

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO**

**OCORRÊNCIA DE HIDROFOBICIDADE EM SOLOS
DO RIO GRANDE DO SUL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Eduardo Saldanha Vogelmann

Santa Maria, RS, Brasil

2011

OCORRÊNCIA DE HIDROFOBICIDADE EM SOLOS DO RIO GRANDE DO SUL

por

Eduardo Saldanha Vogelmann

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração em Processos Físicos e Morfogenéticos do Solo, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Ciência do Solo.**

Orientador: Prof. José Miguel Reichert

Santa Maria, RS, Brasil

2011

V915o Vogelmann, Eduardo Saldanha
Ocorrência de hidrofobicidade em solos do Rio Grande do
Sul / por Eduardo Saldanha Vogelmann. – 2011.
122 p. ; il. ; 30 cm

Orientador: José Miguel Reichert
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós-Graduação
em Ciência do Solo, RS, 2011

1. Campo natural 2. Matéria orgânica 3. Ângulo de contato
4. Sortividade I. Reichert, José Miguel II. Título.

CDU 631.4

Ficha catalográfica elaborada por
Cláudia Terezinha Branco Gallotti – CRB 10/1109
Biblioteca Central da UFSM

© 2011

Todos os direitos autorais reservados a Eduardo Saldanha Vogelmann. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita com autorização por escrito do autor.

Endereço: Universidade Federal de Santa Maria/Centro de Ciências Rurais/Departamento de Solos/Av. Roraima, n. 1000, Cidade Universitária, Camobi, Santa Maria, RS, 97105-900
Fone/Fax (055) 3220-8108; E-mail: eduardovogelmann@hotmail.com

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Rurais
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**OCORRÊNCIA DE HIDROFOBICIDADE EM SOLOS DO
RIO GRANDE DO SUL**

elaborada por
Eduardo Saldanha Vogelmann

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Ciência do Solo

Comissão Examinadora:

José Miguel Reichert, Dr.
(Presidente/Orientador)

João Alfredo Braidá, Dr. (UTFPR)

Leandro Souza da Silva, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 14 de Outubro de 2011.

*Dedico esta obra
à minha namorada Juliana
e especialmente aos meus pais,
Edgar e Maria de Fátima, que tanto se dedicam,
para que seus filhos realizem seus sonhos.*

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Edgar e Maria de Fátima e ao meu irmão Henrique, que sempre me deram condições para estudar e me apoiaram nas decisões tomadas.

Um super agradecimento a minha namorada Juliana Prevedello, pelo amor, amizade, companheirismo, carinho, compreensão e também pelas importantes correções realizadas neste trabalho.

À CAPES, pela concessão da bolsa de estudo durante a realização deste trabalho.

À Universidade Federal de Santa Maria, ao Departamento de Solo e, em especial, ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, pela oportunidade e as excelentes condições oferecidas para a realização do curso de mestrado.

Ao professor José Miguel Reichert, pela orientação, amizade e ensinamentos. Também aos professores Dalvan José Reinert e Jean Paolo Gomes Minella, pela amizade e ensinamentos. Agradecimento especial ao professor Carlos Alberto Ceretta e aos funcionários Heverton Heinz e Flávio Fontinelli e, aos demais professores e funcionários do PPGCS e do DS, pelos ensinamentos para que este trabalho fosse adequadamente realizado.

Aos colegas e amigos do Laboratório de Física do solo, Alencar Xavier, Alessandra Pichini, Aná S. Ottonelli, André de Oliveira, Bruno P. de Aguiar, Bruno Ferigolo, Cedinara S. Morales, Charlotte Wink, Cláudia A. P. de Barros, Davi A. Vieira, Douglas R. Kaiser, Elizeu Didoné, Eloi Paulus, David P. da Rosa, Denise A. Szymczak, Eracilda Fontanela, Greissi T. Giraldi, Jean A. Sampietro, Júlio C. W. Soares, Leandro Dalbianco, Lenise R. Mentges, Luiz E. Jacobs, Marcelo Kunz, Marta S. Drescher, Maurício Kunz, Miriam F. Rodrigues, Neiva S. Gelain, Paulo I. Gubiani, Suzana F. da Rosa, Rafael Goulart, Rafael Ramon, Tiago I. Pereira e Vanderléia Trevisan pela amizade e companheirismo durante esse período.

Aos bolsistas de iniciação científica, Alan Ébano de Oliveira, Bernardo Rodrigues da Silva, Claudine Ohana Barcellos Consensa, Débora Tonon Schreiner e Mayra de Souza Dettmer que foram fundamentais para que este trabalho fosse realizado. Um agradecimento mais que especial aos amigos e colegas Fabiano de V. A. Braga e Marcelo I. Mentges, que tantas vezes deixam suas atividades de lado para ajudar seus colegas.

Enfim, a todos que, de alguma forma, contribuíram para a minha formação e para a realização deste estudo, meu MUITO OBRIGADO.

RESUMO

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo

Universidade Federal de Santa Maria

OCORRÊNCIA DE HIDROFOBICIDADE EM SOLOS DO RIO GRANDE DO SUL

AUTOR: EDUARDO SALDANHA VOGELMANN

ORIENTADOR: JOSÉ MIGUEL REICHERT

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 14 de Outubro de 2011.

A hidrofobicidade pode ser entendida como a repelência do solo à água, dificultando o molhamento do mesmo. Esse fenômeno está associado ao recobrimento das partículas do solo por substâncias orgânicas hidrofóbicas. A vegetação local pode contribuir com compostos orgânicos hidrofóbicos, via deposição ou por decomposição, porém a hidrofobicidade também é relacionada com a existência de metabólitos de bactérias e microrganismos, incêndios, pH elevado, tipo de argilomineral e composição granulométrica do solo. O objetivo deste trabalho foi determinar a umidade crítica para a ocorrência da hidrofobicidade e avaliar sua relação com a resistência de agregados e com as propriedades químicas e físico-hídricas, em diferentes solos do sul do Brasil. As amostras de solo foram coletadas em diferentes locais do estado do Rio Grande do Sul, nos locais escolhidos a vegetação era constituída apenas de campo natural. Para a avaliação da sortividade e estabilidade de agregados, foram coletadas amostras indeformadas (blocos) nas camadas de 0,00 – 0,05; 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m. Também foram coletadas amostras com estrutura preservada, com cilindros metálicos, para a determinação da curva de retenção de água, densidade do solo, porosidade total, macroporosidade e microporosidade. Nas mesmas camadas foram coletadas amostras deformadas para a determinação da composição granulométrica, limites de plasticidade e liquidez, e para a caracterização química, que se constituiu pelas análises de carbono orgânico, acidez ativa, acidez potencial, saturação por Al^{3+} , $CTC_{pH7,0}$ e saturação por bases. Foi determinada a atividade da argila pelo método da EMBRAPA e pelo de Skempton. Para medir a sortividade utilizou-se de um micro infiltrômetro de tensão. A hidrofobicidade foi avaliada comparando valores de sortividade da água e do etanol. O PVa, PVd, LVd e LVdf apresentaram, em diferentes umidades, o índice de hidrofobicidade e ângulo de contato água-solo inferiores ao limite crítico, sendo classificados como pouco repelentes. O VEO, CXe, GXd e SXE apresentaram elevado índice de hidrofobicidade e ângulos de contato água-solo em todas as camadas na condição de solo seco ao ar. Porém, o valor de R diminuiu com o aumento da umidade do solo e com o aprofundamento no perfil. Nas camadas subsuperficiais, a partir da tensão de 100 kPa verificou-se que o índice de hidrofobicidade decresceu e tornou-se próximo de 1, exceto no GXd, que apresentou um valor do índice de hidrofobicidade acima do limite crítico em todas as umidades analisadas. A porosidade total apresentou correlação positiva com a sortividade ao etanol, porém, não se correlacionou com a sortividade à água. A hidrofobicidade e o ângulo de contato água-solo apresentaram correlação negativa com o teor de matéria orgânica. A estabilidade dos agregados não foi diretamente influenciada pelos compostos hidrofóbicos, não sendo verificada correlação significativa entre o diâmetro médio geométrico e estabilidade de agregados com o índice de hidrofobicidade ou com o ângulo de contato água-solo. A atividade da argila determinada pelo método da EMBRAPA apresentou elevada correlação com a ocorrência de hidrofobicidade no solo seco ao ar.

Palavras-chave: campo natural, matéria orgânica, ângulo de contato, sortividade.

ABSTRACT

Master Dissertation
Post-Graduate Program in Soil Science
Federal University of Santa Maria

HYDROPHOBICITY OCCURRENCE IN SOILS OF RIO GRANDE DO SUL STATE

AUTHOR: EDUARDO SALDANHA VOGELMANN

ADVISER: JOSÉ MIGUEL REICHERT

Place and date of the defense: Santa Maria, October 14, 2011.

The hydrophobicity can be understood as the soil water repellency, making it difficult to wetting the same. This phenomenon is associated with the coating of soil particles by hydrophobic organic substances. The local vegetation can contribute to hydrophobic organic compounds, via deposition or decomposition, but the hydrophobicity is also related to the existence metabolites of bacteria and microorganisms, burns, high pH, type of clay mineral and granulometric composition of the soil. The objective of this study was to determine the critical moisture for the occurrence of hydrophobicity and evaluate its relationship with the resistance of aggregates and the hydro-physical and chemical properties in different soils from southern Brazil. Soil samples were collected at different locations of southern Brazil. In selected places the vegetation was composed only of natural grassland. For the evaluation of soil sorptivity and aggregate stability, soil samples were collected (blocks) in the layers from 0.00 to 0.05, 0.05 to 0.10 and from 0.10 to 0.20 m. Samples were also collected with structure preserved, with metal cylinders to determine the water retention curve, bulk density, total porosity, macroporosity and microporosity. In the same layers were sampled deformed for the determination of particle size, limits of plasticity and liquidity and the chemical characterization, which was formed by analysis of organic carbon, acidity active, potential acidity, the saturation of Al^{3+} , $CTC_{pH7,0}$ and saturation bases. Clay activity was determined by the method of EMBRAPA and the Skempton. To measure a soil sorptivity, was used a micro tension infiltrometer. The hydrophobicity was evaluated by comparing values of water and ethanol sorptivity. PVAa, PVd, LVd and LVdf presented at different moistures the index of hydrophobicity and water-soil contact angle below the critical limit and were classified as slightly repellent. The VEO, CXe, GXd and SXe, showed high levels of hydrophobicity and water-contact angles in all layers in soil condition air dried soil. But the value of R decreased with increasing soil moisture and with a deeper profile. In subsurface layers, from the tension of 100 kPa was found that the index of hydrophobicity decreased and became close to 1. Except in the GXd, this showed a hydrophobicity index value above the critical limit at all moistures analyzed. Total porosity was positively correlated with the ethanol sorptivity, however, was not correlated with the water sorptivity. Hydrophobicity and water-soil contact angle showed negative correlation with organic matter content. The aggregate stability was not directly influenced by the hydrophobic compounds, no significant correlation was found between the geometric mean diameter and aggregate stability index with hydrophobicity and water-soil contact angle. The clay activity determined by the method of EMBRAPA showed high correlation with the occurrence of hydrophobicity in air dried soil.

Key-words: natural grassland, organic matter, contact angle, sorptivity.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Regiões fisiográficas do estado do Rio Grande do Sul.	37
Figura 2 - Localização dos pontos de coleta das amostras nos nove perfis de solo no estado do Rio Grande do Sul e em perspectiva na América do Sul.	40
Figura 3 – Microinfiltrômetro de tensão utilizado no teste de sortividade dos agregados de solo.	48
Figura 4 – Curva de retenção de água dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05 (a), 0,05 – 0,10 (b) e 0,10 – 0,20 m (c). À esquerda, solos com teor de argila $> 400 \text{ g kg}^{-1}$ e, à direita, solos com teor de argila $< 400 \text{ g kg}^{-1}$	57
Figura 4 – Curva de retenção de água dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05 (a), 0,05 – 0,10 (b) e 0,10 – 0,20 m (c). À esquerda, solos com teor de argila $> 400 \text{ g kg}^{-1}$ e, à direita, solos com teor de argila $< 400 \text{ g kg}^{-1}$	58
Figura 5 - Distribuição do tamanho de agregados estáveis em água para os nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05 (a), 0,05 – 0,10 (b) e 0,10 – 0,20 (c).	70
Figura 6 - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,00 – 0,05 m. .	82

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Legenda e classificação dos nove solos estudados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (EMBRAPA, 2006) e Soil Taxonomy (USDA, 1999).	39
Tabela 2 – Região fisiográfica e coordenadas geográficas dos nove solos estudados.....	39
Tabela 3 – Relação das principais famílias e espécies componentes da vegetação dos nove locais estudados.	41
Tabela 4 – Composição granulométrica e relação silte/argila dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.	54
Tabela 5 – Valores de porosidade total (Pt), macroporosidade (Macro), microporosidade (Micro), densidade do solo (Ds) e densidade de partículas (Dp) dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.	55
Tabela 6 – Conteúdo de fósforo (P), potássio (K), pH em água, CTCpH 7,0, soma de bases (SB), saturação por Al^{3+} , saturação de bases e matéria orgânica (MO) nos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.	59
Tabela 7 – Valores do limite de liquidez (%), limite de plasticidade (%) e índice de plasticidade dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.	61
Tabela 8 – Valores da atividade da argila (At. argila) segundo Skempton (1953) e segundo EMBRAPA (2006) dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.....	64

Tabela 9 – Diâmetro médio geométrico (DMG) de agregados estáveis em água e índice de agregação dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.	66
Tabela 10 – Valores de sortividade ao etanol ($\text{mm s}^{-1/2}$) nas diferentes umidades dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.	72
Tabela 11 – Valores de sortividade a água ($\text{mm s}^{-1/2}$) nas diferentes umidades dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.	74
Tabela 12 – Valores do índice de hidrofobicidade nas diferentes umidades dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.	84
Tabela 13 – Valores ângulo de contato ($^{\circ}$) nas diferentes umidades dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.	86
Tabela 14 – Coeficientes de correlação e significância dos coeficientes de Pearson entre a composição granulométrica e propriedades físicas com a sortividade à água (Ságua), a sortividade ao etanol (Setanol), o índice de hidrofobicidade (R) e o ângulo de contato (Âng. Cont.) nas diferentes umidades para os nove solos estudados.	88
Tabela 15 – Coeficientes de correlação e significância dos coeficientes de Pearson entre o diâmetro médio geométrico de agregados estáveis em água (DMG), índice de estabilidade de agregados (IE) e matéria orgânica do solo (MO) com a sortividade à água (Ságua), sortividade ao etanol (Setanol), índice de hidrofobicidade (R) e ângulo de contato nas diferentes umidades nos nove solos estudados.....	89
Tabela 16 – Coeficientes de correlação e significância dos coeficientes de Pearson entre os limites de consistência e atividade da argila com a sortividade à água (Ságua), sortividade ao etanol (Setanol), índice de hidrofobicidade (R) e ângulo de contato nas diferentes umidades nos nove solos estudados.....	91

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	21
2 HIPÓTESES	23
3 OBJETIVOS.....	25
3.1 Objetivo geral.....	25
3.2 Objetivos específicos	25
4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
4.1 Ocorrência da hidrofobicidade no solo.....	27
4.2 Origem da hidrofobicidade nos solos	28
4.3 Conteúdo de água e sua relação com a hidrofobicidade do solo.....	30
4.4 Relação entre a mineralogia com a hidrofobicidade do solo	32
4.5 Outros fatores relacionados com a hidrofobicidade do solo	35
5 MATERIAIS E MÉTODOS	37
5.1 Local de estudo.....	37
5.2 Descrição dos atributos morfológicos dos solos e da composição da vegetação.....	38
5.3 Coleta das amostras	41

5.4 Caracterização química	42
5.5 Caracterização físico-hídrica	43
5.6 Determinação dos limites de consistência.....	44
5.6.1 Limite de liquidez.....	44
5.6.2 Limite de plasticidade.....	44
5.6.3 Índice de plasticidade.....	45
5.6.4 Atividade da argila.....	45
5.7 Determinação da sortividade, hidrofobicidade e ângulo de contato.....	46
5.8 Determinação da estabilidade de agregados	49
5.9 Análise estatística	50
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	53
6.1 Caracterização dos solos	53
6.1.1 Propriedades físicas dos solos	53
6.1.2 Propriedades químicas dos solos	58
6.1.3 Limites de consistência e atividade da argila	60
6.1.4 Estabilidade de agregados.....	65
6.2 Sortividade à água e ao etanol	70
6.3 Índice de hidrofobicidade e ângulo de contato água-solo	83
6.4 Inter-relações entre as propriedades analisadas e a ocorrência de hidrofobicidade	87
7 CONCLUSÕES	93
8 LITERATURA CITADA.....	95
ANEXOS.....	107

1 INTRODUÇÃO

A repelência à água é um fenômeno documentado por vários autores. Em seu trabalho, Jaramillo (2004) cita registros de estudos de casos de hidrofobicidade na Alemanha, Brasil, Chile, China, Colômbia, Equador, Espanha, Grécia, Itália, Mali, Polônia, Portugal, Reino Unido, Suíça e Turquia. Doerr et al. (2000) cita outros trabalhos em que se estudou esse fenômeno nos Estados Unidos, Austrália, Canadá, Colômbia, Holanda, Portugal e Nova Zelândia. No Brasil existem registros de solos hidrofóbicos nos estados do Pará, Maranhão, Espírito Santo e Rio de Janeiro (PÉREZ et al., 1998; JOHNSON et al., 2005), os quais são cultivados com espécies arbóreas e gramíneas. Recentemente, Vogelmann et al. (2010) verificaram a existência de solos com elevada hidrofobicidade no Rio Grande do Sul.

A hidrofobicidade pode ser entendida como a repelência do solo à água, dificultando o seu molhamento. Esse fenômeno está associado ao recobrimento das partículas do solo por substâncias orgânicas hidrofóbicas. Porém, Jaramillo (2006) cita que o maior grau de repelência à água pode estar também presente em solos com pequeno teor de carbono orgânico, levando à conclusão de que o caráter hidrofóbico está relacionado com a qualidade e não com a quantidade dessas substâncias orgânicas.

As substâncias orgânicas responsáveis pela repelência podem ser de diversas origens. A vegetação local, em função da sua composição química, pode contribuir com compostos orgânicos hidrofóbicos, via deposição ou por decomposição, os quais, recobrendo as partículas do solo, criam o caráter de repelência à água (DEKKER et al., 1998; MATAIX-SOLERA et al., 2007). Nesse sentido, os microrganismos, principalmente bactérias, também exercem um papel importante (HALLET et al., 2001; SCHAUMANN et al., 2007), já que esses são os principais decompositores da matéria orgânica do solo. Além disso, alguns fungos possuem hifas e micélios, cuja superfície é recoberta por substâncias hidrofóbicas e, portanto, podem contribuir para o aumento do grau de hidrofobicidade (HALLET; YOUNG, 1999; FEENEY et al., 2006). Outro fator importante na geração do caráter hidrofóbico é a ocorrência de incêndios e queimadas, que provocam o aquecimento do solo, originando, assim, uma camada superficial repelente a água devido a alterações nos compostos associado ao secamento do solo, principalmente pela condensação das substâncias orgânicas hidrofóbicas (FOX et al., 2007).

Outros autores também reconhecem a influência do pH do solo que, particularmente, quando acima de 6,5, apresenta efeito na diminuição da repelência à água de alguns solos

(BAYER; SCHAUMANN, 2007; MATAIX-SOLERA et al., 2007). Além disso, a área superficial específica e a textura do solo podem estar associadas indiretamente ao fenômeno da hidrofobicidade (WOCHE et al., 2005; DOERR et al., 2006).

A existência de hidrofobicidade exige uma atenção diferenciada, principalmente em relação ao uso e manejo do solo. Como efeito primário, Hallet (2008) cita a redução da taxa de infiltração da água no solo e, conseqüentemente, a quantidade de água disponível será diminuída, afetando a germinação de sementes, o crescimento e o desenvolvimento da vegetação. Além disso, em decorrência da menor taxa de infiltração pode ocorrer aumento do escoamento superficial da água, principalmente em áreas declivosas, acelerando os riscos de erosão, como observado por Shakesby et al. (2000). É importante ressaltar, ainda, que solos hidrofóbicos apresentam maior risco em relação a contaminações por poluentes, principalmente quando esses poluentes forem compostos polares, pois esses podem ficar concentrados na camada superficial em função da redução da infiltração pela ação de compostos hidrofóbicos, sendo facilmente carregados pela chuva em áreas declivosas, acumulando-se em depressões ou em mananciais hídricos. A ocorrência de erosão hídrica devido ao maior escoamento superficial e à menor infiltração de água também pode ser potencializada (SHAKESBY et al., 2000). Essa redução da infiltração ainda pode afetar indiretamente a emergência das plantas e causar a inatividade de fertilizantes e agrotóxicos que necessitam ser solubilizados para agirem corretamente (BLACKWELL, 2000). Portanto, a hidrofobicidade é um fenômeno de importância mundial, com repercussões importantes na produção vegetal e no uso e manejo dos solos.

Apesar da evidente redução da infiltração causada por compostos hidrofóbicos, em alguns casos a distribuição desses compostos nas paredes dos agregados ou poros pode induzir a ocorrência de fluxo preferencial no solo, fazendo com que ocorram perdas de solutos por lixiviação. Assim, são de grande importância estudos buscando alternativas para minimizar os efeitos da hidrofobia (PÉREZ et al., 1998).

Dessa forma, são necessárias pesquisas específicas que objetivem avançar no conhecimento das causas, das conseqüências e do comportamento da hidrofobicidade ao longo do tempo, para prever a ocorrência do problema nos solos e avançar em técnicas que venham a minimizar os efeitos negativos sobre os cultivos de interesse.

2 HIPÓTESES

Nos solos hidrofóbicos, em condição de elevada umidade o índice de hidrofobicidade é reduzido, mas com o secamento do solo há o aumento do grau de hidrofobicidade passando a reduzir significativamente a infiltração de água.

A atividade da argila e o conteúdo de matéria orgânica dos solos correlacionam-se positivamente com o índice de hidrofobicidade e, portanto, auxiliam a identificar a ocorrência do fenômeno. Em função dessa relação direta, nos solos com elevada hidrofobicidade a resistência de agregados estáveis em água é elevada.

3 OBJETIVOS

3.1 Objetivo geral

Determinar a umidade crítica para a ocorrência da hidrofobicidade e avaliar sua relação com a resistência de agregados e com as propriedades químicas e físico-hídricas, em diferentes solos do sul do Brasil.

3.2 Objetivos específicos

Determinar o índice de hidrofobicidade e o ângulo de contato água-solo em diferentes solos e conteúdos de água.

Determinar a umidade crítica para a ocorrência da hidrofobicidade em diferentes solos.

Analisar, através de correlações, a relação da hidrofobicidade com a resistência de agregados e com a porosidade, densidade e composição granulométrica nos diferentes solos.

Avaliar relação da atividade da argila com o índice de hidrofobicidade dos diferentes solos.

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Ocorrência da hidrofobicidade no solo

A hidrofobicidade é um fenômeno amplamente documentado em vários países, mas é difícil estabelecer a distribuição do fenômeno no solo devido à sua alta variabilidade. No entanto, em algumas regiões da Europa e Oceania observa-se que a hidrofobicidade afeta extensas áreas, podendo ocasionar problemas graves na produção agropecuária (WALLIS; HORNE, 1992).

Atualmente, estima-se que 75% dos horizontes superficiais dos solos agrícolas da Holanda apresentam algum grau de repelência à água, enquanto mais de 95% desses horizontes são de forte a extremadamente repelentes à água, quando avaliados em solos de reservas naturais (DEKKER; RITSEMA, 1994), devido ao alto teor de carbono orgânico encontrados nesses solos. No Brasil não há um levantamento estatístico que revele a abrangência do fenômeno nos solos, porém existem registros de solos hidrofóbicos nos estados do Pará, Maranhão (JOHNSON et al., 2005), Espírito Santo, Rio de Janeiro (PÉREZ et al., 1998;) e Rio Grande do Sul (VOGELMANN et al., 2010).

Além da diversidade de locais, a hidrofobicidade também tem sido observada em diversas condições edafoclimáticas, mas ocorrem preferencialmente em climas secos e em solos arenosos. Existem também registros em locais de climas tropicais úmidos (PÉREZ et al., 1998; JARAMILLO, 2004) e em climas úmidos do norte da Europa (DOERR et al., 2000). Encontram-se ainda, na literatura, registros do fenômeno em uma grande variedade de solos, desde solos minerais até orgânicos, incipientes a muito intemperizados, fortemente ácidos e alcalinos, férteis a pouco férteis, o que nos remete a concluir que a hidrofobicidade pode ocorrer em qualquer tipo de solo (DOERR et al., 2000; JARAMILLO, 2004).

Um aspecto fundamental ao estudar a hidrofobicidade é que essa mostra uma alta variabilidade, tanto temporal como espacial. O fenômeno não se manifesta de maneira permanente, pois se apresenta com máxima intensidade nas épocas mais secas e pode, em seguida, diminuir ou até mesmo desaparecer nas épocas úmidas (JARAMILLO, 2004). Períodos prolongados de secamento promovem a elevação do grau de hidrofobicidade e impõem uma alta dificuldade para o reumedecimento do solo, podendo-se necessitar de

longos períodos úmidos para que o solo consiga reestabelecer novamente as suas propriedades de umedecimento. Esse comportamento ocasiona alteração no diagnóstico do grau de hidrofobicidade simplesmente porque, com maior frequência, os solos se mantêm úmidos poucas vezes depois de uma seca prolongada (GERKE; KOHNE, 2002).

Isso pode ser confirmado analisando o estudo de Rodriguez-Alleres et al. (2007) que fornece a primeira análise sistemática da distribuição e persistência da hidrofobicidade em solos úmidos no nordeste da Espanha. Focando na textura e no tipo de cobertura vegetal, os autores encontraram os maiores valores de repelência em solos florestados com eucaliptos e pinus em relação a solos sob pastagem e lavoura de milho, sendo que estes apresentaram pouca ou nenhuma hidrofobicidade. Dessa forma, pode-se ressaltar que a hidrofobicidade apresenta alta variabilidade espacial (RODRIGUEZ-ALLERES et al., 2007) e estacional (KEIZER et al., 2007).

4.2 Origem da hidrofobicidade nos solos

A hidrofobicidade está associada a muitos fatores, sendo que os principais são: i) a quantidade e qualidade da matéria orgânica; ii) a ocorrência de chuvas e estiagens; iii) a vegetação existente; iv) a composição granulométrica do solo; v) a umidade do solo; vi) a fauna do solo e vii) a ocorrência de queimadas (De BANO, 1981; DOER et al., 2000). A dependência e a combinação desses fatores levam a uma variabilidade espacial e temporal da hidrofobicidade, com consequências negativas nos processos de infiltração e percolação da água, resultando no desenvolvimento de fluxos subsuperficiais desuniformes, afetando a distribuição tridimensional e dinâmica da umidade do solo. Além disso, promove o aumento do escoamento superficial e conseqüente agravamento do processo erosivo, principalmente em locais onde é comum a ocorrência de chuvas torrenciais após períodos prolongados de seca, ou seja, uma combinação de eventos que atualmente está aumentando em frequência e intensidade em decorrência das alterações climáticas (De BANO, 1981; SHAKESBY et al., 2000).

As teorias sobre a ocorrência da hidrofobicidade no solo relacionam a sua manifestação com a acumulação de certos compostos orgânicos hidrofóbicos, os quais não apresentam um grau de alteração muito avançado e também não correspondem ao húmus propriamente dito. Esses compostos podem ser produzidos pelo metabolismo ou pela

decomposição de organismos vegetais ou microbianos (DOERR et al., 2007), pela ocorrência de incêndios e queimadas (FOX et al., 2007) ou pela contaminação do solo com petróleo ou algum de seus derivados (PÉREZ et al., 1998).

Logo que são produzidos, os compostos hidrofóbicos se distribuem no solo e imprimem o caráter de repelência à água. Na distribuição, os compostos vão recobrir total ou parcialmente as partículas, agregados e paredes dos poros, transmitindo ao material o comportamento hidrofóbico. No entanto, a hidrofobicidade não é estática, podendo reduzir esporadicamente. Essa redução é devida a uma mudança na orientação dos compostos orgânicos com estruturas anfifílicas¹ (MASHUM; FARMER, 1985). Apesar de serem geralmente solúveis em água, as moléculas anfifílicas podem ser muito efetivas na produção de um revestimento hidrofóbico, unindo sua terminação polar à superfície do solo e expondo seu terminal apolar. Tais moléculas são os principais constituintes da camada hidrofóbica em solos arenosos repelentes à água (FRANCO et al., 2000).

Assim, a afinidade ou repelência entre a água e as partículas do solo se origina de forças de atração e repulsão entre as moléculas de água, que atuam simultaneamente. A molécula da água tem um átomo de oxigênio com uma carga negativa e dois átomos de hidrogênio com carga positiva, formando uma forte estrutura bipolar, onde os cátions, ao mesmo tempo em que são atraídos pela superfície carregada negativamente, tendem a se afastar de outra extremidade carregada positivamente (DOERR et al., 2000). A atração destas terminações negativas e positivas induz as moléculas de água a formarem uma estrutura mantida por pontes de hidrogênio; dessa forma, a água se adere a outras superfícies naturais, desde que as mesmas tenham íons carregados negativa ou positivamente. Na parte interna de um líquido, a força de atração sobre uma molécula individual é zero ao mesmo tempo em que está rodeada por outras moléculas e suas forças. Contudo, na superfície de um líquido, não existem moléculas similares que se oponham a força de atração provocada pelas moléculas no interior do líquido; conseqüentemente, a superfície das moléculas experimenta uma força de atração próxima à do interior, provocando um aumento da tensão superficial da água. Dessa forma, como essas forças opostas são mínimas, o líquido pode assumir uma forma esférica (DOERR et al., 2005).

No solo, os principais compostos identificados com caráter hidrofóbico podem ser divididos em dois grupos: o primeiro é formado por hidrocarbonetos de cadeia longa e estrutura alifática. Estes compostos são apolares, ou seja, não possuem carga positiva nem

¹ Moléculas anfifílicas, também chamadas de anfipáticas, são moléculas que apresentam uma extremidade hidrofílica e outra extremidade hidrófoba.

negativa no final da cadeia e são quase insolúveis em água, apresentando caráter hidrofóbico. O segundo grupo é formado por substâncias polares de estrutura anfifílica, com uma cadeia de hidrocarboneto (hidrofóbica) tendo como grupo funcional terminal de carga positiva ou negativa com caráter hidrofílico (DOERR et al., 2000).

Entretanto, ainda são necessárias mais pesquisas para caracterizar quimicamente e de forma precisa os compostos que provocam a repelência à água (HALLETT et al., 2001). Porém, os estudos realizados caracterizando as substâncias hidrofóbicas confirmam que são moléculas orgânicas formadas por ácidos graxos de cadeia longa (PEREZ et al., 1998; DOERR et al, 2007).

Apesar dos compostos hidrofóbicos que causam a repelência à água serem de natureza orgânica, alguns trabalhos não apresentam relação entre o grau de repelência do solo à água com o seu conteúdo de matéria orgânica. Entretanto, outros trabalhos relatam a existência dessa relação. Porém, essas relações apresentam coeficientes de determinação baixos e pouco satisfatórios para fazer predições sobre a eventual manifestação do fenômeno em determinado solo em função do conteúdo de matéria orgânica (JARAMILLO, 2004; VOGELMANN et al., 2010). Esse comportamento tem levado a conclusões de que não é a quantidade, mas sim a composição da matéria orgânica, que induz a manifestação da hidrofobicidade no solo (JARAMILLO, 2006).

4.3 Conteúdo de água e sua relação com a hidrofobicidade do solo

A hidrofobicidade de um solo não é estática e apresenta variação espacial e temporal, sendo que o conteúdo de água do solo é uma das variáveis que mais influencia na sua ocorrência (DEKKER et al. 1998). A relação do conteúdo da água com a hidrofobicidade é o foco do estudo de Keizer et al. (2007), que investigaram sua variabilidade no espaço e no tempo em um solo cultivado durante uma estação de crescimento de batata e de milho em Portugal. Os resultados confirmaram que o comportamento transitório dessa propriedade mudou notadamente dentro de períodos curtos, em função, principalmente, da variação do conteúdo de água no solo.

Alguns materiais orgânicos potencialmente hidrofóbicos citados por Doerr et al. (2000; 2007) e Jaramillo (2006) são os exsudatos de raízes de plantas, ceras da superfície foliar de plantas, compostos oriundos do metabolismo de certas espécies de fungos e matéria

orgânica em decomposição, produzidos pelas raízes e por micro-organismos para aumentar a disponibilidade de nutrientes ou como forma de defesa contra a dessecação, como descrito por Hallet et al. (2003). Esses compostos são fortemente hidrófilos em ambiente úmido, mas, abaixo de um limite crítico de umidade, as superfícies hidrófilas agrupam-se fortemente umas com as outras, envolvendo parcialmente ou completamente as partículas ou até os agregados do solo, deixando uma superfície de exposição hidrofóbica (DEKKER et al. 1998). Isso também é relatado por Dekker et al. (2001), que concluíram que um solo é propenso a apresentar hidrofobicidade quando abaixo de um nível crítico de umidade, sendo que seu comportamento pode trocar abruptamente, a partir da redução do conteúdo de água, de molhável para até não molhável. Porém, um prolongado período de molhamento pode novamente reverter esse comportamento e o solo pode novamente tornar-se hidrofílico. Assim, solos hidrofóbicos recuperam sua molhabilidade (DOERR et al., 2007).

Geralmente, espera-se que em solo não repelente e seco, o processo de umedecimento inicial seja rápido devido às altas forças de atração que existem entre os sólidos do solo e a água. No entanto, esse processo pode ser extremadamente lento em solos que, mesmo secos, apresentem hidrofobicidade, como verificado por Dekker e Ristema (1994). Esses autores relatam que existe uma zona de transição ou zona crítica de umidade do solo, definida por dois conteúdos de umidade. O primeiro, mais baixo, determina o conteúdo mínimo limite de água, abaixo do qual o solo é repelente à água, e o segundo, mais alto, que determina o conteúdo de água acima do qual o solo é molhável. Os mesmos autores verificaram que alguns solos, apesar de apresentarem repelência, conservaram conteúdos significativos de água, levando em conta suas frações granulométricas e seus teores de matéria orgânica. Porém, a umidade do solo apresentou alta variabilidade espacial, tanto na superfície do solo quanto em profundidade, bem como elevada variabilidade estacional. Esses autores observaram também que o solo apresenta um conteúdo crítico de água para que o fenômeno da hidrofobicidade se manifeste, o qual definiram como o limite crítico de umidade para ocorrência da repelência à água, onde abaixo desse se manifesta a repelência e acima não ocorre repelência à água. Essa umidade crítica foi mais variável nos primeiros centímetros de solo, provavelmente devido ao maior conteúdo de matéria orgânica, como também descreve Dekker et al. (2001).

Como exemplo, Doerr e Thomas (2003) encontraram valores de umidade do solo entre 0,14 – 0,22 g g⁻¹ para os limites inferior e superior da zona de repelência. Em outro estudo, Täumer et al. (2005) mediram esta zona de transição em amostras de solo e definiram os valores de 0,03 g g⁻¹ até 0,18 g g⁻¹. Porém, a maioria das amostras repelentes encontrara-se na

zona de transição entre 0,04 a 0,10 g g⁻¹. Assim, os autores comprovaram que amostras com alto conteúdo de água não apresentaram elevada repelência, já nas amostras com menor conteúdo de água foi verificada maior repelência à água.

Em relação à infiltração, a taxa de entrada da água em um solo não repelente e seco é inicialmente alta, porém após determinado tempo começa a decrescer. Contrariamente, em um solo repelente a água, a taxa de infiltração, ao iniciar o processo de umedecimento, é muito lenta ou pode ser nula (VOGELMANN et al., 2010). De acordo com Hallet e Young (1999), o fluxo de água entre os agregados pode ser acentuado devido à hidrofobicidade, podendo resultar em uma frente de umedecimento irregular. Outra particularidade observada por De Jonge et al. (1999) é que a repelência à água atinge zero quando a umidade do solo está próxima da capacidade de campo e aumenta entre o solo seco e o ponto de murcha permanente, sendo o valor máximo de repelência próximo dessa umidade.

4.4 Relação entre a mineralogia com a hidrofobicidade do solo

Além do conteúdo de matéria orgânica, a composição granulométrica dos solos também apresenta relação com a hidrofobicidade. Woche et al. (2005) citam que a repelência à água diminui com a redução do tamanho da partícula e também com o aumento da profundidade do solo, sendo a redução mais acentuada em solos argilosos que em solos arenosos. Isso está intimamente relacionado com a distribuição da matéria orgânica sobre a superfície das partículas do solo, como descrevem De Jonge et al. (1999) e Gryze et al. (2006), os quais encontraram nas frações de menor tamanho do solo o mais alto grau de hidrofobicidade, atribuindo ao maior conteúdo de material orgânico associado a essas frações.

Entretanto, outras pesquisas apontam que casos extremos de repelência à água foram constatados em solos de textura arenosa (SCOTT, 2000; DOERR et al., 2007). Os mesmos autores explicam que a hidrofobicidade elevada em solos arenosos está relacionada com a maior facilidade de recobrimento das partículas grosseiras por substâncias hidrofóbicas, dada a menor superfície específica desses solos. Entretanto, apesar dos solos com textura arenosa apresentarem maior facilidade para desenvolver a repelência à água, existem vários registros de hidrofobicidade em solos argilosos ou de textura fina. Chan (1992) encontrou grau de repelência extremo em amostras de solo com teor de argila variando de 25 a 40 %, corroborando com De Jonge et al. (1999) e Gryze et al. (2006). De acordo com Bisdom et al.

(1993), a elevada repelência em solos argilosos pode ocorrer porque as partículas de argila formam agregados, reduzindo a superfície específica a qual pode vir a ser coberta com uma fina camada de substâncias hidrofóbicas. Outros estudos apontam que em certos ambientes o aporte de material hidrofóbico pode ser tão elevado que, além de recobrir as partículas mais grosseiras, reveste com material orgânico parte das partículas finas também (De BANO, 1981; DOERR et al., 2000). Segundo Ward e Oades (1993), além de aumentar a área superficial específica do solo, a argila é eficaz em reduzir a repelência, mascarando superfícies hidrofóbicas na matriz do solo.

O grau de hidrofobicidade depende da proporção de partículas de solo com uma camada de superfície hidrofóbica, o que é influenciado pela área superficial específica, que varia consideravelmente com a textura do solo (DOERR et al., 2006). Solos arenosos têm menor área superficial específica; então, uma superfície hidrofóbica pressionará uma proporção maior de partículas do que no caso de um solo argiloso ou siltoso onde a área de superfície específica é maior (WOCHE et al., 2005). Além disso, os solos arenosos também fornecem um melhor hábitat para fungos do que bactérias, em função da menor área de superfície das partículas e distribuição de tamanho de poros, os quais fornecem um pobre hábitat bacteriano (HALLET et al., 2001).

Porém, na literatura existem resultados controversos sobre o efeito da textura na repelência da água. Os resultados de Woche et al. (2005) revelaram maior hidrofobicidade em solos arenosos devido à menor área superficial, facilitando assim o recobrimento das partículas com material orgânico hidrofóbico. Scott (2000) não encontrou efeito significativo da textura sobre o grau de repelência em plantações florestais de eucaliptos e pinus, na África do Sul. Vogelmann et al. (2010), estudando dezessete classes de solos, não encontraram correlação entre a composição granulométrica e o índice de hidrofobicidade.

Entretanto, investigações em laboratório revelaram que a eficiência da argila na hidrofobicidade pode depender da mineralogia da argila e do histórico de molhamento do solo; porém, esses resultados ainda são controversos. Por exemplo, durante repetidas fases de umedecimento e secagem, as argilas compostas predominantemente por caulinita são mais eficazes na redução da repelência à água do que as compostas por montmorilonita (McKISSOCK et al., 2000, 2002). No entanto, Ward e Oades (1993), trabalhando com solo arenoso com elevado grau de hidrofobicidade artificialmente induzido por álcool cetílico, verificaram que a adição de montmorilonita foi mais eficaz na redução da repelência à água que a caulinita e essa, por conseguinte, foi mais eficaz do que a ilita.

Em outro estudo, Lichner et al. (2006) estabeleceram que a adição de argila pudesse ser eficaz na redução da repelência à água em solo arenoso, sendo dependente da mineralogia da argila e do histórico de umidade dos solos; além disso, os autores ainda afirmam que a repelência à água pode ser suprimida pela adição de argila à matriz do solo e descrevem que a caulinita foi o único argilomineral, após um ciclo de umedecimento/secagem, capaz de diminuir a persistência de repelência em solos arenosos, com hidrofobicidade induzida artificialmente por tratamento com ácido esteárico. Os autores descrevem que, durante repetidas fases de umedecimento e secagem, as argilas dominadas por caulinita, que é um argilomineral do tipo 1:1 com forte ligação entre camadas e com um espaço entre camadas muito reduzido para a penetração de água ou íons, foram muito mais eficazes em reduzir a repelência, contrariamente às argilas do tipo 2:1, ou seja, a montmorilonita e a illita. Esses argilomineriais do tipo 2:1, quando umedecidos tendem a dilatar-se e formar agregados, inversamente à caulinita que quando umedecida não se dilata e as partículas permanecem dispersas e, conseqüentemente, resulta em maior hidrofobicidade. Nesse mesmo estudo, as amostras sem adição de caulinita, illita e Ca-montmorilonita apresentaram comportamento repelente igual ao solo hidrofóbico e a hidrofobicidade reduziu com o aumento do teor de água, ou seja, a repelência à água aumentou com a diminuição do teor de água. Em relação ao teor de água crítico, houve um aumento com o teor de argila para os três tipos de argilominerais. Para o mesmo teor de argila, o teor de água crítico para illita e para a Ca-montmorilonita foi maior do que para a caulinita, o que pode ser explicado pela formação de um complexo esteárico de cálcio trocável, disponibilizando cálcio na superfície dos minerais (illita e Ca-montmorilonita), sendo esse complexo o responsável pela redução da hidrofobicidade, diminuindo a afinidade dos compostos hidrofóbicos com a superfície das partículas minerais.

Entretanto, ainda são necessários mais estudos focados nas inter-relações entre a mineralogia dos solos e a manifestação de hidrofobicidade. Mesmo que na literatura constam como métodos para atenuar repelência à água a manutenção de uma umidade elevada por constante irrigação ou uso de surfactantes (CISAR et al., 2000; KOSTKA, 2000), adição de argila na camada superficial do solo por aração profunda em um subsolo argiloso, ou por adição de um solo argiloso, usado com sucesso em algumas regiões da Austrália (McKISSOCK et al., 2000).

4.5 Outros fatores relacionados com a hidrofobicidade do solo

Além da umidade, da composição granulométrica e do teor de matéria orgânica, também se encontram relacionados à ocorrência de hidrofobicidade substâncias como polímeros extracelulares, produzidos por bactérias ou fungos. Segundo Schaumann et al. (2007), dependendo da estirpe bacteriana, biofilmes de exsudatos podem induzir ou remover a repelência de materiais do solo. Esses biofilmes podem contribuir para a repelência da água no solo, similarmente aos estudos de Jaramillo (2004) e Feeney et al. (2006), que enfocaram o papel da atividade fúngica na redução da hidrofobicidade.

Embora seja difícil estudar os fatores separadamente, fungos são geralmente apontados como a causa principal da hidrofobicidade no solo e Feeney et al. (2006) descrevem que existe uma forte relação entre biomas fúngicos e a ocorrência desse fenômeno no solo. A atividade microbiana causa adição de nutrientes do solo através da decomposição das plantas, afetando processos físicos como a movimentação e a retenção de água e a estabilidade de agregados. Mas, provavelmente, a grande influência está ligada a produção de biomassa microbiana (hifas) repelente à água e exsudatos que alteram as características hidráulicas do solo e a ligação entre partículas. Essa redução da taxa de umedecimento causada pelo aumento da hidrofobicidade tem sérias implicações para o manejo do solo, afetando as condições de cultivo e acentuando o fluxo de água entre agregados (HALLET; YOUNG, 1999).

A área de solo ao redor das raízes das plantas, geralmente chamada de rizosfera, também pode apresentar maior índice de hidrofobicidade que o solo isoladamente, conforme estudos de Hallet et al. (2003). Combinações específicas produzidas por raízes de plantas podem induzir a hidrofobicidade, principalmente quando associados aos efeitos dos metabólitos microbianos secundários oriundos dessas raízes em decomposição (DEKKER et al., 1998; MATAIX-SOLERA et al., 2007; RODRIGUES-ALLEREZ, 2007).

Recentemente, o estudo de Bayer e Schaumann (2007) mudou o enfoque para outros fatores que afetam a repelência da água, direcionando o foco para a influência das condições de secamento e pH do solo. Ambos são frequentemente mencionados como potenciais controladores da hidrofobicidade do solo, mas existem poucos dados. Nesse estudo encontraram correlação positiva entre alterações do pH e o índice de hidrofobicidade. Mataix-Solera e Doer (2004) investigaram a ocorrência de hidrofobicidade em solos calcários sob quatro espécies arbóreas, no leste semiárido da Espanha e verificaram que, os níveis de

repelência à água foram relativamente baixos, sendo que, dos parâmetros principais examinados (pH, matéria orgânica e tipo de vegetação), o pH mostrou a maior (negativa) relação com persistência de repelência à água.

Outra provável causa da ocorrência de hidrofobicidade nos solos que pode ser citada são as queimadas e incêndios, pois, de acordo com Fox et al. (2007), durante a queima são formadas substâncias hidrofóbicas que se tornam fortemente cimentadas na camada subsuperficial do solo, podendo resultar na formação de camadas repelentes à água e aumento do potencial de perdas por erosão. De Bano (2000) e Doerr et al. (2005) acrescentam que incêndios e queimadas provocam o aquecimento do solo, provocando alterações nos compostos orgânicos ou a formação de novos compostos, originando, assim, substâncias orgânicas hidrofóbicas que envolvem as partículas do solo e passam a impedir o umedecimento do mesmo.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Local de estudo

O estudo foi desenvolvido com amostras de diferentes classes de solos existentes no Estado do Rio Grande do Sul, encontradas nas regiões fisiográficas da Campanha, Depressão Central e Missões (Figura 1).

A região da Depressão Central apresenta relevo levemente ondulado e altitudes inferiores a 120 metros. O material de origem é bastante variado, podendo ser encontrado aluviões ao longo dos rios, na várzea ao Sul e Norte do Jacuí, arenitos. Nas áreas limítrofes entre a Serra Geral e a Serra do Sudeste aparecem siltitos, arenitos e folhelhos. A vegetação é diversificada, predominando, na margem Sul, as formações campestres (campo natural) e, ao Norte do Rio Jacuí, as espécies do tipo florestal (FORTES, 1959).

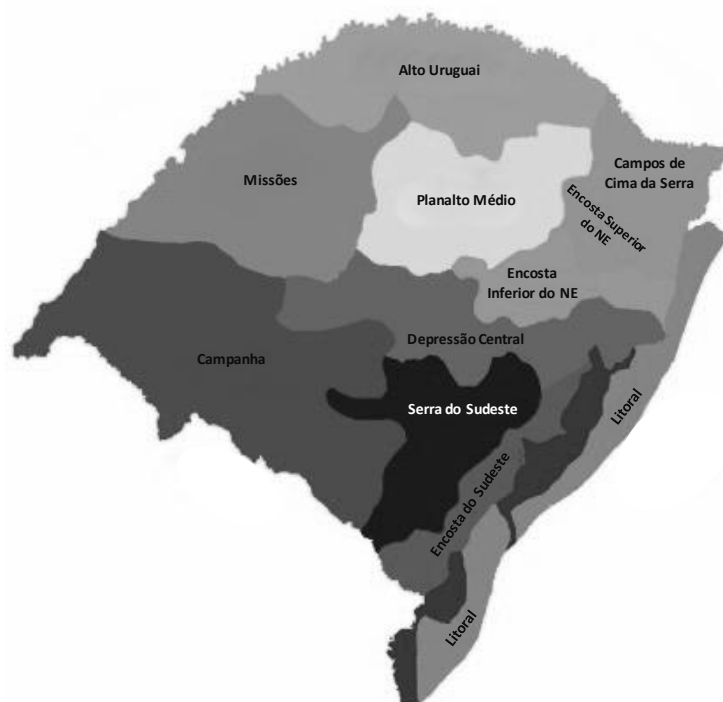


Figura 1 – Regiões fisiográficas do estado do Rio Grande do Sul.

Fonte: Adaptado de <http://coralx.ufsm.br/ifcrs/fisiografia.htm>.

A região da Campanha caracteriza-se geologicamente por derrames basálticos, afloramentos areníticos e grandes aluviões nas planícies fluviais. O relevo é suave e geralmente varia de 60 a 120 metros, não ultrapassando 300 metros de altitude. Segundo Marchiori (2004), a topografia é suave ondulada e é raramente interrompida por tabuleiros. Na vegetação predomina a formação de campo, às vezes formando vassourais. Ao longo dos cursos de água há matas de galerias de aspecto arbustivo, matas latifoliadas ao longo dos grandes rios e, esporadicamente, capões no meio dos campos (FORTES, 1959).

Na região das Missões predomina geologicamente o basalto da Serra Geral e aluviões ao longo dos rios. A região possui altitudes de 400 a 550 metros no Leste, caindo para 60 a 80 metros no vale do Uruguai. A vegetação dominante é o campo, nos quais ocorrem capões do tipo parque timbó. Ao longo dos grandes rios há extensas florestas altas, iguais às florestas latifoliadas do Alto Uruguai (FORTES, 1959).

Segundo a classificação climática de Köppen, o clima das regiões estudadas é o tipo Cfa, subtropical úmido, constituído por quatro estações razoavelmente bem definidas, com invernos frescos (com temperaturas baixas para os padrões brasileiros) e verões quentes (amenos nas partes mais elevadas), separados por estações intermediárias com aproximadamente três meses de duração, e chuvas bem distribuídas ao longo do ano. A precipitação média das regiões estudadas varia de 1.500 mm na região da Campanha a 1.600 e 1.700 mm nas regiões da Depressão Central e Missões, respectivamente. A temperatura média é de 16° C, nas Missões, e de 18° C, na Depressão Central e Campanha (NIMER et al., 1990).

5.2 Descrição dos atributos morfológicos dos solos e da composição da vegetação.

Nos locais de coleta, foi, simultaneamente, realizada a descrição dos atributos morfológicos, de acordo com Santos et al. (2005). Foram definidos os horizontes diagnósticos identificados no campo e coletadas amostras para as determinações de parâmetros químicos e físicos em laboratório. Posteriormente, os solos foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006) e com o Soil Taxonomy (USDA, 1999), os quais estão apresentados na tabela 1.

Tabela 1 – Legenda e classificação dos nove solos estudados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (EMBRAPA, 2006) e Soil Taxonomy (USDA, 1999).

Sigla	SiBCS	Soil Taxonomy
CXe	Cambissolo Háplico Eutrófico	Dystrudept
LVd	Latossolo Vermelho Distrófico	Hapludox
LVdf	Latossolo Vermelho Distroférrico	Hapludox
PVAa	Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico	Haplohumult
PVd	Argissolo Vermelho Distrófico	Paleudalf
GXd	Gleissolo Háplico Distrófico	Endoaqualf
SXe	Planossolo Háplico Eutrófico	Albaqualf
TXo	Luvissolo Háplico Órtico	Endoaqualf
VEo	Vertissolo Ebânico Órtico	Hapludert

Sendo: SiBCS – Sistema Brasileiro de Classificação de Solo.

As coordenadas geográficas dos pontos das coletas foram registradas com o auxílio de um aparelho GPS da marca Garmin modelo eTrex® (Tabela 2). A partir das coordenadas de cada ponto foi confeccionado um mapa de localização a partir do mapa do estado do Rio Grande do Sul (Figura 2).

Tabela 2 – Região fisiográfica e coordenadas geográficas dos nove solos estudados.

Solo	Região fisiográfica	Latitude	Longitude
CXe	Depressão Central	S 29° 38' 41,5"	W 53° 45' 19,6"
LVd	Missões	S 28° 40' 30,8"	W 53° 35' 47,0"
LVdf	Missões	S 27° 54' 27,2"	W 53° 18' 08,5"
PVAa	Depressão Central	S 29° 43' 35,7"	W 53° 45' 23,3"
PVd	Depressão Central	S 29° 43' 12,4"	W 53° 42' 10,8"
GXd	Depressão Central	S 29° 43' 08,7"	W 53° 42' 07,2"
SXe	Depressão Central	S 30° 02' 26,6"	W 53° 40' 42,7"
TXo	Campanha	S 30° 08' 26,6"	W 53° 35' 37,7"
VEo	Campanha	S 30° 43' 14,7"	W 55° 47' 41,5"

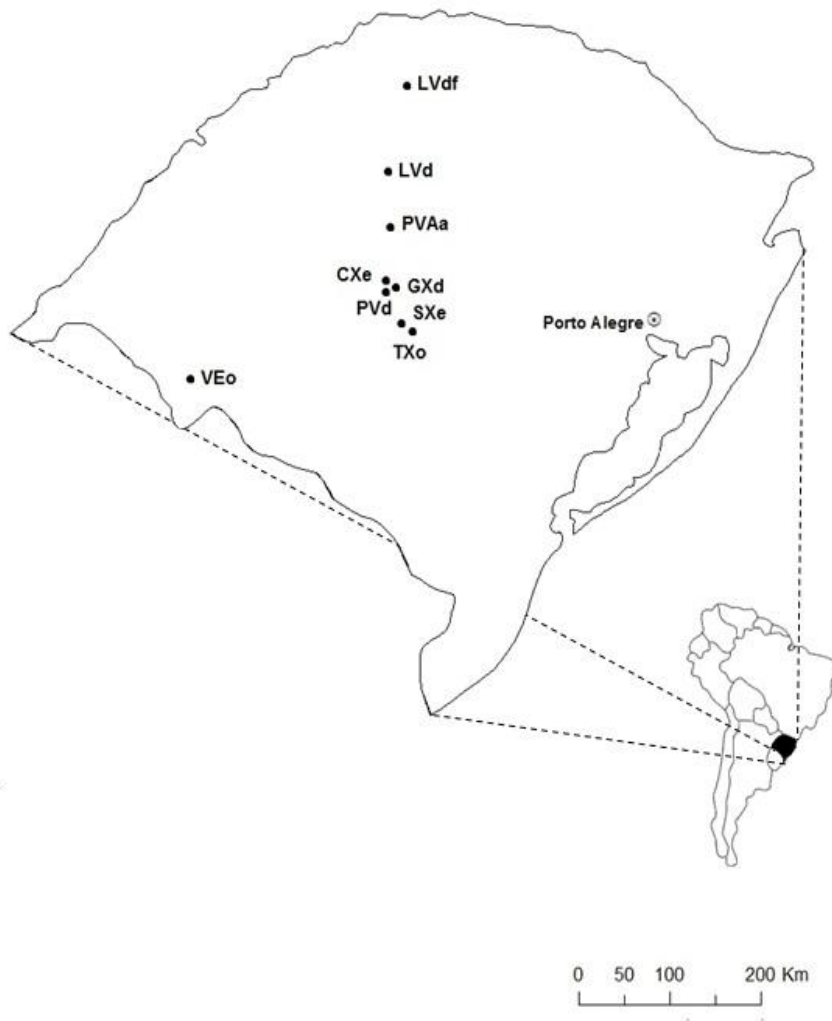


Figura 2 - Localização dos pontos de coleta das amostras nos nove perfis de solo no estado do Rio Grande do Sul e em perspectiva na América do Sul.

CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvisolo Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

As amostras de solo foram coletadas em locais em que a vegetação era constituída apenas de campo natural e sem a evidência de alterações antrópicas recentes. No momento das coletas, todas as áreas estavam sendo utilizadas como pastagem para bovinos.

Antes da coleta das amostras, foi observada visualmente a vegetação de forma que o local escolhido fosse composto unicamente pelo campo natural e que as espécies fossem preferencialmente as mesmas em todos os pontos amostrados. Foram coletadas, juntamente com as amostras de solo, amostras da vegetação que, posteriormente, foram descritas e classificadas em laboratório (Tabela 3). A descrição e a coleta das amostras foram realizadas

em Novembro de 2009. Assim, as espécies predominantes foram as de crescimento estival em detrimento das hibernais, podendo haver alteração na composição florística quando avaliado em outras épocas do ano (BOLDRINI; EGGERS, 1996; QUADROS et al., 2003).

Tabela 3 – Relação das principais famílias e espécies componentes da vegetação dos nove locais estudados.

Solo	Família	Espécie
CXe	Gramineae	<i>Andropogon lateralis</i> Nees
	Gramineae	<i>Axonopus affinis</i> Chase
	Gramineae	<i>Paspalum</i> spp.
LVd	Gramineae	<i>Aristida laevis</i> (Nees) Kunth
	Gramineae	<i>Axonopus affinis</i> Chase
	Gramineae	<i>Paspalum</i> spp.
LVdf	Asteraceae	<i>Soliva pterosperma</i> (Juss.) Less.
	Gramineae	<i>Andropogon lateralis</i> Nees
	Gramineae	<i>Paspalum</i> spp.
PVAa	Gramineae	<i>Axonopus affinis</i> Chase
	Gramineae	<i>Paspalum</i> spp.
	Umbelliferae	<i>Eryngium horridum</i> Malme
PVd	Asteraceae	<i>Soliva pterosperma</i> (Juss.) Less.
	Gramineae	<i>Andropogon lateralis</i> Nees
	Gramineae	<i>Paspalum</i> spp.
GXd	Gramineae	<i>Andropogon lateralis</i> Nees
	Gramineae	<i>Paspalum</i> spp.
	Oxalidaceae	<i>Oxalis</i> spp.
SXe	Asteraceae	<i>Soliva pterosperma</i> (Juss.) Less.
	Gramineae	<i>Andropogon lateralis</i> Nees
	Gramineae	<i>Paspalum</i> spp.
TXo	Gramineae	<i>Aristida laevis</i> (Nees) Kunth
	Gramineae	<i>Paspalum</i> spp.
	Umbelliferae	<i>Eryngium horridum</i> Malme
VEo	Gramineae	<i>Andropogon lateralis</i> Nees
	Gramineae	<i>Axonopus affinis</i> Chase
	Oxalidaceae	<i>Oxalis</i> spp.

CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvissole Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

5.3 Coleta das amostras

Para a avaliação da sortividade e estabilidade de agregados, foram coletadas amostras indeformadas (em blocos) nas camadas de 0,00 – 0,05; 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m nos locais

apontados na figura 2. Nesses mesmos pontos e camadas também foram coletadas amostras com estrutura preservada, com cilindros metálicos de 0,057 m de diâmetro e 0,04 m de altura, para a determinação da curva de retenção de água, densidade do solo, porosidade total, macroporosidade e microporosidade. Também foram coletadas, nas três camadas estudadas, amostras deformadas para a determinação da composição granulométrica, caracterização química e os limites de plasticidade e liquidez.

Em cada local, foram amostrados três pontos diferentes, todos com a mesma composição florística e, em cada um desses pontos, foram coletados dois cilindros e blocos de solo em cada camada. Após coletadas, as amostras foram acondicionadas em recipientes plásticos e encaminhadas para o laboratório, para a realização das determinações.

5.4 Caracterização química

A caracterização química constituiu-se das análises de carbono orgânico, acidez ativa, acidez potencial, saturação por Al^{3+} , $\text{CTC}_{\text{pH}7,0}$ e saturação por bases.

O carbono orgânico do solo foi determinado pela metodologia descrita por Tedesco et al. (1995), na qual a matéria orgânica é oxidada com solução de dicromato de potássio ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) $0,4 \text{ mol L}^{-1}$ em presença de ácido sulfúrico (H_2SO_4) concentrado. Após aquecimento em bloco de digestão, o excesso de dicromato de potássio é titulado com solução de sulfato ferroso amoniacal ($\text{Fe}(\text{NH}_4)(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) $0,1 \text{ mol l}^{-1}$ em presença de indicador difenilamina. Os valores de carbono orgânico obtidos foram convertidos em matéria orgânica, multiplicando-se o primeiro por 1,724, pois se admite que o carbono orgânico participa com 58% na composição da matéria orgânica do solo (EMBRAPA, 1997).

A acidez ativa do solo foi inferida pelo pH determinado em água destilada na relação solo:água de 1:2,5. Os teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} trocáveis foram determinados por espectroscopia de absorção atômica após extração com $\text{KCl } 1,0 \text{ mol L}^{-1}$. O Al^{3+} trocável foi extraído com solução de $\text{KCl } 1,0 \text{ mol L}^{-1}$ e titulado com $\text{NaOH } 0,025 \text{ mol L}^{-1}$. O Na^+ e o K^+ foram extraídos com solução de Mehlich-1 ($\text{HCl } 0,05 \text{ mol l}^{-1} + \text{H}_2\text{SO}_4 \text{ } 0,025 \text{ mol L}^{-1}$) e seus teores, determinados por fotometria de chama, foram considerados trocáveis; a acidez potencial ($\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$) foi determinada em extrato de $\text{Ca}(\text{OAc})_2 \text{ } 1,0 \text{ mol L}^{-1}$ a pH 7,0 e titulado com $\text{NaOH } 0,06 \text{ mol L}^{-1}$. A partir dos dados analíticos foi calculada a capacidade de troca de cátions a pH 7,0 ($\text{CTC}_{\text{pH}7,0}$) e a saturação por bases (EMBRAPA, 1997).

5.5 Caracterização físico-hídrica

A caracterização físico-hídrica constituiu-se da análise granulométrica, curva de retenção de água, densidade do solo, densidade de partículas, porosidade total, macroporosidade e microporosidade.

A composição granulométrica foi determinada pelo método da pipeta (EMBRAPA, 1997). Esse método baseia-se na dispersão da amostra com solução de NaOH 1mol L⁻¹, separação da fração areia por tamisamento em úmido e da argila pela velocidade de sedimentação, considerando-se a lei de Stokes. O silte é determinado pela diferença das massas de areia e argila do total. A partir da composição granulométrica foi obtida a relação entre a quantidade de silte e argila. A classificação textural foi realizada segundo o Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (EMBRAPA, 2006). A densidade de partículas foi determinada pelo método do balão volumétrico modificado (GUBIANI et al., 2006).

Para as determinações da densidade do solo, da porosidade total, da macro e da microporosidade e a curva de retenção de água, as amostras com estrutura preservada foram preparadas retirando-se cuidadosamente o excesso de solo das faces superior e inferior dos cilindros metálicos. Para evitar perdas de solo durante o processo de saturação e manuseio das amostras, a parte inferior foi vedada com tecido permeável à água. Em seguida, as amostras foram saturadas por ascensão capilar gradual e, posteriormente, submetidas às tensões de 1, 6 e 10 kPa, em coluna de areia (REINERT; REICHERT, 2006) e as tensões de 33 e 100 kPa em câmara de Richards (KLUTE, 1986). A umidade nas tensões de 500, 1000 e 1500 kPa foi determinada com amostras desestruturadas utilizando-se um psicrômetro. Como a umidade obtida nessas condições é a gravimétrica, multiplicou-se esse valor pela densidade correspondente da camada amostrada, obtendo-se, assim, a umidade volumétrica.

A curva de retenção de água no solo foi obtida pela relação entre a umidade e o potencial da água no solo em cada ponto avaliado, sendo o modelo de van Genuchten (1980) ajustado aos dados, utilizando o software SWRC (DOURADO-NETO et al., 2000).

5.6 Determinação dos limites de consistência

5.6.1 Limite de liquidez

Para a determinação do limite de liquidez (LL), primeiramente o solo foi peneirado em peneira com abertura de 0,425 mm. Após, adicionou-se água destilada em quantidade suficiente para formar uma pasta uniforme, relativamente consistente e homogênea. No ensaio, utilizou-se o aparelho de Casagrande, onde tanto o equipamento quanto o procedimento são descritos na norma NBR 7180 (ABNT, 1984a). Em seguida, transferiu-se parte da amostra para a concha do aparelho de Casagrande, com a ajuda de uma espátula e, posteriormente, alisou-se a superfície, de forma a se obter uma camada com espessura de 10 mm na seção mais profunda. Em seguida, fez-se uma ranhura ao longo do plano de simetria da concha, utilizando-se o cinzel de Casagrande, que foi mantido normal à concha no ponto de contato durante o movimento; a manivela foi girada, procurando-se respeitar a razão de duas revoluções por segundo e foram contados os golpes necessários para que as duas bordas inferiores da ranhura se unissem numa distância de 13 mm, ao longo do eixo de simetria; seguidamente, foram coletados aproximadamente 20 g de solo junto às bordas para posterior determinação da umidade, em estufa a 105 °C, por 24 horas.

A amostra ensaiada foi misturada novamente ao restante do material preparado, sendo adicionada mais água para aumentar a umidade e, em seguida, homogeneizou-se a pasta novamente. Esse procedimento foi repetido por cinco vezes, obtendo-se valores de umidade versus número de golpes situados, esses últimos, entre 15 e 35.

5.6.2 Limite de plasticidade

Para a determinação do limite de plasticidade (LP) utilizou-se uma placa de vidro com uma face esmerilhada e um cilindro padrão com 3 mm de diâmetro. Sobre a face esmerilhada da placa, uma amostra de solo com um teor de umidade inicial próximo do limite de liquidez foi rolada manualmente, até que, duas condições sejam, simultaneamente, alcançadas: o

cilindro de solo tenha um diâmetro igual ao do cilindro padrão e o aparecimento de fissuras (início da fragmentação). O teor de umidade do rolinho, nesta condição, representa o limite de plasticidade do solo. O ensaio é normalizado pela NBR 6453 (ABNT, 1984b).

5.6.3 Índice de plasticidade

O índice de plasticidade (IP) foi definido como a diferença entre o limite de liquidez e o limite de plasticidade, de acordo com a equação 1:

$$IP = LL - LP \quad [1]$$

em que: LL é o limite de liquidez e LP é o limite de plasticidade.

Esse índice determina o caráter de plasticidade de um solo, assim, quanto maior o IP mais plástico será o solo.

5.6.4 Atividade da argila

A atividade da argila serve como indicação da maior ou menor influência das propriedades mineralógicas e químico-coloidal da fração argila nas propriedades geotécnicas do solo, sendo determinada por duas metodologias. A primeira foi proposta por Skempton (1953) e a segunda, por EMBRAPA (2006).

A atividade da argila ou atividade coloidal (A_c) foi calculada de acordo com a equação 2, descrita por Skempton (1953):

$$A_c = \frac{IP}{\% \text{ fração de partículas}} \quad [2]$$

em que: IP é o índice de plasticidade e % fração de partículas é a porcentagem da fração argila (< 0,002 mm).

Segundo a metodologia proposta por EMBRAPA (2006), a atividade da argila é calculada pela equação 3:

$$T_{argila} = \frac{T \times 100}{\% \text{ argila}} \quad [3]$$

em que: T é a $CTC_{pH7,0}$ da fração argila e % argila é a porcentagem da fração argilosa (< 0,002 mm). Sendo que T foi determinado a partir da equação 4 (CAMARGO et al., 1987):

$$T = \frac{CTC_{pH7,0} - (4,5 \times \% CO)}{\% \text{ argila}} \times 100 \quad [4]$$

em que: % CO é a porcentagem de carbono orgânico do solo e % argila é a porcentagem da fração argilosa (< 0,002 mm). A argila de atividade alta é designada por valor igual ou superior a $27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila e a de atividade baixa, valor inferior a esse.

5.7 Determinação da sortividade, hidrofobicidade e ângulo de contato

No laboratório, os blocos de solo com estrutura preservada foram secos ao ar até atingir o ponto de friabilidade. Posteriormente, os agregados foram separados manualmente por meio de movimentos de tração, obtendo-se agregados de aproximadamente 20 mm de diâmetro e formato esferoidal. Em seguida, os agregados foram saturados e equilibrados em três condições de umidade, ou seja, na tensão de 10 kPa em coluna de areia e 100 kPa em câmara de Richards e seco ao ar. Após, os agregados foram submetidos ao teste de sortividade.

O teste de sortividade foi conduzido utilizando-se um microinfiltrômetro de tensão, constituído de um tubo em que uma das extremidades está conectada a um reservatório com o líquido e na outra possui uma pequena esponja, a qual faz contato com o agregado (Figura 3). No teste, foram utilizados dois líquidos diferentes, água destilada e etanol (95%), os quais possuem diferentes densidades, viscosidades e ângulos de contato com o solo.

Na condução do teste não foi mantida diferença de pressão hidráulica, igualando a altura da ponta do infiltrômetro com a esponja em relação ao nível da coluna de líquido no reservatório. Eventuais bolhas presentes dentro do micro infiltrômetro, que pudessem afetar sua condutância, foram eliminadas antes do início do teste. O erro devido à perda evaporativa

durante o tempo testado foi considerado desprezível, em virtude do curto tempo de realização do teste. O agregado ficou em contato com a ponta do infiltrômetro (esponja) por 120 segundos, sendo a massa cumulativa da água ou do etanol, que ascendem pelo capilar e infiltram no agregado, registrada pela variação no peso inicial e final do reservatório de líquido em uma balança analítica com precisão de 0,001 g, sendo realizadas leituras do peso na balança nos tempos 0, 20, 40, 60, 80, 100 e 120 segundos após o início.

A sortividade (S) foi obtida pela equação 5:

$$S = \sqrt{\frac{Qf}{4br}} \quad [5]$$

em que: Q corresponde à medida do fluxo de líquido ($\text{mm}^3 \text{s}^{-1}$); b é dependente do parâmetro da função de difusão da água no solo sendo tomado o valor de 0,55, de acordo White e Sully (1987), r é o raio ponta do infiltrômetro (0,5 mm); f é a porosidade total ($\text{mm}^3 \text{mm}^{-3}$). O fluxo de líquido (Q) é obtido pela taxa de infiltração líquida em uma pequena área circular na superfície do agregado de solo (LEEDS-HARRISON et al.,1994).

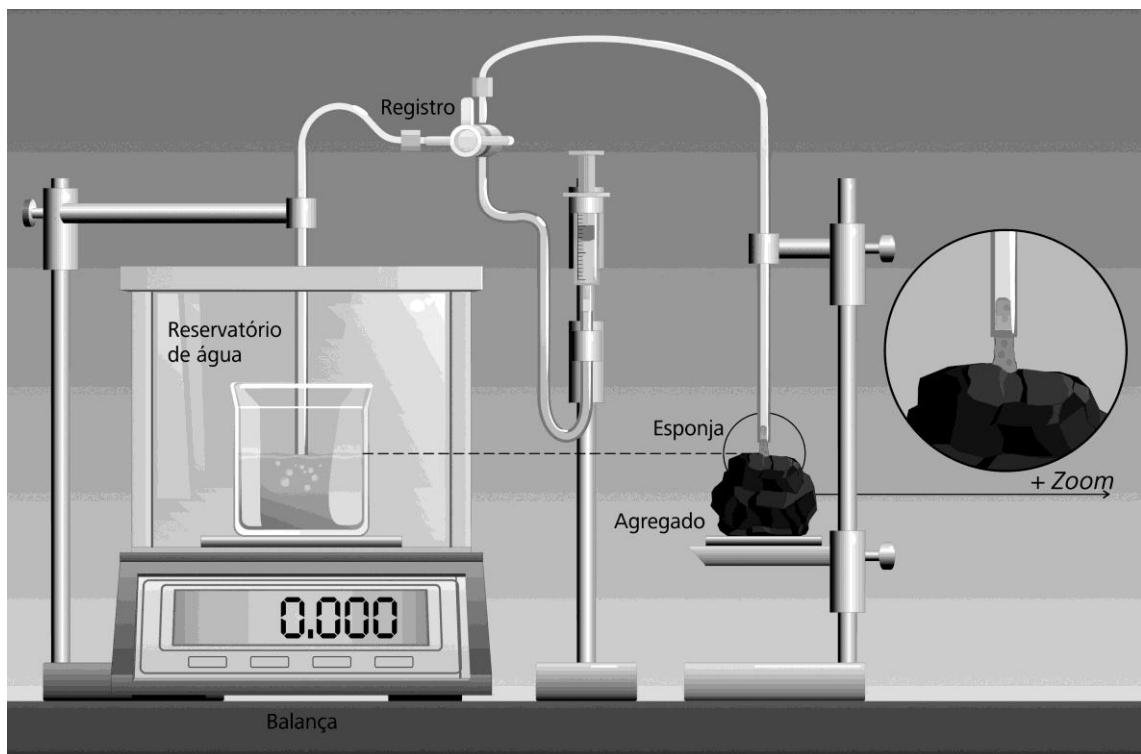


Figura 3 – Microinfiltrômetro de tensão utilizado no teste de sortividade dos agregados de solo.

A temperatura dos líquidos (água e etanol) foi registrada, ficando próxima de 20° C em todos os testes. Esse valor foi adotado como temperatura padrão para a estimativa da densidade dos líquidos.

A sortividade é influenciada pelo potencial mátrico, porosidade e pela hidrofobicidade das partículas do solo. Assim, a influência da hidrofobicidade das partículas pode ser isoladamente medida pela sortividade do etanol, devido à sua natureza apolar e menor ângulo de contato com as superfícies hidrofóbicas, fornecendo uma medida de transporte de líquido, não influenciada pela repelência. Portanto, a hidrofobicidade foi avaliada comparando valores de sortividade à água e ao etanol. Assim, a hidrofobicidade descreve a extensão que a sortividade à água pode ser alterada pela presença de constituintes hidrofóbicos.

Um índice de hidrofobicidade (R) foi avaliado e sugerido por Tillman et al. (1989), o qual relaciona a sortividade da água ($S_{\text{água}}$) e do etanol (S_{etanol}).

A relação dessas sortividades é dada pela equação 6:

$$S_{\text{água}} = \left[\frac{(\mu_e / \gamma_e)^{1/2}}{(\mu_a / \gamma_a)^{1/2}} \right] S_{\text{etanol}} \quad [6]$$

em que: μ_e é a viscosidade do etanol (95%) a 20°C (0,0012 N s m⁻²); γ_e é a tensão superficial do etanol (95%) a 20° C (0,023 N m⁻¹); μ_a é a viscosidade da água a 20 °C (0,0010 N s m⁻²); γ_a é a tensão superficial da água a 20°C (0,073 N m⁻¹). Usando esses valores, a equação 5 é simplificada à equação 7.

$$S_{\text{água}} = 1,95 S_{\text{etanol}} \quad [7]$$

Assim, o índice R é simplificado para a equação 8 (TILLMAN et al., 1989).

$$R = 1,95 \left[\frac{S_{\text{etanol}}}{S_{\text{água}}} \right] \quad [8]$$

A constante 1,95 responde por diferenças na tensão de superfície e viscosidade entre o etanol e a água. Removendo a influência dessas propriedades líquidas, uma medida intrínseca

da sortividade é obtida de forma que $S_{\text{água}}$ pode ser diretamente comparada com S_{etanol} . Como o etanol prontamente infiltra-se no solo hidrofóbico, em virtude das propriedades de contato líquido-sólido, sua sortividade então fornece uma medida de transporte de líquidos no solo que não é influenciada pela hidrofobicidade e é representativa da estrutura do poro e da real capacidade de infiltração de água no solo. Assim, um solo completamente não repelente teria um índice de hidrofobicidade (R) com valor 1, como é definido pela relação física apresentada na equação 8. Portanto, o índice R pode ser também definido como a representação proporcional de quanto à sortividade é reduzida pela hidrofobicidade. Um valor de R igual a 10, por exemplo, indicaria que o solo hidrofóbico responde por uma diminuição decimal na sortividade à água. No entanto, Tillman et al. (1989) definiram um solo com R igual a 1,95 como índice crítico de hidrofobicidade.

Utilizando o valor de R, obtemos o ângulo de contato solo-água, pela equação 9 (GRYZE et al., 2006):

$$\theta = \arccos \left[\frac{1}{R} \right] \quad [9]$$

em que: θ é o ângulo de contato solo-água; R é o índice de repelência obtido na equação 8. O valor de θ para um solo não repelente é igual a 0° , entre 0 e 59° estão os solos ligeiramente repelentes e, acima desse limite, os solos muito repelentes (HALLET; YOUNG, 1999).

5.8 Determinação da estabilidade de agregados

Em laboratório, amostras de solo foram separadas manualmente, observando a superfície de clivagem, até obter agregados de tamanho menor que 8 mm. A separação e estabilidade estrutural em água foram determinadas pelo método modificado de Kemper e Chepil (1965). Para essa determinação, os agregados foram agitados em um aparelho de oscilação vertical em água (YODER, 1936), com peneiras de malha de 4,76; 2; 1; 0,5; 0,25 e 0,105 mm.

A estabilidade estrutural foi expressa pelo diâmetro médio geométrico (DMG), descrita na equação 10, e percentagem de agregados por classe de tamanho (AGR_i), descrita na equação 11, ou seja, distribuindo nas classes maiores que 4,76; 4,76-2,00; 2,00-1,00; 1,00-

0,25; 0,25-0,105 e menores que 0,105 mm. As equações utilizadas para efeitos de cálculos seguiram as proposições da metodologia de Tisdall et al. (1978):

$$DMG = EXP \left[\frac{\sum_{i=1}^n AGR_i \times \ln_{(ci)}}{\sum_{i=1}^n AGR_i} \right] \quad [10]$$

$$AGR_i (\%) = \left[\frac{mAGR_i}{\sum_{i=1}^n AGR_i} \right] \quad [11]$$

em que: DMG é o diâmetro médio geométrico do tamanho dos agregados; mAGR_i é a massa de agregados da classe i (menos areias); $\sum_{i=1}^n AGR_i$ é a massa total de agregados (menos a massa de areia); ln é o logaritmo neperiano; ci é o valor médio da classe de agregados i; AGR_i (%) é a percentagem de agregados por classe de tamanho.

5.9 Análise estatística

Utilizou-se o teste de Shapiro-Wilk para testar a normalidade da distribuição dos dados, observou-se que todas as variáveis apresentaram distribuição normal.

A determinação da sortividade ao etanol e à água, índice de hidrofobicidade e do ângulo de contato foram conduzidos em delineamento experimental inteiramente casualizado (DIC), em esquema fatorial 9 x 3, considerando nove classes de solos (PVAa, PVd, CXe, GXd, LVd, LVdf, TXo, SXe, VEo) e três umidades (tensões de 10 kPa, 100 kPa e seco ao ar), com 15 repetições por tratamento. Os dados foram submetidos à análise de variância, a 5% de probabilidade de erro. Quando o teste F foi significativo, as médias foram comparadas pelo teste de Tukey, a 5% de probabilidade de erro.

A determinação dos limites de consistência e atividade da argila foram conduzidos em um delineamento experimental inteiramente casualizado (DIC), onde os tratamentos foram as nove classes de solos (PVAa, PVd, CXe, GXd, LVd, LVdf, TXo, SXe, VEo), com seis repetições por tratamento. Os dados obtidos foram submetidos à análise de variância, a 5% de probabilidade de erro. Quando o teste F foi significativo, as médias foram comparadas pelo teste de Tukey, a 5% de probabilidade de erro.

A existência de inter-relações entre as propriedades físicas e químicas avaliadas foi testada por meio da análise de correlação linear de Pearson, empregando-se o coeficiente de correlação com nível de significância de 5%.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Caracterização dos solos

6.1.1 Propriedades físicas dos solos

Como foram estudadas diferentes classes de solos existentes no Rio Grande do Sul, a composição granulométrica apresentou grande variação entre as mesmas (Tabela 4). Entretanto, não se observou variação da composição granulométrica entre as camadas estudadas nos diferentes solos. Os solos com maiores teores de areia foram o SXe, TXo e o PVd, os quais apresentaram teores de areia acima de 388 g kg^{-1} nas camadas analisadas. O LVd, LVdf, CXe e o VEo apresentaram os maiores teores de argila nas camadas avaliadas, com quantidades acima de 400 g kg^{-1} .

O uso da relação silte/argila foi proposta por Van Wambeke (1962), a qual é usada para separar solos altamente intemperizados de solos menos intemperizados (mais “jovens”). Diante disso, o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos utiliza como critério de separação o valor 0,7 para os solos de textura média e 0,6 para os solos de textura argilosa (EMBRAPA, 2006). Assim, conforme se verifica na tabela 4, foram encontrados valores abaixo de 0,7 nos solos LVd e LVdf, o que, segundo Van Wambeke (1962), caracteriza solos altamente intemperizados. Os valores dessa relação mais elevados ($>1,0$) foram observados no PVAa, PVd, GXd, CXe e TXo, indicando, assim, solos menos intemperizados.

A densidade de partícula (D_p) não apresentou grande variação entre as camadas estudadas e sim entre as classes de solos analisados (Tabela 5). Na literatura, é comumente atribuído o valor médio de $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ para essa propriedade, considerando que o solo não seja predominantemente constituído de material orgânico (Van LIER, 2010). Neste estudo, encontraram-se valores de D_p maiores que $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ apenas nos Latossolos LVd e LVdf, sendo menores nos demais solos estudados. De acordo com Azevedo e Dalmolin (2004), como as partículas minerais dos latossolos são silicatos de alumínio e óxidos de ferro e alumínio, esses solos, geralmente, possuem densidade em torno de $2,65 \text{ g cm}^{-3}$. Portanto, essa propriedade é fortemente influenciada pelo material de origem e estágio de intemperismo, o que resulta em grande variação em função das classes de solos.

Tabela 4 – Composição granulométrica e relação silte/argila dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Solo	Composição granulométrica (g kg ⁻¹)			Silte / Argila
	Areia ¹	Silte	Argila	
Camada de 0,00 – 0,05 m				
PVAa	245	490	265	1,85
PVd	643	253	10	2,43
CXe	113	441	446	0,99
GXd	339	410	251	1,63
LVd	393	191	416	0,46
LVdf	349	189	462	0,41
TXo	396	474	130	3,65
SXe	537	176	287	0,61
VEo	164	435	401	0,91
Camada de 0,05 – 0,10 m				
PVAa	256	483	262	1,85
PVd	616	224	160	1,40
CXe	106	452	441	1,03
GXd	383	347	270	1,28
LVd	393	202	405	0,50
LVdf	336	242	421	0,57
TXo	389	437	175	2,50
SXe	500	249	251	0,99
VEo	132	368	500	0,74
Camada de 0,10 – 0,20 m				
PVAa	277	535	188	2,84
PVd	621	221	158	1,40
CXe	105	424	470	0,90
GXd	384	333	284	1,17
LVd	378	170	452	0,38
LVdf	319	243	438	0,55
TXo	426	364	210	1,73
SXe	368	262	370	0,71
VEo	112	387	500	0,77

¹ areia = 2 - 0,05 mm; silte = 0002 - 0,05 mm; argila = < 0002 mm. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Aluminífero; PVd Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvisolo Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

A porosidade total não apresentou diferença numérica elevada entre os diferentes solos e camadas avaliadas (Tabela 5). Percebe-se uma tendência de redução do volume de poros com o aumento da profundidade no PVd, CXe, GXd e SXe, indicando um possível processo

de compactação subsuperficial. De acordo com Lanzasova et al. (2007) e Collares et al. (2011), em muitas áreas sob pastejo de bovinos e em diferentes classes de solos, o pisoteio por animais pode promover a compactação do solo até 0,15 m de profundidade.

Tabela 5 – Valores de porosidade total (Pt), macroporosidade (Macro), microporosidade (Micro), densidade do solo (Ds) e densidade de partículas (Dp) dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Solo	Pt ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	Macro ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	Micro ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	Ds (Mg m^{-3})	Dp (g cm^{-3})
Camada de 0,00 – 0,05 m					
PVAa	0,57	0,30	0,27	0,94	2,53
PVd	0,58	0,15	0,43	1,22	2,52
CXe	0,57	0,19	0,38	0,92	2,60
GXd	0,55	0,19	0,36	1,13	2,46
LVd	0,42	0,11	0,31	1,42	2,74
LVdf	0,40	0,12	0,26	1,47	2,70
TXo	0,58	0,28	0,30	1,07	2,53
SXe	0,61	0,27	0,34	1,18	2,54
VEo	0,54	0,16	0,39	1,06	2,39
Camada de 0,05 – 0,10 m					
PVAa	0,53	0,08	0,35	1,05	2,51
PVd	0,40	0,06	0,33	1,52	2,59
CXe	0,57	0,13	0,44	1,04	2,62
GXd	0,59	0,12	0,46	1,32	2,51
LVd	0,51	0,12	0,39	1,44	2,76
LVdf	0,49	0,10	0,39	1,27	2,74
TXo	0,51	0,14	0,36	1,07	2,60
SXe	0,60	0,26	0,42	1,36	2,58
VEo	0,59	0,11	0,48	1,15	2,44
Camada de 0,10 – 0,20 m					
PVAa	0,58	0,06	0,52	1,09	2,64
PVd	0,57	0,06	0,51	1,59	2,63
CXe	0,51	0,11	0,41	1,07	2,62
GXd	0,49	0,08	0,41	1,31	2,50
LVd	0,55	0,13	0,42	1,40	2,75
LVdf	0,57	0,14	0,43	1,33	2,70
TXo	0,57	0,11	0,46	1,02	2,60
SXe	0,57	0,15	0,42	1,39	2,62
VEo	0,54	0,09	0,45	1,20	2,40

CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvissole Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

A porosidade total comportou-se inversamente proporcional à densidade do solo, corroborando com o descrito por Streck et al. (2004) e Suzuki et al. (2007). Observa-se os maiores valores de macroporosidade na camada de 0,00 – 0,05 m, variando de 0,11 a 0,30 m³ m⁻³; portanto, todos apresentaram valores de porosidade de aeração superior a 0,10 m³ m⁻³, valor considerado como o mínimo para garantir adequada aeração do solo, como relata Tormena et al. (1998) e Reichert et. al. (2009).

Entretanto, observou-se redução da macroporosidade nas diferentes camadas, sendo que o PVAA e PVd apresentaram, na camada de 0,05 – 0,10 m, valores inferiores ao limite proposto por Tormena et al. (1998) e Reichert et. al. (2009). O mesmo acontece novamente para PVAA, PVd, GDx e VEO na camada mais profunda. A microporosidade também seguiu essa tendência, com redução dos valores com o aprofundamento no solo, passando a porosidade total a ser composta preferencialmente por microporos (<50 µm).

A porosidade, ou volume de vazios do solo, depende principalmente da textura e da estrutura dos solos. A relação ideal entre microporos e porosidade total do solo para um desenvolvimento ideal das plantas é de 0,67 (BERTOL et al., 1998) e esta é uma condição favorável à drenagem do excesso de água de uma chuva através dos macroporos, retenção nos microporos, disponibilização para as plantas por um longo tempo e adequada aeração do solo. Em geral, solos arenosos apresentam porosidade entre 35 e 50% e, nos solos de textura mais fina (argilosos), ela varia entre 40 e 60% (FREIRE, 2006). Entretanto, com o aumento da agregação e da macroporosidade nos solos ricos em matéria orgânica, a variação da porosidade do solo ocorre entre 60 e 80% (KIEHL, 1979). Essa foi aproximadamente a distribuição encontrada para a maioria dos casos no presente estudo, sendo que em alguns solos, mesmo apresentando elevadas densidades, não se observou elevada degradação da sua estrutura. Porém, de acordo com Mota (1976), no caso da estrutura sofrer alteração, a continuidade e a geometria do espaço poroso do solo também serão afetadas, o que poderá se refletir negativamente na aeração e na retenção de água no solo.

A figura 4 apresenta a curva de retenção de água dos diferentes solos estudados. Para melhor visualização, foram confeccionadas duas curvas por camada, sendo divididas de acordo com o teor de argila dos solos. Dessa forma, pode-se visualizar o efeito dos altos teores de argila e matéria orgânica, além da elevada porosidade superficial em relação às camadas subjacentes, resultando no aumento da retenção de água pelo solo. Reichardt (1985) e Van Lier (2010), afirmam que solos de textura mais fina, com elevadas proporções de silte e argila, possuem maior capacidade de armazenamento de água.

Nos solos argilosos, a distribuição dos poros é mais uniforme, propiciando maior quantidade de água retida por adsorção. Ao contrário ocorre nos solos arenosos, nos quais predomina a macroporosidade, onde quase toda água fica retida a baixas tensões, com redução brusca da umidade, principalmente a partir da capacidade de campo (tensão de 10 kPa). Além da textura do solo, a estrutura também interfere na configuração geral da curva característica de retenção de água, pois solos bem estruturados possuem maior macro e microporosidade, retendo mais água, enquanto solos compactados têm sua macroporosidade drasticamente reduzida, causando diminuição da umidade de saturação e menor retenção inicial de água (Van LIER, 2010).

(Continua)

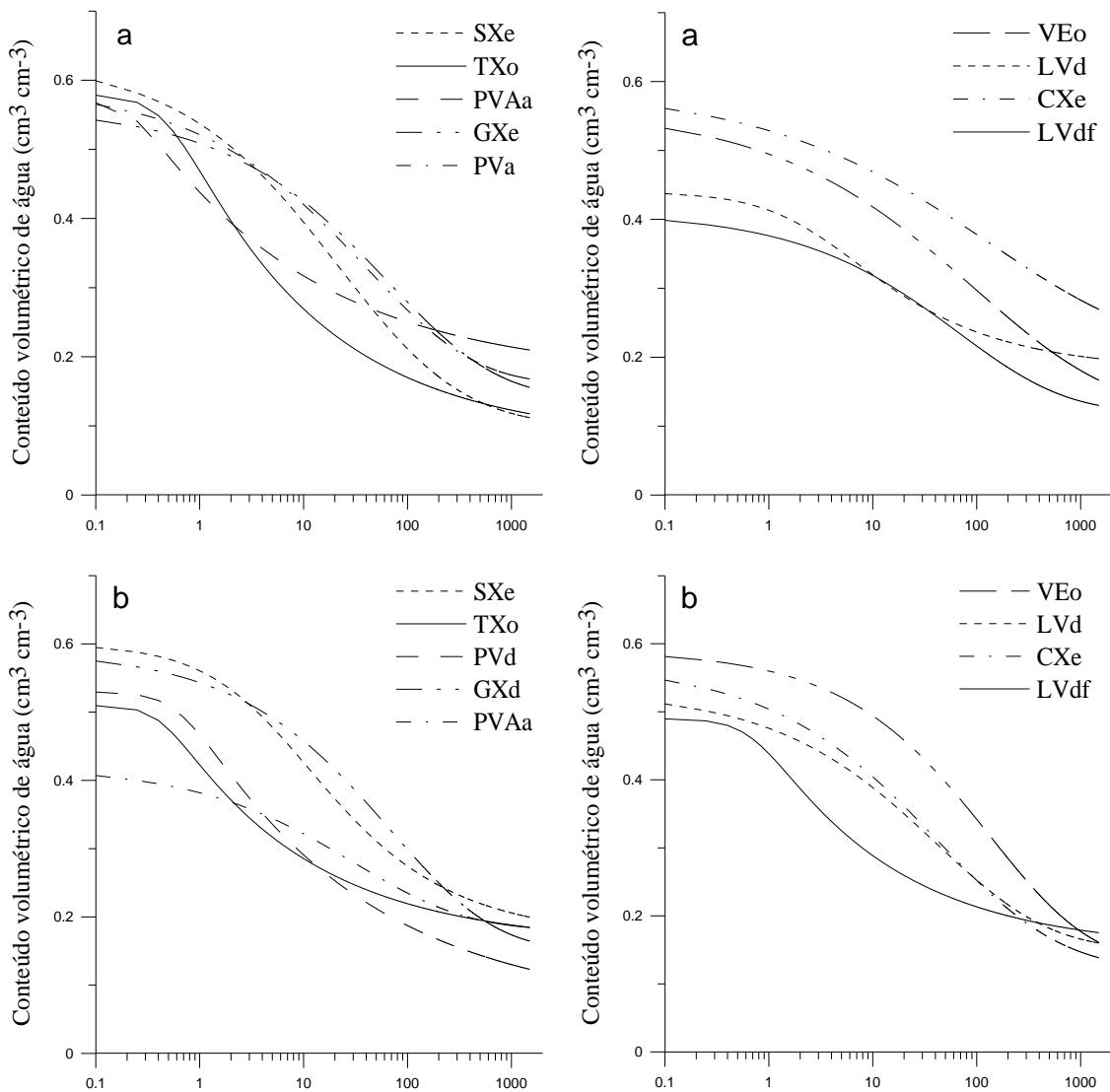


Figura 4 – Curva de retenção de água dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05 (a), 0,05 – 0,10 (b) e 0,10 – 0,20 m (c). À esquerda, solos com teor de argila $> 400 \text{ g kg}^{-1}$ e, à direita, solos com teor de argila $< 400 \text{ g kg}^{-1}$.

CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvissoilo Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

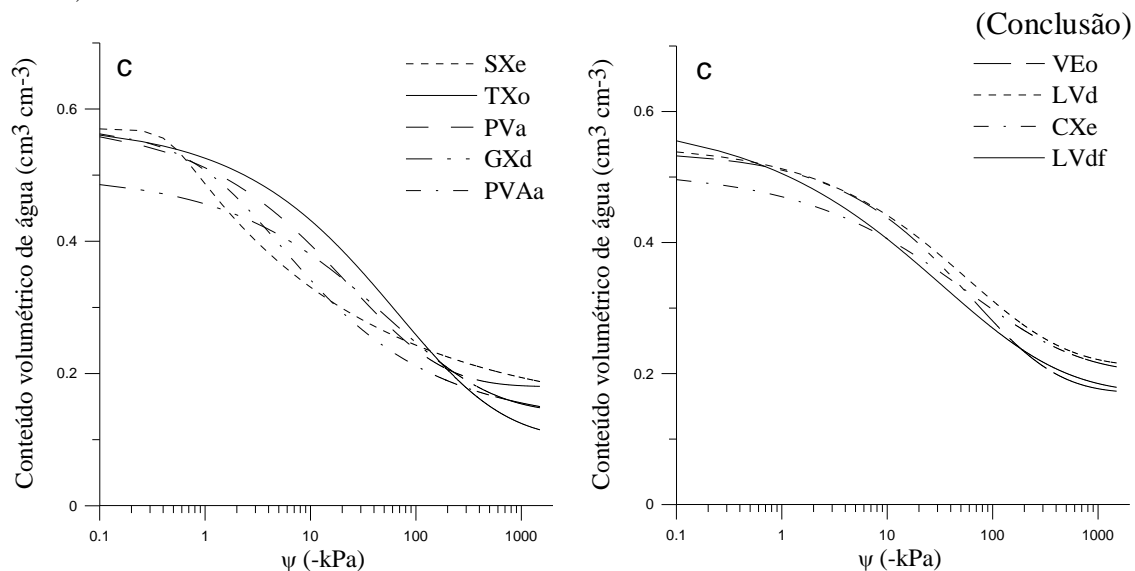


Figura 5 – Curva de retenção de água dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05 (a), 0,05 – 0,10 (b) e 0,10 – 0,20 m (c). À esquerda, solos com teor de argila $> 400 \text{ g kg}^{-1}$ e, à direita, solos com teor de argila $< 400 \text{ g kg}^{-1}$.

CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvissoilo Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

6.1.2 Propriedades químicas dos solos

Na camada de 0,00 - 0,05 m, os solos PVAa, CXe, GXe, LVdf, SXe e VEo apresentaram teores de matéria orgânica acima de 3 %, sendo que no VEo encontrou-se um teor acima de 4 % em todas as camadas, corroborando com o descrito por Streck et al. (2008), os quais relatam a elevada saturação de bases e CTC, além da presença de elevados conteúdos de carbono orgânico nos Vertissolos (Tabela 6). Nas demais classes de solos, o teor de matéria orgânica foi decrescendo com o aumento da profundidade.

A $CTC_{pH7,0}$ foi maior na camada superficial diminuindo nas camadas subsuperficiais, com exceção do GXd, LVdf, SXe e VEo, no qual os valores apresentaram pequena variação entre as camadas. Comportamento similar também foi observado por Souza e Alves (2003) e Vogelmann et al. (2010). Associados aos maiores valores de CTC, encontraram-se elevados

teores de matéria orgânica e pH, assim como observado por Zalamena (2008) e Menezes (2008).

Tabela 6 – Conteúdo de fósforo (P), potássio (K), pH em água, CTC_{pH7,0}, soma de bases (SB), saturação por Al³⁺, saturação de bases e matéria orgânica (MO) nos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Solo	P mg dm ³	K	pH em água	CTC _{pH7,0} cmolc dm ³	SB	Saturação		MO
						Al ³⁺	Bases (%)	
Camada de 0,00 – 0,05 m								
PVAa	3,60	138	5,75	24,81	22,01	0,00	88,71	4,60
PVd	3,75	55	5,15	9,94	5,49	4,37	55,23	2,70
CXe	1,60	149	5,05	39,04	34,09	8,46	87,32	4,10
GXd	4,40	49	4,85	11,03	4,08	46,53	36,98	3,70
LVd	1,55	65	4,65	17,22	3,62	51,20	21,02	2,70
LVdf	0,70	70	4,90	12,50	5,58	16,40	44,80	3,30
TXo	4,60	108	4,95	11,43	6,48	15,07	56,70	2,50
SXe	2,70	87	4,85	18,33	9,58	15,46	52,25	3,10
VEo	8,45	95	5,65	47,20	44,10	0,00	93,43	5,60
Camada de 0,05 – 0,10 m								
PVAa	1,60	71	5,45	10,74	6,69	8,85	62,28	3,40
PVd	1,80	26	4,95	7,12	3,17	23,07	44,47	1,30
CXe	5,25	123	4,95	17,22	10,37	7,57	60,22	4,30
GXd	3,10	29	4,90	14,23	3,28	54,02	23,03	2,50
LVd	1,75	34	4,85	9,29	3,74	33,12	40,24	2,90
LVdf	0,70	36	5,00	12,69	4,99	24,27	39,34	2,70
TXo	2,15	53	4,85	12,34	5,34	28,24	43,26	1,80
SXe	3,60	111	4,85	19,44	12,49	10,40	64,25	3,40
VEo	5,35	86	5,85	49,27	46,47	0,00	94,32	4,00
Camada de 0,10 – 0,20 m								
PVAa	3,10	82	5,35	23,66	19,21	2,79	81,19	2,70
PVd	1,55	35	5,00	6,29	3,74	8,53	59,47	1,40
CXe	2,15	82	4,65	15,16	5,51	32,45	36,36	3,10
GXd	1,60	17	4,90	19,55	2,35	71,58	11,99	1,90
LVd	1,65	23	4,85	9,56	2,61	49,44	27,29	2,50
LVdf	0,70	32	4,40	18,68	1,38	76,88	7,40	2,30
TXo	2,35	31	4,90	10,68	4,58	40,35	42,89	1,50
SXe	2,25	58	4,85	23,65	12,85	28,41	54,34	2,70
VEo	4,55	73	5,90	47,79	44,99	0,00	94,14	4,10

CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvissole Háplico Órtico; VEO - Vertissolo Ebânico Órtico.

Os solos que apresentaram os maiores valores de saturação por bases foram o PVAa, o CXe e o VEo. Nos demais solos foram encontrados baixos valores de saturação por bases, conjuntamente com baixo valor de pH e alta saturação por Al, corroborando com Streck et al. (2008) e Vogelmann et al. (2010), que descrevem baixa saturação por bases associados à elevada saturação por Al e pH baixo em Argissolos e Vertissolos.

A saturação de bases apresentou estreita relação com os teores de matéria orgânica, pH e $CTC_{pH\ 7,0}$, além da relação inversa com a saturação por alumínio, concordando com Souza e Alves (2003) que encontraram elevada saturação por bases associada à elevada CTC potencial do solo. Zalameña (2008) também encontrou maior CTC potencial na camada superficial associada aos maiores valores de saturação de bases em relação às camadas mais profundas.

Os valores de pH não apresentaram grande variação entre as camadas estudadas. No entanto, Vogelmann et al. (2010) observaram grandes variações no pH entre os horizontes A e B, ou seja, com um maior aprofundamento no perfil. Streck et al. (2008) relatam que Argissolos e Latossolos são solos que apresentam baixa fertilidade natural, forte acidez e, em geral, elevada saturação por alumínio. Menezes (2008), trabalhando com Cambissolos descreve que, associados aos valores de pH elevados, encontraram os menores valores de saturação por alumínio, normalmente menores no horizonte A e aumentando no B; no entanto, o pH nos horizontes superficiais (A, Ap e AB) não apresentou variação, corroborando com o observado neste estudo.

6.1.3 Limites de consistência e atividade da argila

Os maiores valores dos limites de liquidez (LL) foram observados nos solos PVAa e VEo, os quais diferiram significativamente entre eles e dos demais (Tabela 7). Esses elevados valores estão relacionados com o elevado teor de matéria orgânica encontrada em ambos os solos (Tabela 6). Buckman e Brady (1979) também encontraram aumento dos limites de liquidez e plasticidade (LP) com o aumento do teor de carbono orgânico e teores de argila. No solo PVD, observa-se os menores valores do índice de plasticidade, provavelmente devido ao elevado teor de areia e reduzido teor de argila encontrado nesse solo.

Tabela 7 – Valores do limite de liquidez (%), limite de plasticidade (%) e índice de plasticidade dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Solo	Limite liquidez		Limite plasticidade		Índice plasticidade	
Camada de 0,00 – 0,05 m						
PVAa	55,25 b *	±1,06**	48,65 a	±0,46	6,6 b	±0,52
PVd	20,95 e	±0,35	19,48 e	±0,10	1,47 c	±0,45
CXe	39,15 c	±1,75	31,48 bc	±1,34	7,67 b	±1,08
GXd	39,62 c	±2,14	33,10 b	±1,01	6,52 b	±1,13
LVd	37,51 cd	±0,51	28,52 bc	±0,68	8,99 b	±0,59
LVdf	38,50 cd	±0,08	31,69 bc	±0,43	6,81 b	±0,35
TXo	30,95 e	±0,51	23,16 d	±0,04	7,79 b	±0,46
SXe	34,94 de	±0,78	27,37 cd	±0,54	7,57 b	±0,62
VEo	59,84 a	±0,19	43,74 a	±3,28	16,1 a	±2,47
Cv (%)	2,66		4,02		21,56	
Camada de 0,05 – 0,10 m						
PVAa	47,63 b	±0,07	41,34 a	±0,30	6,30 c	±0,23
PVd	16,82 f	±0,35	14,48 g	±0,67	2,34 d	±0,32
CXe	40,07 c	±2,45	29,11 d	±0,46	10,96 b	±1,79
GXd	33,35 d	±0,73	24,34 e	±0,31	9,01 bc	±0,64
LVd	34,77 d	±0,50	29,27 d	±0,12	5,49 c	±0,42
LVdf	36,97 cd	±0,21	33,12 c	±1,18	3,85 d	±1,09
TXo	24,83 e	±0,48	21,27 f	±0,15	3,56 d	±0,32
SXe	35,46 cd	±0,58	29,35 d	±0,35	6,11 c	±0,43
VEo	62,85 a	±0,40	36,94 b	±1,59	25,91 a	±1,39
Cv (%)	3,31		2,57		17,11	
Camada de 0,10 – 0,20 m						
PVAa	49,78 b	±0,02	42,69 a	±1,83	7,09 b	±1,41
PVd	19,93 g	±0,09	16,70 e	±0,07	3,23 b	±0,04
CXe	37,41 de	±0,47	31,08 bc	±0,56	6,33 b	±0,10
GXd	28,67 f	±0,32	22,30 d	±0,09	6,37 b	±0,22
LVd	35,48 e	±0,84	31,02 bc	±1,16	4,45 b	±1,02
LVdf	38,99 d	±0,82	35,08 b	±0,68	3,92 b	±0,79
TXo	27,04 f	±0,15	20,53 ed	±0,21	6,50 b	±0,16
SXe	44,39 c	±0,95	41,30 a	±0,12	3,09 b	±0,86
VEo	60,29 a	±1,03	42,51 a	±0,63	17,78 a	±0,90
Cv (%)	2,70		3,52		16,46	

*Médias seguidas de mesma letra não diferem pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade de erro. **Desvio padrão. Cv – Coeficiente de variação. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvissolo Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

Nos solos com os maiores teores de matéria orgânica, observam-se também os maiores valores do limite de plasticidade do solo, o que atesta a importância da matéria orgânica na definição dos valores dos limites de consistência para os solos, devido à maior área de superfície específica da matéria orgânica (HILLEL, 1998; MEURER et al., 2000), o que proporciona grande capacidade de retenção de água e aumenta a necessidade de quantidades maiores para a formação de filmes de água ao redor das partículas minerais, resultando, assim, em aumento dos limites de consistência. Resultados semelhantes foram obtidos por Silva et al. (2006) e Braida et al. (2006).

Quanto ao limite de liquidez, em todas as camadas de solo estudadas o comportamento foi semelhante, onde os solos com os maiores teores de matéria orgânica apresentaram os maiores valores do limite de liquidez, ficando novamente os solos PVAa e VEo com os maiores valores.

Como o índice de plasticidade (IP) consiste numa diferença algébrica entre os limites de plasticidade e de liquidez, seu comportamento é decorrente dos efeitos já discutidos. A tendência dos resultados foi semelhante ao observado por Caputo (2000), ao verificar que, de modo geral, aumento no teor de matéria orgânica tende a elevar o limite de plasticidade e o limite de liquidez.

Os maiores teores de matéria orgânica estiveram associados aos maiores valores de limite de liquidez e de plasticidade, como é evidenciado pelos solos VEo e PVAa. Entretanto, em relação ao índice de plasticidade, o efeito do teor de matéria orgânica não é evidente, uma vez que os valores do PVAa não diferem dos demais em relação ao IP, mesmo com teores de matéria orgânica maiores que os demais solos, concordando com Baver et al. (1972). Contrariamente, o VEo apresentou valor superior de índice de plasticidade em relação aos demais solos em todas as camadas estudadas, associado aos elevados teores de matéria orgânica. Segundo Baver et al. (1972), isso acontece porque a manifestação da plasticidade ocorre apenas após duas condições serem atendidas: i) deve haver água suficiente para a formação de camadas rígidas de moléculas de água nas superfícies coloidais adjacentes; ii) deve haver água extra para funcionar como lubrificante entre as camadas rígidas de moléculas de água. Assim, a matéria orgânica afeta somente a primeira demanda, tornando-a maior, mas não teria efeito sobre a segunda demanda de água, a qual é influenciada pela mineralogia da fração coloidal. No caso do VEo, que é composto predominantemente por minerais 2:1 e esses apresentam elevada área superficial específica, a quantidade de água que o solo é capaz de adsorver é maior, o que justifica o elevado índice de plasticidade. Segundo Carvalho (1997), as partículas da montmorilonita (mineral comumente encontrado na composição dos

vertissolos) são muito pequenas e finas, com uma grande área superficial específica (podendo atingir $800 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$), conferindo, portanto, uma elevada plasticidade nos solos que a possuem.

À medida que aumenta o conteúdo de argila do solo aumentam também os valores do índice de plasticidade (HOLTZ; KOVACS, 1981; MITCHELL; SOGA, 2005). Dessa forma, quanto maior é a relação da superfície total das partículas de argila em relação ao seu volume, maior número de moléculas de água é capaz de absorver e, por conseguinte, serão mais elevados os valores do LL e LP. Isso confirma a ocorrência do elevado índice de plasticidade no VEO, o qual não apresenta um significativo aumento do teor de argila em relação aos demais solos, mas a provável presença de minerais 2:1, os quais apresentam elevada área superficial específica e proporcionam, assim, alto IP nesses solos.

Nesse contexto, pequenos teores de argila e alto índice de plasticidade indicam que a argila é muito ativa. Entretanto, esses índices determinados também são função da areia presente. Solos de mesma procedência, com o mesmo argilomineral, mas com diferentes teores de areia, apresentarão índices diferentes, tanto maiores quanto maior o teor de argila, numa razão aproximadamente constante. Por outro lado, as partículas minerais, em especial da fração argila, diferem acentuadamente pela estrutura mineralógica, bem como pelos cátions adsorvidos. Dessa forma, para a mesma porcentagem de fração argila, o solo pode ter comportamento muito diferente, dependendo das características dos minerais presentes, como pode ser visualizado na Tabela 8.

A partir da determinação da atividade da argila é possível inferir sobre a composição mineralógica dos solos (MITCHELL; SOGA, 2005) e essa determinação, por ser fácil e rápida, pode substituir o uso de um difratômetro de raios-X para determinação dessas características, que são processos lentos e difíceis, além de que tais técnicas não podem se tornar parte do procedimento normal de laboratório em mecânica dos solos. Skempton (1953) também descreve que há probabilidade de haver uma correlação entre a coesão das argilas e sua mineralogia. Entretanto, a análise dos resultados em função do uso de determinada metodologia pode resultar em diferentes interpretações desse parâmetro (HOLTZ; KOVACS, 1981).

De acordo com a metodologia proposta pela EMBRAPA (2006), a atividade da argila é calculada em função da CTC do solo, excluindo-se a contribuição na CTC pela matéria orgânica (Tabela 8). Nesse caso, observa-se que os maiores valores da atividade da argila foi encontrada no solo VEO, em todas as camadas. Isso, de acordo com Hillel (1998), está associado à presença de minerais 2:1, os quais apresentam elevada atividade em função, principalmente, das substituições isomórficas e da elevada área superficial.

Tabela 8 – Valores da atividade da argila (At. argila) segundo Skempton (1953) e segundo EMBRAPA (2006) dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Solo	At. argila (EMBRAPA, 2006) ($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$)	At. argila (SKEMPTON, 1953)
Camada de 0,00 – 0,05 m		
PVAa	48,35 c * $\pm 2,78^{**}$	0,25 cd $\pm 0,06$
PVd	27,81 d $\pm 3,04$	0,33 bc $\pm 0,08$
CXe	53,55 b $\pm 3,31$	0,17 d $\pm 0,07$
GXd	5,47 e $\pm 1,61$	0,26 bd $\pm 0,05$
LVd	4,43 e $\pm 1,46$	0,22 cd $\pm 0,03$
LVdf	8,41 e $\pm 1,50$	0,15 d $\pm 0,01$
TXo	37,79 c $\pm 3,96$	0,60 a $\pm 0,08$
SXe	35,69 c $\pm 2,24$	0,26 bd $\pm 0,05$
VEo	81,33 a $\pm 3,16$	0,40 bc $\pm 0,09$
Cv (%)	9,88	15,34
Camada de 0,05 – 0,10 m		
PVAa	37,13 b $\pm 2,04$	0,24 bc $\pm 0,01$
PVd	23,25 c $\pm 2,76$	0,15 cd $\pm 0,02$
CXe	13,59 d $\pm 2,10$	0,25 bc $\pm 0,07$
GXd	28,49 bc $\pm 2,28$	0,33 b $\pm 0,04$
LVd	4,25 e $\pm 1,20$	0,14 cd $\pm 0,02$
LVdf	13,39 d $\pm 1,17$	0,09 d $\pm 0,04$
TXo	43,77 b $\pm 3,81$	0,20 bd $\pm 0,03$
SXe	42,11 b $\pm 2,09$	0,24 bc $\pm 0,04$
VEo	77,66 a $\pm 3,05$	0,52 a $\pm 0,04$
Cv (%)	6,17	14,38
Camada de 0,10 – 0,20 m		
PVAa	38,14 c $\pm 4,59$	0,38 a $\pm 0,08$
PVd	16,67 e $\pm 2,25$	0,20 bd $\pm 0,03$
CXe	15,03 e $\pm 1,10$	0,13 cd $\pm 0,02$
GXd	51,39 b $\pm 2,09$	0,22 ad $\pm 0,04$
LVd	6,71 f $\pm 1,08$	0,10 d $\pm 0,03$
LVdf	28,95 d $\pm 2,20$	0,09 d $\pm 0,03$
TXo	32,21 d $\pm 2,73$	0,31 ac $\pm 0,05$
SXe	44,93 c $\pm 3,17$	0,08 d $\pm 0,04$
VEo	74,13 a $\pm 3,20$	0,36 ab $\pm 0,04$
Cv (%)	11,25	12,29

*Médias seguidas de mesma letra não diferem pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade de erro. **Desvio padrão. Cv – Coeficiente de variação. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvisolo Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

Em relação à atividade da argila determinada segundo a metodologia de Skempton (1953), observa-se a mesma tendência, em que o solo VEo é o que apresenta os maiores

valores. Entretanto, nesta metodologia, a amostra é apenas macerada, assim, pode haver influência de outros componentes, em especial a matéria orgânica, a qual interfere nos testes do limite de plasticidade e de liquidez.

De acordo com a metodologia de Skempton (1953), a argila presente num solo é considerada normal quando seu índice de atividade se situa entre 0,75 e 1,25. Quando o índice é menor que 0,75, considera-se a argila como inativa e quando maior que 1,25 é considerada ativa. Portanto, em todos os casos do presente estudo as argilas seriam classificadas como inativas, pois todos os valores ficaram abaixo de 0,75. De acordo com Skempton (1953) e Mitchel e Soga (2005), os solos com predomínio de minerais 2:1, como é o caso do VEO, deveriam apresentar valores de atividade da argila variando entre 1,50 a 7,00; em solos com predomínio de illita, os valores deveriam variar entre 0,50 a 1,40; solos com predomínio de caulinita, valores entre 0,20 a 0,50 e solos com predomínio de quartzo, deveriam apresentar valores próximos a 0. Entretanto, os solos não são formados apenas por um mineral, mas por um composto de minerais, portanto, a atividade da argila do solo é um valor médio dos valores da atividade das argilas que a compõem.

Ao analisarmos os valores obtidos pelo método da EMBRAPA, verifica-se maior facilidade em atribuir ou diagnosticar qual é o principal mineral constituinte do solo. Essa classificação propõe que solos com atividade de argila maior que $27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila sejam denominados solos com argila de atividade alta e menor que esse valor, solos com atividade de argila baixa. Porém, de acordo Mitchel e Soga (2005), os solos com predomínio de minerais 2:1, como é o caso do VEO, deveriam apresentar valores de atividade da argila de 80 a $150 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de argila, solos com predomínio de illita valores de 20 a 40, solos com predomínio de caulinita valores de 3 a 15 e solos com predomínio de quartzo valores próximos a 0. Assim, é possível afirmar que o VEO é composto principalmente por minerais 2:1, possivelmente por montmorilonita, pois apresenta CTC da argila entre 80 e $120 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ (MITCHEL e SOGA, 2005). Pode-se ainda ressaltar os solos LVd e LVdf, os quais possivelmente apresentam como principal componente a caulinita, devido à baixa CTC da argila. Para os demais solos, os valores ficaram próximos aos valores dos minerais caulinita e illita, indicando serem compostos predominantemente por esses minerais.

6.1.4 Estabilidade de agregados

Observa-se que, na camada superficial, o LVd, LVdf, CXe, PVAa e VEO apresentaram os maiores valores de DMG de agregados estáveis em água (Tabela 9). Isso provavelmente ocorreu devido ao elevado teor de óxidos de ferro e alumínio no LVd, LVdf e no CXe (POTTER; KAMPF, 1981), os quais são importante agentes cimentantes, atuando na formação e estabilização dos agregados. A presença de argilas 2:1 no VEO, que de acordo com Corcini (2008), promovem o aumento do DMG e na estabilidade de agregados (EA). No solo PVAa, mesmo apresentando alto teor de areia e baixo teor de argila, o solo resultou em elevado DMG, consequência do elevado teor de matéria orgânica, assim como no CXe e VEO. A matéria orgânica promove uma melhoria da estabilidade estrutural do solo resultando no aumento do DMG e EA, como descrevem Tisdall e Oades (1982), Castro Filho et al. (1998) e Gang et al. (1998).

Entretanto, além da matéria orgânica, a agregação do solo também é influenciada por outros fatores tais como, as partículas de argila, a presença de óxidos de ferro e alumínio e argilas expansivas, como, por exemplo, a montmorilonita (BAVER et al.; 1972). Oades (1978) relata o efeito das raízes das plantas, as quais são importantes para favorecer as ligações e o contato entre partículas minerais do solo, contribuindo para a formação e estabilidade dos agregados. Haynes e Beare (1997) comentam que a ação de fatores como o teor de matéria orgânica, óxidos de ferro e alumínio afetam no grau de estabilidade de agregados.

Os solos com agregados estáveis de maior tamanho são considerados solos estruturalmente melhores e mais resistentes ao processo erosivo. A agregação também facilita a aeração do solo, as trocas gasosas e a infiltração de água, em função do aumento da macroporosidade entre os agregados, além de garantirem a microporosidade e a retenção de água dentro dos agregados (DEXTER, 1988). Além disso, aumentam a capacidade do solo receber carga sem sofrer deformações plásticas irreversíveis, ou seja, um solo bem estruturado e agregado apresenta uma pressão de préconsolidação do solo maior (DEXTER, 1991). Para avaliar a condição estrutural de solos agrícolas não compactados, Horn et al. (1995) atribui um diâmetro médio de agregados que varia de 1 a 30 mm. Porém, em solos tropicais são geralmente encontrados valores de diâmetro médio geométrico inferiores a 4,0 mm (BEUTLER et al., 2001). Assim, podemos verificar que os solos estudados apresentam boa estruturação, ficando dentro da faixa descrita por Horn et al. (1995) e Beutler et al. (2001).

Tabela 9 – Diâmetro médio geométrico (DMG) de agregados estáveis em água e índice de agregação dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Solo	DMG (mm)	Índice de agregação
------	----------	---------------------

Camada de 0,00 – 0,05 m			
PVAa	2,99 bd*	$\pm 0,38^{**}$	0,87 b $\pm 0,06$
PVd	2,57 d	$\pm 0,40$	0,86 ab $\pm 0,08$
CXe	3,22 bd	$\pm 0,31$	0,83 b $\pm 0,07$
GXd	2,20 d	$\pm 0,21$	0,91 ab $\pm 0,05$
LVd	3,70 bc	$\pm 0,46$	0,96 a $\pm 0,03$
LVdf	4,86 a	$\pm 0,50$	0,93 a $\pm 0,05$
TXo	2,74 bd	$\pm 0,46$	0,80 b $\pm 0,08$
SXe	2,67 cd	$\pm 0,24$	0,83 b $\pm 0,05$
VEo	3,77 ab	$\pm 0,46$	0,80 b $\pm 0,09$
Cv (%)	11,85		12,95
Camada de 0,05 – 0,10 m			
PVAa	3,86 b	$\pm 0,34$	0,83 bc $\pm 0,04$
PVd	1,69 e	$\pm 0,26$	0,75 c $\pm 0,04$
CXe	3,48 cb	$\pm 0,19$	0,83 bc $\pm 0,07$
GXd	2,77 d	$\pm 0,28$	0,89 ab $\pm 0,04$
LVd	2,76 d	$\pm 0,15$	0,84 ab $\pm 0,06$
LVdf	4,64 a	$\pm 0,47$	0,93 a $\pm 0,04$
TXo	3,07 cd	$\pm 0,21$	0,84 ab $\pm 0,05$
SXe	2,87 cd	$\pm 0,39$	0,89 ab $\pm 0,06$
VEo	3,46 cb	$\pm 0,45$	0,90 ab $\pm 0,04$
Cv (%)	7,89		14,63
Camada de 0,10 – 0,20 m			
PVAa	1,00 c	$\pm 0,39$	0,49 cd $\pm 0,08$
PVd	1,38 c	$\pm 0,45$	0,62 bc $\pm 0,06$
CXe	2,58 ab	$\pm 0,18$	0,77 bc $\pm 0,05$
GXd	2,52 ab	$\pm 0,49$	0,84 ab $\pm 0,06$
LVd	1,91 bc	$\pm 0,38$	0,49 d $\pm 0,04$
LVdf	3,18 a	$\pm 0,25$	0,62 dc $\pm 0,06$
TXo	1,74 bc	$\pm 0,30$	0,65 bd $\pm 0,07$
SXe	3,54 a	$\pm 0,57$	0,92 a $\pm 0,07$
VEo	3,08 bc	$\pm 0,27$	0,70 bc $\pm 0,08$
CV (%)	8,66		12,32

*Médias seguidas de mesma letra não diferem pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade de erro. **Desvio padrão. CV – Coeficiente de variação. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvisso Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

Com o aprofundamento no perfil do solo, os valores do DMG diminuíram na maioria dos solos estudados. Quando o teor de matéria orgânica foi reduzido significativamente, ocorreu, simultaneamente, um acentuado decréscimo dos valores do DMG e EA (Tabela 9). Somente o LVdf e o VEo apresentaram elevados valores de DMG e EA em todas as camadas. Isso pode estar relacionado com a formação dos agregados, que são influenciados principalmente pela ação dos óxidos de ferro e alumínio, abundantes no LVdf, ou da matéria

orgânica, a qual apresenta alto teor no solo VEO, em todas as camadas avaliadas (POTTER; KAMPF, 1981).

A agregação também é influenciada pela ação de aproximação mecânica por células e hifas dos fungos, dos efeitos cimentantes dos produtos derivados da síntese microbiana ou da ação estabilizadora dos produtos de decomposição que agem individualmente ou em combinação (TISDALL; OADES, 1982). O tipo de vegetação também interfere na agregação dos solos, ou seja, as gramíneas, encontradas na maioria das áreas estudadas, são mais eficientes em aumentar e manter a estabilidade de agregados do que as leguminosas (CARPENEDO; MIELNICZUK, 1990), devido ao sistema radicular extenso e renovado constantemente (HARRIS et al., 1966). Neste estudo, também se observou que, nas camadas superficiais, os valores de DMG e EA, para todos os solos estudados, são maiores, diminuindo acentuadamente na camada mais profunda (0,10 a 0,20 m), o que confirma a ação da maior concentração de raízes aliado ao melhor ambiente para o desenvolvimento de fungos e bactérias nessas camadas superficiais (0,00 – 0,05 e 0,05 – 0,10 m).

Nas camadas superficiais (0,00 – 0,05 e 0,05 – 0,10 m) e em todos os solos, a classe de maior diâmetro 8,00 – 4,76 mm foi a que apresentou maior porcentual, acima de 47 %, com exceção do PVd que, na camada subsuperficial, apresentou redução do porcentual de agregados nessa classe e aumento na classe <0,21 mm (Figura 3).

Na camada superficial o LVdf e VEO apresentaram mais de 65% dos agregados na classe de diâmetro de 8,00 – 4,76 mm, e na camada subjacente o LVdf e o PVAa. Isso está relacionado aos elevados teores de matéria orgânica e de argila encontrado nesses solos, corroborando com Mielniczuk et al. (2003), os quais acrescentam que a ausência de revolvimento e preparo do solo é fundamental para a manutenção da agregação. Segundo Carpenedo e Mielniczuk (1990), o tipo de vegetação que também interfere na agregação dos solos, ou seja, as gramíneas, vegetação predominante nos locais estudados, são mais eficientes que plantas de outras famílias em aumentar e manter a estabilidade de agregados. Harris et al. (1966), também relacionam o efeito da agregação e o crescimento constante de gramíneas anuais, com aporte de material orgânico e intensa massa radicular, principalmente nas camadas superficiais, associado à maior densidade de raízes das monocotiledôneas em relação as dicotiledôneas.

(Continua)

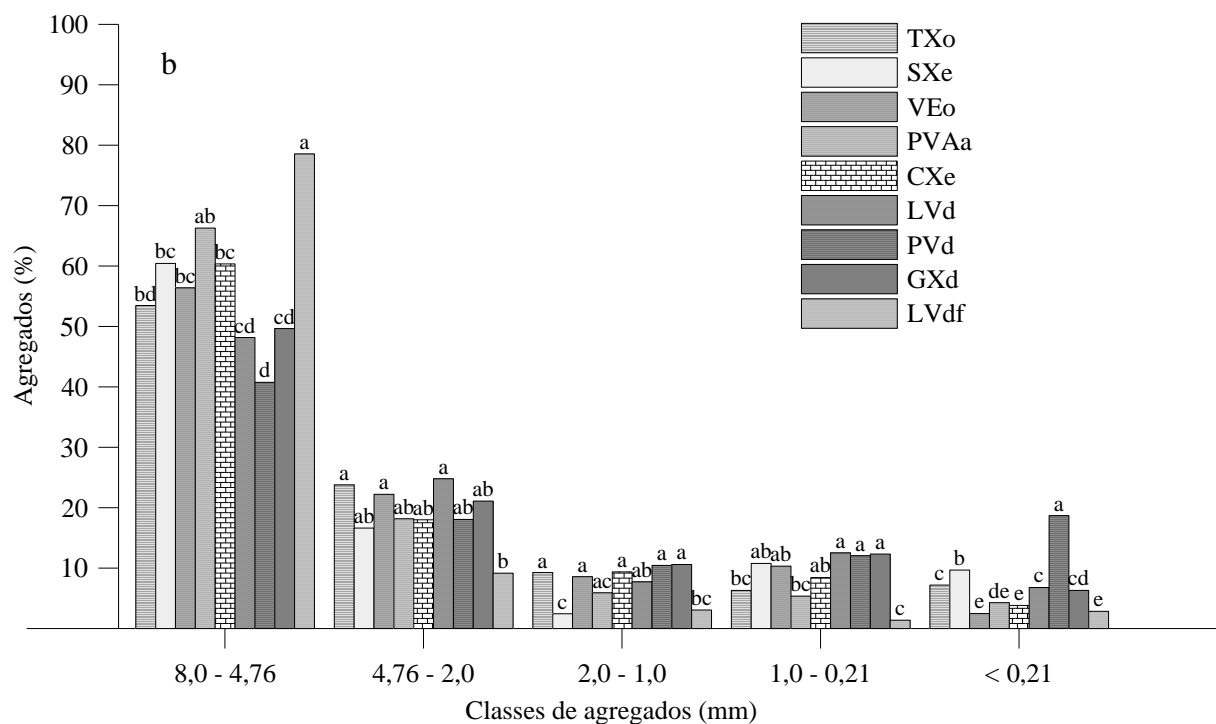
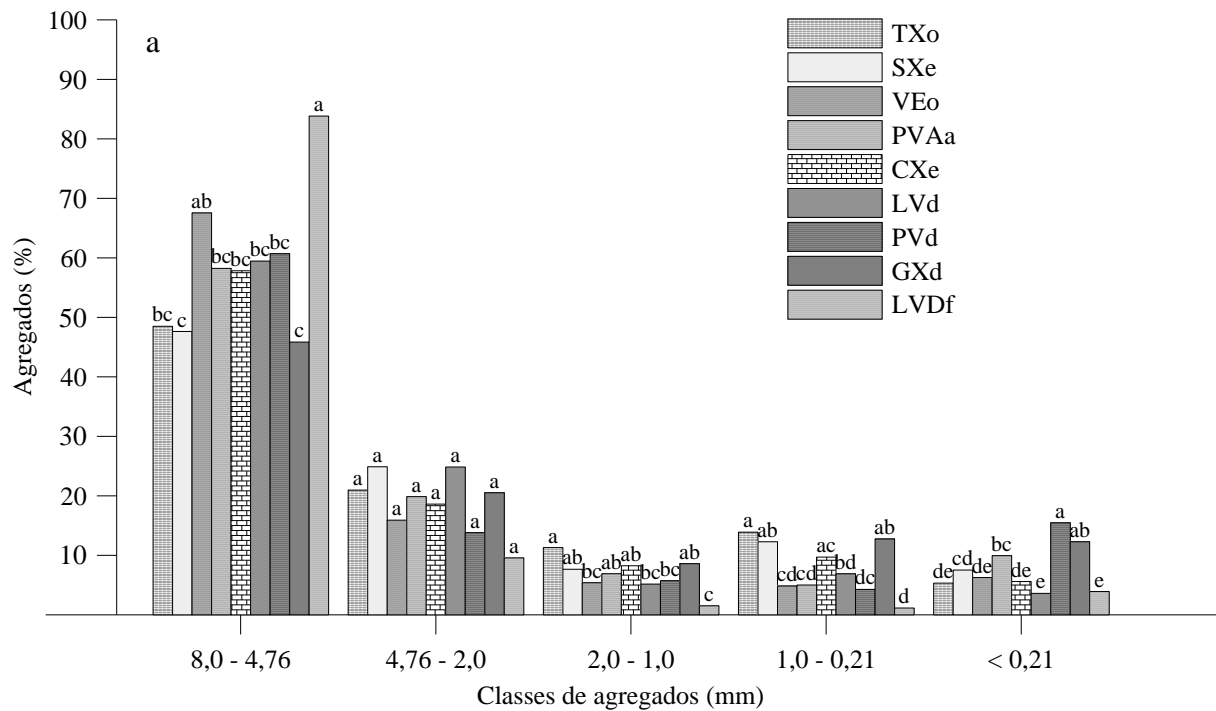


Figura 5 - Distribuição do tamanho de agregados estáveis em água para os nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05 (a), 0,05 – 0,10 (b) e 0,10 – 0,20 (c).

* Valores seguidos de mesma letra para cada classe de agregado, não diferem significativamente pelo teste de Tukey a 5 % de probabilidade de erro. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvisolo Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

(Conclusão)

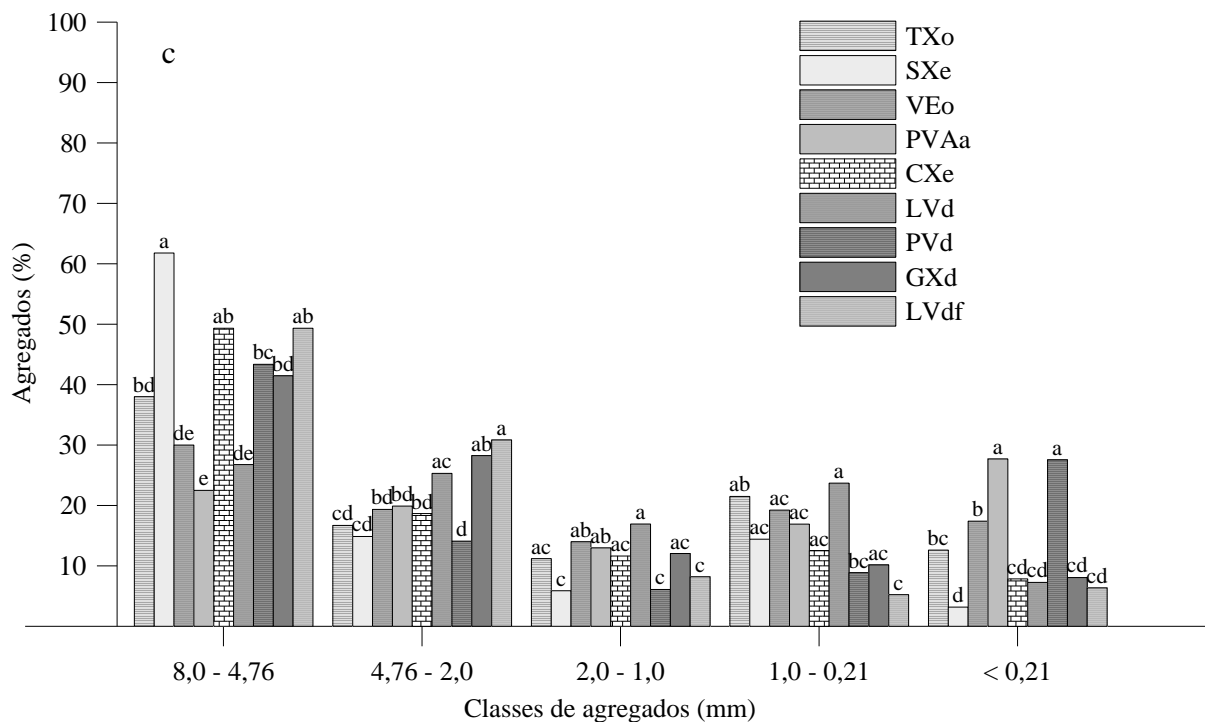


Figura 6 - Distribuição do tamanho de agregados estáveis em água para os nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05 (a), 0,05 – 0,10 (b) e 0,10 – 0,20 (c).

* Valores seguidos de mesma letra para cada classe de agregado, não diferem significativamente pelo teste de Tukey a 5 % de probabilidade de erro. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvissolo Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

6.2 Sortividade à água e ao etanol

A sortividade é um parâmetro hidrológico introduzido primeiramente por Philip (1957), sendo utilizado para descrever a capacidade de um solo homogêneo em absorver água na ausência dos efeitos gravitacionais. A determinação da sortividade é realizada no estágio inicial da infiltração, justamente quando a capilaridade é o efeito dominante. A sua determinação *in situ* foi primeiramente relatada por Talsman (1969), o qual descreve que a infiltração acumulada de água e a sortividade do solo são dois parâmetros inter-relacionados. Assim, esse conceito sempre estará relacionado com a infiltração de um líquido em um meio poroso.

O etanol, comumente utilizado nos testes de sortividade, apresenta baixa viscosidade e tensão superficial e, portanto, infiltra-se com facilidade no espaço poroso, apresentando um maior molhamento da superfície em relação a outros líquidos e, pelo fato de ser uma substância apolar, não é afetado por compostos hidrofóbicos e sua infiltração não será influenciada ou reduzida na presença dos mesmos. Desse modo, a sortividade do solo ao etanol expressa a máxima capacidade de molhamento do solo, estando intimamente relacionada com a taxa máxima de infiltração suportada pelo espaço poroso da amostra.

Os valores de sortividade ao etanol foram maiores na condição de umidade em que as amostras foram secas ao ar, a qual, dentre as umidade testadas, é a condição em que o solo contém o menor conteúdo de água (Tabela 10). A maior sortividade na condição seca ocorre porque a infiltração do etanol ou da água é influenciada principalmente pelas forças matriciais do solo (PHILIP, 1957). Deste modo, a umidade do solo determina diretamente o gradiente hidráulico, onde solos mais secos apresentam, além do efeito do potencial gravitacional, o efeito do menor potencial matricial, o que implica em maior gradiente hidráulico e, conseqüentemente, maior fluxo de água na amostra de solo.

Tais forças de atração molecular e capilar fazem com que a capacidade de infiltração inicial de um solo seco seja muito alta. Porém, mesmo após entrar em contato com o solo seco, não houve movimento descendente de etanol até que as partículas do solo estivessem completamente envolvidas por uma fina película do líquido. À medida que o etanol foi percolando, a camada superficial do agregado foi ficando semisaturada, ao mesmo tempo em que as forças de capilaridade foram diminuindo, passando a reduzir também a capacidade de infiltração do etanol no solo, que tende a um valor constante após alguns minutos. Nas amostras equilibradas a tensão de 10 kPa e a 100 kPa, em que o conteúdo de água no solo é maior, o potencial matricial, mesmo nos primeiros instantes do teste de sortividade, foi inferior ao das amostras secas ao ar (Tabela 10). Assim, foi evidenciado o decréscimo da sortividade ao etanol simultaneamente ao acréscimo da umidade da amostra de solo.

No entanto, o uso isolado do valor de sortividade ao etanol nos informa a capacidade de molhamento do solo em relação a apenas um tipo de líquido, demonstrando o comportamento do mesmo ao infiltrar-se no espaço poroso do solo. Porém, na natureza, a água é o líquido mais importante e, por apresentar alta tensão superficial, alta viscosidade e uma estrutura molecular polar, apresenta um comportamento diferente do etanol, seu movimento no solo pode ser afetado com a presença de compostos hidrofóbicos, os quais podem restringir ou até mesmo inibir a infiltração de água no mesmo. Assim, como se

observa na tabela 11, a realização do teste de sortividade com a água revelou a presença e a ação de substâncias hidrofóbicas, que podem estar restringindo a sua infiltração no solo.

Tabela 10 – Valores de sortividade ao etanol ($\text{mm s}^{-1/2}$) nas diferentes umidades dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Solo	Equilibrado à tensão de 10 kPa		Equilibrado à tensão de 100 kPa		Seco ao ar		Cv (%)
Camada de 0,00 – 0,05 m							
PVAa	0,037	b* $\pm 0,009^{**}$	0,047	b $\pm 0,009$	0,065	a $\pm 0,009$	5,6
PVd	0,038	C $\pm 0,010$	0,054	b $\pm 0,010$	0,068	a $\pm 0,010$	4,2
CXe	0,043	b $\pm 0,005$	0,055	ab $\pm 0,009$	0,060	a $\pm 0,011$	3,9
GXd	0,044	c $\pm 0,011$	0,067	b $\pm 0,007$	0,086	a $\pm 0,012$	6,7
LVd	0,029	b $\pm 0,009$	0,036	b $\pm 0,009$	0,061	a $\pm 0,010$	8,2
LVdf	0,029	b $\pm 0,008$	0,033	b $\pm 0,007$	0,063	a $\pm 0,009$	5,5
TXo	0,031	b $\pm 0,010$	0,040	ab $\pm 0,007$	0,052	a $\pm 0,010$	7,9
SXe	0,046	c $\pm 0,004$	0,062	b $\pm 0,008$	0,082	a $\pm 0,011$	3,7
VEo	0,051	b $\pm 0,008$	0,054	b $\pm 0,009$	0,062	a $\pm 0,009$	4,4
Camada de 0,05 – 0,10 m							
PVAa	0,040	b $\pm 0,010$	0,037	b $\pm 0,007$	0,058	a $\pm 0,007$	4,5
PVd	0,032	c $\pm 0,008$	0,055	b $\pm 0,010$	0,069	a $\pm 0,010$	4,1
CXe	0,039	c $\pm 0,010$	0,063	b $\pm 0,010$	0,086	a $\pm 0,009$	6,8
GXd	0,042	b $\pm 0,007$	0,049	ab $\pm 0,008$	0,052	a $\pm 0,008$	5,1
LVd	0,037	b $\pm 0,005$	0,052	ab $\pm 0,008$	0,055	a $\pm 0,005$	3,7
LVdf	0,037	b $\pm 0,006$	0,046	b $\pm 0,007$	0,075	a $\pm 0,009$	4,8
TXo	0,046	b $\pm 0,009$	0,073	b $\pm 0,008$	0,098	a $\pm 0,013$	5,7
SXe	0,068	a $\pm 0,009$	0,044	a $\pm 0,007$	0,051	a $\pm 0,008$	5,2
VEo	0,049	b $\pm 0,007$	0,055	ab $\pm 0,011$	0,058	a $\pm 0,005$	3,8
Camada de 0,10 – 0,20 m							
PVAa	0,047	b $\pm 0,006$	0,062	A $\pm 0,007$	0,061	a $\pm 0,011$	4,0
PVd	0,028	b $\pm 0,006$	0,042	Ab $\pm 0,006$	0,057	a $\pm 0,005$	3,5
CXe	0,041	b $\pm 0,009$	0,053	Ab $\pm 0,009$	0,056	a $\pm 0,009$	3,9
GXd	0,033	c $\pm 0,005$	0,050	B $\pm 0,006$	0,075	a $\pm 0,010$	4,7
LVd	0,040	b $\pm 0,008$	0,063	A $\pm 0,007$	0,061	a $\pm 0,009$	3,5
LVdf	0,041	b $\pm 0,006$	0,051	Ab $\pm 0,008$	0,055	a $\pm 0,010$	5,0
TXo	0,040	b $\pm 0,004$	0,052	B $\pm 0,009$	0,062	a $\pm 0,007$	6,3
SXe	0,063	b $\pm 0,009$	0,067	Ab $\pm 0,007$	0,078	a $\pm 0,008$	5,1
VEo	0,042	a $\pm 0,011$	0,050	A $\pm 0,008$	0,043	a $\pm 0,005$	4,2

*Médias seguidas de mesma letra não diferem pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade de erro. **Desvio padrão. Cv – Coeficiente de variação. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvisso Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

Em alguns solos, os valores de sortividade à água foram maiores nas amostras com o menor conteúdo de água (seco ao ar), o que se explica pelo fato de que, da mesma forma que o etanol, a infiltração de água em solo com baixa umidade é influenciada principalmente pelas forças matriciais além das gravitacionais. Assim, na camada de 0,00 – 0,05 m, para os solos PVd, PVAa, GXd, LVd, LVdf e TXo, observou-se maior sortividade nas amostras com menor umidade, a qual foi reduzindo com o aumento da umidade. Esse comportamento também se observa nas demais camadas subsuperficiais, com os maiores valores na condição de menor umidade no solo. Isso é um indício de que esses solos não irão apresentar elevada hidrofobicidade e que não apresentam restrições ou dificuldades de infiltração de água através de seu espaço poroso. Porém, tal fato somente poderá ser comprovado quando forem comparadas a sortividade à água e ao etanol.

Os solos CXe, SXe e VEO, na camada de 0,00 – 0,05 m, apresentaram um comportamento diferente, pois, em solo seco ao ar, a sortividade foi menor que nas condições de maior umidade. Este comportamento é contrário ao que seria esperado, uma vez que em solo seco há uma ação pronunciada do menor potencial matricial influenciando positivamente na infiltração de líquidos. Logo, pode-se inferir que no CXe, SXe e VEO, o fluxo de água que atravessa a superfície do solo foi menor em solo seco que em solo úmido. Isso é confirmado pela redução na sortividade, a qual é calculada de acordo com a equação 4, em que os parâmetros b (difusão da água no solo), r (raio da ponta do infiltrômetro) e f (porosidade total) são parâmetros físicos intrínsecos da amostra e do equipamento e não apresentam variação no tempo; portanto, o único parâmetro que pode apresentar variação é o Q (fluxo de líquido) que é obtido pela taxa de infiltração líquida na superfície do agregado. Assim, uma redução na sortividade é diretamente proporcional a uma redução no fluxo de líquido, provavelmente proveniente da ação de compostos hidrofóbicos.

No caso do CXe e na camada superficial (0,00 – 0,05 m), observa-se que a sortividade é máxima não na condição de menor umidade, mas quando o solo é equilibrado a um conteúdo de água intermediário (tensão de 100 kPa), reduzindo com o aumento do conteúdo de água (tensão de 10 kPa). Assim, pode-se inferir que, com o umedecimento do solo, ou seja, da condição de seco ao ar até a tensão de 100 kPa, houve uma alteração nos compostos hidrofóbicos, que passam a não mais restringir a infiltração de água, onde, nesse momento, a sortividade passa a ser dependente apenas da ação dos potenciais da água do solo, reduzindo novamente nas amostras equilibradas na tensão (10 kPa) devido, principalmente, à redução no fluxo de água pela menor expressão do potencial matricial, que é reduzido com o

umedecimento do solo. Essa condição também é observada na mesma camada para o solo SXe.

Tabela 11 – Valores de sortividade a água ($\text{mm s}^{-1/2}$) nas diferentes umidades dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Solo	Equilibrado à tensão de 10 kPa		Equilibrado à tensão de 100 kPa		Seco ao ar		Cv (%)
Camada de 0,00 – 0,05 m							
PVAa	0,064	a* $\pm 0,010^{**}$	0,076	a $\pm 0,010$	0,077	a $\pm 0,010$	9,8
PVd	0,058	b $\pm 0,011$	0,060	b $\pm 0,010$	0,087	a $\pm 0,007$	7,9
CXe	0,037	b $\pm 0,008$	0,046	a $\pm 0,007$	0,013	c $\pm 0,005$	8,2
GXd	0,029	c $\pm 0,009$	0,039	b $\pm 0,008$	0,053	a $\pm 0,008$	9,4
LVd	0,041	b $\pm 0,005$	0,048	b $\pm 0,009$	0,074	a $\pm 0,007$	10,7
LVdf	0,040	b $\pm 0,009$	0,048	b $\pm 0,009$	0,088	a $\pm 0,010$	11,3
TXo	0,039	c $\pm 0,010$	0,057	b $\pm 0,008$	0,077	a $\pm 0,008$	9,6
SXe	0,044	a $\pm 0,008$	0,052	a $\pm 0,010$	0,034	b $\pm 0,009$	8,0
VEo	0,084	a $\pm 0,010$	0,011	b $\pm 0,006$	0,009	b $\pm 0,008$	5,5
Camada de 0,05 – 0,10 m							
PVAa	0,072	a $\pm 0,010$	0,082	a $\pm 0,008$	0,077	a $\pm 0,009$	9,2
PVd	0,048	b $\pm 0,007$	0,038	b $\pm 0,010$	0,094	a $\pm 0,007$	7,5
CXe	0,051	c $\pm 0,008$	0,072	b $\pm 0,007$	0,084	a $\pm 0,009$	4,9
GXd	0,032	c $\pm 0,007$	0,059	b $\pm 0,008$	0,075	a $\pm 0,008$	6,7
LVd	0,061	b $\pm 0,009$	0,082	a $\pm 0,005$	0,087	a $\pm 0,008$	7,7
LVdf	0,055	b $\pm 0,009$	0,095	a $\pm 0,008$	0,109	a $\pm 0,005$	6,4
TXo	0,025	c $\pm 0,010$	0,042	b $\pm 0,009$	0,072	a $\pm 0,007$	8,5
SXe	0,038	a $\pm 0,007$	0,031	a $\pm 0,008$	0,022	b $\pm 0,008$	8,2
VEo	0,082	a $\pm 0,011$	0,039	b $\pm 0,008$	0,016	c $\pm 0,003$	4,0
Camada de 0,10 – 0,20 m							
PVAa	0,079	b $\pm 0,012$	0,082	b $\pm 0,008$	0,108	a $\pm 0,006$	7,0
PVd	0,042	c $\pm 0,010$	0,068	b $\pm 0,009$	0,090	a $\pm 0,008$	5,2
CXe	0,056	b $\pm 0,009$	0,070	b $\pm 0,010$	0,105	a $\pm 0,011$	6,5
GXd	0,038	c $\pm 0,010$	0,088	b $\pm 0,007$	0,135	a $\pm 0,009$	6,6
LVd	0,058	b $\pm 0,009$	0,055	b $\pm 0,009$	0,075	a $\pm 0,011$	5,1
LVdf	0,069	b $\pm 0,011$	0,093	a $\pm 0,010$	0,084	ab $\pm 0,010$	8,6
TXo	0,063	b $\pm 0,007$	0,048	c $\pm 0,005$	0,098	a $\pm 0,009$	5,9
SXe	0,048	a $\pm 0,006$	0,035	a $\pm 0,007$	0,036	a $\pm 0,008$	6,6
VEo	0,070	a $\pm 0,009$	0,068	a $\pm 0,008$	0,025	b $\pm 0,008$	7,8

*Médias seguidas de mesma letra não diferem pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade de erro. **Desvio padrão. Cv – Coeficiente de variação. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférfico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvisso Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

O solo VEO, assim como o CXe e o SXe, na camada superficial (0,00 – 0,05 m), não apresentou a menor sortividade à água na condição de menor umidade do solo, ao contrário dos demais e ao observado em relação ao etanol. Porém, diferentemente do CXe do SXe que apresentaram a sortividade à água máxima em uma umidade intermediária (tensão de 100 kPa) e que em seguida se reduziu com o aumento da umidade (tensão de 10 kPa), já o VEO apresentou a sortividade à água máxima próxima da condição de maior umidade (tensão de 10 kPa). Isso comprova que os compostos hidrofóbicos, mesmo com o aumento da umidade do solo, permanecem reduzindo drasticamente a infiltração de água em uma longa faixa de umidade, ou seja, partindo-se de uma amostra de solo seco, a sortividade será a máxima suportada pelo espaço poroso do solo, somente quando a umidade estiver próxima das condições de saturação do solo, mesmo que em condições de menor umidade o potencial matricial seja elevado.

Na camada de 0,05 - 0,10 m, o CXe não apresentou mais reduzida sortividade na condição de menor umidade. Portanto, pode-se inferir que os compostos responsáveis pela redução da sortividade nesse solo estavam restritos à superfície. Dessa forma, o CXe passou a apresentar o mesmo comportamento que os demais solos estudados, com exceção do SXe e do VEO, os quais, em subsuperfície, continuaram a apresentar o mesmo comportamento da camada superficial.

O VEO apresentou reduzida sortividade até a camada mais profunda (0,10-0,20 m), o que, de acordo com Vogelmann et al. (2010), se pronuncia também no horizonte B, ou seja, em profundidades ainda maiores que as aqui analisadas. Porém, nessa camada, ao contrário do ocorrido nas camadas superiores, em que a redução da sortividade no VEO perdura até próximo das condições de saturação, verificou-se que a sortividade à água aumenta quando a umidade do solo é equilibrada na tensão de 100 kPa, indicando que as substâncias que causam a redução da sortividade nessa camada estão em menores concentrações, reduzindo o seu efeito sobre a sortividade (DOER et al., 2000).

Na camada de 0,00 – 0,05 m observou-se o maior número de solos com comportamentos adversos em relação à sortividade. Assim, para intensificar o estudo nessa camada, a variação da sortividade foi relacionada com o tempo total de realização do teste de sortividade à água e ao etanol, para os diferentes solos (Figura 6). No anexo II e III estão dispostas as variações da sortividade ao etanol e a água para os diferentes solos nas camadas de 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Analisando o comportamento dos solos que apresentam um comportamento “típico” da sortividade à água (PVd, PVAa, GXd, LVd, LVdf e TXo), pode ser verificar que a maior

sortividade foi observada nas amostras com menor umidade, a qual passa a reduzir com o aumento da umidade. Assim, pode-se dividir a variação da sortividade no tempo em três estágios: (i) uma fase inicial em que a sortividade aumenta (0 - 20 s), caracterizando um fluxo vertical insaturado em que o gradiente hidráulico é determinado pelo potencial gravitacional e, principalmente, pelo matricial; (ii) um estágio de transição, onde a sortividade, após atingir seu valor máximo começa a decrescer significativamente (20 - 60 s), e o gradiente hidráulico passa a ser determinado principalmente pelo potencial gravitacional, em detrimento do potencial matricial que vai sendo reduzido com o aumento da umidade e (iii) um estágio de saturação em que a sortividade varia pouco, tendendo à estabilização (> 60 s), caracterizando um fluxo vertical saturado, onde a componente gravitacional determina o gradiente hidráulico (GREYZE et al., 2006).

Para compreender e elucidar a variação da sortividade em seus diferentes estágios nos solos com comportamento “típico” dessa propriedade pode-se aplicar a equação de Darcy às condições de escoamento em meio não saturado. No início do processo, o valor da profundidade da frente de umedecimento é pequeno e o valor do gradiente hidráulico será muito elevado, portanto, com uma taxa de infiltração alta. À medida que o solo vai absorvendo água, o potencial matricial (Ψ_m) decresce ao mesmo tempo em que o valor do potencial gravitacional (Ψ_g) vai aumentando, até que o gradiente hidráulico [$(\Psi_m + \Psi_g) / \Psi_g$] vai tendendo a 1 e, conseqüentemente, a taxa de infiltração apresentará um valor aproximadamente igual à condutividade hidráulica do solo saturado, fato que se observa no estágio (iii), onde a sortividade tende a se estabilizar.

Portanto, é possível inferir que um solo mais úmido terá, inicialmente, uma menor taxa de infiltração devido a um menor gradiente hidráulico (menor diferença no potencial matricial da água no solo) e mais rapidamente a taxa de infiltração se tornará constante. Isso é facilmente visualizado nos gráficos que descrevem a sortividade à água (Figura 4 A) e ao etanol (Figura 4 B), nos quais se observa que quanto menor a umidade, maior é a sortividade, que nesse caso é função do maior fluxo de água, ou seja, da maior taxa de infiltração de líquido no solo. Por conseguinte, verifica-se que, nas amostras com menor umidade, a infiltração acumulada é maior, uma vez que a taxa de infiltração é mais elevada, resultando em um maior volume de líquido infiltrado no solo (Figura 4 C). Contudo, o etanol infiltra-se mais facilmente no solo em relação à água, devido às propriedades físicas serem diferentes entre os líquidos, pois o etanol apresenta uma viscosidade e uma tensão superficial inferior à água.

O VEO, o CXe e o SXe apresentaram um comportamento “típico” da sortividade ao etanol, semelhante aos solos PVd, PVAa, GXd, LVd, LVdf e TXo. Porém, em relação à sortividade à água comportaram-se de forma “atípica”, onde se observou que a sortividade na condição de menor umidade foi inferior à condição de solo úmido (tensão de 10 e 100 kPa), verificando-se, na condição de solo seco ao ar, um pequeno aumento da infiltração de água nos primeiros segundos e, em seguida, um estágio linear com pequena variação após o pico máximo de sortividade. No entanto, a sortividade e, conseqüentemente, o fluxo do etanol no solo nas amostras do VEO, o CXe e o SXe secas ao ar não apresentou tal comportamento, sendo que a maior sortividade ao etanol foi observada na condição de menor umidade, ao contrário da água, na qual se observa uma pequena sortividade em função do fluxo reduzido nesses solos. Esse comportamento atípico também se reflete na infiltração acumulada, onde a infiltração de etanol em solo seco ao ar é maior, seguida pelo solo equilibrado a 10 kPa e em 100 kPa. Contrariamente a isso ocorre com a infiltração acumulada de água, a qual passa a ser maior nas amostras com maior conteúdo de água, devido, principalmente, ao reduzido fluxo de água nas amostras secas, limitado pela presença de compostos hidrofóbicos. Dessa forma, verificou-se ainda que a maior infiltração acumulada para ambos os líquidos esteve associada à maior sortividade e, conseqüentemente, ao maior fluxo de líquido, além de ser variável em função da umidade do solo.

(Continua)

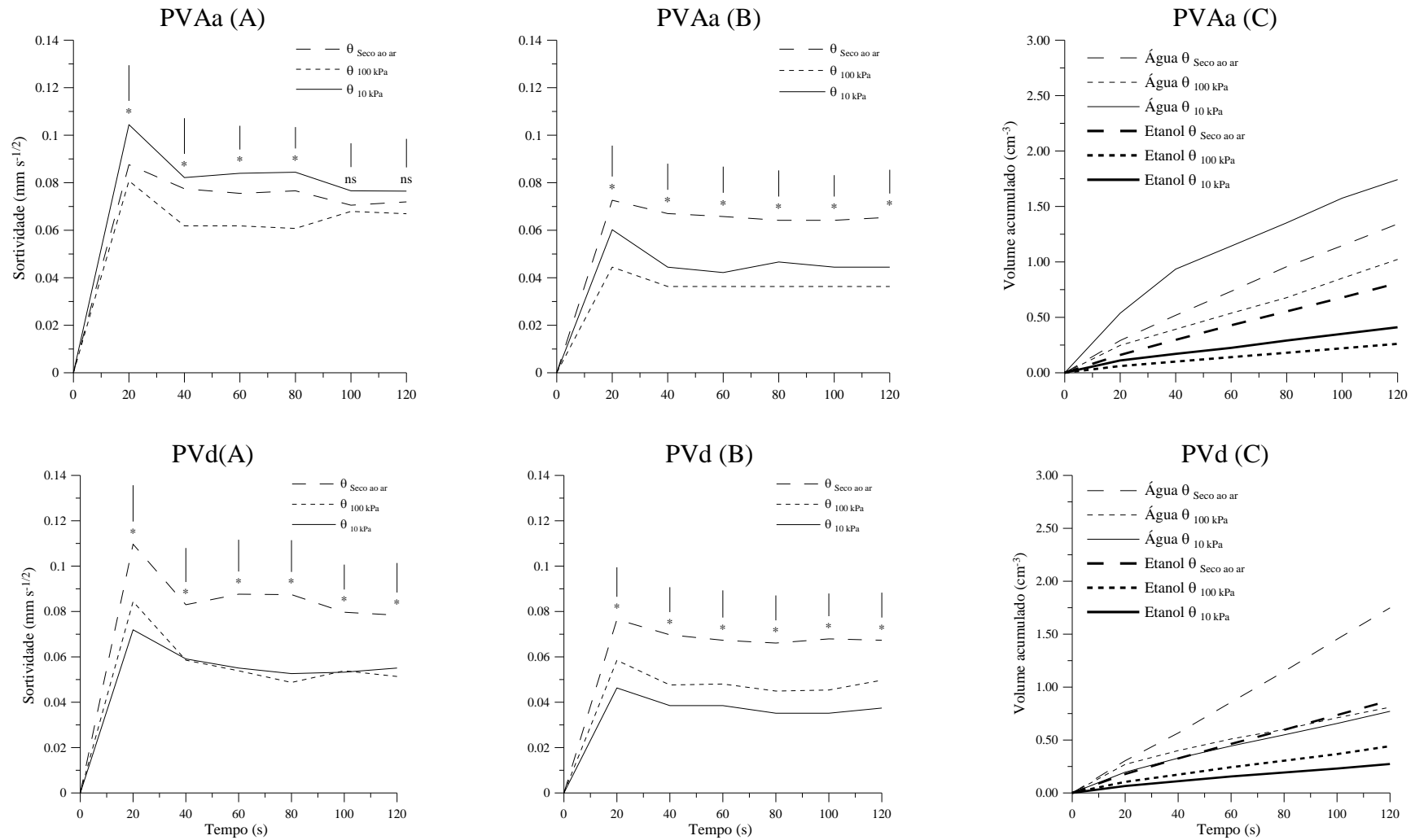


Figura 6 - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,00 – 0,05 m. PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico.

(Continuação)

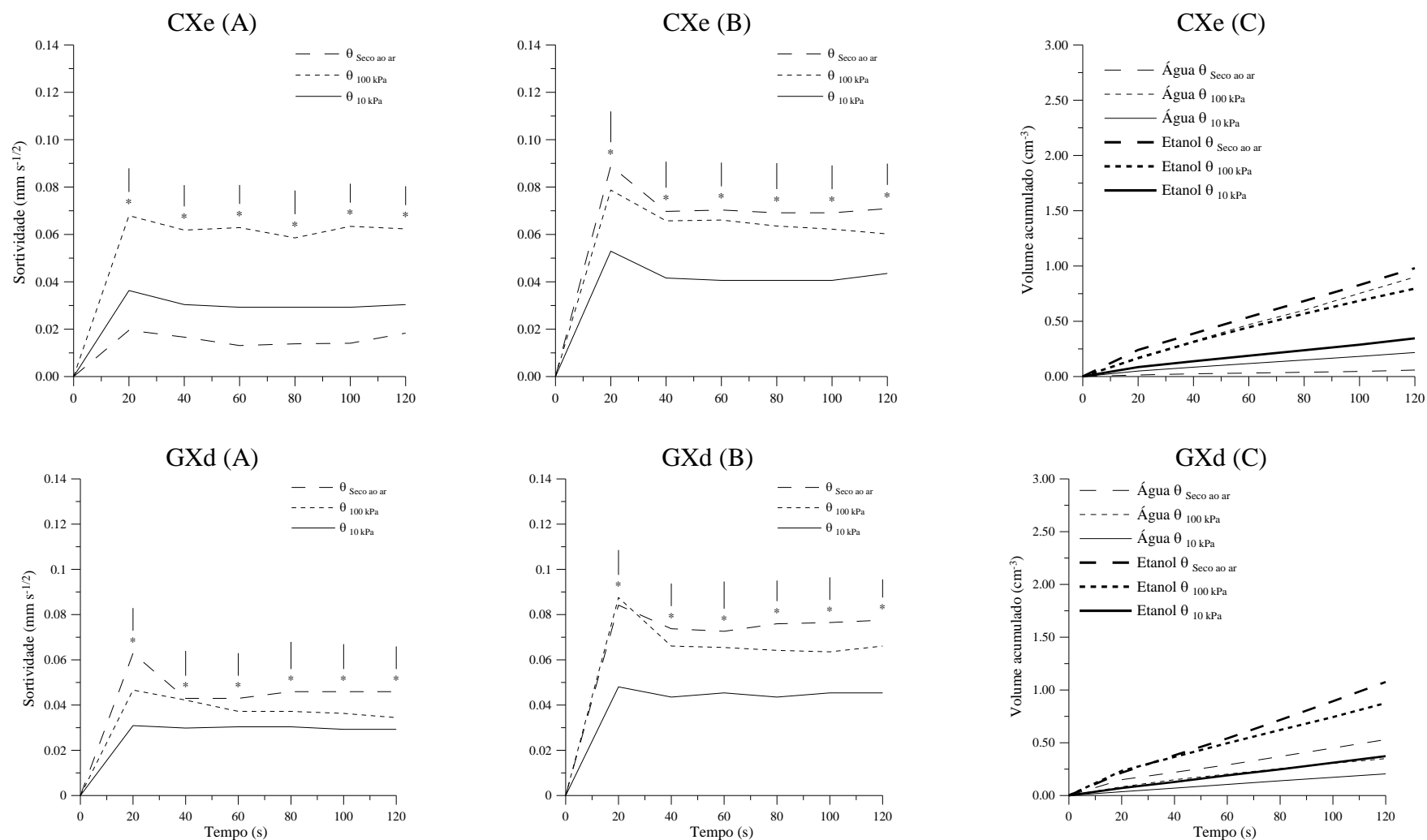


Figura 6 - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,00 – 0,05 m. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico.

(Continuação)

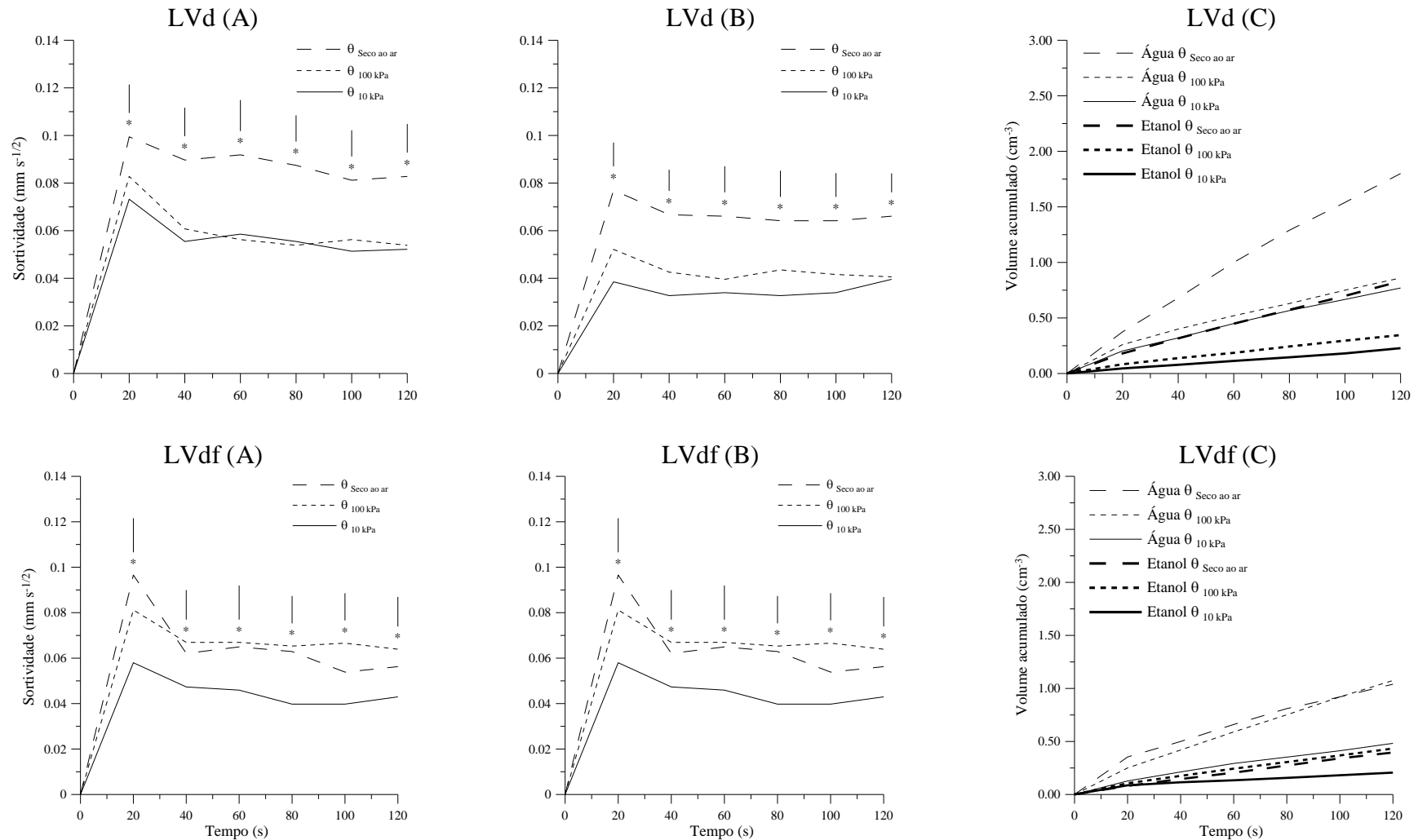


Figura 6 - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,00 – 0,05 m. LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico.

(Continuação)

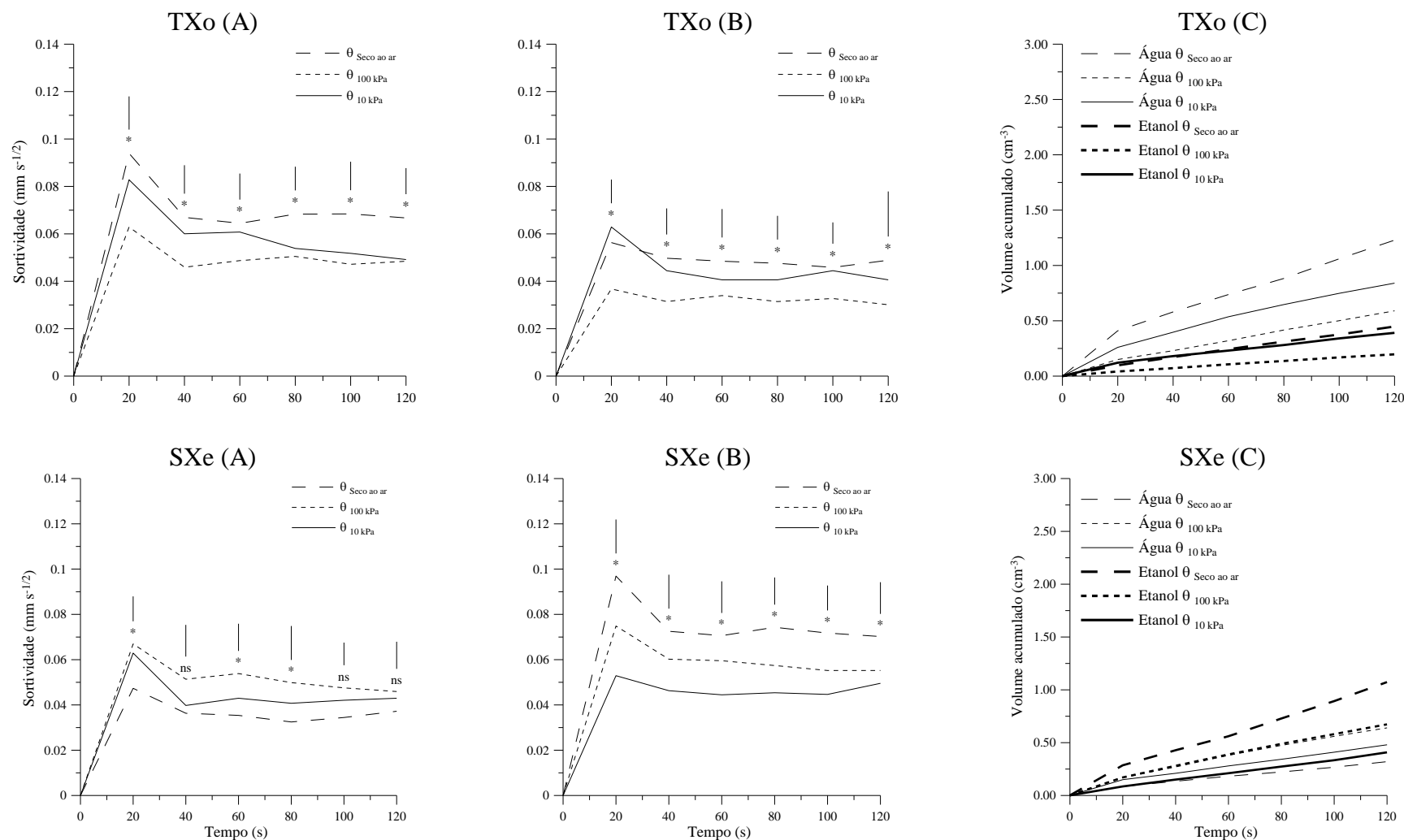


Figura 6 - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,00 – 0,05 m. SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvissole Háplico Órtico.

(Conclusão)

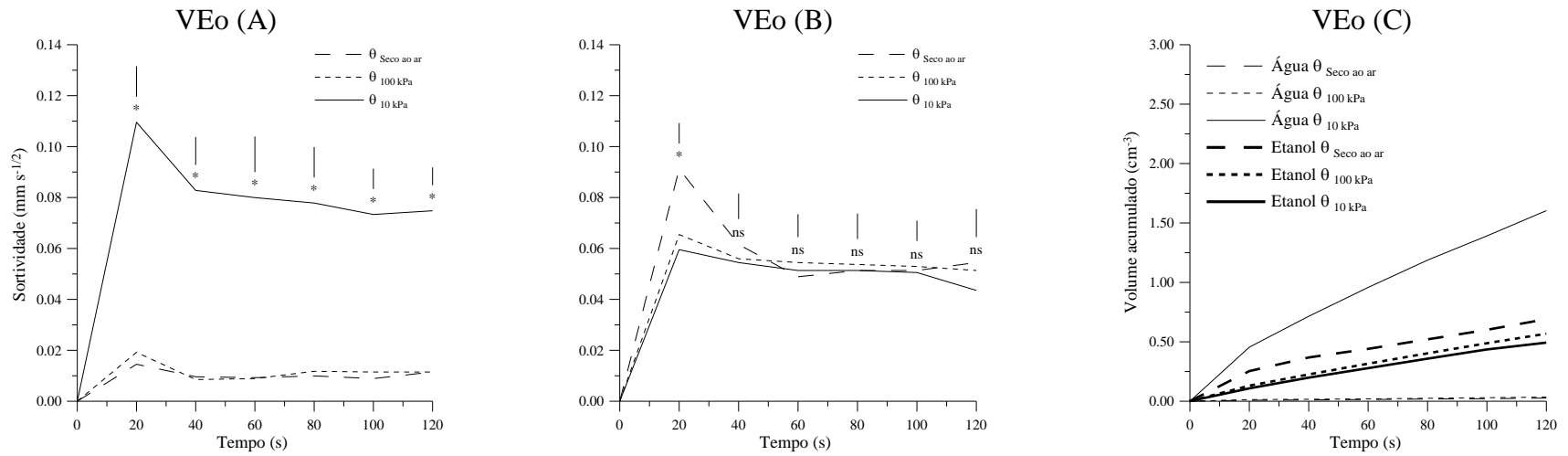


Figura 7 - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,00 – 0,05 m. VEO - Vertissolo Ebânico Órtico.

6.3 Índice de hidrofobicidade e ângulo de contato água-solo

O índice de hidrofobicidade variou em função das classes de solo e foi influenciado pela variação da umidade, sendo que houve interação significativa entre esses fatores (Tabela 12).

Dentre os diferentes solos analisados, apenas no PVa, PVd, LVd, LVdf e TXo, o índice de hidrofobicidade (R) ficou abaixo do limite crítico descrito por Tillman et al. (1989), que definiram valor de R igual a 1,95 como índice crítico hidrofóbico para o solo. Portanto, nas diferentes camadas analisadas desses solos, a infiltração de água não foi afetada pela hidrofobicidade em nenhuma condição de umidade. Na camada superficial (0,00 – 0,05 m), os solos CXe, SXe, VEo e GXd apresentaram, na condição de menor umidade (seco ao ar), os maiores índices de hidrofobicidade (R), respectivamente de 8,98, 4,03, 10,92 e 3,17, diferindo significativamente entre si e dos demais solos. Dessa forma, pode-se inferir que, nessa camada no VEo, existe uma diminuição de ordem decimal na sortividade, isso é, na taxa de molhamento do solo.

Ainda na camada superficial, observou-se que, nos solos que apresentaram um índice R maior que o limite crítico de 1,95 (TILLMAN et al., 1989), há um decréscimo desse índice com o aumento do conteúdo de água; porém, ocorre de forma diferente para cada classe de solo. O CXe e o SXe apresentam redução da hidrofobicidade, em um nível menor, pois tal redução é verificada logo após o umedecimento do solo seco ao ar, quando as amostras passam da condição de seco ao ar para uma umidade maior (tensão de 100 kPa); o VEo apresenta nessa umidade intermediária, elevado índice de hidrofobicidade, que passa a ser insignificante somente na condição de maior umedecimento (tensão de 10 kPa); e, diferentemente desses, o GXd apresenta um valor de R acima do limite crítico para todas as umidades, ou seja, até mesmo próximo da condição de saturação do solo (10 kPa). Assim, é possível verificar que alguns dos solos apresentaram um pequeno grau de repelência, na camada superficial e, principalmente, na condição de menor conteúdo de água. Isso confirma a primeira hipótese do trabalho, evidenciando que nos solos hidrofóbicos, o índice de hidrofobicidade reduz significativamente com o umedecimento do solo, de forma intrínseca para cada classe de solo.

Tabela 12 – Valores do índice de hidrofobicidade nas diferentes umidades dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Solo	Equilibrado à tensão de 10 kPa			Equilibrado à tensão de 100 kPa			Seco ao ar		
Camada de 0,00 – 0,05 m									
PVAa	1,11	Cb*	±0,14**	1,20	BCb	±0,17	1,68	Da	±0,20
PVd	1,29	Cb	±0,20	1,73	BCa	±0,28	1,53	Dab	±0,24
CXe	2,74	Ab	±0,10	2,11	BCb	±0,19	8,98	Ba	±0,48
GXd	2,94	Aa	±0,21	3,36	Ba	±0,24	3,17	Ca	±0,20
LVd	1,39	Ca	±0,19	1,43	Ba	±0,21	1,60	Da	±0,24
LVdf	1,37	Ca	±0,10	1,34	Ba	±0,18	1,38	Da	±0,22
TXo	1,55	Ca	±0,14	1,36	Ba	±0,17	1,30	Da	±0,18
SXe	2,10	Bb	±0,20	2,36	BCb	±0,13	4,03	Ca	±0,31
VEo	1,19	Cb	±0,28	9,70	Aa	±0,56	10,92	Aa	±0,69
Cv (%)	10,71			11,67			15,82		
Camada de 0,05 – 0,10 m									
PVAa	1,09	Ca	±0,09	1,10	Da	±0,15	1,41	CDa	±0,13
PVd	1,29	Cb	±0,15	1,89	BCa	±0,18	1,21	CDb	±0,15
CXe	1,48	Ca	±0,13	1,53	CDa	±0,20	1,61	CDa	±0,15
GXd	2,59	Ba	±0,18	2,09	BCb	±0,20	2,28	CDab	±0,16
LVd	1,20	Ca	±0,13	1,18	Da	±0,15	1,17	Da	±0,13
LVdf	1,31	Ca	±0,17	1,07	Db	±0,16	1,06	Db	±0,10
TXo	2,72	Ba	±0,19	2,14	BCb	±0,17	2,57	CDa	±0,27
SXe	3,57	Ac	±0,23	4,64	Ab	±0,33	8,50	Aa	±0,40
VEo	1,15	Cc	±0,21	2,25	Bb	±0,22	6,46	Ba	±0,37
Cv (%)	9,33			10,20			12,88		
Camada de 0,10 – 0,20 m									
PVAa	1,18	Ba	±0,14	1,49	Ca	±0,20	1,10	Ca	±0,18
PVd	1,28	Ba	±0,21	1,20	Ca	±0,18	1,24	Ca	±0,22
CXe	1,43	Ba	±0,12	1,47	Ca	±0,15	1,24	Ca	±0,21
GXd	1,17	Ba	±0,18	1,11	Ca	±0,23	1,08	Ca	±0,19
LVd	1,36	Bb	±0,15	1,86	Ba	±0,16	1,90	Ba	±0,25
LVdf	1,20	Ba	±0,23	1,08	Ca	±0,21	1,28	Ca	±0,16
TXo	1,22	Ba	±0,21	1,14	Ca	±0,17	1,23	Ca	±0,23
SXe	2,60	Ac	±0,13	3,85	Ab	±0,23	4,29	Aa	±0,28
VEo	1,18	Bb	±0,21	1,86	BCb	±0,17	4,85	Aa	±0,34
Cv (%)	8,73			9,08			8,60		

*Médias seguidas de mesma letra, maiúscula na coluna e minúscula na linha, não diferem pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade de erro. **Desvio padrão. Cv – Coeficiente de variação. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvisso Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

Entretanto, verificou-se redução significativa do R no solo CXe com valor próximo de 1, ou seja, abaixo do limite crítico de 1,95, nas camadas subsuperficiais, corroborando com o observado por Doerr et al. (2000), que atribuíram a diminuição do grau de repelência à água

à redução do teor de matéria orgânica com o aprofundamento no perfil do solo. Porém, os solos VEO e SXe apresentam elevados valores de R em todas as camadas, corroborando com Vogelmann et al. (2010), que encontraram em um vertissolo alto grau de hidrofobicidade no horizonte B, o qual não diferiu significativamente do valor encontrado no horizonte A. Os autores atribuíram a elevada hidrofobicidade nos dois horizontes à grande quantidade de matéria orgânica existente nos dois horizontes e a presença de argilominerais expansivos, os quais produzem mudanças significativas de volume com a variação da umidade, produzindo fendas profundas, fenômeno denominado de hidroturbação. Nessas fendas podem cair resíduos orgânicos, razão pelo qual encontramos altos teores de matéria orgânica no horizonte subsuperficial (STRECK et al., 2008). Lichner et al. (2006) também encontraram alto valor de R em um vertissolo, possivelmente devido à presença de argilas expansivas e, além disso, estabeleceram que o tipo de argilomineral pode influenciar na repelência à água, sendo maior em argilas do tipo 2:1.

Para os solos CXe, GXd e VEO nas camadas mais profundas (0,05 - 0,10 e 0,10 - 0,20), além da redução dos valores de R, também houve redução do intervalo de umidade onde perduram os efeitos da hidrofobicidade, pois na camada superficial esses solos apresentaram elevada hidrofobicidade até próximo da condição de saturação. Entretanto, nas camadas subsuperficiais, a partir da umidade intermediária (tensão de 100 kPa), o índice de hidrofobicidade começa a decrescer ou torna-se próximo de 1, valor inferior ao limite crítico de 1,95. No entanto, no SXe, mesmo com o aprofundamento no solo, o índice R continuou elevado até próximo da umidade de saturação do solo (tensão de 10 kPa).

Intrinsecamente relacionada com o índice de hidrofobicidade está o ângulo de contato da água com o solo (Tabela 13). De acordo com a classificação proposta por Hallet e Young (1999), o valor do ângulo de contato para um solo não repelente é igual a 0° , entre 0 e 59° estão os solos ligeiramente repelentes e, acima desse limite, os solos muito repelentes. Assim, observa-se que, neste estudo, os maiores valores do índice de hidrofobicidade estiveram associados aos maiores valores de ângulo de contato. Seu comportamento em relação ao conteúdo de água foi semelhante, ou seja, ocorre redução do ângulo de contato à medida que aumenta o conteúdo de água no solo.

Tabela 13 – Valores ângulo de contato (°) nas diferentes umidades dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Solo	Equilibrado à tensão de 10 kPa			Equilibrado à tensão de 100 kPa			Seco ao ar		
Camada de 0,00 – 0,05 m									
PVAa	25,72	Dc*	±3,87**	33,56	Eb	±3,59	53,47	Ca	±4,70
PVd	39,18	CDB	±2,15	54,69	CDa	±2,78	49,19	CDab	±2,97
CXe	68,59	Ab	±3,28	61,71	BCb	±4,36	83,61	ABa	±2,00
GXd	70,11	Aa	±3,84	72,69	Aba	±2,79	71,61	Ba	±3,92
LVd	43,99	BDb	±4,00	45,63	DEb	±4,41	51,32	CDa	±2,56
LVdf	43,12	CDa	±2,59	41,73	DEa	±2,74	43,56	CDa	±3,64
TXo	49,82	BCa	±3,93	42,67	DEb	±2,69	39,72	Db	±2,12
SXe	61,56	ABb	±3,65	64,93	BCb	±4,18	75,63	AB a	±3,37
VEo	32,82	CDB	±1,23	84,08	Aa	±3,26	84,75	Aa	±3,68
Cv (%)	13,64			9,41			6,96		
Camada de 0,05 – 0,10 m									
PVAa	23,45	Cb	±2,49	24,62	Cb	±4,91	44,83	DEa	±4,10
PVd	39,18	BCb	±3,52	58,06	Ba	±4,58	34,26	EFb	±2,97
CXe	47,49	Bb	±3,98	49,19	Bab	±2,16	51,60	CDa	±2,27
GXd	67,29	Aa	±2,24	61,41	ABb	±3,38	63,99	BCab	±3,06
LVd	33,56	BCa	±3,84	32,06	Ca	±3,85	31,27	EFa	±3,67
LVdf	40,24	BCa	±5,09	20,84	Cb	±3,69	19,37	Fb	±2,80
TXo	68,43	Aa	±2,39	62,14	ABb	±3,34	67,10	CDb	±3,96
SXe	73,73	Ab	±2,30	77,55	Aab	±3,56	83,24	Aa	±4,74
VEo	32,06	BCc	±2,40	63,61	ABb	±4,25	81,09	ABa	±2,78
Cv (%)	14,90			13,95			11,79		
Camada de 0,10 – 0,20 m									
PVAa	32,06	Cb	±3,00	47,84	BCa	±2,26	24,62	Bc	±3,83
PVd	38,62	BCa	±3,28	33,56	CDb	±2,60	36,25	Bab	±3,03
CXe	45,63	BCa	±2,68	47,14	BCa	±2,31	36,25	Bb	±2,43
GXd	31,27	ABa	±3,31	25,72	Db	±3,63	22,19	Bb	±3,81
LVd	42,67	BCb	±2,46	57,48	Aba	±3,25	58,24	Aa	±2,66
LVdf	33,56	BCb	±2,04	22,19	Dc	±3,34	38,62	Ba	±3,59
TXo	34,95	BCb	±3,36	28,69	Aba	±4,34	35,61	Bb	±3,40
SXe	67,38	Ab	±2,61	74,95	Aa	±2,68	76,52	Aa	±2,06
VEo	32,06	Cc	±2,54	57,48	ABb	±2,61	78,10	Aa	±3,79
Cv (%)	14,39			16,09			15,76		

*Médias seguidas de mesma letra não diferem pelo teste de Tukey a 5% de probabilidade de erro. **Desvio padrão. Cv – Coeficiente de variação. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvissolo Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

Dessa forma, os solos PVA, PVd, LVd e LVdf apresentaram, em todas as camadas e nas três condições de umidade, valores de ângulo de contato entre 0 e 59°, sendo classificados como pouco repelentes. Isso concorda com o observado por Vogelmann et al. (2011), que encontraram pequena repelência em latossolos e argissolos. O solo TXd apresentou

comportamento similar, sendo que, somente na camada de 0,05 a 0,10 m, apresentou elevado ângulo de contato da água com o solo, passando a ser classificado como muito repelente. Ainda para esse solo, nessa mesma camada, também se observou um elevado valor de R, o qual pode estar relacionado à presença de compostos ou agentes biológicos capazes de induzirem o aparecimento de hidrofobicidade, como descrito por Hallet e Young (1999) e Jaramillo (2004).

Os solos VEO, CXe, GXd e SXE apresentaram elevados ângulos de contato em todas as camadas na condição de menor umidade, porém esses diminuíram com o aumento da profundidade ou da umidade do solo, revelando comportamento semelhante ao do índice de hidrofobicidade.

6.4 Inter-relações entre as propriedades analisadas e a ocorrência de hidrofobicidade

Não foi observada correlação entre a composição granulométrica e a ocorrência de hidrofobicidade ou com a sortividade ao etanol ou à água (Tabela 14), concordando com Scott (2000) e Vogelmann et al. (2010). Porém, Wallis e Horne (1992) citam casos extremos de repelência à água constatados em solos arenosos, em decorrência da maior facilidade de recobrimento da areia por substâncias hidrofóbicas e à baixa superfície específica desses solos. Entretanto, De Jonge et al. (1999) e Gryze et al. (2006) mostraram que as frações de menor tamanho do solo exibiram o mais alto índice de hidrofobicidade em função do maior teor de material orgânico nessas frações.

Em relação às propriedades físicas, apenas a porosidade total correlacionou-se com a sortividade ao etanol, o que é explicado pelo fato da sortividade ao etanol estar intimamente relacionada com o fluxo de líquido no solo, o qual, por sua vez, é função do espaço poroso. A infiltração do etanol não é influenciada por compostos hidrofóbicos; dessa forma, pode ser entendida como a máxima infiltração de um líquido no solo, a qual é dependente da porosidade, como fora evidenciado nas correlações existentes entre tais variáveis, independentemente do grau de umedecimento do solo. Porém, a sortividade à água manifestou-se de forma contrária, ou seja, não apresentou relação com a porosidade total, podendo ser explicado pelos diferentes graus de hidrofobicidade encontrados nos diferentes solos e umidades, gerando padrões de comportamento de infiltração completamente adversos e díspares.

Tabela 14 – Coeficientes de correlação e significância dos coeficientes de Pearson entre a composição granulométrica e propriedades físicas com a sortividade à água (Ságua), a sortividade ao etanol (Setanol), o índice de hidrofobicidade (R) e o ângulo de contato (Âng. Cont.) nas diferentes umidades para os nove solos estudados.

	Areia	Silte	Argila	Silte/Argila	Pt ¹	Macro ²	Micro ³	Ds ⁴
Setanol _{ψ10kPa}	ns	ns	ns	ns	0,49 ^{**}	ns	ns	ns
Setanol _{ψ100kPa}	ns	ns	ns	ns	0,37 [*]	ns	ns	ns
Setanol _{seco ao ar}	ns	ns	ns	ns	0,42 [*]	ns	ns	ns
Ságua _{ψ10kPa}	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Ságua _{ψ100kPa}	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Ságua _{seco ao ar}	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
R _{ψ10kPa}	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
R _{ψ100kPa}	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
R _{seco ao ar}	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Âng. Cont. _{ψ10kPa}	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Âng. Cont. _{ψ100kPa}	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Âng. Cont. _{seco ao ar}	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns	ns

** Significativo a 0,01; * Significativo a 0,05; ns = não significativo. ¹ Porosidade total; ² Macroporosidade; ³ Microporosidade; ⁴ Densidade do solo.

A repelência à água foi mais severa nos solos que apresentaram maior quantidade de matéria orgânica, confirmado pela correlação existente entre essa propriedade e com o índice R e com o ângulo de contato água-solo (Tabela 15). Além disso, apresenta relação inversa com a sortividade à água nas condições de menor umidade no solo, condição essa que está associada à manifestação de elevado grau de hidrofobicidade e quando a matéria orgânica do solo apresenta pouca umidade adsorvida. Dekker et al. (1998), De Jonge et al. (1999), Gryze et al. (2006), Mataix-Solera et al. (2007) e Rodrigues-Allerez et al. (2007), também encontraram relações positivas entre a repelência à água e o teor de matéria orgânica. Entretanto, Dekker et al. (1998), Mataix-Solera et al. (2007) e Rodrigues-Allerez (2007) apontam que a quantidade de material orgânico não é condição essencial para a ocorrência de repelência à água no solo, sendo que a repelência pode ser devida à natureza e não à quantidade de matéria orgânica no solo. Esse comportamento também foi observado por Jaramillo (2006), que encontrou um baixo coeficiente de determinação entre o índice R e o teor de matéria orgânica, concluindo que não é a quantidade, mas a composição da matéria orgânica do solo que induz manifestação da hidrofobicidade. Segundo Ellerbrock et al. (2005), quanto mais decomposta está a substância orgânica, maior é o ângulo de molhamento, evidenciando a inter-relação do ângulo de contato água-solo com a matéria orgânica. Isso está

relacionado com a maior facilidade de decomposição da fração não hidrofóbica da matéria orgânica, assim os compostos hidrofóbicos por apresentarem uma reduzida taxa de decomposição acumulam-se, causando o aumento da hidrofobicidade.

Tabela 15 – Coeficientes de correlação e significância dos coeficientes de Pearson entre o diâmetro médio geométrico de agregados estáveis em água (DMG), índice de estabilidade de agregados (IE) e matéria orgânica do solo (MO) com a sortividade à água (Ságua), sortividade ao etanol (Setanol), índice de hidrofobicidade (R) e ângulo de contato nas diferentes umidades nos nove solos estudados.

	MO	DMG	IE
Setanol $_{\Psi 10kPa}$	ns	ns	ns
Setanol $_{\Psi 100kPa}$	ns	ns	ns
Setanol $_{seco\ ao\ ar}$	ns	ns	ns
Ságua $_{\Psi 10kPa}$	ns	ns	ns
Ságua $_{\Psi 100kPa}$	-0,62 ^{***}	ns	ns
Ságua $_{seco\ ao\ ar}$	-0,45 ^{***}	ns	ns
R $_{\Psi 10kPa}$	ns	ns	ns
R $_{\Psi 100kPa}$	0,53 ^{**}	ns	ns
R $_{seco\ ao\ ar}$	0,63 ^{***}	ns	ns
Âng. Cont. $_{\Psi 10kPa}$	ns	ns	ns
Âng. Cont. $_{\Psi 100kPa}$	0,39 [*]	ns	ns
Âng. Cont. $_{seco\ ao\ ar}$	0,57 ^{**}	ns	ns

***Significativo a 0,001; **Significativo a 0,01; *Significativo a 0,05; ns = não significativo.

Não foram encontradas correlações entre o DMG e IE com o índice R ou com o ângulo de contato água-solo (Tabela 15), demonstrando que a estabilidade dos agregados não é diretamente influenciada pelos compostos hidrofóbicos, a qual fora sugerida em função da inter-relação existente entre esses atributos e os teores de matéria orgânica do solo, com os quais já é comprovada a sua relação (MUNNER; OADES, 1989; SOANE, 1990). No entanto, Munner e Oades (1989) e Soane (1990) descrevem que a agregação do solo é influenciada por outros atributos químicos, como cátions trocáveis, óxidos, exsudatos radiculares e de micro-organismos, além da matéria orgânica do solo. Segundo Meurer et al. (2000), a predominância do íon Ca^{2+} no complexo de troca também pode favorecer a formação de agregados, através da floculação das argilas, a qual contribui para o aumento da atividade biológica. Entretanto, a predominância de Na^{+} ou K^{+} no complexo de troca, acarreta a dispersão dos colóides e, conseqüentemente, a redução da estabilidade dos agregados. Assim, pode-se verificar que a agregação do solo não sofre influencia direta da ação de compostos hidrofóbicos,

principalmente pelo fato da formação e estabilização dos agregados do solo ser dependente de outros fatores.

Os limites de consistência apresentaram correlação com a sortividade à água em amostras secas ao ar e equilibradas na tensão de 10 kPa, com os valores de R e ângulo de contato água-solo na condição de solo seco ao ar (Tabela 16). Ressalta-se a relação negativa encontrada entre a sortividade à água na condição de menor umidade e os limites de consistência, indicando que, nas amostras em que esses limites foram elevados, houve redução da sortividade à água com subsequente aumento do grau de hidrofobicidade e do ângulo de contato da água com a superfície do solo. De acordo com Holtz e Kovacz (1981), os limites de consistência são manifestações das forças físicas de coesão e adesão entre as partículas minerais do solo, sendo, por conseguinte, influenciada pela composição granulométrica, matéria orgânica, quantidade e natureza do material coloidal. Entretanto, neste estudo não foi encontrada relação entre a sortividade à água ou ao etanol, hidrofobicidade e ângulo de contato solo-água com a composição granulométrica (Tabela 14), restando assim, as demais variáveis as quais podem ser responsáveis pela ocorrência do fenômeno.

O teor de matéria orgânica esteve associado aos maiores valores dos limites de liquidez e plasticidade. Entretanto, tais alterações nos limites de consistência do solo em razão das modificações nos teores de carbono orgânico são pouco estudadas (NETTLETON; BRASHER, 1983). Smith et al. (1985) obtiveram correlações positivas entre a matéria orgânica e o limite de plasticidade em solos com diferentes mineralogias, enfatizando que o incremento da matéria orgânica tende a aumentar a área superficial específica do solo, com consequente aumento de retenção de água, elevando os valores dos limites de plasticidade e de liquidez do solo. Portanto, como verificado na tabela 15, o teor de matéria orgânica encontrou-se associado à elevada hidrofobicidade nos solos estudados e, além disso, foi responsável pela elevação do LL e do LP. Assim, o LL e o LP passam a refletir indiretamente a ocorrência de hidrofobicidade em função da estreita relação existente com o teor de matéria orgânica do solo.

No entanto, os limites não são alterados somente por variações no teor de matéria orgânica, mas também são funções do tipo de argilomineral presente no solo. De acordo com Holtz e Kovacz (1981), argilominerais do grupo das esmectitas, como a montmorilonita, promovem o aumento dos limites de plasticidade e liquidez dos solos, sendo maiores em solos que apresentam esse tipo de mineral que em solos compostos principalmente por ilita e caulinita. Dessa forma, evidencia-se que não somente o elevado conteúdo de matéria orgânica

é responsável pela ocorrência de elevada hidrofobicidade, mas também os argilominerais que compõem a fração mineral do solo, sugerido pela correlação encontrada entre o índice R e os limites de plasticidade, liquidez e índice de plasticidade, os quais são indiretamente dependentes do argilomineral presente e também pela correlação encontrada entre a sortividade à água e ao etanol, índice R e ângulo de contato com a atividade da argila pelo método da EMBRAPA (1997).

Tabela 16 – Coeficientes de correlação e significância dos coeficientes de Pearson entre os limites de consistência e atividade da argila com a sortividade à água (Ságua), sortividade ao etanol (Setanol), índice de hidrofobicidade (R) e ângulo de contato nas diferentes umidades nos nove solos estudados.

	LL ¹	LP ²	IP ³	Atividade da argila (EMBRAPA, 1997)	Atividade da argila (SKEMPTON, 1953)
Setanol _{ψ10kPa}	0,37*	0,39*	ns	ns	ns
Setanol _{ψ100kPa}	ns	ns	ns	ns	ns
Setanol _{seco ao ar}	ns	ns	ns	0,42*	ns
Ságua _{ψ10kPa}	0,63***	0,59**	0,47*	ns	ns
Ságua _{ψ100kPa}	ns	ns	ns	ns	ns
Ságua _{seco ao ar}	-0,52**	-0,38*	-0,55**	-0,39*	ns
R _{ψ10kPa}	ns	ns	ns	ns	ns
R _{ψ100kPa}	ns	ns	ns	ns	ns
R _{seco ao ar}	0,47*	ns	0,51**	0,45*	ns
Âng. Cont. _{ψ10kPa}	ns	ns	ns	ns	ns
Âng. Cont. _{ψ100kPa}	ns	ns	ns	ns	ns
Âng. Cont. _{seco ao ar}	0,43*	ns	0,48*	0,58*	ns

***Significativo a 0,001; **Significativo a 0,01; *Significativo a 0,05; ns = não significativo. ¹ Limite de liquidez; ² Limite de plasticidade; ³ Índice de plasticidade.

A atividade da argila, determinada pelo método da EMBRAPA (1997), apresentou correlação positiva com o índice R na condição de menor umidade, sendo possível inferir que, em condições de menor umidade, solos com elevada atividade da argila, como a montmorilonita, podem vir a apresentarem altos índices de hidrofobicidade principalmente quando possuem elevados teores de matéria orgânica.

As investigações em relação ao efeito da argila na hidrofobicidade ainda são controversas, mas indicam que a mineralogia da argila e o histórico de molhamento do solo são fatores que devem ser considerados. McKissock et al. (2000, 2002), durante repetidas fases de umedecimento e secagem, verificou que argilas compostas predominantemente por

caulinita foram mais eficazes na redução da repelência à água do que as compostas por montmorilonita. Porém, Ward e Oades (1993), estudando um solo arenoso com elevada hidrofobicidade induzida artificialmente por álcool cetílico, observaram que a adição de montmorilonita foi mais eficaz na redução da repelência à água que a caulinita e esta, por conseguinte, foi mais eficaz do que a ilita.

Em outro estudo, Lichner et al. (2006) testaram a adição de argila na redução da repelência à água em solo arenoso e verificaram que a eficiência é dependente da mineralogia da argila e do histórico de umedecimento. A caulinita foi o único argilomineral, após um ciclo de umedecimento/secagem, capaz de diminuir a repelência em solos arenosos, através da hidrofobicidade induzida artificialmente por tratamento com ácido esteárico. Os autores descrevem que, durante repetidas fases de umedecimento e secagem, as argilas compostas predominantemente por caulinita, que é um argilomineral do tipo 1:1, com forte ligação entre camadas e com um espaço entre camadas muito reduzido para a penetração de água ou íons, foram muito mais eficazes em reduzir a repelência, contrariamente ocorre com as argilas do tipo 2:1, ou seja, a montmorilonita e a ilita. Esses argilomineriais do tipo 2:1, quando umedecidos tendem a dilatar-se e formar agregados, inversamente à caulinita, que quando umedecida não se dilata, permanecendo dispersa e, conseqüentemente, resulta em maior hidrofobicidade.

Nesse mesmo estudo, Lichner et al. (2006) observaram que as amostras sem adição de caulinita, ilita e Ca-montmorilonita apresentaram comportamento repelente igual ao solo hidrofóbico e a hidrofobicidade reduziu com o aumento do teor de água. Em relação ao teor de água crítico, houve um aumento com o teor de argila para os três tipos de argilomineriais. Para o mesmo teor de argila, o teor de água crítico para ilita e para a Ca-montmorilonita foi maior do que para a caulinita, explicado como sendo um efeito da formação de um complexo de cálcio trocável, disponibilizando cálcio na superfície dos minerais (ilita e Ca-montmorilonita), o qual poderia reduzir a hidrofobicidade.

7 CONCLUSÕES

Em diferentes condições de umidade o PVa, PVd, LVd e LVdf apresentam, valores de ângulo de contato água-solo e R inferiores ao limite crítico, sendo classificados como pouco repelentes. O VEo, CXe, GXd e SXE, ao contrário, apresentam elevados índices de hidrofobicidade e ângulos de contato água-solo em condição de solo seco ao ar na profundidade de 0,00 a 0,20 m. Porém o valor de R diminui com o aprofundamento no perfil e ou umedecimento do solo até a tensão de 10 kPa.

Na camada superficial, o CXe, SXe e o VEo apresentam um índice R maior que o limite crítico, que decresce acentuadamente com o aumento do conteúdo de água, de forma diferente para cada classe de solo. Exceto o GXd que apresenta um valor de R acima do limite crítico em todas as umidades. Nas camadas subsuperficiais, a partir da tensão de 100 kPa o índice de hidrofobicidade decresce e torna-se próximo de 1. Porém o SXe, mesmo com o aprofundamento no solo, apresenta elevado R até próximo da umidade de saturação do solo.

A hidrofobicidade e o ângulo de contato água-solo correlacionam-se positivamente com o teor de matéria orgânica. A estabilidade dos agregados não é diretamente influenciada pelos compostos hidrofóbicos e não existe correlação significativa entre o DMG de agregados estáveis em água e o IE com o R ou com o ângulo de contato água-solo. A atividade da argila calculada pelo método da EMBRAPA (1997) apresenta elevada correlação com o R na condição de menor umidade. Solos com elevada atividade de argila apresentam elevados índices de hidrofobicidade.

8 LITERATURA CITADA

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6453 - 84, Solo: determinação do Limite de Liquidez.** Brasília, 1984a.

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 7180 - 84, Solo: determinação do Limite de Plasticidade.** Brasília, 1984b.

AZEVEDO, A. C.; DALMOLIN, R. S. D. **Solos e Ambiente: uma introdução.** Santa Maria: Pallotti, 2004. 100 p.

BAVER, L. D.; GARDNER, W. H.; GARDNER, W. R. Soil structure: evaluation and agricultural significance. In: BAVAR, L. D.; GARDNER, W. H.; GARDNER, W. R. **Soil physics.** 4th. ed. New York: John Wiley, 1972. p. 178-223.

BAYER, J. V.; SCHAUMANN, G. E. Development of soil water repellency in the course of isothermal drying and upon pH changes in two urban soils. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2266–2275, aug. 2007.

BERTOL, I. et al. Propriedades físicas do solo relacionadas a diferentes níveis de oferta de forragem numa pastagem natural. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 33, n. 5, p. 779-786, maio. 1998.

BEUTLER, A. N. et al. Resistência a penetração e permeabilidade de Latossolo Vermelho Distrófico típico sob sistemas de manejo na região dos cerrados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, n. 1, jan./mar., p. 167-177, 2001.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F. Compactação do solo no desenvolvimento radicular e na produtividade da soja. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, n. 6, v. 39, n. 6, p. 581-588, jun. 2004.

BISDOM, E. B. A.; DEKKER, L. W.; SCHOUTE, J. F. T. Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationships with organic material and soil structure. **Geoderma**, Amsterdam, v. 56, n. 1-4, p. 105–118, mar. 1993.

BLACKWELL, P. S. Management of water repellency in Australia, and risks associated with preferential flow, pesticide concentration and leaching. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231-232, n. 29, p. 384-395, may. 2000.

BOLDRINI, I. I.; EGGERS, L. Vegetação campestre do sul do Brasil: dinâmica de espécies à exclusão do gado. **Acta Botânica Brasilica**, São Paulo, v. 10, n.1, p. 37–50, jan. 1996.

BRAIDA, J. A. et al. Resíduos vegetais na superfície e carbono orgânico do solo e suas relações com a densidade máxima obtida no ensaio Proctor. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 4, p. 605-614, jul./ago. 2006.

BUCKMAN, H. O.; BRADY, N. C. **Natureza e propriedade dos solos**. 5th ed. Rio de Janeiro: Biblioteca Universitária Freitas Bastos, 1979. 647 p.

CAMARGO, M. N.; KLAMT, E.; KAUFFMAN, J. H. Sistema brasileiro de classificação de solos. **Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 12, n. 1, p. 11-33, jan./abr. 1987.

CAPUTO, H. P. **Mecânica dos solos e suas aplicações: Fundamentos**. 6. ed. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, 2000. 234 p.

CASTRO FILHO, C.; MUZILLI, O.; PADANOSCHI, A. L. Estabilidade dos agregados e sua relação com o teor de carbono orgânico num Latossolo Roxo distrófico, em função de sistemas de plantio, rotações de culturas e métodos de preparo das amostras. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 22, n. 3, p. 527-538, mai./jun. 1998.

CARPENEDO, V.; MIELNICZUK, J. Estado de agregação e qualidade dos agregados de latossolos roxos, submetidos a diferentes sistemas de manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 14, n. 1, p. 99-105, jan. 1990.

CARVALHO, J. B. Q. **Fundamentos da Mecânica dos Solos**. Campina Grande: Editora Marconi, 1997. 310 p.

CHAN, K. Y. Development of seasonal water-repellence under direct drilling. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 1, p. 326–329, jan./feb. 1992.

CISAR J. L. et al. The occurrence and alleviation by surfactants of soil-water repellency on sand-based turfgrass systems. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231-232, n. 5, p. 352-358, may. 2000.

COLLARES, G. L.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; KAISER, D. R. Compactação superficial de Latossolos sob integração lavoura – pecuária de leite no noroeste do Rio Grande do Sul. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 41, n. 2, p. 246-250, fev. 2011.

CORCINI, A. L. M. **Variação temporal da estrutura do solo em sistemas integrados de cultivo da cebola no Uruguai**. 2008. 106 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

De BANO, L. F. Water repellency in soils: a historical overview. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231-232, n. 5, p. 4-32, may. 2000.

De BANO, L. F. **Water Repellent Soils: A State-of-the Art**. Washington: USDA Forest Service, 1981. 76 p.

De JONGE, L. W.; JACOBSEN, O. H.; MOLDRUP, P. Soil water repellency: effects of water content, temperature and particle size. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 63, n. 3, p. 437-442, june. 1999.

DEKKER, L. W. et al. Effect of drying temperature on the severity of soil water repellency. **Soil Science**, Baltimore, v. 163, n. 10, p. 780-796, oct. 1998.

DEKKER, L. W. et al. Water repellency and critical soil water content in a dune sand. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, n. 6, p. 1667-1674, july. 2001.

DEKKER, L. W.; RITSEMA, C. J. How water moves in a water repellent sandy soil: potential and actual water repellency. **Water Resources Research**, Washington, v. 30, n. 9, p. 2507-2517, mar. 1994.

DEXTER, A. R. Advances in characterization of soil structure. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 11, n. 3-4, p. 199-238, june. 1988.

DEXTER, A. R. Amelioration of soil by natural processes. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 20, n. 1, p. 87-100, apr. 1991.

DOERR, S. H. et al. Extraction of compounds associates with water repellency in sandy soils of different origin. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 43, n. 3, p. 225-237, may. 2005.

DOERR, S. H. et al. Occurrence, prediction and hydrological effects of water repellency amongst major soil and land use types in a humid temperate climate. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 57, n. 5, p. 741-754, oct. 2006.

DOERR, S. H. et al. Water repellence of soils: new insights and emerging research needs. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2223-2228, july. 2007.

DOERR, S. H.; SHAKESBY, R. A.; WALSH, R. P. D. Soil water repellency: it causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. **Earth-Science Reviews**, Swansea, v. 51, n. 1, p. 33-65, aug. 2000.

DOERR; S. H.; THOMAS, A. D. Soil moisture: a controlling factor in water repellency? In: RITSEMA, C. J.; DEKKER, L. W. (Org.). **Soil Water Repellency: occurrence, consequences and amelioration**. Amsterdam: Elsevier Science, 2003. p. 137-149.

DOURADO NETO, D. et al. Programa computacional para modelagem de curvas de retenção de água no solo (SWRC, versão 2.00). **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 57, n. 1, p. 191-192, jan./mar., 2000.

ELLERBROCK, R. H. et al. Composition of organic matter fractions for explaining wettability of three forest soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 69, n. 1, p. 57-66, jan/feb. 2005.

EMBRAPA. **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 1997. 212 p.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2006. 412 p.

FEENEY, D. S. et al. Impact of fungal and bacterial biocides on microbial induced water repellency in arable soil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 135, n. 1, p. 72-80, nov. 2006.

FORTES, A. B. **Geografia física do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Globo, 1959. 393 p.

FOX, D. M.; DARBOUX, F.; CARREGA, P. Effects of fire-induced water repellency on soil aggregate stability, splash erosion, and saturated hydraulic conductivity for different size fractions. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2377-2384, july. 2007.

FRANCO, C. M. M. et al. Hydrophobic properties and chemical characterization of natural waterrepellent in Australian sands. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231-232, n. 5, p. 47-58, may. 2000.

FREIRE, O. **Solos das regiões tropicais**. Botucatu: FEPAF, 2006. 268 p.

GANG, L. U.; SAKAGAMI, K.; TANAKA, H.; HAMADA, R. Role of soil organic matter in stabilization of water-stable aggregates in soils under different types of land use. **Soil Science Plant Nutrition**, v. 44, n. 2, p. 47-155, june. 1998.

GERKE, H. H., KOHNE, J. M. Estimating Hydraulic Properties of Soil Skins from Sorptivity and Water Retention. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 66, n. 1, p. 26-36. jan. 2002.

GRYZE, S. de et al. Water repellence and soil aggregate dynamics in a loamy grassland soil as affected by texture. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 57, n. 2, p. 235–246, apr. 2006.

GUBIANI, P. I.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Método alternativo para a determinação da densidade de partículas do solo – exatidão, precisão e tempo de processamento. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 36, n. 2, p. 664-668, mar./apr. 2006.

HAYNES, R. J.; BEARE, M. H. Influence of six crop species on aggregate stability and labile organic matter fractions. **Soil Biology Biochemistry**, v. 29, v. , p.1647-1653,1997.

HALLETT, P. D. A Brief Overview of the Causes, Impacts and Amelioration of Soil Water Repellency – a Review. **Soil & Water Research**, Slezská, v.3, n. 1, p. 21–29, jan. 2008.

HALLETT, P. D.; BAUMGARTL, T.; YOUNG, I. M. Subcritical water repellency of aggregates from a range of soil management practices. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, n. 1, p. 184-190, jan./feb. 2001.

HALLETT, P. D.; GORDON, D. C.; BENGOUGH, A. G. Plant influence on rhizosphere hydraulic properties: direct measurements using a miniaturized infiltrometer. **New Phytologist**, Lancaster, v. 157, n. 3, p. 597-603, mar. 2003.

HALLETT, P. D.; YOUNG, I. M. Changes to water repellence of soil aggregates caused by substrate-induced microbial activity. **European Journal Soil Science**, Oxford, v. 50, n.1, p. 35-40, jan. 1999.

HARRIS, R. F.; CHESTERS, G.; ALLEN, O. N. Dynamics of soil aggregation. **Advances in Agronomy**, Chelsea, v. 18, n. 1. p. 107-169, jan./fev. 1966.

HILLEL, D. Environmental soil physics. New York: Academic Press, 1998. 771 p.

HOLTZ, R. D; KOVACS, W. D. **An introduction to geotechnical engineering**. New Jersey: Prentice-Hall, 1981. 733 p.

HORN, R. et al. Soil compaction processes and their effects on the structure of arable soils and the environment. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 35, n. 1-2, p. 23-36, aug. 1995.

JARAMILLO, J. D. F. **Repelencia al agua en suelos: con énfasis en Andisoles de Antioquia**. Medellín: Universidad Nacional de Colombia, 2004. 197 p.

JARAMILLO, J. D. F. Repelencia al agua en suelos: una síntesis. **Revista Acadêmica Colombiana de Ciência**, Medellín, v. 30, n. 115, p. 215-232, jun. 2006.

JOHNSON, M. S. et al. Spatial and temporal variability of soil water repellency of Amazonian pastures. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 43, n. 1, p. 319-326, may. 2005.

KEIZER, J. J. et al. Temporal and spatial variations in topsoil water repellency throughout a crop-rotation cycle on sandy soil in north-central Portugal. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2317-2324, july. 2007.

KEMPER, W. D.; CHEPIL, W. S. Size distribution of aggregates. In: BLACK, C. A.; EVANS, D. D.; WHITE, J. L. (Org.). **Methods of soil analysis**. Madison: American Society of Agronomy, 1965. p. 499-509.

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

KLUTE, A. Water retention: laboratory methods. In: BLACK, C. A., (Org.) **Methods of soil analysis: physical and mineralogical methods**. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 635-662.

KOSTKA, S. J. Amelioration of water repellency in highly managed soils and the enhancement of turfgrass performance through the systematic application of surfactants. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231-232, n. 5, p. 47-58, may. 2000.

LANZANOVA, M. E. et al.. Atributos físicos do solo em sistema de integração lavoura-pecuária sob plantio direto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 5, p. 1131-1140, set./out. 2007.

LEEDS-HARRISON, P. B., YOUNGS, E. G.; UDDIN, B. A device for determining the sorptivity of soil aggregates. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 45, n. 3, p. 269-272, sep. 1994.

LICHNER, L. et al. Evaluation of different clay minerals as additives for soil water repellency alleviation. **Applied Clay Science**, Amsterdam, v. 31, n. 3, p. 238-248, mar. 2006.

MARCHIORI, J. N. C. **Fitogeografia do Rio Grande do Sul: campos sulinos**. Porto Alegre: Ed. EST, 2004. 110p.

MASHUM, M.; FARMER, V. C. Origin and assessment of water repellency of a sandy South Australian soil. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 23, n. 4. p. 623-626. jan. 1985.

MATAIX-SOLERA, J. et al. Water repellency under different plant species in a calcareous forest soil in a semiarid Mediterranean environment. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2300-2309, aug. 2007.

MATAIX-SOLERA, J.; DOERR, S. H. Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forest in southeastern Spain. **Geoderma**, Amsterdam, v. 118, n. 1-2, p. 77-88, jan. 2004.

McKISSOCK, I., et al. The influence of clay type on reduction of water repellency by applied clays: a review of some West Australian work. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231-232, n. 5, p. 323-332, may. 2000.

MCKISSOCK, I., GILKES, R. J., WALKER, E. L., The reduction of water repellency by added clay as influenced by clay and soil properties. **Applied Clay Science**, Kiel, v. 20, n. 4-5, p. 225-241, jan. 2002.

MENEZES, F. P. **Substâncias húmicas em solos de diferentes feições geomorfológicas no Rebordo do Planalto do Rio Grande do Sul**. 2008. 111 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

MEURER, E. J.; RHENHEIMER, D.; BISSANI, C. A. Fenômenos de superfície. In: MEURER, E. J., ed. **Fundamentos de química do solo**. Porto Alegre: Gênese, 2000. 174 p.

MIELNICZUK, J. et al. Manejo de solo e culturas e sua relação com os estoques de carbono e nitrogênio do solo. In: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (Org). **Tópicos em Ciência do Solo**. 3. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003.

MITCHELL, J. K.; SOGA, K. **Fundamentals of soil behavior**. 3rd ed. New York, John Wiley, 2005. 577 p.

MOTA, F. O. B. **Retenção de água em um perfil Alfissol do município de Mossoró – RN**. 1976. 70 f. Dissertação (Mestrado) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 1976.

MUNNER, M.; OADES, J. M. The role of Ca-organic interactions in soil aggregate stability: III. Mechanisms and models. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 29, n. 2, p. 411-423, fev. 1989.

NETTLETON, W. D.; BRASHER, B. R. Correlation of clay minerals and properties of soils in the Western United States. **Soil Science Society America Journal**, Madison, v. 47, n. 4, p. 1032-1036, dec. 1983.

NIMER, E. Clima. In: IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística e Geografia do Brasil. **Geografia do Brasil: Região Sul**. Rio de Janeiro: IBGE, 1990. p. 151-187.

PÉREZ, D. V.; SIMÃO, S. M.; SALATINO, A. Identificação e caracterização da repelência à água em alguns solos brasileiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 22, n. 2, p. 173-179, mar/apr. 1998.

PHILIP, J. R. The theory of infiltration. Sortivity and algebraic infiltration equations. **Soil Science**, v. 84, n. 3, p. 257-264, sep. 1957.

POTTER, R. O.; KAMPF, N. Argilo-minerais e óxidos de ferro em cambissolos e latossolos sob regime climático térmico údico no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 5, n. 3, p. 153-159, mar./abr. 1981.

QUADROS, F. L. F. de et al.. Levantamento das pastagens naturais da região de Santa Maria-RS, Brasil. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 33, n. 5, p. 1-12. set./oct. 2003.

REICHARDT, K. **Processo de transferência no sistema solo-planta-atmosfera**. 4. ed. Campinas: Fundação Cargill, 1985. 466 p.

REICHERT, J. M. et al. Compactação do solo em sistemas agropecuários e florestais: identificação, efeitos, limites críticos e mitigação. In: CERETTA, C. A.; SILVA, L. S.; REICHERT, J. M. (Org.). **Tópicos em Ciência do Solo**. 5. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2007.

REICHERT, J. M. et al. Reference bulk density and critical degree-of-compactness for no-till crop. production in subtropical highly weathered soils. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 102, n. 2, p. 242-254, mar. 2009.

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Coluna de areia para medir a retenção de água no solo: protótipos e teste. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 36, n. 6, p. 1931-1935, nov./dez. 2006.

RODRÍGUEZ-ALLERES, M.; BENITO, I.; BLAS, E. de. Extent and persistence of water repellency in north-western Spanish soils. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2291-2299, july. 2007.

SALTON, J. C. et al. Agregação e estabilidade de agregados do solo em sistemas agropecuários em Mato Grosso do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 1, p. 11-21, jan./fev. 2008.

SANTOS, R. D. et al. **Manual de descrição e coleta de solos no campo**. 5. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. 100 p.

SCHAUMANN, G. E. et al. Influence of biofilms on the water repellency of urban soil samples. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2276-2284, july. 2007.

SCOTT, D. F. Soil wettability in forested catchments in South Africa: as measured by different methods and as affected by vegetation cover and soil characteristics. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231, n. 1, p. 87-104, jan. 2000.

SHAKESBY, R. A.; DOERR, S. H.; WALSH, R. P. D. The erosional impact of soil hydrophobicity: current problems and future research directions. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231, n. 1, p. 178-191. jan. 2000.

SILVA, A. J. N.; CABEDA, M. S. V.; CARVALHO, F. G. Matéria orgânica e propriedades físicas de um Argissolo Amarelo Coeso sob sistemas de manejo com cana-de-açúcar. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 10, n.3, p. 579-585, mar. 2006.

SKEMPTON, A. W. The colloidal, activity of clays. In: **3rd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering**. Zurich: ICOSOMEF, 1953. p. 57-63.

SMITH, C. W. et al. Shrinkage and Atterberg limits in relation to other properties of principal soil types in Israel. **Geoderma**, Amsterdam, v. 35, n. 1, p. 47-65, jan. 1985.

SOANE, B. The role of organic matter in soil compactability: a review of some practical aspects. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 16, n. 1, p. 179-201, jan. 1990.

SOUZA, Z. M.; ALVES, M. C.; Propriedades químicas de um Latossolo Vermelho Distrófico do Cerrado sob diferentes usos e manejos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 1, p. 133-139, jan/feb. 2003.

STRECK C. A. et al. Modificações em propriedades físicas com a compactação do solo causada pelo tráfego induzido de um trator em plantio direto. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 34, n. 3, p. 755-760, mai-jun, 2004.

STRECK, E. V. et al. **Solos do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: EMATER/RS, ASCAR, 2008. 222 p.

SUZUKI, L. E. A. S. et al. Grau de compactação, propriedades físicas e rendimento de culturas em Latossolo e Argissolo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 42, n. 8, p. 1159-1167, ago. 2007.

TALSMAN, T. In situ measurements of sortivity. **Austalian Journal of Soil Resources**, Melbourne, v. 7, n. 3, p. 269-279, mai./jun. 1969.

TÄUMER, K; STOFFREGEM, H; WESSOLEK, G. Determination of repellency distribution using soil organic matter and water content. **Geoderma**, Berlin, v. 125, n. 1-2, p. 107-115, jan. 2005.

TEDESCO, M. J.; GIANELLO, C.; BISSANI, C. A. **Análises de solo, plantas e outros materiais**. Porto Alegre: Departamento de solos – UFRGS, 1995. 174 p.

TILLMAN, R. W. et al. Water repellency and its measurement using intrinsic sorptivity. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 27, n. 4, p. 637-644, june, 1989.

TISDALL, J. M.; COCKROFT, B.; UREN, N. C. The stability of soil aggregates as affected by organic materials microbial activity and physical disruption. **Australian Journal Soil Research**. Collingwood, v. 16, n.1, p. 9-17, jan. 1978.

TISDALL, J. M.; OADES, J. M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, London, v. 33, n. 2, p. 141-163, fev. 1982.

TORMENA, C. A.; SILVA, A. P.; LIBARDI, P. L. Caracterização do intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Roxo sob plantio direto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 22, n. 4, p. 573-581, out./dez.1998.

USDA. **Soil Taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys**. 2nd ed. Washington: U. S. Government Printing Office, 1999. p.

Van GENUCHTEN, M. T. A closed form equation for predicting hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 4, p. 892-898, sep./oct. 1980.

Van LIER, Q. de J. (Org.). **Física do Solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010. 298 p.

Van WAMBEKE, A. R. Criteria for classifying soils by age. **Journal of Soil Science**, London, v. 1, n. 1, p. 124-132, jan-mar. 1962.

VOGELMANN, E. S. et al. Water repellency in soils of humid subtropical climate of Rio Grande do Sul, Brazil, **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 110, n. 1, p. 126-133, sep. 2010.

WALLIS, M. G.; HORNE, D. J. Soil water repellency. **Advances in Soil Science**, New York, v. 20, n. 1, p. 91-138, jan. 1992.

WARD, P. R., OADES, J. M. Effect of clay mineralogy and exchangeable cations on waterrepellency in clay amended sandy soils. **Australian Journal Soil Research**, Collingwood, v. 31, n. 3, p. 351–364. mar. 1993.

WHITE, I.; SULLY, M. J. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. **Water Resources Research**, Washington, v. 23, n. 8, p. 1514-1522, aug. 1987.

WOCHE, S. K.; et al. Contact angle of soils as affected by depth texture and land management. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 56, n. 3, p. 239-251, apr. 2005.

YODER, R. E. A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. **Journal American Society of Agronomy**, Washington, v. 28, n. 1, p. 337-351, jan. 1936.

ZALAMENA, J. **Impacto do uso da terra nos atributos químicos e físicos de solos do rebordo do Planalto - RS**. 2008. 79 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2008.

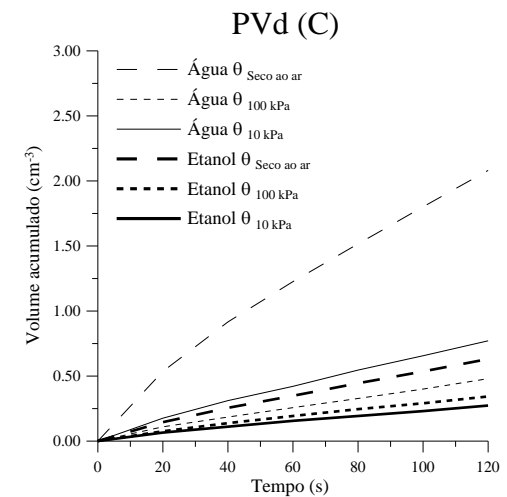
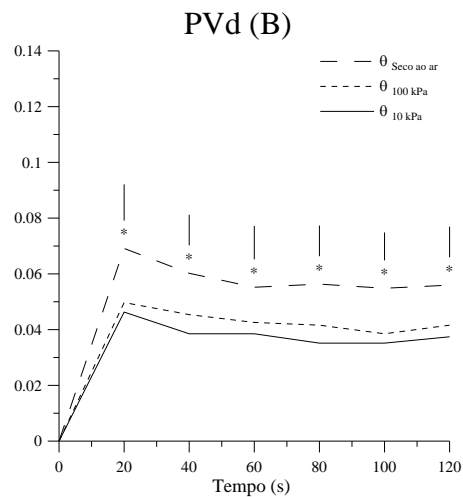
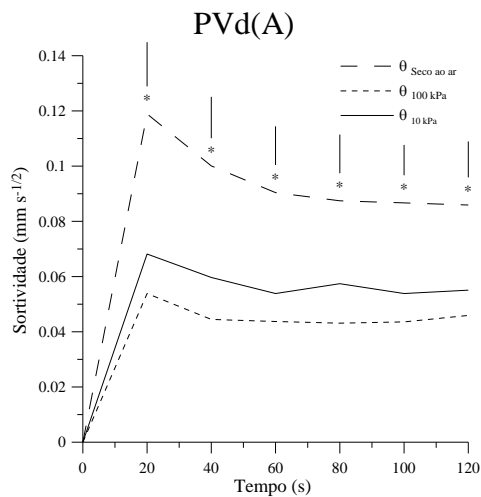
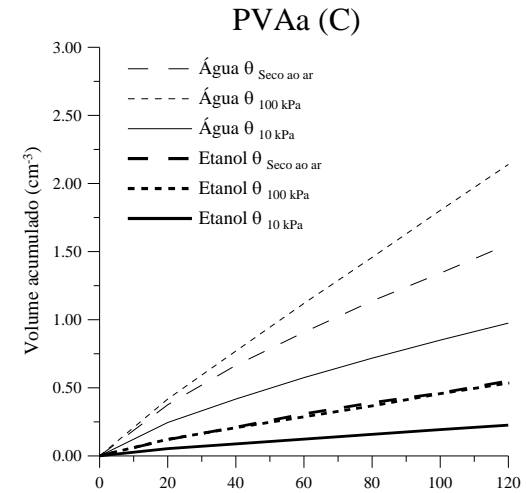
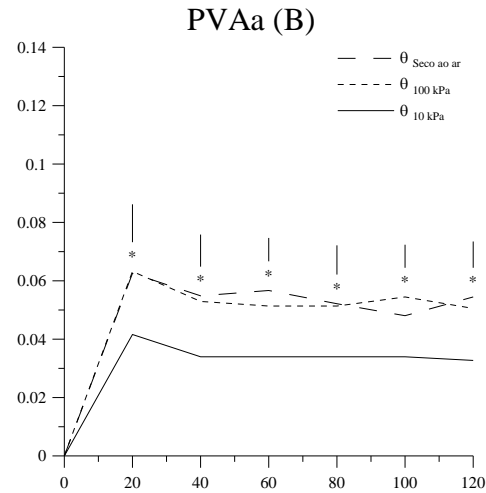
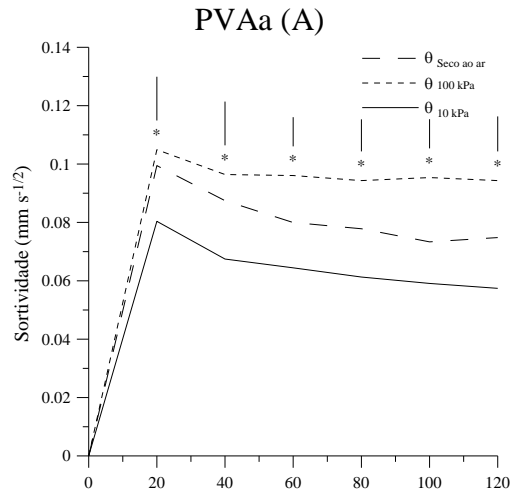
ANEXOS

Anexo I – Umidade residual dos nove solos estudados nas camadas de 0,00 – 0,05, 0,05 – 0,10 e 0,10 – 0,20 m.

Solo	Umidade residual (m ³ m ⁻³)
PVAa	2,97
PVd	1,18
CXe	4,16
GXd	2,75
LVd	2,60
LVdf	3,09
TXo	2,52
SXe	1,63
VEo	8,97
PVAa	2,82
PVd	1,00
CXe	4,35
GXd	2,67
LVd	2,69
LVdf	3,09
TXo	2,78
SXe	1,67
VEo	9,55
PVAa	2,95
PVd	0,96
CXe	8,46
GXd	2,60
LVd	2,67
LVdf	3,12
TXo	5,90
SXe	1,81
VEo	9,47

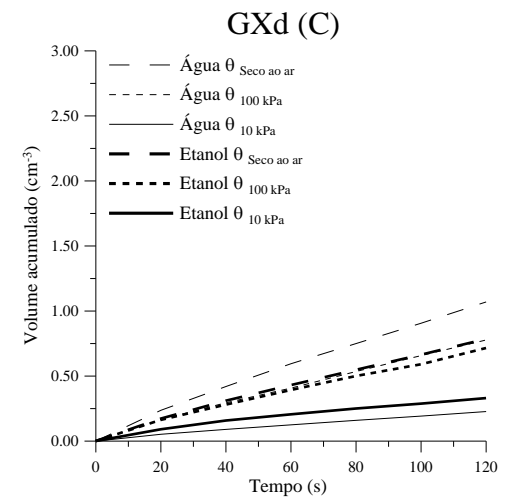
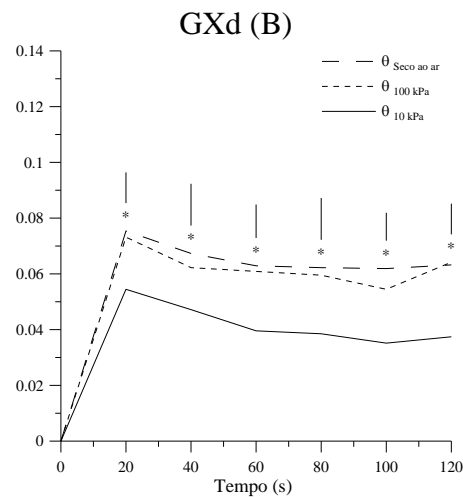
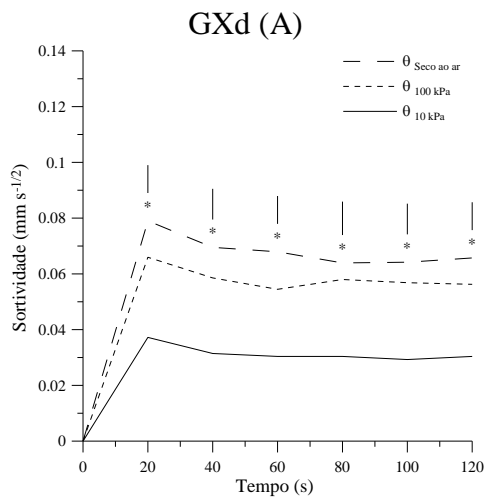
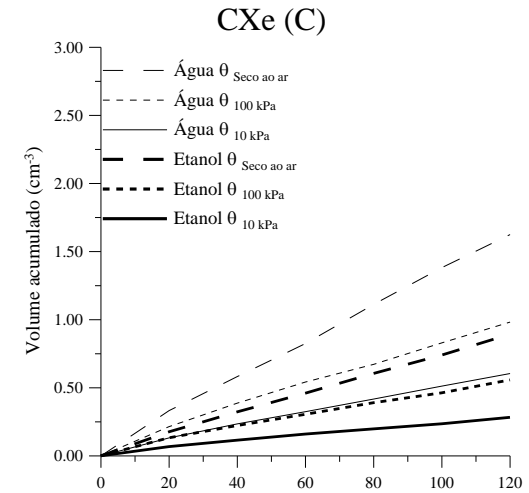
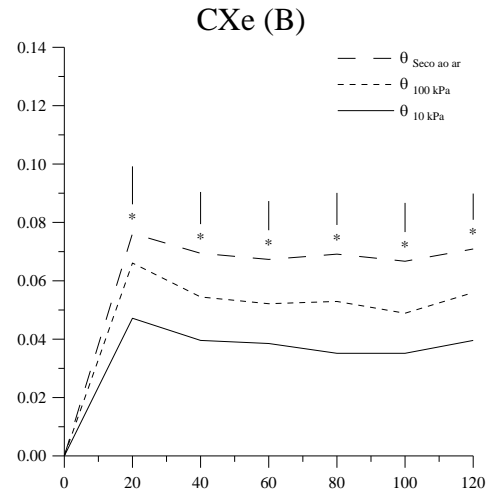
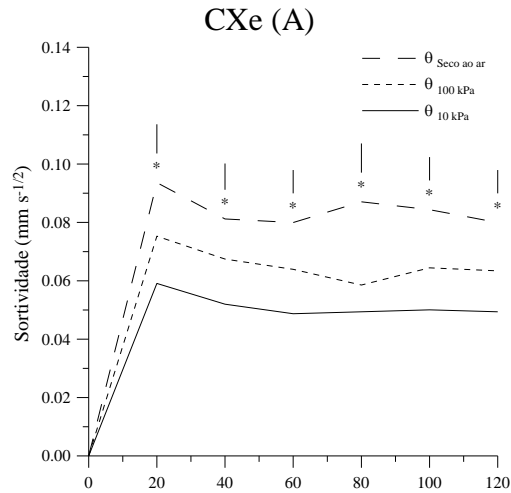
CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvissole Háplico Órtico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

(Continua)



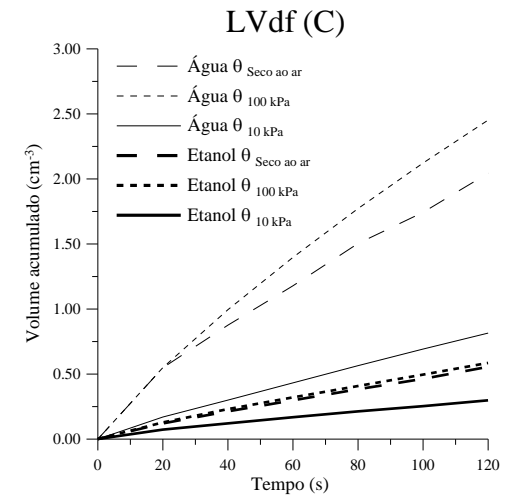
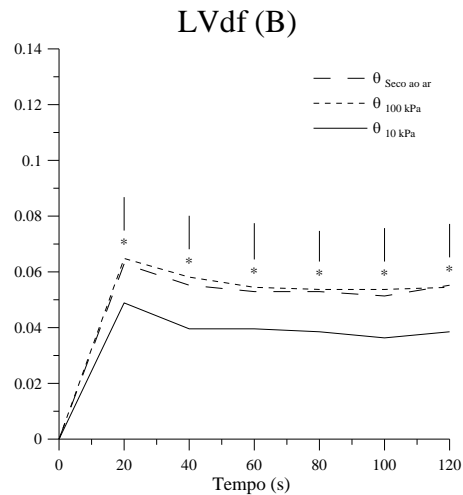
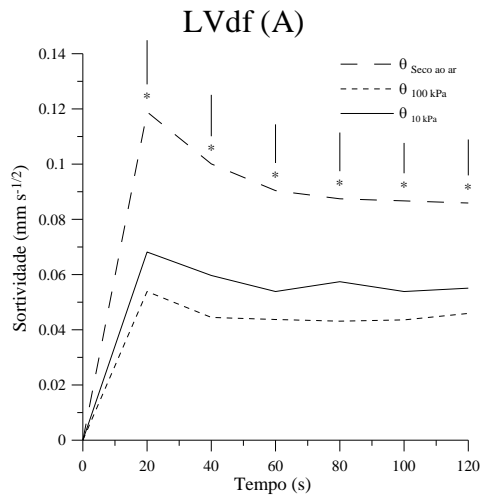
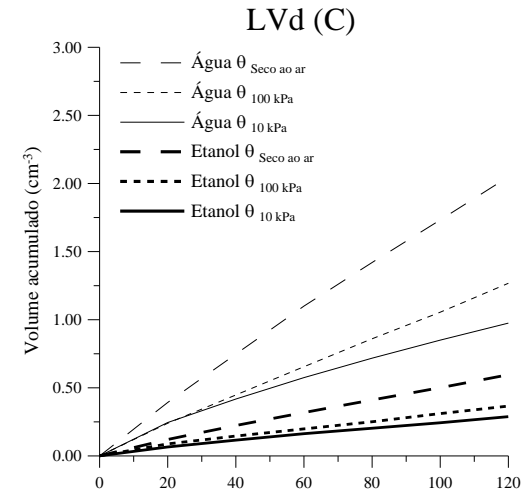
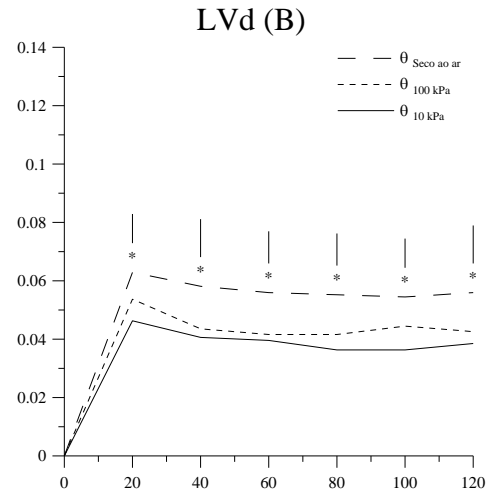
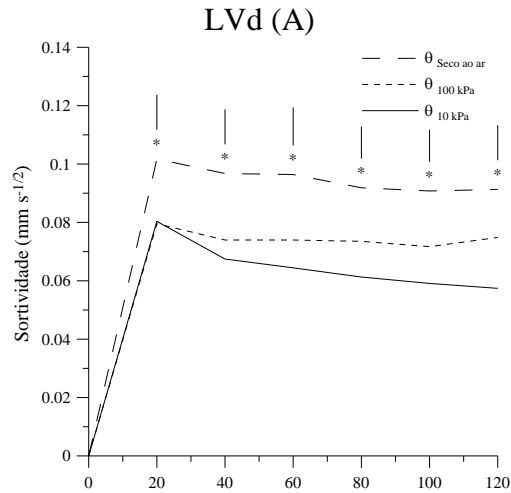
Anexo II - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,05 – 0,10 m. PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico.

(Continuação)



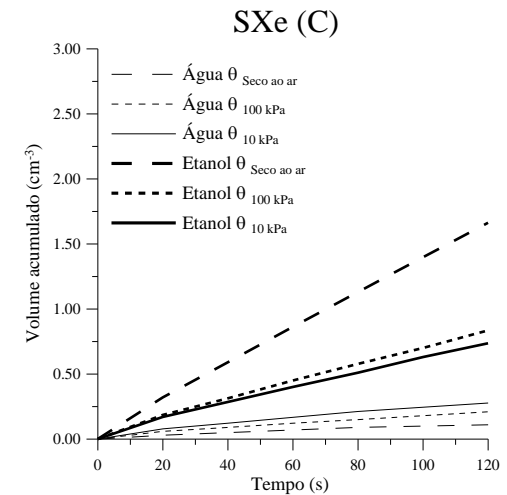
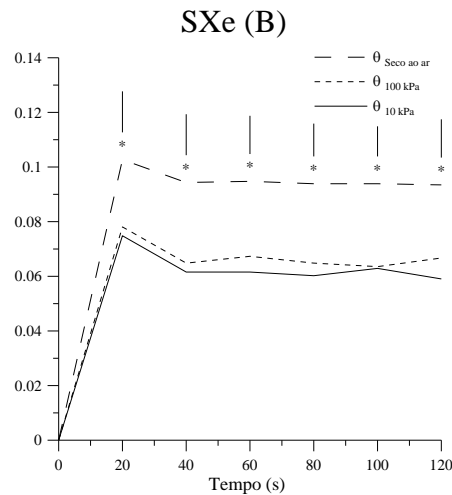
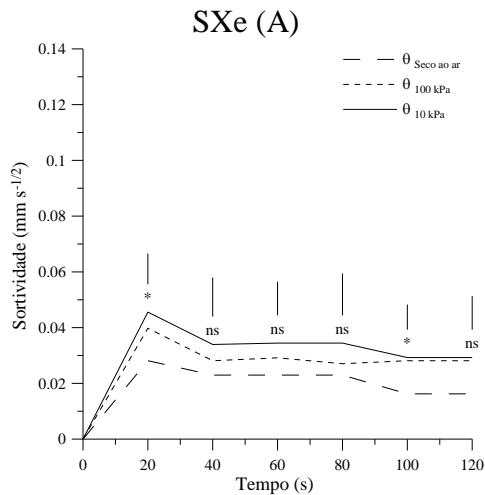
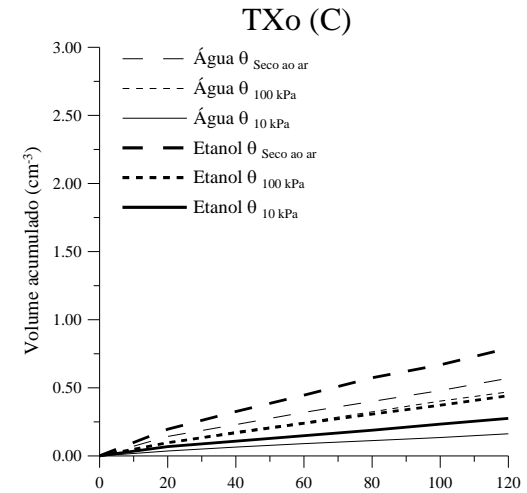
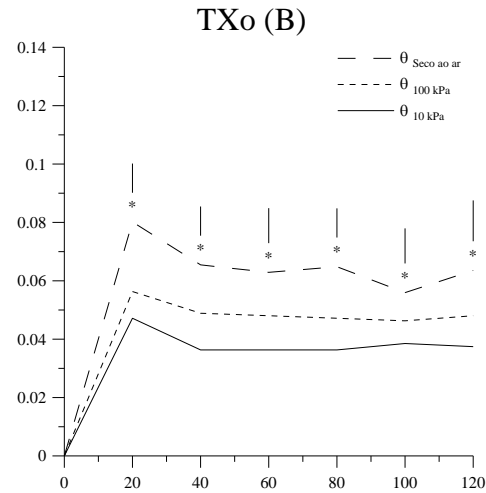
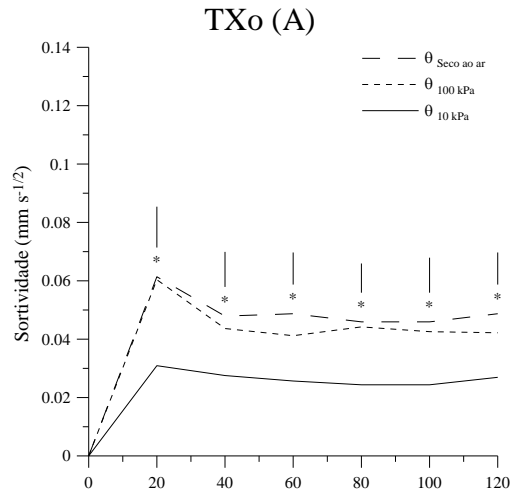
Anexo II - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,05 – 0,10 m. CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico.

(Continuação)



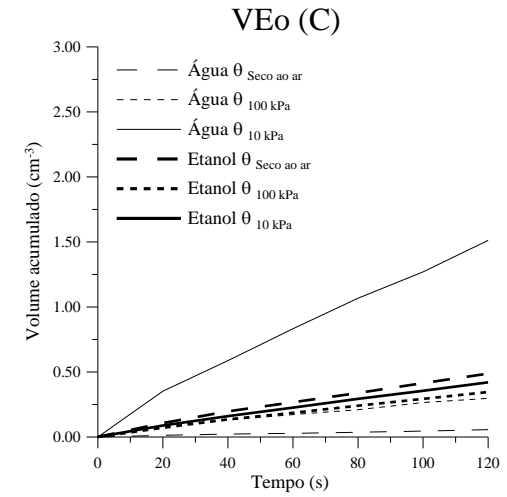
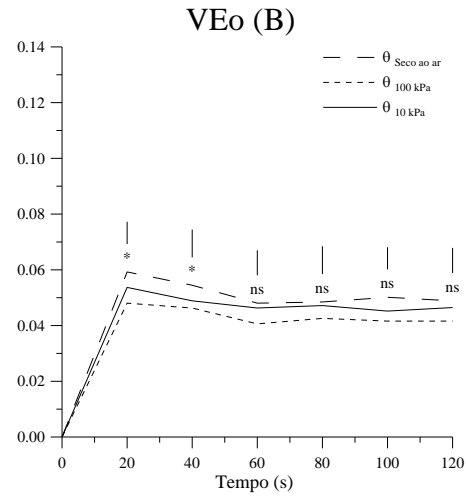
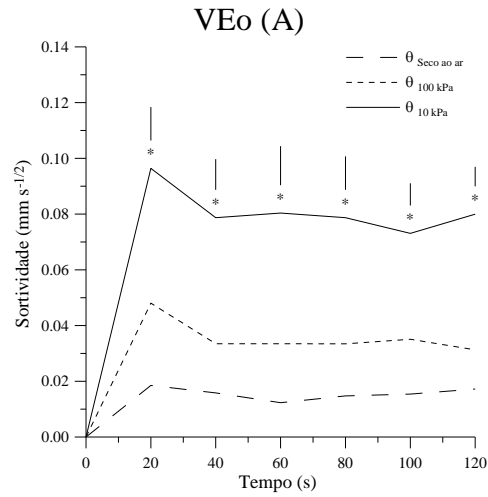
Anexo II - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,05 – 0,10 m. LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico.

(Continuação)



Anexo II - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,05 – 0,10 m. SXe - Planossolo Háplico Eutrófico; TXo - Luvissole Háplico Órtico.

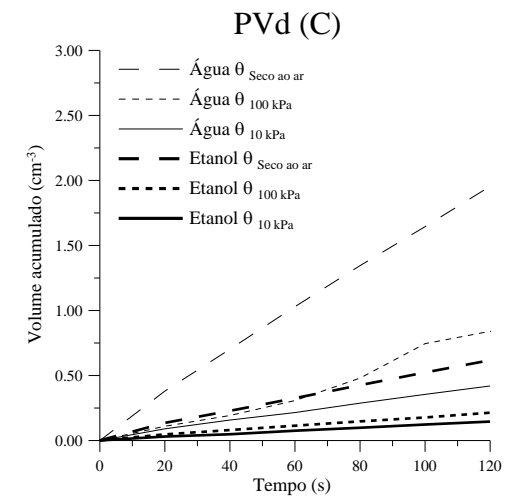
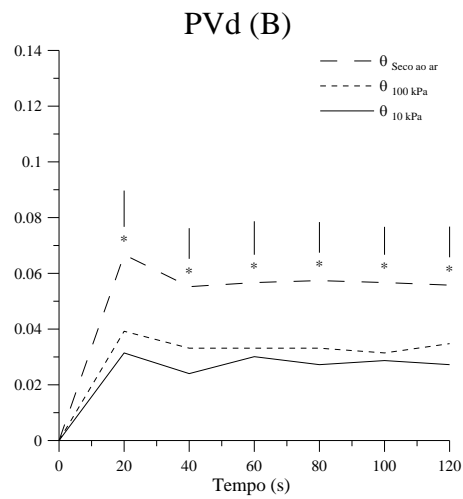
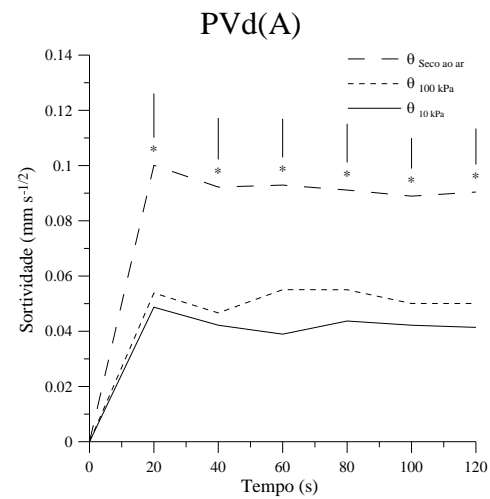
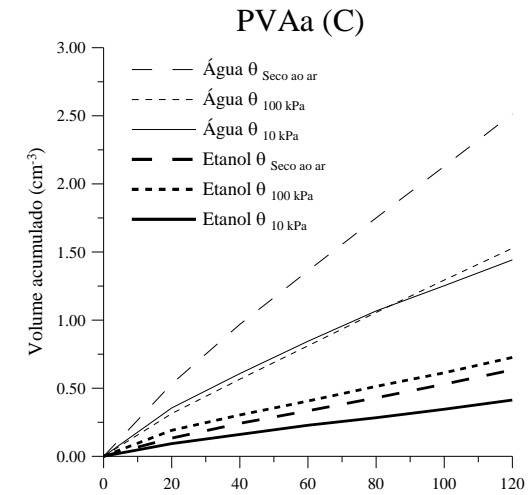
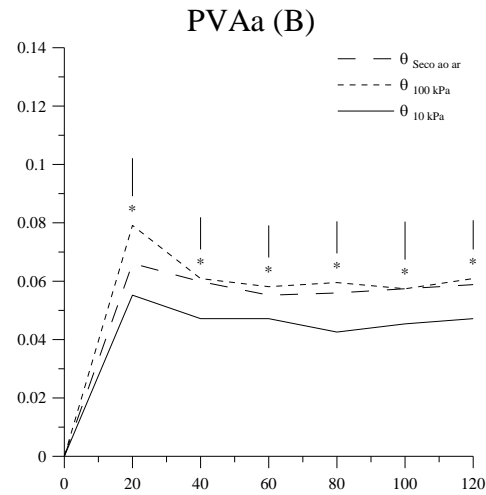
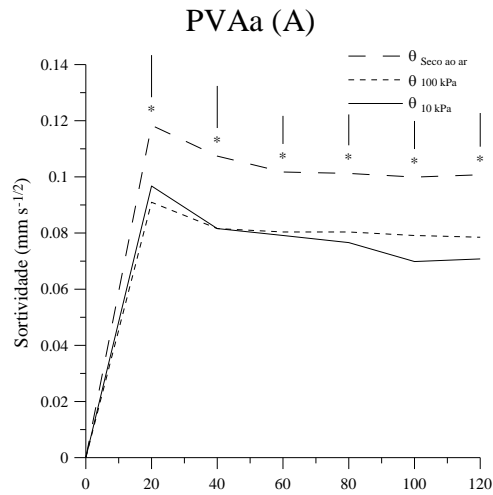
(Conclusão)



Anexo II - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,05 – 0,10 m.

VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

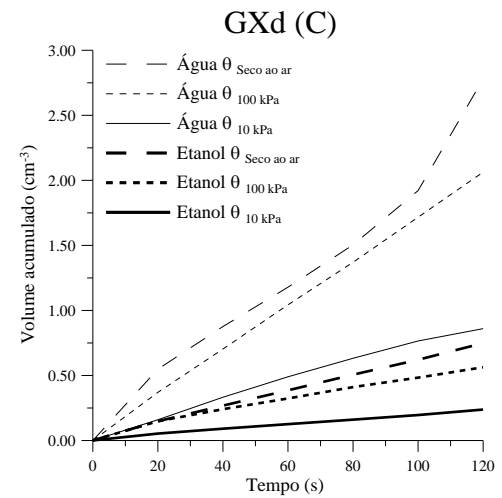
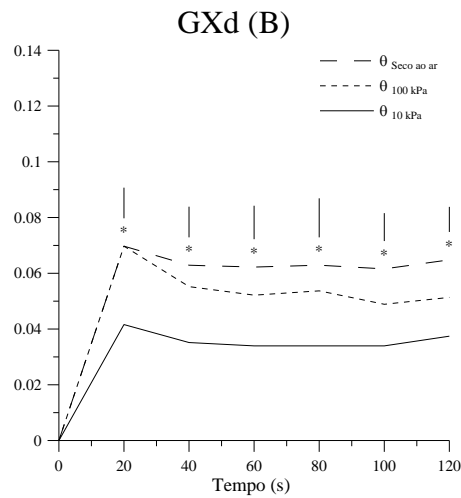
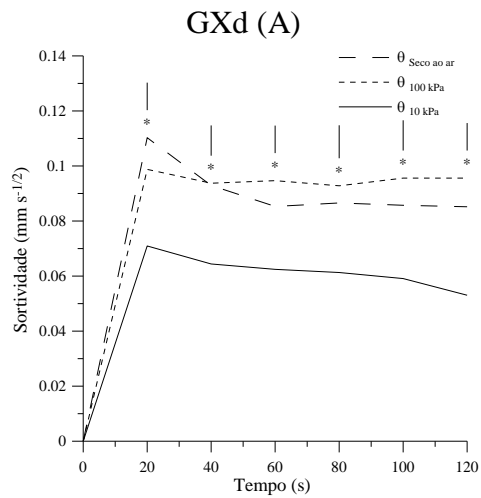
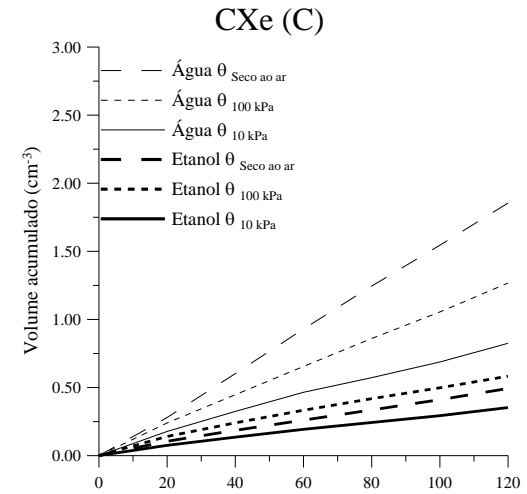
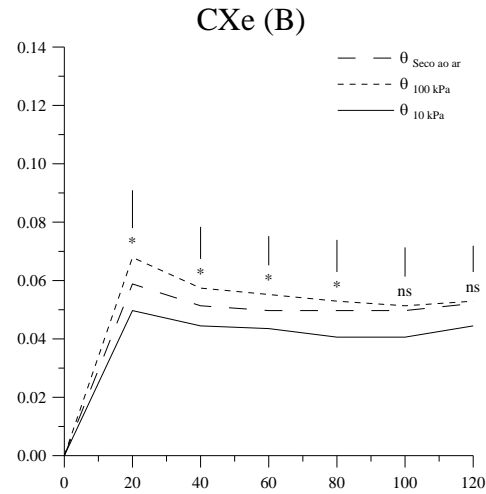
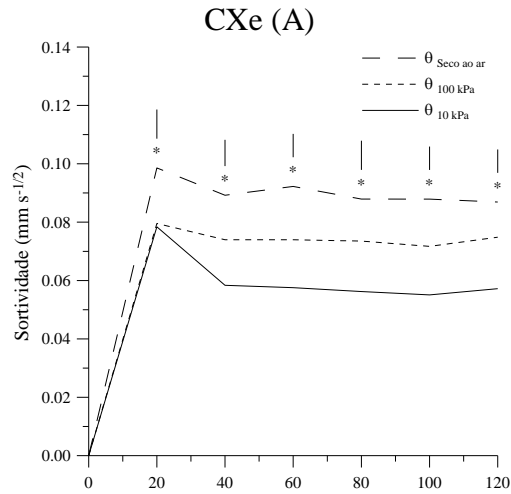
(Continua)



Anexo III - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,10 – 0,20 m.

PVAa - Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico.

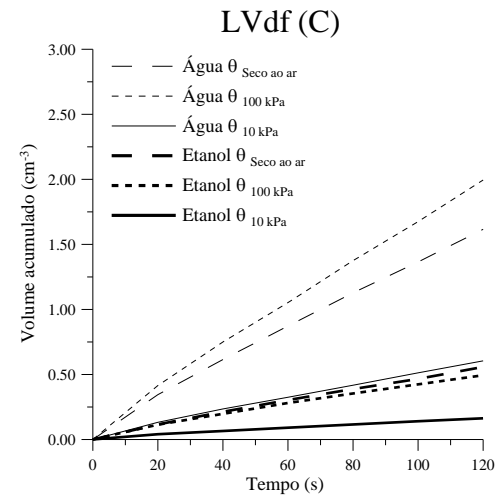
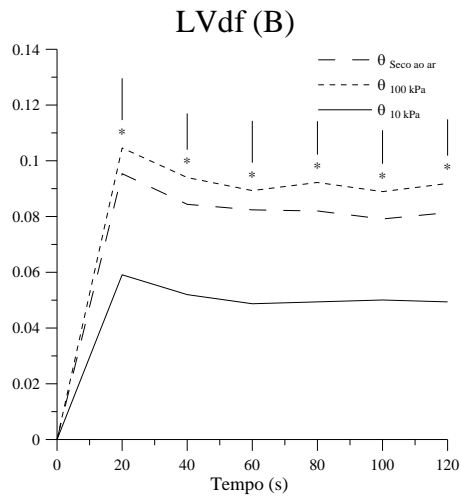
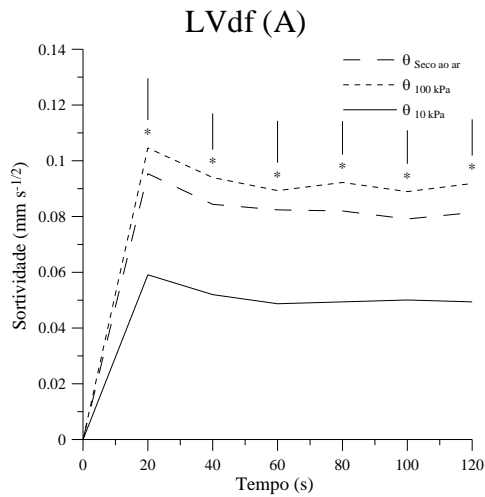
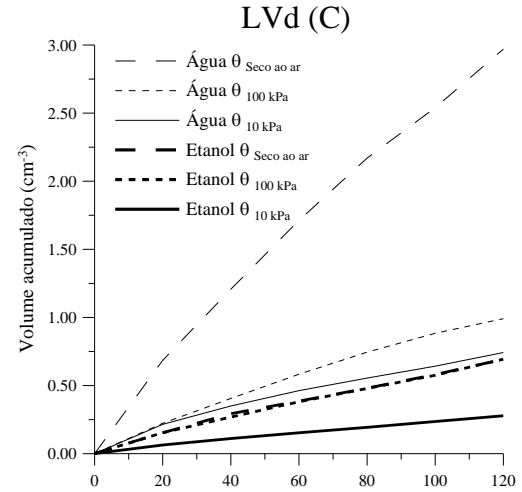
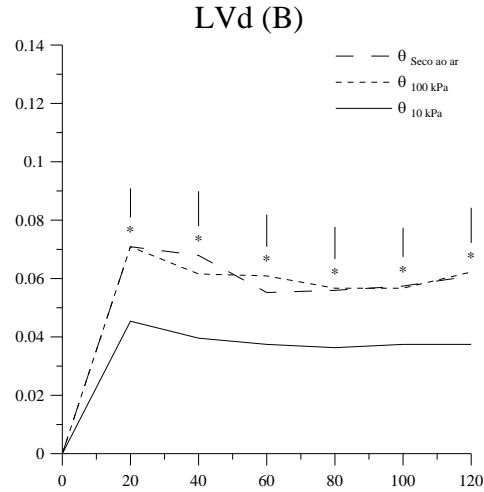
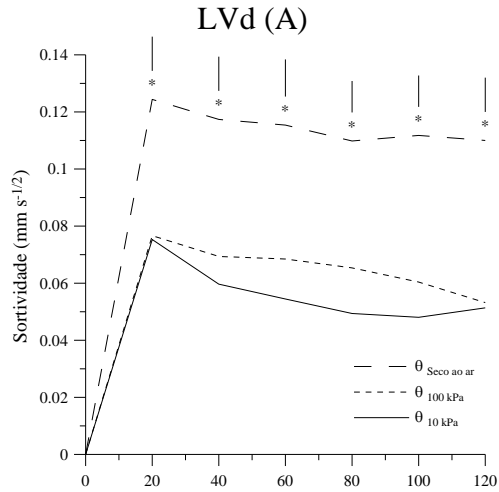
(Continuação)



Anexo III - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,10 – 0,20 m.

CXe - Cambissolo Háplico Eutrófico; GXd - Gleissolo Háplico Distrófico.

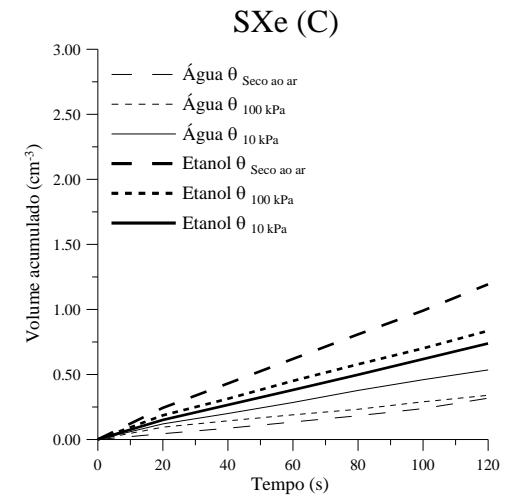
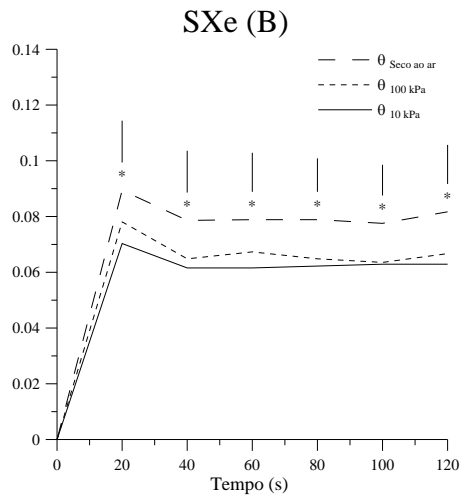
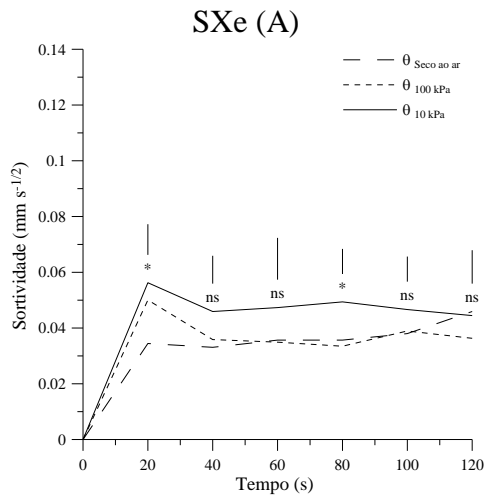
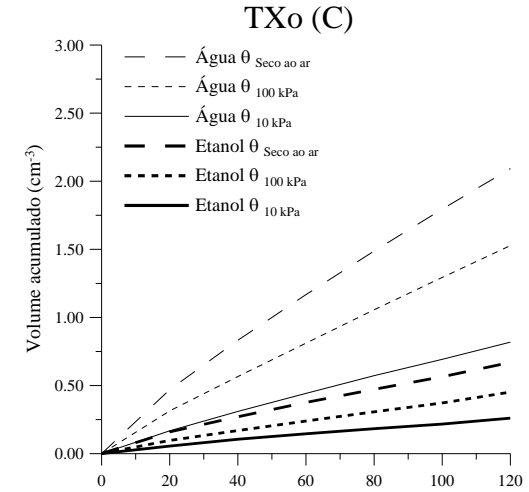
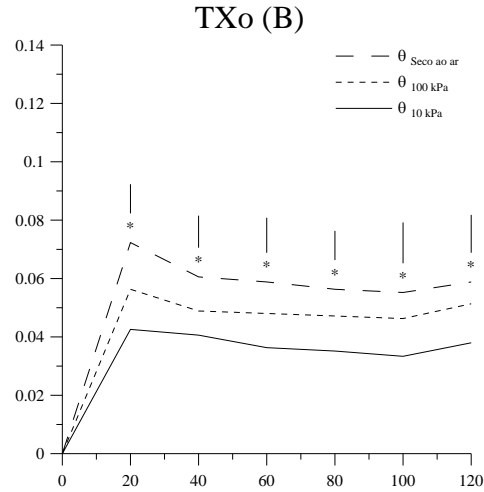
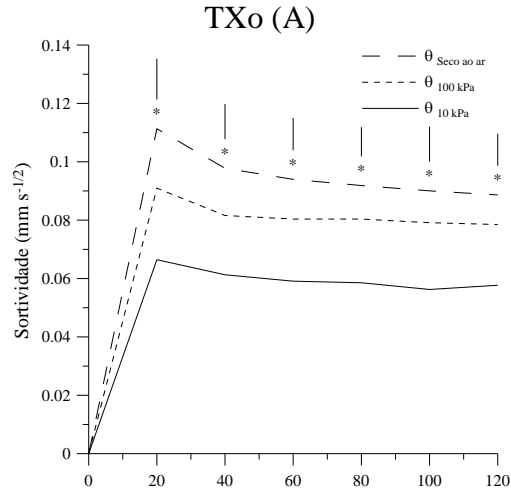
(Continuação)



Anexo III - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,10 – 0,20 m.

LVd - Latossolo Vermelho Distrófico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico.

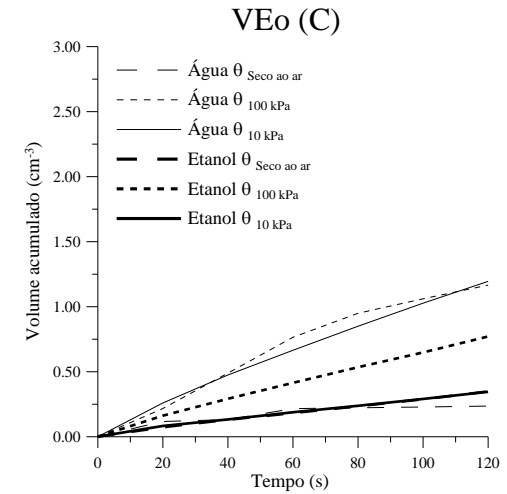
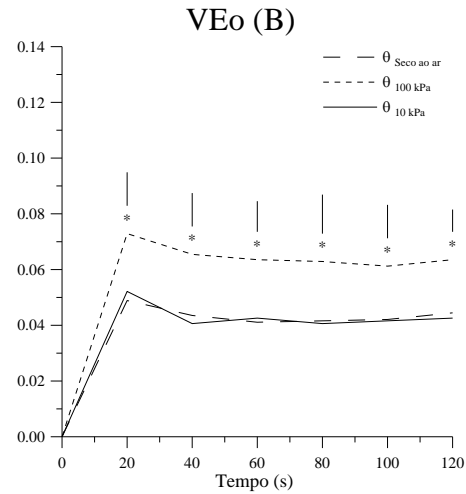
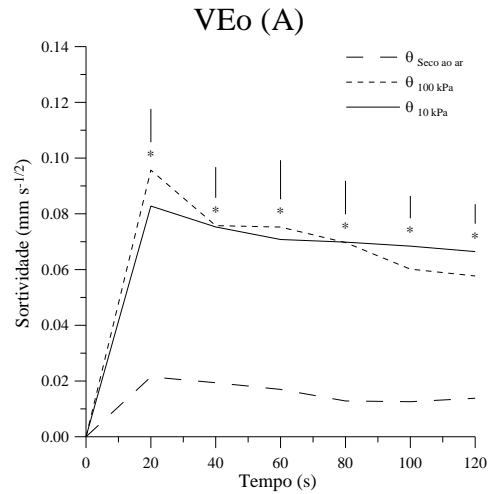
(Continuação)



Anexo III - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,10 – 0,20 m.

TXo - Luvissole Háplico Órtico; SXe - Planossolo Háplico Eutrófico.

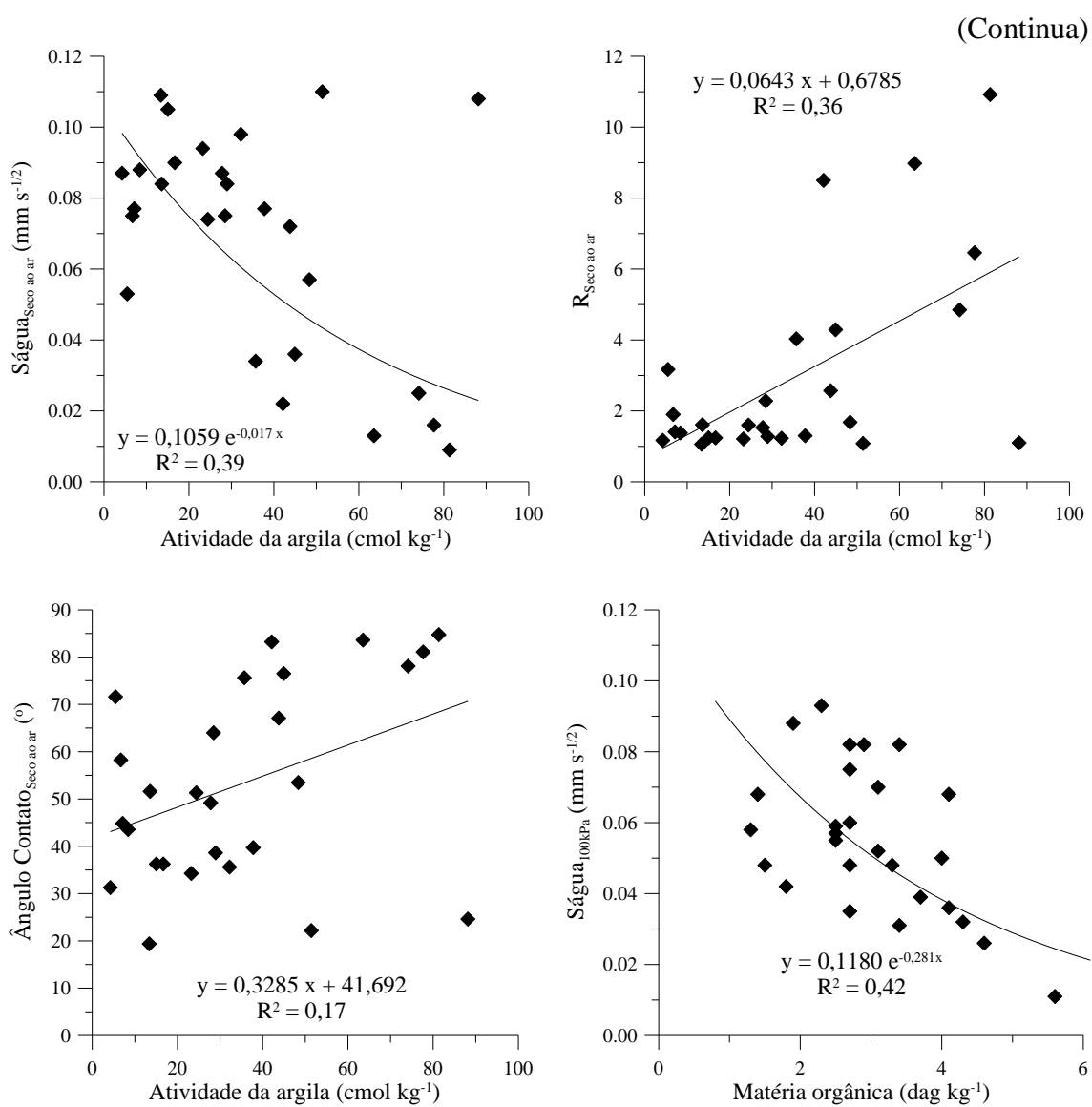
(Conclusão)



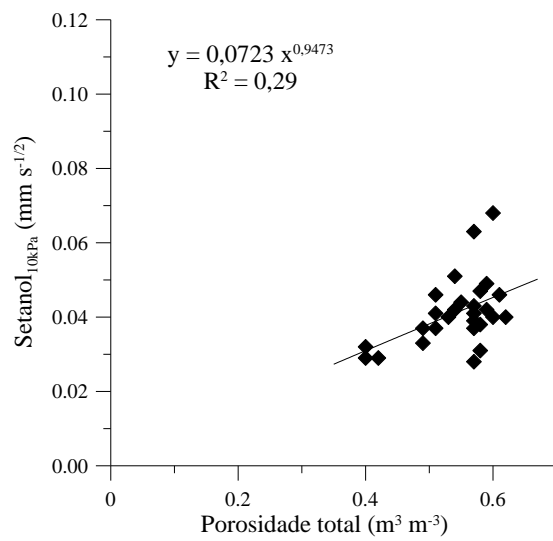
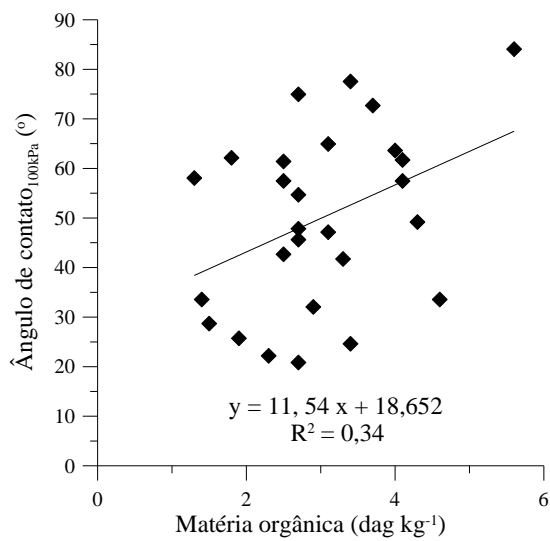
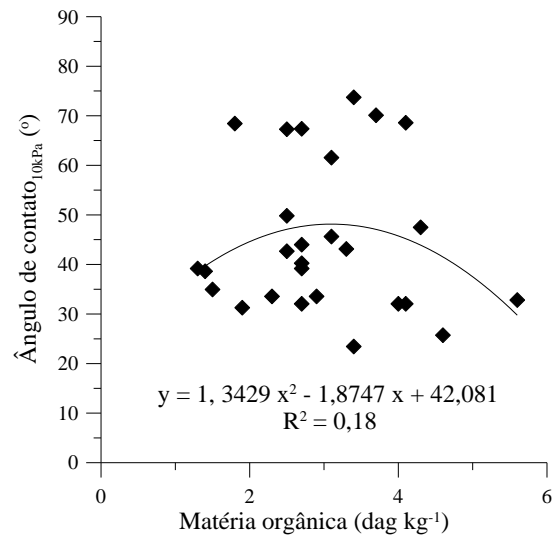
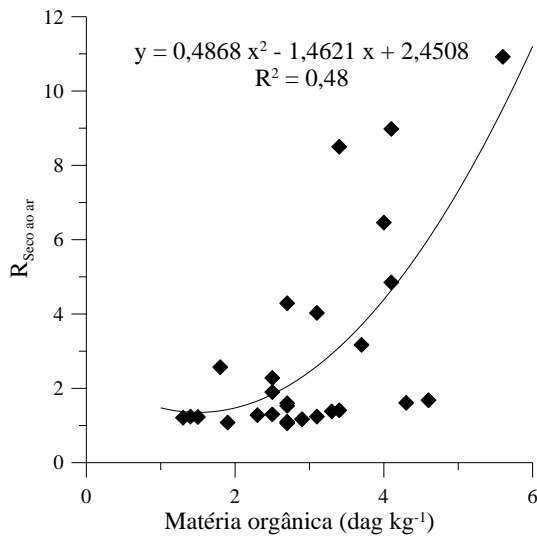
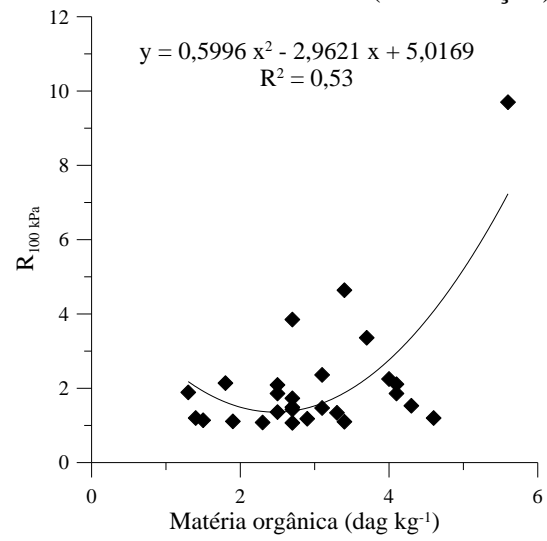
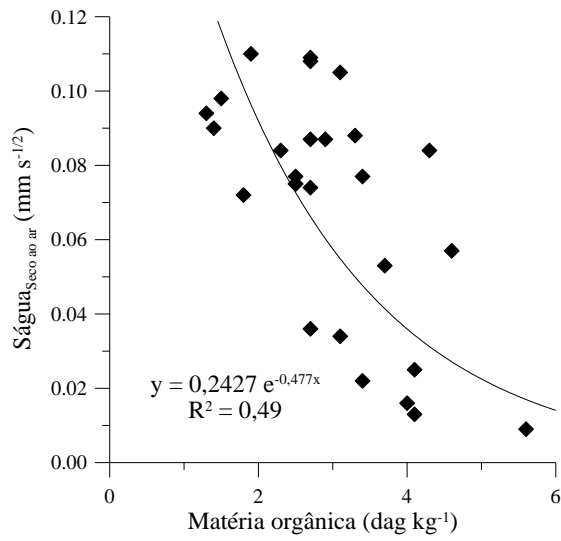
Anexo III - Variação da sortividade à água (A), ao etanol (B) e da infiltração acumulada de água e etanol (C) no período total do teste de sortividade em agregados, equilibrados em três diferentes umidades, das diferentes classes de solo analisadas na camada de 0,10 – 0,20 m.

VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

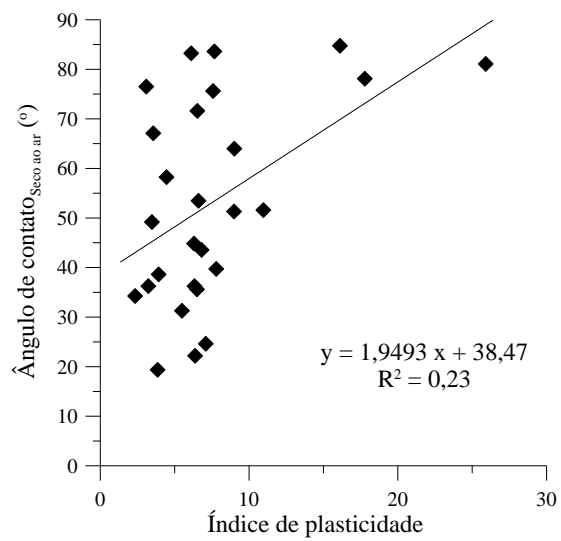
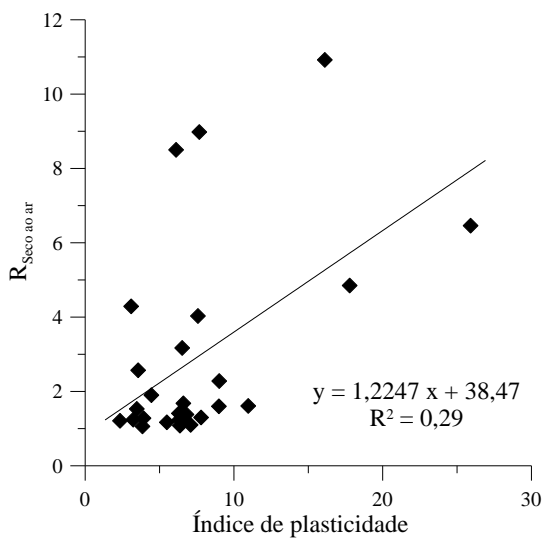
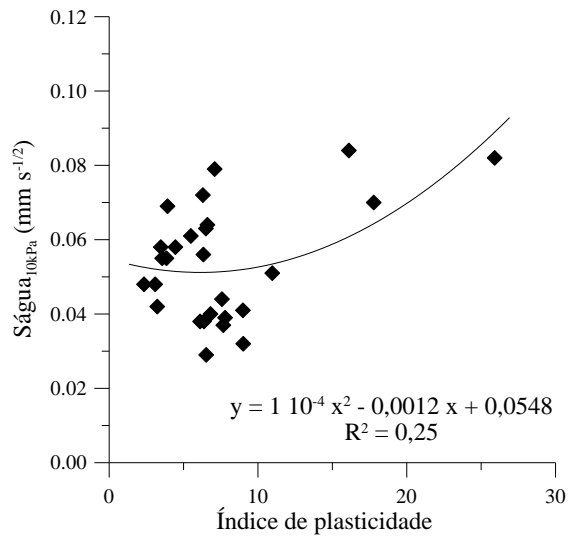
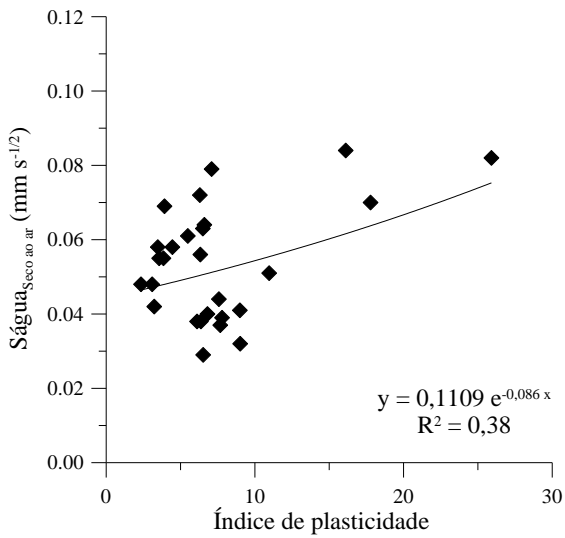
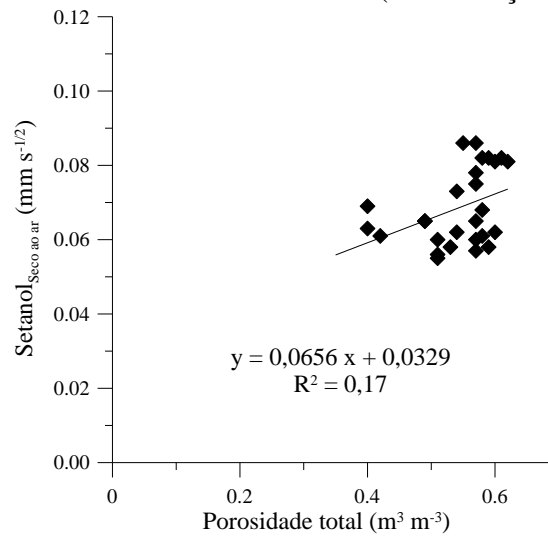
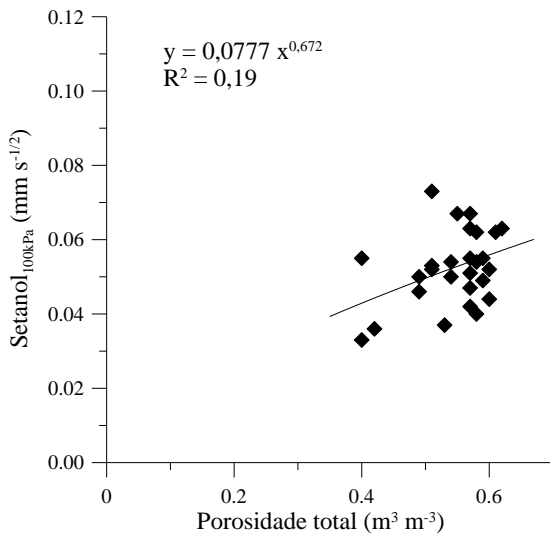
Anexo IV – Relações significativas pelo teste de correlação de Pearson para as variáveis analisadas nos diferentes solos estudados.



(Continuação)



(Continuação)



(Continuação)

