificaram opala como formas de sílica cimentante em duripãs. Segundo estes autores, a sílica ocorre como agregado muito pequeno, em flocos de opala, difusos e isotrópicos, ou como bandas de opala maciça, ou ainda como revestimentos delgados de calcedônia de fraca birrefringência.

FLACH et al. (1969) e EUA (1975) relatam a ocorrência de opala inorgânica (opala -A,  $SiO_2.nH_2O$ ) em solos, na forma de nódulos e como agente cimentante.

A opala biogênica ocorre como grãos discretos na massa do solo, facilmente reconhecidos pela sua morfologia, composição química, densidade e propriedades ópticas (WILDING e DRESS, 1971; HURD e THEYER, 1977). Já a opala de origem pedogenética não é fácil de ser reconhecida por diversas razões, entre elas a ocorrência freqüente como agente cimentante difuso na matriz argilosa do solo (DREES et al. 1989).

### **2.5.1. Solubilidade do silício e gênese de fragipã e duripã**

No processo de silificação do tipo fragipã e duripã, a origem da sílica ainda não está claramente estabelecida. Na realidade, qualquer que seja a fonte de sílica ela deve ser liberada em altas concentrações na solução do solo

para assegurar uma precipitação sob forma de gel ou opala (DUNCAN e FRANZMEIER, 1999).

A alternância de períodos secos e úmidos parece favorecer as silificações. BENNETT et al. (1988) apresentaram numerosas evidências da origem da sílica, que pode ser fornecida por minerais silicatados. Neste caso, há evidências de dissolução de silicatos ao longo do perfil e da destruição de minerais argilosos. Uma outra fonte de sílica pode ser provocada pela dissolução do quartzo através de soluções complexantes que, eventualmente, pode ser uma das fontes de sílica do próprio perfil de solo (NORRIS e FLECTCHER, 1987; BENNETT et al., 1988).

A dissolução de minerais argilosos, em especial a hidrólise da caulinita, com fornecimento da sílica para a gênese dos fragipãs, é favorecida em meio ácido onde o Al é mais solúvel que o Si (FRANZMEIER et al., 1989; RODRIGUES e SILVA, 1995; DUNCAN e FRANZMEIER, 1999). Em pH < 5,0, o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se dissolve prontamente, enquanto a sílica se dissolve apenas levemente. Na faixa de pH de 5,0 a 9,0, a solubilidade da sílica aumenta consideravelmente, mas o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> é quase insolúvel.

Segundo FRIPIAT et al. (1960), a ferrólise é um processo cíclico, da sazonalidade da flutuação do lençol freático nos solos, que começa com o deslocamento de cátions adsorvidos pelo Fe<sup>2+</sup>. Sob condições hidrológicas satisfatórias, os cátions deslocados podem ser perdidos por lixiviação. A acidificação do solo resultante pode promover uma autólise progressiva dos minerais argilosos, com lixiviação progressiva do Al e permanência da sílica, sob forma desordenada.

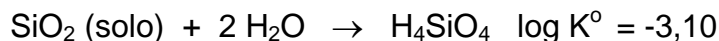
Uma das condições mais comentadas pelos autores para a formação dos fragipãs é a alternância de períodos secos e úmidos. PEDRO e DELMAS (1979) afirmam que, na primeira condição, prevalece o meio ácido e o Al é liberado. Em períodos úmidos, o Al é lixiviado do perfil complexado com a matéria orgânica, permanecendo a sílica.

Também RODRIGUES e SILVA (1995), estudando a gênese de duripã em solos de duas toposseqüências nos tabuleiros costeiros do Brasil, apontam para a sílica e o alumínio como principais agentes cimentantes, sendo estes originados da destruição da caulinita existentes na parte superior dos perfis de solos. Uma parte do Si combina-se com o Al, formando caulinita mal

cristalizada e um pouco de haloisita, permanecendo a outra parte mal cristalizada. Para este autor, o alumínio na forma amorfa é lixiviado para horizontes mais profundos, e em contato com os duripãs, inicialmente formados, preenche os vazios e fissuras, sob a forma mal cristalizada. Uma parte da sílica também é lixiviada do perfil sem que haja formação de produtos cristalizados, pois o desequilíbrio químico (Al>Si) da solução e a presença de ferro e matéria orgânica ácida impedem a cristalização dos produtos. Com base neste modelo, o autor explica a ausência, nos duripãs estudados, de formas de sílica e alumínio, como opala, cristobalita, bohemita, ou qualquer outra forma, como encontrado por muitos autores em outras partes do mundo.

### **2.5.2. Adsorção de sílica e gênese dos fragipãs e duripãs**

Quando dissolvido em água, o dióxido de silício reage com a água, formando ácido monossilícico segundo a equação (FAURE, 1991):



Na forma de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , o silício presente na solução do solo está sujeito à processos de precipitação e adsorção na fase sólida. Assim, a sílica dissolvida nos solos é um soluto ativo e não um componente passivo, que seria perdido por drenagem, logo após a intemperização das rochas (McKEAGUE e CLINE, 1963b).

A precipitação, em solução de polímeros de sílica ( $\text{SiO}_2$ ) para ácido monossilícico ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ), conforme a reação acima, é controlada pelo pH, pela força de ligação Si-O (50 kJ/mol) e pelos fatores como a superfície de adsorção e a atividade da solução iônica que afetam a atividade da água como espécie solvente (JONES e HANDRECK, 1965). Em solução com  $\text{pH} < 7,0$ , o ácido monossilícico é precipitado como  $\text{SiO}_2$  nos sítios de adsorção, ambos como polímeros moleculares de pequeno peso molecular. A valores de pH entre 7,0 e 10,0, o ácido monossilícico dissocia-se e formam-se cargas negativas, e géis de  $\text{SiO}_2$  hidratados crescem, formando moléculas maiores. Cátions em solução

floculam o gel, o que causa precipitação e posterior polimerização (ILER, 1979).

Segundo McKEAGUE e CLINE (1963b), vários compostos comuns nos solos são capazes de adsorver silício, dentre eles as diversas formas de sílica cristalina e amorfa, silicatos e substâncias não silicosas tais como óxidos de Mn, Fe e Al, principalmente os dois últimos.

O mecanismo de adsorção não é totalmente conhecido, porém JONES e HANDRECK (1965) e CHADWICK et al. (1987) consideraram que uma explicação plausível é a formação de uma ligação hidrogênio a um átomo de oxigênio que forma ponte entre os átomos de silício e ferro (ou alumínio) da seguinte maneira:



Nesse modelo, o  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  é adsorvido reversivelmente em sítios de hidroxilas expostas de minerais silicatados, aluminossilicatos primários ou óxidos. A molécula de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  adsorvida funciona como um molde para futuras atividades e, quando o solo seca, as moléculas adsorvidas precipitam formando  $\text{SiO}_2$ . Como menos energia é requerida para romper a ligação Si-O no  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  do que no polímero  $\text{SiO}_2$  e rehidratar-se na próxima umedecida do solo, a precipitação de  $\text{SiO}_2$  amorfo forma uma barreira nas superfícies de adsorção, impedindo o reumedecimento, o que inibe efetivamente a dessorção. Com o tempo, a sílica opala forma pontes entre os componentes adsorventes do solo que unem as partículas próximo às regiões de contato entre grãos. Este processo de união pode ocorrer entre partículas de qualquer tamanho.

Segundo CHADWICK et al. (1987), este modelo se aplica à precipitação da sílica em fragipãs para solos de clima árido. No entanto, para FRANZMEIER et al. (1989), em fragipãs de clima úmido, as forças de secagem são devidas mais à transpiração do que à evaporação direta. Como em condições de mais umidade os solos são mais ácidos, os compostos com Al são mais abundantes podendo ser aplicados os mesmos princípios.

Corroborando com McKEAGUE e CLINE (1963b), FRANZMEIER et al. (1989), ao estudarem o fenômeno de adsorção do ácido monossilícico por diversas substâncias em solos, constataram que a interação do silício com o

alumínio é grande e que a sílica em solução ( $H_4SiO_4$ ) é, eficientemente, adsorvida por diversas formas de óxidos e hidróxidos de alumínio. Esta eficiência, segundo os autores, relaciona-se a alta superfície específica e natureza amorfa das diferentes formas de alumínio presentes no solo.

Assim, não pode ser negligenciada a contribuição do alumínio no mecanismo de endurecimento, principalmente pelo fato deste elemento encontrar-se associado a sílica nas condições ambientais e pela sua interação com esta na adsorção.

## **2.6. Aluminossilicatos na gênese de fragipã e duripã**

Apesar de os estudos da gênese de fragipã e duripã atribuírem um papel mais decisivo da sílica como agente cimentante, vários pesquisadores citam também a participação do alumínio (ANDERSON e WHITE, 1958; NETTLETON et al., 1968; HALLMARK e SMECK, 1979; RODRIGUES e SILVA, 1995; RODRIGUES e SILVA e LEPRUN, 1997).

NORTON et al. (1984) observaram que o material cimentante em fragipã é um hidroxialuminossilicato solúvel em DCB (ditionito-citrato-bicarbonato), que forma pontes de contato nos grãos do esqueleto do solo, na presença de quantidades variáveis de argila.

Também KARATHANASIS (1987b) propôs, a partir de evidências termodinâmicas, que o precipitado amorfo, em fragipãs, pode abranger desde aluminossilicatos a sílica.

Em solução, o silício e o alumínio formarão o ácido ortossilícico e íons de Al, incluindo espécies polimerizadas e hidrolisadas. Apesar de sua larga ocorrência, a interação desses dois constituintes, em solução, não tem recebido a atenção devida. As importâncias de tais reações justificam a formação de paraaluminossilicatos (imogolita) e aluminossilicatos não cristalinos (alofanas) em solos (FARMER et al., 1977; FARMER et al., 1979; WADA e WADA, 1981), sendo estas formas identificadas por alguns autores como agentes cimentantes em horizontes endurecidos (JONES e UEHARA, 1973; FRANZMEIER et al., 1989).

Segundo WADA e WADA (1980), em solos com acumulação de matéria orgânica (>100 g C/kg), a presença da alofana e imogolita ocorre em pequena quantidade e algumas vezes não ocorrem. Os autores explicam que a formação do complexo Al-humus inibe a formação de alofana e imogolita por competirem com o Al liberado do intemperismo dos minerais silicatados, favorecendo, assim, a formação da opala.

As pesquisas que identificam a sílica e, ou, alumínio como agentes cimentantes de horizontes endurecidos, utilizam o ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) como extrator. Segundo SCHWERTMANN e TAYLOR (1989), O DCB extrai praticamente todo óxido de Fe secundário e complexos orgânicos dos solos. WADA (1989) afirma que, além destes, óxihidróxidos de Al não cristalinos e complexos orgânicos também são extraídos pelo DCB, e Al e Si de material semelhante a alofana.

DUNCAN e FRANZMEIER (1999), estudando a participação do ferro, alumínio e silício na gênese de fragipã, encontraram nos horizontes acima do fragipã relação  $Ald/(Ald+Fed)$  maior que no horizonte endurecido. Segundo os autores, uma parte da sílica liberada do intemperismo dos minerais silicatados é lixiviada de forma descendente e lateral, combinando-se nos horizontes Bt e Btx com os óxidos de alumínio livres, que formam aluminossilicatos amorfos e fracamente cristalinos. A outra parte da sílica destes horizontes permanece na forma livre, pois a maior parte do Al está ligado aos óxidos de Fe, restando uma pequena parte para combinar-se com a sílica. Nesta condição, a relação Sid ( $Sid+Ald$ ) é maior que 0,50, e a sílica extra (além daquela combinada com o alumínio) é responsável pelo maior endurecimento. A sílica pode ser adsorvida na superfície de aluminossilicatos ou óxidos de ferro cristalinos. Com a adição continuada, polímeros de sílica podem ser formados e, eventualmente, unir óxidos de ferro ou minerais silicatados (CHADWICK et al., 1987). Esta ligação pode ser responsável pela natureza fracamente endurecida do fragipã. Alternativamente, cimentação fraca pode ser devido a material aluminossilicatado (NORFLEET e KARATHANASIS, 1996).

### **3. MATERIAL E MÉTODOS**

#### **3.1. Caracterização geral da área de estudo**

As toposseqüências em estudo localizam-se na Microrregião Homogênea 32, no extremo sul da Bahia, entre os paralelos 16°00' e 16°30' S e os meridianos 39°20' e 40°00' W. Gr. Limitam-se ao norte pelo rio Jequitinhonha e ao sul pelo rio do Peixe ou Buranhém, a leste pelos municípios de Barrolândia e Pindorama e a oeste com Itagimirim e Eunápolis. Destacam-se os Municípios de Eunápolis e Itagimirim (Figura 1).

O clima, de acordo com a classificação de Köppen, é do tipo Am, tropical chuvoso, de monção, com inverno seco e mês mais frio com precipitação inferior a 60 mm e temperatura média superior a 18°C. Segundo a classificação de Gaussen, o clima é do tipo 4dTh, ou seja, tropical quente e sub-seco com período seco no inverno de dois a três meses.

A vegetação original é do tipo Floresta Subperenifólia, constituída por árvores de porte considerável, tais como "ingá-de-porco", "murici-da-mata" e "maçaranduba". Esta vegetação encontra-se largamente devastada pela ação antrópica com a utilização dos solos para pecuária, culturas perenes e anuais e reflorestamento com eucalipto.

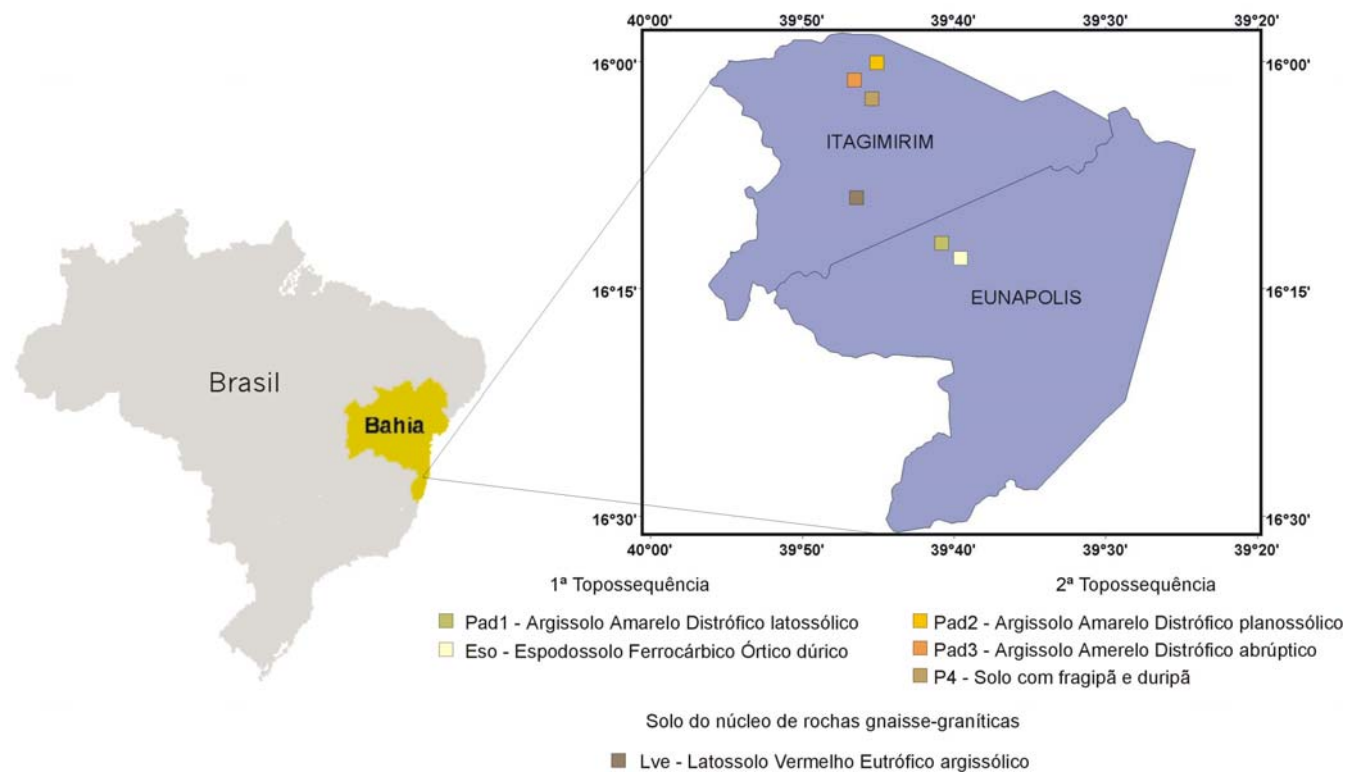


Figura 1 – Representação esquemática da localização geográfica das topossequências em estudo, com os respectivos pontos de coleta de solo, no Estado da Bahia.

A área insere-se no domínio morfoestrutural dos Piemontes Costeiros, que se caracteriza por feições predominantemente conservadas, com interflúvios tabulares representados pela unidade geomorfológica denominada de Tabuleiros Costeiros, o que corresponde aos baixos platôs costeiros do Terciário e coberturas sobre o Pré-Cambriano. São superfícies tabulares, recortadas por vales relativamente profundos que guardam certo paralelismo entre si.

Os Tabuleiros Costeiros coincidem com os sedimentos cenozóicos do Grupo Barreiras, constituídos de areias e argilas variegadas com eventuais linhas de pedra, dispostos em camadas com espessura variada em conformidade com as ondulações do substrato rochoso, que ocasionalmente aflora, influenciando nas formas do modelado.

### **3.2. Seleção e coleta de solos**

Após consultar o levantamento de solos da Veracel Celulose, no Município de Eunápolis, e percorrer intensamente a área, duas toposseqüências, com solos representativos dos tabuleiros do sul da Bahia, tais como Argissolos Amarelos, Espodossolo e solo com fragipã e duripã, foram selecionadas (Figuras 2 e 3). Além dos Argissolos Amarelos, Espodossolo e solo com fragipã e duripã, coletaram-se amostras de um Latossolo Vermelho, formado a partir do intemperismo de rochas do Pré-Cambriano (gnaisse-graníticas mesocráticas).

Os solos selecionados foram coletados em trincheiras e suas características morfológicas descritas, segundo LEMOS e SANTOS, 1996.

Coletaram-se, em recipientes plásticos, blocos de amostras indeformadas, para análise micromorfológica e de microscopia eletrônica de varredura e torrões, para determinação da densidade do solo.

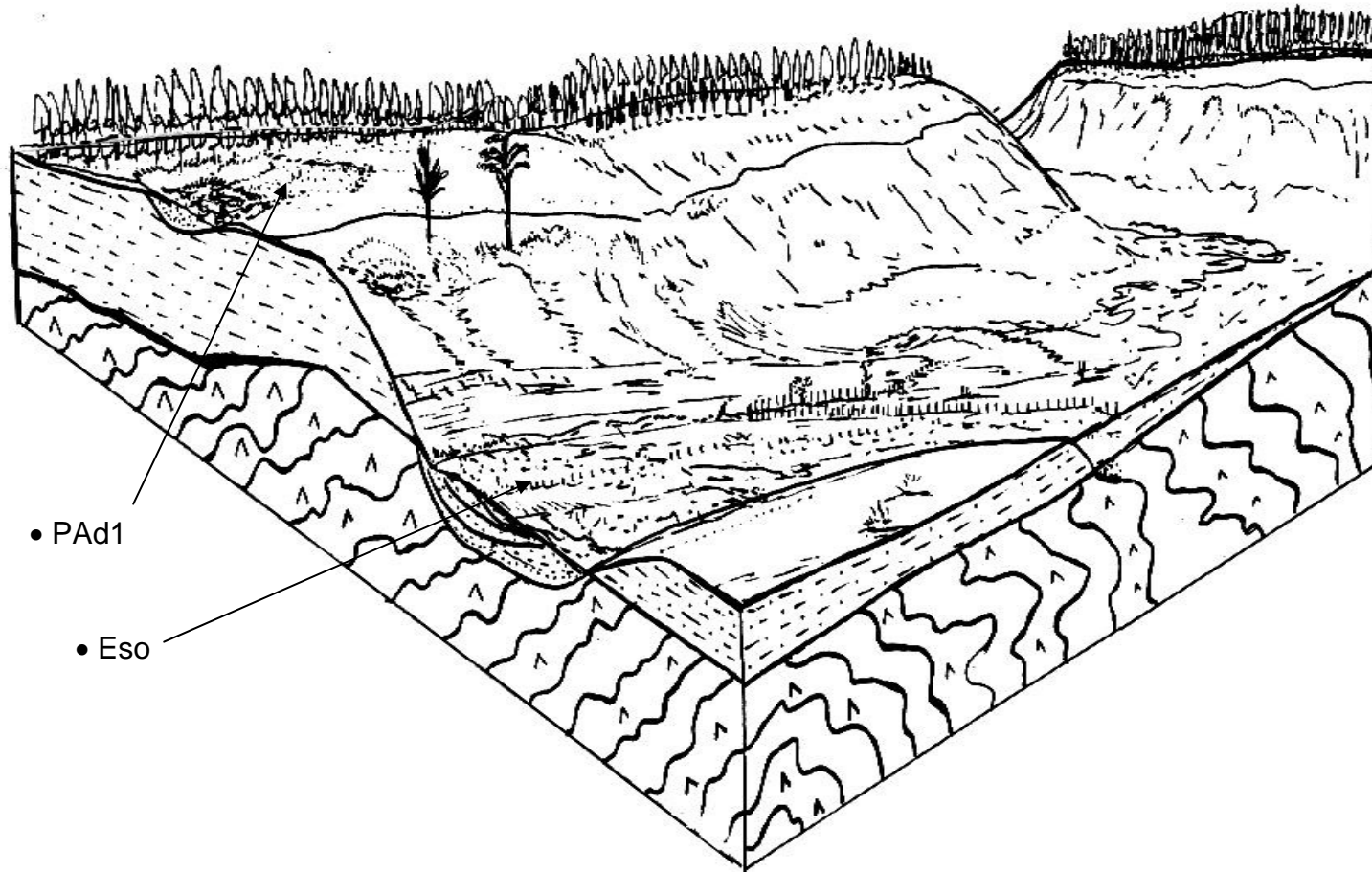


Figura 2 - Aspecto da paisagem onde se inserem os solos, Argissolo Amarelo Distrófico latossólico (Pad1) e o Espodossolo Ferrocárbico Órtico dúrico (Eso), da primeira topossequência.

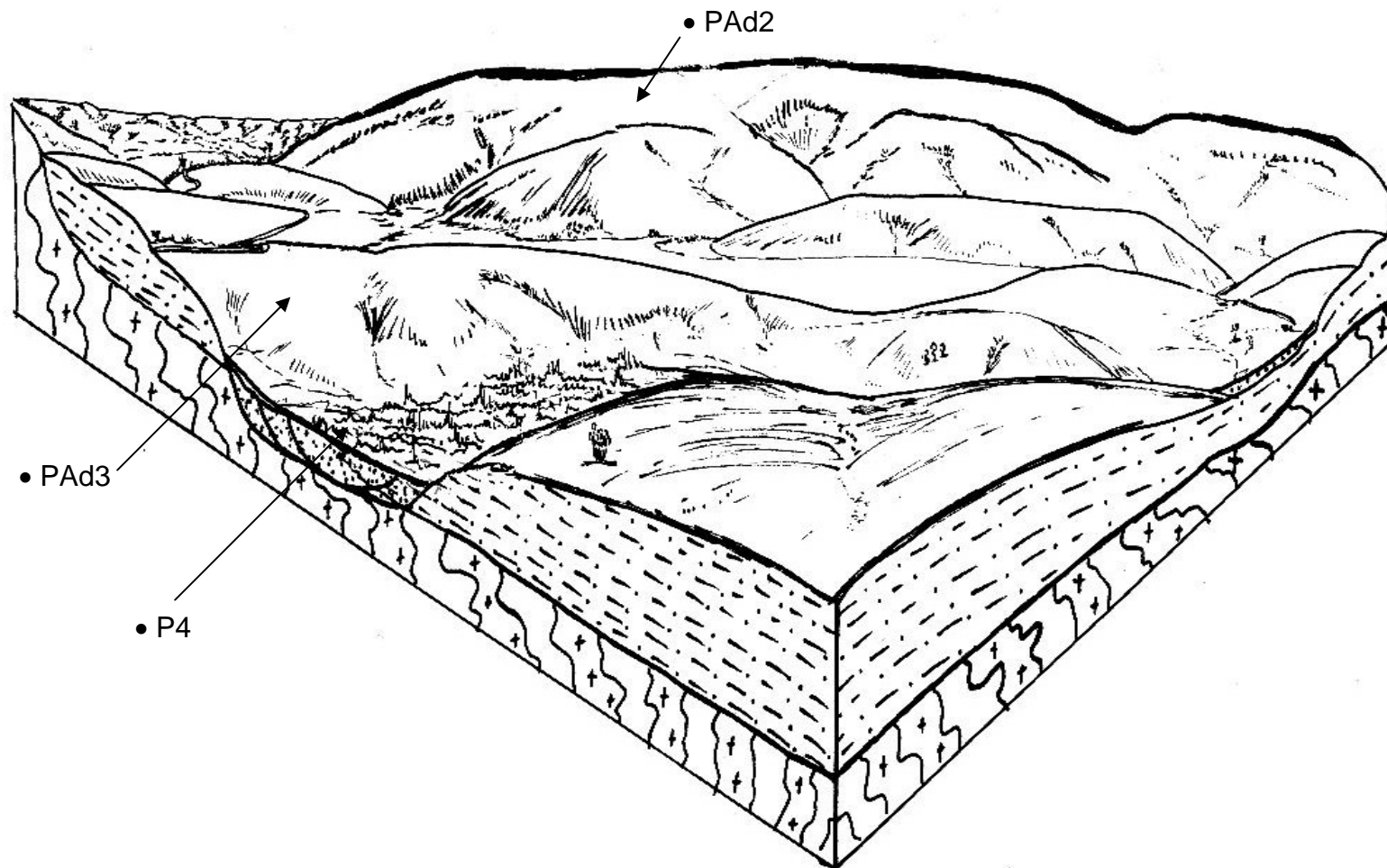


Figura 3 - Aspecto da paisagem onde se inserem os solos, Argissolo Amarelo Distrófico planossólico (PAd2), Argissolo Amarelo Distrófico abruptico (PAd3) e o solo com fragipã e duripã (P4), da segunda topossequência.

Visando as caracterizações descritas a seguir, o material coletado foi transportado para o laboratório onde, inicialmente, procedeu-se a secagem, destorroamento e peneiramento em peneira de malha de 2 mm, das amostras deformadas, a fim de se obter a terra fina seca ao ar (TFSA). As análises de caracterização química, bem como a análise textural e argila dispersa em água, foram feitas, utilizando-se três repetições. As amostras indeformadas e utilizadas nas análises de densidade do solo e micromorfologia foram secas em estufa de circulação forçada, em temperatura de 35°C.

### **3.3. Caracterização física**

A densidade do solo foi determinada pelo método do torrão parafinado, segundo BLAKE e HARTGE (1986). Para análise textural e argila dispersa, utilizou-se, na dispersão mecânica, NaOH 0,1 mol/L e água, respectivamente, conforme preconiza EMBRAPA (1997).

### **3.4. Caracterização química**

#### **3.4.1. Análise de rotina**

Procedeu-se, segundo metodologias constantes em EMBRAPA (1997), conforme apresentado abaixo:

- pH em H<sub>2</sub>O e KCl 1 mol/L- determinados, potenciométricamente, na suspensão solo-solução 1:2,5.
- Cálcio e magnésio trocáveis - extraídos com KCl 1 mol/L, na proporção 1:20, e dosados por espectrofotometria de absorção atômica.
- Potássio e sódio trocáveis - extraídos com HCl 0,05 mol/L, na proporção 1:10, e dosados por fotometria de chama.
- Alumínio trocável - extraído com KCl 1 mol/L, na proporção 1:20, e determinado por titulação com NaOH 0,025 mol/L.

- Acidez extraível ( $H^+ + Al^{3+}$ ) - extraída com solução de acetato de cálcio a pH 7,0 na proporção 1:15, e determinada por titulação com NaOH 0,0606 mol/L.
- Fósforo - extraído com solução de HCl 0,05 mol/L e  $H_2SO_4$  0,025 mol/L (Mehlich-1) e determinado por colorimetria na presença de ácido ascórbico.
- Carbono orgânico – por oxidação com bicromato de potássio e titulação com sulfato ferroso.

### **3.4.2. Ataque sulfúrico**

Colocou-se em tubo de digestão de 75 mL, 0,5 g de TFSA triturada e passada em peneira com abertura de malha de 100 mesh, juntamente com 20 mL de  $H_2SO_4$  9 mol/L, que foi aquecida em bloco digestor por uma hora a 170°C, com posterior resfriamento, diluição e filtragem. No filtrado, determinaram-se os teores de alumínio, titânio e fósforo, por colorimetria; de ferro e de manganês por espectrofotometria de absorção atômica; e no resíduo, o teor de silício foi determinado por colorimetria (EMBRAPA, 1997).

### **3.4.3. Fe, Si e Al extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato e pelo oxalato de amônio**

As formas de ferro de melhor e pior cristalinidade foram avaliadas, na terra fina, pelo método do ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB) (MEHRA e JACKSON, 1960); e do oxalato ácido de amônio 0,2 mol/L, pH 3,0, no escuro (MCKEAGUE e DAY, 1966), respectivamente. Também, nestes extratos, determinaram-se os teores de silício, por colorimetria (FRANZMEIER et al. 1984) e de alumínio, por espectrofotometria de absorção atômica.

### **3.4.4. Si extraído pelo cloreto de cálcio e pela água**

Extrações com o cloreto de cálcio e água objetivam a recuperação da sílica solúvel, ou seja, aquela presente na solução do solo na forma de  $H_4SiO_4$

(ácido monossilícico). A determinação da mesma tem interesse na compreensão de alguns fenômenos pedogenéticos, considerando que um dos principais aspectos do intemperismo químico nos trópicos úmidos é a remoção de sílica do perfil do solo.

As extrações de sílica solúvel foram realizadas em 10 g de TFSA que, após serem agitadas por 5 min com 100 mL de  $\text{CaCl}_2$  0,0025 mol/L (RAIJ e CAMARGO, 1973), permaneceram em repouso por 24 horas. Após este procedimento, retirou-se da suspensão uma alíquota de 50 mL, onde determinou-se o conteúdo de silício por colorimetria (FRANZMEIER et al., 1984) e do alumínio por espectrofotometria de absorção atômica. Para a extração com água, utilizou-se o mesmo procedimento anterior, substituindo o  $\text{CaCl}_2$  0,0025 mol/L por água deionizada.

#### **3.4.5. Ponto de Carga Zero (PCZ)**

O Ponto de Carga Zero (PCZ) foi determinado pelo método descrito por RAIJ e PEECH (1972), modificado por UEHARA e GILLMAN (1981), usando o NaCl nas concentrações de 0,1; 0,01 e 0,001 mol/dm<sup>3</sup> como eletrólito. A cada concentração de eletrólito, adicionou-se ácido clorídrico de modo que a solução final ficasse com 0; 0,8; 1,6; 2,4 e 3,2 cmol<sub>c</sub>/dm<sup>3</sup> de H<sup>+</sup>/100g de solo com relação solo/solução de 1:2,5. Como foi determinado previamente valores negativos para o  $\Delta\text{pH}$  dos solos, não foi realizada titulação com base.

A mistura do solo com solução foi agitada por 60 segundos e, em seguida, deixada em repouso por 24 horas, com os frascos tampados para evitar evaporação da água. No final desse período, a solução foi novamente agitada por 60 segundos, determinando-se o pH do sobrenadante.

Obtiveram-se as curvas de titulação plotando-se o valor de pH obtido com os cinco pontos de cada concentração de eletrólito (NaCl), em função da quantidade de HCl adicionado. O ponto em que as três curvas se cruzaram, foi adotado como o valor de pH equivalente ao ponto de carga zero. No entanto, como é comum na determinação do PCZ que as curvas se cruzem em mais de um ponto, adotou-se, como valor do PCZ, o resultado da média aritmética dos valores de cada ponto.

### **3.5. Análise mineralógica**

O método utilizado para identificação dos minerais foi a difratometria de raios X, sendo realizado na fração silte e argila, após dispersão da argila com NaOH 0,1 mol/L. Para a fração silte, foi feita montagem não orientada em lâminas de vidro com cavidade. Para argila, houve tratamento prévio com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio para remoção dos óxidos ( MEHRA e JACKSON, 1960), e, em seguida, montaram-se lâminas em pó (sem orientação), seguindo-se a irradiação por raios-X entre 5 e 50° 2 $\theta$  em difratômetro de raios-X, com tubo de cobre e filtro de níquel.

### **3.6. Análise micromorfológica**

Após secagem em estufa de circulação forçada a uma temperatura de cerca de 35°C, os blocos de amostras indeformadas foram impregnados com resina poliéster (POLYLITE T-208) que, após secagem à temperatura ambiente, foram cortados, desbastados e polidos, constituindo-se as lâminas delgadas (6x3 cm).

Realizou-se a descrição das lâminas no Laboratório de Solos do Centro Nacional de Pesquisa de Solos (CNPS – EMBRAPA), em um fotomicroscópio petrográfico Axioplan Zeiss, com base nas terminologias sugeridas por BREWER (1976), traduzidas por LIMA et al. (1985) e modificadas por BREWER e SLEEMAN (1988). Os termos que, eventualmente, foram empregados e que não são dos autores acima mencionados, encontram-se citados no texto.

As proporções sugeridas para os componentes do solo, grãos, plasma, poros e estruturas associadas, são o resultado de avaliação visual. As medidas propostas para poros, agregados e estruturas associadas foram realizadas com lâmina graduada.

### **3.7. Análise com microsonda eletrônica**

Selecionaram-se amostras de horizontes coeso com graus diferenciados de coesão, fragipã e duripã, a fim de se avaliar a composição química das referidas feições.

Lâminas delgadas, sem a lamínula, após cobertura com carbono, foram submetidas à microsonda eletrônica com detector, utilizando dispersão de energia de 15 KeV, realizando análise pontual e mapeamento por elemento químico. As análises foram feitas na Pontifícia Universidade Católica (PUC) – Rio de Janeiro.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1. Características morfológicas

A primeira toposseqüência (Argissolo Amarelo Distrófico latossólico – PAd1→ Espodossolo Ferrocárbico Órtico dúrico - Eso) (Quadro 1), localizada em platô mais dissecado (Figura 2), caracterizou-se pela presença, na porção superior, de material latossólico. No entanto, segundo os critérios propostos por EMBRAPA (1999) para identificação dos horizontes diagnósticos subsuperficiais, relação textural B/A > 1,7 (para solos com 15 a 40% de argila no horizonte A), caracteriza um horizonte B textural. No presente caso, como a relação textural B/A foi de 1,74, o solo foi classificado como Argissolo, tendo o caráter latossólico contemplado apenas no quarto nível categórico.

As características morfológicas, aliadas aos resultados analíticos do PAd1, demonstram tratar-se de um material com massa latossólica, formado a partir de intensa transformação pedogenética, bastante intemperizado, resultando em um solo homogêneo em cor (matiz 10 YR), textura argilosa, estrutura granular nos horizontes Bt<sub>1</sub>, Bt<sub>2</sub> e Bw (livres de coesão) e blocos subangulares, fracamente desenvolvidos em toda extensão do perfil (Quadro 1). A coesão foi fraca entre o topo do horizonte AB e base do BA.

A porção inferior desta toposseqüência é constituída por material arenoso com nítido processo pedogenético de iluviação de matéria orgânica e óxidos de ferro e alumínio, resultando na formação de um Espodossolo *bisequum*.

Quadro 1- Características morfológicas dos solos da 1ª toposseqüência estudada.

Horizonte	Cor		Estrutura	Cerosi- dade	Consistência			Transição
	Símbolo	Prof. (cm)			Seca	Úmida	Seca	

*1ª Toposseqüência*

**ARGISSOLO AMARELO Distrófico latossólico – PAD1**

A	0-11	10YR 4/2	10YR 3/2	1 e 2 PGr	-	Ma	MFr	NPI/NPe	Tpc
AB	-30	10YR 7/6	10YR 6/6	2 P e MPBS	-	LD	Fr	NPI/LPe	Tpg
BA	-59	10YR 7/6	10YR 6/6	1 P e MPBS	-	LD	Fr	PI/LPe	Tpg
Bt <sub>1</sub>	-86	10YR 7/6	10YR 6/6	1P e MBS e 3MPGr	-	LD	Fr	PI/LPe	Tpg
Bt <sub>2</sub>	-132	10YR 7/6	10YR 6/8	1MBS e 3MPGr	-	LD	Fr	PI/LPe	Tpg
Bw	-150+	10YR 7/6	10YR 6/8	1MBS e 3MPGr	-	LD	MFr	PI/Lpe	Tpg

**ESPODOSSOLO FERROCÁRBICO Órtico dúrico – Eso**

A <sub>1</sub>	0-10	2,5Y 2/0	2,5Y 2/0	1PBS e GS	-	S	S	NPI/NPe	Tpc
A/E	-20	2,5Y 7/2	2,5Y 6/0	GS	-	S	S	NPI/NPe	Tpc
E	-80	10YR 5/2	10YR 4/2	GS	-	S	S	NPI/NPe	Tpc
Bhs	-93	10YR 3/3	10YR 3/4	1PBS	-	LD	Fi	NPI/NPe	Tpg
Bs	-115	10YR 3/4	10YR 3/3	Endurecido	-	D	MFi	NPI/NPe	Tpg
2A	-118	2,5Y 2/0	2,5Y 2/0	GS	-	S	S	NPI/NPe	Tpc
2A/E	-132	2,5YR 7/0	2,5YR 6/0	GS	-	S	S	NPI/NPe	Tpc
2Bh	-137+	10YR 5/1	10YR 4/1	GS	-	S	S	NPI/NPe	Tpc

Estrutura: 1-fracá; 2-moderada; 3-forte; P-pequena; MP- muito pequena; M-média; Gr-granular; BS- blocos subangulares; GS - grãos simples. Consistência: S- Solto; Ma-macio; LD-ligeiramente duro; D-duro; Fr-friável; MFr- muito friável; Fi-firme; MFi- muito firme; NPI - não plástico; PI- plástico; NPe - não pegajoso; LPe - ligeiramente pegajoso. Transição (T): p-plana; g-gradual; c-clara

O Espodossolo apresentou textura arenosa, presença de horizonte B de acumulação de matéria orgânica e óxidos de ferro e alumínio (Bhs), horizonte cimentado por óxidos de ferro e alumínio (Bs) e blocos endurecidos na base do horizonte 2A/E e topo do 2Bh.

A toposseqüência estudada mostrava um nítido gradiente textural do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico em direção ao Espodossolo, sendo, inclusive, acompanhado por tradagem, e o processo, ao que tudo indica, é de destruição de argila. Seqüência similar a esta foi observada na V Reunião de Classificação, Correlação e Aplicação de Levantamento de Solos (EMBRAPA, 1995), onde observou-se uma gradação de Argissolo Amarelo até um Espodossolo com fragipã. No caso particular da pesquisa em pauta, o processo de destruição de argila deve ter sido bastante drástico já que o solo argiloso (PA<sub>d1</sub>) e o arenoso (Eso) estão muito próximos.

Existem controvérsias quanto a origem dos sedimentos arenosos que formam os Espodossolos nos tabuleiros costeiros. Alguns autores acreditam tratar-se de fácies de granulometria grosseira pertencentes, ainda, ao Barreiras, e portanto, datando do Cenozóico. Outros autores afirmam tratar-se de material do quaternário sobre o Barreiras. Segundo CHAUVEL et al. (1982), os Latossolos Amarelos argilosos da região amazônica resultam da transformação, por dessilificação e neoformação de caulinita, do material sedimentar subjacente, o que corresponde aos sedimentos argilosos da Formação Alter do Chão; já KLINGE (1965) considera a ocorrência de material arenoso nas porções deprimidas e a conseqüente formação de Espodossolos como pertencentes a sedimentos de origem fluvial, mais arenoso que o Barreiras, depositados sobre a borda dos vales.

Independente das hipóteses apresentadas anteriormente, no relevo abaciado, onde insere-se o Espodossolo estudado, a topografia exerceu efeito determinante na formação dos solos da toposseqüência, além de ter modificado o efeito dos outros fatores de formação dos solos. A distribuição da umidade na paisagem, as diferenças na temperatura dos solos causadas pela altitude e face de exposição ao sol (latitude e longitude) e a intensidade dos processos pedogenéticos de remoção (erosão e lixiviação) são algumas das formas de atuação do relevo na formação dos solos. Além destas, FANNING e FANNING (1989) destacam as diferenças no nível do lençol freático e a

influência sobre a sedimentação do material transportado (diferença entre sedimentos).

Assim, na primeira toposseqüência, o fato de a mesma estar inserida em platô mais dissecado (Figura 2) é uma indicação que os solos foram formados sob condições pedogenéticas de remoção mais intensa que os da segunda toposseqüência (Figura 3). Nestas condições, acredita-se que o próprio material do Barreiras foi afetado diretamente pela podzolização, ao longo do tempo, originando os Espodosolos. Constatações similares foram feitas por LUCAS et al. (1984) em solos do Grupo Barreiras na região de Manaus.

Na Figura 3, verifica-se que a segunda toposseqüência (Argissolo Amarelo Distrófico planossólico e Argissolo Amarelo Distrófico abruptico → solo com fragipã e duripã), insere-se em uma área de platô mais amplo e menos dissecado que a anterior (Figura 2), e, nesta condição, a deficiência da drenagem pode impedir ou retardar os processos de “envelhecimento” (transformação de Argissolo em Latossolo), o que favorece um maior gradiente textural, ou por remoção das argilas por erosão seletiva ou mesmo destruição destas argilas por ferrólise.

As porções superior e média desta toposseqüência são de domínio dos Argissolos Amarelos e, na porção inferior, predomina solo com seqüência A - C<sub>1</sub> - C<sub>2</sub> (com nódulos de fragipã), logo abaixo, horizonte Cx com duripã contínuo.

Apesar da cor (Quadro 2) indicar redução do ferro e prevalência do mesmo no estado reduzido caracterizando o processo de gleização, para o solo enquadrar-se na classe dos Gleissolos Háplicos, contemplando o caráter fragipânico e duripânico no quarto nível categórico, seria necessário a presença de horizonte B textural no terceiro nível categórico, o que não acontece. A cor do solo permitiria ainda enquadrá-lo na classe dos Argissolos Acinzentados, pois, segundo EMBRAPA (1999), os critérios que definem esta classe são: matiz mais amarelo que 5YR e valor 5 ou maior e croma < 4. No entanto, estes atributos devem estar presentes nos primeiros 100 cm do horizonte B (inclusive BA) e o solo descrito não apresenta horizonte B (Quadro 2).

Quadro 2 - Características morfológicas dos solos da 2ª topossequência e do Latossolo Vermelho Eutrófico argissólico.

Horizonte		Cor		Estrutura	Cerosi- dade	Consistência			Transi- ção	
Símbolo	Prof. (cm)	Seca	Úmida			Seca	Úmida	Molhada		
<i>2ª Topossequência</i>										
<b>ARGISSOLO AMARELO Distrófico planossólico – PAD2</b>										
A	0-20	10YR 3/2	10YR 5/2	1PBS e GS	-	Ma	MFr	NPI/NPe	Tpc	
Bt <sub>1</sub>	-35	2,5YR 5/4 e 7,5YR 6/8	2,5YR 4/4	2 M e PBS	1c	D	Fr	LPI/Pe	Tpg	
Bt <sub>2</sub>	-72	10YR 5/6	10YR 4/6	2 M e PBS	1c	D	Fr	LPI/Pe	Tpg	
Bt <sub>3</sub>	-110	10YR 5/6	10YR 4/6	2 M e PBS	1p	D	Fr	LPI/Pe	Tpg	
Bt <sub>4</sub>	-130+	10YR 5/6	10YR 4/6	2 M e PBS	1p	D	Fr	LPI/Pe	Tpg	
<b>ARGISSOLO AMARELO Distrófico abrupção – PAD3</b>										
A	0-16	10YR 5/2	10YR 4/2	1PBS e 2PGr	-	Ma	MFr	NPI/NPe	Tpg	
AB	-28	10YR 6/3	10YR 6/4	2PBS	1p	D	Fr	LPI/LPe	Tpg	
Bt <sub>1</sub>	-100	10YR 7/4	10YR 6/4	2PBS	1p	D	Fr	LPI/Pe	Tpg	
Bt <sub>2</sub>	-120+	10YR 7/4	10YR 6/4	2PBS	1p	LD	Fr	LPI/Pe	Tpg	
<b>Solo com fragipã e duripã - P4</b>										
A	0-15	2,5Y 6/2	5Y 4/2	1PBS	-	Ma	MFr	NPI/NPe	Tpc	
C <sub>1</sub>	-50	5Y 6/2	5Y 5/3	GS	-	D	Fi	NPI/NPe	Tpg	
C <sub>2</sub>	-80	5Y 7/2	2,5Y 4/2	GS	-	D	Mfi	NPI/NPe	Tpg	
Cx	-100+	2,5Y 7/2	2,5Y 6/2	Endurecido	-	MD	Mfi	NPI/NPe	Tpc	
<i>Solo do núcleo de rochas gnaise-graníticas</i>										
<b>LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico argissólico – LVe</b>										
A	0-15	2,5YR 3/4	10R 2,5/2	2MGr	-	LD	MFr	NPI/LPe	Tpg	
BA	-55	10R 4/6	10R 3/2	1PBS	-	LD	Fr	NPI/Pe	Tpg	
Bw <sub>1</sub>	-90	10R 4/6	10R 3/6	1PBS e 3MPGr	-	LD	Fr	NPI/Pe	Tgd	
Bw <sub>2</sub>	-120+	10R 3/6	10R 3/4	1PBS e 3MPGr	-	Ma	MFr	NPI/Pe	Tgd	

Estrutura: 1-fracas; 2-moderada; 3-forte; P-pequena; MP- muito pequena; M-média; Gr-granular; BS- blocos subangulares; GS - grãos simples. Cerosidade (C): 1- fracas; ; p - pouca; c-comum. Consistência: Ma-macio; LD-ligeiramente duro; D-duro; MD-muito duro; Fr-friável; MFr-muito friável; Fi-firme; MFi- muito firme; NPI - não plástico; LPI- ligeiramente plástico; NPe - não pegajoso; LPe - ligeiramente pegajoso; Pe- pegajoso. Transição (T): p-plana; g-gradual; d-difusa; c-clara.

Pela seqüência de horizontes A-C, outra possibilidade seria enquadrá-lo na classe dos Neossolos Quartzarênicos. Para isso, um dos critérios exigidos é a presença de textura areia ou areia franca nos horizontes até a profundidade de 150 cm, no mínimo, a partir da superfície do solo; e o perfil descrito apresentou profundidade de 100 cm, não enquadrando-se, portanto, em nenhuma das classes propostas por EMBRAPA (1999).

Assim, pela cor olivácea e seqüência A/C de horizontes, propõem-se a classificação deste solo na classe dos Gleissolos com o caráter frágico e dúrico contemplado no segundo nível categórico.

Os dois perfis de Argissolo Amarelo (PAd2 e PAd3), da segunda toposseqüência, apresentam mudança textural abrupta, sendo que no PAd2, aquele com caráter planossólico, registrou-se no horizonte Bt<sub>1</sub> mosqueado pouco e difuso com cor 7,5YR 6/8. Nestes perfis de Argissolo, o caráter coeso foi bastante pronunciado a partir de 20 cm de profundidade, com estrutura fraca em blocos subangulares. Apesar da mudança textural abrupta, o incremento de argila em profundidade não se manifestou, quando da descrição morfológica, na forma de cerosidade, feição bastante encontrada em solos com B textural. No entanto, na análise micromorfológica (item 4.5), observou-se presença de argilã de deposição, ocupando 2% da área total da lâmina.

Segundo BENNEMA (1982) e ANJOS (1985), o aspecto de cerosidade não é expressivo em Argissolos Amarelos e o gradiente textural é então justificado por erosão seletiva lateral e, ou, lenta destruição dos minerais de argila, sob influência da matéria orgânica.

Para os solos desenvolvidos de sedimentos do Grupo Barreiras, muitas vezes, em campo, torna-se difícil a distinção entre as classes dos Argissolos e Latossolos Amarelos. A separação é mais clara quando o gradiente textural é expressivo, condicionando modificações nas características morfológicas.

ANJOS (1985) e FONSECA (1986) estudando solos de tabuleiro da região de Campos-RJ, diferenciaram Argissolos de Latossolos Amarelos pela presença de quebra ou não da isotropia vertical na morfologia dos horizontes, condicionada pelo gradiente textural.

No presente estudo, comparando as características morfológicas dos Argissolos Amarelos da 2ª toposseqüência com o Argissolo Amarelo latossólico da primeira, percebe-se que apenas este apresentou uma certa isotropia

vertical quanto à morfologia dos horizontes, justificada pela baixa relação textural (1,74), o que o assemelha morfologicamente com os Latossolos Amarelos. No entanto, para os Argissolos da 2ª toposseqüência, a presença de gradiente textural abrupto condicionou uma quebra na isotropia, o que reflete em uma movimentação diferenciada de água nos perfis dos Argissolos estudados. Naquele com características latossólicas, a drenagem é mais eficiente e, assim, a cor apresentou-se homogênea ao longo do perfil (Quadro 1), enquanto que nos Argissolos, com gradiente textural abrupto (PAd2 e PAd3), a camada superficial, mais arenosa, permitiu uma rápida infiltração da água e sua maior permanência nos horizontes argilosos. Com isso, houve redução do ferro que foi mobilizado para horizontes inferiores, o que parece explicar o aumento, em profundidade, nos teores de óxidos de ferro extraídos com ditionito (Quadro 6), para os solos desenvolvidos de sedimentos do Grupo Barreiras.

Assim, além do gradiente textural, as modificações mais relevantes nos Argissolos Amarelos estudados referem-se à coloração que é dependente do processo de homogeneização, ocasionado pela atuação bioclimática nas camadas mais próximas à superfície e, também, pela transformação da hematita em goethita, dando a coloração amarelada ao horizonte B, em contraste com as tonalidades mais avermelhadas dos horizontes mais profundos.

Independente das diferenças de gradiente textural, os três Argissolos estudados apresentaram coesão das partículas, formando camadas adensadas na altura dos horizontes AB e BA, porém com graus diferenciados de coesão. Nos Argissolos Amarelos com mudança textural abrupta, a coesão foi mais pronunciada e por isso atinge maiores profundidades, corroborando assim com as afirmações de JACOMINE (1996) de que nos Argissolos Amarelos com mudança textural mais pronunciada, o caráter coeso, além de estar presente logo abaixo do A, atinge maior profundidade.

Na pequena parte relacionada com o Pré-Cambriano (núcleo de rochas gnaisse-graníticas) (Quadro 2), encontra-se o Latossolo Vermelho Eutrófico argissólico, com textura argilosa. Estes solos formam uma continuidade com os Latossolos e Argissolos Amarelos latossólicos do Grupo Barreiras e, na

paisagem, estão localizados, ligeiramente acima, em uma parte central mais elevada, correspondendo a um núcleo de rochas granito-gnáissicas.

O perfil descrito e amostrado apresentou textura argilosa com transição gradual e difusa entre seus horizontes, assemelhando-se, morfologicamente, com o Argissolo Amarelo Distrófico latossólico, exceto na cor, teores de silte e na saturação por bases. Em campo, estes solos são facilmente identificados pela coloração avermelhada que apresentam.

Segundo BRASIL (1976), EMBRAPA (1994) e SANTOS et al. (1997), os Latossolos Vermelhos, associados aos tabuleiros costeiros, apresentam como material de origem o produto do intemperismo de rochas meso e melanocráticas do embasamento cristalino que afloram no material do terciário.

Segundo UFV (1984), a similaridade nas características granulométricas e morfológicas entre as duas classes serve de argumento para questionar a origem apresentada acima para os Latossolos Vermelhos. Os autores levantam duas hipóteses: material relativamente rico em calcário no próprio Grupo Barreiras ou afloramento de materiais do cretáceo e terciário inferior, como, por exemplo, calcarenitos. A diferença na cor dos solos é justificada com a hipótese que os mesmos eram vermelhos e que houve uma goethização intensa que não se completou nos solos mais elevados na paisagem, os Latossolos Vermelhos.

No entanto, no presente estudo, comparando os teores de silte e a relação silte/argila dos solos estudados (Quadro 3), percebe-se que o Latossolo Vermelho apresentou os maiores valores de silte e conseqüentemente, maior magnitude para esta relação, o que indica que o mesmo é produto direto do intemperismo de rochas cristalinas, corroborando com BRASIL (1976), EMBRAPA (1994) e SANTOS et al. (1997), enquanto os demais originam-se de sedimentos pré-intemperizados e edafizados, com inexpressivas alterações na fração silte após a deposição. Além disso, Latossolos Amarelos e Latossolos Vermelhos, na paisagem, estão quase sempre muito próximos, o que não justificaria a presença de hematita mais resistente a goethitização apenas no Latossolo Vermelho, contrariando portanto a hipótese de UFV (1984), apresentada anteriormente.

## 4.2. Características físicas

No Quadro 3, encontram-se os resultados das análises físicas dos perfis estudados. Para os Argissolos Amarelos, a análise granulométrica revelou tendências semelhantes de aumento de argila em profundidade e diminuição no percentual de areia.

O Espodossolo constitui-se em material arenoso, com predomínio de areia grossa em relação à areia fina e percentuais muito baixos de argila e silte. O Latossolo Vermelho apresentou tendência similar às classes dos solos originados do Grupo Barreiras quanto à distribuição das frações areia e argila com a profundidade, diferindo-se destes pelo maior percentual em silte, pois origina-se de rochas granito-gnáissicas do embasamento cristalino.

Conforme comentado anteriormente, os Argissolos Amarelos são produtos da alteração de sedimentos pré-intemperizados e edafizados, portanto, pobres em minerais primários e, por isso, segundo FONSECA (1986), a relação silte/argila parece não ter expressão nos solos dos tabuleiros costeiros, cuja relação é própria do material de origem, em o que se expressa, neste caso, a composição granulométrica do material de origem e não a maturidade genética do solo.

O baixo teor de silte nos solos dos tabuleiros costeiros, segundo UFV (1984), deve-se à quebra de pseudomorfos de caulinita, na forma de mica ao sofrerem atritos pelo transporte. Os mesmos apresentam pouca ou nenhuma reserva mineral, já que as frações grosseiras, assim como a fração silte, são também desprovidas de minerais primários e constituídas quase exclusivamente de quartzo, conforme constatado pela difração de raio X da fração silte (Figura 18). Resultados similares foram obtidos por JACOMINE (1974), ACHÁ PANOSO (1976), FONSECA (1986) e MELO (1998).

Os maiores teores de silte, com conseqüente maior magnitude da relação silte/argila no Latossolo Vermelho, deve-se ao fato deste solo ser produto direto do intemperismo de rochas cristalinas, enquanto que os Argissolos Amarelos originaram-se de sedimentos pré-intemperizados e edafizados, com inexpressivas alterações na fração silte após a deposição, o que contraria portanto, a hipótese de UFV (1984), citada anteriormente.

Quadro 3 – Granulometria, argila dispersa em água (ADA), grau de flocculação (GF), relação silte/argila e densidade dos solos estudados.

Solo	Horizonte	Profund. -- cm --	Granulometria				ADA	GF	Silte/Argila	Densidade do Solo
			Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila				
			----- dag/kg -----				%		-----kg/dm <sup>3</sup> -----	
PAd1	A	0-11	66	7	2	26	8,5	67	0,07	-
	AB	11-30	53	12	6	29	7,2	75	0,20	1,57
	BA	30-59	45	9	2	43	7,7	82	0,04	1,55
	Bt <sub>1</sub>	59-86	37	12	4	47	0,0	100	0,09	1,44
	Bt <sub>2</sub>	86-132	41	9	1	49	0,0	100	0,02	1,37
	Bw	132- 150+	35	10	4	52	0,0	100	0,07	1,30
ESo	A1	0-10	82	11	1	6	0,0	100	0,16	-
	A/E	10-20	73	21	0	5	0,0	100	0,00	-
	E	20-80	71	22	1	6	0,0	100	0,16	-
	Bhs	80-93	75	17	2	5	0,0	100	0,40	1,36
	Bs	93-115	65	28	1	5	0,0	100	0,20	-
	2A	115-118	71	27	1	2	0,0	100	0,50	-
	2A/E	118-132	62	28	3	7	0,0	100	0,43	1,46
2Bh	132-137+	60	25	6	9	0,0	100	0,67	1,71	
PAd2	A	0-20	62	22	3	13	2,4	82	0,23	-
	Bt <sub>1</sub>	20-35	29	17	3	51	21,8	57	0,06	1,62
	Bt <sub>2</sub>	35-72	23	12	0	65	0,0	100	0,00	1,57
	Bt <sub>3</sub>	72-110	23	13	0	64	0,2	100	0,00	1,55
	Bt <sub>4</sub>	110-130+	23	12	0	65	0,0	100	0,00	1,45
P4	A	0-15	39	23	19	19	0,4	98	1,00	-
	C <sub>1</sub>	15-50	49	28	10	13	2,7	79	0,78	1,10
	C <sub>2</sub>	50-80	47	28	11	14	1,8	87	0,78	1,42
	Cx	80-100+	63	25	6	6	0,0	100	1,00	2,03
PAd3	A	0-16	57	12	3	27	9,1	67	0,11	-
	AB	16-28	52	9	4	36	16,1	55	0,11	1,47
	Bt <sub>1</sub>	28-100	38	8	1	53	0,0	100	0,02	1,45
	Bt <sub>2</sub>	100-120+	33	8	1	58	0,0	100	0,02	1,42
LVe	A	0-15	34	19	11	36	14,7	59	0,03	-
	BA	15-55	33	5	3	58	2,6	96	0,05	1,35
	Bw <sub>1</sub>	55-90	30	6	13	51	1,0	98	0,25	1,29
	Bw <sub>2</sub>	90-120+	30	6	12	52	0,8	98	0,23	1,24

No solo com fragipã e duripã, predominou-se a fração areia grossa sobre as demais frações em todos os horizontes e o teor de areia (grossa+fina) aumentou com a profundidade. Resultados similares foram encontrados por JACOMINE (1974) e RODRIGUES e SILVA (1995). Os teores para argila e silte foram bastante próximos nos diversos horizontes. PETERSEN et al. (1970) e RICHIE et al. (1974) afirmam que esses teores não devem ultrapassar 35 dag/kg, no entanto, este valor não foi estabelecido em função do tipo de argila. Assim, 30 ou 40 dag/kg de argila, a depender do tipo da mesma, poderiam ser valores adotados. Segundo os referidos autores, o aumento da área superficial da argila, aliada a contração e expansão da mesma, dificultam a união entre as partículas do solo por agentes cimentantes em fragipãs e duripãs.

A argila dispersa em água está presente somente até os horizontes de transição no Argissolo Amarelo Distrófico latossólico (PAd1), Argissolo Amarelo Distrófico abrupto (PAd3) e Latossolo Vermelho (LVe); os demais horizontes possuem mais de 97% da argila floculada. No Argissolo Amarelo Distrófico planossólico (PAd2), onde não houve horizonte transicional, cerca de 2 dag/kg de argila manteve-se dispersa no horizonte A, e 22 dag/kg no Bt<sub>1</sub>, estando toda ela floculada nos demais. Nos horizontes mais coesos, a argila dispersa em água apresentou valores mais elevados, observando-se nos mesmos grau de floculação mais baixos do que aqueles normalmente referendados para B latossólico.

Os Argissolos Amarelos (PAd1, PAd2 e PAd3) estudados apresentaram densidade do solo (Ds) elevada, com valores entre 1,45 e 1,62 kg/dm<sup>3</sup> nos horizontes transicionais, englobando o Bt no PAd2, perfil com caráter planossólico, onde a coesão foi mais pronunciada e se estendeu a maiores profundidades (130 cm). Mesmo no Argissolo Amarelo Distrófico abrupto (PAd3), perfil sob mata, os valores foram elevados, reiterando as constatações de diversos autores (ACHÁ PANOSO, 1976; UFV, 1984; ANJOS, 1985; FONSECA, 1986;) que a coesão é herdada geneticamente. Assim, os valores elevados de Ds são um reflexo do estado de coesão manifestado quando o solo está seco, que desaparece ou torna-se bem menos expressivo quando o solo está úmido.

Segundo KOHNKE (1968), a mineralogia do solo influencia na organização das partículas. Assim, pelo fato de o caráter coeso depender da

umidade do solo, RESENDE (1982) e UFV (1984), propõem que a coesão em solos de tabuleiro origina-se de um possível ajuste face a face de partículas do solo, principalmente a caulinita pela sua forma laminar.

Este parece ser um modelo bem embasado, uma vez que, pelo simples umedecimento, a coesão é desfeita ou atenuada, sugerindo que o fenômeno é mesmo de puro arranjo de partículas, já que apenas pela entrada de água não se tem mudanças substanciais em termos químicos e tão pouco mineralógicos.

Segundo UFV (1984), as variações de umedecimento e secagem são mais pronunciadas à superfície e perdem a intensidade com a profundidade. Além disso, a matéria orgânica tende a desorganizar o ajuste face a face e, assim, mais próximo à superfície, o aumento de matéria orgânica neutraliza até certo ponto o efeito da coesão, mas mesmo aí estes solos tendem a se apresentar relativamente coeso.

Estes fatos parecem explicar as variações nos valores de  $D_s$  observados ao longo dos perfis de Argissolos Amarelos e solo com fragipã e duripã (Quadro 3). Superficialmente, o maior incremento em matéria orgânica desorganiza o ajuste entre as lâminas da caulinita, o que resulta em menores valores de densidade. Nos horizontes transicionais, AB e BA (parte coesa), os valores de densidade são maiores, pois, nesta porção do solo, o teor em matéria orgânica é menor e, conseqüentemente, menor é o seu poder desorganizador. Além disso, as variações de umedecimento e secagem são mais intensas que no horizonte superficial. A maiores profundidades estas variáveis e os seus conseqüentes efeitos atenuam-se, resultando em menores valores de densidade.

O Argissolo Amarelo distrófico planossólico (PAd2) apresentou os maiores valores de densidade do solo, quando comparado aos demais perfis situados no platô. Neste solo, o menor incremento em matéria orgânica (Quadro 4) parece favorecer o maior ajuste face a face da caulinita, resultando em um estado de coesão mais pronunciado. Além disso, os maiores teores de argila neste perfil (Quadro 3) podem também ter favorecido a maior  $D_s$ , sugerindo que a incorporação e, ou, manutenção de teores mais elevados de matéria orgânica, aparentemente, é um dos métodos mais eficientes de diminuição da  $D_s$  em solos dos tabuleiros costeiros.

Obtiveram-se valores ainda maiores de  $D_s$  nos perfis de Espodossolo e solo com fragipã e duripã (P4), ambos localizados nas áreas depressionais com drenagem deficiente. Segundo JACOMINE (1974), estas características são importantes na identificação do fragipã e duripã, cujo grau de expressão é dependente da posição topográfica e da drenagem, aumentando das partes planas, moderadamente drenadas, para as áreas ligeiramente deprimidas e imperfeitamente drenadas. O horizonte Cx do P4 apresentou  $D_s$  muito elevada,  $2,03 \text{ kg/dm}^3$ , caracterizando um duripã. Esta feição mostrou-se mais fortemente desenvolvida que os nódulos de fragipã encontrados no horizonte C<sub>2</sub> do mesmo perfil e os do Espodossolo (horizonte 2Bh). Nestes, os fragipãs mostraram-se descontínuos e com intercalações de partes friáveis.

A alta  $D_s$  para horizonte coeso, fragipã e duripã, resulta, segundo JACOMINE (1974), do arrançamento cerrado das partículas, visto que horizontes de composição similar, porém sem arrançamento cerrado dos componentes e com maior número de macroporos, possuem valores mais baixos para a densidade do solo. RESENDE et al. (1992) sugerem que partículas da fração areia mal selecionadas e finas favorecem o arrançamento cerrado das partículas e a retenção de umidade, ao passo que partículas de areia mais grosseiras e com maior grau de seleção promovem um arrançamento mais solto, propiciando maior permeabilidade e menor retenção de umidade.

Este fator parece contribuir muito para a formação de horizontes adensados em solos de tabuleiro, pois sendo originado de sedimentos do Grupo Barreiras, caracterizados pelo avançado estágio de intemperização, com dominância quase total de quartzo nas frações areias e caulinita na fração argila, há uma desuniformidade na composição granulométrica dos solos, ou seja, as partículas da fração areia são mal selecionadas, favorecendo o adensamento.

COSTA e ABRAHÃO (1996) afirmam que em solos desenvolvidos a partir de rochas sedimentares, e mais ainda, de sedimentos inconsolidados, como os solos do ambiente Barreiras, as condições do ambiente de deposição podem perdurar durante a pedogênese, o que reflete na susceptibilidade desses solos a compactação e, ou, adensamento.

ABRAHÃO et al. (1998), avaliando a distribuição de frequência de tamanho da fração areia na compactidade de solos desenvolvidos de sedimentos do Grupo Barreiras, constataram que o maior teor de areia fina e a má seleção das mesmas facilitaram o arranjo mais compacto das partículas, o que provocou aumento na compactidade relativa nos horizontes de maior resistência à penetração.

Assim, no Espodossolo e solo com fragipã e duripã, o predomínio de areia grossa e fina em relação a argila parece favorecer o ajuste entre as partículas e aliado a ação de agentes cimentantes conferem ao mesmos maiores valores de  $D_s$ . Por outro lado, para os Argissolos Amarelos, a textura argilosa e a mineralogia caulínica favorecem o ajuste entre as lâminas de argila, resultando nos horizontes coesos.

### **4.3. Características químicas**

#### **4.3.1. Análise de rotina**

No Quadro 4, encontram-se os resultados analíticos das características químicas dos solos estudados. Como já comentado anteriormente, de maneira genérica, afirma-se que os solos dos tabuleiros são muito pobres quimicamente por tratar de solos formados de material de origem previamente pedogenizado, com baixa soma de bases, ácidos e pouca reserva em nutrientes no solo. Em solos sob mata, onde há maior contribuição da matéria orgânica e em áreas sob uso do eucalipto, em razão da adubação de implantação e manutenção da cultura, verificam-se características eutróficas nos horizontes superficiais, em que o cálcio e o magnésio predominam como os principais componentes da soma de bases.

A capacidade de troca catiônica (T) apresenta valores acima de  $7,0 \text{ cmol}_c/\text{dm}^3$  no horizonte A de todos os perfis estudados, exceção do Argissolo Amarelo Distrófico planossólico (PAd2), solo sob eucalipto, onde o valor foi de  $4,2 \text{ cmol}_c/\text{dm}^3$ . No horizonte B, os valores foram geralmente inferiores a  $3,5 \text{ cmol}_c/\text{dm}^3$ .

Quadro 4 – Características químicas dos solos estudados.

Solo	Horiz.	pH (1:2,5)		$\Delta$ pH	P disp.	C org.	Complexo Sortivo										
		H <sub>2</sub> O	KCl				Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup> (x10 <sup>-3</sup> )	Na <sup>+</sup> (x10 <sup>-3</sup> )	S	Al <sup>3+</sup>	H <sup>+</sup>	T	V	m	
						mg/kg	dag/kg	cmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>									%
PAd1	A	4,8	3,7	-1,1	0,54	1,9	2,53	0,46	6,8	6,4	3,00	0,48	3,67	7,14	42	14	
	AB	4,5	3,5	-0,9	0,69	1,0	0,80	0,20	4,0	4,7	1,01	0,62	3,08	4,70	21	38	
	BA	4,3	3,6	-0,7	0,21	0,6	0,29	0,12	1,8	3,2	0,41	0,95	1,95	3,32	12	70	
	Bt <sub>1</sub>	4,3	3,7	-0,6	0,05	0,5	0,06	0,03	2,5	3,1	0,09	0,93	1,85	2,87	3	91	
	Bt <sub>2</sub>	4,2	3,8	-0,4	0,02	0,3	0,00	0,00	5,9	4,8	0,01	0,91	1,10	2,03	0,7	98	
	Bw	4,4	3,9	-0,6	0,00	0,2	0,05	0,00	2,4	3,3	0,06	0,82	0,85	1,72	3,2	94	
ESo	A <sub>1</sub>	3,8	2,5	-1,3	1,99	3,3	1,61	0,52	3,2	5,9	2,14	0,90	7,9	10,88	20	30	
	A/E	4,5	3,6	-1,0	0,44	0,2	0,07	0,00	0,0	0,9	0,07	0,35	1,5	1,88	4	84	
	E	4,6	3,7	-0,9	1,03	1,4	0,06	0,00	0,7	2,6	0,07	1,44	8,5	9,97	1	96	
	Bhs	4,1	3,6	-0,5	0,38	3,7	0,09	0,00	0,6	9,4	0,10	3,07	21,4	24,57	0	97	
	Bs	4,6	3,0	-1,6	1,71	0,9	0,88	0,00	0,5	0,9	0,89	1,16	6,61	8,66	10	57	
	IIA	4,8	3,2	-1,5	0,06	0,7	0,14	0,00	0,3	0,5	0,14	0,16	0,93	1,23	12	52	
	IIA/E	4,4	2,9	-1,5	1,90	0,6	0,63	0,04	0,4	1,0	0,68	0,84	3,98	5,49	12	55	
IIBh	4,0	3,2	-0,8	0,34	5,1	0,00	0,99	0,5	4,7	1,00	5,38	29,3	35,72	3	84		
PAd2	A	5,9	5,0	-0,9	1,18	1,1	2,24	0,47	5,8	5,7	2,71	0,06	1,46	4,23	64	2	
	Bt <sub>1</sub>	4,4	3,7	-0,7	0,07	0,5	0,78	0,18	200	18,7	1,00	0,57	1,69	3,26	31	36	
	Bt <sub>2</sub>	3,8	3,5	-0,3	0,05	0,4	0,40	0,26	19,5	22,7	0,70	0,97	1,57	3,24	22	58	
	Bt <sub>3</sub>	3,9	3,6	-0,3	0,05	0,4	0,05	0,18	10,3	13,5	0,25	1,06	1,25	2,56	10	81	
	Bt <sub>4</sub>	4,0	3,6	-0,4	0,03	0,3	0,00	0,17	8,7	9,1	0,19	1,03	1,31	2,53	8	85	
P4	A	6,9	6,0	-0,9	3,11	5,6	9,73	1,41	24,9	23,1	11,19	0,16	3,82	15,16	74	1	
	C <sub>1</sub>	6,1	5,0	-1,1	2,02	3,3	2,33	0,79	8,9	9,7	3,14	0,24	7,59	10,96	29	7	
	C <sub>2</sub>	5,7	4,7	-1,1	1,88	3,0	0,17	0,12	4,8	5,8	0,29	0,34	7,93	8,56	3	54	
	Cx	5,8	4,7	-1,1	3,26	1,2	0,30	0,19	5,3	5,5	0,50	0,14	5,97	6,61	8	22	
PAd3	A	6,7	5,8	-0,9	1,21	2,2	3,83	0,95	15,6	15,0	4,82	0,12	1,68	6,62	73	2	
	AB	6,0	5,0	-1,0	0,26	1,0	1,29	0,67	6,7	6,8	1,98	0,19	1,28	3,45	57	9	
	Bt <sub>1</sub>	4,8	3,9	-0,9	0,05	0,4	0,26	0,39	3,1	3,7	0,66	0,46	1,13	2,24	29	41	
	Bt <sub>2</sub>	4,9	3,9	-1,0	0,05	0,2	0,06	0,21	10,7	9,5	0,29	0,42	1,17	1,87	15	59	
LVe	A	7,4	6,8	-0,7	2,06	2,9	7,24	1,40	31,4	26,2	8,70	0,03	0,61	9,34	93	0	
	BA	7,2	6,5	-0,8	0,55	0,4	2,44	0,67	28,7	23,2	3,16	0,04	0,42	3,63	87	1	
	Bw <sub>1</sub>	6,3	5,9	-0,4	0,26	0,3	1,55	0,56	16,6	14,8	2,14	0,04	0,52	2,70	79	2	
	Bw <sub>2</sub>	4,6	4,1	-0,4	0,11	0,1	0,73	0,46	14,9	13,3	1,22	0,16	1,25	2,62	46	11	

Os valores de carbono são baixos e decrescem com a profundidade. Essa tendência só não foi mantida no Espodossolo (ESo), onde, apesar de os horizontes apresentarem teores também baixos em carbono orgânico, houve horizontes de acumulação (Bhs e 2Bh).

Os perfis de Argissolo Amarelo Distrófico abruptico (PAd3), solo com fragipã e duripã (P4) e Latossolo Vermelho Eutrófico argissólico (LVe) foram os que destoaram da tendência geral apresentada para os demais. No primeiro, solo sob mata, o valor de soma de bases mostra, mais uma vez, a eficiência da vegetação no reciclo de nutrientes, reduzindo, assim, a sua perda por lixiviação, quando comparado com os demais solos sob eucalipto.

O solo com fragipã e duripã (P4), por localizar-se em área depressional da toposseqüência, foi o que apresentou maiores valores de soma de bases e V de 74% no horizonte A, por se tratar de uma área receptora dos nutrientes trazidos por lixiviação das porções mais altas.

O Latossolo Vermelho (LVe), cuja origem é do intemperismo de rochas do Pré-Cambriano, apresenta maior reserva mineral e, conseqüentemente, maior capacidade de fornecer nutrientes para as plantas. Esta afirmação pode ser constatada pelos valores de soma de bases e saturação do complexo de troca por bases acima de 78% até 90 cm de profundidade, e de 46% até 120 cm. Nos demais solos, a partir de 35 cm de profundidade, o valor de saturação por bases foi sempre inferior a 25%, revelando a pobreza natural do material de origem. No Argissolo Amarelo Distrófico latossólico (PAd1) e Argissolo Amarelo Distrófico planossólico (PAd2), por exemplo, esse valor foi inferior a 10%, enquanto a saturação por alumínio (m) foi superior a 85%.

Comparando os valores de pH, valor S, V e saturação com alumínio dos Argissolos Amarelos (PAd1, PAd2 e PAd3), verifica-se que os menores valores de pH (H<sub>2</sub>O e KCl), S e V e maior saturação por alumínio, foram obtidos no perfil de Argissolo Amarelo Distrófico latossólico (PAd1), solo este localizado em área mais dissecada e, portanto, mais sujeita a perdas. Para os outros dois Argissolos Amarelos (PAd2 e PAd3), a cobertura vegetal foi o diferenciador para os valores obtidos.

Os valores de  $\Delta$ pH negativo, variando de -0,3 a -1, associados a altos teores de alumínio demonstram que a fração coloidal apresenta troca,

dominantemente catiônica. (UEHARA e GILMAN, 1981). Segundo os referidos autores, nestas condições e em meio ácido, os minerais são mais instáveis, liberando o alumínio.

#### **4.3.2. Ataque Sulfúrico**

O perfil de Espodossolo (Eso) foi descrito e caracterizado apenas física e quimicamente (rotina), conforme Quadros 3 e 4, apresentados anteriormente, por fazer parte de uma toposseqüência típica dos tabuleiros costeiros. No entanto, como o objetivo do trabalho foi estudar a gênese de horizonte coeso, fragipã e duripã, e o referido solo apresentou apenas pequenos e esparsos nódulos endurecidos na base do horizonte 2A/E e topo de 2Bh, o volume identificado e coletado não justificou a inclusão do mesmo nas demais análises, cujos resultados serão discutidos a seguir. Por outro lado, no Latossolo Vermelho realizou-se um maior número de análises, pois, apesar de o mesmo não apresentar nenhuma das feições citadas anteriormente, este foi utilizado como um referencial comparativo entre os solos originados do Grupo Barreiras e o material do Pré-Cambriano.

No Argissolo Amarelo Distrófico latossólico (PAd1), os teores de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tenderam a aumentar em profundidade (Quadro 5), acompanhando o aumento da fração argila (Quadro 3) e o alumínio comportou-se, paralelamente a sílica, parecendo conferir juntamente com aquela o aspecto poroso e friável dos horizontes Bt<sub>1</sub>, Bt<sub>2</sub> e Bw, horizontes estes que apresentaram estrutura forte muito pequena granular. Conclusões semelhantes foram feitas por JACOMINE (1974).

A tendência do  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  foi manter-se em teores abaixo de 8 dag/kg (EMBRAPA, 1999) em todos os horizontes, aumentando em profundidade. Obtiveram-se os maiores valores no horizonte Bw do Latossolo Vermelho - LVe (9,78 dag/kg ) e menores no solo com fragipã e duripã - P4 (0,04 dag/kg), sendo muito baixos desde a superfície. Resultados similares são reportados por JACOMINE, 1974 e RODRIGUES e SILVA, 1995. Nos Argissolos Amarelos – PAd1, PAd2 e PAd3, os menores teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  foram obtidos nos horizontes superficiais.

Quadro 5 – Teores de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, obtidos pelo ataque sulfúrico na TFSA, e relações moleculares Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ki e Kr dos solos estudados.

Perfil	Horizonte	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ki	Kr
----- dag/kg -----								
PAd1	A	9,97	8,35	0,99	0,30	8,43	2,03	1,82
	AB	12,08	10,26	1,42	0,32	7,23	2,00	1,77
	BA	15,70	13,54	1,91	0,46	7,08	1,97	1,74
	Bt <sub>1</sub>	20,03	18,95	2,49	0,57	7,62	1,80	1,60
	Bt <sub>2</sub>	17,86	17,59	2,27	0,51	7,76	1,73	1,53
	Bw	19,93	19,13	2,54	0,55	7,53	1,77	1,57
PAd2	A	4,24	2,71	0,47	0,15	5,75	2,66	2,28
	Bt <sub>1</sub>	18,92	21,25	3,80	0,90	5,60	1,51	1,29
	Bt <sub>2</sub>	21,91	25,89	4,62	0,76	5,60	1,44	1,23
	Bt <sub>3</sub>	22,18	22,06	4,51	0,69	4,89	1,71	1,43
	Bt <sub>4</sub>	22,13	24,34	4,73	0,74	5,15	1,55	1,30
P4	A	10,40	8,86	0,17	0,77	51,21	1,99	1,96
	C <sub>1</sub>	11,29	13,60	0,04	1,14	382,21	1,41	1,41
	C <sub>2</sub>	9,73	13,48	0,05	1,16	252,58	1,23	1,22
	Cx	18,63	22,01	0,12	0,97	189,03	1,44	1,43
PAd3	A	9,71	8,79	1,09	0,48	8,09	1,88	1,68
	AB	15,04	14,83	1,94	0,64	7,66	1,72	1,53
	Bt <sub>1</sub>	20,51	20,68	2,83	0,85	7,32	1,69	1,49
	Bt <sub>2</sub>	23,14	23,16	3,23	0,87	7,17	1,70	1,50
LVe	A	15,01	12,49	4,56	0,44	2,74	2,04	1,51
	BA	21,64	22,64	6,73	0,84	3,36	1,62	1,26
	Bw <sub>1</sub>	22,24	25,23	7,17	0,80	3,52	1,50	1,18
	Bw <sub>2</sub>	20,74	23,43	9,78	0,75	2,40	1,50	1,07

Em áreas que apresentam feições geomorfológicas de terraços quase planos ou em áreas depressionais dos tabuleiros costeiros e com drenagem deficiente, como no P4, as cores pálidas dos horizontes e os baixos teores de argila resultam do processo de ferrólise que consiste em autólise progressiva dos minerais argilosos, com liberação de Al e sílica sob forma desordenada. Assim, embora o ferro não seja diretamente o agente adensante, é, indiretamente, o principal desencadeador do processo que permite a liberação do silício e do alumínio, o que provoca o adensamento dos horizontes subsuperficiais do solo com fragipã e duripã.

A natureza caulinítica do material de origem e a sua deficiência em ferro justificam os valores das relações moleculares  $K_i \geq 1,7$  e  $K_r > 0,75$  (RESENDE e SANTANA, 1988; EMBRAPA, 1999) sem, necessariamente, refletirem intemperização incipiente. Isto faz com que tanto o  $K_i$  como o  $K_r$  sejam interpretados, com ressalvas, como indicadores do grau de evolução dos solos, mesmo para Latossolos (RAMOS, 1981; EMBRAPA, 1988b e EMBRAPA, 1999). Para todos os perfis analisados, tanto a relação  $K_i$  como a  $K_r$  tenderam a diminuir em profundidade, o que, segundo THAN e TROTH (1982), sugere a movimentação de ferro e alumínio e, ou, migração de argila.

No Argissolo Amarelo Distrófico planossólico (PAd2), os teores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$  sofreram aumentos expressivos do horizonte A para o Bt<sub>1</sub>. A partir deste horizonte, os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  foram superiores aos de  $\text{SiO}_2$  praticamente em todos os horizontes.

No solo com fragipã e duripã (P4), os teores  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  praticamente duplicaram do horizonte C<sub>2</sub> (horizonte com nódulos de fragipã) para o Cx (duripã contínuo). Este aumento, no entanto, não foi acompanhado pelo teor de argila (Quadro 3). Esta fração sofreu um decréscimo de 14 dag/kg para 6 dag/kg e, possivelmente, neste caso, a fração silte ou mesmo areia fina podem ter sido atacadas pelo ácido sulfúrico.

Quanto ao óxido de titânio ( $\text{TiO}_2$ ), verificaram-se aumentos expressivos do horizonte A para o C<sub>1</sub>. Provavelmente, o ácido sulfúrico tenha atacado os óxidos de titânio provenientes da ilmenita e do rutilo, que são minerais presentes nas frações grosseiras, uma vez que os valores de óxido de titânio corrigido para argila foram uniformes nos horizontes A, C<sub>1</sub> e C<sub>2</sub> do solo com fragipã e duripã.

A alta relação  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ , no solo com fragipã e duripã (P4), reitera a afirmação de diversos autores da participação do alumínio na formação de fragipã (ANDERSON e WHITE, 1958; NETTLETON et al., 1968; HALLMARK e SMECK, 1979; RODRIGUES e SILVA e LEPRUN, 1997; DUNCAN e FRANZMEIER, 1999) e a estreita relação entre o aumento de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e o grau de coesão, sendo que os solos são tão mais coesos e endurecidos quanto menores são seus teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (ACHÁ PANOSO, 1976; Bennema e Camargo, 1979, citados por FONSECA, 1986). Esta relação é confirmada nos Argissolos Amarelos latossólico (PAd1) e planossólico (PAd2), onde observaram-se menores valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  corrigido para argila nos horizontes coeso, e no solo P4, nos horizontes com fragipã e com duripã.

Ainda no solo com fragipã e duripã (P4), tanto a relação molecular Ki quanto a Kr foram baixas, decrescendo da parte superficial para o horizonte Cx, indicando tipo de argila de atividade muito baixa e acúmulo de gibbsita neste horizonte, confirmado difratometria de raios X na fração argila (Figura 16). Resultados semelhantes foram encontrados por JACOMINE (1974), no estudo de gênese de fragipã em solos do tabuleiro costeiro.

Com relação à utilização dos 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 titânio serem resistentes ao intemperismo, podem permanecer no solo como minerais primário (ilmenita e rutilo) na fração grosseira, ou mesmo na fração argila, na forma de anatásio. Assim, 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.

Nos Argissolos Amarelos (PAd1, PAd2 e PAd3) e no Latossolo Vermelho (LVe), a tendência do titânio (corrigido para argila) foi quadruplicar do horizonte A para o B, o que sugere que a argila dispersa dos horizontes superficiais está sendo removida em suspensão ou está sendo solubilizada.

No solo com fragipã e duripã (P4), a distribuição de argila e óxido de titânio (corrigido para argila) foi uniforme nos horizontes A, C<sub>1</sub> e C<sub>2</sub>, diminuindo para menos da metade no horizonte Cx. Esta uniformidade, associada à baixa dispersão de argila em água e ao baixo gradiente textural, mostra que o solo

está menos sujeito aos processos de perda por localizar-se em área depressional, está menos sujeito aos processos de perda.

Os maiores teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  foram obtidos no Latossolo Vermelho (LVe), onde a cor foi constantemente mais vermelha (10R). Este perfil apresentou, ainda, menores relações Kr e  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Estes aspectos refletem a maior riqueza em ferro no material de origem (granito-gnaisses do Pré-Cambriano Indiviso), comparado aos solos originados do Grupo Barreiras.

#### **4.3.3. Fe, Si e Al extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato e pelo oxalato de amônio**

De modo geral, os solos dos tabuleiros costeiros estudados apresentaram baixos teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato (Quadro 6), em função do baixo teor desses óxidos no próprio material de origem. MELO (1998) encontrou valores semelhantes para solos de tabuleiro e atribuiu os resultados obtidos ao alto grau de intemperismo sofrido pelos sedimentos do Grupo Barreiras, antes da deposição e as condições mais úmidas reinantes nos tabuleiros.

Mesmo considerando o somatório das quatro extrações pelo DCB, percebe-se que, com exceção do Latossolo Vermelho (LVe) originado de rochas granito-gnáissicas, todos os demais apresentaram baixos teores desses óxidos, sendo os menores valores observados no solo com fragipã e duripã (P4).

Quadro 6 - Teores de  $Fe_2O_3$  obtidos em quatro extrações sucessivas com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio ( $Fe_2O_3d$ ), uma extração com oxalato de amônio ( $Fe_2O_3o$ ), e relações  $Feo/Fed$  e  $Fed/Fes$ .

Solo	Horiz	Extrações					Oxalato ( $Fe_2O_3$ ) única	$Feo/Fed^{1/}$
		DCB ( $Fe_2O_3$ )						
		Extrações Sucessivas						
1 <sup>a</sup>	2 <sup>a</sup>	3 <sup>a</sup>	4 <sup>a</sup>	Soma	----- dag/kg -----			
PAd1	A	0,46	0,18	0,09	0,04	0,77	0,07	0,15
	AB	0,58	0,25	0,15	0,07	1,04	0,09	0,16
	BA	0,68	0,28	0,18	0,10	1,24	0,10	0,15
	Bt <sub>1</sub>	0,73	0,38	0,31	0,13	1,55	0,09	0,12
	Bt <sub>2</sub>	0,63	0,34	0,28	0,16	1,42	0,03	0,05
	Bw	0,73	0,41	0,33	0,19	1,65	0,01	0,01
PAd2	A	0,27	0,10	0,05	0,04	0,46	0,05	0,19
	Bt <sub>1</sub>	0,69	0,36	0,29	0,21	1,55	0,07	0,10
	Bt <sub>2</sub>	0,87	0,52	0,31	0,30	2,00	0,04	0,05
	Bt <sub>3</sub>	0,90	0,48	0,37	0,31	2,06	0,02	0,02
	Bt <sub>4</sub>	0,97	0,65	0,39	0,37	2,38	0,02	0,02
P4	A	0,21	0,03	0,02	0,02	0,28	0,06	0,29
	C <sub>1</sub>	0,16	0,04	0,02	0,02	0,23	0,06	0,38
	C <sub>2</sub>	0,13	0,03	0,02	0,01	0,19	0,05	0,38
	Cx	0,02	0,01	0,004	0,004	0,04	0,01	0,50
PAd3	A	0,54	0,18	0,11	0,07	0,90	0,03	0,06
	AB	0,79	0,33	0,20	0,10	1,42	0,03	0,04
	Bt <sub>1</sub>	0,88	0,41	0,25	0,15	1,69	0,02	0,02
	Bt <sub>2</sub>	0,99	0,42	0,30	0,18	1,88	0,02	0,02
LVe	A	3,09	0,56	0,19	0,08	3,91	0,07	0,02
	BA	4,52	1,13	0,40	0,16	6,21	0,11	0,02
	Bw <sub>1</sub>	4,37	0,93	0,26	0,11	5,68	0,12	0,03
	Bw <sub>2</sub>	4,78	0,84	0,21	0,07	5,90	0,11	0,02

1/ Com base na primeira extração com DCB

Tomando-se apenas a primeira extração com DCB, percebe-se que a relação Feo/Fed foi mais elevada no solo com fragipã e duripã (P4), o que evidencia a maior participação de óxidos de ferro de pior cristalinidade, possivelmente relacionados à posição topográfica do solo na paisagem (RESENDE, 1976; CURI e FRANZMEIER, 1984), onde aqueles localizados em posições mais baixas, com drenagem mais deficiente seriam favoráveis a estas formas (SCHWERTMANN, 1985). Relata-se, ainda, que a presença de sílica no sistema inibe a expressão de formas de ferro de melhor cristalinidade (SCHWERTMANN e TAYLOR, 1989).

Observou-se, ainda, como tendência geral, maiores valores da relação Feo/Fed no horizonte A que no B, o que evidencia o efeito da matéria orgânica na inibição da cristalização dos óxidos de ferro, como sugere SCHWERTMANN (1966).

Em todos os perfis analisados, com presença de horizonte coeso, os teores de SiO<sub>2</sub> recuperados pelo DCB foram baixos (Quadro 7), sem que houvesse nenhuma tendência de aumento nos horizontes endurecidos. RESENDE (1976) sugere que o DCB extrai a sílica associada aos óxidos de ferro. Por outro lado, segundo SMITH e MITCHELL (1987), a sílica extraída pelo DCB está associada a filossilicatos que contém ferro em sua estrutura, e que, nos solos estudados, teores baixos de ferro justificam os baixos teores de sílica recuperada com DCB. O Latossolo Vermelho (LVe), solo com maiores teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, foi o que apresentou valores de Sid mais elevados (>0,2 dag/kg), sem que houvesse nenhuma manifestação de endurecimento nos horizontes, o que parece confirmar as constatações feitas quanto a associação da sílica aos óxidos de ferro.

Observando-se o comportamento da curva de Sid para os solos estudados e comparando-as com a de argila, percebe-se que para os solos (Figuras 4A, 5A, 6A, 7A e 8A) esta não acompanhou a curva de argila, mantendo-se, praticamente, constante nos diversos horizontes, independente dos aumentos e, ou, diminuições nos teores de argila. Apenas no Argissolo Amarelo Distrófico latossólico registrou-se um discreto aumento no horizonte Bt<sub>1</sub>, que manteve-se constante a maiores profundidades.

Quadro 7 - Teores de SiO<sub>2</sub> obtidos em quatro extrações sucessivas com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (SiO<sub>2</sub>d), uma extração com oxalato de amônio (SiO<sub>2</sub>o), e relação Si<sub>o</sub>/Sid.

Solo	Horiz	Extrações					Oxalato (SiO <sub>2</sub> o) única	Si <sub>o</sub> /Sid <sup>1/</sup>
		DCB (SiO <sub>2</sub> )						
		Extrações Sucessivas						
1 <sup>a</sup>	2 <sup>a</sup>	3 <sup>a</sup>	4 <sup>a</sup>	Soma	----- dag/kg -----			
PAd1	A	0,029	0,022	0,020	0,016	0,087	0,013	0,449
	AB	0,022	0,016	0,016	0,011	0,066	0,010	0,463
	BA	0,020	0,013	0,011	0,010	0,054	0,010	0,501
	Bt <sub>1</sub>	0,031	0,047	0,017	0,011	0,106	0,023	0,725
	Bt <sub>2</sub>	0,020	0,010	0,010	0,005	0,045	0,017	0,882
	Bw	0,022	0,013	0,011	0,010	0,056	0,018	0,820
PAd2	A	0,034	0,009	0,009	0,010	0,062	0,009	0,281
	Bt <sub>1</sub>	0,014	0,010	0,006	0,006	0,035	0,011	0,746
	Bt <sub>2</sub>	0,012	0,000	0,000	0,000	0,012	0,016	1,354
	Bt <sub>3</sub>	0,005	0,000	0,000	0,000	0,005	0,012	2,754
	Bt <sub>4</sub>	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,018	7,807
P4	A	0,038	0,008	0,002	0,000	0,048	1,126	29,832
	C <sub>1</sub>	0,053	0,011	0,000	0,000	0,064	1,520	28,679
	C <sub>2</sub>	0,041	0,005	0,000	0,000	0,046	1,619	39,061
	Cx	0,011	0,000	0,000	0,000	0,011	1,319	121,121
PAd3	A	0,014	0,003	0,000	0,000	0,017	0,023	1,600
	AB	0,013	0,001	0,000	0,000	0,014	0,018	1,385
	Bt <sub>1</sub>	0,017	0,010	0,000	0,000	0,027	0,021	1,236
	Bt <sub>2</sub>	0,022	0,010	0,000	0,000	0,032	0,027	1,221
Lve	A	0,112	0,032	0,022	0,019	0,185	0,044	0,398
	BA	0,131	0,053	0,025	0,020	0,229	0,046	0,352
	Bw <sub>1</sub>	0,120	0,048	0,023	0,016	0,207	0,038	0,315
	Bw <sub>2</sub>	0,112	0,045	0,024	0,017	0,199	0,027	0,243

1/ Com base na primeira extração com DCB

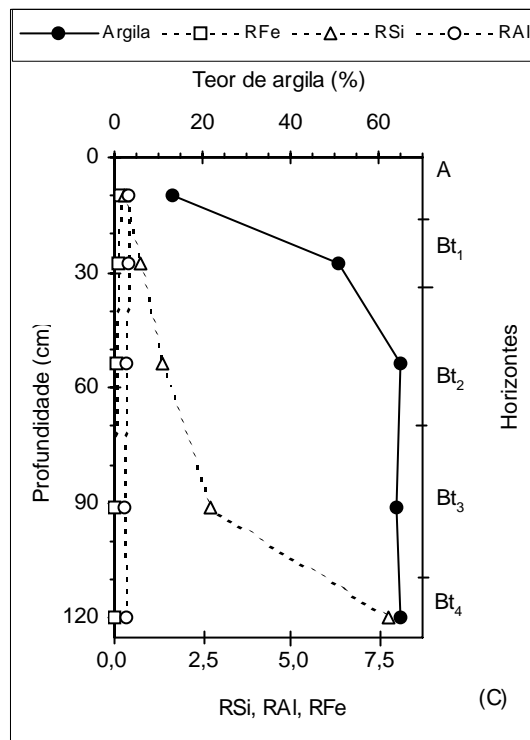
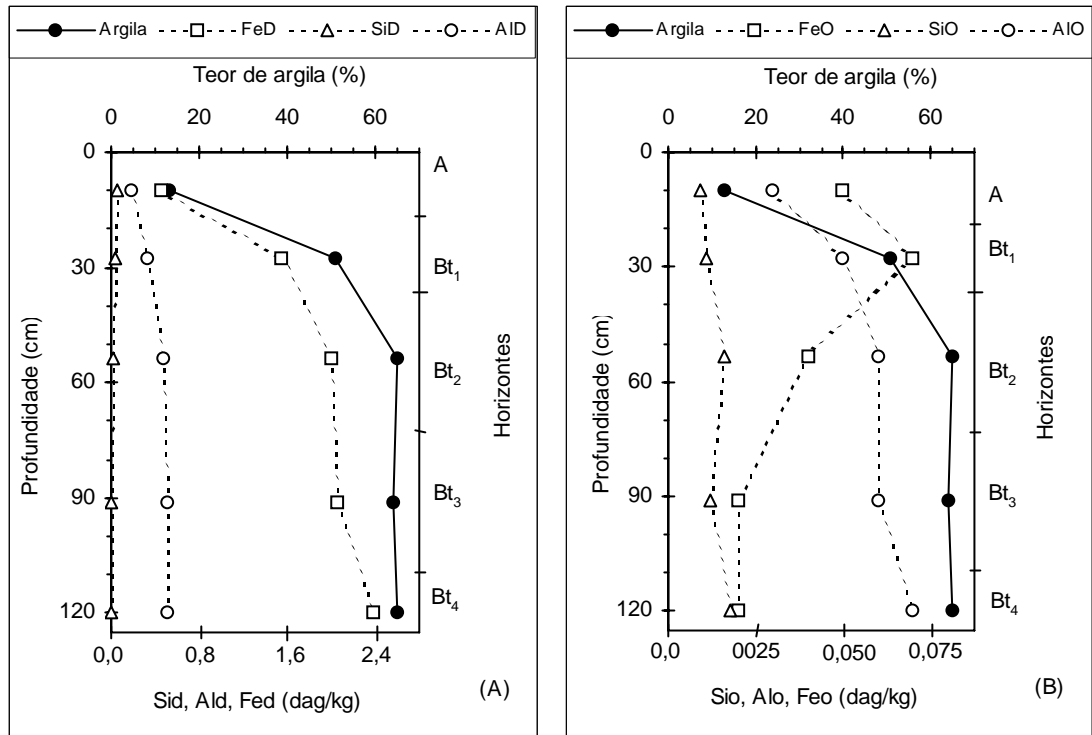


Figura 4 - Curva do teor de argila e formas extraídas de Sid, Ald, Fed, Sio, Alo, Feo e relações RSi (Sio/Sid), RAI (Alo/Ald), RFe (Feo/Fed) em profundidade, no Argissolo Amarelo Distrófico planossólico – PAD2.

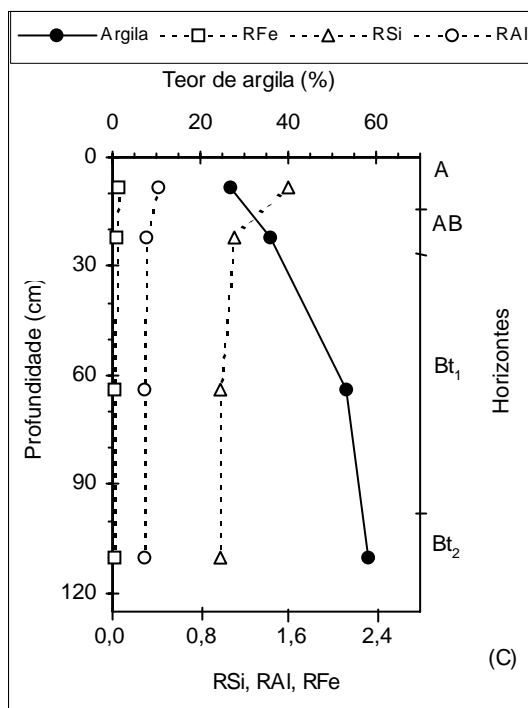
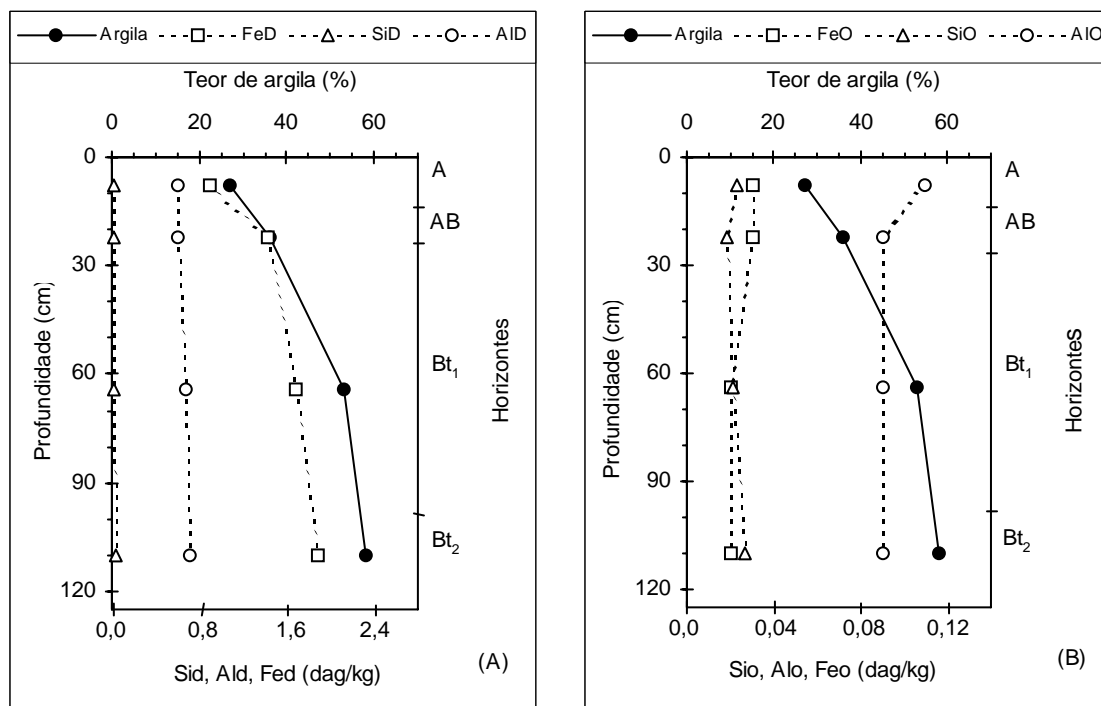


Figura 5 - Curva do teor de argila e formas extraídas de Sid, Ald, Fed, Sio, Alo, Feo e relações RSi (Sio/Sid), RAI (Alo/Ald), RFe (Feo/Fed) em profundidade, no Argissolo Amarelo Distrófico abrupto – PAd3.

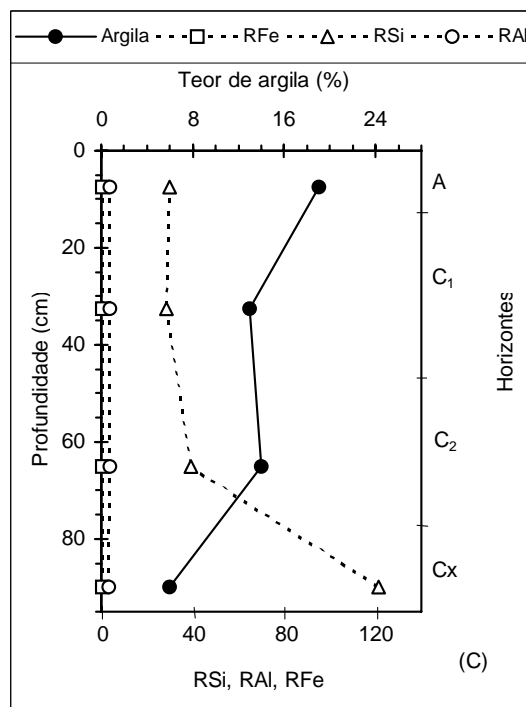
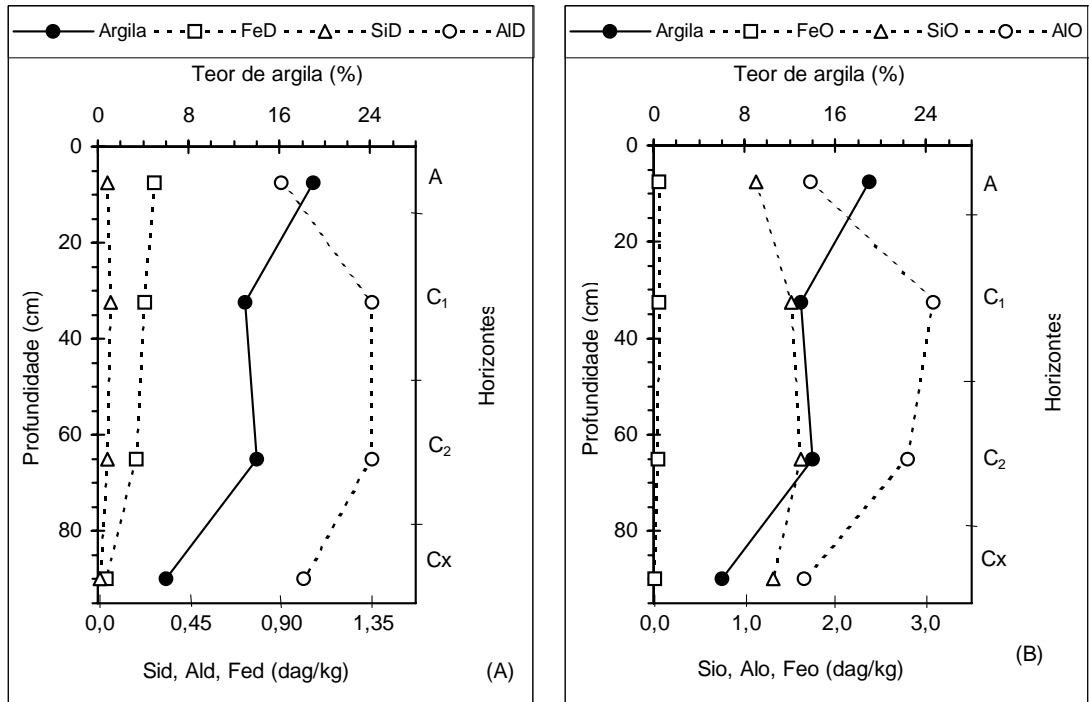


Figura 6 - Curva do teor de argila e formas extraídas de Sid, Ald, Fed, Sio, Alo, Feo e relações: RSi (Sio/Sid), RAI (Alo/Ald), RFe (Feo/Fed) em profundidade, no solo com fragipã e duripã - P4.

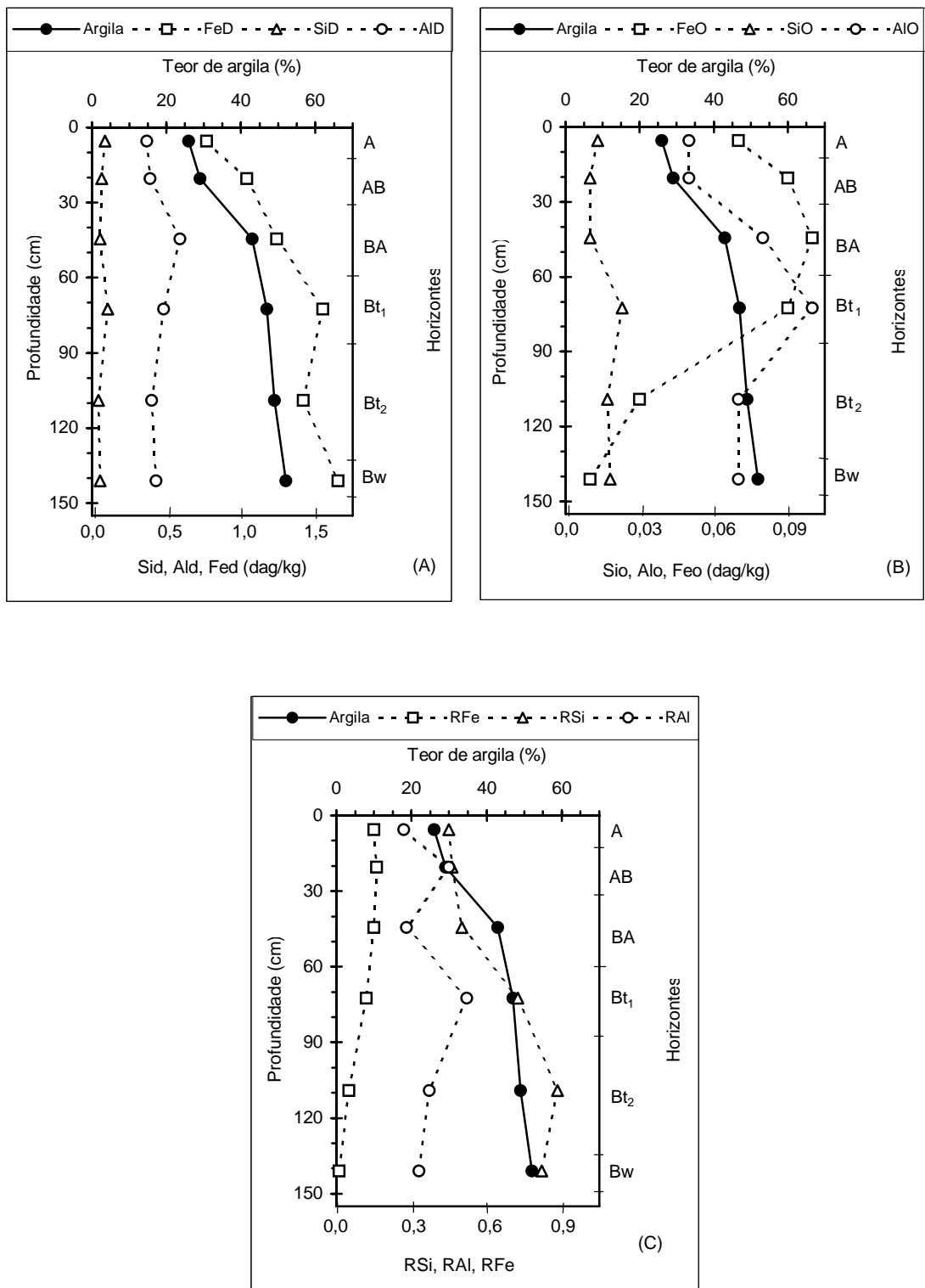


Figura 7 - Curva do teor de argila e formas extraídas de Sid, Ald, Fed, Sio, Alo, Feo, e relações: RSi (Sio/Sid), RAI (Alo/Ald), RFe (Feo/Fed) em profundidade, no Argissolo Amarelo Distrófico latossólico – PAD1.

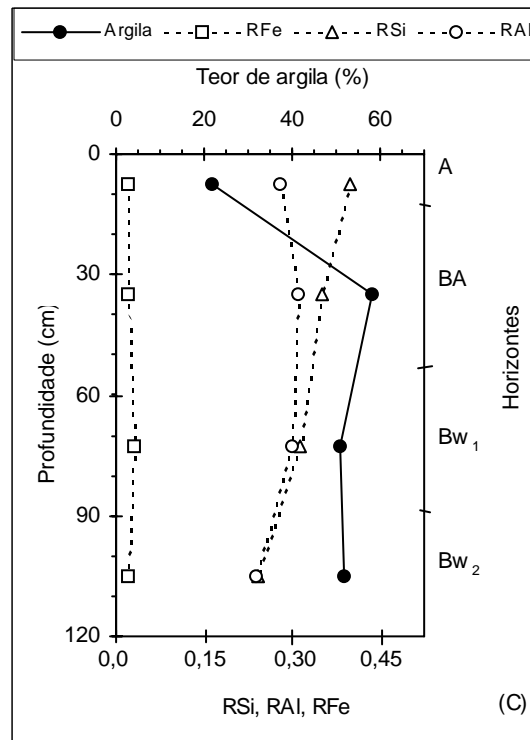
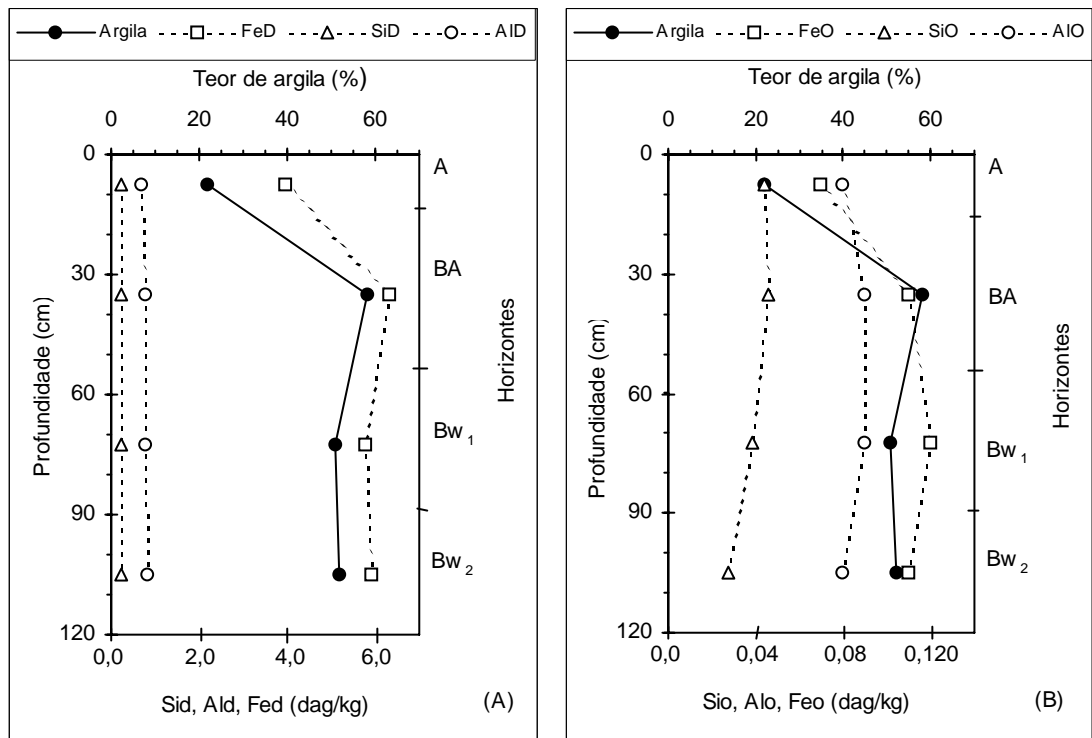


Figura 8 - Curva do teor de argila e formas extraídas de Sid, Ald, Fed, Sio, Alo, Feo e relações: RSi (Sio/Sid), RAl (Alo/Ald), RFe (Feo/Fed) em profundidade no Latossolo Vermelho Eutrófico argissólico - P6.

Para a sílica extraída com oxalato de amônio, as tendências apresentadas anteriormente mudam um pouco para alguns solos. No caso dos Argissolo Amarelo Distrófico abruptico (PAd3) e do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico (PAd1) não houve nenhum aumento no teor de sílica nos horizontes coesos (Quadro 7), e enquanto a curva de argila revela acréscimo nos teores desta fração na parte coesa, a curva de Sio sofreu decréscimo, aumentando apenas em profundidade (Figuras 5B e 7B).

O Argissolo Amarelo Distrófico planossólico (PAd2) apresentou algumas peculiaridades. O teor em argila neste solo aumentou 4,6 vezes do horizonte A em relação a parte coesa (horizontes Bt<sub>1</sub>, Bt<sub>2</sub>, Bt<sub>3</sub>) (Quadro 3), no entanto, a sílica do ditionito diminuiu 3,6 vezes e a do oxalato sofreu acréscimo de 1,44 vezes (Quadro 7), estando ainda três vezes aquém do incremento em argila. Isso pode ser bem visualizado, comparando-se as curvas de Sio e Sid com as de argila deste solo (Figura 4B). Não se pode atribuir, portanto, a este ligeiro aumento no teor em sílica do oxalato a gênese do horizonte coeso, uma vez que obteve-se correlação negativa e significativa ( $r = - 0,99^{***}$ ) para Sio/Sid e a densidade do solo, ou seja, à medida que aumentou os valores desta relação e, conseqüentemente, os componentes amorfos, diminuiu a densidade do solo, sendo esta, portanto, uma variável, que não explica a gênese da coesão. Ao que parece, o acréscimo observado na sílica extraída pelo oxalato (Quadro 7) provém da dissolução da caulinita, uma vez que os teores de Sio aumentam em profundidade, não refletindo, no entanto, manifestação do horizonte coeso.

Para o solo com fragipã e duripã (P4), os valores de sílica do oxalato foram bastante elevados (Quadro 7). A curva do Sio apresentou tendência oposta da curva de argila (Figura 6B). Enquanto esta sofreu decréscimo do horizonte A em direção ao C<sub>1</sub>, a curva de Sio seguiu tendência oposta, o que revela possível incremento em sílica via ciclagem biológica e, ou, adição por fluxo lateral. Nos horizontes C<sub>1</sub> e C<sub>2</sub>, as duas curvas apresentaram o mesmo padrão de comportamento e no horizonte com duripã (Cx), observou-se mais uma vez que, apesar dos teores em argila e silte diminuírem para mais da metade (Quadro 2), o da sílica sofreu ligeiro decréscimo de 1,2 vezes, com maiores valores da relação Sio/Sid neste horizonte (Figura 6C), revelando a participação da sílica amorfa como agente cimentante em fragipã, conforme observado por NORTON e FRANZMEIER (1978); STEINHARDT e

FRANZMEIER (1979); STEINHARDT et al. (1982); NORTON et al. (1984); KARATHANASIS (1987a); ROLIM NETO e SANTOS (1994).

Neste caso particular, o teor em argila do horizonte A em relação a média dos horizontes C, diminuiu 1,73 vezes (Quadro 3); a sílica do ditionito acompanhou esta queda sofrendo decréscimo em 1,2 vezes, enquanto o teor de Si do oxalato aumentou 1,32 vezes (Quadro 7) e a correlação entre a relação  $S_{io}/S_{id}$  e a densidade do solo foi significativa e positiva ( $r = 0,97^*$ ). Ao que parece, para o solo com fragipã e duripã, a sílica foi uma das variáveis responsáveis pelo maior valor de densidade.

DUNCAN e FRANZMEIER (1999), estudando a participação do ferro, alumínio e silício na gênese de fragipã, afirmam que a origem da sílica está relacionada ao intemperismo dos minerais silicatados, onde uma parte da mesma é lixiviada de forma descendente e lateral, combinando-se nos horizontes com fragipã e nos horizontes acima deste, com os óxidos de alumínio livre, formando aluminossilicatos amorfos e fracamente cristalinos. A outra parte da sílica destes horizontes permanece na forma livre, pois a maior parte do Al está ligado aos óxidos de Fe, restando uma pequena parte para combinar-se com a sílica.

Este fato parece justificar os baixos teores de sílica do ditionito, em relação aos elevados teores deste óxido, recuperados com o oxalato para o solo com fragipã e duripã (Quadro 7). Neste solo, uma parte da sílica, proveniente da ciclagem biológica e, ou, da dissolução da caulinita dos perfis localizados nas porções superiores da toposseqüência, deve estar combinada com o alumínio formando um aluminossilicato mal cristalizado, uma vez que as curvas de  $S_{io}$  e  $A_{lo}$  apresentaram entre si comportamento semelhante nos horizontes A e  $C_1$ , e contrário ao da curva de argila (Figura 6B). Segundo McKEAGUE e DAY (1966), esta forma de sílica é dissolvida com mais eficiência pelo oxalato e não pelo ditionito.

A outra parte da sílica pode estar na forma amorfa, pois a solução apresenta mais alumínio amorfo que sílica (Quadro 8 e Figura 6B), o que gera um desequilíbrio químico (RODRIGUES e SILVA, 1995). Além disso, segundo os autores, a presença do ferro e matéria orgânica inibem a cristalização da sílica.

Quadro 8 - Teores de Al obtidos em quatro extrações sucessivas com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (Ald), uma extração com oxalato de amônio (Alo), e relação Alo/Ald.

Solo	Horiz	Extrações					Oxalato (Alo) única	Alo/Ald <sup>1</sup>
		DCB (Ald)						
		Extrações Sucessivas				Soma		
1 <sup>a</sup>	2 <sup>a</sup>	3 <sup>a</sup>	4 <sup>a</sup>					
		----- dag/kg -----						
PAd1	A	0,2	0,12	0,03	0,02	0,37	0,05	0,27
	AB	0,11	0,17	0,06	0,04	0,39	0,05	0,45
	BA	0,27	0,23	0,05	0,04	0,59	0,08	0,28
	Bt <sub>1</sub>	0,2	0,15	0,08	0,05	0,48	0,10	0,52
	Bt <sub>2</sub>	0,19	0,11	0,06	0,04	0,40	0,07	0,37
	Bw	0,21	0,10	0,07	0,06	0,43	0,07	0,33
PAd2	A	0,08	0,06	0,02	0,02	0,18	0,03	0,37
	Bt <sub>1</sub>	0,14	0,08	0,06	0,05	0,33	0,05	0,37
	Bt <sub>2</sub>	0,19	0,13	0,10	0,06	0,48	0,06	0,33
	Bt <sub>3</sub>	0,22	0,15	0,07	0,06	0,50	0,06	0,28
	Bt <sub>4</sub>	0,21	0,17	0,07	0,06	0,51	0,07	0,34
P4	A	0,47	0,21	0,13	0,09	0,91	1,73	3,65
	C <sub>1</sub>	0,82	0,27	0,14	0,13	1,36	3,08	3,77
	C <sub>2</sub>	0,76	0,32	0,17	0,11	1,36	2,80	3,67
	Cx	0,48	0,29	0,13	0,12	1,02	1,66	3,44
PAd3	A	0,28	0,23	0,06	0,05	0,61	0,11	0,41
	AB	0,29	0,20	0,07	0,05	0,61	0,09	0,30
	Bt <sub>1</sub>	0,30	0,24	0,08	0,06	0,67	0,09	0,29
	Bt <sub>2</sub>	0,31	0,25	0,08	0,07	0,71	0,09	0,29
LVe	A	0,27	0,21	0,06	0,05	0,65	0,08	0,28
	BA	0,29	0,26	0,07	0,06	0,71	0,09	0,31
	Bw <sub>1</sub>	0,30	0,24	0,07	0,06	0,71	0,09	0,30
	Bw <sub>2</sub>	0,34	0,27	0,07	0,06	0,77	0,08	0,24

1/ Com base na primeira extração com DCB

Entretanto, numa extração química, em que as várias formas de Al e Si se misturam, torna difícil uma interpretação mais segura dos resultados, principalmente pelo desconhecimento das formas de Si extraídas pelo ditionito e oxalato.

Exceto para o solo com fragipã que apresentou relação Sio/Sid bastante elevada, com valor de 121 no horizonte com duripã (Cx) (Figura 6C), nos demais solos, os valores desta relação foram baixos, tendendo a um aumento em profundidades (Quadro 7 e Figuras 4C, 5C e 7C), o que pode ser devido à sílica amorfa, proveniente da dissolução da caulinita, sendo favorecida, segundo FRANZMEIER et al.(1989), RODRIGUES e SILVA (1995), DUNCAN e FRANZMEIER (1999), em meio ácido (Quadro 3), onde o alumínio é mais solúvel que o silício. PEDRO e DELMAS (1979) afirmam, ainda, que, em condições mais úmidas, o alumínio extraído da caulinita é lixiviado do perfil, eventualmente pela ação complexante da matéria orgânica, em que permanece a sílica. Este fato parece justificar os maiores valores de Sio/Sid (Quadro 7) obtidos em maiores profundidades para os Argissolos Amarelos (PAd1, PAd2 e PAd3), localizados nas áreas mais elevadas da paisagem, e valores mais baixos de Alo/Ald (Quadro 8) nos mesmos horizontes, o que confirma possível lixiviação de alumínio amorfo que tenderia a acumular-se nas áreas depressionais (solo com fragipã e duripã), onde foram encontrados maiores teores para estes óxidos (Quadro 8).

É interessante notar, ainda, que, os Argissolos Amarelos estudados, apesar do intenso intemperismo químico sofrido, ainda reservam um certo nível de sílica amorfa relativamente alto nos horizontes mais profundos (Quadro 7), quando comparado aos superficiais, justificando a não ocorrência de solo com fração argila, predominantemente, gibbsítica. Torna-se importante registrar que os maiores teores em sílica do oxalato não ocorrerem nos horizontes coesos, reiterando, assim, as constatações de isenção da sílica na gênese da referida feição.

Segundo SCHWERTMANN e TAYLOR (1989), O DCB extrai praticamente todo óxido de Fe secundário e complexos orgânicos dos solos. WADA (1989) afirma que além destes óxidos, outros como hidróxidos de Al não cristalinos e complexos orgânicos também são extraídos pelo DCB, e Al e Si de material semelhante a alofana. Segundo PERFITT e CHILDS (1988), o

oxalato, por sua vez, também dissolve alofana, além de imogolita, ferridrita e Al associado ao húmus, o que pode ser uma dissolução total ou parcial.

Assim, analisando os teores de alumínio, obtidos com ditionito e oxalato (Quadro 8), torna-se difícil especificar a que fase mineral do elemento o teor observado ocorreu, mas, percebe-se que nos solos estudados, houve, no geral, aumento nos teores de Ald em profundidade, com a mesma tendência do Fed, o que sugere que o DCB extrai as formas de alumínio associadas ao ferro.

No Argissolo Amarelo Distrófico latossólico (Figura 7B), a curva de Alo acompanhou a de argila até o horizonte BA, sofrendo acréscimo considerável no Bt<sub>1</sub>, apesar do teor em argila manter-se constante. No entanto, mais uma vez, para o solo com fragipã e duripã (P4), os teores deste elemento foram bastante elevados com os dois extratores, principalmente nos horizontes acima do duripã, com tendências das curvas tanto do Alo quanto Ald manterem-se opostas a curva de argila até a base do horizonte C<sub>1</sub> (Figura 6A e B). Resultados similares foram encontrados por DUNCAN e FRANZMEIER (1999). Para eles, a maior parte do Al nos fragipãs encontra-se na estrutura dos óxidos de ferro, no entanto, nos horizontes superficiais a estes, o teor de alumínio é superior à capacidade dos óxidos de incorporá-lo, permanecendo os mesmos na forma livre, sendo recuperados pelo oxalato.

Então, pode-se dizer que, no geral, os Argissolos Amarelos e Latossolo Vermelho apresentaram teores de alumínio e silício recuperados com ditionito maiores que os obtidos com o oxalato, estando associados às formas de melhor cristalinidade e, possivelmente, nos solos desenvolvidos de sedimentos do Grupo Barreiras, a alta concentração de alumínio na solução do solo (Quadro 4) favoreceu a substituição isomórfica do Fe pelo Al no processo de formação da goethita, como sugerido por MÖLLER (1991), sendo este extraído com mais eficiência que a sílica pelo DCB.

Assim, para o solo com fragipã e duripã (P4), o oxalato foi mais eficiente que o ditionito na extração do alumínio e do silício. O material amorfo extraído é formado, predominantemente, por alumínio, com menor participação de minerais de ferro, e a fração de silício removida encontra-se, possivelmente, associada ao alumínio.

Os resultados obtidos na presente pesquisa têm indicado que a sílica e o alumínio desempenham um papel relevante na gênese de fragipã e duripã, e

sua presença é determinante na manifestação da referida feição. Trabalhos como os de ANDERSON e WHITE (1958), NETTLETON et al. (1968), HALLMARK e SMECK (1979), NORTON et al. (1984), DUNCAN e FRANZMEIER (1999) contribuem com os resultados observados e, para os referidos autores, o material cimentante em fragipã e duripã parece ser um aluminossilicato solúvel em ditionito e oxalato que une os grãos do esqueleto do solo.

A interação silício-alumínio é bastante grande no solo por suas afinidades químicas, e segundo WADA e WADA (1981), o assunto não tem recebido a atenção devida. Em solução, o alumínio e o silício interagem formando para-aluminossilicatos (imogolita) e aluminossilicatos não cristalinos (alofanas) em solos (FARMER et al., 1977 e 1979; WADA e WADA, 1981). Estas foram as formas identificadas por FRANZMEIER et al. (1989), JONES e UEHARA (1973) como os agentes cimentantes em horizontes endurecidos.

#### **4.3.4. Si extraído pelo cloreto de cálcio e pela água**

Além das análises realizadas com o ditionito e oxalato, com o objetivo de avaliar os possíveis agentes cimentantes em horizonte coeso, fragipã e duripã, realizou-se a determinação da sílica, utilizando como extratores a água e o cloreto de cálcio, para determinar a sílica solúvel, ou seja, aquela presente na solução do solo na forma de  $H_4SiO_4$  (ácido monossilícico) sujeita, segundo FAURE (1991), a processos de sorção na fase sólida.

Para o Argissolo Amarelo Distrófico latossólico (PAd1), encontraram-se os maiores teores de sílica no horizonte superficial, indicando uma possível participação da vegetação no aporte deste óxido na solução do solo via, reciclo biológico (Quadro 9). Exceto para a determinação com ácido sulfúrico, nas demais, os teores encontrados foram bastante baixos e não acompanharam as tendências de acréscimo ou decréscimo da fração argila nos diversos horizontes. A água e o  $CaCl_2$  foram os responsáveis pelos menores teores de sílica obtidos, e os valores encontrados praticamente os mesmos para os dois extratores (Quadro 9).

Quadro 9 - Percentual de argila e teores de SiO<sub>2</sub> obtidos pela extração com água (H<sub>2</sub>O), cloreto de cálcio (CaCl<sub>2</sub>), oxalato de amônio (OA), ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) e ácido sulfúrico (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) em amostras dos solos estudados.

Solo	Horiz.	Argila	SiO <sub>2</sub>				
			H <sub>2</sub> O (x10 <sup>-3</sup> )	CaCl <sub>2</sub> (x10 <sup>-3</sup> )	OA (x10 <sup>-2</sup> )	DCB (x10 <sup>-2</sup> )	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>
			----- dag/kg -----				
PAd1	A	26	1,8	1,8	1,3	8,7	9,97
	AB	29	1,1	1,0	1,0	6,6	12,08
	BA	43	1,0	1,0	1,0	5,4	15,70
	Bt <sub>1</sub>	47	1,1	1,1	2,3	10,6	20,03
	Bt <sub>2</sub>	49	0,9	1,0	1,7	4,5	17,86
	Bw	52	0,6	0,8	1,8	5,6	19,93
PAd2	A	13	1,0	0,8	0,9	6,2	4,24
	Bt <sub>1</sub>	51	1,0	0,9	1,1	3,5	18,92
	Bt <sub>2</sub>	65	0,9	1,0	1,6	1,2	21,91
	Bt <sub>3</sub>	64	1,1	1,4	1,2	0,5	22,18
	Bt <sub>4</sub>	65	1,2	1,4	1,8	0,2	22,13
P4	A	19	1,3	1,6	112,6	4,8	10,40
	C <sub>1</sub>	13	1,0	1,1	152,0	6,4	11,29
	C <sub>2</sub>	14	1,2	1,2	161,9	4,6	9,73
	Cx	6	1,0	1,0	131,9	1,1	18,63
PAd3	A	27	1,0	1,0	2,3	1,7	9,71
	AB	36	0,7	0,5	1,8	0,4	15,04
	Bt <sub>1</sub>	53	0,6	0,7	2,1	2,7	20,51
	Bt <sub>2</sub>	58	0,9	1,2	2,7	3,2	23,14
LVe	A	22	5,1	-	4,4	20,6	15,01
	BA	58	1,8	2,5	4,6	24,8	21,64
	Bw <sub>1</sub>	51	0,9	1,0	3,8	22,3	22,24
	Bw <sub>2</sub>	52	1,1	1,3	2,7	21,3	20,74

Segundo JONES e HANDRECK (1965), McKEAGUE e CLINE (1963b), o ácido monossilícico é adsorvido nos solos, principalmente pelos óxidos hidratados de ferro e alumínio. Então, a concentração de sílica extraída pela água e pelo cloreto de cálcio é resultante de dois fatores que atuam em sentido inverso: a solubilização do ácido monossilícico e a adsorção da sílica na superfície de partículas de solo, daí os baixos teores de sílica solúvel encontrados nos solos estudados, onde possivelmente os óxidos de ferro e alumínio estariam adsorvendo o ácido monossilícico e, nesta forma, o ditionito seria mais eficiente que a água e o cloreto de cálcio em extraí-lo.

Para todos os perfis analisados, os teores de silício extraídos pela água e pelo cloreto de cálcio estão muito aquém da solubilidade do ácido monossilícico na faixa de pH de 2,0 a 9,0, que é da ordem de 120 a 140 mg/L de SiO<sub>2</sub>, como relatado por JONES e HANDRECK (1965). Esses autores acrescentam, ainda, que, em nenhum solo por eles analisados, o teor de sílica solúvel se aproximou da solubilidade do ácido em água. Resultados semelhantes foram encontrados por RAIJ e CAMARGO (1973) e FREITAS et al.(1977).

No Argissolo Amarelo Distrófico planossólico (PAd2), apesar de o percentual em argila quadruplicar do horizonte A para o Bt, o mesmo não acontece com o teor de sílica para nenhum extrator, exceto com o ácido sulfúrico. Em alguns casos, chega até mesmo a diminuir. Para os Argissolos estudados, os teores em sílica são bastante baixos, os quais não apresentam nenhum aumento em direção aos horizontes coesos (Quadro 9).

No entanto, o solo com fragipã e duripã (P4) apresentou teores de sílica extraídos com o oxalato  $> 1,0 \times 10^{-2}$  dag/kg em todos os horizontes e no Cx. Apesar de o teor de argila decrescer para mais da metade em relação ao horizonte acima, o teor em sílica do ataque sulfúrico duplicou, indicando possível ataque às formas minerais silicatadas presentes na areia fina e, ou, silte. Neste solo, a sílica do ataque sulfúrico não acompanhou a curva de argila no perfil.

#### 4.3.5. Ponto de Carga Zero (PCZ)

No Quadro 10, percebe-se que os valores de PCZ, para os Argissolos Amarelos caulíníticos, encontram-se em torno de 4,0 e não expressaram grandes variações com a profundidade, exceto entre os horizontes A e AB do Argissolo Amarelo Distrófico abruptico (PAd3). Estes resultados estão em conformidade com observações de vários autores (BARRETO, 1986, FONSECA, 1986 e SILVA et al., 1997), que, segundo eles, a pequena amplitude de variação mostrada pelo PCZ deve-se ao baixo poder discriminatório dessa variável para solos predominantemente caulíníticos.

Obtiveram-se os maiores valores de PCZ para o Latossolo Vermelho (LVe), o que pode ser justificado pela sua mineralogia predominantemente oxidica. Segundo NETTO (1996), as tendências encontradas entre características mineralógicas e PCZ são mais bem definidas, quando estudadas entre solos formados a partir de materiais de origem diferenciados, em que a natureza dos colóides presentes na fração argila influencia no PCZ. Admite-se que, enquanto os óxidos de ferro e de alumínio elevam o PCZ, a caulinita abaixa. Assim, solos mais intemperizados têm valores de PCZ mais elevados em decorrência da mineralogia oxidica, como observado para o Latossolo Vermelho (Quadro 10). Resultados similares foram obtidos por NASCIMENTO et al. (1988) em horizontes B. Segundo DIXON (1989), o PCZ da caulinita encontra-se em torno de 4,0, da hematita 8,4, goethita 6,2 e gibbsita 5,0.

Já se tem postulado a influência da matéria orgânica no abaixamento do PCZ em horizontes superficiais (RAIJ e PEECH, 1972). Estudos conduzidos por SIQUEIRA et al. (1990) mostraram que a magnitude da influência é dependente do grau de intemperismo ou da natureza mineralógica do solo. Os autores encontraram que, para solos com valor  $K_i$  maior, a contribuição da matéria orgânica abaixando o PCZ é muito menor que nos solos de  $K_i$  mais baixo.

Quadro 10 - Resultados de algumas análises químicas dos solos estudados

Perfil	Horiz.	$\Delta\text{pH}$	S	T	C org.	Sid	Sio	Ki	PCZ
			--- $\text{cmol}_c/\text{dm}^3$ ---		%	-----dag/kg-----			
PAd1	A	-1,1	3,00	7,14	1,9	0,087	0,013	2,03	3,3
	AB	-0,9	1,01	4,70	1,0	0,066	0,010	2,00	3,7
	BA	-0,7	0,41	3,32	0,6	0,054	0,010	1,97	3,8
	Bt <sub>1</sub>	-0,6	0,09	2,87	0,5	0,106	0,023	1,80	3,9
	Bw	-0,6	0,06	1,72	0,2	0,056	0,018	1,77	4,0
PAd2	A	-0,9	2,71	4,23	1,1	0,062	0,009	2,66	3,4
	Bt <sub>1</sub>	-0,7	1,00	3,26	0,5	0,035	0,011	1,51	3,7
	Bt <sub>2</sub>	-0,3	0,70	3,24	0,4	0,012	0,016	1,44	4,0
	Bt <sub>3</sub>	-0,3	0,25	2,56	0,4	0,005	0,012	1,71	3,8
	Bt <sub>4</sub>	-0,4	0,19	2,53	0,3	0,002	0,018	1,55	4,0
P4	A	-0,9	11,19	15,16	5,6	0,048	1,126	1,99	6,1
	C <sub>1</sub>	-1,1	3,14	10,96	3,3	0,064	1,520	1,41	4,9
	C <sub>2</sub>	-1,1	0,29	8,56	3,0	0,046	1,619	1,23	4,8
	Cx	-1,1	0,50	6,61	1,2	0,011	1,319	1,44	4,8
PAd3	A	-0,9	4,82	6,62	2,2	0,017	0,023	1,88	5,3
	AB	-1,0	1,98	3,45	1,0	0,004	0,018	1,72	4,5
	Bt <sub>1</sub>	-0,9	0,66	2,24	0,4	0,027	0,021	1,69	4,0
	Bt <sub>2</sub>	-1,0	0,29	1,87	0,2	0,032	0,027	1,70	3,9
LVe	A	-0,7	8,70	9,34	2,9	0,206	0,044	2,04	6,4
	BA	-0,8	3,16	3,63	0,4	0,248	0,046	1,62	5,8
	Bw <sub>1</sub>	-0,4	2,14	2,70	0,3	0,223	0,038	1,50	6,0

No presente estudo, apesar das afirmações apresentadas anteriormente, por alguns pesquisadores, sobre a influência da matéria orgânica no abaixamento do PCZ, valores mais baixos de PCZ nos horizontes superficiais foram encontrados no Argissolo Amarelo Distrófico latossólico (PAd1) e Argissolo Amarelo Distrófico planossólico (PAd2), e, nos demais, o horizonte A apresentou valores de PCZ maiores que os dos horizontes subseqüentes.

Sabe-se que diversos fatores influenciam o PCZ do solo, dentre eles podem ser citados, além da matéria orgânica e mineralogia do solo, a adsorção específica de ânions e cátions que permanecem no sistema de troca. Neste, em particular, RAIJ e PEECH (1972) e RAIJ (1973) recomendam a dessaturação das amostras com ácido clorídrico diluído, antes de se realizar a determinação do PCZ, a fim de que as bases trocáveis sejam removidas. No presente estudo, tal procedimento não foi realizado.

Analisando o Quadro 10, nota-se que os horizontes mais eletronegativos foram os superficiais e que alguns solos apresentam peculiaridades no complexo de troca. O solo com fragipã e duripã (P4), o Argissolo Amarelo Distrófico abruptico (PAd3) e o Latossolo Vermelho Eutrófico argissólico (LVe) apresentaram os maiores teores em carbono orgânico (Quadro 10) e, como seus horizontes superficiais são mais arenosos que os subjacentes (Quadro 3), presume-se que as cargas negativas dos mesmos são geradas pelo maior incremento em colóides orgânicos. Assim, como comentado anteriormente, esperava-se que o PCZ nestas condições fosse mais baixo, mas observou-se o contrário. Uma possível explicação para o fato é que, em superfície, o solo com fragipã e duripã (P4), o Argissolo Amarelo Distrófico abruptico (PAd3) e o Latossolo Vermelho (LVe) apresentaram, respectivamente, 3,6, 2,4 e 2,8 vezes maior valor de soma de bases que os horizontes subseqüentes e as cargas geradas pela matéria orgânica foram neutralizadas pelo cálcio e magnésio, elevando o PCZ e não o abaixando como seria de se esperar.

Com a finalidade de verificar quais os fatores responsáveis pelos valores de PCZ encontrados, analisaram-se as correlações entre PCZ e a soma de bases (S), PCZ e a capacidade de troca catiônica (T) e PCZ e carbono orgânico (C org.) (Quadro 11). O solo PAd3 apresentou correlação positiva e significativa para S, T e C, enquanto que no P4, a correlação foi significativa apenas para o valor S. No PAd1, solo cujo valor de PCZ foi menor em

superfície, a correlação foi negativa e significativa para todas as variáveis analisadas, o que explica as informações apresentadas anteriormente.

Quadro 11 - Coeficientes de correlação linear simples entre os valores de PCZ e a soma de bases (S), capacidade de troca catiônica (T), carbono orgânico (C) e sílica do ditionito (Sid) e sílica do oxalato (Sio).

Solo	Variáveis				
	S	T	C	Sid	Sio
PAd1	-0,98**	-0,99***	-0,99***	-0,25 <sup>ns</sup>	0,47 <sup>ns</sup>
PAd2	-0,89 <sup>ns</sup>	-0,80 <sup>ns</sup>	-0,93 <sup>ns</sup>	-0,92 <sup>ns</sup>	0,93 <sup>ns</sup>
P4	0,98**	0,90 <sup>ns</sup>	0,88 <sup>ns</sup>	0,23 <sup>ns</sup>	-0,81 <sup>ns</sup>
PAd3	0,99***	0,99***	0,99***	-0,55 <sup>ns</sup>	-0,22 <sup>ns</sup>
LVe	0,89 <sup>ns</sup>	0,90 <sup>ns</sup>	0,93 <sup>ns</sup>	-0,96**	-0,05 <sup>ns</sup>

\*\*\* e \*\* = significativo a 1 e 5% de probabilidade, respectivamente e <sup>ns</sup> = não significativo.

É importante registrar a tendência da queda nas curvas de PCZ para os solos estudados (Figuras 9 a 13). No horizonte A dos mesmos, observou-se que aqueles que apresentaram valores de PCZ mais elevado em superfície, houve uma queda mais suave na curva até atingir o PCZ (Figuras 11, 12 e 13), indicando que a matéria orgânica está funcionando como tampão, o que impede mudanças bruscas no pH e, assim, à medida que mais H<sup>+</sup> é adicionado (eixo do X), as mudanças no pH da solução do solo são mais lentas (eixo do Y). Tendência contrária é observada nas Figuras 9 e 10, correspondentes aos Argissolos Amarelos Distróficos latossólico (PAd1) e planossólico (PAd2). Pelo fato de o horizonte A apresentar menor teor em carbono orgânico, a tendência na curva até atingir o PCZ foi de queda mais brusca, revelando menor poder tampão da matéria orgânica, em razão de seu menor teor nestes solos (Quadro 10).

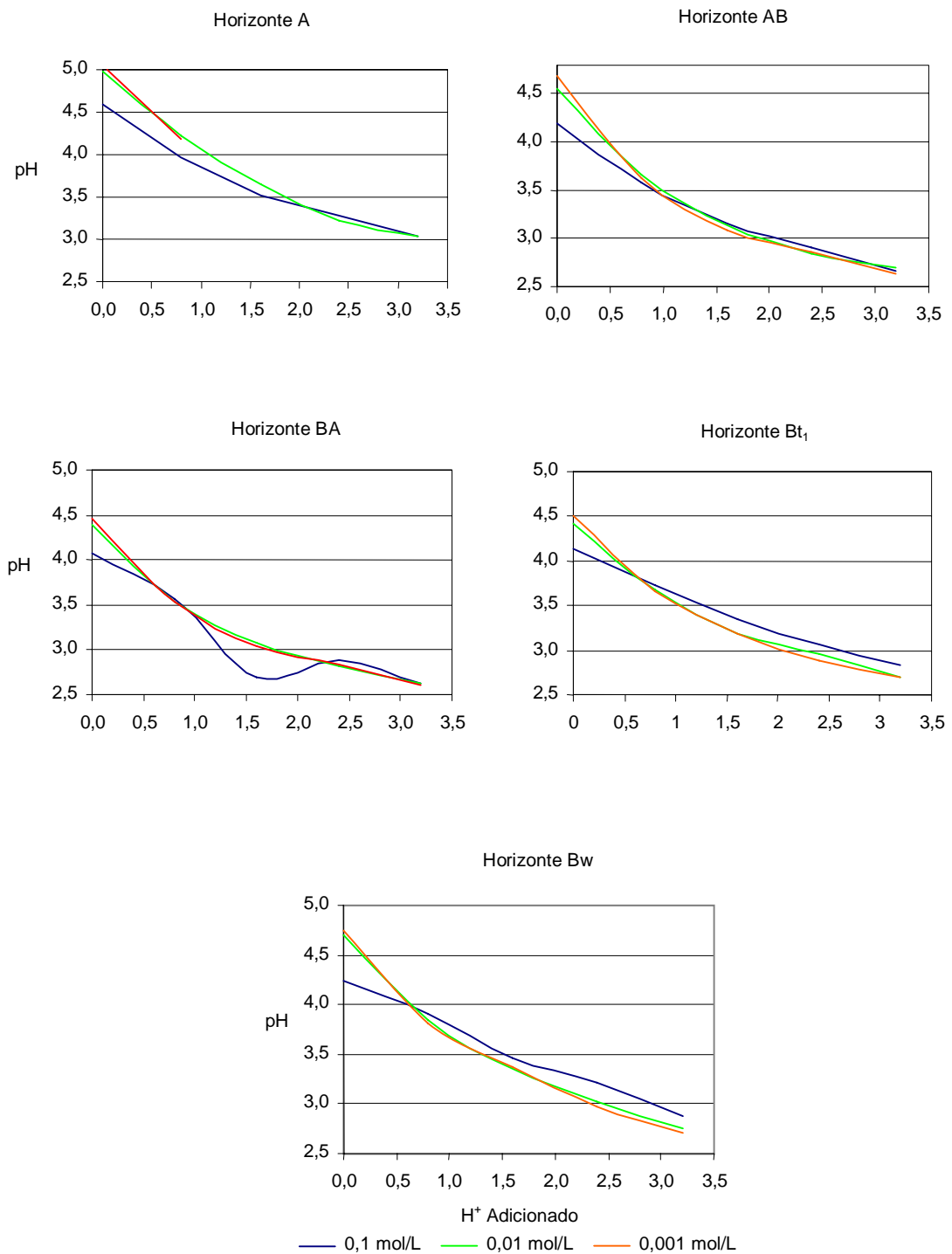


Figura 9 – Curvas de titulação potenciométrica, em três concentrações de NaCl, do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico - PAd1, nos diversos pH.

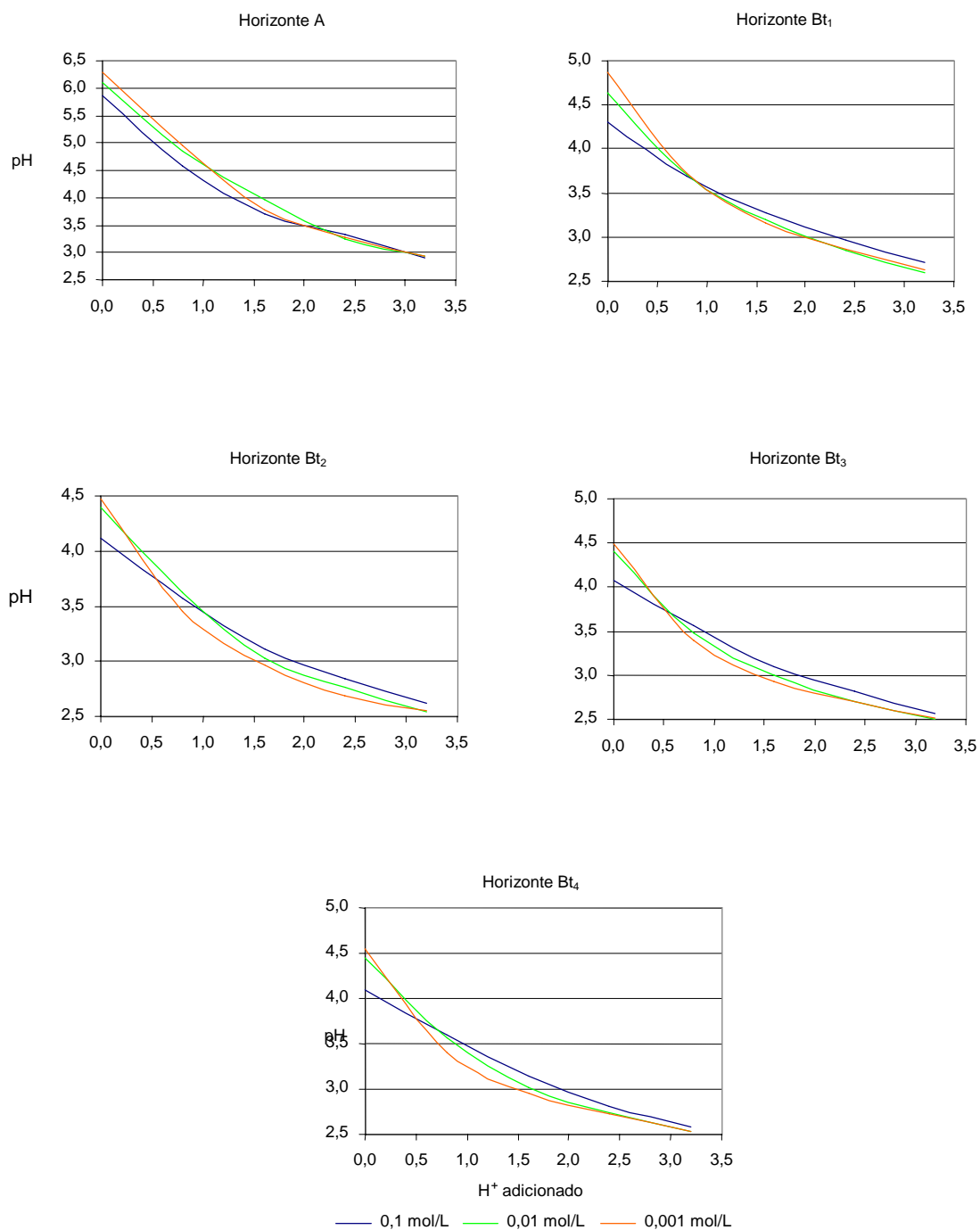


Figura 10 – Curvas de titulação potenciométrica, em três concentrações de NaCl, do Argissolo Amarelo Distrófico planossólico – PAd2, nos diversos pH.

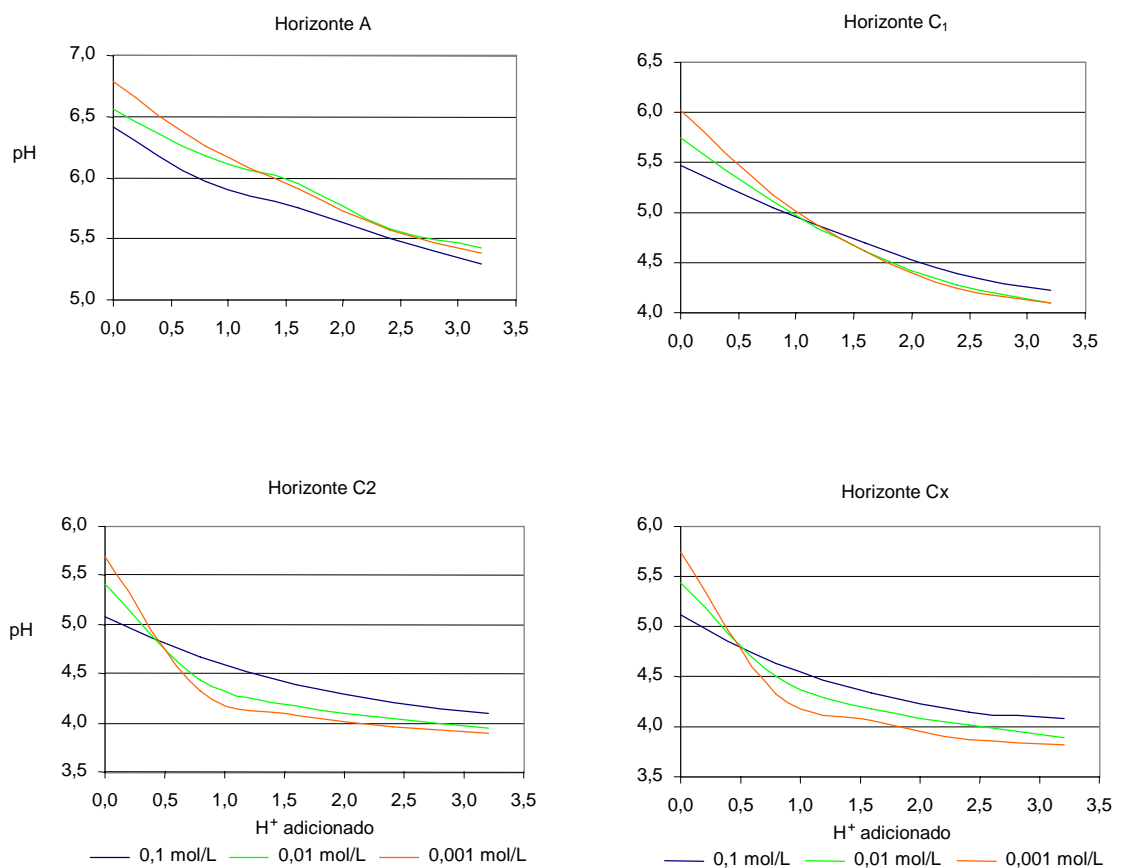


Figura 11 – Curvas de titulação potenciométrica, em três concentrações de NaCl, do solo com fragipã e duripã - P4, nos diversos pH.

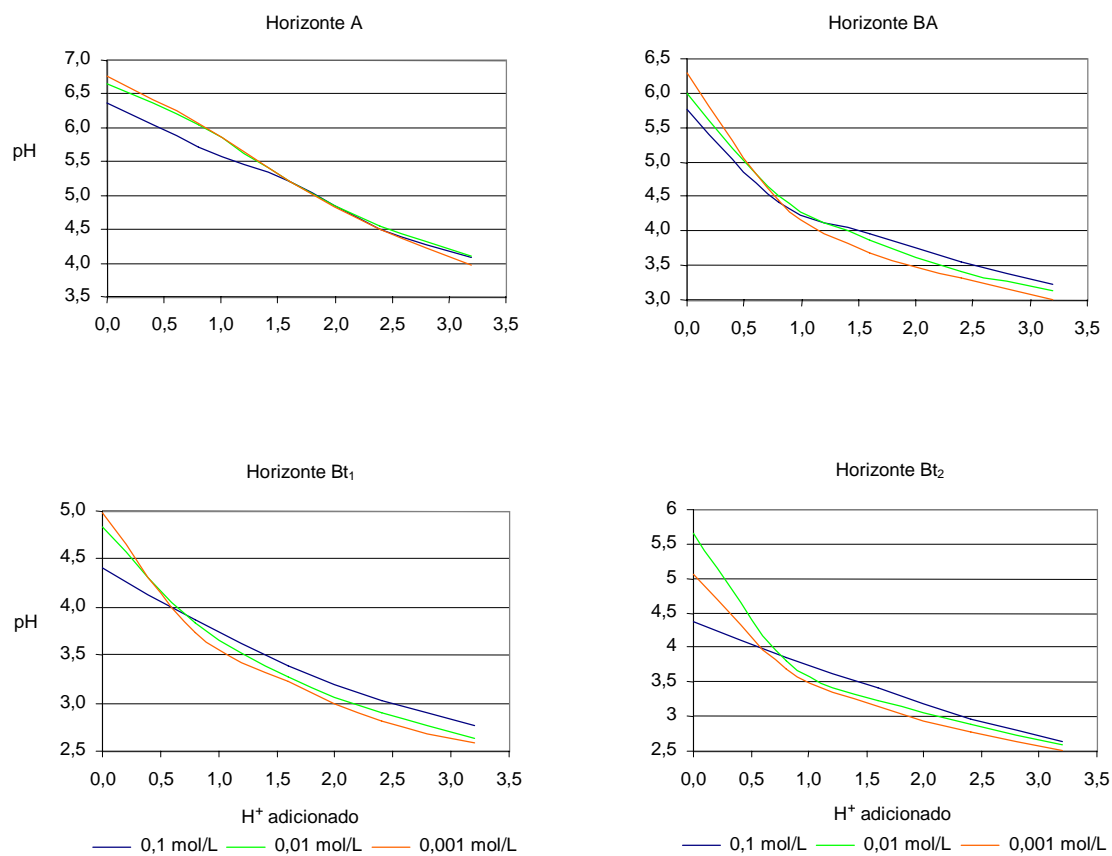


Figura 12 – Curvas de titulação potenciométrica, em três concentrações de NaCl, Argissolo Amarelo Distrófico abruptico – PAd3, nos diversos pH.

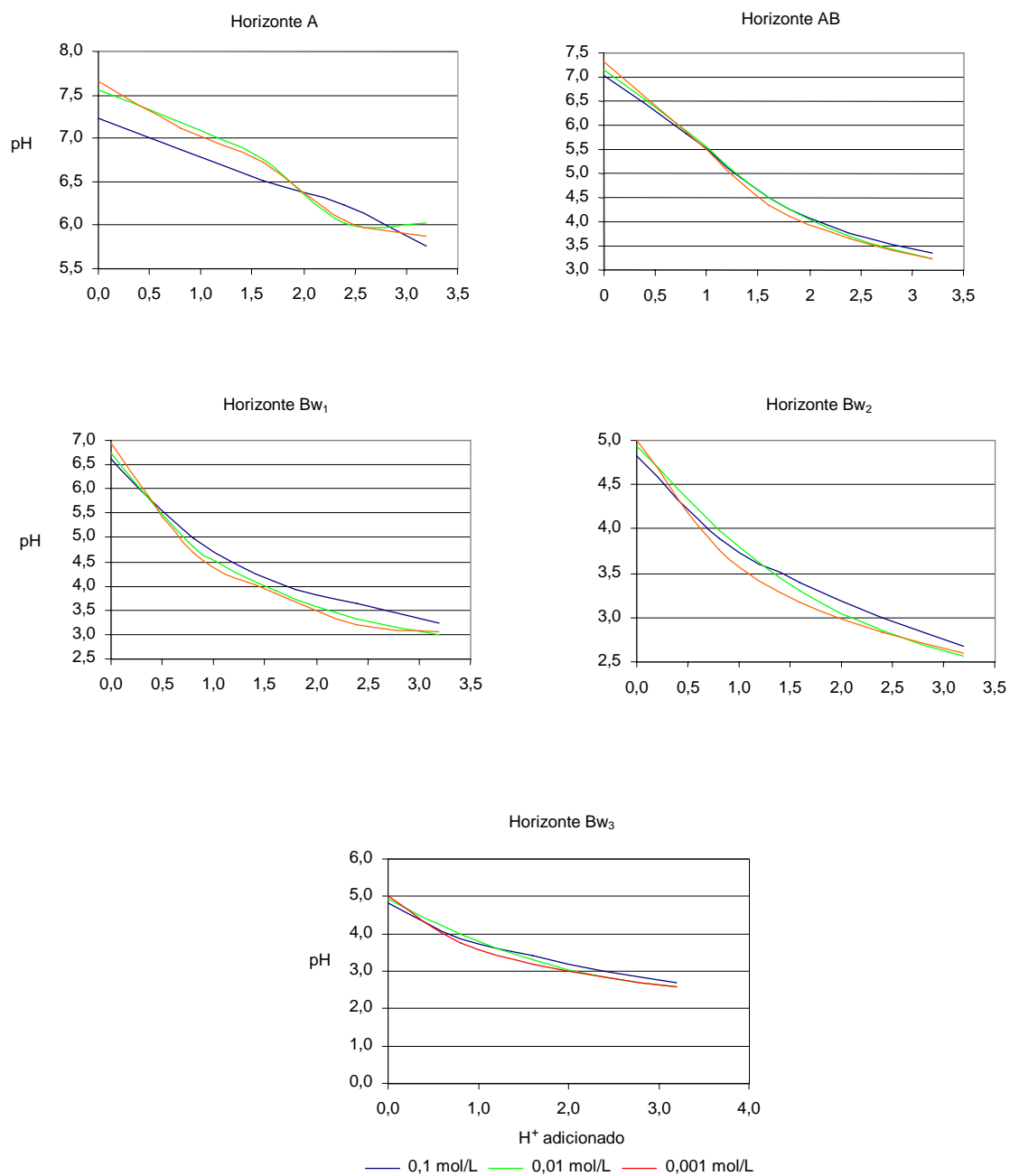


Figura 13 – Curvas de titulação potenciométrica, em três concentrações de NaCl, Latossolo Vermelho Eutrófico argissólico - LVe, nos diversos pH.

Os valores de PCZ encontrados na literatura, para solos dos tabuleiros costeiros, foram determinados com o objetivo de fornecer subsídios na separação e classificação de solos desenvolvidos de sedimentos do terciário (NASCIMENTO et al., 1988, SILVA et al., 1997) ou em estudos sobre a influência da matéria orgânica e, ou, natureza caulínica desses solos no PCZ (SIQUEIRA et al., 1990; CURI et al., 1993 e NETTO, 1996), sem que se estabelecessem relações entre possíveis agentes cimentantes em horizonte coeso, fragipã e duripã e seus efeitos no PCZ.

Desde a década de 30, já se havia postulado a influência da sílica na gênese de fragipãs e, recentemente, a presença de aluminossilicatos amorfo. Para a gênese de horizonte coeso em solos de tabuleiro, comentavam-se tais possibilidades e se assim o for, medidas de PCZ aliadas aos teores de sílica e alumínio extraído pelo oxalato e ditionito, poderão ajudar a elucidar tais hipóteses, pois existem relatos na literatura que a presença de uma cobertura adsorvida de sílica sobre hidróxidos de ferro e alumínio causaria redução no ponto de carga zero do sistema (LEWIS-RUSS, 1991), uma vez que a sílica possui PCZ na faixa de 2 a 3. Com isso, quanto mais rico em sílica for o aluminossilicato amorfo (alofana), menor o PCZ (McBRIDE, 1989).

Dos solos estudados, aquele com fragipã e duripã (P4) apresentou uma nítida tendência de aumento dos teores de Sio e Ald e Alo (Quadros 7 e 8). Para os demais solos, conforme discutido anteriormente, não houve nenhum aumento de Si e Al recuperados pelos referidos extratores em direção ao horizonte coeso, exceto no Argissolo Amarelo Distrófico planossólico (PAd2), onde a sílica do oxalato aumentou 1,44 vezes do horizonte A para o Bt sem, no entanto, causar decréscimo no valor de PCZ (Quadro 10) ou aumento na densidade do solo (Quadro 3). Ao contrário disso, houve, inclusive, aumento no PCZ e diminuição da densidade. No entanto, no solo com fragipã e duripã (P4), observou-se queda no valor de PCZ de 6,1 no horizonte A para 4,8 nos demais

Assim, para avaliar a influência dos teores de sílica do oxalato e do ditionito em relação aos valores de PCZ, analisaram-se as correlações entre PCZ e sílica do oxalato (Sio) e PCZ e sílica do ditionito (Sid), apresentadas no Quadro 11.

Para os Argissolos Amarelos estudados e para o solo com fragipã e duripã, as correlações não foram significativas nem para Sio nem Sid. No

entanto, o Latossolo Vermelho (LVe) apresentou correlação negativa e significativa para a sílica do ditionito (Sid).

Neste solo, a mineralogia oxídica, aliada aos maiores valores de sílica do ditionito, parece justificar a correlação observada, pois, segundo DIXON (1989), o PCZ da hematita e da goethita encontram-se em torno de 8,4 e 6,2, respectivamente, e assim, o PCZ é mais susceptível de sofrer variação com a adsorção de sílica que os solos cauliníticos. Para estes, seria necessário teores de sílica maiores para baixar o PCZ e presença de cátions para promover a adsorção, uma vez que a caulinita apresenta maior número de carga negativa. Segundo HINGSTON et al. (1972), o valor de PCZ de goethita sintética baixou de 8,2 para, aproximadamente, 7,0 na presença de sílica, e a magnitude da adsorção foi dependente do pH e da concentração do eletrólito. Assim, quanto maior a adsorção, menor o PCZ, por causa da neutralização de cargas no solo. Portanto, quanto maior a superfície específica do colóide, maior deve ser a concentração de sílica para causar diminuição significativa no PCZ do solo.

No caso dos solos estudados, particularmente os Argissolos Amarelos, a textura argilosa, o predomínio da caulinita na fração mineral, aliada à maior superfície específica do colóide, são fatores que, possivelmente, funcionam como um tampão, o que impede o abaixamento do PCZ. Além disso, o teor de sílica recuperado tanto pelo oxalato quanto pelo ditionito foram baixos para estes solos. As oscilações nos valores de PCZ deveu-se mais aos teores de carbono e a soma de bases que a presença ou não da sílica. Essa tendência foi observada para o solo com fragipã e duripã, que sofreu uma diminuição acentuada no PCZ do horizonte A para o Cx (Quadro 10 e Figura 11).

#### 4.4. Análise mineralógica

Os solos de tabuleiro apresentam a fração argila constituída, predominantemente, por caulinita e os mesmos aparecem tanto nos horizontes superficiais quanto em maiores profundidades (Figuras 14 a 17), conforme constatado também por outros autores (ACHÁ PANOSO, 1976; ANJOS, 1985; FONSECA, 1986; FERREIRA, 1988; FERNANDES, 2000),

Apesar de alguns autores (JACOMINE, 1976; RODRIGUES e SILVA, 1995) identificarem, além da caulinita, a presença de haloisita em solos de tabuleiro, especialmente nos horizontes com fragipã e duripã, no presente estudo, a mesma não foi identificada. Segundo MOHR et al. (1972), não são comuns na literatura relatos da presença de haloisita em argilas de solos tropicais e, quando isso acontece, aparecem associados a solos jovens de origem basáltica. Alguns autores referem-se a haloisita como caulinita de pior cristalinidade ou mistura de ambas. Os autores justificam a escassez da sua identificação na dificuldade de distinção entre caulinita e haloisita via DRX. Para eles, isso só é possível na microscopia eletrônica, onde visualiza-se sua forma tubular, ou pelo método de determinação quantitativa, pela retenção de  $\text{NH}_4\text{Cl}$ .

A gibbsita, tida como desorganizadora do ajuste entre as lâminas de caulinita (RESENDE, 1985 e RESENDE et al. 1992), foi identificada apenas nos horizontes Bt<sub>1</sub>, Bt<sub>2</sub> e Bw (Figura 14), livres de coesão e com estrutura microgranular (Quadro 1), do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico (PAd1) e no solo com fragipã e duripã (P4), em toda a sua extensão (Figura 16). Os resultados do ataque sulfúrico destes solos reiteram a presença da gibbsita, uma vez que os menores valores de Ki para PAd1 encontram-se nos horizontes Bt<sub>1</sub>, Bt<sub>2</sub> e Bw (Quadro 5), quando comparado aos horizontes acima destes, e o solo com fragipã e duripã, exceto no horizonte A, foi o que apresentou os valores mais baixos de Ki, quando comparado aos demais perfis estudados, confirmando o estado mais avançado de intemperismo deste solo.

Por outro lado, nos perfis de Argissolo PAd2 e PAd3 (Figuras 15 e 17), que apresentaram manifestação do caráter coeso mais pronunciado em toda a sua extensão, a gibbsita não foi identificada em nenhum horizonte.

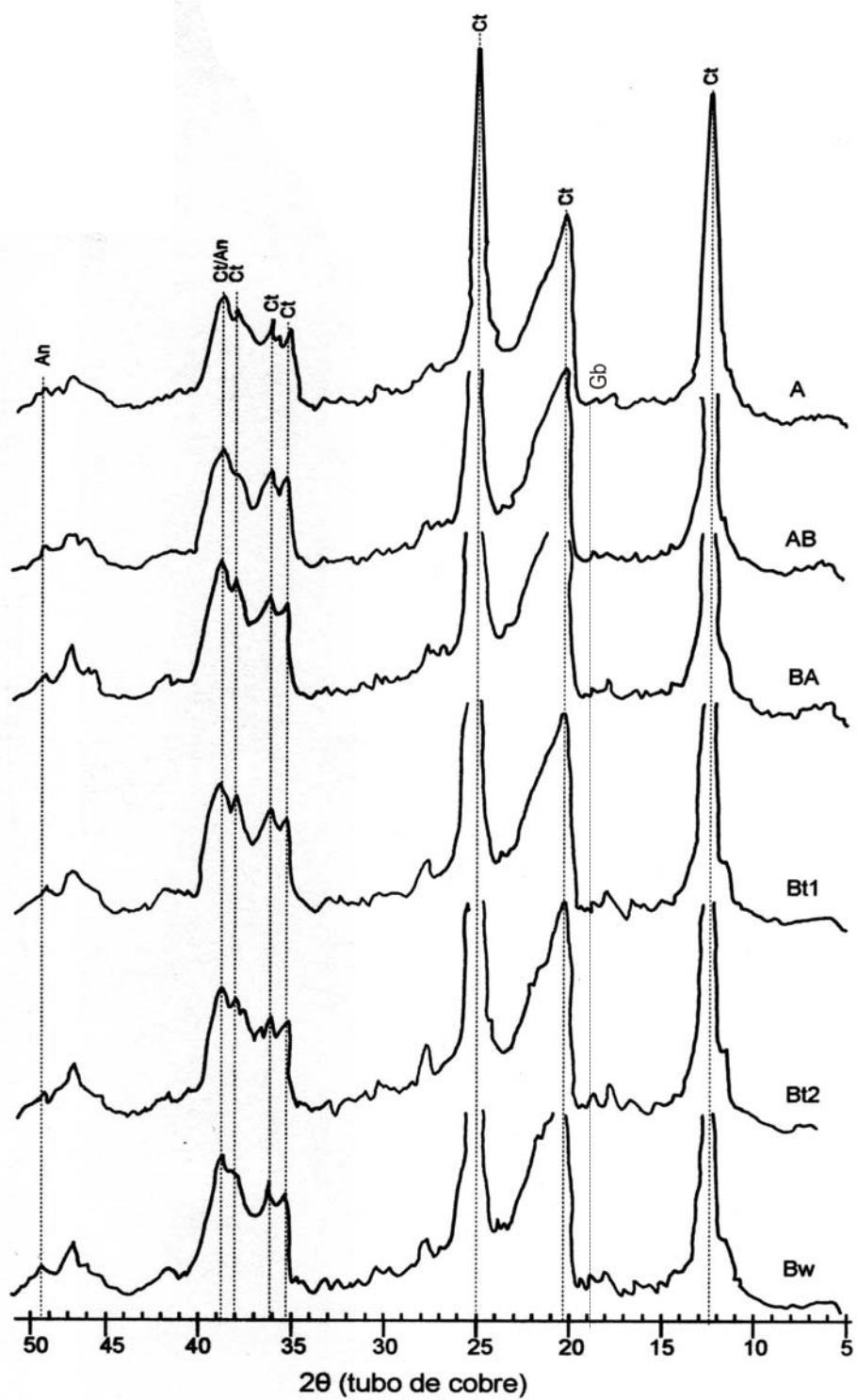


Figura 14- Difrátogramas de raios X da fração argila desferrificada do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico - PAd1(lâminas em pó). Ct - caulinita; Ct/An - caulinita/anatásio e An - anatásio.

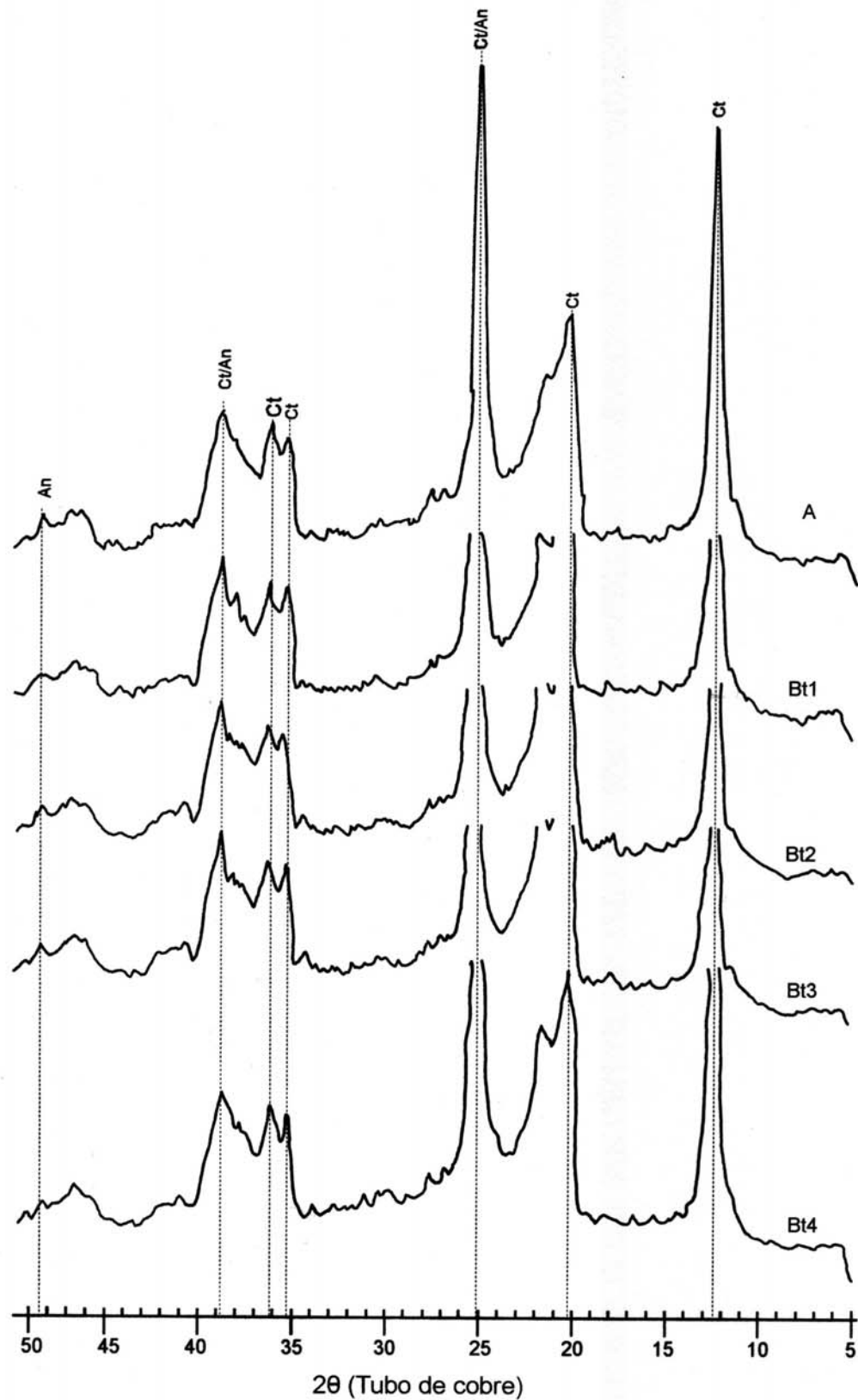


Figura 15 - Difratoigramas de raios X da fração argila desferrificada do Argissolo Amarelo Distrófico planossólico – PAd2 (lâminas em pó). Ct - caulinita; Ct/An - caulinita/anatásio e An – anatásio.

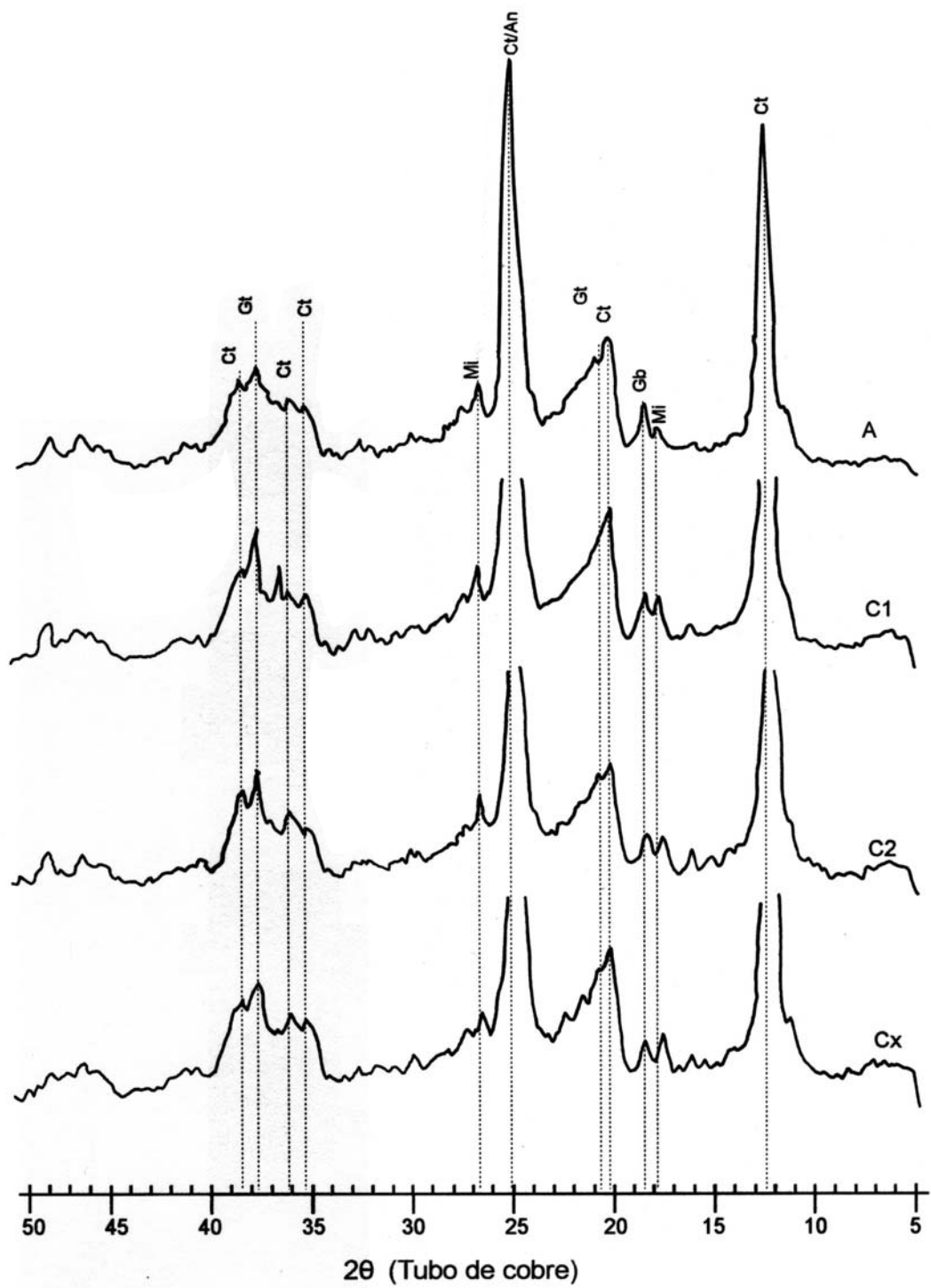


Figura 16 - Difratogramas de raios X da fração argila desferrificada do solo com fragipã e duripã - P4 (lâminas em pó). Ct - caulinita; Mi - mica; Gb - gibbsita; Ct/An - caulinita/anatásio e An - anatásio.

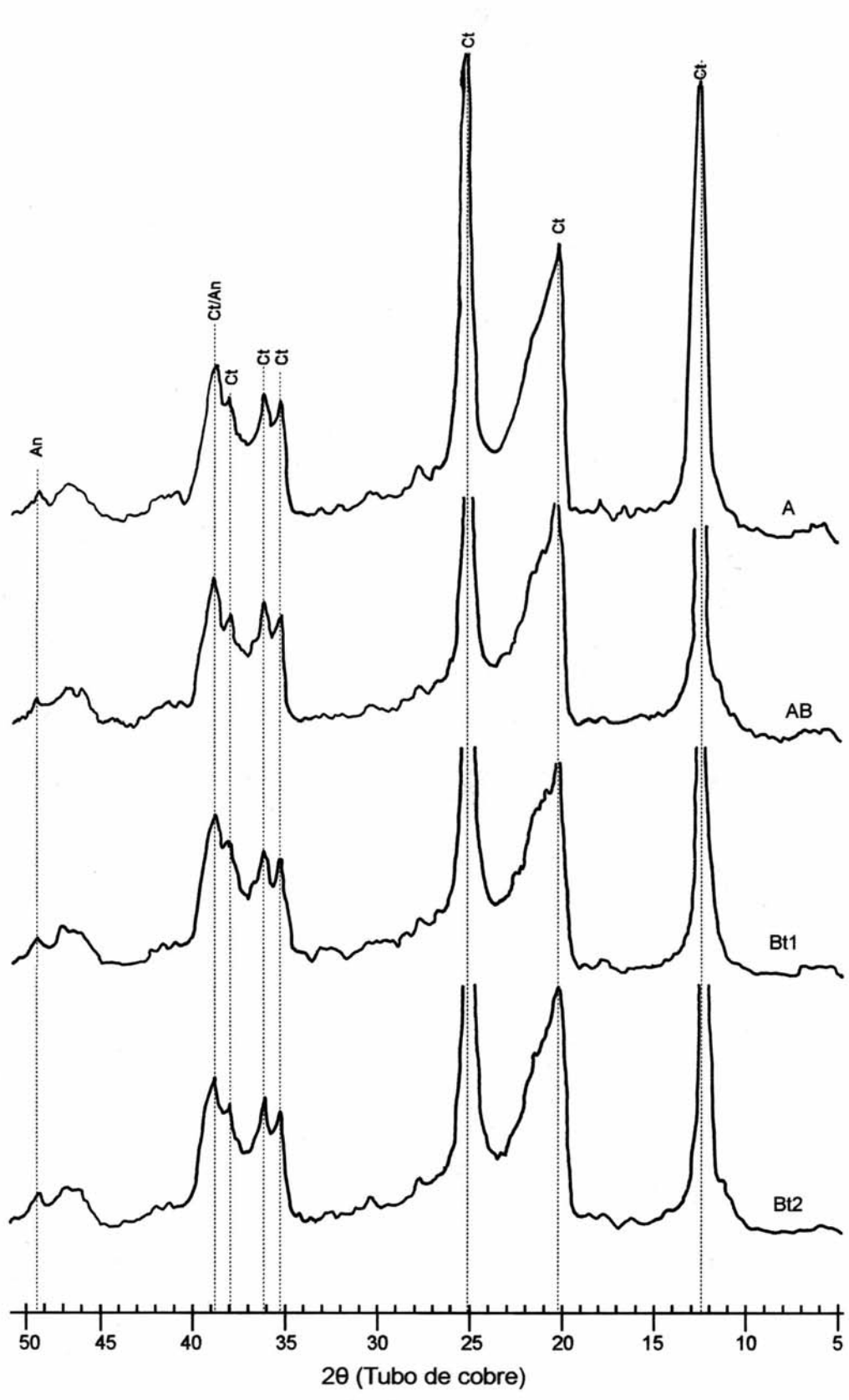


Figura 17 - Difratomogramas de raios X da fração argila desferrificada do Argissolo Amarelo Distrófico abruptico – PAd3 (lâminas em pó). Ct - caulinita; Ct/An- caulinita/anatásio e An - anatásio.

Com isso, confirma-se a hipótese de UFV (1984), em que a gibbsita, quando presente no solo, desfaz o ajuste entre as lâminas de caulinita, impedindo, assim, a manifestação do caráter coeso.

Um fato curioso é que no solo com fragipã e duripã a presença da gibbsita não impediu a manifestação de endurecimento, o que indica mais uma vez que os mecanismos diferem na formação de horizonte coeso, fragipã e duripã. Para o primeiro, mineralogia caulinítica e ausência de gibbsita são condições imprescindíveis, enquanto nos dois últimos o necessário é a presença de agente cimentante.

Portanto, os resultados da mineralogia da fração argila indicam que o tipo de mineral de argila não constituiu-se em um fator de diferenciação entre as três feições: horizonte coeso, fragipã e duripã, uma vez que a mineralogia dos solos estudados foi similar. Nos solos com o caráter coeso, a mineralogia essencialmente caulinítica, e a sua forma placóide favorece o ajuste cerrado entre as partículas mineralógicas, revelando que o mecanismo de coesão é meramente físico e se desfaz rapidamente com a umidade. No caso do solo com fragipã e duripã, o ajuste entre as partículas do solo é intensificado pela presença de hidroxialuminossilicatos que funcionam como um cimento. Neste caso, em particular, a presença ou não de gibbsita parece não influenciar no processo, pois o mecanismo é físico-químico e, envolve adsorção de material amorfo como ligante entre as partículas.

Assim, para a formação de fragipã e duripã, o aspecto qualitativo da fração argila fica relegado a segundo plano. Segundo PETERSEN et al. (1970) e RICHIE et al. (1974) o que parece ser decisivo é o teor em argila, pois, quando este for superior a 35%, sua formação é mais difícil, uma vez que, quando a área da superfície torna-se grande demais a união efetiva entre as partículas por agentes cimentantes é dificultada, sendo as forças de expansão e contração mais fortes do que as de ligação (SMECK et al., 1989).

As evidências de campo, associadas aos resultados analíticos e a mineralogia, convergem para o modelo proposto por UFV (1984) para a gênese do horizonte coeso em solo de tabuleiro. De acordo com o mesmo, a coesão origina-se de um possível ajuste face a face de partículas de argila, principalmente a caulinita pela sua forma laminar. Os óxidos de Al e Fe (gibbsita, goethita e hematita) e matéria orgânica, quando presentes nestes

solos, tenderiam a desorganizar as partículas em níveis microscópicos. Assim, o menor teor destes constituintes corresponderá um maior grau de organização e, conseqüentemente, maior manifestação do caráter coeso.

Em todos os solos (Figuras 14 a 17), observou-se que o pico de segunda ordem da caulinita apresenta-se com maior intensidade que o pico de primeira. Isso pode ser justificado por uma possível associação da caulinita ao anatásio, mineral de titânio ( $TiO_2$ ), proveniente do intemperismo da ilmenita. BRASIL (1976), UFV (1984) e FERNANDES (2000) também identificaram anatásio na fração argila de solos dos tabuleiros costeiros.

A fração silte (Figura 18) é predominantemente caulinitica, apresentando, ainda, quartzo na sua constituição mineralógica. Esses resultados estão de acordo com MELO (1998) que, segundo o autor, em solos desenvolvidos do Grupo Barreiras espera-se que o silte seja constituído por microagregados de minerais da fração argila com alta estabilidade, cimentados pelos óxidos de ferro e alumínio, além da abundância em quartzo.

Alguns autores sugerem que o quartzo, quando presente no solo em tamanho inferior a 0,05 mm, torna-se susceptível à dissolução, com liberação de sílica para a solução do solo (BENNETT et al., 1988). Segundo NORRIS e FLECTCHER (1987) e BENNETT et al. (1988), há evidências de aporte de sílica ao longo do perfil, proveniente tanto da dissolução de minerais argilosos, quanto da dissolução do quartzo, através de soluções complexantes.

Assim, a dissolução do quartzo e da caulinita, associada à ciclagem biológica em superfície, mantém a solução do solo em níveis suficientes de sílica para que haja uma constante neoformação de caulinita, o que justifica a presença bastante discreta de gibbsita nos solos de tabuleiro e a manifestação do caráter coeso.

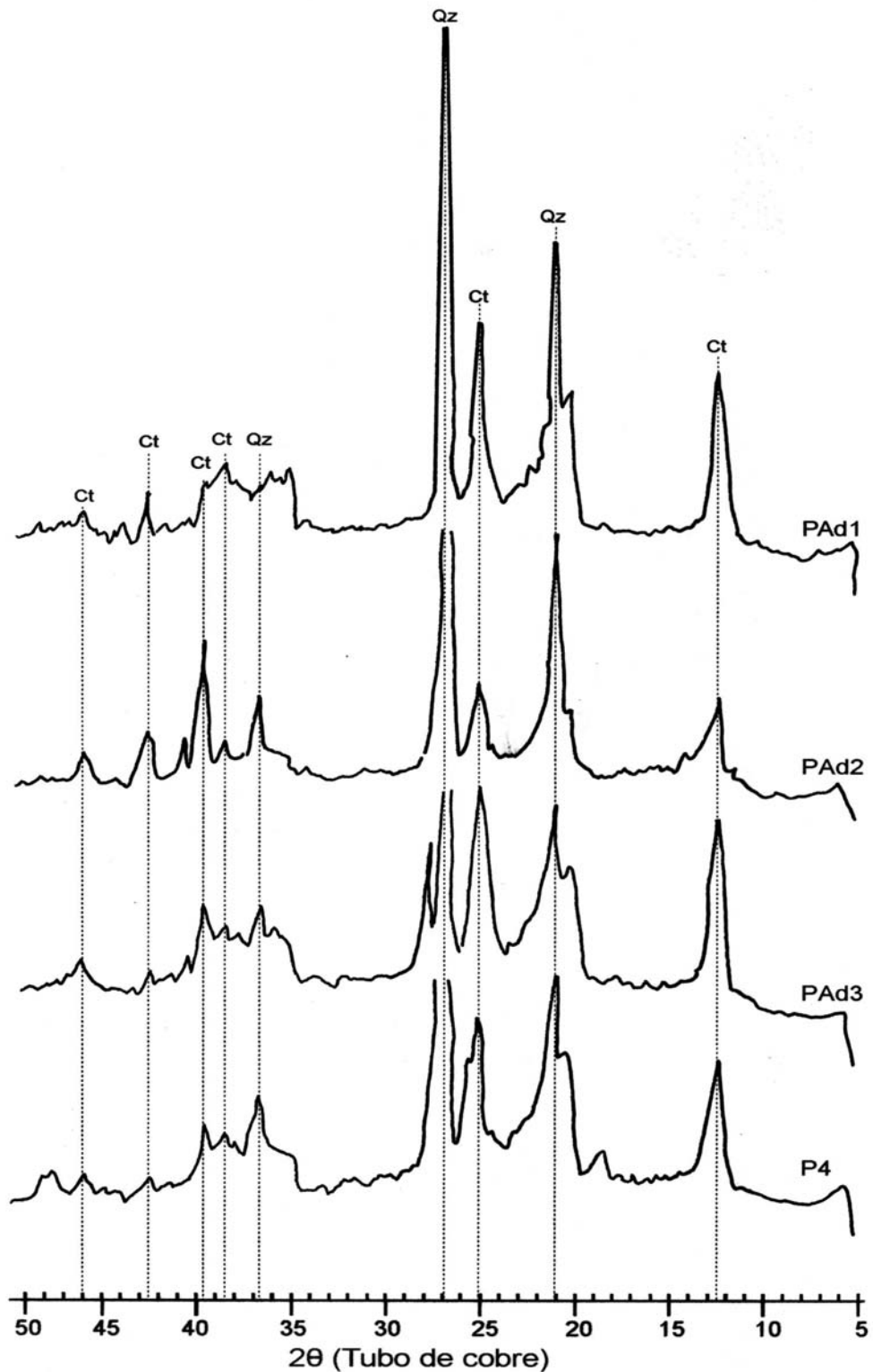


Figura 18 - Difratoqramas de raios X da fração silte dos horizontes subsuperficiais dos solos estudados: PAd1 – Argissolo Amarelo Distrófolatossólico, PAd2 - Argissolo Amarelo Distrófico planossólico, P4 - solo com fragipã e duripã, PAd3 - Argissolo Amarelo Distrófico abruptico (lâminas não orientadas; Ct - caulinita; Qz – quartzo e Qz/Ru - quartzo/rutilo.

## **4.5. Análise micromorfológica**

Realizou-se a análise com o objetivo de avaliar, micromorfológicamente, alguns solos dos tabuleiros costeiros quanto aos aspectos de coesão e a presença de fragipã e duripã. Assim, foram selecionados horizontes coesos e aqueles livre de coesão em Argissolos Amarelos, bem como toda a seqüência de horizontes do solo com fragipã e duripã. No Espodossolo, optou-se pela descrição das feições referentes apenas ao horizonte espódico, uma vez que o mesmo apresentava-se endurecido, quando da descrição do perfil no campo.

### **4.5.1. Argissolo Amarelo Distrófico latossólico**

Para este solo, realizaram-se análises micromorfológicas em lâminas delgadas, referentes aos horizontes AB e BA, BA/Bt<sub>1</sub> e Bw , a fim de avaliar possíveis aspectos diferenciais nas feições do horizonte coeso (AB e BA), na transição (BA/Bt<sub>1</sub>) e na porção livre de coesão (Bw).

No geral, pela predominância da caulinita na fração argila e avançado processo de intemperismo, o solo apresentou características bastante homogêneas ao longo do perfil, diferindo no aspecto de distribuição dos grãos no plasma, presença ou não de argilãs de deposição e espessura dos mesmos.

Os grãos do esqueleto apresentaram pequena diminuição em profundidade ao longo do perfil, sendo constituído por, aproximadamente, 100% de quartzo, sem minerais de fácil intemperização. Os grãos de quartzo apresentaram-se com aspecto angulares, subangulares, arredondados e esféricos, com superfícies bastante corroídas no horizonte AB (Figura 19A), a maioria presente na fração areia fina, registrando-se sua presença, também, nas frações areia grossa e silte. Observaram-se ainda traços de carvão e zircão. A distribuição dos grãos em relação ao plasma nos horizontes AB, BA e BA/Bt<sub>1</sub> (Figuras 19A e 19B) foi porfirogrânica, isto é, os grãos estão envoltos num plasma denso, contínuo, com pouca tendência ao desenvolvimento do padrão aglutinado.

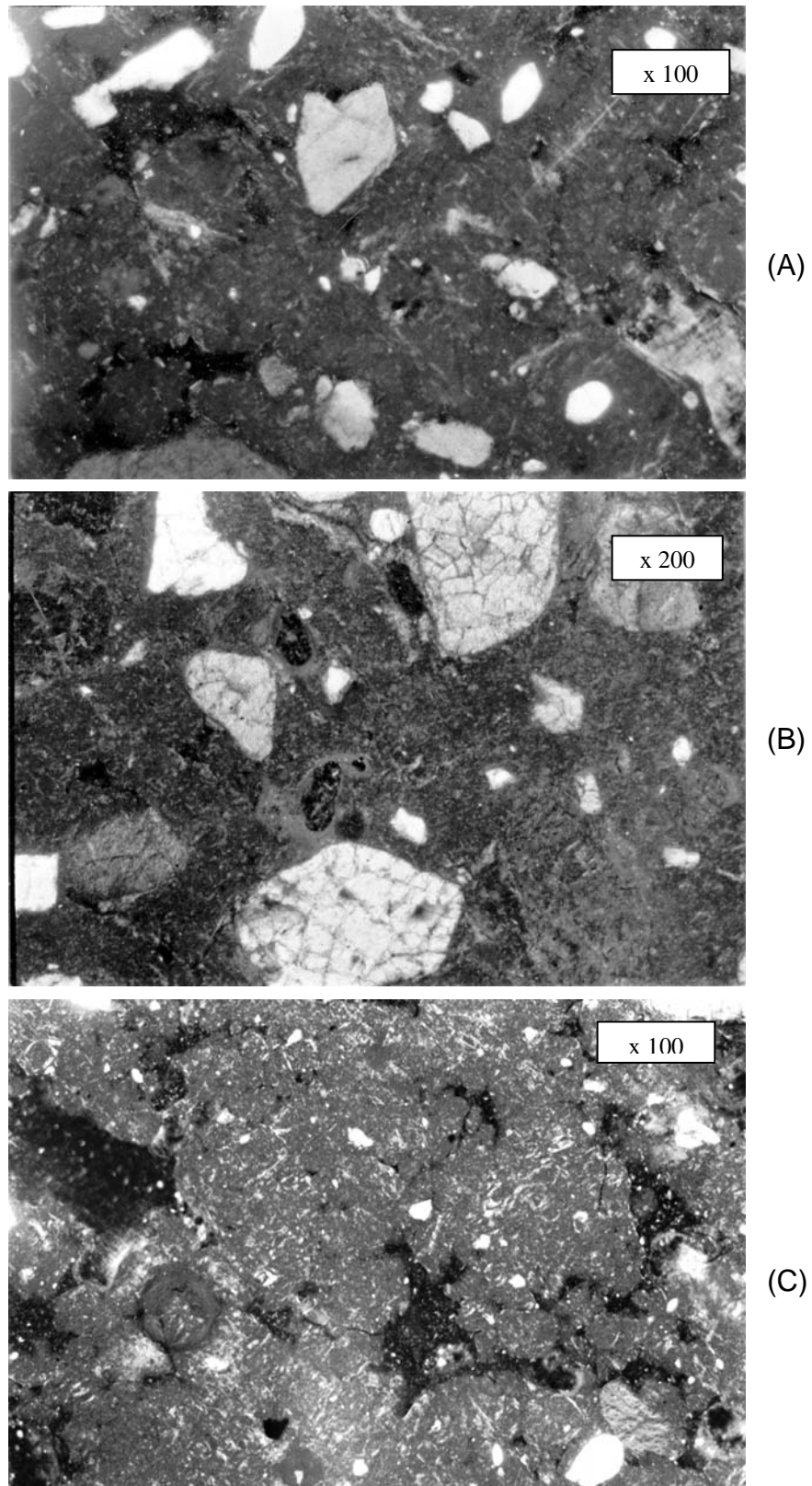


Figura 19 – Fotomicrografias de lâminas delgadas do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico. (A) Porção coesa: aspectos subangulares e angulares dos grãos de quartzo envolvidos em plasma denso e contínuo. (B) Horizonte  $Bt_1$ , com argilãs de deposição. (C) Horizonte Bw com agregados bem definidos e estrutura plásmica circular.

Essa forma de distribuição dos grãos é relatada também por FERREIRA et al. (1999), em Latossolo Amarelo do Espírito Santo e, segundo os autores, deve-se ao ajuste face a face das lâminas de caulinita.

Houve ligeiro aumento na participação do plasma do horizonte AB em direção ao Bw, confirmado pela análise granulométrica (Quadro 3). A estrutura foi definida como inundúlica a inséptica nos horizontes AB, BA e parte do BA/Bt<sub>1</sub>, correspondente ao horizonte BA, tornando-se massépica e bmassépica em alguns pontos. Nos horizontes Bt<sub>1</sub> e Bw (Figura 19C), a trama foi descrita como granóica a grânica com agregados bem definidos, apresentando estrutura plásmica circular. Na Figura 19C, observa-se ainda que os agregados variaram de 50 a 200 µm de diâmetro e alguns apresentaram estrutura plásmica estriada circular, mas havia locais com estrutura plásmica granossépica. O mais alto grau de desenvolvimento pedogenético pareceu estar no horizonte Bt<sub>1</sub>, caracterizado pela presença de microagregados granulares bem definidos com cerca de 100 µm de diâmetro, estrutura plásmica circular, com presença de auréola de anisotropia ótica.

A participação dos poros na organização da matriz praticamente não se alterou em profundidade, os quais apresentaram forma predominantemente de cavidade nos horizontes AB e BA. Esta forma foi também descrita por RIBEIRO (1998) em Latossolo Amarelo do Recôncavo Baiano e por FERREIRA et al. (1999) em Latossolo Amarelo do Espírito Santo. Para os horizontes Bt<sub>1</sub> e Bw, o predomínio foi de poros de empacotamento composto, definidos pelos espaços entre os micropedes.

Nas Figuras 19A e 19B, referentes aos horizontes AB/BA e BA/Bt<sub>1</sub>, respectivamente, observou-se, ainda, a presença de argilã de deposição amarelo vivo com laminação perfeita, forte birrefringência, espessura variando de 20 a 100 µm, ocupando menos de 1% da área total da lâmina. No horizonte Bt<sub>1</sub> observou-se que a quantidade de argilãs de deposição, bem como a espessura, foram menores que as dos horizontes anteriores (AB/BA), ocorrendo aqui como traços e apresentando-se muito finos. No horizonte Bw, os argilãs de deposição foram quase inexistentes (Figura 19C). FERREIRA et al. (1999) também observaram, em horizonte coeso de Latossolo Amarelo,

argilãs com características de iluviação, bem orientados, pouco desenvolvidos, em quantidade inferior a 1%.

Os argilãs de deposição apresentaram-se revestindo os poros, o que indica presença de certa quantidade de argila dispersa recobrando os agregados. De fato, os valores de argila dispersa em água (ADA) foram maiores em AB e BA que nos horizontes subjacentes (Quadro 3).

#### **4.5.2. Espodossolo Ferrocárbico Órtico dúrico**

Para este solo foram descritos, micromorfológicamente, os horizontes Bhs/Bs e 2A/E/2Bh. Na sua quase totalidade, os Espodossolos são arenosos e praticamente todos os grãos são de quartzo, não havendo minerais de fácil intemperização. As características macro e micromorfológicas, observadas no perfil analisado, foram compatíveis com o horizonte espódico.

Os grãos nos horizontes Bhs/Bs (Figura 20A) ocuparam cerca de 50% da área total da lâmina analisada, sendo constituído por 100% de quartzo. Estes variaram de angulosos a subarredondados, o que ocorre, predominantemente, na fração areia fina. A distribuição dos grãos em relação ao plasma foi intertética. O plasma ocupou cerca de 30% da área total da lâmina com estrutura undúlica a insépica. A cor é bruno-avermelhada (5YR 4/4) a olho nu, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4) em luz plana e bruno-forte (7,5YR 5/6) em nicóis cruzados. Os poros ocuparam cerca de 20% da área total da lâmina e são, principalmente, cavidades interconectadas e variam entre 100 a 500  $\mu\text{m}$  de diâmetro.

Nas Figuras 20B e 20C, correspondentes aos horizontes 2A/E/2Bh, percebem-se duas áreas distintas: a superior (2A/E) e a inferior (2Bh), com transição nítida. A distribuição dos componentes na parte superior foi de 60% de grãos; 30% de plasma e 10% de poros, enquanto que, na parte inferior, grãos, plasma e poros distribuíram-se, respectivamente, em 35%, 45% e 20%. Em ambas as partes, aproximadamente, 100% dos grãos são constituídos por quartzo e estes encontram-se corroídos, variando de bem arredondados a subangulares.

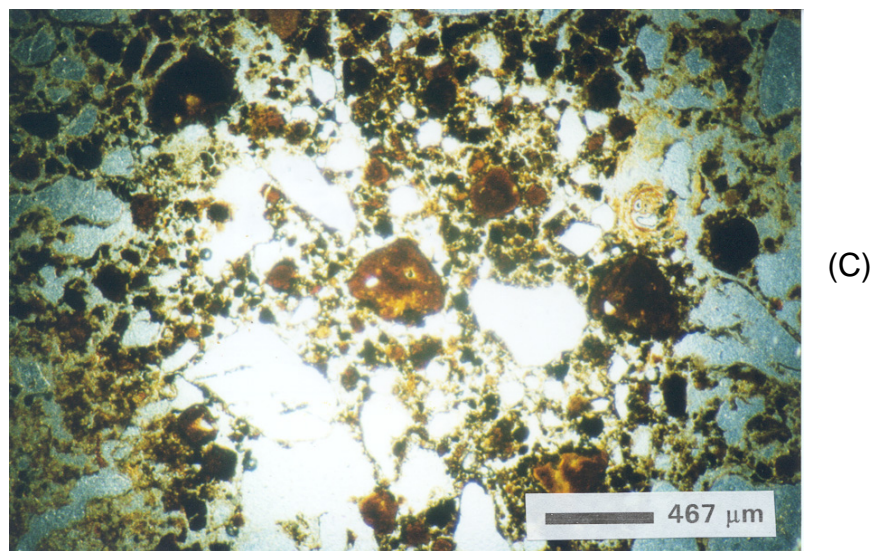
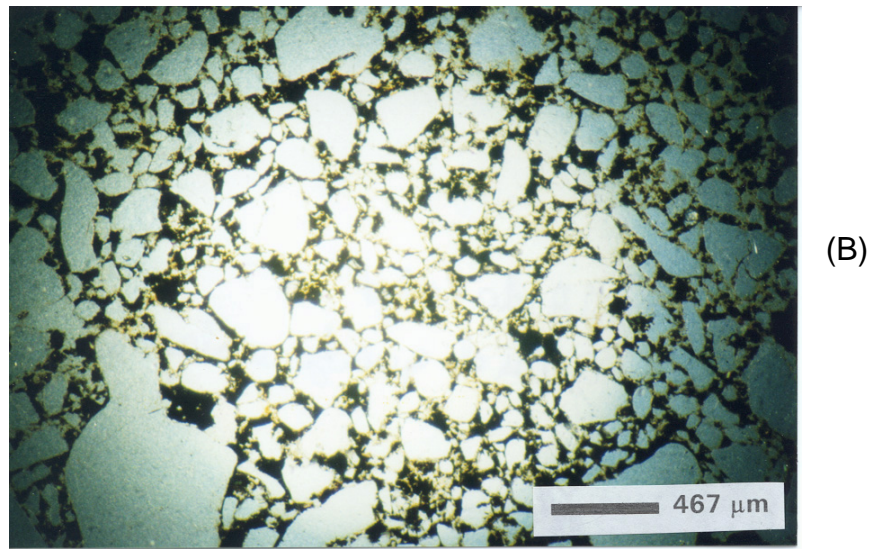
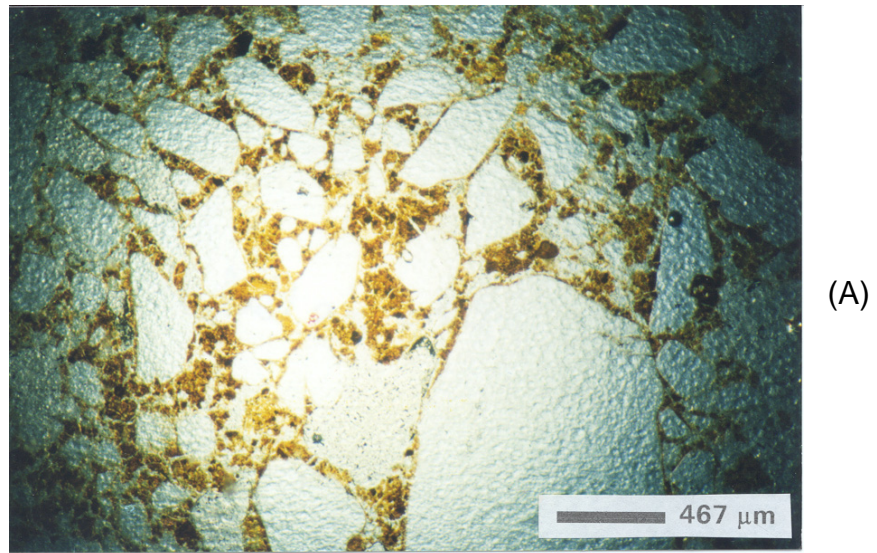


Figura 20 - Fotomicrografias de lâminas delgadas do Espodossolo Ferrocárbico Órtico d urico. (A) – Horizonte Bh. (B) – Horizonte 2A com grãos de quartzo arredondados a subangulares. (C) Horizonte 2Bh com traços de nódulos de ferro.

Tudo indica que houve predominância na fração areia fina e a distribuição dos grãos, em relação ao plasma nas duas porções, foi intertética. A estrutura do plasma foi isotica. Na Figura 20C, correspondendo ao horizonte 2Bh, observaram-se domínios anisotrópicos estriados, amarelo vivo a vermelho escuro, algumas vezes ocupando toda a área de um microagregado. Os poros são principalmente poros de empilhamento compostos, ocorrendo, também, cavidades interconectadas. Identificaram-se, ainda, traços de nódulos de ferro, pretos, arredondados com cerca de 30  $\mu\text{m}$  de diâmetro, com limites nítidos.

Comparando-se a descrição micromorfológica dos horizontes Bhs/Bs e 2A/E/2Bh, verificaram-se grãos mais arredondados nos horizontes 2A/E/2Bh (Figura 20B) que nos horizontes Bhs/Bs (Figura 20A), além de apresentarem-se bastante corroídos. A pequena ocorrência de argila orientada neste solo pode ser observada nas estruturas plásmicas de ambos os horizontes e na ausência de cutãs.

#### **4.5.3. Argissolo Amarelo Distrófico planossólico**

Neste perfil, a manifestação do estado coeso deu-se em toda sua extensão, iniciando-se no horizonte Bt<sub>1</sub>, havendo, no entanto, uma diminuição da mesma com a profundidade. Assim foram descritos os horizontes A e topo de Bt<sub>1</sub>, correspondendo a parte mais coesa do solo, e o horizonte Bt<sub>3</sub>, com coesão mais branda, possivelmente devido à maior umidade.

Para os horizontes A/Bt, observaram-se grãos ocupando cerca de 35% da área total da lâmina analisada, sendo constituídos por praticamente 100% de quartzo subangulares, subarredondados e arredondados, subesféricos; ocorrendo principalmente na fração areia fina. A distribuição dos grãos em relação ao plasma foi porfirogrânica e este ocupou cerca de 60% da área total da lâmina, com estrutura bimassépica na porção correspondente ao horizonte Bt<sub>1</sub> e insépica no horizonte A. Os poros ocuparam cerca de 5% da área total da lâmina, com cavidades medindo entre 30 e 50  $\mu\text{m}$  de diâmetro. As unidades estão organizadas numa trama porfírica. Observou-se a presença de argilãs de deposição, que ocupavam cerca de 2% da área total da lâmina, os quais

variaram de amarelo claro a avermelhado e apresentaram-se laminados, com birrefringência forte (Figura 21A) e, algumas vezes, obstruindo quase que completamente os poros (Figura 21B).

No horizonte Bt<sub>3</sub>, os grãos ocuparam cerca de 5% da área total da lâmina, sendo também constituídos na sua totalidade por quartzo com aspectos subarredondados, arredondados, subangulares e subesféricos ocorrendo principalmente, na fração areia fina. Como na descrição anterior, a distribuição dos grãos, em relação ao plasma, foi porfirogrânica. O plasma passou a ocupar cerca de 73% da área total da lâmina com estrutura, predominantemente, ortobimassépica. A menores magnificações, observou-se que as estrias apresentam um padrão de orientação que forma um ângulo agudo em relação à superfície (Figura 21C). As unidades se relacionam numa trama porfírica, isto é, os grãos de quartzo ocorrem numa massa densa caulinítica. Os argilãs de deposição chegam a atingir 100 µm de espessura, ocupam 2% da área total da lâmina, são amarelo-vivos, laminados, com birrefringência forte e, algumas vezes, aparecem obstruindo completamente os poros (Figura 21 A, B e C).

Assim, pode-se dizer que, no geral, houve diminuição em profundidade da participação dos grãos e significativo aumento na contribuição do plasma. A quantidade de poros, entretanto, pareceu manter-se constante. A estrutura do plasma apresentou um pequeno aumento de anisotropia ótica em profundidade, possivelmente como consequência do aumento no teor de argila. No Argissolo Amarelo Distrófico planossólico, os argilãs de deposição constituíram-se na característica mais marcante, ocorrendo numa frequência maior nos horizontes A/Bt e no Bt<sub>3</sub>, estando presentes em quase todos os poros, com diversas espessuras, que, algumas vezes, os obstruíram completamente. Nos horizontes A/Bt, alguns argilãs apresentam-se avermelhados, indicando também mobilização dos óxidos de ferro. Já no horizonte Bt<sub>3</sub>, os óxidos de ferro apareceram concentrados na forma de nódulos.

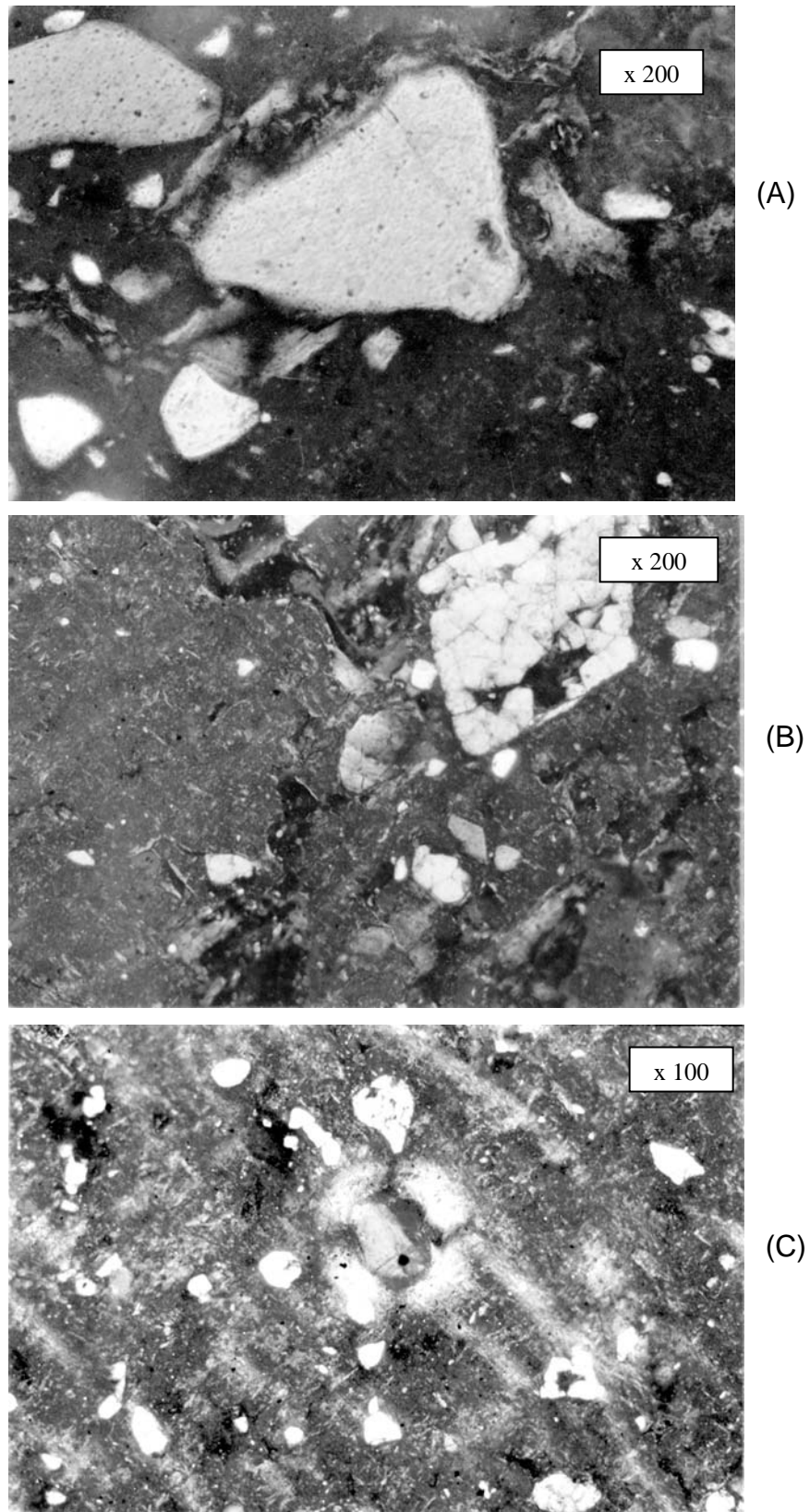


Figura 21 – Fotomicrografias de lâminas delgadas do horizonte Bt<sub>1</sub> do Argissolo Amarelo Distrófico planossólico. (A) - Argilã de deposição com birrefringência forte, (B) – argilãs obstruindo completamente os poros e (C) matriz com argila orientada com padrão estriado.

#### 4.5.4. Argissolo Amarelo Distrófico abruptico

Neste perfil, apenas a transição BA/Bt<sub>1</sub> foi descrita, micromorfologicamente, o que corresponde a porção mais coesa do solo. Em comparação ao perfil anteriormente descrito, Argissolo Amarelo Distrófico planossólico, o Argissolo Amarelo Distrófico abruptico apresentou aspecto de coesão mais branda e esta feição não estendeu-se a maiores profundidades, como no anterior.

Cerca de 30% da área total da lâmina descrita apresentou-se ocupada por, aproximadamente, 100% de grãos de quartzo com aspecto arredondados e subarredondados, esféricos e subesféricos, ocorrendo tanto na fração areia grossa, quanto na areia fina (Figura 22A). Mais uma vez, pela mineralogia caulínica, a distribuição dos grãos em relação ao plasma foi porfirogrânica e o mesmo ocupou cerca de 59% da área total da lâmina, com coloração amarelo-oliváceo (2,5Y 6/8) e bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/6) a olho nu, amarelo-brunado (10YR 6/8) em luz plana, e bruno-amarelado (10YR 5/6) em nicóis cruzados. Sua estrutura predominante foi a insépica, tornando-se massépica na parte referente ao horizonte Bt<sub>1</sub>. Os poros ocuparam cerca de 10% da área total da lâmina, sendo principalmente cavidades com até 1 mm de diâmetro, algumas interconectadas. Observaram-se, também, a ocorrência de pequenas fendas. Cerca de 3% da área total da lâmina apresentou-se ocupada por glébulas (2%), ou seja, nódulos arredondados e irregulares, que variaram do laranja ao vermelho-escuro, com diâmetro inferior a 200 µm; e argilãs de deposição (1%), a maioria menor que 30 µm, ocupando muitas vezes os poros muito finos (Figura 22B).

Como foram descritas lâminas delgadas referentes à mesma classe de solo - Argissolo Amarelo, sendo um sob eucalipto (Argissolo Amarelo Distrófico planossólico) e o outro sob mata (Argissolo Amarelo Distrófico abruptico), torna-se interessante uma comparação entre as feições micromorfológicas, observadas nos dois perfis.

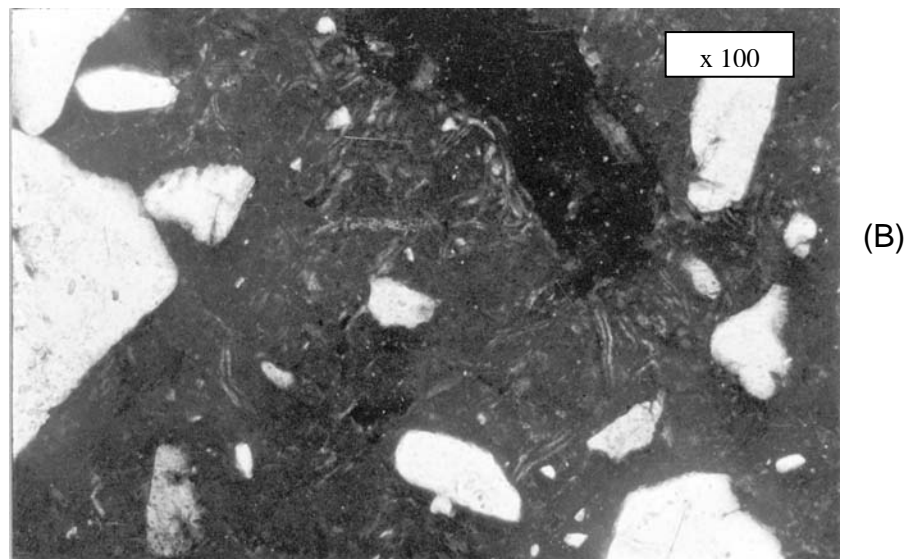
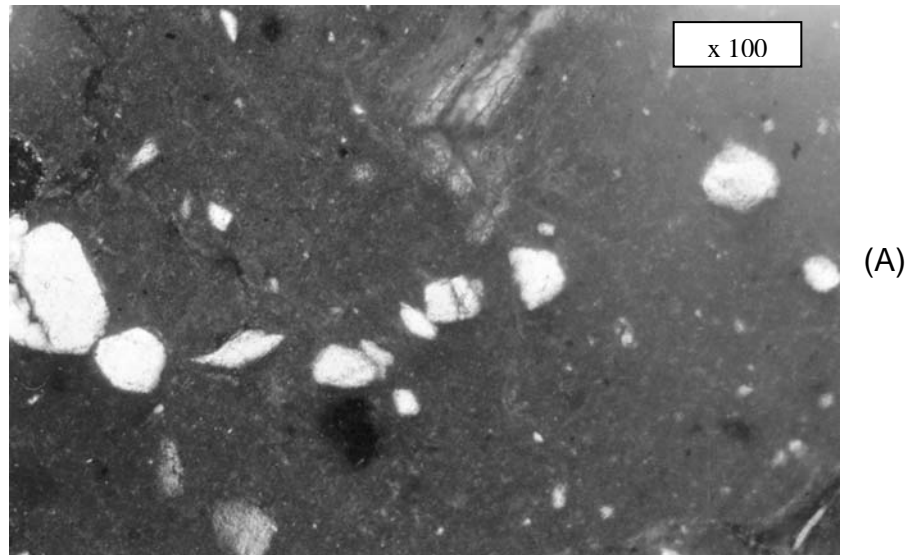


Figura 22 – Fotomicrografias de lâminas delgadas do Argissolo Amarelo Distrófico abruptico. (A) – Horizonte BA: grãos de quartzo arredondado e subarredondados, envolvidos em um plasma denso e contínuo (B) – Horizonte Bt<sub>1</sub>: matriz com aspecto birrefringente e argilãs de deposição obstruindo os poros.

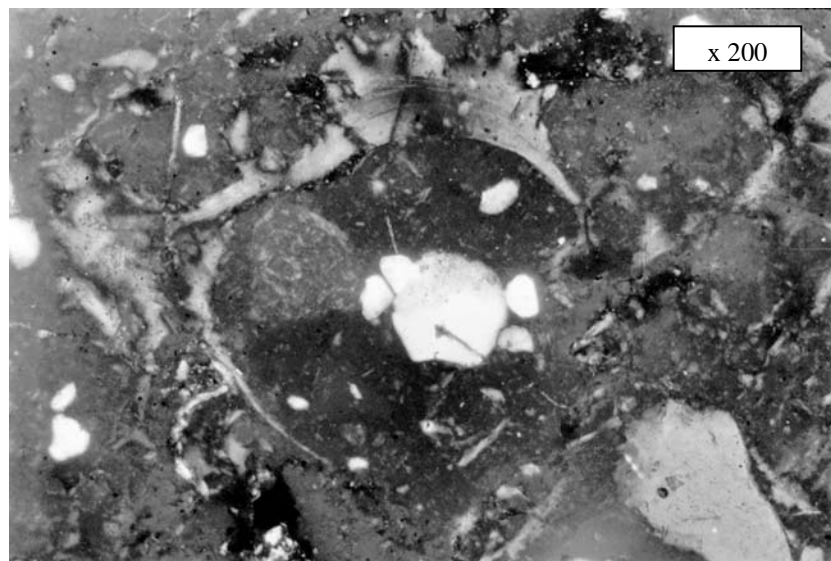
No geral, a participação dos grãos e do plasma na composição da matriz mostrou-se bastante semelhante nos dois perfis, isto por se tratar de solos formados do mesmo material de origem e estarem sujeitos aos mesmos processos pedogenéticos. Entretanto, observou-se um significativo aumento na quantidade de poros no Argissolo sob mata, com menor densidade do solo (Quadro 3) e menor coesão entre as partículas, o que pode estar associado ao maior incremento em matéria orgânica (Quadro 4). Com relação a isto, UFV (1984) argumenta que a matéria orgânica tende a desorganizar o ajuste face a face da caulinita, assim, mais próximo à superfície, o aumento de matéria orgânica neutraliza, até certo ponto, o efeito da coesão, mas mesmo aí os solos de tabuleiro tendem a apresentar-se relativamente coeso.

Outro fato digno de registro foi a menor presença de argilãs de deposição no Argissolo Amarelo Distrófico abruptico (solo sob mata), em relação ao Argissolo Amarelo Distrófico planossólico (solo sob eucalipto). No primeiro, os argilãs não só apresentaram-se menos espessos, como nem sempre estavam presentes revestindo a parede dos poros, e a quantidade de nódulos de ferro aumentou, substancialmente, em relação ao segundo.

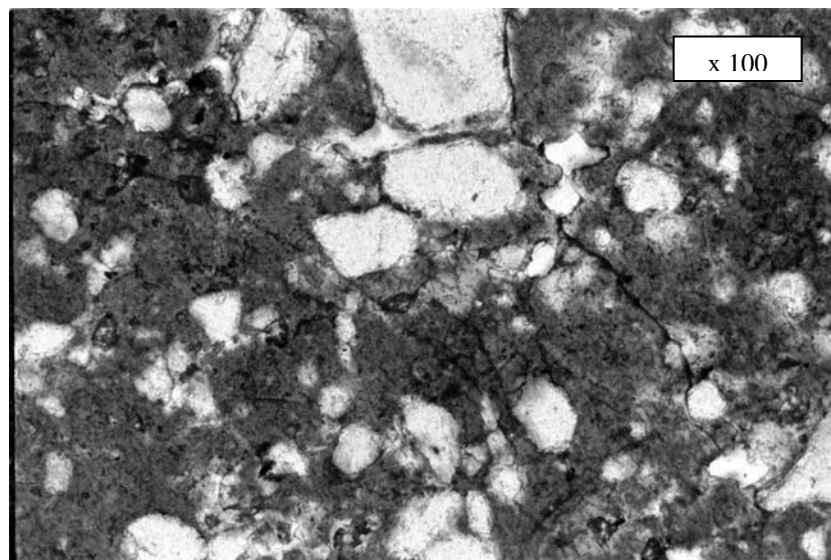
#### **4.5.5. Solo com fragipã e duripã**

Ressalta-se que este solo encontra-se localizado em área depressional, com condições de drenagem impedida, o que pode ter causado redução de ferro e tendência de acúmulo dos produtos do intemperismo de minerais silicatados das porções adjacentes do relevo. Foram descritos a transição dos horizontes C<sub>1</sub> e C<sub>2</sub> com nódulos de fragipã (Figura 23A) e o horizonte C<sub>x</sub>, com duripã contínuo (Figura 23B).

Observou-se na lâmina referente a transição dos horizontes C<sub>1</sub> e C<sub>2</sub>, que os grãos ocuparam cerca de 25% desta, sendo 80% constituído por quartzo angulares, subangulares e subarredondados, presentes, principalmente, nas frações areia fina e silte. Vinte por cento dos grãos foram identificados como carvão e traços de zircão.



(A)



(B)

Figura 23 – Fotomicrografias de lâminas delgadas do solo com fragipan/duripan. (A) – Nódulo de fragipã: argilãs de deposição em área porfírica com birrefringência forte. (B) Horizonte Cx: argilãs revestindo os poros.

A distribuição dos grãos em relação ao plasma foi predominantemente “agglutinic” (ESWARAN e BAÑOS, 1986) a aglomeroplásmica, tornando-se porfirogrânica nas porções endurecidas dos fragipãs (Figura 23A). O plasma ocupou cerca de 40% da área total da lâmina, com coloração oliva (5Y 4/4) a olho nu, bruno-amarelado (10YR 5/6) em luz plana, e bruno-oliváceo-claro (2,5YR 5/6) em nicóis cruzado, com estrutura isótica e silassépica. Em áreas com distribuição porfirogrânica, a estrutura do plasma foi bimassépica. Os poros, de empilhamento composto, ocuparam cerca de 35% da área total da lâmina. As unidades apresentaram-se organizadas numa trama complexa cuja predominância foi de uma trama grânica → granóidica, isto é, agregados arredondados e irregulares não acomodados uns aos outros e, ocasionalmente, fundidos em pontos de contato. Os agregados apresentam de 100 a 200  $\mu\text{m}$  de diâmetro. Ocupando cerca de 1% da área total da lâmina, apareceram nódulos e cutãs. Os primeiros irregulares e arredondados com limites nítidos a difusos; medindo cerca de 100 a 200  $\mu\text{m}$  de diâmetro e variando de alaranjados a negros. Os cutãs caracterizaram-se por serem argilãs de deposição que aparecem exclusivamente na área porfírica (Figura 23A). São amarelo-vivos a alaranjados, laminados com birrefringência forte e chegam a atingir 100  $\mu\text{m}$  de diâmetro.

Na lâmina referente ao horizonte Cx, com duripã contínuo (Figura 23B), os grãos ocuparam cerca de 35% da área total, formado por, aproximadamente, 100% de quartzo, subarredondados e arredondados, subesféricos e esféricos, ocorrendo principalmente nas frações areia fina e silte. A distribuição dos grãos em relação ao plasma foi porfirogrânica (Figura 23B). O plasma ocupou cerca de 55% da área total da lâmina e os poros ocuparam cerca de 5% da área total da lâmina, formados, principalmente, por cavidades com até 500  $\mu\text{m}$  de diâmetro, com algumas interconectadas e presença de pequenas fendas. As unidades encontram-se organizadas numa trama porfírica, isto é, os grãos de quartzo ocorrem numa massa densa caulínica. As estruturas associadas ocupam cerca de 3% da área total da lâmina: as glébulas perfazem 1% e os argilãs de deposição 2%. Dentre as glébulas, destaca-se a presença de nódulos de ferro com halo glebular, com cerca de 2,0 cm de diâmetro; bruno-avermelhado e limites claros a difusos. Os

argilãs aparecem revestindo a superfície de praticamente todos os poros, obstruindo-os algumas vezes (Figura 23B). Apresentam laminação perfeita e birrefringência forte e chegam a ter 200  $\mu\text{m}$  de espessura por quase 2 mm de comprimento.

Este perfil foi o que apresentou, entre os solos estudados, maior contraste nas características micromorfológicas dos horizontes. Os horizontes  $C_1$  e  $C_2$  apresentaram grãos menos arredondados e numa fração ligeiramente mais grosseira que o horizonte Cx. Mostraram-se ainda muito mais porosos, com seus poros envolvendo quase que completamente os microagregados granulares, que, ocasionalmente, se fundem em pontos de contato. Já o horizonte Cx apresentou uma massa de plasma contínuo, onde os grãos de quartzo se distribuem aleatoriamente, sem qualquer tendência à organização de microagregados. Também, ocasionalmente, porções de material com matriz semelhante ao horizonte Cx aparecem no horizonte sobrejacente ( $C_1$  e  $C_2$ ), os quais correspondem aos nódulos de fragipã. O teor de nódulos de ferro parece ser semelhante em ambos os horizontes. Os argilãs, entretanto, aumentam muito em profundidade, praticamente ocorrendo em quase todos os poros do horizonte Cx. No horizonte  $C_1/C_2$ , essas estruturas só foram encontradas nas áreas onde a matriz é semelhante à matriz do horizonte Cx.

#### 4.6. Análise com microsonda eletrônica

Segundo GOMES (1984), a análise por microsonda eletrônica, com dispersão de energia, visa à identificação das linhas do espectro característico de raios - X e, por extensão, a natureza dos elementos mais comuns (análise qualitativa), podendo ser feita de maneira estática (análise pontual) ou dinâmica, rastreando a amostra (mapeamento por elemento químico).

A partir das lâminas delgadas de amostras de solo, preparadas para os estudos micromorfológicos, realizaram-se algumas análises pontuais, bem como mapeamento por elemento químico em locais previamente selecionados pela micromorfologia. Estes locais referem-se à matriz argilosa do solo, argilãs, grãos de quartzo e minerais não identificados pela micromorfologia. Selecionaram-se lâminas do horizonte coeso e livre do coeso do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico, horizonte coeso do Argissolo Amarelo Distrófico planossólico, além de fragipã e duripã do P4.

As observações realizadas, através do mapeamento, permitiram a visualização da distribuição dos diversos elementos componentes dos minerais constituintes da matriz do solo, esqueleto e argilãs. A análise conjunta das Figuras (24, 25, 26, 27, 28, 29 e 30) permite concluir que a matriz que envolve os grãos de quartzo e os argilãs são representados, basicamente, por silício, alumínio e ferro nos Argissolos Amarelos (Figuras 24, 25 e 30) e alumínio e silício nas lâminas referentes ao solo com fragipã e duripã (Figuras 26, 27, 28 e 29). No solo com fragipã e duripã (Figuras 26, 27, 28 e 29), observa-se que o silício está presente sob duas formas, ou aparece em locais bem definidos, que constitui os grãos de quartzo, ou aparece associada ao Al, formando a matriz e argilas de deposição (caulinita).

Comparando as Figuras 24 e 25, referentes ao horizonte coeso (AB/Bt<sub>1</sub>) e não coeso (Bw) do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico, respectivamente, percebe-se que o alumínio, silício e ferro apresentam o mesmo padrão de distribuição na área da lâmina referente à parte coesa, com formação da matriz do solo. Percebe-se que os dois primeiros elementos distribuem-se praticamente na mesma proporção, enquanto o ferro em proporção bem menor.

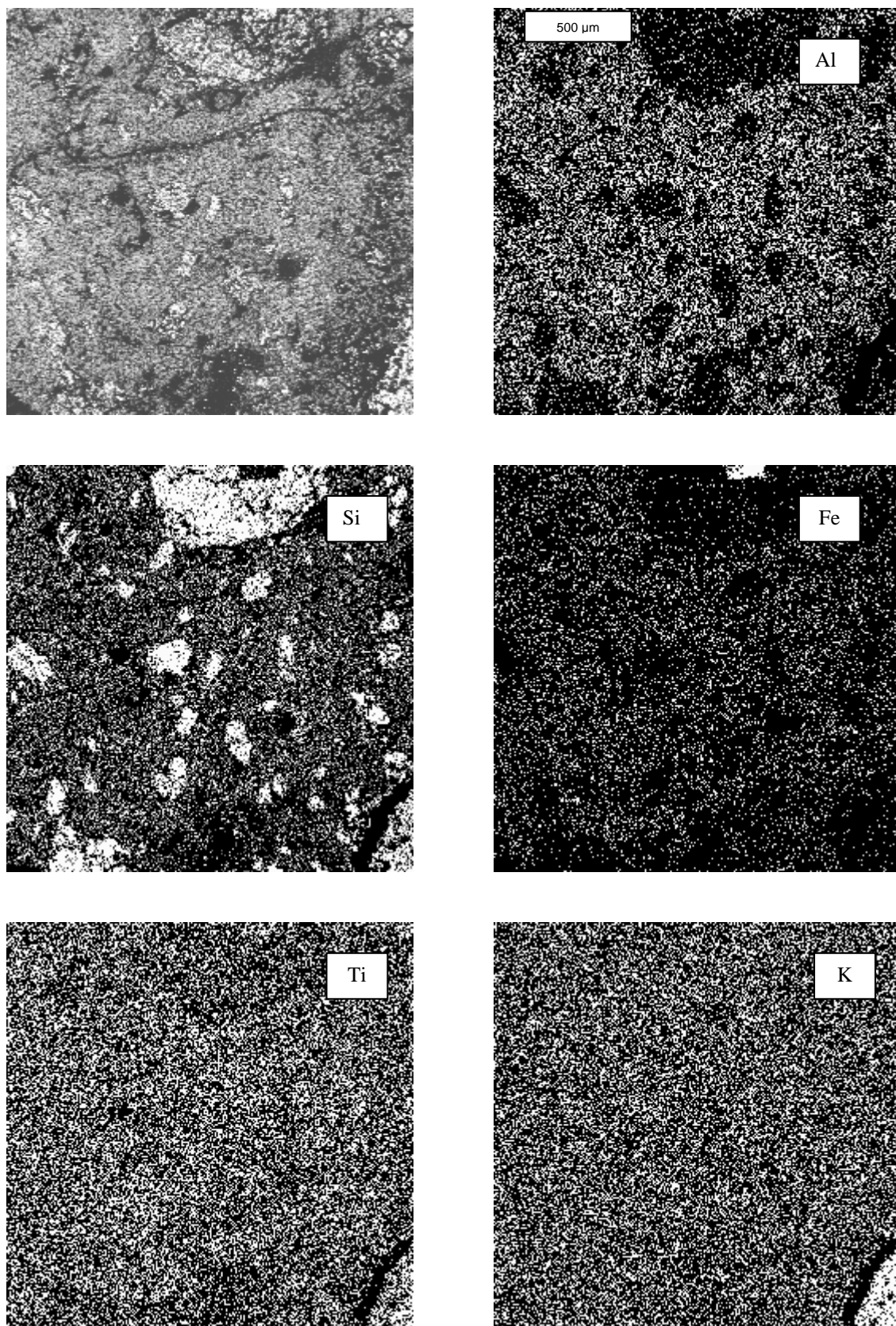


Figura 24 - Mapeamento por elemento químico da área da lâmina referente ao horizonte AB/Bt<sub>1</sub> do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico.

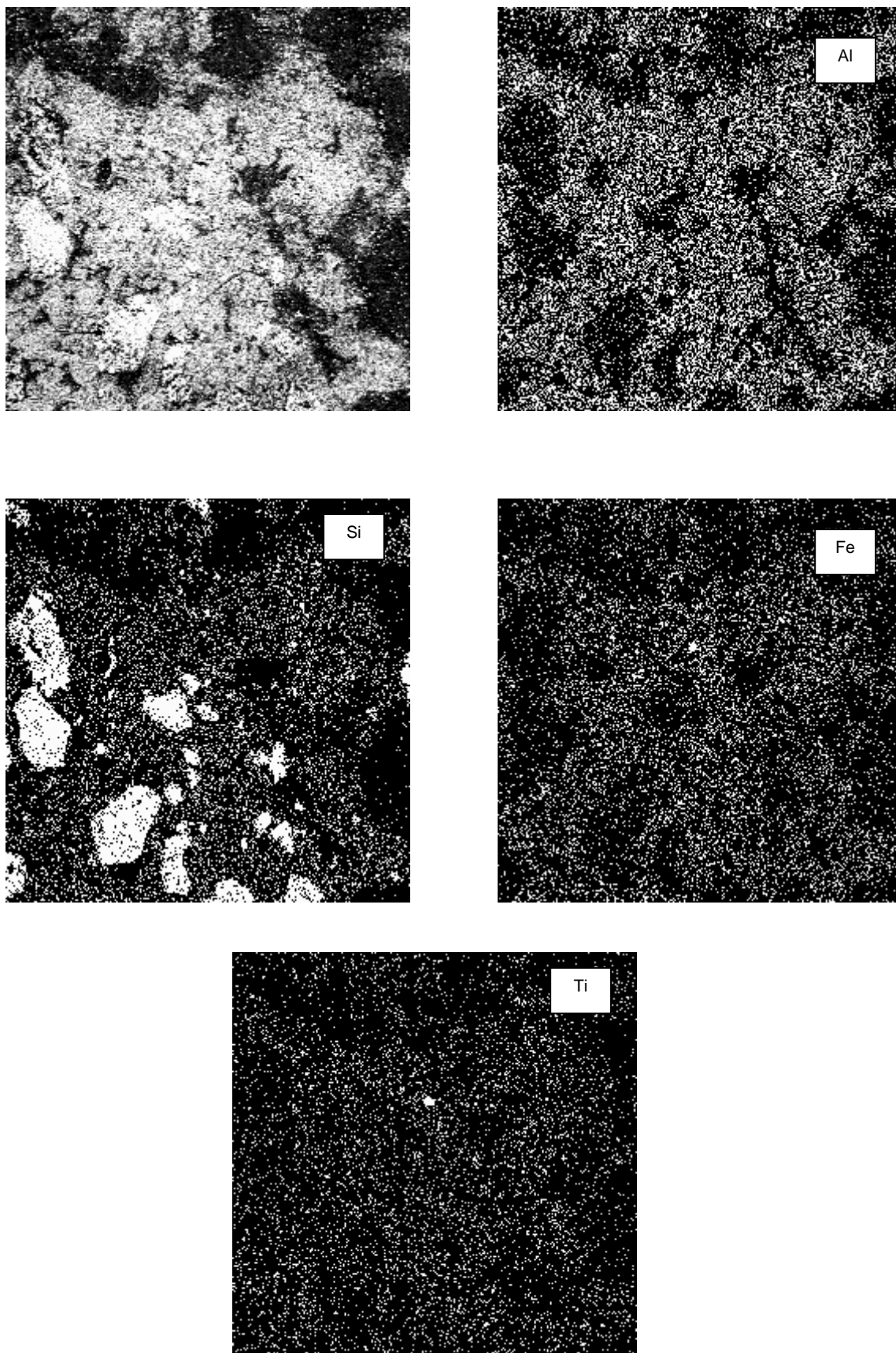


Figura 25 - Mapeamento por elemento químico da área da lâmina referente ao horizonte Bw do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico.

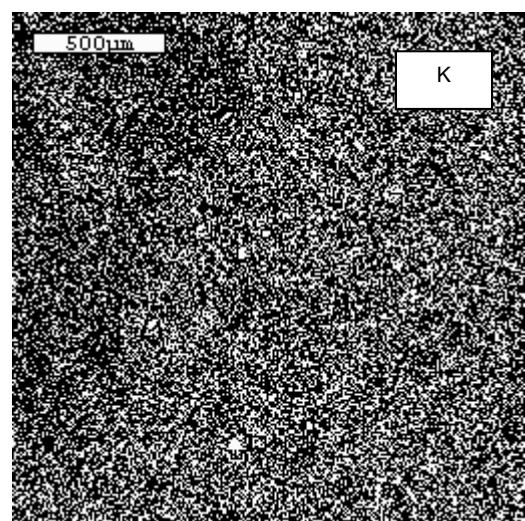
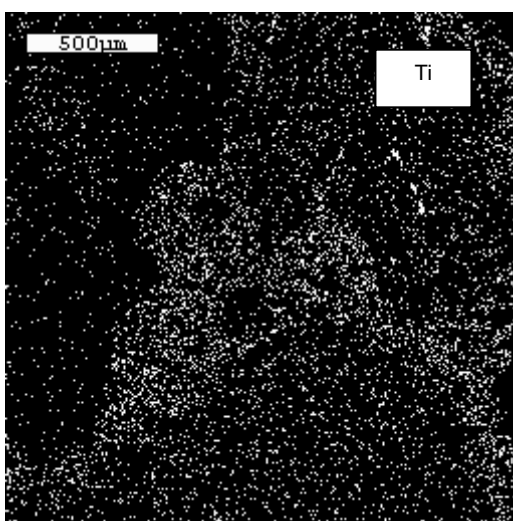
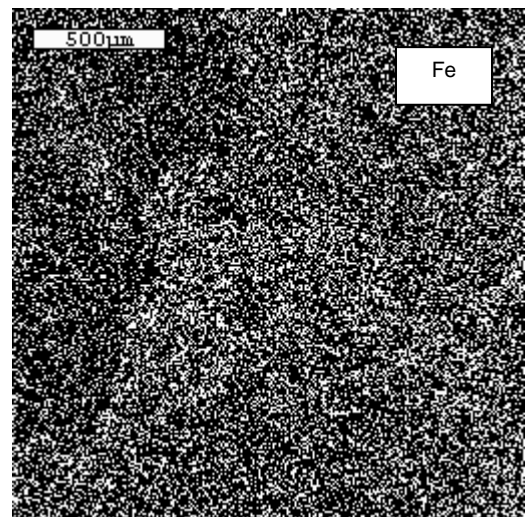
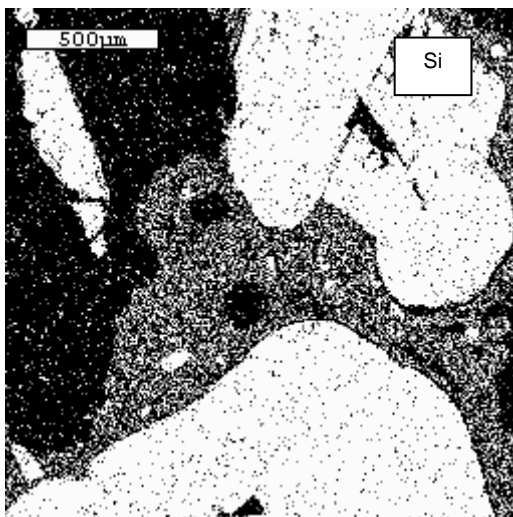
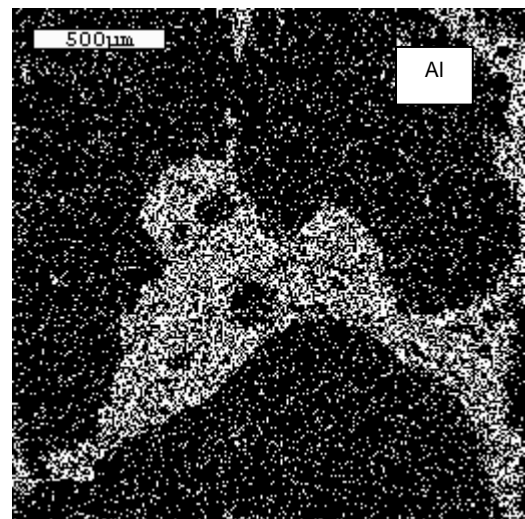
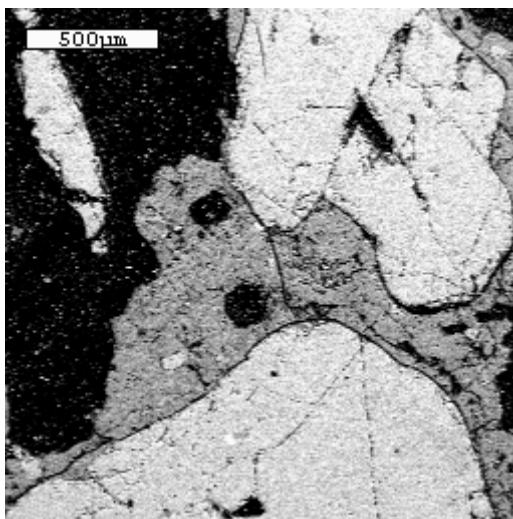


Figura 26 - Mapeamento por elemento químico da área da lâmina referente ao horizonte Cx do solo com fragipã e duripã (dentro do duripã).

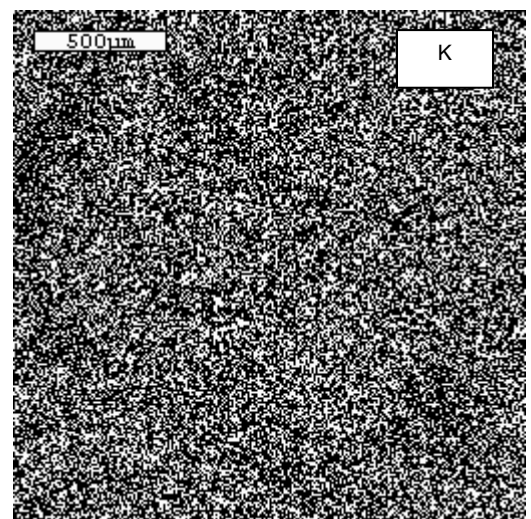
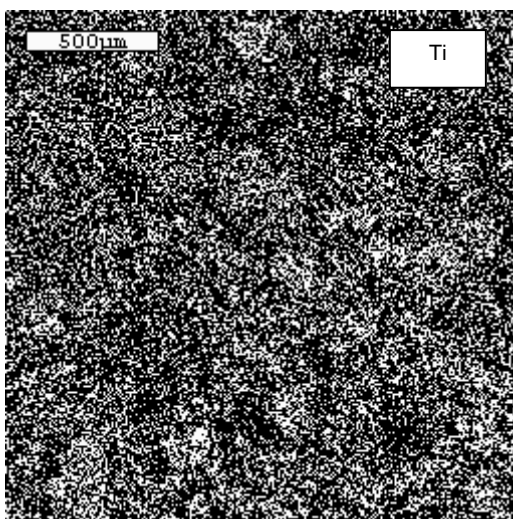
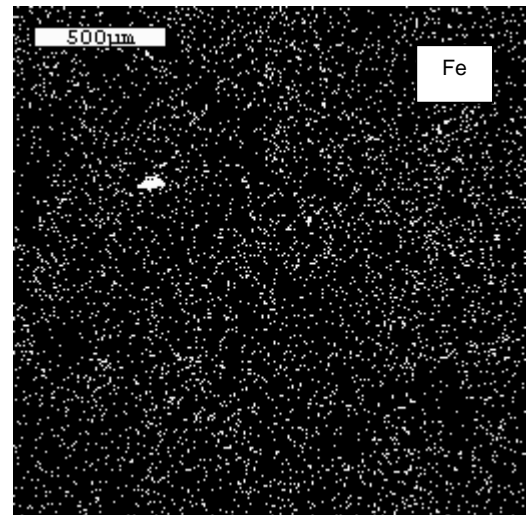
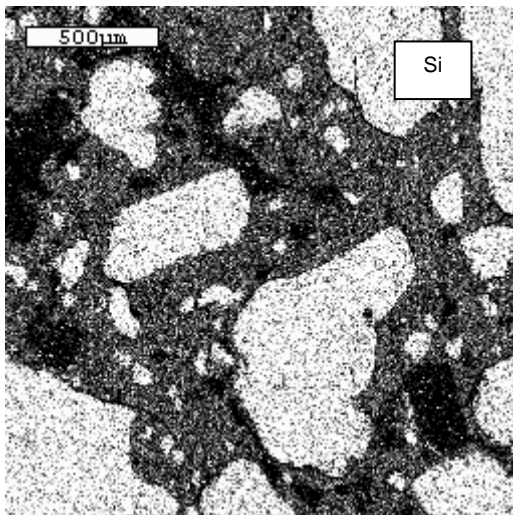
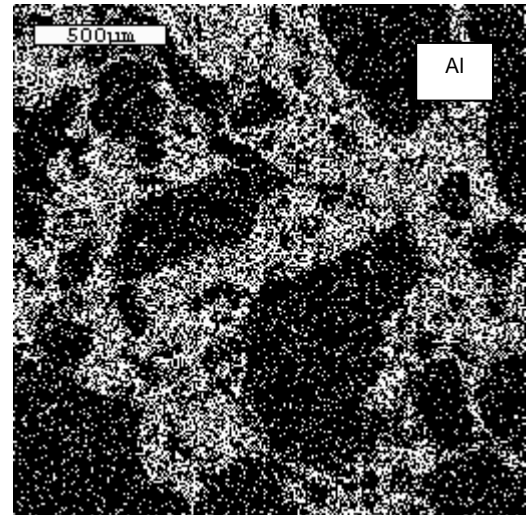
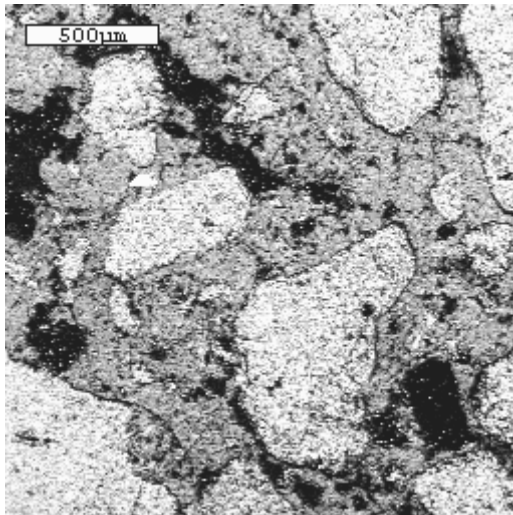


Figura 27 - Mapeamento por elemento químico da área da lâmina referente ao horizonte Cx do solo com fragipã e duripã (fora do duripã).

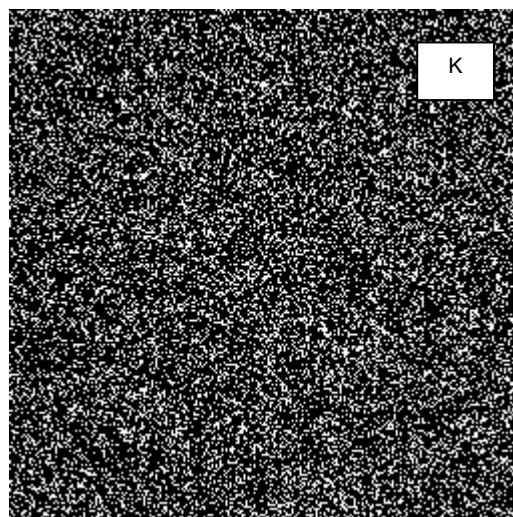
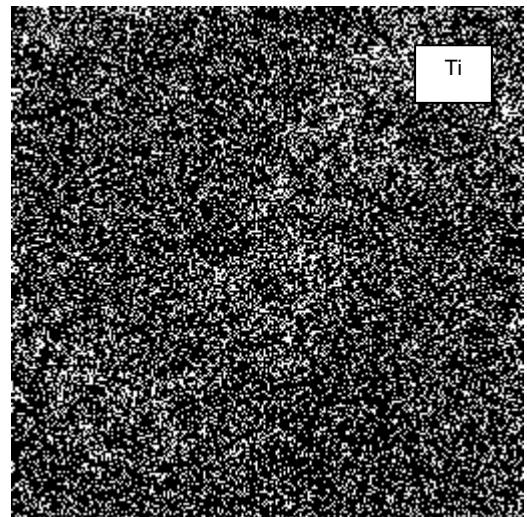
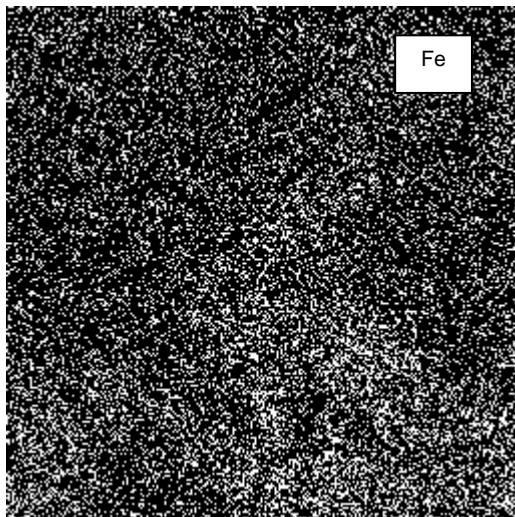
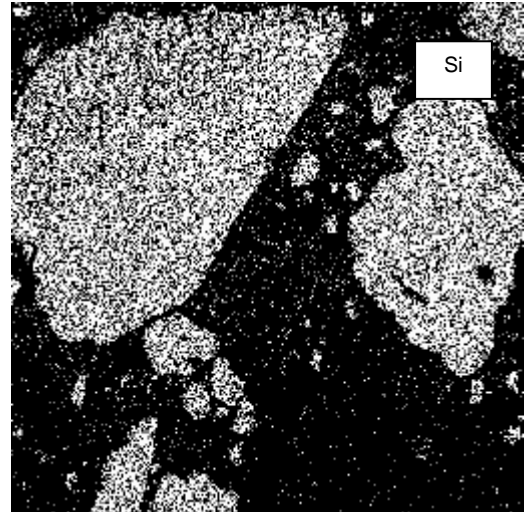
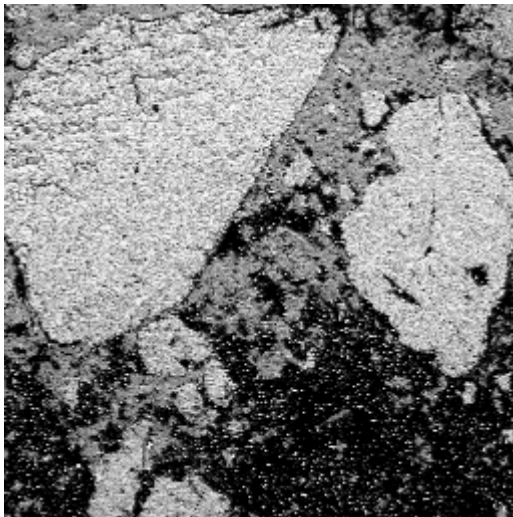


Figura 28 - Mapeamento por elemento químico da área da lâmina referente ao horizonte C<sub>1</sub>/C<sub>2</sub> do solo com fragipã e duripã (dentro do fragipã).

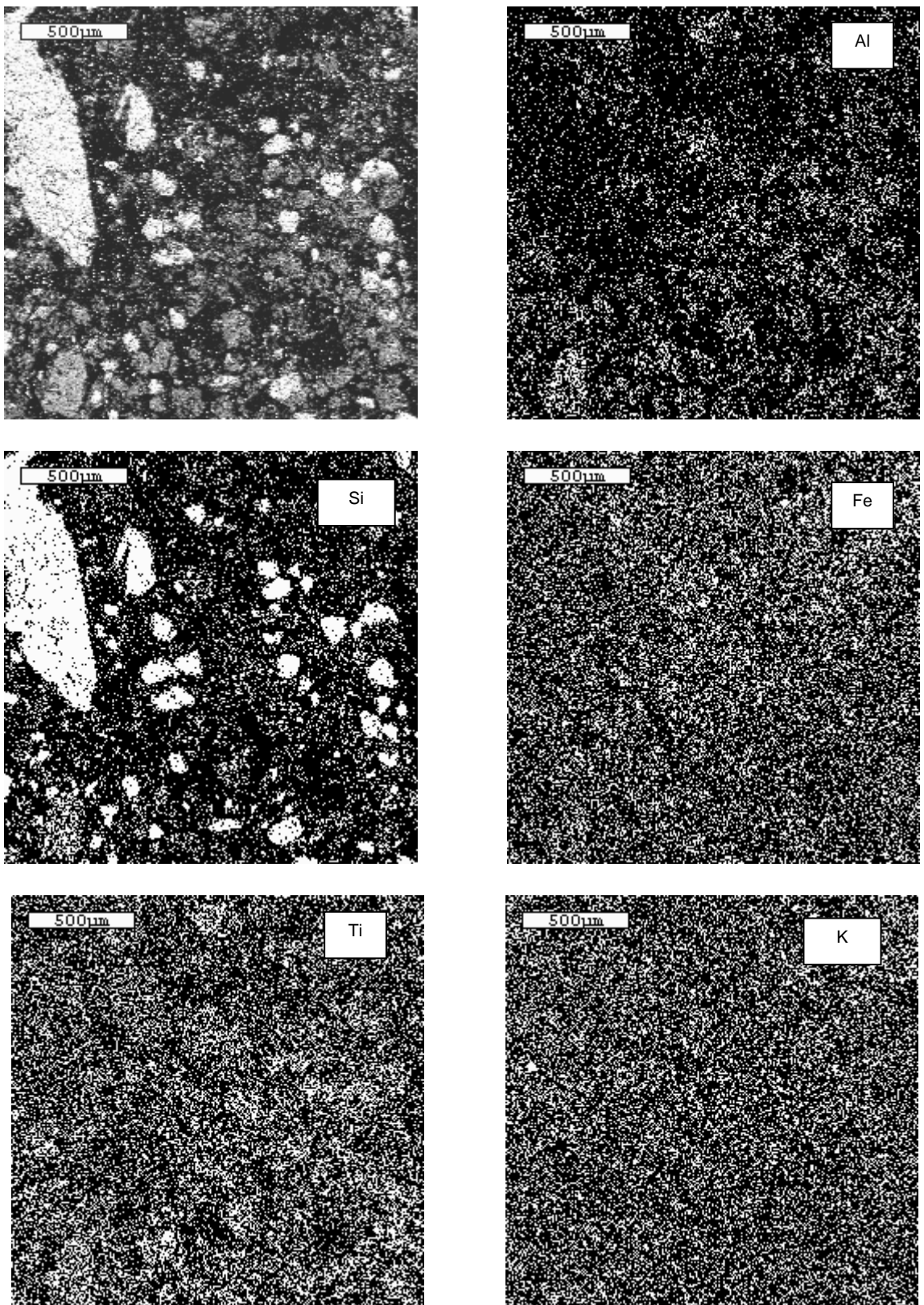


Figura 29 - Mapeamento por elemento químico da área da lâmina referente ao horizonte C<sub>1</sub>/C<sub>2</sub> do solo com fragipã/duripã (fora do fragipã).

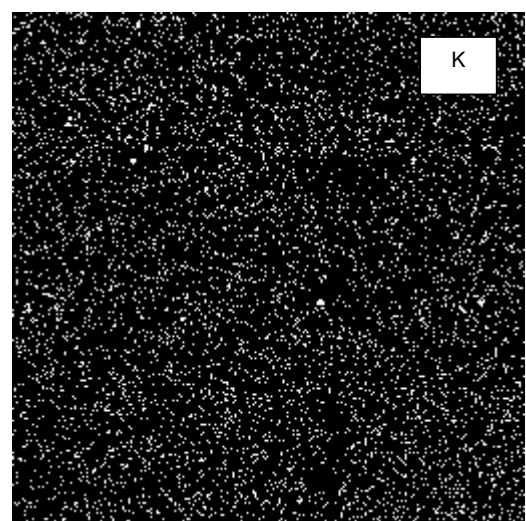
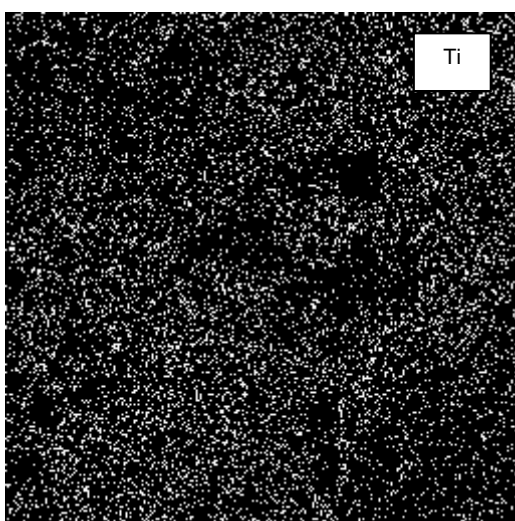
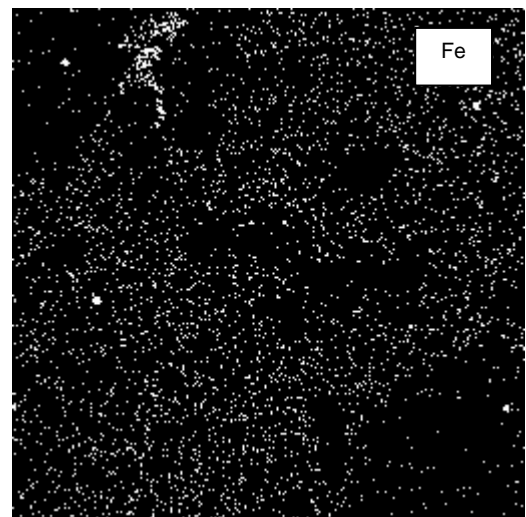
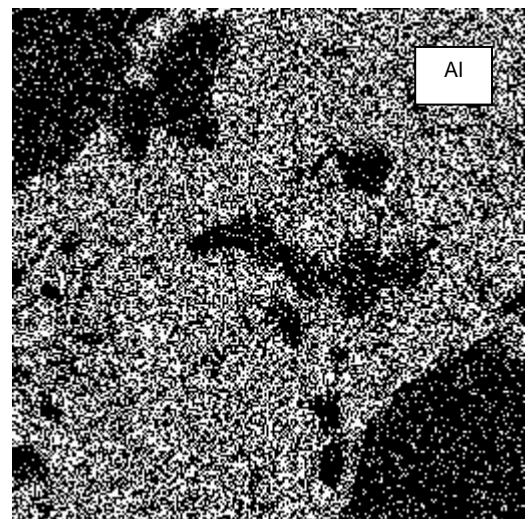
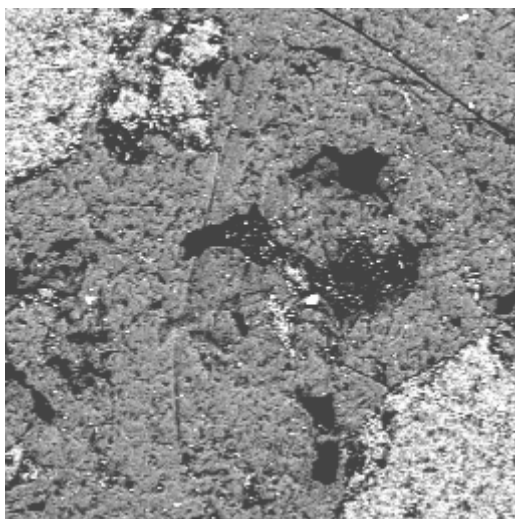


Figura 30 - Mapeamento por elemento químico da área da lâmina referente ao horizonte BA/Bt<sub>1</sub> do Argissolo Amarelo Distrófico planossólico.

No entanto, no horizonte Bw, o que se observa é uma maior expressão do alumínio em relação ao silício e ferro na matriz do solo, que é também confirmado pelo resultado da análise mineralógica onde identificou-se gibbsita apenas em profundidade (Figura 14).

Nas lâminas referentes ao duripã (Figura 26), ao fragipã (Figura 28) e ao horizonte coeso do Argissolo Amarelo Distrófico planossólico (Figura 30), percebe-se que a matriz do solo é basicamente aluminossilicatada. Nestes solos, o alumínio aparece em proporção superior ao silício. O fato de ter obtido nestes horizontes proporção equivalente de sílica e alumínio do ataque sulfúrico (horizonte AB/Bt<sub>1</sub> do perfil PAd2) ou maior de alumínio que sílica (horizontes C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub> e Cx do P4) (Quadro 5), parece justificar o padrão de distribuição destes elementos na análise de mapeamento. Para o Argissolo Amarelo Distrófico planossólico, o alumínio associa-se ao silício, formando a caulinita, uma vez que não se registrou gibbsita neste solo. Para o perfil P4 (solo com fragipã e duripã), parte do alumínio encontra-se associado ao silício, formando a caulinita, e a outra parte que se encontra na forma de óxido, forma a gibbsita (Figura 16).

Quanto às Figuras 27 e 29, referentes às áreas selecionadas fora dos nódulos de duripã e fragipã, respectivamente, observou-se que o padrão de distribuição, principalmente do alumínio e silício, foi similar aos das áreas dentro do duripã e fragipã (Figuras 26 e 28). Nota-se apenas que fora das áreas endurecidas, a quantidade de vazios é bem maior e estes encontram-se preenchidos por ferro, titânio e potássio.

A análise por microsonda eletrônica pontual foi realizada com o objetivo de identificar os elementos químicos presentes nos minerais dos solos e os resultados, inicialmente, parecem contradizer a distribuição dos elementos observados no mapeamento. Nesta análise, o alumínio sobressai-se em relação ao silício na matriz e argilãs, na análise pontual, os picos do silício são bem maiores que o do alumínio. A princípio, o que seria de se esperar era um padrão de identificação da caulinita, com picos de silício ligeiramente maior que o do alumínio, conforme WELTON (1984). No entanto, a observação feita para todos os horizontes estudados, independente da manifestação de coesão ou não, uma vez que detectou-se o mesmo espectro para a matriz do horizonte Bw do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico (Figura 31) foi pico de silício

maior que o do alumínio em até duas vezes, não podendo, com isso, afirmar que está havendo um aporte adicional de sílica.

O fato é que não se pode comparar a análise pontual realizada na matriz dos solos do presente estudo com o modelo apresentado por WELTON (1984), para os diversos minerais (Figura 38). O autor, em suas lâminas, identifica apenas o mineral, e a análise é feita no mesmo isoladamente, com escala de 1,0  $\mu\text{m}$  e microsonda de 0,35 $\mu\text{m}$  de diâmetro. No presente estudo, em todas as lâminas estudadas, a caulinita não foi identificada separadamente, o procedimento adotado, foi uma análise pontual na matriz do solo com escala de 500  $\mu\text{m}$  com microsonda de 80  $\mu\text{m}$ , portanto, 228 vezes maior que a utilizada pelo referido autor. Portanto, o que se está obtendo com tal procedimento é o espectro de fluorescência de raios-X da associação de diversos minerais, não sendo possível a identificação isolada de cada um deles. A matriz é constituída por minerais de caulinita; óxidos de ferro, óxidos de titânio; quartzo e formas amorfas de sílica e alumínio, sendo impossível, com a escala utilizada, identificar um mineral isoladamente.

Além disso, o mesmo mineral pode apresentar um espectro de fluorescência de raios-X, com picos de elementos químicos em diferentes proporções, dependendo da energia de excitação. O ferro, por exemplo, como excelente absorvedor de radiação, quando presente no mineral, interfere no pico de outros elementos químicos. Na caulinita, analisada por WELTON (1884), por não haver ferro, o silício e o alumínio apresentaram alturas de pico característico do mineral.

Assim, analisando as Figuras 31,32, 33, 34, 35, 36 e 37 referentes as análises pontuais, pode-se afirmar que independente da manifestação do caráter coeso ou não e presença de fragipã ou duripã, conforme constatado pela difração de raio X (item 4.4), o material do solo mineralogicamente é bastante parecido, constituído por grãos de quartzo, envoltos em uma matriz formada por caulinita em associação com óxidos de ferro e titânio, além de mica, ocasionalmente.

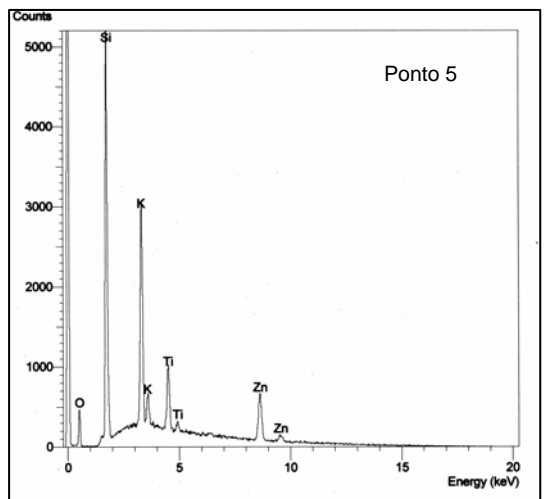
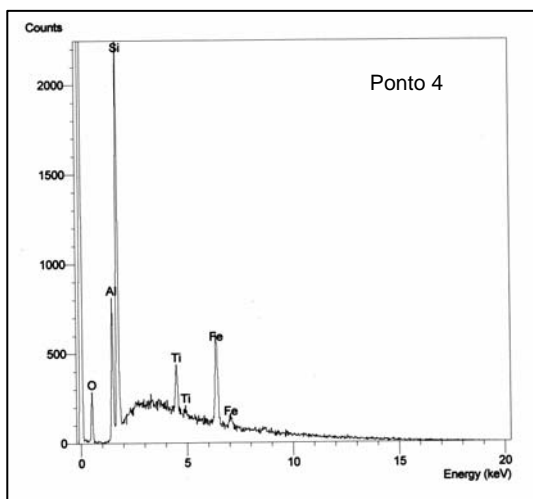
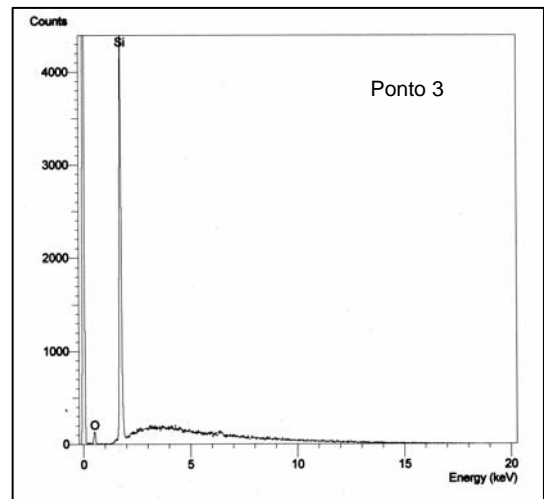
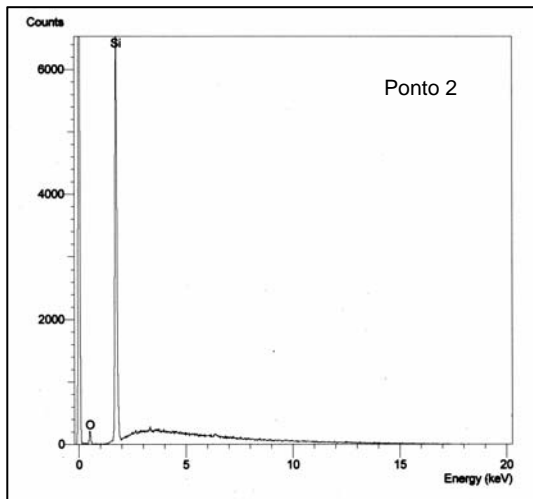
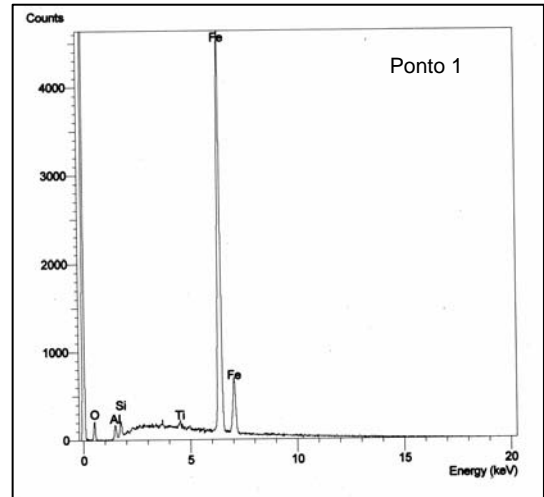
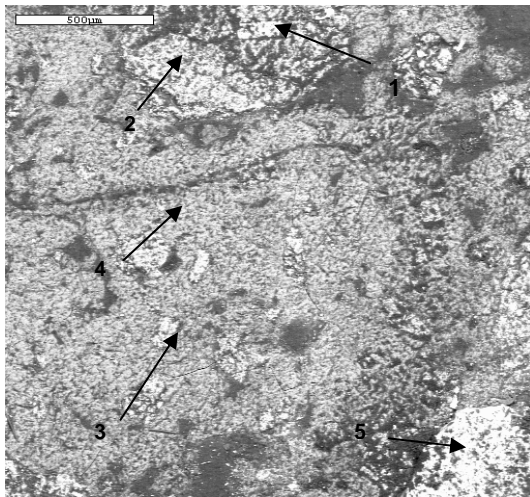


Figura 31 - Análise pontual da lâmina referente ao horizonte AB/Bt<sub>1</sub> do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico .

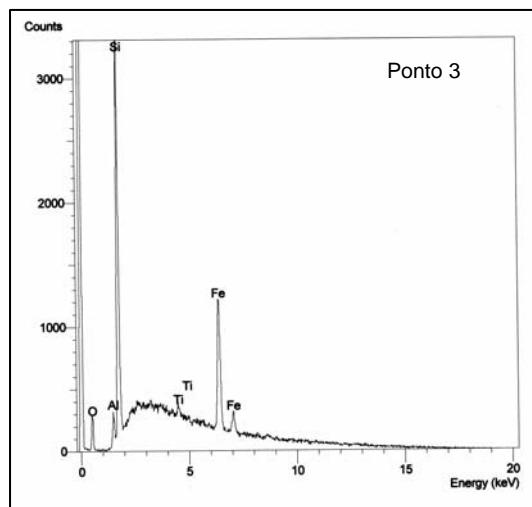
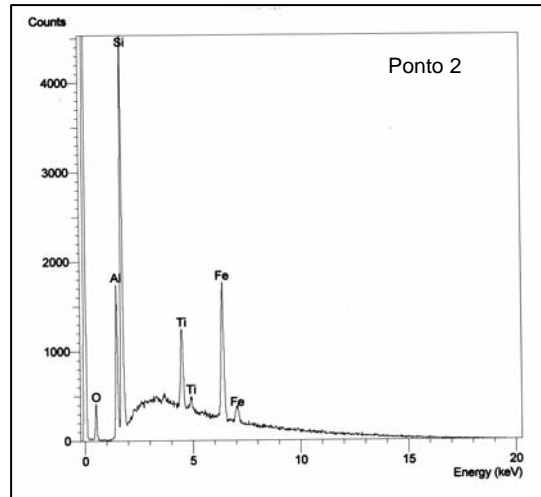
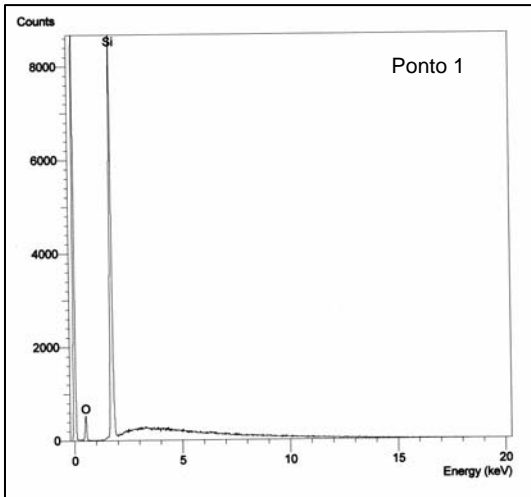
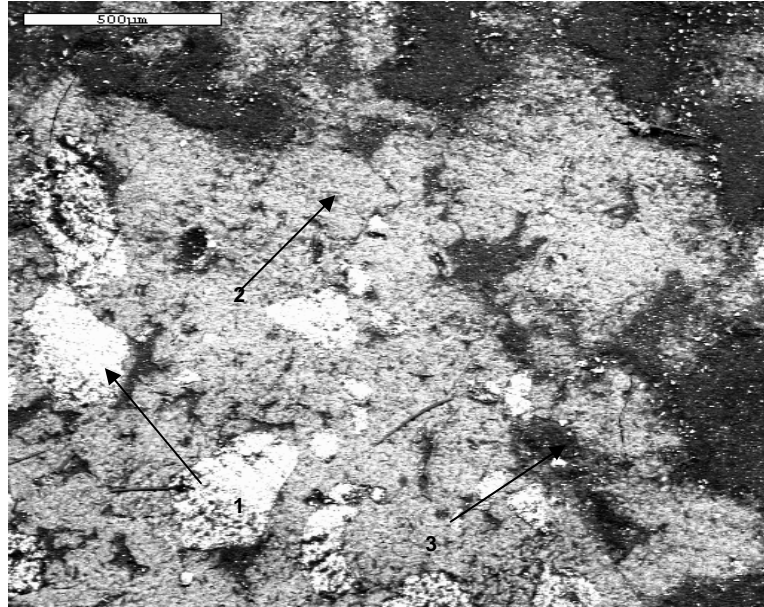


Figura 32 - Análise pontual da lâmina referente ao horizonte Bw do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico

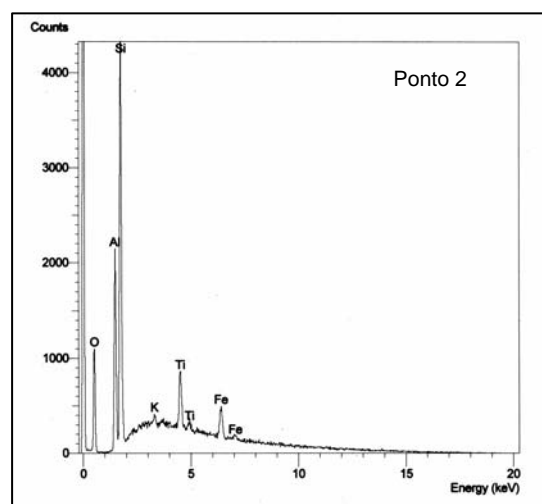
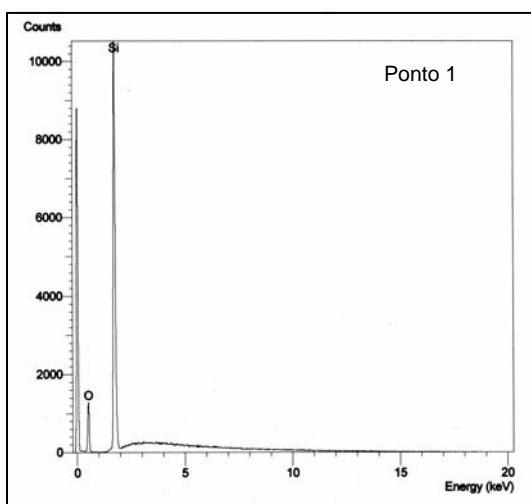
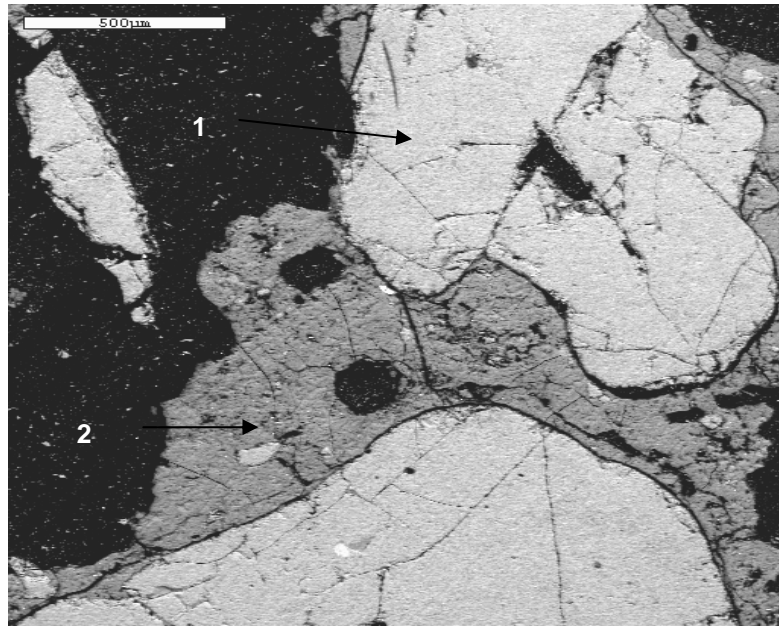


Figura 33 - Análise pontual da lâmina referente horizonte Cx do solo com fragipã e duripã (dentro do duripã).

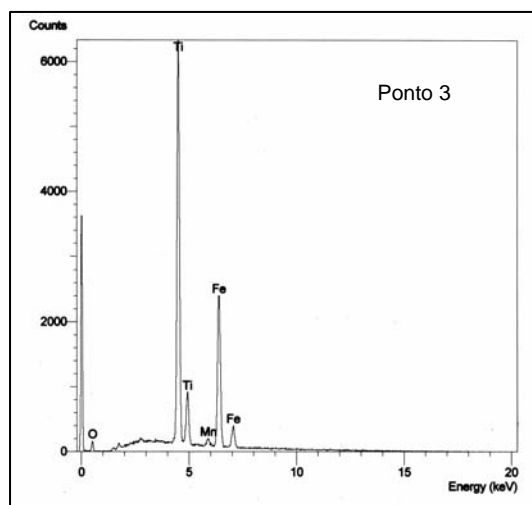
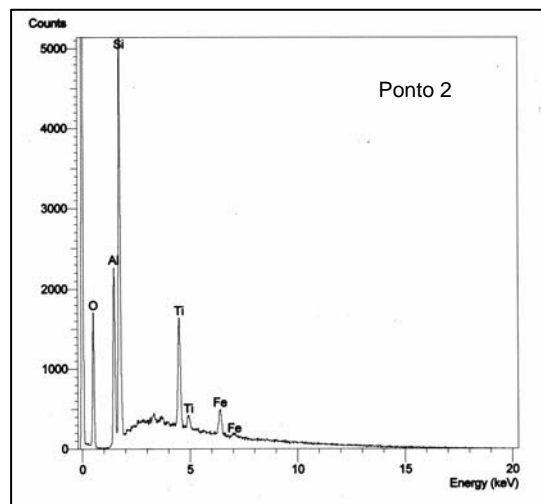
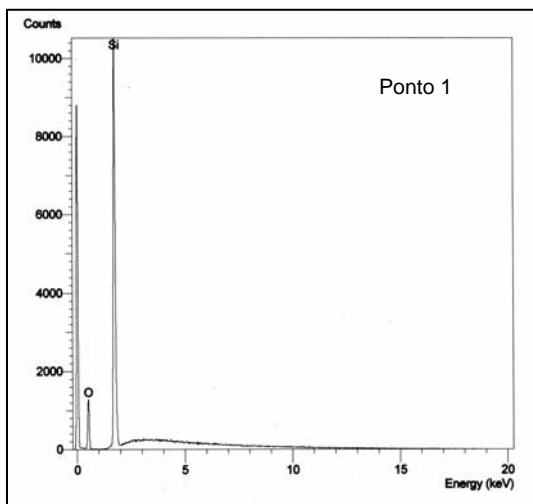
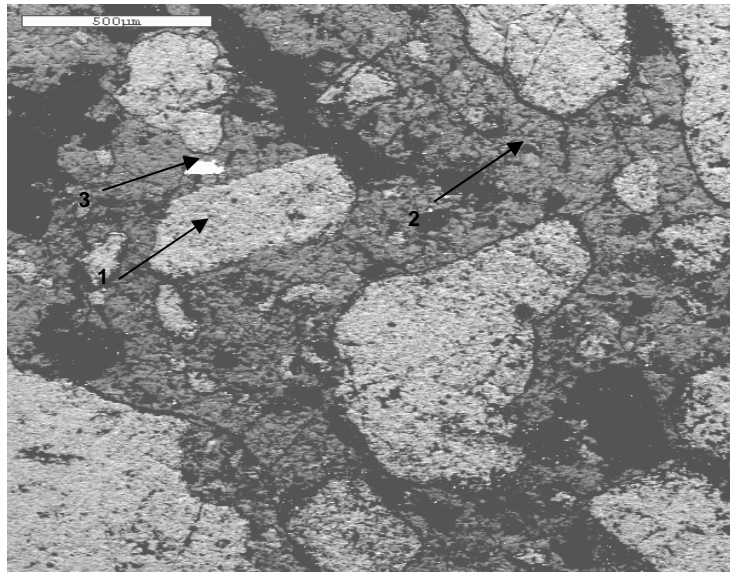


Figura 34 - Análise pontual da área da lâmina referente ao horizonte Cx do solo com fragipã e duripã (fora do duripã).

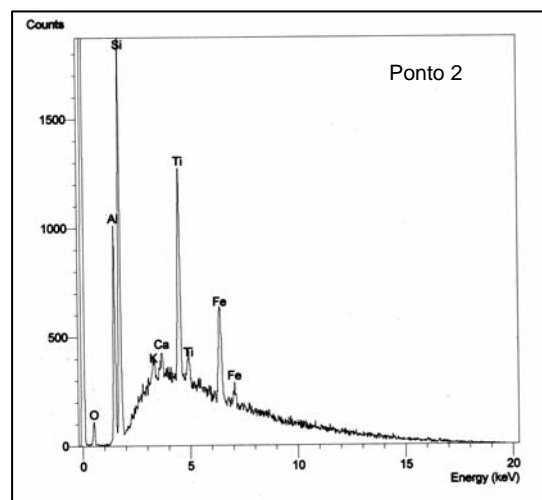
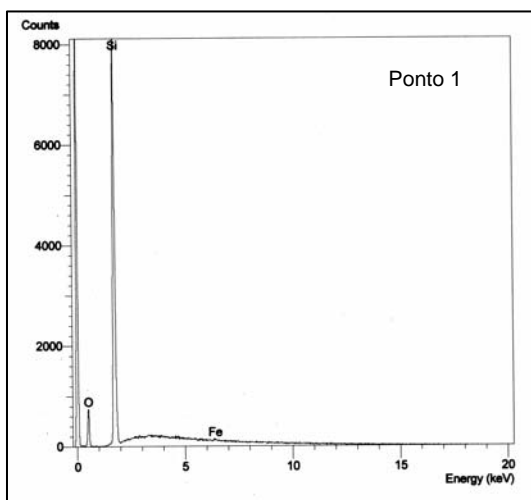
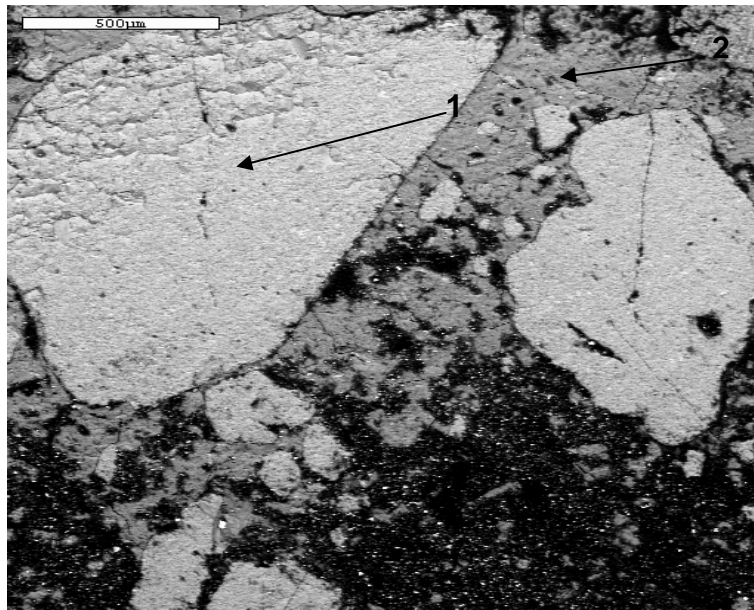


Figura 35 - Análise pontual da área da lâmina referente ao horizonte C<sub>1</sub>/C<sub>2</sub> do solo com fragipã e duripã (dentro do fragipã).

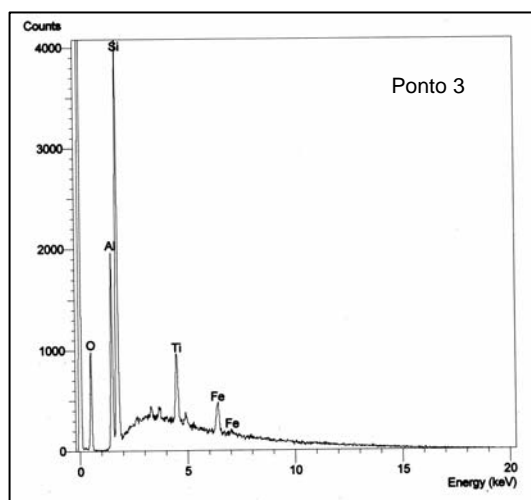
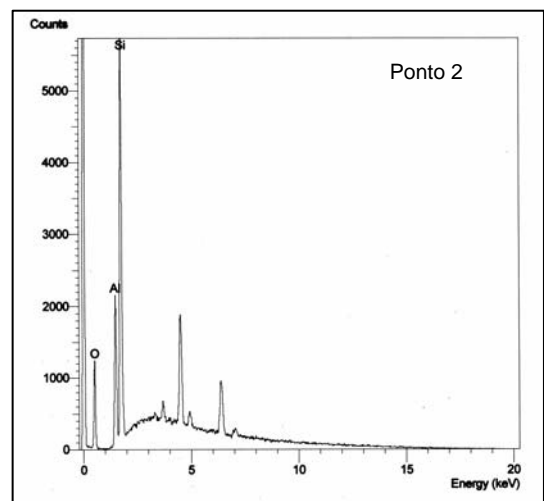
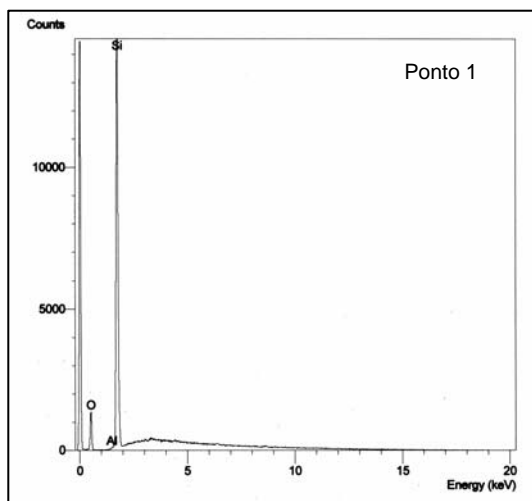
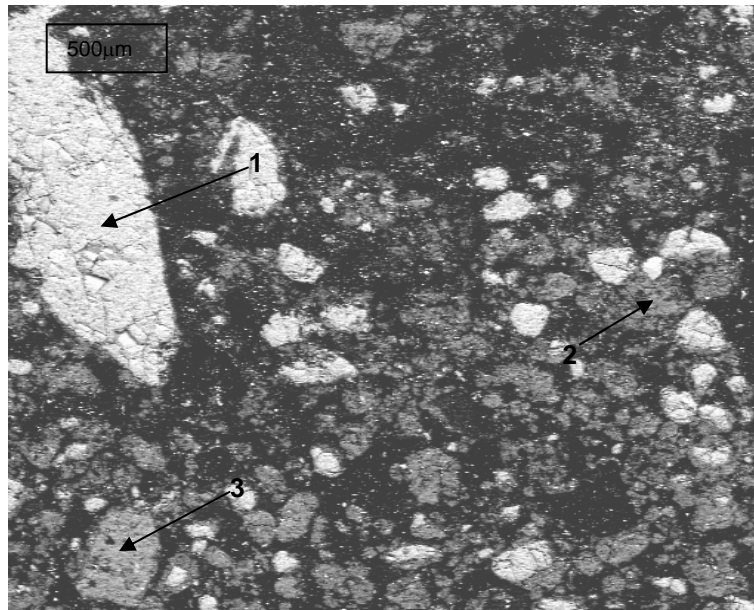


Figura 36 - Análise pontual da área da lâmina referente ao horizonte C<sub>1</sub>/C<sub>2</sub> do solo com fragipã e duripã (fora do fragipã).

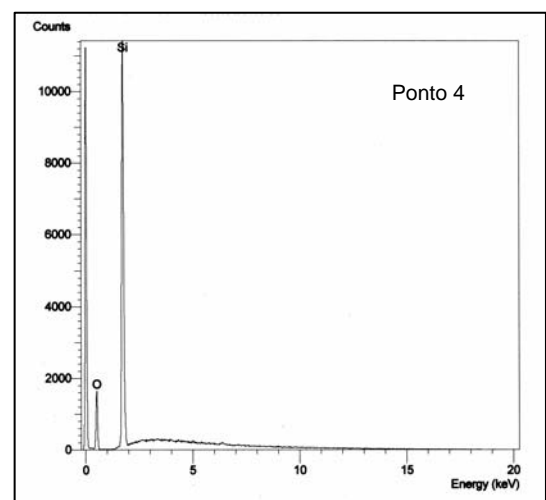
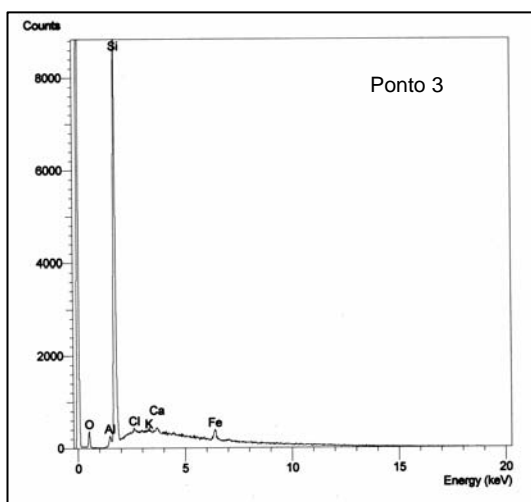
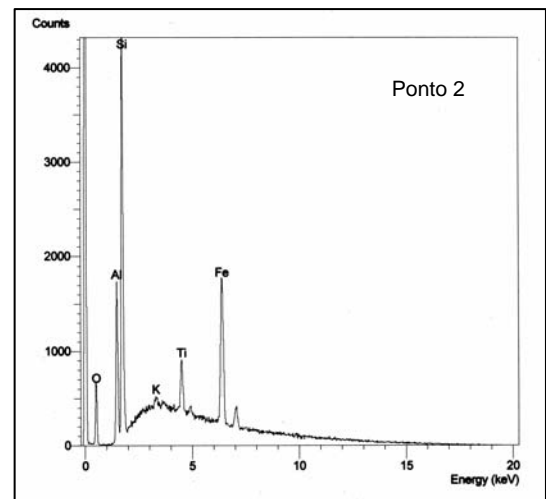
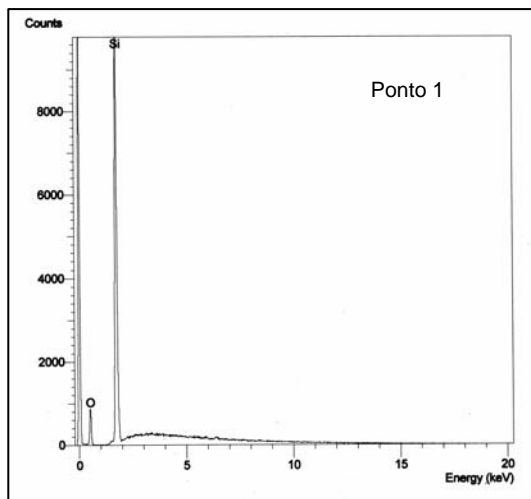
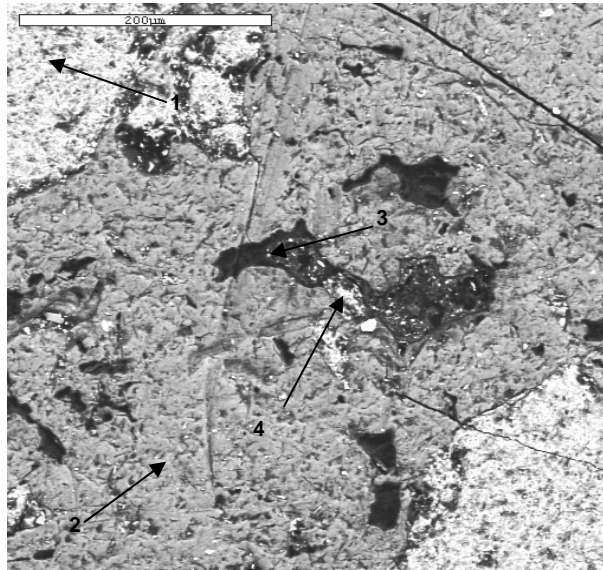


Figura 37 - Análise pontual da área da lâmina referente ao horizonte BA/Bt<sub>1</sub> do Argissolo Amarelo Distrófico planossólico.

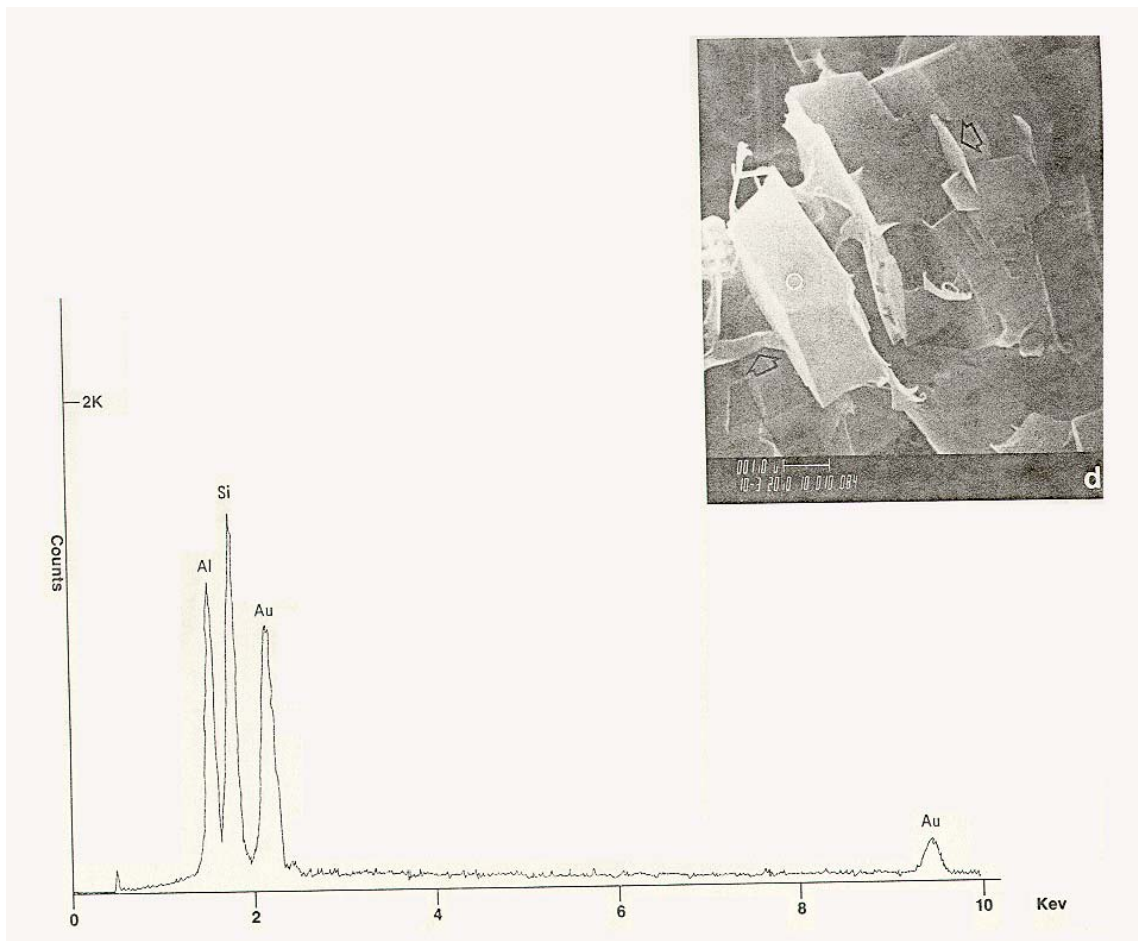


Figura 38 - Microscopia eletrônica de varredura em lâmina de caulinita, com análise pontual. (d) detalhe do mineral utilizando escala de 1µm. Fonte : WELTON (1984).

## 5. RESUMO E CONCLUSÕES

O presente estudo teve por objetivo caracterizar física, química, mineralógica e micromorfológicamente solos desenvolvidos de sedimentos pertencentes ao Grupo Barreiras, no sul da Bahia, bem como solo formado a partir de rochas do embasamento cristalino, sendo este tomado como diferencial entre os demais. A caracterização proposta visou avaliar os possíveis mecanismos físicos, químicos e mineralógicos que ocasionam a pedocimentação temporária nos horizontes com coesão em Argissolos Amarelos e, também, a pedocimentação mais consistente e pouco variável com a umidade em solo com fragipã e duripã, a fim de fornecer subsídios que permitam um uso racional e sustentável dos solos dos tabuleiros costeiros, onde aparecem as referidas feições.

Para isso, foram selecionadas e analisadas amostras de horizontes de solos de duas toposseqüências representativas dos solos dos tabuleiros costeiros: (Argissolo Amarelo Distrófico latossólico → Espodossolo Ferrocárbico Órtico dúrico; Argissolo Amarelo Distrófico planossólico e Argissolo Amarelo Distrófico abruptico → solo com seqüência A-C<sub>1</sub>-C<sub>2</sub> (com nódulos de fragipã) - C<sub>x</sub> (com duripã contínuo), daí a designação adotada de solo com fragipã e duripã por não se enquadrar em nenhuma das classes propostas por EMBRAPA (1999).

A caracterização física constou da determinação da textura, da argila dispersa em água, do grau de floculação e da densidade do solo. As análises químicas consistiram da determinação do pH em H<sub>2</sub>O e KCl, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Al<sup>3+</sup>, H<sup>+</sup> + Al<sup>3+</sup>, P, carbono orgânico, ataque sulfúrico, extração de Fe, Si e Al com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e oxalato de amônio; Si extraído pelo cloreto de cálcio e água, além da determinação do ponto de carga zero (PCZ). A mineralogia da fração argila e silte foi avaliada por difratometria de raios-X.

Por meio da micromorfologia e microssonda eletrônica, pode-se, ainda, analisar o arranjo das feições morfológicas de horizontes coesos, fragipã e duripã, bem como a composição química de alguns de seus segmentos, respectivamente, a fim de detectar o possível efeito da sílica, do alumínio e do ferro na pedocimentação.

Os resultados apresentados permitiram estabelecer as seguintes conclusões:

- Os solos das duas topossequências apresentaram diferenciação quanto às características morfológicas e físicas (textura), principalmente no que se refere à manifestação do caráter coeso.
- Pela cor olivácea e sequência A/C de horizontes, propõem-se a classificação do solo com fragipã e duripã na classe dos Gleissolos com o caráter frágico e dúrico contemplado no segundo nível categórico.
- Os Argissolos Amarelos apresentaram teores de alumínio e silício recuperados com ditionito maiores que os obtidos com o oxalato. A alta concentração de alumínio no solo favoreceu a substituição isomórfica do Fe pelo Al no processo de formação da goethita, sendo este extraído com mais eficiência que o silício pelo DCB.
- No solo com fragipã e duripã, o oxalato foi mais eficiente que o ditionito na extração do alumínio e do silício e o material extraído é formado, predominantemente, por alumínio, com menor participação de minerais de ferro, e a fração de silício removida encontra-se, possivelmente, associada ao alumínio.

- Os resultados obtidos indicam que a sílica e o alumínio desempenham um papel relevante na gênese de fragipã e duripã.
- Nos Argissolos Amarelos, os baixos teores de sílica, recuperada pelo diitonito e pelo oxalato, principalmente nos horizontes coesos, não causaram abaixamento significativo no PCZ. As oscilações nos valores de PCZ, observado para os mesmos deveu-se mais aos teores de carbono e à soma de bases.
- A gibbsita foi identificada apenas nos horizontes Bt<sub>1</sub>, Bt<sub>2</sub> e Bw, livres de coesão e com estrutura microgranular, do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico, e no solo com fragipã e duripã, em toda a sua extensão. Por outro lado, nos Argissolos Amarelos, com manifestação do caráter coeso mais pronunciado em toda a sua extensão, a gibbsita não foi identificada, reiterando a afirmação de que a gibbsita quando presente no solo, desfaz o ajuste entre as lâminas de caulinita impedindo a manifestação do caráter coeso.
- A presença da gibbsita, no solo com fragipã e duripã, não impediu a manifestação de endurecimento, indicando mais uma vez que os mecanismos diferem na formação de horizonte coeso, fragipã e duripã. Para o primeiro, mineralogia caulínica e ausência de gibbsita são condições imprescindíveis, enquanto no dois últimos o necessário é a presença de agente cimentante.
- Nos solos com o caráter coeso, a mineralogia, essencialmente caulínica, e a sua forma placóide favorece o ajuste cerrado entre as partículas mineralógicas, sugerindo que o mecanismo de coesão é meramente físico e se desfaz rapidamente com a umidade. No caso do solo com fragipã e duripã, o ajuste entre as partículas do solo é intensificado pela presença de hidroxialuminossilicatos que funcionam como um cimento. Neste caso, em particular, a presença ou não de gibbsita parece não influenciar no processo, pois o mecanismo é físico-químico, o que envolve adsorção de material amorfo como ligante entre as partículas.
- As principais características micromorfológicas observadas nos horizontes coesos, fragipã e duripã foram: pequena quantidade de poros, ausência de atividade biológica e presença de grande quantidade de argilãs de deposição.

De acordo com esta observação, o horizonte mais endurecido é o Cx do solo com fragipã e duripã, da base do tabuleiro, seguido pelos dois horizontes coesos dos Argissolos Amarelos, da segunda toposseqüência. O menos coeso é o horizonte BA do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico, do topo do tabuleiro.

- A mineralogia caulínica e o ajuste face a face das suas lâminas parecem, definir, nos horizontes coeso, fragipã e duripã, uma distribuição dos grãos em relação ao plasma do tipo porfirogrânica, em que os grãos estão envoltos num plasma denso, contínuo, com pouca tendência ao desenvolvimento do padrão aglutinado. Este só foi encontrado nos horizontes livre de coesão do Argissolo Amarelo Distrófico latossólico onde apareceu traços de gibbsita, e no horizonte C<sub>2</sub> do solo com fragipã e duripã, na área da lâmina sem a manifestação dessa feição.
- O mapeamento com microsonda eletrônica, permitiu concluir que a matriz que envolve os grãos de quartzo e os argilãs são representados basicamente por silício; alumínio e ferro nos Argissolos Amarelos; e alumínio e silício nas lâminas referentes ao solo com fragipã e duripã. Neste solo, o silício está presente sob duas formas, ou ele aparece em locais bem definidos, constituindo os grãos de quartzo ou aparece associada ao Al, formando a matriz e argilãs de deposição.
- As análises pontuais com microsonda eletrônica revelaram que independente da manifestação do caráter coeso ou não e presença de fragipã ou duripã, o material do solo é bastante parecido, sendo constituído por grãos de quartzo, envoltos em uma matriz formada por caulinita, associada com óxidos de ferro e titânio, além de mica, ocasionalmente.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAHÃO, W.A.P.; COSTA, L.M.; MELLO, J.W.V. & NEVES, J.C.L. Distribuição de freqüência de tamanho da fração areia e compacidade relativa de solos desenvolvidos de sedimentos do Grupo Geológico Barreiras. **In: R. Bras. Ci. Solo**, v.22, p.1-9, 1998.
- ACHÁ PANOSO, L. **Latossolo Vermelho-Amarelo de “ Tabuleiro” do Espírito Santo: formação, características e classificação**. Recife, PE: UFRPE, 1976. 116p. (Tese de Livre Docência) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, 1976.
- ANDERSON, J.V., WHITE. J.L. A study of fragipãs in some southern Indiana soils. **Soil Sci. Soc. Am . Proc.**, v. 22, p.450-454, 1958.
- ANJOS, L.H.C. dos. **Caracterização, gênese, classificação e aptidão agrícola de uma seqüência de solos do Terciário na região de Campos-RJ**. Itaguaí, RJ: UFRRJ, 1985. 194p., Dissertação (Mestrado em Agronomia - Área de concentração em Ciência do Solo) - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1985.
- BARRETO, W. de O. **Eletroquímica de solos tropicais de carga variável: capacidade da dupla camada elétrica**. Itaguaí, RJ: UFRRJ, 1986, 273p., Tese (Doutorado em Agonomia - Área de concentração em Ciência do Solo) - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1986.

- BENNETT, P.C., MELCER, M.E., SIEGEL, D.I., HASSET, J.P. The dissolution of quartz in dilute aqueous solutions of organic acids at 25°C. **Geochimica and Cosmochim Acta**, v. 52, p.1521-1530, 1988.
- BARROS, H. da C., DRUMOND, J.L., CAMARGO, M. N. et al. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Rio de Janeiro e Distrito Federal**. Rio de Janeiro. Ministério da Agricultura, CNEPA-SNPA, Comissão de Solos, 1958. 350p. (SNPA - Boletim Técnico 11).
- 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.105-25.
- BIGARELLA, J.J., ANDRADE, G.O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). **Arquivos do Instituto de Ciência da Terra**, Recife, v. 2, p.2-14, 1964.
- BITTENCOURT, A.C. da S.P. As coberturas terciárias e quaternárias do interior da zona costeira. In: BARBOSA, J.S.F. e DOMINGUEZ, J.M.L. **Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico**. Salvador : Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 1996. 400p.
- BLAKE, G.R., HARTGE, K.H. Bulk density. In: KLUTE, A. (ed). **Methods of soil analysis**. Madison, 1986. V.13, Part.1, p.363-375.
- BRASIL. Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Espírito Santo: Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro, 1976. 380p. (Boletim Técnico 53).
- BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. New York: Robert Krieger Publishing Company, 1976. 482p.
- BREWER, R., SLEEMAN, J.L. **Soil structure and fabric**. Adelaide: CSCIRO, 1988. 173p.
- BRYANT, R. B. Physical Processes of Fragipã Formation. In: SMECK N. E. e CIOLKOSZ, E. J. Fragipãs: Their Occurrence, Classification, and Genesis. Wisconsin, USA. **Soil Sci. Soc. Amer. J.** 1989. p.141-150.
- CAMARGO, M.N., HIRANO, C., FREITAS, F.G. et al. **Levantamento de reconhecimento dos solos da Zona Médio Jequitinhonha - Minas Gerias**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, EPFS-EPE, 1970. 340p. (EPFS - Boletim Técnico, 9)

- CAMARGO, M.N., RODRIGUES, T.E. Guia de Excursão. In: Congresso Brasileiro de ciência do solo, 17, 1979, Manaus. EMBRAPA/Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1979.
- CHADWICK, O.A., HENDRICK, D.M., NETTLETON, W.D. Silica in duric soils. I. A depositional model. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 51, p.975-982, 1987.
- CHAUVEL, A. Os Latossolos Amarelos, álicos, argilosos dentro dos ecossistemas das bacias experimentais do INPA e da região vizinha. **Supl. Acta Amazônica, Manaus**, v. 12, p.47-60, 1982.
- COSTA, L.M., ABRAHÃO, W.A.P. Compactação e adensamento de solos relacionados às propriedades químicas, físicas e sedimentológicas. In: **O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado**. Viçosa, MG: SBCS; UFV, DPS, 1996. 930p.
- CURI, N., FRANZMEIER, D.P. Toposequence of Oxisol from the Central Plateau of Brazil. **Soil Sci. Soc. Am. J.** v. 48, p.341-346, 1984.
- CURI, N., SILVA, M.L.N., MARQUES, J.J.G.S.M., GUILHERME, L.R.G. Ponto de carga zero de Latossolos brasileiros e sua relação com propriedades químicas e mineralógicas. In: Congresso Brasileiro de ciência do solo, 24, 1993, Goiânia. **Anais...** Goiânia:SBCS, 1993. v..1, p.223-224.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - DNPM. **Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais**. Brasília, 1984. 501p.
- DRESS, L.R.; WILDING, L.P. SMECK, N.E. and SENKAYI, A.L. Silica in soils: quartz and disordered silica polymorphs. In: Dixon, J.B.; Weed,S.B. and Dinauer, R.C. (ed.) **Minerals in soil environments**. 2nd ed. SSSA, Book Ser. 1. Madison, SSSA, WI. 1989.p.913-974.
- DIXON, J.B. Kaolin and serpentine group minerals. In: DIXON, J.B., WEED, S.B. (ed). **Minerals in soil environments**. Madison: SSSA., 1989. p.467-526.
- DUNCAN, M.M. e FRANZMEIER, D.P. Role of free silicon, aluminum, and iron in fragipã formation. **Soil Sci. Soc. Am. J.** v. 63, p.923-929, 1999.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. EMBRAPA - CNPS. **Guia de excursão de estudos de solos nos estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo e Bahia**. IV Reunião de Classificação e Aplicação de Levantamento de Solos. Rio de Janeiro, CNPS, 1994. 131p.

- .EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos EMBRAPA - CNPS. In: Reunião de Classificação, Correlação e Aplicação de Levantamentos de Solos, 4., 1994, Rio de Janeiro, R.J. **Anais...**Rio de Janeiro: EMBRAPA, SNLCS/SBCS, 1995.157p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo.** Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 2. Ed. Ver. Atual. Rio de Janeiro, 1997. 212p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. EMBRAPA - CNPS. **Sistema brasileiro de classificação de solos** : 4ª aproximação. Rio de Janeiro, 1997. 169p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. EMBRAPA - CNPS. **Sistema brasileiro de classificação de solos.** Brasília : 1999. 412p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Critérios para distinção de classes de solos e de fases de unidades de mapeamento; normas em uso pelo SNLCS.** Rio de Janeiro: EMBRAPA/SNLCS, 1988a. 67p. (Documento 11).
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Definição e notação de horizontes e camadas do solo.** Rio de Janeiro: EMBRAPA/SNLCS, 1988b. 54p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos da margem direita do rio São Francisco; Estado da Bahia.** Recife: EMBRAPA-SNLCS/SUDENE-DRN, 1977. 737p. (Boletim Técnico 52).
- ESTADOS UNIDOS. Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service. Soil Survey Staff. **Keys to soil taxonomy.** 8. ed. Washington, 1998. 326p.
- ESTADOS UNIDOS. Department of Agriculture. Soil Conservation Service. Soil Survey Staff. **Soil survey manual.** Washington, D.C., 1951. 503p. (USDA. Agriculture Handbook, 18).

- ESTADOS UNIDOS. Department of Agriculture. Soil Conservation Service. Soil Survey Staff. **Soil taxonomy**; a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Washington, D.C., 1975. 754p. (USDA. Agriculture Handbook, 436).
- ESTADOS UNIDOS. Department of Agriculture. Soil Survey Division. Soil Conservation Service. Soil Survey Staff. **Keys to soil taxonomy**. 6 ed. Washington, 1994. 306p.
- ESWARAN,H., BAÑOS,C. Related distribution patterns in soils and their significance. In: STOOPS,G. ESWARAN,H. ed. **Soil Micromorphology**. New York: Van Nostrand Reinhold. p.120-132. Reprinted from An. Edafologia Agrobiologia, v.35, p.33-45, 1986.
- FANNING, D.S., FANNING, M.C.B. **Soil : morphology, genesis and classification**. New York, Jonh Willey e Sons, 1989.395p.
- FARMER, V.C., FRASER, A.R., RUSSELL, J.D., YOSHINAGA, N. Regognition of imogolite strutures in allophanic clays by infrared spectroscopy. **Clay Miner.** v.12. p.55-57, 1977.
- FARMER, V.C., SMITH, B.F.L., TAIT, J.M. The stability, free energy and heat of formation of imogolite. **Clay Miner.** v. 14, p.103-107, 1979.
- FAURE, G. **Principles and aplications of inorganic geochemistry**. New York:Macmillan Publishing Company, 1991. 626p.
- FERNANDES . R.B.A. **Atributos mineralógicos, cor, adsorção e dessorção de fosfatos em latossolos do Sudeste brasileiro**. Viçosa, MG:UFV, 2000. 265p., Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 2000.
- FERREIRA, M.M. **Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de latossolos brasileiros**. Viçosa, MG:UFV, 1988. 79p., Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1988.
- FERREIRA, M.M., FERNANDES, B., CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região sudeste do Brasil. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 23, p.507-514, 1999.
- FLACH, K.W., NETTLETON, W.D. GILE, L.H. e CADY, J.G. Pedocimentation: induration by silica, carbonates, and sesquioxides in the Quaternary. **Soil Sci.** v.107, p.442-453, 1969.

- FLACH, K.W., NETTLETON, W.D. e NELSON, R.E. The micromorphology of silica cemented soil horizons in western North America. In: **Soil microscopy**. G.R. Rutherford (Ed.) Limestone Press, Ontario, 1974, p.715-729.
- FONSECA, O.O.M. **Caracterização e classificação de solos Latossólicos e Podzólicos desenvolvidos nos sedimentos do terciário no litoral Brasileiro**. Itaguaí, RJ: UFRRJ, 1986. 185p., Dissertação (Mestrado em Agronomia - Área de concentração em Ciência do Solo) - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1985.
- FRANZMEIER, D. P., NORTON, L. D., STEINHARDT, G. C. Fragipãs Formation in Loess of the Midwestern United States. In: SMECK N. E. e CIOLKOSZ, E. J. **Fragipãs: Their Occurrence, Classification, and Genesis**. Wisconsin, USA. SSSA, 1989. p.69-97.
- FRANZMEIER, D.P., STEINHARDT, J.R., NORTON, L.D. **Soil characterization in Indiana: I. field and laboratory procedures**. Indiana: Purdue University, 1984. 30p.
- FREITAS, L.C., COSTA F<sup>o</sup>, J.F. ALOISI, R.R., MELO, W.J. Contribuição ao estudo de sílica solúvel em alguns perfis de solos. **Científica**, v.5, n.3, p.296-305, 1977.
- FRIPIAT, J.J., CHAUSSIDON, J., GUEDDARI, M. Study dehydration of montmorillonite and vermiculite by infrared spectroscopy. **J. Phys. Chem.**, v.64, p.1234-1241, 1960.
- GOMES, C.B. **Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia**. São Paulo: Edgard Blücher: PROMINÉRIO, 1984. 218p.
- GROSSMAN, R.B., CARLISLE, F.J. Fragipã soils of the eastern United States. **Adv. Agron**, v.21, p.237-279, 1969.
- GROSSMAN, R.B., CLINE, M.G. Fragipã horizons in New York soils. II. Relationships between rigidity and particle size distribution. **Soil. Sci. Soc. Am. Proc.** v.21, p.322-325, 1957.
- HALLMARK, C.T., SMECK, N.E. The effect of extractable aluminum, iron, and silica on strength and bonding of fragipãs of northeastern Ohio. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.43, p.145-150, 1979.
- HANNA, W. E., DAUGHERTY, L. A., ARNOLD, R. W. Soil-geomorphic relationships in a first-order valley in central New York. **Soil Science of America**. v.39, p.716-722, 1975.

- HARLAN, P. W., FRANZMEIER, D. P., ROTH, C. B. Soil formation on loess in southwestern Indiana: In: **Distribution of clay and free oxides and fragipã formation**. Wisconsin, USA. SSSA, 1977. p.99-103.
- HINGSTON, F.J., POSNER, M.A., QUIRK, J.P. Anion adsorption by goethite and gibbsite. I. The role of the proton in determining adsorption envelopes. **J. Soil Sci.**, v.23, p.177-192, 1972.
- HURD, D.C., THEYER, F. Changes in the physical and chemical properties of biogenic opal from the central equatorial Pacific: Part II. Refractive index, density, and water content of acid-cleaned samples. **Am. J. Sci.**, v.277, p.1168-1202, 1977.
- ILLER, R.K. **The chemistry of silica**. Cornell University press, Ithaca, N.Y. 1979.
- JACOMINE, P.K.T. Conceituação sumária de classes de solos abrangidos na legenda preliminar de identificação de solos no Estado do Rio de Janeiro. In: Reunião de classificação, correlação e interpretação de aptidão agrícola de solos, 1., Rio de Janeiro, 1979. **Anais...** Rio de Janeiro, EMBRAPA-SNLCS/SBCS, 1979. 276p.
- JACOMINE, P.K.T. Distribuição Geográfica, Características e Classificação dos Solos Coesos dos Tabuleiros Costeiros. In: Reunião Técnica sobre Solos dos Tabuleiros Costeiros. **Anais...** EMBRAPA/UFBA. 1996. p13-26.
- JACOMINE, P.K.T. Solos Coesos dos Tabuleiros Costeiros : características, distribuição geográfica, gênese e manejo. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 25, 1997, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...** SBCS. Seção 5.
- JACOMINE, P.K.T. **Fragipãs em Solos de “Tabuleiros”:** Características, gênese e implicações no uso agrícola. Recife. UFRPE. 1974. 85p. (Tese de “Livre Docente”).
- JONES, J.B., SEGNET, E.R. The nature of opal I. Nomenclature and constituent phases. **J.Geol. Soc. Austt.**, v.18, p.57-68, 1971.
- JONES, L.H.P., HANDRECK, K.A. Studies of silica in the oat plant. III - Uptake of silica from soils by the plant. **Plant and Soil**, v.23, p.79-96, 1965.
- JONES, R.C., UEHARA, G. Amorphous coatings on mineral surfaces. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, v.37, p.792-798, 1973.
- KARATHANASIS, A.D. Mineral solubility relationships in Fragipã soils of western Kentucky. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.51, p.474-481, 1987a.

- KARATHANASIS, A.D. Thermodynamic evaluation of amorphous aluminosilicate binding agents in fragipãs of western Kentucky. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.51, p.819-824, 1987b.
- KER, J.C. Latossolos do Brasil : uma revisão. **GEONOMOS**, v.5, n.1, p.17-40, 1997.
- KLINGE, H. Podzol soils in the Amazon Basin. **J. Soil.Sci.**, London, v.16, p.96-103, 1965.
- KOHNKE, H. **Soil Physics**. New york, McGraw-Hill Book. 1968. 224p.
- KONONOVA, M.M. **Soil organic matter**. London: Pergamon Press, 1966. 450p.
- LEMOS, R.C. de, BENNEMA, J., SANTOS, R.D. dos et al. **Levantamento de reconhecimento de solos do Estado de São Paulo**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, CNEPA-SNPA, Comissão de Solos 1960. 634p. (SNPA - Boletim Técnico 12).
- LEMOS R.C., SANTOS, R.D. dos. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 3ªed. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1996. 84p.
- LEWIS-RUSS, H. Measurement of surface charge of inorganic geologic materials: techniques and their consequences. **Adv. Agron.**, v.46, p.199-243, 1991.
- LIMA, P.C.de, CURI, N., LEPSCH, I.F. Terminologia de micromorfologia do solo. **Bol. Inf. Soc. Bras. Ci. Solo**. Campinas, v.10, n.2, p.33-43, 1985.
- LINDSAY, W. L. **Chemical Equilibria in Soils**. New York, John Wiley e Sons, 1979. 449 p.
- LOZET, J.M., HERBILLON, A.J. Fragipã soils of condroz (Belgium): Mineralogy, chemical and physical aspects in relation with their genesis. **Geoderma**, v.5, p.325-343, 1971.
- LUCAS, Y., CHAUVEL, A, BOULET, R. RAMONI, G., SCOTOLINI, F. Transição Latossolos-Podzóis, sobre a Formação Barreiras na região de Manaus, Amazônia. **R. bras. Ci. Solo**, v.8, n.3, p.325-335, 1984.
- McBRIDE, M.B. Surface chemistry of soil minerals. In: DIXON, J.B., WEED, S.B. **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p.35-88.
- McKEAGUE, J.A., CLINE, M.G. Silica in soil solutions I. The form and concentration of dissolved silica in aqueous extracts of some soils. **Can. J. Soil. Sci.** v..43, p.70-82, 1963a.

- McKEAGUE, J.A., CLINE, M.G. Silica in soil solutions II. The adsorption of monosilicic acid by soil and by other substances. **Can. J. Soil. Sci.** v.43, p.83-95, 1963b.
- McKEAGUE, J.A., DAY, J.H. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soil. **Can. J. Soil Sci.**, v.46, p.13-22, 1966.
- MEHRA, J.P., JACKSON, M.L. Iron oxides removal from soils and clays by a dithionite-citrate-bicarbonate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays Clay Miner.**, v.7, p.317-327, 1960.
- MEIRELES, M.C.S., RIBEIRO, L.P. Caracterização da sílica em horizontes coesos de solos de tabuleiros. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 25. Viçosa, 1995. **Resumos expandidos...**Viçosa, SBCS - UFV, 1995. p.1688-1689.
- MELO, V. de F. **Potássio e magnésio totais em espécies minerais de solos e relação entre propriedades físico-químicas da caulinita com formas não trocáveis destes nutrientes.** Viçosa, MG: UFV, 1998, 195p., Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1998.
- MOHR, E.C.J., VAN BAREN, F.A., VAN SCHUYLENBORGH, J. **Tropical soils : a comprehensive study of their genesis.** The Netherlands by Geuze Dordrecht, Alemanha. 1972. 481p.
- MÖLLER, M.R.F. **Substituição isomórfica de ferro de Latossolos da Amazônia e suas implicações na sorção de fósforo.** Piracicaba, SP: ESALQ, 1991. 70p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz.
- NASCIMENTO, R.M.A., CUNHA, L.H., RAMOS, D.P. Comparações entre o ponto de carga zero (titulação potenciométrica), mineralogia e diversos outros parâmetros para quatorze perfis de Latossolos. In: Reunião de classificação, correlação de solos e interpretação de aptidão agrícola, 3, 1988, Rio de Janeiro. **Anais.** Rio de Janeiro: EMBRAPA-SNLCS, 1988. p.365-390.
- NETTO, A.R. **Influência da mineralogia da fração argila sobre propriedades físico-químicas de solos brasileiros.** Viçosa, MG: UFV, 1996. 144p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1996.
- NETTLETON, W.D., McCRAKEN, R.J., DANIELS, R.B. Two North Carolina Coastal Plain catenas. II. Micromorphology, composition and fragipã genesis. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, v.32, p.582-587, 1968.

- NORFLEET, M.L. e KARATHANASIS, A.D. Some physical and chemical factors contributing to fragipã strength in Kentucky soils. **Geoderma**, v. 71, p.289-301, 1996.
- NORRIS, R.C., FLETCHER, A.B. Increased solubility of quartz following ferrous-ferric iron reactions. **Nature**, v.330, p. 558-561, 1987.
- NORTON, L.D., FRANZMEIER, D.P. Toposequence of loess-derived soils in southwestern Indiana. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.42, p.622-627, 1978.
- NORTON, L. D., HALL, G. F., SMECK, N. E., BINGHAM, J. M. Fragipã bonding in a late Wisconsinan loess-derived soil in east-central Ohio. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.48, p.1360-1366, 1984.
- OLIVEIRA, J.B. de, 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. de, DANTAS, H. de 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.**, v.3, p.207-14, 1968.
- PEDRO, G., DELMAS, A.B. Regards actuelles sur les phénomènes d'altération hydrolitique. Leur nature, leur diversité et leur place au cours de l'évolution géochimique superficielle. **Cah. ORSTON, sér. Pédologie**, v.18, p..217-234, 1979.
- PERFITT, R.L., CHILDS, C.W. Estimation of forms of Fe and Al: a review, and analysis of contrasting soils by dissolution and Moesbauer methods. **Aust. J. Soil. Res.**, v.26, n.1, p.121-144, 1988.
- PETERSEN, G.W.; R.W. RANNEY.; R.L. CUNNINGHAM, e R.P. MATELSKI. Fragipãs in Pennsylvania soils : A statistical study of laboratory data. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, **34**: 719-722. 1970.
- RAIJ, B.V. Determinação do ponto de carga zero em solos: **Bragantia**, Campinas, v.32, p.171-183, 1973.
- RAIJ, B. V., CAMARGO, O.A. Sílica solúvel em solos. **Bragantia**, Campinas, v.32, p.223-236, 1973.
- RAIJ, B.V., PEECH, M. Electrochemical properties of some oxisols and alfisols of the tropics. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, Madison, v.36, p.587-593, 1972.

- RAMOS, D. P. **Latossolos brasileiros; um novo enfoque para o reconhecimento de características diferenciais**. Piracicaba, SP: ESALQ, 1981. 184p. Tese (Doutorado em Agronomia, Área de concentração: Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 1981.
- RESENDE, M. Aplicações de conhecimentos pedológicos à conservação de solos. **Inf. Agropec.**, v.11, p.3-18, 1985.
- RESENDE, M. **Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil**. West Lafayette: Purdue University, 1976. 237p. Tese (Ph. D.) - Purdue University, 1976.
- RESENDE, M. **Pedologia**. Viçosa. Imprensa Universitária. 1982. 100p.
- RESENDE, M. CARVALHO FILHO A., LANI, J.L. Características do solo e da paisagem que influenciam a susceptibilidade à erosão. In: Simpósio sobre manejo e conservação do solo no cerrado, 1, Campinas, 1992. **Anais...** Campinas, Fundação Cargil, 1992. p.32-67.
- RESENDE, M.; SANTANA, D.P. Uso das relações Ki e Kr na estimativa da mineralogia para classificação dos latossolos. In: Reunião de classificação, correlação de solos e interpretação de aptidão agrícola, 3., 1988, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: Embrapa-SNLCS, 1988. p.225-232 (Embrapa-SNLCS. Documentos, 12).
- RIBEIRO, L.P. **Os Latossolos Amarelos do recôncavo Baiano: gênese, evolução e degradação**. Salvador, SEPLANTEC/CADCT, 1998. 99p.
- RIBEIRO, L.P. Primeira avaliação sobre a gênese de solos coesos da região de Cruz das Almas-BA. In: " Table ronde: Organization, dynamique interna de la couverture pedologique et son importance pour la comprehension de la morfogenese". Caen, France. 1991.
- RICHIE, A., WILDING, L.P, HALL, G.F., STAHNKE, C.R. Genetic implications of B horizons in Aqualfs of northeastern Ohio. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.38, p.351-358, 1974.
- RODRIGUES, T.E. Solos da Amazônia. In: ALVAREZ, V.H.V., FONTES, L.E.F., FONTES, M.P.F. eds. Os solos nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado. Viçosa, SBCS/UFV, 1996. p.16-60.
- RODRIGUES e SILVA, F.B. Relatório do Programa de Pesquisa a nível de doutorado – 2ª Parte. **Solos com horizontes endurecidos “duripã” nos tabuleiros costeiro do nordeste do Brasil: características e gênese**. 1995. 67p.

- RODRIGUES e SILVA, F.B.; LEPRUN, J.C. Duripãs em solos dos Tabuleiros Costeiros do Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 26, 1997, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...** SBCS. 1997. Seção 5.
- ROLIM NETO, F.C.; SANTOS, M.D.C. Gênese de solo arenoso com lamelas e fragipã no agreste de Pernambuco. **R. bras. Ci. Solo**, v.18, p.243-253, 1994.
- SANTOS, R.D.dos, GOMES, I.A.G. Trabalho de levantamento semidetalhado de solos elaborado para VERACRUZ FLORESTAL LTDA. Eunápolis, Bahia. 209p. 1997.
- SCHWERTMANN, U. Inibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hidroxides. **Nature**, v.212, n.4, p.645-646, 1966.
- SCHWERTMANN, U. The effect of environments on iron oxide minerals. **Adv. Soil Sci.**, v.1, n.1, p.172-200, 1985.
- SCHWERTMANN, U., TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON, J.B., WEED, S.B. (Eds). **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, p.379-438,1989.
- SILVA, J.M.L., RAMOS, D.P., RODRIGUES, T.E. Ponto de carga zero como parâmetro diferencial de solos do terciário no nordeste paraense. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo , 26, 1997, Rio de Janeiro. **CD-ROM**. Rio de Janeiro:SBCS, 1997.
- SIQUEIRA,C., LEAL, J.R., VELLOSO, A.C.X. et al. Eletroquímica de solos tropicais de carga variável. II: quantificação do efeito da matéria orgânica sobre o ponto de carga zero. **R. bras. Ci. Solo**, Campinas, v.14, p.13-17, 1990.
- SMECK, N. E., THOMPSON, M. L., NORTON, L. D., SHIPITALO, M. J. Weathering Discontinuities: A Key to Fragipã Formation. In: SMECK N. E. e CIOLKOSZ, E. J. **Fragipãs: Their Occurrence, Classification, and Genesis**. Wisconsin, USA. SSSA, 1989. p.99-112.
- SMITH, B.F.L., 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 Son, 1987. p. 275-294.
- STEINHARDT, G.C., FRANZMEIER, D.P.. Chemical and mineralogical properties of the fragipãs of the Cincinnati catena. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.43, p. 1008-1113, 1979

- STEINHARDT, G.C., FRANZMEIER, D.P., NORTON, L.D. Silica associated with fragipã and non-fragipã horizons. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.43, p.656-657, 1982.
- THAN, K.L., TROTH, P.S. Silica-sesquioxides ratios as aids in characterization of some temperate region and tropical soil clays. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.46, p.1109-14, 1982.
- UEHARA, G., GILLMAN, G. **The mineralogy, chemistry, and physics of tropical soils with variable charge clays**. Boulder, Colorado, Westview Press, 1981. 170p.
- UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA. **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, UFV, 1984. 153p.
- YASSOGLOU, N.J. e WHITESIDE, E.P. Morphology and genesis of some soils containing fragipãs in northern Michigan. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, v.24, p.396-407, 1960.
- WADA, K. Allophane and imogolite. p.1051-1087. In Dixon, J.B.; Weed, S.B. and Dinauer, R.C. (ed.) **Minerals in soil environments**. 2nd ed. SSSA, Book Ser. 1. Madison, SSSA, WI. 1989.
- WADA, S.-I., WADA, K. Formation, composition and structure of hydroxy-aluminosilicate ions. **J. Soil Sci.**, v.31, p.457-467, 1980.
- WADA, S.-I., WADA, K. Reactions between aluminate ions and ortosilicic acid in diluted alkaline to neutral solutions. **Soil. Sci.**, v. 132, p.267-273, 1981.
- WELTON, J.E. **SEM petrology atlas**. Methods in exploration series. The American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma, 1984. 237p.
- WILDING, L.P., DRESS, L.R. Biogenic opal in Ohio soils. **Soil Sci. Soc. Am. Proc.**, v.35, p.1004-1010, 1971.
- WILLIAMS, L.A., PARKS, G.A., CRECAR, D.K. Silica diagenesis. Solubility controls. **J. Sediment. Petrol.**, v.55, p.301-311, 1985.
- WINTERS, E. Silica hardpan development in the red yellow podzolic soil region. **Soil Sci. Amer. Proc.**, v.7, p.437-440, 1942.
- WINTERS, E. e SIMONSON, R.W. **The sub-soil**. In: NORMAN, A.G. ed. **Advances in Agronomy**. New York: Academic Press, cap. 3, p.1-92, 1951.

## APÉNDICE

Quadro 1 – Teor de ácidos fúlvico e húmico, humina<sup>1</sup>, soma das frações, carbono total, percentagem de carbono recuperado pelo tratamento e percentagens de ácidos fúlvico e húmico e humina em relação ao carbono total.

Perfil	Hz	Profund.	Carbono orgânico nas frações				Carbono Total	Carbono <sup>1/</sup> Recuperado	Carbono das frações em relação ao somatório		
			Ácido Fúlvico	Ácido Húmico	Humina	Soma			Ácido Fúlvico	Ácido Húmico	Humina
		-- cm --	----- dag/kg -----						%		
PAd1	A	0-11	0,30	0,79	0,87	1,96	1,9	103	15	40	45
	AB	11-30	0,35	0,57	0,62	1,54	1,0	154	23	37	41
	BA	30-59	0,35	0,37	0,47	1,20	0,6	200	29	31	40
	Bt <sub>1</sub>	59-86	0,26	0,41	0,41	1,08	0,5	217	24	38	38
	Bt <sub>2</sub>	86-132	0,21	0,40	0,44	1,04	0,3	348	20	38	42
	Bt <sub>3</sub>	132- 150+	0,10	0,36	0,47	0,93	0,2	466	11	39	50
ESo	A <sub>1</sub>	0-10	0,31	1,30	1,75	3,36	3,3	102	9	39	52
	A/E	10-20	0,09	0,45	0,27	0,81	0,2	404	11	56	34
	E <sub>1</sub>	20-80	0,66	0,81	0,52	1,99	1,4	142	33	41	26
	Bhs	80-93	1,15	1,43	0,77	3,35	3,7	91	34	43	23
	Bs	93-115	0,19	0,90	0,70	1,78	0,9	198	10	51	39
	IIA	115-118	0,01	0,53	0,60	1,14	0,7	162	1	47	53
	IIA/E	118-132	0,08	0,81	0,31	1,20	0,6	200	7	67	26
	IIBh	132-137+	3,36	1,41	0,08	4,85	5,1	95	69	29	2
PAd2	A	0-20	0,17	0,56	0,55	1,28	1,1	116	13	44	43
	Bt <sub>1</sub>	20-35	0,18	0,48	0,41	1,08	0,5	216	17	45	38
	Bt <sub>2</sub>	35-72	0,18	0,17	0,29	0,64	0,4	159	28	26	46
	Bt <sub>3</sub>	72-110	0,13	0,47	0,29	0,89	0,4	222	14	53	33
	Bt <sub>4</sub>	110-130+	0,14	0,38	0,25	0,77	0,3	258	18	50	32
P4	A	0-15	0,78	1,74	2,64	5,16	5,6	92	15	34	51
	C <sub>1</sub>	15-50	1,43	2,24	0,69	4,37	3,3	132	33	51	16
	C <sub>2</sub>	50-80	1,14	2,35	0,56	4,05	3	135	28	58	14
	Cx	80-100+	0,87	1,69	0,14	2,70	1,2	225	32	63	5
PAd3	A	0-16	0,25	2,21	1,09	3,55	2,2	161	7	62	31
	AB	16-28	0,24	2,03	0,48	2,75	1	275	9	74	17
	Bt <sub>1</sub>	28-100	0,19	0,32	0,30	0,81	0,4	202	24	40	37
LVe	A	0-15	0,34	2,42	1,71	4,47	2,9	154	8	54	38

1/ = SOMA (AF+AH+H) x 100/C total

<sup>1</sup> Conforme metodologia preconizada por KONONOVA et al. (1966).