

**UNIVERSIDADE DE PASSO FUNDO
FACULDADE DE AGRONOMIA E MEDICINA VETERINÁRIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA**

**USO DE FUNÇÕES DE PEDOTRANSFERÊNCIA
ENTRE ATRIBUTOS FÍSICOS DE SOLOS SOB
PLANTIO DIRETO**

CLOVIS DALRI MARCOLIN

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Agronomia da Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária da UPF, para obtenção do título de Doutor em Agronomia – Área de concentração em Produção Vegetal.

Passo Fundo, março de 2009

**UNIVERSIDADE DE PASSO FUNDO
FACULDADE DE AGRONOMIA E MEDICINA VETERINÁRIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA**

**USO DE FUNÇÕES DE PEDOTRANSFERÊNCIA
ENTRE ATRIBUTOS FÍSICOS DE SOLOS SOB
PLANTIO DIRETO**

CLOVIS DALRI MARCOLIN

Orientador: Prof. Dr. Vilson Antonio Klein

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Agronomia da Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária da UPF, para obtenção do título de Doutor em Agronomia – Área de concentração em Produção Vegetal.

Passo Fundo, março de 2009

M321u Marcolin, Clovis Darli

Uso de funções de pedotransferência entre atributos físicos de solos sob plantio direto / Clovis Darli Marcolin. – 2009.
187 f. : il. ; 30 cm.

Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade de Passo Fundo, 2009.

Orientação: Prof. Dr. Vilson Antonio Klein.

1. Solos - Conservação. 2. Solos - Compactação. 3. Solos - Produtividade. 4. Solos - Densidade I. Klein, Vilson Antonio, orientador. II. Título.

CDU: 631.4



UNIVERSIDADE DE PASSO FUNDO
FACULDADE DE AGRONOMIA E MEDICINA VETERINÁRIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM PRODUÇÃO VEGETAL



A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a tese

“Uso de funções de pedotransferência entre atributos físicos de solos sob plantio direto”

Elaborada por

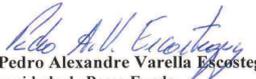
CLÓVIS DALRI MARCOLIN

Como requisito parcial para a obtenção do grau de
“Doutor em Agronomia – Área de Produção Vegetal”

Aprovada em: 30/03/2009
Pela Comissão Examinadora


Dr. Wilson Antonio Klein
Presidente da Comissão Examinadora
Orientador


Dr. Wilson Antonio Klein
Coordenador PPGAgro


Dr. Pedro Alexandre Varella Escosteguy
Universidade de Passo Fundo


Dr. Mauro Antonio Rizzardi
Diretor FAMV


Dr. José Maurício Cunha Fernandes
Embrapa Trigo


Dr. Paulo Leonel Libardi
ESALQ/USP


Dr. Dalvan José Reinert
UFSM

A minha esposa, **Luciane**, pela
compreensão, apoio e
companheirismo;
Ao meu filho, **Fabrcio**, pela
motivação.
Aos meus pais, **Vilmar** e **Ana**, pelo
apoio.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A todas as pessoas que contribuíram na realização deste trabalho, em especial:

A minha família, esposa Luciane Bragagnolo Marcolin e filho Fabrício Bragagnolo Marcolin, pela compreensão, dedicação, incentivo, amizade e apoio para realização deste curso;

A Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária – UPF pela oportunidade de realizar o curso;

A UPF, pela concessão da bolsa de estudos;

Ao Professor Dr. Vilson Antonio Klein pela oportunidade, orientação, confiança, incentivo, profissionalismo, compreensão e amizade demonstrada ao longo do curso;

Aos docentes do Curso de Pós-graduação da Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária pela amizade, apoio, conhecimento transmitido e atenção;

Aos colegas do curso pela amizade, colaboração e convivência amigável no decorrer do curso;

Aos alunos de graduação e colegas de laboratório Marcos André Simon, Iradi João Biasuz Junior, João Paulo Massing, Giovani

Zoldan, Fabio Fernando Durigon, Fernando Fávero e Fabio F. Signor pela colaboração na realização desse trabalho e amizade;

As laboratoristas Ester Maria de Lima e Maura de Oliveira pela colaboração na realização das análises de laboratório;

Aos funcionários da FAMV pela colaboração, apoio e amizade;

A Deus, pela vida, saúde e oportunidade de poder estudar e contribuir com o conhecimento científico.

SUMÁRIO

	Página
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 INTRODUÇÃO	5
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 O solo	7
2.1.1 Sólidos do solo	7
2.2 Qualidade do solo	17
2.3 Indicadores de qualidade física do solo	18
2.3.1 Densidade relativa	19
2.3.2 Resistência mecânica do solo à penetração	20
2.3.3 Intervalo hídrico ótimo – IHO	21
2.3.4 Índice “S”	23
2.4 Estrutura e compactação do solo e sua influência no desenvolvimento das plantas	24
2.4.1 Estrutura do solo	24
2.4.2 Propriedades físicas do solo e o desenvolvimento das plantas	25
2.4.3 Causas da compactação do solo	38
2.5 Sistema Plantio Direto e a qualidade física do solo	41
2.6 Funções de pedotransferência	52
2.6.1 Densidade relativa	54
2.6.2 Resistência mecânica do solo à penetração	55
2.6.3 Intervalo hídrico ótimo	57
2.6.4 Índice “S”	60

3 MATERIAL E MÉTODOS	62
3.1 Localização e amostragem dos solos	62
3.2 Análise das amostras com estrutura não preservadas	65
3.3 Análise das amostras com estrutura preservadas	66
3.3.1 Curva de retenção da água no solo	66
3.3.2 Resistência mecânica do solo à penetração	69
3.3.3 Densidade do solo	73
3.3.4 índice S	73
3.4 Densidade relativa do solo	75
3.5 Intervalo hídrico ótimo – IHO	75
3.6 Avaliação da qualidade física do solo	76
3.7 Análise estatística	76
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	78
4.1 Granulometria e matéria orgânica dos solos	78
4.2 Densidade (do solo, máxima e relativa)	81
4.3 Resistência mecânica do solo à penetração	100
4.4 Intervalo hídrico ótimo – IHO	114
4.5 Índice “S”	146
4.6 Comparação dos indicadores de qualidade nos solos estudados	158
4.7 Comparação das funções de pedotransferência	166
5 CONCLUSÕES	170
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	172

LISTA DE TABELAS

Tabela		Página
1	Funções de pedotransferência para determinação da densidade do solo máxima	54
2	Funções de pedotransferência para determinação da resistência mecânica do solo à penetração (RP) em MPa	56
3	Funções de pedotransferência para determinação da capacidade de campo (CC) e do ponto de murcha permanente (PMP)	58
4	Funções de pedotransferência para determinação do Índice S	61
5	Classificação, unidade de mapeamento, e localização dos solos amostrados	63
6	Material de origem teores de alumínio (Al) e ferro (Fe) e mineralogia da fração areia das unidades de mapeamentos coletadas	64
7	Granulometria e teor de matéria orgânica dos solos coletados	79
8	Densidade do solo máxima ($D_{s_{máx}}$) observada e calculada (Equação 15), densidade do solo (D_s), densidade relativa (DR) observada e calculada pela $D_{s_{máx}}$ calculada, no perfil dos solos	83
9	Densidade do solo crítica para a indicação de ocorrência de compactação dos solos em cada faixa de teor de argila	86
10	Valores de referência para a densidade relativa	96
11	Parâmetros de ajuste da resistência à penetração (d; e; f), para os solos com o seu respectivo valor de significância (P) e do coeficiente de determinação (R^2)	100
12	Valores de referência para a resistência mecânica do solo à penetração	104
13	Parâmetros de ajuste da curva de retenção da água no solo, no perfil de cada solo estudado	115

14	Macroporos, capacidade de campo (CC) na tensão de 8 kPa, ponto de murcha permanente (PMP) na tensão de 1500 kPa e o volume de água disponível (AD), limites superior e inferior e água disponível pelo IHO, no perfil dos solos	119
15	Volume de macroporos crítico para a indicação de ocorrência de compactação dos solos em cada faixa de teor de argila	123
16	Densidade do solo (Ds) e densidade relativa (DR) no máximo IHO, máxima densidade do solo no campo (MDC) e no IHO igual a zero, medido e calculado	142
17	Volume de água disponível no máximo IHO, máxima densidade do solo no campo (MDC), medido e calculado	143
18	Parâmetros de ajuste da curva de retenção da água no solo e valor de S para os solos em profundidade, valor do (m) não fixado	147
19	Parâmetros de ajuste da curva de retenção da água no solo e valor de S para os solos em profundidade, valor do (m) = 1	149
20	Parâmetros de ajuste da curva de retenção da água no solo e valor de S para os solos em profundidade, “ $m = 1 - (1 / n)$ ”	151
21	Valores críticos do Índice S	153
22	Condição física do solo pela densidade do solo (Ds), densidade relativa (DR), resistência à penetração (RP), Índice S, o volume de macroporos e água disponível pelo IHO	159

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Coleta de amostras de solo: (A) mini-trincheiras utilizadas para coleta amostras com estrutura preservada e não preservadas; (B) diferentes profundidades de coleta de amostras.	65
2	Modelo esquemático de realização do ensaio de resistência mecânica do solo à penetração (KLEIN, 1998).	69
3	Aparelhos de determinação da resistência mecânica do solo à penetração em laboratório, penetrômetro eletrônico modelo MA-933, marca Marconi.	70
4	Calibração da célula de carga do penetrômetro.	72
5	Variação da densidade do solo (Ds) e densidade do solo máxima (Ds máx) no perfil de cada solo.	85
6	Variação da densidade do solo máxima em função da matéria orgânica (A) e da argila (B).	88
7	Comparação da densidade do solo máxima observada e as equações de Nhantumbo & Cambule (2006) em função da argila (A) e da argila mais silte (B).	90
8	Comparação da densidade do solo máxima observada e as equações de Dias Junior & Miranda (2000) em função da areia (A) e da matéria orgânica(B).	92
9	Variação da densidade relativa no perfil de cada solo. ...	94
10	Densidade relativa observada no campo em função do teor de argila.	98
11	Relação da densidade relativa avaliada e calculada.	98
12	Relação da resistência à penetração medida e calculada pelos ajustes de cada solo.	102
13	Resistência à penetração medida e calculada (Equação 11) no perfil de cada solo, para o teor de água na capacidade de campo.	103

14	Relação da resistência à penetração medida e calculada ajustes para todos os solos, pela Equação 16 (A), 17 (B) e 18 (C).	106
15	Resistência à penetração ajustada para a densidade de $1,2 \text{ g.cm}^{-3}$ e umidade volumétrica de $0,4 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, para solos com diferentes teores de argila.	107
16	Resistência à penetração ajustada para a densidade de $1,2 \text{ g.cm}^{-3}$ e umidade volumétrica de $0,4 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, para solos com diferentes teores de matéria orgânica.	108
17	Relação da RP medida e calculada ajustes para todos os solos, conforme as Equações 19 (A), 20 (B) e 21 (C). ...	111
18	Relação da RP medida e calculada pelo modelo de Ribon & Tavares Filho (2004) (A), Ribon & Tavares Filho (2008) para teores de água entre 0,2 e $0,3 \text{ g.g}^{-1}$ (B), Ribon & Tavares Filho (2008) para teores de água maiores de $0,3 \text{ g.g}^{-1}$ (C) e Silva et al. (2008) (D).	112
19	Porosidade total do solo em função da matéria orgânica (A), do teor de argila (B) e densidade relativa do solo (C).	117
20	Macroporos do solo em função da matéria orgânica (A), do teor de argila (B) e densidade relativa do solo. ..	122
21	Teor de água no solo nas tensões da capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP) em função do teor de argila.	124
22	Teor de água no solo nas tensões da capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP) em função do teor de matéria orgânica do solo.	124
23	Teor de água no solo nas tensões da capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP) em função do teor da densidade do solo.	125
24	Volume de sólidos, criptoporos, microporos e macroporos no perfil de cada solo.	127
25	Relação da capacidade de campo (A) e ponto de murcha permanente (B) medido e calculado.	129

26	Intervalo hídrico ótimo do solo (1), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.	132
27	Intervalo hídrico ótimo do solo (2), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.	133
28	Intervalo hídrico ótimo do solo (3) calculado por funções de pedotransferência, MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.	134
29	Intervalo hídrico ótimo do solo (4), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.	135
30	Intervalo hídrico ótimo do solo (5), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.	136
31	Intervalo hídrico ótimo do solo (6), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.	137
32	Intervalo hídrico ótimo do solo (7) calculado por funções de pedotransferência, MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.	138
33	Intervalo hídrico ótimo do solo (8), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.	139
34	Intervalo hídrico ótimo do solo (9), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.	140
35	Intervalo hídrico ótimo do solo (10), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.	141
36	Volume de água disponível pelo IHO em relação a densidade relativa do solo.	143
37	Variação do Índice S em relação à matéria orgânica (A), argila (B), silte (C), areia (D), densidade do solo (E) e densidade relativa do solo (F).	155

38	Varição do Índice S em relação à matéria orgânica (A) e a densidade do solo (B), valores medidos e calculados a partir das equações apresentadas por Streck et al. (2008a).	156
----	---	-----

USO DE FUNÇÕES DE PEDOTRANSFERÊNCIA ENTRE ATRIBUTOS FÍSICOS DE SOLOS SOB PLANTIO DIRETO

Clovis Dalri Marcolin¹ & Vilson Antonio Klein²

RESUMO – É imprescindível que os solos agrícolas apresentem uma qualidade física que seja adequada não só para o desenvolvimento das plantas, mas também para a preservação do ambiente. Avaliar propriedades físicas do solo ou indicadores que possam quantificar essa qualidade tem sido uma busca incessante. O objetivo desse trabalho foi avaliar a qualidade física de solos sob plantio direto e desenvolver funções de pedotransferência capazes de descrever essa qualidade no horizonte A desses solos. Para este trabalho foram coletadas amostras com estrutura preservada e não preservada em seis subcamadas de 5 cm da camada de 0 até 30 cm de profundidade, de dez solos do Rio Grande do Sul, sob sistema plantio direto há mais de dez anos. Determinaram-se a composição granulométrica, o teor de matéria orgânica, a densidade do solo, a densidade do solo máxima, a densidade relativa, a resistência mecânica do solo à penetração, o intervalo hídrico ótimo e o índice S. Os resultados mostraram que houve um ajuste adequado da densidade do

¹ Eng.-Agr., MS. Doutorando do Programa de Pós-graduação em Agronomia (PPGAgro) da FAMV/UPF, Área de Concentração em Produção Vegetal. Passo Fundo - RS

² Orientador, Eng.-Agr., Dr., Professor da Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária da UPF – vaklein@upf.br

solo máxima em função dos teores de argila e matéria orgânica do solo. A resistência mecânica do solo à penetração, para uma mesma densidade e teor de água, é influenciada pelo teor de argila de forma exponencial. Essa propriedade do solo pode ser determinada por uma função não linear a partir da densidade do solo, teor de água e teor de argila. A capacidade de campo pode ser determinada utilizando-se a densidade do solo e o teor de argila, o ponto de murcha permanente pelos teores de matéria orgânica, argila e silte e densidade do solo, enquanto que a porosidade de aeração pela densidade do solo. O índice S não apresentou ajuste satisfatório para funções de pedotransferência. Os indicadores de qualidade física do solo não apresentam um mesmo comportamento para todos os perfis dos solos, em alguns casos chegando a ser contraditório. Pelos ajustes obtidos pode-se concluir que as funções de pedotransferência para obtenção de indicadores da qualidade física de solos sob plantio direto que melhor se ajustaram foram: a densidade relativa do solo, em segundo lugar à resistência à penetração e em terceiro lugar o intervalo hídrico ótimo.

Palavras chave: Textura, densidade relativa do solo, resistência mecânica do solo à penetração, intervalo hídrico ótimo, índice S.

PEDOTRANSFER FUNCTIONS USE AMONG PHYSICAL ATTRIBUTES OF SOILS UNDER NO TILLAGE

Clovis Dalri Marcolin; Vilson Antonio Klein

Good physical quality of agricultural soils is essential to plant growth and environmental conservation. And there has been a constant attempt to assess physical soil properties or indicators that can quantify such quality. The aim of the present study was to evaluate the physical quality of soils under no tillage and to develop pedotransfer functions that allow describing the physical quality of these soils in the A horizon. Disturbed and undisturbed samples were collected from 10 soils in the State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil, at six depths (from 5 cm to 30 cm). All the soils analyzed have been managed under no tillage for over 10 years. Granulometry, organic matter, soil density, maximum bulk density, relative density, soil resistance to penetration, least limiting water range and S index were determined. Results show that the adjustment of maximum bulk density according to clay and organic matter contents is appropriate. Soil resistance to penetration is exponentially influenced by clay content for soils with the same density and water content. This soil property can be determined by a nonlinear function that takes soil density and water and clay contents into account. The least limiting water range, which includes field capacity, permanent wilting point and air-filled

porosity, can be determined by soil density and clay content, by organic matter, clay and silt contents and soil density, and by soil density, respectively. The S index did not adjust properly to pedotransfer functions. Physical quality indicators do not have the same behavior across different soil profiles, and in some cases, their behavior is antagonistic. In conclusion, the pedotransfer functions that best determine the physical quality of soils under no tillage were as follows: 1) relative density, 2) soil resistance to penetration, and 3) the least limiting water range.

Keywords: Texture, relative density, soil resistance to penetration, least limiting water range, S index.

1 INTRODUÇÃO

A qualidade física de solos agrícolas é proporcionada por condições favoráveis ao pleno crescimento e rendimento das plantas, mas também para preservação do ambiente. Essa qualidade está diretamente relacionada à qualidade da estrutura do solo, que se refere ao arranjo das partículas sólidas e dos poros a elas associados. Os solos, quando usados para fins agrícolas, quase sempre sofrem degradação física cuja magnitude depende do manejo, tipo de solo e do clima.

Com o advento do sistema plantio direto, principalmente, na região Sul do Brasil, alterações importantes na estrutura do solo têm sido detectadas. A compactação do solo é apontada como um dos principais problemas, ocasionada pelo não revolvimento do solo e pelo tráfego intensivo de máquinas agrícolas em condições inadequadas o que tem causado sérios prejuízos com redução de produtividade, principalmente, em condições climáticas adversas.

A avaliação da magnitude dessas alterações na estrutura física do solo e de suas implicações sobre o desenvolvimento das plantas é extremamente complexa, visto que, inúmeras são as inter-relações que ocorrem no sistema solo-água-planta, algumas de difícil mensuração.

A busca de indicadores capazes de descrever a qualidade física dos solos agrícolas tem sido uma constante. Metodologias como o intervalo hídrico ótimo, resistência mecânica do solo à penetração, densidade relativa do solo e índice S, têm sido apresentadas.

A obtenção desses indicadores, por meio de funções de pedotransferência, a partir de propriedades físicas do solo de mais fácil obtenção, são estudados e alguns limites propostos.

O objetivo desse trabalho foi avaliar a qualidade física de solos sob plantio direto e desenvolver funções de pedotransferência para determinar indicadores da qualidade física, no horizonte A, desses solos.

A hipótese que se formula é que propriedades do solo utilizadas para avaliar a qualidade física do solo podem ser determinadas por funções de pedotransferência a partir das informações da textura, do teor de matéria orgânica e da densidade do solo.

Para verificar a hipótese, avaliaram-se a textura (teor de argila, silte, areia), a estrutura do solo (densidade do solo, distribuição do diâmetro dos poros e resistência mecânica do solo à penetração) além do teor de matéria orgânica e, a partir desses, por meio de funções de pedotransferência, determinou-se os indicadores da qualidade física: densidade relativa, resistência mecânica à penetração no solo, intervalo hídrico ótimo e o índice "S".

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 O solo

Segundo Giasson (2006), o entendimento do que é solo depende do nível de conhecimento sobre o mesmo, existindo diferentes conceitos de solo com significado e abrangência diferentes conforme a atividade e o conhecimento de quem o analisa.

O solo é um corpo tridimensional, conforme Schneider et al. (2007), ocupando uma seção definida na paisagem, apresentando uma distribuição espacial. Para Santos et al. (2006), o solo é uma coleção de corpos naturais, constituído por partes sólidas, líquidas e gasosas, tridimensional, dinâmicos, formados por material mineral e orgânico, que ocupam a maior parte do manto superficial das extensões continentais do nosso planeta, contendo matéria viva e podem ser vegetados na natureza onde ocorrem, e podendo ser modificados por interferências antrópicas.

2.1.1 Sólidos do solo

A textura é a proporção relativa das partículas que constituem o solo. As frações texturais são classificadas em grupos de tamanho, tomando como base o diâmetro equivalente e são denominadas areia, silte e argila. As proporções dessas partículas do solo não estão sujeitas a mudança rápida no tempo abrangido por uma geração. A textura é uma

característica do solo, que determina inclusive seu valor econômico (REICHARDT & TIMM, 2004; RESENDE et al., 2007).

Partículas menores que 0,002 mm são classificadas como argila, pelo fato de possuírem uma grande área superficial específica, apresentam uma enorme capacidade de adsorção de água e outras substâncias. Esse grande poder de adsorção faz com que partículas de argila mantenham-se unidas em uma massa coesa depois de seca. Quando úmida, a argila é pegajosa e pode ser facilmente moldada. Partículas de argila são tão pequenas que se comportam como colóides, quando suspensas em água não se depositam facilmente. Diferentemente da maior parte das partículas de areia e silte, partículas de argila possuem forma de pequenas lâminas ou placas planas. Os poros entre partículas de argila são muito pequenos e irregulares, ocasionando lento movimento de água e do ar no solo. Cada mineral de argila atribui diferentes propriedades aos solos nos quais são predominantes. Por esta razão, propriedades do solo como contração expansão, plasticidade, capacidade de retenção de água, resistência do solo e adsorção de elementos químicos são dependentes do tipo e da quantidade de argila presente no solo (BRADY & WEIL, 2008).

Para Resende et al. (2007), a fração argila do solo é composta principalmente de argilas silicatadas e oxídicas – óxidos, incluindo também hidróxidos e oxidróxidos de ferro e de alumínio.

Os argilominerais são formados, segundo Inda Jr. et al. (2006), por silicatos com estruturas em camadas, formados por lâminas tetraedais de silício ou alumínio unidas a lâminas octaedrais. Podem apresentar a

proporção de camadas de 1:1 e não serem expansivos (Caulinita e Haloisita), 2:1 não expansivos (Micas, Ilita e Clorita), 2:1 expansivos (Vermiculita e Esmectitas) e os não cristalinos (Alofano e Imogolita). Segundo Streck et al. (2008b), os Latossolos e Nitossolos do Rio Grande do Sul apresentam um predomínio de caulinita e de óxidos na fração argila.

A caulinita é um argilomineral do tipo 1:1 não expansivo. Devido a forte ligação entre as camadas, o espaço entre essas é muito reduzido para a penetração de moléculas de água ou íons. Pode ser formada a partir de diferentes minerais, em solos onde haja a remoção de cátions básicos e de sílica. Dessa forma, esse é o argilomineral dominante na maioria dos solos de regiões tropicais e subtropicais (Latosolos, Argissolos, Nitossolos, etc.). Pelo fato de serem minerais não expansivos, as caulinitas conferem boas características físicas aos solos (boa agregação, aeração, permeabilidade à água). Nos solos as caulinitas ocorrem na forma de pequenos cristais, com morfologia hexagonal, com uma área superficial específica variando entre 5 e 30 m².g⁻¹ e uma capacidade de troca cátions de 1 a 5 cmol_c.kg⁻¹ (INDA JR. et al., 2006).

A atividade da argila, isso é, sua capacidade de troca de cátions e área específica tende a crescer da caulinita, menos ativa, para a esmectita ou montmorilonita, mais ativas (RESENDE et al., 2007).

Os óxidos de ferro estão presentes na maioria dos solos e são responsáveis pelas cores dos mesmos. Entre os mais abundantes estão os tipos goethita e hematita. A goethita tende a ser o único óxido de ferro

presente em solos de regiões frias e úmidas. Já a hematita está presente em maior proporção em solos de regiões mais quentes (Latosolo Vermelho e Nitossolo Vermelho), como no Planalto Médio e nas Missões do Rio Grande do Sul. Os teores dependem do teor de ferro no material de origem e do grau de alteração dos solos, quanto mais avançada a intemperização maior a concentração de óxidos de ferro no solo. No Rio Grande do Sul, Latossolos apresentam teores de 40 g.kg^{-1} de óxidos quando originados de arenitos e de 150 g.kg^{-1} quando originados de basalto (INDA JR. et al., 2006).

Segundo Resende et al. (2007), os óxidos de alumínio e de ferro no solo, cujo conteúdo pode ser expresso na forma de Sesquióxidos são ainda menos ativos que a caulinita, no que se refere à capacidade de troca de cátions. Quanto mais intemperizado é um solo, menos ativa é a sua fração coloidal inorgânica. Desse modo, solos como os Latossolos apresentam baixa atividade em sua fração argila (composta basicamente de argila do tipo 1:1 e óxidos), enquanto solos de regiões mais secas menos intemperizados, apresentam argila com atividade maior.

Os óxidos de manganês podem ter efeito considerável em algumas propriedades químicas do solo, os mais comuns são birnessita e litiofarita. Em comparação aos óxidos de ferro, os teores de manganês são relativamente baixos, variando de $0,1 \text{ g.kg}^{-1}$ a 28 g.kg^{-1} em solos da região do Planalto do RS (INDA JR. et al., 2006).

O óxido de alumínio mais freqüente é a gibbsita e sua formação exige ambientes com teores baixos de silício na solução, sendo

restrita a solos ou materiais altamente intemperizados e dessilicados como Latossolos do Centro Oeste brasileiro. No RS a concentração de gibbsita é baixa devido ao menor grau de dessilicção dos solos (INDA JR. et al., 2006).

Segundo Reichardt & Timm (2004), a fração do solo que mais decisivamente determina seu comportamento físico é a fração argila. Pela grande área específica é a fração mais ativa em processos físicos e químicos que ocorrem no solo.

Partículas menores que 0,05 mm e maiores que 0,002 mm de diâmetro são classificados como silte. Essas partículas não apresentam sensação de aspereza quando esfregadas entre os dedos. São micro partículas de areia, com o quartzo sendo, geralmente, o mineral dominante. Partículas de silte, devido a seu diâmetro reduzido, são mais propensas à ação do intemperismo, liberando rapidamente quantidades significativas de nutrientes para as plantas. Embora o silte seja composto de partículas com formato similar ao das partículas de areia, apresenta sensação de sedosidade ao tato. Os poros entre partículas de silte são menores, e muito mais numerosos, que aqueles presentes entre partículas de areia, deste modo, o silte retém mais água e permite uma menor drenagem. Entretanto, quando seca, a fração silte exibe pouca pegajosidade ou plasticidade (maleabilidade). A plasticidade, coesão (viscosidade) e capacidade de adsorção que algumas frações de silte apresentam é, em grande parte, devido a filmes de argila aderidos à superfície das partículas. Devido à sua baixa pegajosidade e plasticidade,

solos siltosos, de maneira geral, são facilmente carregados por fluxos de água (BRADY & WEIL, 2008).

Partículas de areia possuem diâmetro entre 0,05 mm e 2 mm. Podem ser arredondadas ou angulares, dependendo do grau de desgaste a que essas tenham sido sujeitas pelos processos abrasivos durante a formação do solo. Partículas arenosas grosseiras podem ser compostas de fragmentos de rocha contendo vários minerais, mas a maioria dos grãos de areia é constituída por um só mineral, normalmente quartzo (SiO_2), que é o material mais resistente à decomposição, ou outro silicato primário. Grãos de areia podem possuir colorações marrons, amarelas, ou vermelhas como resultado de camadas de óxidos de ferro ou alumínio. As partículas de areia são ásperas ao tato. Essas partículas são relativamente grandes, deste modo, os espaços entre elas também possuem um diâmetro relativamente grande, promovendo a drenagem livre da água e entrada de ar no solo. Devido ao seu maior tamanho, partículas de areia têm superfície específica relativamente baixa. Deste modo, apresentam pequena capacidade de retenção de água e solos com predominância desta fração são mais propensos a serem deficientes em umidade em períodos de estiagem. Partículas de areia são consideradas não coesivas; isto é, não se mantêm unidas a outras partículas (HILLEL, 1980; BRADY & WEIL, 2008).

A areia e o silte, segundo Baver et al. (1973) e Reichardt & Timm (2004), têm área específica relativamente pequena e em conseqüência, não possuem grande atividade físico-química, mas é

importante na macroporosidade do solo onde predominam fenômenos não capilares.

A matéria orgânica no solo, segundo Reichardt & Timm (2004), é a parte da fração sólida constituída de compostos orgânicos de origem vegetal ou animal, em seus mais variados graus de transformação. O seu conteúdo, na maioria dos solos, varia entre 1 e 10 % e possui também elevada superfície específica. O estágio mais avançado de transformação é denominado húmus, cujas características típicas são: estado coloidal, cor escura e alta estabilidade no solo. A matéria orgânica do solo, quando humificada, recebe juntamente com a fração argila, a denominação comum de complexo coloidal do solo (KIEHL, 1979).

A composição da matéria orgânica é muito variável, sendo a relação existente entre o carbono e o nitrogênio (C/N) uma característica importante e que varia muito conforme a origem do material, com valores de 20/1 a 1000/1. O interessante é que, qualquer que seja a relação C/N do resíduo, após a sua decomposição no solo atinge valores de relação C/N de 10/1 a 12/1, típicos do húmus. O tempo de transformação é variável para cada tipo de resíduo, sendo maior para relações maiores. A relação C/N ideal para a rápida decomposição é 30/1 (REICHARDT & TIMM, 2004).

Segundo Kiehl (1979), o conteúdo e a composição da matéria orgânica é consequência de fatores diversos como: tipo de vegetação, topografia, clima (principalmente temperatura e precipitação pluvial) e mineralogia. No solo, o acúmulo ou a destruição da matéria orgânica

sofre o efeito da atividade dos microrganismos, os quais são afetados pelas condições de umidade, aeração, temperatura e reação do meio (pH), além do indispensável suprimento de nutrientes e de fontes de energia.

Para Bayer & Mielniczuk (2008), as temperaturas mais altas resultam numa elevação das taxas dos processos químicos e bioquímicos. Porém, quando são comparados solos tropicais e solos temperados, a influência da temperatura não é marcante devido à mineralogia do solo e a precipitação pluvial. Elevadas taxas de decomposição são contrabalançadas pela maior taxa de produção de resíduos vegetais que retorna ao solo.

Outra característica climática importante para a dinâmica da matéria orgânica é a precipitação pluvial, de modo que com um aumento da precipitação ocorre um aumento do teor de matéria orgânica no solo, como observaram Tognon et al. (1998) em solos do Cerrado e da Amazônia Brasileira.

Solos que apresentam um grau mais avançado de intemperismo, havendo predomínio, na fração argila, de minerais com elevada área específica, determinam a grande interação desses minerais com a matéria orgânica do solo. Como resultado uma maior estabilidade da fração orgânica à decomposição pelos microrganismos (BAYER & MIELNICZUK, 2008). Segundo Tognon et al. (1998), analisando a matéria orgânica nos solos da Amazônia, verificaram que em duas formações diferentes e com vegetação e clima semelhantes ocorre uma variação no teor de matéria orgânica. Solos com presença de minerais 2:1

apresentam teores superiores de matéria orgânica do que solos com domínio de caulinita. Costa et al. (2004) encontraram alta proteção da matéria orgânica no solo pela gibsitita, que mesmo sob plantio convencional apresentou teor semelhante ao plantio direto.

A interação das moléculas orgânicas com os minerais presentes no solo, segundo Silva et al. (2006), ocorre através da associação dos grupos funcionais da matéria orgânica com as da superfície mineral por diferentes mecanismos químicos, como: troca de íons; ponte de hidrogênio; pontes de cátions; pontes de água; troca de ligantes; forças de “van der Waals”. Esses mecanismos ocorrem simultaneamente, com diferente energia, que depende do tipo de matéria orgânica e das propriedades da superfície mineral.

A interação da matéria orgânica com minerais influencia desde a formação e diferenciação de horizontes, até as propriedades químicas e físicas do solo. A união das partículas individuais em agregado estável só é possível graças à ação cimentante das moléculas orgânicas. Da mesma forma, a interação com os argilominerais preserva os compostos orgânicos da biodegradação, contribuindo para regular a taxa de decomposição da matéria orgânica e seus teores nos solos, constituindo a proteção física da matéria orgânica do solo (SILVA et al., 2006).

A agregação do solo promove maior proteção física da matéria orgânica no solo, proporcionando aumento na estabilidade de micro agregados. A quebra dos agregados de solo expõe a matéria orgânica à

atividade microbiana, reduzindo o conteúdo de carbono orgânico do solo (COSTA et al., 2004).

O sistema de manejo afeta muito pouco o teor de matéria orgânica no solo, como constatou Freixo (2000), em Passo Fundo – RS, identificando diferença apenas nas camadas de 0 a 5 e 5 a 10 cm de solo, onde o sistema plantio direto superou o sistema plantio convencional. As perdas de carbono nas áreas cultivadas são em torno de 10% do seu estoque em comparação com solos sob mata, porém não foram encontradas diferenças entre os sistemas de preparo. Em Goiânia - GO, não foram observadas diferenças nas profundidades de 0 a 5 e 5 a 10 cm, porém houve um acúmulo de carbono em plantio convencional em 10 a 20 cm, pela incorporação de material vegetal e os teores de carbono até 30 cm foram superiores no preparo convencional do solo.

Comportamentos semelhantes encontraram Silveira & Cunha (2002) ao observarem que, após cinco anos de plantio direto, não ocorreu aumento no teor de matéria orgânica no solo. Em plantio direto, os maiores valores de matéria orgânica encontram-se na camada de 0 a 5 cm em relação a 5 a 20 cm, caracterizando maior variabilidade dessa propriedade em profundidade. Por outro lado, com o uso de arado verificaram maior uniformidade dos valores da matéria orgânica entre as camadas de solo.

A principal propriedade física do solo afetada pela matéria orgânica é a agregação do solo. A partir do efeito da matéria orgânica sobre a agregação, indiretamente são afetadas as demais propriedades

físicas do solo, como a densidade, a porosidade, a aeração, a capacidade de retenção e a infiltração de água, entre outras, que são fundamentais à capacidade produtiva do solo (BAYER & MIELNICZUK, 2008).

2.2 Qualidade do solo

Conforme Reichert et al. (2003), a qualidade do solo é mais do que um recurso de retórica usado como estratégia de propaganda para alardear avanços tecnológicos. Karlen et al. (1997) definem a qualidade do solo como a capacidade do solo em produzir.

Qualidade do solo reflete a capacidade de um solo específico de produzir, dentro de limites de ecossistema natural ou manejado, sustentar plantas e produtividade de animais, manter ou melhorar a qualidade da água e do ar e dar suporte a saúde humana e habitações (SOJKA & UPCHURCH, 1999).

Para Karlen et al. (2001) e Karlen et al. (2003), a qualidade do solo se tornou uma ferramenta científica internacionalmente aceita por avançar na avaliação, educação e compreensão de recursos do solo. Dois dos fatores mais importantes associados com o conceito de qualidade do solo são que solos têm propriedades e processos inerentes e dinâmicos e que a avaliação de qualidade do solo tem que refletir processos das propriedades biológicas, físicas e químicas e as suas interações. Não há nenhum valor de índice ideal ou mágico, mas podem ser feitas avaliações de qualidade do solo usando um sistema que priorize metas de manejo,

identifique funções do solo críticas necessárias para alcançar essas metas, selecionando indicadores que provêm informação útil que considere como um solo específico está funcionando.

Avaliando a qualidade do solo em áreas irrigadas, Michelin et al. (2009) observaram que do total de áreas amostradas na camada superficial do perfil do solo, 14,2% no Estado de Goiás, 9,5% no Estado de Minas Gerais e 34% no Estado de São Paulo, apresentaram indicação de compactação do solo.

2.3 Indicadores de qualidade física do solo

Os indicadores da qualidade física do solo mais estudados são densidade relativa do solo (CARTER 1990; HAKANSSON, 1990; LIPIEC et al., 1991; FERRERAS et al. 2001; SANTOS et al., 2005; KLEIN, 2006), resistência mecânica do solo à penetração (BAVER et al., 1973; IMHOFF et al., 2000; COSTA et al., 2003; ARAUJO et al., 2004; CAVALIERI et al., 2006), intervalo hídrico ótimo (LETEY, 1985; ORELLANA et al., 1997; TORMENA et al., 1998; KLEIN, 1998; BEUTLER et al., 2004; KLEIN & CAMARA, 2007) e índice S (DEXTER, 2004 a, b, c; TORMENA & SILVA, 2004; TORMENA et al., 2008).

2.3.1 Densidade relativa do solo

A densidade do solo é razão entre massa do solo seco e o volume. Se a estrutura for preservada, essa densidade descreve, de certa forma a estrutura do solo (REICHARDT & TIMM, 2004). A densidade do solo é influenciada pela textura do solo (BUENO & VILAR, 1998; REICHARDT & TIMM, 2004; LIBARDI, 2005; BRADY & WEIL, 2008), solos arenosos apresentam densidade superior ao solo argiloso, enquanto que os solos siltsosos apresentam comportamento intermediário. A densidade dos solos arenosos pode variar de 1,3 a 1,8 g.cm⁻³, enquanto que nos solos argilosos esta variação pode ir de 0,9 a 1,6 g.cm⁻³ e para solos orgânicos 0,2 a 0,6 g.cm⁻³. Para a densidade do solo máxima, Klein et al. (2004) apresentam em um solo argiloso (660 g.kg⁻¹ de argila) a densidade de 1,55 g.cm⁻³, enquanto um solo arenoso (320 g.kg⁻¹ de argila) foi de 1,77 g.cm⁻³.

A influência do aumento do teor da matéria orgânica, segundo Franzluebbbers (2002), não é de forma linear, a densidade do solo reduz e tende a estabilizar na faixa de densidade dos solos orgânicos.

Essa variação ocorre porque, segundo Brady & Weil (2008), as partículas dos solos com textura fina tendem a organizar-se em unidades estruturais porosas, principalmente se o solo possui um teor de matéria orgânica adequado. Nesses solos, além do espaço poroso entre os agregados, existe o espaço ocupado por poros internos aos agregados. Essa condição garante um maior espaço poroso total e baixa densidade do

solo. Em solos arenosos, entretanto, o conteúdo de matéria orgânica é geralmente baixo, as partículas sólidas estão menos predispostas a formarem agregados e a densidade do solo é normalmente mais alta que em solos de textura mais fina.

Como a densidade do solo é influenciada pela textura do solo, a observação dessa propriedade, de forma isolada, não fornece informações suficientes como indicador da qualidade estrutural do solo. Com isso, foi estabelecido o conceito de densidade relativa do solo. Conforme descrevem Carter (1990), Hakansson (1990) e Klein (2006), é a relação da densidade do solo com sua densidade máxima, obtida por um ensaio de referência que é o ensaio de Proctor normal.

Esse atributo é também apresentado na literatura pelo termo “grau de compactação” (ASSIS & LANÇAS, 2005; SANTOS et al., 2005), com a mesma metodologia de determinação da densidade relativa.

2.3.2 Resistência mecânica do solo à penetração

A resistência mecânica do solo à penetração é uma propriedade que integra a avaliação da compactação do solo, o conteúdo de água, a textura e os tipos de minerais da argila presentes. Essa determinação depende da consistência e da estrutura do solo (BAVER et al., 1973). Para Imhoff et al. (2000), a curva de resistência mecânica do solo à penetração é uma propriedade útil na avaliação da qualidade física do solo, a qual permite identificar áreas com resistência mecânica

potencialmente limitante ao crescimento das raízes e estabelecer a umidade e a densidade do solo crítica para o desenvolvimento das plantas. Segundo Elbanna & Witney (1987) a resistência à penetração é um método simples, versátil e relativamente econômico de avaliar a compactação do solo.

Na decomposição das forças da resistência em fricção e coesão, Elbanna & Witney (1987), constataram que com o aumento da proporção de argila a fricção decai rapidamente. A curva da coesão parte da origem e aumenta com o aumento da proporção de argila, assumindo valores superiores ao da fricção e o aumento do teor de água no solo reduz a força de coesão. Com isso fica clara a causa da contribuição negativa do teor de água e positiva da argila na resistência à penetração.

2.3.3 Intervalo hídrico ótimo – IHO

Metodologia proposta por Letey (1985) qual tenta analisar, de forma integrada, as várias propriedades do solo e o seu efeito sobre o desenvolvimento das plantas cultivadas. Orellana et al. (1997) destacam que o IHO é um indicador que reflete condições em que o teor de água do solo é ótima ao desenvolvimento das plantas, sendo o limite crítico dependente da cultura, clima, solo e podendo ser alterado pelo manejo do solo e pela atividade biológica de raízes e insetos.

Conforme Klein & Camara (2007) vários autores trabalham estabelecendo os limites do IHO, porém sem validá-los com a produção das plantas.

Essa metodologia foi utilizada por Klein (1998), Tormena et al. (1998), Benjamin et al. (2003) e Klein & Camara (2007), para determinar o IHO utilizando os limites de capacidade de campo (8 kPa), ponto de murcha permanente (1500 kPa), resistência à penetração (2 MPa) e a porosidade de aeração ($0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). O que diferencia entre os autores é a tensão na capacidade de campo, pois Benjamin et al. (2003) utilizou o valor de 33 kPa.

Tormena et al. (1999) destacam que o potencial no qual a porosidade de aeração é de $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ e no qual a resistência à penetração atinge 2,0 MPa, são fortemente influenciados pela densidade do solo. Com o aumento da densidade do solo, verifica-se aumento de potencial necessário para ocorrer a porosidade de aeração de $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Afirmando ainda que o IHO é positivamente afetado pela densidade até uma densidade ótima, decrescendo após esse valor.

A determinação do intervalo hídrico ótimo é um parâmetro importante no monitoramento da compactação do solo e na prevenção de perdas de produtividade do arroz de sequeiro (BEUTLER et al., 2004).

2.3.4 Índice “S”

O índice S foi proposto por Dexter (2004a, b, c), definido como o valor do ponto de inflexão da curva de retenção e reflete a distribuição do diâmetro dos poros no solo. A determinação do valor S pode ser feita diretamente a partir da curva de retenção, com a plotagem do teor de água do solo a base de massa em função do potencial mátrico.

Um aumento nos valores de S indica uma ampla distribuição de tamanho de poros, condizente com condições estruturais que estabelecem um adequado funcionamento físico do solo. Desta forma, fatores relacionados ao solo e ao manejo como a textura, a estrutura, a matéria orgânica do solo e a compactação, que influenciam na distribuição do diâmetro dos poros reflete em mudanças nos valores de S e na qualidade física do solo (DEXTER, 2004a). O aumento da densidade do solo resulta numa redução dos valores de S, o que se deve ao efeito da compactação do solo e na alteração da distribuição de tamanho dos poros do solo (TORMENA & SILVA, 2004).

Um valor de S superior a 0,035 é tentativamente estabelecido como limite para indicar condições físicas favoráveis para o crescimento das raízes e restritivas para S inferior a 0,035. Considerando como um valor muito bom valores acima de 0,050, valores bons entre 0,035 e 0,050, valores restritivos entre 0,020 e 0,035 e valores muito restritivos os abaixo de 0,020 (DEXTER, 2004c).

Para solos da Região Sul do Brasil, Streck et al. (2008a), o Índice

S mostrou variações na qualidade física do solo impostas pelo manejo. Esse índice não sofreu influência do teor de argila total, tampouco do teor de argila dispersa dos solos. O S decresceu exponencialmente com o aumento da densidade do solo e aumentou exponencialmente com o aumento do teor de matéria orgânica. A massa de água disponível aumentou de forma linear com o aumento do S.

2.4 Estrutura e compactação do solo e sua influência no desenvolvimento das plantas

2.4.1 Estrutura do solo

As partículas primárias do solo (argila, silte e areia), conforme Resende et al. (2007), geralmente se encontram agrupadas, formando unidades maiores, agregados, dando ao solo a sua estrutura. Para Brady & Weil (2008), a estrutura do solo refere-se ao arranjo das partículas primárias do solo em agregados ou unidades estruturais. A disposição dos poros e agregados, definida pela estrutura do solo, possui grande influência sobre movimento de água, transferência de calor, aeração e porosidade. Desmatamento, aração, cultivo, tráfego, drenagem, calagem e adição de material orgânico, são exemplos de práticas que afetam diretamente a estrutura do solo, principalmente nos horizontes superficiais.

Conforme Reichardt & Timm (2004) esse termo é usado para descrever o solo no que se refere ao arranjo e orientação das partículas sólidas. A estrutura define também a geometria do espaço poroso. Como o arranjo das partículas do solo em geral é muito complexo para permitir qualquer caracterização geométrica simples, não há meio prático de medir a estrutura de um solo. Por isso, o conceito de estrutura do solo é qualitativo. A junção de partículas do solo dá origem a agregados, os quais são classificados segundo a forma (prismáticos, laminares, colunares, granulares e em blocos) e o tamanho do agregado (de acordo com seu diâmetro). Também tem sido dada importância ao grau de desenvolvimento e estabilidade de agregados. Um solo bem agregado, ou estruturado, apresenta boa quantidade de poros de tamanho relativamente grande.

2.4.2 Propriedades físicas do solo e o desenvolvimento das plantas

Segundo Camargo & Alleoni (1997), o crescimento e desenvolvimento das plantas dependem da harmonia de uma série de fatores ambientais. A absorção de água e nutrientes é um dos fatores importantes para que se tenha produção e qualquer obstáculo que restrinja o crescimento radicular reduz tal absorção. Existem diversos fatores que ocasionam um crescimento deficiente do sistema radicular de plantas cultivadas, podendo ser citados: danos causados por insetos e doenças,

deficiências nutricionais, acidez do solo, drenagem insuficiente, baixa taxa de oxigênio, temperatura imprópria do solo, compactação do solo e dilaceramento radicular. Dentre essas limitações, a compactação do solo, toma muitas vezes dimensões sérias, pois ao causar restrições ao crescimento e desenvolvimento do sistema radicular, acarreta uma série de problemas que afetam direta e indiretamente a produção das plantas.

O caminho natural do crescimento do sistema radicular, da maioria das espécies, no solo é através dos macroporos, ou espaços vazios, que ocorrem entre os agregados do solo. Nos solos que não apresentam problemas de compactação esses macroporos, quase sempre, são interligados entre si. As raízes finas podem também, desenvolver-se dentro de agregados, principalmente nos do tipo grumoso. Os solos melhores estruturados normalmente favorecem o desenvolvimento radicular. Através desse raciocínio, pode-se inferir que o tipo de agregação pode interferir no desenvolvimento das raízes, já que existe variação no tamanho e na forma de distribuição dos agregados no solo (TORRES & SARAIVA, 1999).

Segundo Baver et al. (1973), o efeito do impedimento mecânico sobre o desenvolvimento radicular é dependente das características pedológicas e das práticas de manejo a que o solo é submetido.

Muita atenção deve ser dada ao assunto, pois, segundo Camargo & Alleoni (1997), a compactação do solo agrícola é um conceito complexo e de difícil descrição e mensuração. Além do mais,

está intimamente relacionada a atributos físicos, químicos e biológicos que são importantes ao desenvolvimento das plantas e cujos efeitos sinérgicos podem agravar significativamente o problema. Com a intensificação da agricultura e aumento do tráfego de máquinas o problema da compactação vem aparecendo sistematicamente em extensas regiões do país, seus efeitos comprometem à boa produtividade agrícola. A compactação do solo determina as relações entre ar, água e temperatura, e essas influenciam a germinação, a brotação e a emergência das plantas, o crescimento radicular e todas as fases de seu desenvolvimento.

Trabalhando num Latossolo Vermelho-escuro distrófico, com 570 g.kg^{-1} , 90 g.kg^{-1} e 340 g.kg^{-1} de areia, silte e argila, respectivamente, Silva et al. (2006) observaram uma estreita relação negativa entre compactação e crescimento das plantas estudadas (soja, milho, algodão e *Brachiaria brizantha*).

Os sintomas de compactação do solo podem ser observados tanto na planta quanto no solo. Dentre os sintomas observados nos solos compactados, pode-se destacar: presença de crosta, aparecimento de trincas nos sulcos de rodagem do trator, zonas endurecidas, acúmulo de água, erosão hídrica excessiva, presença de resíduos vegetais parcialmente decompostos muitos meses após sua incorporação, etc. Já na planta, variação no tamanho das plantas, folhas amareladas, sistema radicular raso e horizontal, raízes mal formadas e, ou, tortas, etc. (DIAS JUNIOR, 2000).

O tráfego de máquinas e implementos, principalmente quando efetuado em determinadas condições de umidade, provocam alterações no arranjo das partículas do solo. Diminuindo, geralmente, o volume ocupado por determinada massa de solo e o diâmetro dos poros do solo, que permitem livre circulação de ar e água (macroporos). Por consequência, outros atributos físicos do solo são modificados (aeração, temperatura e resistência mecânica à penetração), afetando também atributos químicos (disponibilidade dos nutrientes para as plantas) e biológicos (condições do solo para o desenvolvimento de microrganismos) e a região ocupada pelas raízes (a rizosfera). No final do processo, encontra-se a planta, que será o retrato do sistema de manejo adotado (CAMARGO & ALLEONI, 1997).

Conforme Müller et al. (2001), o aumento da densidade do solo provoca um aumento do diâmetro radicular médio na camada compactada das plantas de tremoço branco, aveia preta e aveia branca. Nesse estudo os autores verificaram uma variação na reação das plantas em decorrência da compactação.

No trabalho de Corsini & Ferraudo (1999) o crescimento relativo do sistema radicular da cultura do milho variou em função da densidade do solo e da macroporosidade, tanto na superfície (Equação 1) como para a sub superfície (Equação 2). Esse crescimento relativo do sistema radicular é calculado a partir do comprimento radial do milho sob plantio direto ou convencional, dividido pelo comprimento radial do milho num tratamento em que teoricamente as propriedades físicas,

químicas e morfoestruturais do solo não limitam o potencial de produção máxima da cultura. Para ambas as situações, com o aumento da densidade do solo ocorre uma redução no crescimento relativo das raízes, comportamento contrário da macroporosidade, que apresenta contribuição positiva para o crescimento relativo das raízes. As duas propriedades, densidade e macroporosidade, são influenciados pela compactação do solo, com o aumento da compactação do solo, ocorre um aumento da densidade do solo e por conseqüência redução da macroporosidade do solo.

$$R\% = 248,327 - 152,767 Ds + 174,124 S \quad (R^2 = 0,85) \quad (1)$$

$$R\% = 127,905 - 94,153 Ds + 78,069 S \quad (R^2 = 0,94) \quad (2)$$

Em que:

R%: crescimento relativo do sistema radicular do milho;

Ds: densidade do solo (g.cm^{-3});

S: macroporosidade do solo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$).

Segundo Beutler et al. (2005a), num trabalho com diferentes níveis de compactação na cultura da soja obtiveram a densidade crítica de $1,48 \text{ g.cm}^{-3}$, densidade em que o rendimento da cultura passou a decrescer, para um Latossolo Vermelho distrófico de textura média com 271 g.kg^{-1} , 42 g.kg^{-1} e 687 g.kg^{-1} de argila, silte e areia, respectivamente.

Em relação ao rendimento de cevada (*Hordeum vulgare* L.) e trigo (*Triticum aestivum* L.), Carter (1990) observou que foi maior com densidade relativa entre 0,77 e 0,84, decrescendo quando a densidade relativa for acima ou abaixo desses valores. Também com cevada, Hakansson (1990) obteve o máximo rendimento na densidade relativa de 0,87 para solos da Suécia. Também trabalhando com cevada na Polônia, Lipiec et al. (1991) observaram que o rendimento diminuiu quando a densidade relativa ultrapassava o valor de 0,91.

Beutler et al. (2005a) observou que a densidade relativa do solo ótima para rendimento da soja (*Glycine max* L.), em casa de vegetação foi de 0,84 e 0,75 respectivamente, em solo argiloso (520 g.kg⁻¹ de argila) do que para solo de textura média (270 g.kg⁻¹ de argila). Enquanto que em nível de campo, em solo de textura média, a densidade relativa ótima para essa cultura foi de 0,80.

Conforme Santos et al. (2005) os maiores rendimentos de milho foram obtidos com densidade relativa de 0,72, num solo com 490 g.kg⁻¹ de argila (Neossolo Quartzorênico), entre 0,75 e 0,77 num solo com 326 g.kg⁻¹ de argila (Latosolo Vermelho-amarelo distrófico) e de 0,65 num solo com 356 g.kg⁻¹ de argila (Latosolo Vermelho distrófico típico). A aplicação de fósforo reduziu os efeitos da compactação nas plantas, conforme foi observado por esses autores, servindo como um fator de alívio da compactação do solo.

Conforme Beutler & Centurion (2004a) compactação reduz a produtividade de soja e esse efeito é menor no solo adubado. Beutler &

Centurion (2004b), observaram que a altura das plantas foi reduzida com valores de resistência à penetração superior a 3 MPa e a produção de matéria seca da soja reduziu na resistência superior de 3,76 e 3,77 MPa, para o Latossolo Vermelho com textura média e Latossolo Vermelho argiloso, respectivamente. Klein & Camara (2007) observaram na cultura da soja que a resistência à penetração de 3 MPa não foi limitante, não encontrando em seu trabalho resistência superior a esse valor para verificar valores limitantes.

A compactação excessiva do solo provoca decréscimo de produtividade de soja a partir da resistência à penetração de 1,30 e 1,64 MPa e da densidade do solo de 1,26 e 1,29 g.cm⁻³, em Latossolo Vermelho eutroférico muito argiloso, com 620 g.kg⁻¹ de argila, 220g.kg⁻¹ de silte e 160 g.kg⁻¹ de areia, sequeiro e irrigado, respectivamente. A soja em cultivo irrigado tolera maiores níveis de compactação (BEUTLER et al., 2007).

O crescimento normal das plantas de cobertura, segundo Reinert et al. (2008), ocorre até o limite de densidade de 1,75 g.m⁻³, para um Argissolo Vermelho distrófico típico com 150, 120 e 730 g.kg⁻¹ de argila, silte e areia. Entre a faixa de 1,75 e 1,85 g.cm⁻³, ocorre restrição com deformações na morfologia das raízes em grau médio e, acima de 1,85 g.cm⁻³, essas deformações são significativas, com grande engrossamento, desvios no crescimento vertical e concentração na camada mais superficial. Destacam ainda que todas as espécies avaliadas podem ser utilizadas em solos com compactação excessiva, mas, quando

a densidade for superior a $1,85 \text{ g.cm}^{-3}$, pode ser necessária a mobilização do solo com escarificador e, ou, subsolador, dependendo da localização da camada compactada.

Beutler & Centurion (2003), observaram um comportamento quadrático da produção de grãos, matéria seca da parte aérea e de raízes na cultura da soja em relação à resistência a penetração. Quando a resistência estava extremamente baixa o solo estava solto e isso proporcionou menor contato do solo com a raiz e diminuiu a habilidade do sistema radicular em absorver quantidades adequadas de água e nutrientes. Os autores mantiveram durante todo o ciclo da cultura o solo solto, o que em condições de campo isso se desfaz nas primeiras chuvas após o preparo, quando ocorre o rearranjo das partículas de solo e aumento da densidade de solo.

O aumento da resistência à penetração provoca primeiramente uma redução da matéria seca de raízes, para posteriormente reduzir a matéria seca da parte aérea e por último a produção de grãos de soja. Com a redução do sistema radicular, esse mantém satisfatoriamente o suprimento de água e nutrientes para a parte aérea da planta. Porém, a excessiva redução da matéria seca do sistema radicular, devido ao aumento da resistência à penetração, resulta em menor produção de matéria seca da parte aérea e de grãos. Outros aspectos são os valores próximos de resistência à penetração em que ocorre redução de produção de matéria seca da parte aérea em relação à produção de grãos, indicando

que a redução da matéria seca da parte aérea interfere diretamente na produção de grãos de soja (BEUTLER & CENTURION, 2003).

Para Beutler & Centurion (2004c), o valor de resistência do solo à penetração limitante à produtividade de grãos de arroz de sequeiro foi de 2,38 e 2,07 MPa, respectivamente para o Latossolo Vermelho textura média e Latossolo Vermelho textura argilosa, no teor de água retido na tensão de 0,01 MPa.

No arroz de sequeiro, a compactação do solo a partir de um valor de resistência do solo à penetração de 1,82 MPa e de densidade do solo de 1,62 g.cm⁻³ reduz a produtividade em Latossolo Vermelho de textura média (BEUTLER et al., 2004). Enquanto que no trabalho de Beutler & Centurion (2004b), a redução da matéria seca da parte aérea ocorreu nas resistências de 3,93 e 3,37 MPa para o Latossolo Vermelho com textura média e Latossolo Vermelho argiloso, respectivamente.

Conforme Beutler et al. (2005b), trabalhando com diferentes níveis de compactação no solo na cultura da soja, obtiveram uma redução no rendimento da cultura a partir da resistência de 0,85 MPa (Equação 3), um valor bem menor do usualmente utilizado como restritivo de 2 MPa.

$$\text{Rend} = -0,119 \text{ RP}^2 + 0,203 \text{ RP} + 2,922 \quad (\text{R}^2 = 0,92) \quad (3)$$

Em que:

Rend = rendimento da soja (Mg.ha⁻¹);

RP: resistência mecânica do solo à penetração (MPa).

Para Taylor & Ratliff (1969) a taxa de alongação do sistema radicular (mm.h^{-1}) do algodão (*Gossypium hirsutum*) e do amendoim (*Arachis hypogaea*) são afetadas pelo aumento da resistência à penetração, conforme Equações (4) e (5), respectivamente. Os autores constataram ainda que o amendoim é mais tolerante a resistência à penetração, pois com resistência de 1,91 MPa reduziu 50 % da taxa máxima, enquanto que o algodão essa redução de 50 % da taxa máxima ocorreu com resistência de 0,72 MPa.

$$\text{TE} = 0,0008 \text{ RP}^2 - 0,0294 \text{ RP} + 0,3523 \quad (4)$$

$$\text{TE} = 0,00007 \text{ RP}^2 - 0,0084 \text{ RP} + 0,2694 \quad (5)$$

Em que:

TE = taxa de alongação do sistema radicular (mm.h^{-1});

RP = resistência mecânica do solo à penetração (MPa).

Já em relação ao milho, Rosolem et al. (1999) observaram que o aumento da resistência do solo à penetração causa diminuição no volume de raízes. A resistência do solo à penetração em torno de 1,3 MPa reduziu pela metade o volume das raízes do milho. Os autores obtiveram uma relação exponencial do comprimento das raízes em função da resistência a penetração, tanto para raízes seminais primárias (Equação 6)

e seminais adventícias (Equação 7). As raízes seminais primárias são mais sensíveis ao aumento da resistência do solo do que as raízes seminais adventícias. Foloni et al. (2003) observaram que o sistema radicular do milho não é capaz de romper uma camada compactada de solo com resistência mecânica de 1,4 MPa.

$$CR = 62,89 * RP^{-2,564} \quad (6)$$

$$CR = 5,445 * RP^{-1,641} \quad (7)$$

Em que:

CR = crescimento das raízes (cm);

RP = resistência mecânica do solo à penetração (MPa).

O IHO é apenas um indicativo que o solo poderá ter maior ou menor probabilidade de apresentar restrições ao desenvolvimento da cultura. Benjamin et al. (2003) comparou o rendimento do milho (*Zea mays* L.) com a densidade do solo e o IHO e não encontrou relação significativa com essas propriedades do solo. Quando esses autores avaliaram o número de dias de estresse de umidade no solo, que seriam os dias em que o teor de água no solo estivesse acima ou abaixo dos limites do IHO, observaram relação significativa com o rendimento da cultura.

Com isso fica bem caracterizado que o IHO é um bom indicador, mas o desenvolvimento das plantas depende das condições climáticas do

local ou do bom manejo da irrigação. Como observaram Klein & Camara (2007) onde as possíveis limitações estudadas em seu trabalho não afetaram o desenvolvimento e o rendimento de grãos da cultura da soja, em razão das condições climáticas favoráveis durante todo o ciclo da cultura. A qualidade física do solo para as plantas pode ser modificada pelas condições climáticas, mantendo o teor de água no solo dentro dos limites do IHO (CAVALIERI et al., 2006). Enquanto que Collares et al. (2006), relatam que nos tratamentos mais compactados o IHO decresceu e o teor de água do solo permaneceu fora da faixa ótima por longo período do ciclo do feijoeiro, implicando menores rendimentos.

A obtenção do IHO pode ser realizada com outros valores críticos de resistência à penetração. Beutler et al. (2005b), obtiveram a partir da resistência de 0,85 MPa, valor esse utilizado devido ser a partir do qual a cultura da soja reduziu o seu rendimento. A densidade crítica encontrada, aonde o IHO é igual a zero, foi de $1,48 \text{ g.cm}^{-3}$, coincidindo com a densidade em que o rendimento da soja começou a ser afetado.

Enquanto que no trabalho de Beutler et al. (2006), utilizando o valor de resistência à penetração variável entre os quatro cultivares estudados, variando entre 1,3 a 2,3 MPa. Esses valores foram obtidos a partir da regressão quadrática do rendimento dos cultivares com relação à resistência à penetração, sendo escolhido o valor de resistência para o máximo rendimento da cultura. Os valores de densidade do solo críticos obtidos pelo IHO variaram de $1,56$ a $1,64 \text{ g.cm}^{-3}$, valores esses inferiores das densidades para o máximo rendimentos da soja, variando entre 1,67 a

1,70 g.cm⁻³. Os autores relacionam essa diferença das densidades críticas ao fato do intenso ataque de ferrugem asiática que prejudicou o rendimento da soja.

O aumento da resistência mecânica do solo à penetração, segundo Freddi et al. (2007), causada pelo rodado do trator, restringiu todos os componentes do rendimento da cultura do milho avaliados, com exceção apenas para o número de espigas por planta. Houve efeito quadrático dos níveis de compactação sobre a massa de 1.000 grãos e o rendimento, que decresceram a partir de resistências à penetração de 1,80 e 1,65 MPa, respectivamente. Com o aumento da resistência houve reduções no rendimento de 9, 5, 11, 21 e 38%, respectivamente para os valores médios no perfil de 2,21 MPa, 2,36 MPa, 3,37 MPa, 4,01 MPa e 4,41 MPa. O aumento da resistência mecânica do solo à penetração acima de 1,65 MPa restringe o crescimento da parte aérea e o rendimento das plantas de milho. O rendimento do milho em função da densidade do solo está demonstrado na Equação (8), para um Latossolo Vermelho distrófico, típico, com 323 g.kg⁻¹ de argila, 45 g.kg⁻¹ de silte e 632 g.kg⁻¹ de areia.

$$\text{Rendimento} = -57,6983 + 88,8682 Ds - 30,3682 Ds^2 \quad (8)$$

(R² = 0,75) (P < 0,01)

Em que:

Rendimento = rendimento da cultura do milho (Mg.ha⁻¹);

Ds = densidade do solo (g.cm⁻³).

Na cultura da mandioca, Cavalieri et al. (2006), observaram um IHO maior nos manejos de preparo convencional e cultivo mínimo, quando comparado com plantio direto. O rendimento da cultura, no final de dois anos, foi de 12.252 kg.ha⁻¹ para o preparo convencional, 9.343 kg.ha⁻¹ em cultivo mínimo e 8.170 kg.ha⁻¹ para o plantio direto. A variação no rendimento ocorre pelo fato da mandioca exigir facilidade na deformação do solo para o desenvolvimento e crescimento das raízes tuberosas e a maior parte da restrição está associada ao comportamento da resistência do solo.

Em relação à porosidade de aeração de 0,10 m³.m⁻³, Klein & Camara (2007) destacam a alta variabilidade espacial e temporal dessa propriedade, o que pode, em curto intervalo de tempo, até restringir o desenvolvimento radicular em camadas específicas.

Esse valor também não poderia ser extrapolado para todas as espécies de plantas de lavoura, pois há grande variabilidade como observado por Torres et al. (2004), onde encontrou variabilidade na tolerância ao excesso hídrico no solo em diferentes cultivares de soja.

2.4.3 Causas da compactação do solo

A compactação do solo refere-se à compressão do solo durante a qual existe um aumento de sua densidade em consequência da redução de seu volume, pela redução da porosidade total do solo e,

principalmente, pela redução dos poros ocupados por ar. Quando o fenômeno de redução de volume ocorre por processos pedogenéticos, este fenômeno denomina-se adensamento (BELTRAME & TAYLOR, 1980; DIAS JUNIOR, 2000; DEXTER & CZYZ, 2007).

Segundo Beltrame & Taylor (1980), as causas da compactação do solo são naturais, difíceis de serem definidas e avaliadas, agindo lentamente no solo, como exemplo a eluviação de argilas e as forças mecânicas originadas da pressão causada pelos rodados das máquinas agrícolas e pela própria ação de implementos sobre o solo.

As forças que atuam no solo podem ser classificadas em externas e internas. Forças externas resultam do tráfego de veículos, animais ou pessoas, assim como do crescimento de raízes que empurram as partículas do solo para forçar a sua passagem, podendo até causar compactação. As forças internas resultam de ciclos, como congelamento e degelo, umedecimento e secagem, e expansão e contração da massa do solo. Quando expressa como pressão, essas forças provavelmente têm a mesma ação no sistema, não sendo necessária distinção entre elas (CAMARGO & ALLEONI, 1997).

Conforme Magalhães (1993), as operações de preparo de solos e demais operações agrícolas durante o ciclo da cultura, geralmente trazem efeitos negativos ao solo como a deterioração de sua estrutura e a compactação. O autor afirma ainda que a resposta do solo a uma força externa é a compactação que implica a redução de seu volume. A compactação do solo é influenciada por diversos fatores além do manejo

dotado, mas também pelo tipo de solo, teor de água e condição atual ou pré-compactação.

Para Balastreire (1987), a resistência do solo é a habilidade de um solo, em uma condição particular, de resistir a uma força aplicada e a resistência do solo se modifica na medida em que as forças são aplicadas e o solo se movimenta, desta forma a resistência do solo é uma propriedade dinâmica.

Raghavan et al. (1977) afirma que 50% da compactação do solo podem ser atribuídas a tensões geradas pela patinagem das rodas de tração das máquinas agrícolas. Destacando ainda que o máximo efeito de compactação ocorra com patinagens entre 15% e 25%.

O efeito da palha foi estudado por Braida (2004), afirmando que quanto maior a quantidade de palha existente sobre a superfície do solo, durante a realização do ensaio Proctor, menores os valores de densidade obtidos. O autor ressalta ainda, que nos primeiros 15 golpes do teste de Proctor, houve dissipação de apenas 2,9 % da energia e nos dez golpes restantes a dissipação foi de 12 %, isto porque nos primeiros golpes o solo está quase tão susceptível à deformação quanto a palha e, portanto, nesses golpes a compactação é quase indiferente à presença da palha, especialmente quando em quantidade muito pequena. Nos golpes finais, o solo já está mais compactado enquanto que a palha continua muito susceptível à deformação, passando a funcionar como um amortecedor entre o soquete compactador e o solo. Para maiores quantidades de palha, a mesma foi capaz de dissipar a energia de

compactação mesmo nos golpes iniciais, tendo sido mais eficiente em reduzir a compactação no nível mais baixo de energia. Resultados semelhantes já haviam sido observados por Jones (1995) que também destaca que a manutenção dos resíduos na superfície do solo é capaz de absorver parte da força originada pelo rodado das máquinas agrícolas. Também Marcolin et al. (2004) trabalhando com palha sobre o solo no ensaio de Proctor observaram que grande quantidade de palha na superfície do solo pode dissipar a energia aplicada sobre o mesmo.

Conforme Camargo & Alleoni (1997), as modificações de importância agrônômica que ocorrem em solos compactados dizem respeito aos seguintes fatores: aumento da resistência mecânica do solo à penetração radial, redução da aeração, alteração do fluxo de água e calor e da disponibilidade de água e nutrientes. Num determinado tempo e local, um desses fatores pode tornar restritivo o desenvolvimento das plantas, a depender do tipo de solo, da condição climática, da espécie e do estágio de desenvolvimento.

2.5 Sistema Plantio Direto e a qualidade física do solo

Segundo Denardin et al. (2005a), o conceito de agricultura conservacionista, por muito tempo restringiu-se a um enfoque reducionista, estando associado, única e exclusivamente, ao grau de redução da intensidade de mobilização do solo em relação ao preparo convencional. Na atualidade é entendida como um complexo tecnológico

de enfoque holístico que objetiva preservar, melhorar e aperfeiçoar os recursos naturais, mediante o manejo integrado do solo, da água e da biodiversidade, devidamente compatibilizado com o uso de insumos externos.

No Brasil, essa atual abordagem da agricultura conservacionista vem sendo amplamente contextualizada no sistema plantio direto, o qual deve ser interpretado como meio para imprimir caráter de sustentabilidade à agricultura. O respeito à vida, mediante a incessante expectativa de alcance de uma agricultura de caráter conservacionista credencia o sistema plantio direto com uma real possibilidade de atendimento a esse paradigma (DENARDIN et al., 2005a).

Conforme, Assis & Lanças (2005), o plantio direto é uma prática conservacionista especialmente adequada para as condições de ambiente de regiões tropicais, onde se faz necessário manter o solo protegido do sol e da chuva, caracterizando-se pela sua eficiência no controle de perdas de solo e água e na redução nos custos operacionais, principalmente pela eliminação de operações de preparo de solo. Sua adoção tem viabilizado a implantação de sistemas de produção que possibilitem maior eficiência energética e conservação ambiental, tornando-se a base da sustentabilidade.

O sistema plantio direto, segundo Oliveira et al. (2002), tem sido uma das melhores alternativas para a manutenção da sustentabilidade

dos recursos naturais na utilização agrícola dos solos. Ao se adotar esse sistema, perde-se menos cobertura vegetal e palha na sua superfície.

A primeira operação de plantio direto que sem tem registro no Brasil, conforme Denardin et al. (2005b), foi no ano de 1969. Na safra de verão desse ano, os professores Newton Martins e Luiz Fernando Coelho de Souza da UFRGS, semearam, experimentalmente, no Posto Agropecuário do Ministério da Agricultura, em Não-me-Toque, um hectare de sorgo, sem preparo prévio do solo, mantendo os restos culturais da cultura de inverno antecedente na superfície do solo.

No início dos anos setenta, muitos solos do estado do Paraná apresentam sérios problemas de degradação, causados principalmente pela erosão, em decorrência do sistema de preparo do solo praticado. Em busca de soluções para esse problema, o agricultor Herbert Arnold Bartz, de Rolândia – PR fez contato com técnicos e pesquisadores do IPEAME, atual IAPAR. O pesquisador Eng.-Agr. Rolf Derpsch apresentou algumas alternativas: preparo mínimo (minimum tillage) e preparo zero (no-tillage ou zero tillage). Concluíram que o preparo mínimo não resolveria o problema da erosão, restando como opção o preparo zero, que Herbert Arnold Bartz passou a denominar de plantio direto (OLIVEIRA et al., 2002).

O sistema de manejo, como plantio direto, cultivo mínimo e preparo convencional influenciam a densidade do solo. Em áreas cultivadas ocorre a degradação da estrutura do solo podendo limitar o desenvolvimento dos vegetais (BOLLER, 1996). Para Souza & Alves

(2000), que realizaram um experimento comparando solos sob cerrado, plantio direto, cultivo mínimo, pastagem, seringueira e preparo convencional, concluíram que o uso do solo alterou as suas propriedades físicas, independente do sistema de cultivo do solo, ocorrendo um aumento da densidade, resistência à penetração e redução da porosidade. Os autores destacaram ainda que o sistema de manejo que apresentou os melhores resultados foi o cultivo mínimo, em comparação aos demais. Resultados semelhantes foram encontrados por Cavalieri et al. (2006), aonde o preparo convencional apresentou densidade do solo menor que o cultivo mínimo e esse menor que o plantio direto, na camada de 0 a 15 cm e de 15 a 30 cm.

Conforme Torres & Saraiva (1999), sistemas de rotação de culturas envolvendo espécies com sistema radicular vigoroso e profundo auxiliam na redução da compactação.

Há diversas áreas cultivadas sob plantio direto com integração lavoura - pecuária, nesses solos além do tráfego de máquinas ocorre o efeito do pisoteio dos animais. Vizzotto et al. (2000) trabalhando em área de pastagem observaram que ocorre um aumento significativo da densidade apenas nos primeiros 5 cm do solo, com uma conseqüente redução da porosidade total, microporos e macroporos. Um período de seis meses sem pisoteio dos animais não foi suficiente para que a densidade retornasse aos níveis anteriores ao trabalho. Solos sob plantio direto sofrem revolvimento na camada superficial com a operação da semeadura (SOUZA et al., 2005). Dessa forma a compactação provocada

pelo pisoteio dos animais seria anulada no decorrer do tempo, também o acúmulo de matéria orgânica na camada superficial e com o material vegetal em decomposição na superfície do solo (SILVA et al., 2000).

Conforme Assis & Lanças (2005), o preparo convencional e o plantio direto com 1 e 4 anos de instalação apresentam maiores densidade, quando comparados com mata nativa e plantio direto de 5 e 12 anos de instalação, na camada de 0 a 5 cm. Segundo os autores os maiores valores de densidade nos primeiros anos de implantação do sistema plantio direto se deve ao não revolvimento do solo e com o passar dos anos o efeito nocivo dessa compactação desaparece na medida que o plantio direto se estabelece adequadamente. Já na profundidade de 10 a 15 cm, o tempo de adoção do sistema plantio direto não alterou os valores de densidade do solo.

Spera et al. (2000), observaram que nas parcelas de plantio direto com crotalária, girassol e milho apresentaram valores maiores de microporosidade do solo, indicando possivelmente um efeito do sistema radicular dessas culturas no aumento da microporosidade do solo.

Conforme Corsini & Ferraudo (1999), nos três primeiros anos agrícolas, o sistema plantio direto diminui a porosidade e o potencial de desenvolvimento radial da camada superficial do solo e somente a partir do quinto ano agrícola é que essas propriedades voltariam a crescer. No sistema de plantio direto a recuperação da estrutura na camada superficial para atingir níveis de densidade do solo, porosidade e desenvolvimento radial semelhantes aos obtidos logo após a realização das operações

mecânicas de preparo, inicia-se no quarto ano agrícola e completa-se no oitavo.

Segundo Borges et al. (1999), o aumento dos níveis de compactação proporciona redução, de maneira linear, da porosidade total e do espaço de aeração e um aumento da densidade do solo e do conteúdo volumétrico de água e de sólidos. Constatação semelhante sobre a redução dos poros maiores e aumento, proporcional, dos poros menores havia sido observada por da Silva et al (1986).

O teor de água no solo na capacidade de campo aumenta à medida que a densidade do solo aumenta, conforme Cavalieri et al. (2006), que trabalharam num Latossolo Vermelho distrófico com 680 g.kg⁻¹ de areia, 10 g.kg⁻¹ de silte e 310 g.kg⁻¹ argila. No entanto, a partir do valor de 1,65 g.cm⁻³ o teor de água na capacidade de campo decresce discretamente, indicando a redução do volume de poros que retêm água no potencial de -10 kPa. Para o teor de água do solo no ponto de murcha permanente, os valores aumentam com a densidade, com tendência de estabilizar.

O sistema de preparo afeta a resistência do solo à penetração. Conforme Costa et al. (2003), o preparo convencional aumenta a resistência do solo à penetração e essa alteração ocorre devido à degradação das propriedades relacionadas com a forma e com a estabilidade da estrutura do solo em relação à mata nativa, evidenciada também pelo aumento da densidade do solo e pela diminuição da estabilidade de agregados. Também Prado et al. (2002) estudando

diferentes sistemas de preparo, observaram que a resistência à penetração aumenta quando o solo é submetido a longo período de pousio.

Cavaliere et al. (2006) observaram maior resistência à penetração em plantio direto, comparando com preparo convencional e cultivo mínimo. Resultado semelhante foi observado por Sousa & Alves (2000), aonde independente do sistema de cultivo ocorreu aumento da resistência em relação à mata nativa, sendo que cultivo mínimo apresentou melhor resultado de resistência dentre os solos cultivados.

Stone & da Silveira (1999), trabalhando com três sistemas de preparo: arado de aiveca com uma grade niveladora; grade aradora e uma grade niveladora; plantio direto. Observaram que o sistema de preparo com arado de aiveca propicia menores valores de resistência à penetração ao longo do perfil do solo, com distribuição mais uniforme do sistema radicular do feijoeiro. O sistema de preparo com grade aradora propiciou a formação de uma camada mais compactada entre 10 e 24 cm de profundidade e uma concentração das raízes de 60 % na camada de 0 a 10 cm. O plantio direto propicia maior compactação entre 15 e 22 cm de profundidade e uma concentração das raízes nos primeiros 20 cm de profundidade.

Comparando plantio direto, preparo convencional e floresta nativa, conforme Silva et al. (2000), os maiores valores de resistência à penetração foram constatados no cultivo convencional, sendo crítico na camada de 5 a 20 cm, com valores superiores a 2 MPa no cultivo convencional e plantio direto. No plantio direto, apesar de não se ter

revolvimento do solo como no cultivo convencional, há um tráfego de máquinas que, possivelmente, esteja ocasionando a compactação do solo. Na camada de 0 a 15 cm, o plantio direto apresenta valores baixos de resistência, o que está relacionado com seu elevado teor de matéria orgânica e com material vegetal em decomposição na superfície do solo. Em profundidades maiores (40 a 60 cm) não há diferença entre os sistemas de cultivo e a floresta nativa.

Segundo Assis & Lanças (2005), a resistência do solo à penetração não apresentou variação com o tempo de adoção do sistema plantio direto e em relação ao tipo de preparo, sendo influenciado apenas em profundidade, de forma mais acentuada, abaixo da camada de 0 a 10 cm.

Em lavouras sob plantio direto, Silva et al. (2004) observaram que o tráfego de máquinas provoca diferentes estados de compactação. O maior estado de compactação ocorre na região dita “cabeceira” da lavoura, onde as máquinas realizam as manobras e o estado de compactação vai reduzindo-se para o centro da lavoura. Constatação semelhante foi realizada por Pereira et al. (2002), onde o sistema de plantio direto propiciou maior compactação do solo.

Para Cavalieri et al. (2006), na camada superficial do solo, os valores do IHO foram maiores no preparo convencional e cultivo mínimo e menor no plantio direto. Enquanto que em sub superfície, os sistemas de preparo não influenciaram o valor do IHO. Os resultados obtidos nesse estudo indicam que as restrições físicas aumentam com a redução do

revolvimento do solo, sendo maior no plantio direto. No entanto, no cultivo mínimo, as condições físicas do solo podem ser consideradas similares ao preparo convencional, com a vantagem de manter a maior parte dos resíduos culturais na superfície do solo.

Conforme Tormena & Silva (2004), o valor de índice S para dois sistemas de manejo (plantio direto e preparo convencional) e duas posições (na linha de cultivo e entrelinha). Destacam que na posição da linha o índice S foi maior em plantio direto do que no preparo convencional, além de que esse foi maior que o valor crítico, sugerindo que a qualidade física do solo. Isso ocorre pelo efeito do fraturamento do solo na operação de semeadura associadas com intensa atividade radial, estabelecendo, no plantio direto, uma melhor qualidade estrutural que resulta em maiores valores de índice S. O menor valor do índice S, na linha, no preparo convencional pode estar associado à excessiva drenagem do solo, resultante da redução da densidade pelo intenso revolvimento do solo (excessivo espaço poroso interagregado).

Na posição entrelinha, no mesmo trabalho, ocorreu uma inversão dos valores do índice S entre os sistemas de preparo, em comparação com a linha. O menor valor do índice S ocorre no plantio direto, o qual está associado com a maior compactação do solo. Já no preparo convencional, na entrelinha, fatores do solo como aumento da densidade e redução da macroporosidade, resultam em aumento na retenção de água e no valor do índice S. Numa avaliação conjunta dos sistemas de preparo e posição de amostragem, constata-se que o plantio

direto ocorre gradiente negativo do índice S da linha em direção da entrelinha e gradiente positivo no preparo convencional. Isso sugere que no plantio direto há uma tendência de concentração das raízes na posição da linha. Por outro lado, a melhor qualidade física na entrelinha no preparo convencional pode estar sendo anulado pelas maiores restrições constantes na linha.

O índice S diferenciou os sistemas de preparo e posições de amostragem, segundo Tormena et al. (2008), sendo o índice S no plantio direto menor que o índice S no preparo convencional independente das posições de amostragem linha e entrelinha. Na posição linha verifica-se maiores valores de índice S tanto em plantio direto como em preparo convencional. O valor de S diminuiu com o aumento da densidade do solo, indicando a redução da sua qualidade física, associada à compactação do mesmo. Os resultados sugerem que mais estudos devem ser conduzidos para quantificar o índice S em diferentes solos e sistemas de manejo sob condições tropicais.

No sistema plantio direto pode haver execução de uma operação de escarificação para reduzir os efeitos da compactação do solo. Essa estratégia foi estudada por Ralisch et al. (2001), aonde observaram haver uma tendência de aumento da resistência à penetração nas camadas superficiais do solo. Na camada de 0 a 10 cm ocorre efeito da escarificação, mas na camada de 10 a 20 cm estes efeitos não ficam evidenciados. Em relação à duração dos efeitos da escarificação, os autores constataram que a operação traz resultados imediatos na

resistência nas camadas superficiais, mas esses efeitos não permanecem por mais de uma safra.

A escarificação do solo sob sistema plantio direto há seis anos, segundo Klein et al. (2008), aumentou o rendimento de grãos de trigo semeado sete meses após a escarificação e diminuiu a densidade e a densidade relativa do solo, aumentando a porosidade total e a porosidade livre de água durante o ciclo da cultura do trigo.

Também avaliando plantio direto escarificado, Bordin et al. (2008), observaram que o crescimento (massa) da parte aérea do guandu e a do milho aumentou com a escarificação do solo. O crescimento do sistema radicular do milho foi maior que o do guandu no solo escarificado, porém no manejo não escarificado o número de raízes não foi diferente entre as duas espécies. O crescimento e a produção das plantas cítricas não foram influenciados pela escarificação e pelas plantas de cobertura do solo. Houve aumento da macroporosidade e redução da densidade e da resistência do solo à penetração com a escarificação.

Segundo Camara & Klein (2005), a escarificação do solo em plantio direto reduziu a densidade e aumentou a rugosidade superficial, a condutividade hidráulica e a taxa de infiltração de água no solo. O solo sob plantio direto escarificado, transcorridos seis meses após a escarificação, apresentou níveis semelhantes de restos culturais na superfície que o plantio direto. O sulcador de adubo tipo guilhotina incorporou mais restos culturais do que o duplo disco, na operação da semeadura da soja.

Para Klein & Camara (2007), uma escarificação esporádica em solos sob plantio direto proporciona condições físico-hídrico-mecânicas mais favoráveis ao desenvolvimento das plantas, especificamente pela redução na resistência mecânica do solo à penetração.

2.6 Funções de pedotransferência

A expressão Função de Pedotransferência (*Pedotransfer Function*) foi criada por Bouma (1989), com o significado de “*transformando dados que possuímos em dados que necessitamos*”. Segundo Budiman et al. (2003), funções de Pedotransferência permitem que informações básicas de solo, disponíveis em relatórios de levantamentos ou em Sistemas de Informação Geográfica, sejam transformadas em outras, de obtenção mais laboriosa e mais cara. Funções de Pedotransferência são funções preditivas de certas propriedades dos solos, a partir de outras facilmente medidas e rotineiramente obtidas a custos mais baixos. As Funções de Pedotransferência atendem às demandas por dados frequentemente requeridos a partir de dados normalmente disponíveis em levantamentos de solos e bases de dados. Devido à demanda de informação de apoio à agricultura sustentável e à melhoria da qualidade do solo, a utilidade do levantamento de solos não se restringe somente a gerar dados de inventários e distribuição geográfica de classes de solos, mas, também, prover a distribuição espacial quantitativa de propriedades dos solos.

Um dos princípios das funções de pedotransferência, conforme Budiman et al. (2003), é assim evitar o mau uso do conceito, é que o esforço e a incerteza sejam minimizados. Não prognosticar algo que é mais fácil e mais barato medir ou determinar. Como o objetivo das funções de pedotransferência é prever propriedades, cujas medidas ou determinações diretas são difíceis (laboriosas ou muito caras), os preditores devem ser de obtenção mais fácil ou mais barata. O custo e o esforço para obter a informação sobre o preditor deverão ser menores do que o de obter a informação sobre que se pretende prever. Não usar funções de pedotransferência, a menos que se possa avaliar a incerteza associada e, para um determinado problema, se um conjunto de funções de pedotransferência está disponível, usar aquela com menor variância. Para desenvolver funções de pedotransferência deve seguir os seguintes passos: proceder a uma revisão de literatura, para localizar funções de pedotransferência já disponíveis; compilar base de dados, busca de bases de dados existentes ou organização de novas; buscar o melhor método numérico, incluindo partição de variância, com base em planos geográficos, textural ou funcional; selecionar diferentes combinações de variáveis predictoras, dependendo da disponibilidade de dados; gerar as novas funções de pedotransferência e proceder às análises das incertezas associadas.

2.6.1 Densidade relativa do solo

Para calcular a densidade relativa do solo, é necessária a densidade do solo e a sua respectiva densidade máxima. Para facilitar esse cálculo há trabalhos que tentam determinar a densidade do solo máxima por funções de pedotransferência. A seguir apresenta-se (Tabela 1) algumas funções em que utilizam a matéria orgânica, a argila, a argila somada ao silte e a areia para determinar a densidade do solo máxima.

Tabela 1 - Funções de pedotransferência para determinação da densidade do solo máxima

Função de pedotransferência	Autor
Argila < 20 % Ds máx = $1,05808 + 0,08164 \text{ Argila} - 0,00188 \text{ Argila}^2$	Nhantumbo & Cambule (2006)
Argila > 20 % Ds máx = $1,91434 + 0,00963 \text{ Argila} - 0,00043 \text{ Argila}^2$	
Argila mais silte < 25% Ds máx = $1,1927 + 0,05959 (S+Arg) - 0,0012 (S+Arg)^2$	
Argila mais silte > 25% Ds máx = $1,92175 + 0,00643 (S+Arg) - 0,00023 (S+Arg)^2$	
Arg = argila (%); S+Arg = silte + argila (%); Ds máx = $2,15 \cdot 10^{-6} (\text{areia})^2 - 7,82 \cdot 10^{-4} (\text{areia}) + 1,5$	Dias Junior & Miranda (2000)
Ds máx = $-0,11 (\text{MO}) + 1,69$	
Areia (g.kg^{-1}); MO: matéria orgânica (g.kg^{-1})	

2.6.2 Resistência mecânica do solo à penetração

São apresentadas na Tabela (2) algumas funções de pedotransferência para determinar a resistência à penetração. Surgem diferentes modelos, lineares e exponenciais, com a contribuição do teor de argila e matéria orgânica do solo, densidade do solo e teor de água no solo.

Para Almeida et al. (2008), que trabalharam com quatro solos com distintas granulometrias e duas intensidades de compactação, realizaram dois ajustes exponenciais da resistência à penetração em função do teor de água por solo. Com esse procedimento, os autores isolaram a densidade para cada ajuste. Dessa forma, para cada solo e densidade seria necessário realizar vários ajustes para cada solo. Como foi concluído pelos autores, a correção dos dados de resistência à penetração pode carecer de várias equações baseadas em diferentes condições de granulometria e densidade.

Tabela 2 - Funções de pedotransferência para determinação da resistência mecânica do solo à penetração (RP) em MPa

Função de pedotransferência	Autor
$RP = - 12,134 + 0,004 MO + 7,6187 Ds + 0,131 Arg$ MO = matéria orgânica ($kg.dm^{-3}$); Ds = densidade do solo ($g.cm^{-3}$); Arg = argila ($g.kg^{-1}$)	Ribon & Tavares Filho (2004)
Umidade gravimétrica $< 0,20 g.g^{-1}$ $RP = 1,12 + 2,04 Ds + 0,17 MO$	Ribon & Tavares Filho (2008)
Umidade gravimétrica $\geq 0,20 < 0,30 g.g^{-1}$ $RP = 2,93 - 17,85 Ug + 2,98 Ds$	
Umidade gravimétrica $> 0,30 g.g^{-1}$ $RP = 3,20 - 13,78 Ug + 4,43 Ds$	
Ds = densidade do solo ($g.cm^{-3}$); MO = matéria orgânica ($g.kg^{-1}$); Ug = umidade gravimétrica ($g.g^{-1}$)	
$RP = [0,0121 - (0,0001 * Arg)] \theta^{(-0,8546 - 0,0412 * Arg)} Ds^{(2,9110 + 0,0482 * Arg)}$ Arg = argila (%); θ = umidade ($cm^3.cm^{-3}$); RP (MPa) e Ds = densidade do solo ($g cm^{-3}$)	Silva et al. (2008)

A matéria orgânica no solo não teve efeito na resistência à penetração, não alterando significativamente esta propriedade no trabalho de Souza et al. (2005). Esses mesmos autores constataram que o menor valor de resistência do solo à penetração foi observado na camada de 0 a 10 cm, graças ao revolvimento anual do solo nessa profundidade, o qual proporciona uma descompactação dessa camada em preparo convencional.

2.6.3 Intervalo hídrico ótimo – IHO

Os limites do IHO são: a capacidade de campo, porosidade de aeração, resistência à penetração e ponto de murcha permanente (KLEIN, 1998; TORMENA et al., 1998; BENJAMIN et al., 2003; KLEIN & CAMARA, 2007). Portanto, é necessário determinar os quatro limites por funções de pedotransferência para poder calcular o IHO. A resistência a penetração foi apresentada anteriormente, nesse ítem serão apresentadas função para a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente (Tabela 3).

Muitos fatores afetam a retenção da água no solo, sendo o principal deles a textura, por determinar a área de contato entre as partículas sólidas e a água, determinando em boa parte a distribuição do diâmetro dos poros (REICHARDT & TIMM, 2004). Para Mesquita & Moraes (2004), o fluxo e a retenção de água no solo dependem, além da textura, da profundidade, estrutura, porosidade e pedoforma.

Tabela 3 - Funções de pedotransferência para determinação da capacidade de campo (CC) e do ponto de murcha permanente (PMP)

Função de pedotransferência		Autor
$CC = 3,1 + 0,629 AS - 0,0034 AS^2$	$PMP = \frac{398,9 AS}{1308,1 + AS}$	Arruda et al. (1987)
CC = (g água.100 g ⁻¹ solo); AS = argila mais silte (%); PMP = (g água.100 g ⁻¹ solo).		
$CC = 47 + 0,25 \text{ Argila} + 0,1 \text{ Silte} + 1,12 \text{ MO} - 16,52 \text{ Ds}$		Hall et al. (1977)
$CC = 37,2 + 0,35 \text{ Argila} + 0,12 \text{ Silte} - 11,73 \text{ Ds}$		
$PMP = 2,94 + 0,83 \text{ Argila} - 0,0054 \text{ Argila}^2$		
$PMP = 1,48 + 0,84 \text{ Argila} - 0,0054 \text{ Argila}^2$		
CC = (m ³ .m ⁻³); Argila (%); Silte (%); MO = matéria orgânica (%); Ds: densidade do solo (g.cm ⁻³); PMP = (m ³ .m ⁻³)		
-5 kPa	$Ug = 0,10080 + 0,000386 A + 0,000347 S + 0,001890 \text{ MO}$	Peraza (2003)
-10 kPa	$Ug = 0,04947 + 0,000377 A + 0,000343 S + 0,001890 \text{ MO}$	
-33 kPa	$Ug = 0,00767 + 0,000304 A + 0,000050 S + 0,001750 \text{ MO}$	
-1500 kPa	$Ug = -0,02310 + 0,000298 A + 0,000176 S + 0,000867 \text{ MO}$	
$Ug = \text{umidade gravimétrica (g.g}^{-1}\text{); A = argila (g.kg}^{-1}\text{); S = silte (g.kg}^{-1}\text{); MO = matéria orgânica (g.kg}^{-1}\text{)}$		
-0,04 bar	$\theta = 0,007053 \text{ Areia} + 0,010242 S + 0,0107 \text{ Arg} + 0,006333 \text{ MO} - 0,03212 \text{ Ds}$	Gupta & Larson (1979)
-0,07 bar	$\theta = 0,005678 \text{ Areia} + 0,009228 S + 0,009135 \text{ Arg} + 0,006103 \text{ MO} - 0,02696 \text{ Ds}$	
-0,04 bar	$\theta = 0,007053 \text{ Areia} + 0,010242 S + 0,0107 \text{ Arg} + 0,006333 \text{ MO} - 0,03212 \text{ Ds}$	
-0,10 bar	$\theta = 0,005018 \text{ Areia} + 0,008548 S + 0,008833 \text{ Arg} + 0,004966 \text{ MO} - 0,02423 \text{ Ds}$	
-15,0 bar	$\theta = 0,000059 \text{ Areia} + 0,001142 S + 0,005766 \text{ Arg} + 0,002228 \text{ MO} - 0,002671 \text{ Ds}$	
$\text{Areia} = (\%); S = \text{silte} (\%); \text{Arg} = \text{argila} (\%); \text{MO} = \text{matéria orgânica} (\%); \text{Ds} = \text{densidade do solo (g.cm}^{-3}\text{)}$		

Conforme Libardi (2005), dois processos, basicamente, explicam a retenção de água pelo solo: a capilaridade e a adsorção. Na capilaridade, a retenção ocorre nos microporos dos agregados, o qual está sempre associado a uma interface ar – água. Na adsorção, a retenção ocorre na superfície dos sólidos do solo como filmes presos a esses. Essa retenção pode ocorrer devido às forças de London-van der Waals, campo elétrico ao redor das partículas e pelo compartilhamento de átomos de oxigênio das moléculas de água. Essas forças formam o potencial mátrico do solo, sendo impossível separar essas forças que compõem o potencial na faixa de umidade de crescimento das plantas.

Segundo Brady & Weil (2008), a areia possui reduzida capacidade de retenção de água causada pelo grande espaço entre as partículas e o rápido escoamento de água de percolação. Solos que predominam essa granulometria são mais propensos a serem deficientes em umidade em períodos de estiagem.

Com o aumento da proporção de areia no solo há menor capacidade de retenção de água. Os solos arenosos possuem maior proporção de macroporos do que microporos. De maneira geral, são mais pobres de matéria orgânica do que solos argilosos (KIEHL, 1979).

A água é retida como pequenos filmes aderidos à superfície das partículas de solo, conforme Brady & Weil (2008), dessa forma, quanto maior a área superficial, maior é a capacidade de retenção de água. Devido a isso que a argila pode reter maior quantidade de água que as demais partículas do solo. Nos solos argilosos predomina a

criptoporosidade, a qual é responsável pela retenção da água no solo (KIEHL, 1979). Para esse autor, o silte e a argila podem ser englobados em uma só discussão, por ser constituídas de partículas finas. Estratégia essa utilizada por Arruda et al. (1987) na determinação da capacidade de campo e do ponto de murcha permanente.

Mais recentemente, Bruand & Tessier (2000) concluíram que a propriedade de retenção de água das argilas varia grandemente de um solo para outro a respeito da estrutura da argila. Essa variação depende da capacidade de troca de cátion, do tamanho de partícula elementar e da formação da argila.

A relação de retenção de água no solo pelo conteúdo de matéria orgânica é afetada pela textura (RAWLS et al., 2003). O carbono orgânico retém a água em tensões menores, como afirmam os autores que a retenção de água é mais afetada na proporção de carbono orgânico na tensão de 33 kPa (capacidade de campo) em relação à tensão de 1500 kPa (ponto de murcha permanente). Solos com alto teor de matéria orgânica têm maior capacidade de retenção de água, sendo seu efeito mais evidente nos solos arenosos.

2.6.4 Índice “S”

Para o Índice S, Dexter (2004 a, b, c) apresenta várias propriedades físicas que influenciam a grandeza desse índice, mas apresenta exemplos de solos específicos para ilustrar o fenômeno físico e

não uma tentativa de criar função com uma gama de solos. Na Tabela (4) apresentam-se umas funções para descrever o valor do S.

Tabela 4 - Funções de pedotransferência para determinação do Índice S

Função de pedotransferência	Autor
$\ln(S) = -2,12 Ds - 0,79$	Streck et al. (2008a)
$\ln(S) = 0,18 MO - 4,2$	

Ds = densidade do solo (g.cm^{-3}); MO = matéria orgânica (%)

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Localização e amostragem dos solos

Para este trabalho, foram coletadas amostras de dez solos do Rio Grande do Sul (Tabela 5). Todos os solos manejados sob sistema plantio direto, estabelecido há mais de dez anos.

Segundo Streck et al. (2008b), os Latossolos e Nitossolos do Rio Grande do Sul apresentam um predomínio de caulinita e de óxidos na fração argila, o mesmo argilomineral predominante no Argissolo estudado (REINERT et al., 2008). A caulinita é o argilomineral que apresenta a menor atividade (RESENDE et al., 2007). Outras informações da mineralogia dos solos referente ao horizonte “A” das respectivas unidades de mapeamento estão na Tabela (6), somente desse horizonte, pois as amostras retiradas foram até 30 cm de profundidade, não ultrapassando os limites desse horizonte, minimizando assim o efeito da mineralogia sobre as propriedades dos solos a serem estudadas.

Em cada solo foram retiradas amostras com estrutura preservada, nas profundidades de: 0 a 5; 5 a 10; 10 a 15; 15 a 20; 20 a 25; e 25 a 30 cm, em mini-trincheiras (Figura 1). Essas amostras foram utilizadas para determinação da densidade do solo, da curva de retenção de água e da resistência do solo à penetração. As coletas foram feitas de forma aleatória, em seis locais de cada solo, evitando coletar nas regiões de cabeceira da lavoura e locais aonde havia terraços recentemente.

Tabela 5 - Classificação, unidade de mapeamento, e localização dos solos amostrados

N.º	Classificação *	Unidade de Mapeamento	Município - RS	Coordenadas geográficas
1	Argissolo Vermelho distrófico arênico ou típico	São Pedro	Santa Maria	S 29°43'11" W 53°42'15"
2	Latossolo Vermelho distrófico húmico	Passo Fundo	Pontão	S 28° 13' 40" W 52° 23' 22"
3	Latossolo Vermelho distrófico húmico	Passo Fundo	P. Fundo (Biotério)	S 28°14'04" W 52°23'18"
4	Latossolo Vermelho distrófico húmico	Passo Fundo	P. Fundo (UPF)	S 28°13'40" W 52°23'22"
5	Latossolo Vermelho aluminoférrico húmico	Erechim	Sarandi	S 27°55'18" W 52°47'03"
6	Latossolo Vermelho distrófico húmico	Passo Fundo	Cruz Alta	S 28°37'35" W 53°41'16"
7	Latossolo Vermelho aluminoférrico húmico	Erechim	Ibirubá	S 28°35'36" W 53°04'19"
8	Nitossolo Vermelho distroférico típico ou latossólico	Estação	Água Santa	S 28°10'48" W 52°04'25"
9	Latossolo Vermelho distroférico húmico	Durox	Lagoa Vermelha	S 28°18'03" W 51°27'30"
10	Latossolo Vermelho aluminoférrico húmico	Erechim	Ibiaçá	S 28°08'19" W 51°47'29"

* Classificação baseado em mapas de Streck et al. (2008b).

Tabela 6 - Material de origem teores de alumínio (Al) e ferro (Fe) e mineralogia da fração areia das unidades de mapeamentos coletadas

Unidade de map.	Material de origem	Al cml _c .kg ⁻¹	Fe ₂ O ₃ %	Mineralogia da areia
São Pedro	Arenito	1,0	-	100% quartzo vítreo incolor, alguns hialino
Passo Fundo	Basalto	> 2,0	-	99% quartzo hialino
Erechim	Basalto	≥ 4,0	≥ 18	22% quartzo hialino 23% concreções magnetíticas 16% concreções goetíticas 11% fragmento de rochas 10% concreções hematíticas 5% opala 5% concreções manganosas 3% detritos
Estação	Basalto	< 1,0	15 a 36	60% quartzo hialino 35% detritos vegetais 5% magnetita
Durox	Basalto	≥ 3,8	≥ 18	50% magnetita 20% detritos 10% concreções argilosas 5% fragmentos de opala 15% quartzo hialino

Fonte: Brasil (1973) e Streck et al. (2008b).

Nessas profundidades, foram coletadas também amostras com estrutura não preservada, para a realização da análise granulométrica, do teor de matéria orgânica e para o ensaio de Proctor. Os solos coletados sem estrutura preservada, nas seis repetições, foram homogeneizados por camadas e realizando apenas uma análise por camada de cada solo.



Figura 1 - Coleta de amostras de solo: (A) mini-trincheiras utilizadas para coleta amostras com estrutura preservada e não preservadas; (B) diferentes profundidades de coleta de amostras.

O cilindro volumétrico utilizado na coleta foi em aço inoxidável com aproximadamente 100 cm^3 (5 cm de diâmetro por 5 cm de altura, aproximadamente). A amostra de solo do cilindro foi utilizada para determinação da curva de retenção da água no solo e da resistência mecânica do solo à penetração antes da determinação da densidade do solo.

Para facilitar a coleta do solo com cilindros volumétricos, utilizou-se extrator do tipo “Uhland”, como está demonstrado na Figura (1).

3.2 Análises das amostras com estrutura não preservadas

A análise granulométrica foi realizada utilizando como dispersante hidróxido de sódio e hexametáfosfato de sódio, agitando por

24 horas e o método da pipeta para separação das frações argila e silte e peneiramento para areia (RUIZ, 2005).

O teor de matéria orgânica do solo foi determinado no Laboratório de Química do Solo da UPF, seguindo o método Walkley-Black, descrito em Tedesco et al. (1995).

A densidade dos sólidos, sendo essa propriedade necessária para a determinação da porosidade total do solo, como valor médio para efeito de cálculos, foi considerado $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$, conforme Reichardt & Timm (2004) e Libardi (2005).

Por meio do ensaio de Proctor, determinam-se a densidade do solo máxima e a umidade ótima para compactação (VARGAS, 1977). A realização do ensaio de Proctor normal com 560 kPa de energia, seguindo a rotina adaptada de Nogueira (1998), descrita detalhadamente por Klein (2008).

3.3 Análises das amostras com estrutura preservadas

3.3.1 Curva de retenção da água no solo

Para a determinação da curva de retenção da água no solo, a partir das amostras com estrutura preservada. Essas amostras foram protegidas, no lado inferior do cilindro, por tecido sintético, com o objetivo de evitar a perda de solo e manter o contato íntimo do solo com a placa porosa. Essas amostras foram submetidas às tensões de 2; 4; 6; 8;

10 kPa, em funis de placa porosa. Em tensões superiores a essas se utilizou panela de pressão com placa porosa (Câmara de Richards).

Em ambos os equipamentos o funcionamento consiste em saturar, lentamente de baixo para cima com água destilada, a amostra de solo no cilindro volumétrico, para evitar que ar fique retido no interior da amostra de solo. Colocou-se a amostra no equipamento, funil de placa porosa ou Câmara de Richards, aplicando-se a tensão até que a umidade no interior da amostra estabilize, cesse a saída de água da amostra. Após estabilizar retira-se a amostra do equipamento e pesa-se o cilindro com o solo úmido e a massa do tecido. A operação é repetida com a amostra retornando ao equipamento, tomando o cuidado de umedecer levemente à parte de contato do solo com a placa de cerâmica para restabelecer a capilaridade entre o solo e a placa. Para cada operação realizada aumenta-se a tensão aplicada na amostra.

Na tensão de 1.500 kPa utilizou-se o psicrômetro do modelo WP4-T Dewpoint Potential Meter (DECAGON DEVICES, 2003). Esse equipamento avalia a que tensão a água esta retida no solo, utiliza-se amostra de solo sem estrutura preservada.

A umidade volumétrica do solo e a sua respectiva tensão a qual esta retida é ajustada pela curva de retenção da água no solo, conforme o modelo de equação proposta por van Genuchten (1980), conforme a Equação (9). O ajuste é realizado utilizando-se o programa de computador SWRC de Dourado Neto et al. (1990).

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha \Psi_m)^n]^m} \quad (9)$$

Em que:

θ = Umidade do solo ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

θ_s = Umidade do solo saturado ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

θ_r = Umidade do solo à tensão de 1.500 kPa ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

Ψ_m = Potencial mátrico da água no solo (kPa);

α , m , n = Parâmetros empíricos da equação.

A porosidade é a fração volumétrica do solo ocupada por ar e água, representando o local onde circula a solução e o ar, sendo, portanto, o espaço em que ocorrem os processos dinâmicos do ar e solução de solo (HILLEL, 1970).

A porosidade total foi determinada pela relação entre densidade do solo e densidade dos sólidos, conforme Embrapa (1997).

O volume dos diferentes tamanhos de poros foi calculado a partir do volume de água retida nas tensões da capacidade de campo e do ponto de murcha permanente, através da Equação (9). Com esses valores pode-se calcular o volume de macroporos (volume total de poros menos volume de água na capacidade de campo) e microporos (volume de água na capacidade de campo menos o ponto de murcha permanente). O volume de criptoporos é o volume de água retida no ponto de murcha permanente.

3.3.2 Resistência mecânica do solo à penetração

A resistência mecânica do solo à penetração foi determinada em amostras coletadas no campo com estrutura preservada, em cilindros volumétricos, sendo submetidas ao ensaio de resistência somente após submetidas as tensões para determinação da curva de retenção.

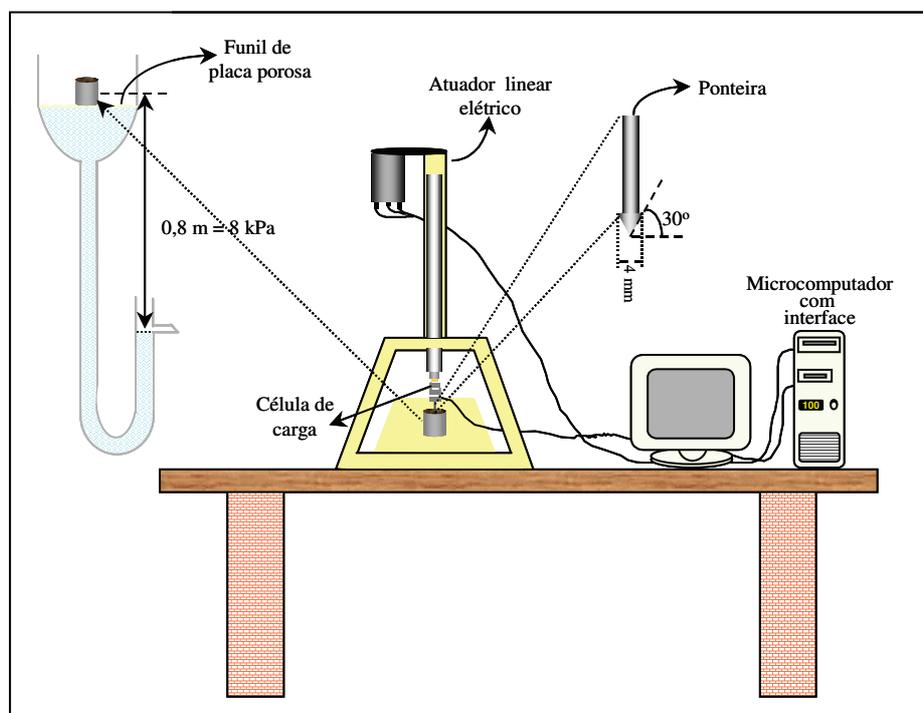


Figura 2 - Modelo esquemático de realização do ensaio de resistência mecânica do solo à penetração (KLEIN, 1998).

Para a realização do ensaio de resistência, as amostras coletadas de um solo são submetidas a diferentes teores de água no solo,

com objetivo de obter um gradiente de teor de água, conforme modelo esquemático da Figura (2).

Na Figura (3) está apresentado o penetrômetro eletrônico modelo MA-933, marca Marconi, com velocidade de 10 mm.s^{-1} , equipado com uma célula de carga de 100 N, haste com cone de 4 mm de diâmetro de base e semi-ângulo de 30° , receptor e interface acoplada a um microcomputador para coleta dos dados através de um programa de computador próprio do equipamento.



Figura 3 - Aparelhos de determinação da resistência mecânica do solo à penetração em laboratório, penetrômetro eletrônico modelo MA-933, marca Marconi.

Para cada amostra analisadas, são obtidos de 250 a 300 valores de força aplicada, sendo descartados os primeiros 50 valores e os valores superiores a 250, utilizando-se os 200 valores centrais em cada ensaio por cilindro para o cálculo da resistência média. O valor médio obtido do equipamento e a força aplicada em kgf, devendo esse valor ser corrigido pela equação de calibração do equipamento (Figura 4), a qual corrige os valores obtidos pelo equipamento com os valores reais de força.

Esses valores corrigidos de força em kgf devem ser convertidos para Newton (N), para isso basta multiplicar o valor em kgf por 9,81 (1 kgf = 9,81 N). Para transformarmos os valores de força para pressão por unidade de área deve-se dividir o valor obtido em Newton pela área da base do cone ($0,000012566 \text{ m}^2$), sendo os valores obtidos em N.m^{-2} , que equivalem à unidade Pascal (Pa). O valor de resistência à penetração expressa em Pa são transformados para MegaPascal (MPa), pois um MPa = 1.000.000 Pa.

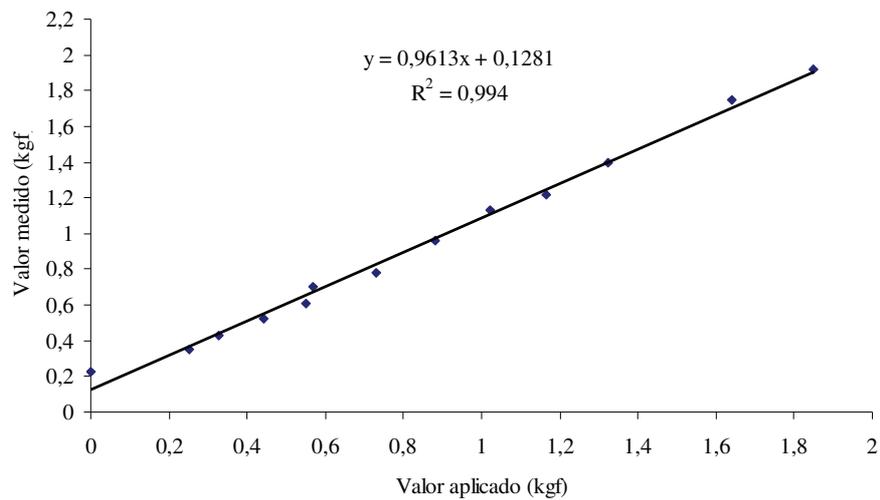


Figura 4 – Calibração da célula de carga do penetrômetro.

Os valores de resistência à penetração (MPa) obtidos para um determinado solo são ajustados a um modelo não-linear proposto por Busscher (1990), conforme Equação (10). Esse modelo foi transformado por Tormena et al. (1998), conforme Equação (11), sendo esse o modelo utilizado nesse trabalho.

$$RP = a * \theta^b * Ds^c \quad (10)$$

$$\ln(RP) = \ln(a) + b * \ln(\theta) + c * \ln(Ds) \quad (11)$$

Em que:

a, b, c = Parâmetros empíricos da Equação (10);

d, e, f = Parâmetros empíricos da Equação (11);

Ds = Densidade do solo (g.cm^{-3});

θ = Umidade volumétrica ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$).

Para realizar o ajuste dos valores de resistência, em função da densidade e do teor de água no solo foi utilizado o programa computacional SAS (SAS INSTITUTE, 1996).

3.3.3 Densidade do solo

As amostras do solo com estrutura preservada, após serem submetidas às distintas tensões da curva de retenção da água no solo e da resistência mecânica do solo à penetração, foram levadas à estufa, a 105°C , e obtida a massa de solo seco. O cálculo da densidade do solo é realizado conforme Embrapa (1997).

3.3.4 Índice S

O índice S foi determinado a partir dos parâmetros empíricos da equação de retenção de água no solo, conforme Equação (13 e 14) proposta por Dexter (2004a), com teor de água no solo a base de massa.

$$S = -n(\theta_{sat} - \theta_{res}) \cdot \left[1 + \frac{1}{m} \right]^{-(1+m)} \quad (13)$$

$$S = -n(\theta_{sat} - \theta_{res}) \cdot \left[\frac{2n-1}{n-1} \right] \left[\frac{1}{n} - 2 \right] \quad (14)$$

Onde:

S = Índice S;

θ_s = Teor de água no solo saturado ($\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$);

θ_r = Teor de água no solo à tensão de 1500 kPa ($\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$);

m, n = Parâmetros empíricos da equação.

O ajuste da curva de retenção de água no solo de van Genuchten (1980) pode ser realizado de três formas, em relação ao parâmetro (m): sem fixar o valor do (m), fixando o valor do (m) em 1,0 e fixando o valor do (m) por “ $m = 1 - (1 / n)$ ”. As duas primeiras formas foram ajustadas pelo programa de computador SWRC de Dourado Neto et al. (1990) e a terceira forma pelo programa de computador SAS (SAS INSTITUTE, 1996), com rotina apropriada.

Quando Dexter (2004a) propôs o “S” e apresentou duas equações, a primeira apresentada é a Equação (13) em que se utiliza no cálculo os parâmetros (m) e (n). Para a segunda equação proposta (Equação 14) onde o valor de (m) é substituído por “ $m = 1 - (1 / n)$ ”.

3.4 Densidade relativa do solo

A determinação da densidade relativa (CARTER, 1990; HAKANSSON, 1990; KLEIN, 2006), é a partir da Equação (12).

$$DR = \frac{D_s}{D_s \text{ máx}} \quad (12)$$

Em que:

DR = densidade relativa do solo (adimensional)

D_s = densidade do solo (g.cm^{-3});

$D_s \text{ máx}$ = densidade do solo máxima (g.cm^{-3});

3.5 Intervalo hídrico ótimo – IHO

A determinação do intervalo hídrico ótimo (IHO) foi baseada na metodologia descrita por Klein (2008). Onde foram obtidas as equações de ajuste para os teores de água no solo nas tensões de 8 kPa (capacidade de campo) e 1500 kPa (ponto de murcha permanente), a resistência à penetração de 2 MPa e porosidade de aeração de $0,1 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, em função da densidade do solo.

Com as equações de ajuste do limites do IHO em função da densidade do solo, plotou-se as quatro linhas num único gráfico. Com o gráfico formado obtém-se a densidade do solo onde o IHO é máximo e a

densidade do solo onde o IHO é igual à zero, condição em que o desenvolvimento das plantas poderá ser comprometido.

3.6 Avaliação da qualidade física do solo

A qualidade física dos solos estudados foi avaliada através de valores críticos citados na literatura (densidade do solo, volume de macroporos e índice S) e foram criadas tabelas de referência de valores críticos para a densidade relativa e resistência mecânica do solo à penetração.

3.7 Análise estatística

Para avaliar a contribuição da textura, da matéria orgânica e da densidade dos solos sobre a densidade do solo máxima, índice S, capacidade de campo, ponto de murcha permanente, porosidade total do solo, foram realizadas regressões lineares múltiplas, incluídas as variáveis que apresentaram variação significativa pelo teste F, pelo método Stepwise, pelo programa de computador SAS (SAS INSTITUTE, 1996), com rotina apropriada.

Na resistência mecânica do solo à penetração, baseado na Equação (11) com modelo exponencial linearizado, foram acrescentadas as variáveis argila, matéria orgânica e densidade relativa, com o mesmo

modelo, em três equações diferentes, através do programa de computador SAS (SAS INSTITUTE, 1996), com rotina apropriada.

A comparação entre as funções desenvolvidas foi realizada através do nível de significância (probabilidade de P) e pelo coeficiente de determinação (R^2).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Granulometria e matéria orgânica dos solos

Os solos (Tabela 7) apresentaram uma variação no teor de argila de 127 g.kg^{-1} na camada de 5 a 10 cm do solo (1) a 779 g.kg^{-1} na camada de 25 a 30 cm do solo (10).

O silte variou de 85 g.kg^{-1} na camada de 10 a 15 cm do solo (2) a $229,73 \text{ g.kg}^{-1}$ na camada de 0 a 5 cm do solo (9). O teor de areia variou de 725 g.kg^{-1} na camada de 0 a 5 cm do solo (1) a $17,31 \text{ g.kg}^{-1}$ na camada de 15 a 20 cm do solo (10).

Em relação ao teor de matéria orgânica variou na camada de 0 a 5 cm de 24 g.kg^{-1} no solo (1) a 71 g.kg^{-1} no solo (9). Para todas as camadas a amplitude foi de 5 g.kg^{-1} na camada de 25 a 30 cm do solo (1) a 71 g.kg^{-1} na camada de 0 a 5 cm do solo (9).

Tabela 7 - Granulometria e teor de matéria orgânica dos solos coletados

Número do Solo	Profundidade (cm)	Argila	Silte	Areia	MO
		(g.kg ⁻¹)			
1	0 a 5	136,01	138,08	725,91	24
	5 a 10	127,37	215,41	657,22	10
	10 a 15	146,79	167,58	685,63	7
	15 a 20	147,96	238,09	613,95	6
	20 a 25	156,57	236,73	606,69	6
	25 a 30	158,37	175,05	666,58	5
2	0 a 5	362,82	110,05	527,13	28
	5 a 10	385,00	107,10	507,90	28
	10 a 15	374,84	85,83	539,33	28
	15 a 20	358,03	114,73	527,23	23
	20 a 25	370,33	111,33	518,34	24
	25 a 30	382,30	125,88	491,82	24
3	0 a 5	382,38	118,41	499,21	43
	5 a 10	399,86	122,43	477,72	36
	10 a 15	420,62	100,17	479,21	26
	15 a 20	408,90	127,58	463,52	14
	20 a 25	426,61	106,04	467,35	14
	25 a 30	450,57	99,48	449,95	14
4	0 a 5	467,72	163,86	368,42	35
	5 a 10	481,80	158,97	359,24	33
	10 a 15	479,46	155,21	365,33	26
	15 a 20	482,22	162,72	355,06	26
	20 a 25	468,06	157,21	374,73	26
	25 a 30	485,78	160,23	353,99	26
5	0 a 5	520,90	161,64	317,46	44
	5 a 10	545,45	174,73	279,83	32
	10 a 15	543,36	174,51	282,13	27
	15 a 20	532,89	162,92	304,19	25
	20 a 25	584,20	126,47	289,32	24
	25 a 30	531,94	199,96	268,11	22
6	0 a 5	519,34	252,80	227,86	46
	5 a 10	568,73	219,11	212,16	36
	10 a 15	588,85	229,31	181,84	27
	15 a 20	606,37	217,45	176,18	17
	20 a 25	586,36	242,56	171,08	16
	25 a 30	615,88	216,91	167,21	15

Continua...

Tabela 7. Continuação...

Número do Solo	Profundidade (cm)	Argila	Silte	Areia	MO
		----- (g.kg ⁻¹) -----			
7	0 a 5	569,88	219,74	210,38	38
	5 a 10	586,84	221,70	191,46	33
	10 a 15	586,88	226,95	186,17	31
	15 a 20	626,46	194,26	179,27	28
	20 a 25	645,82	194,98	159,20	24
	25 a 30	652,62	187,18	160,20	24
8	0 a 5	597,10	299,00	103,90	55
	5 a 10	637,44	286,48	76,07	41
	10 a 15	643,57	283,69	72,74	39
	15 a 20	660,07	273,93	66,00	34
	20 a 25	677,47	256,61	65,92	31
	25 a 30	746,74	198,25	55,01	26
9	0 a 5	679,51	229,73	90,76	71
	5 a 10	716,49	207,66	75,85	59
	10 a 15	739,96	206,89	53,16	49
	15 a 20	755,57	199,87	44,57	47
	20 a 25	764,06	188,94	47,00	46
	25 a 30	746,99	204,49	48,52	39
10	0 a 5	739,38	234,90	25,72	59
	5 a 10	732,28	240,21	27,51	43
	10 a 15	751,84	229,52	18,64	37
	15 a 20	775,44	207,25	17,31	33
	20 a 25	776,69	205,38	17,93	32
	25 a 30	779,48	202,59	17,93	30

4.2 Densidade (do solo, máxima e relativa)

Os valores de densidade dos solos estão apresentados na Tabela (8). Nessa tabela estão apresentados também os valores da densidade do solo máxima, obtida e calculada, e a densidade relativa do solo, obtida e calculada, que serão discutidas a seguir. A densidade do solo variou de $1,04 \text{ g.cm}^{-3}$ do solo (9) na camada de 25 a 30 cm a $1,80 \text{ g.cm}^{-3}$ do solo (1) na camada de 15 a 20 cm. O solo (9) apresentou a menor densidade apesar de não ser o solo com o maior teor de argila, mas apresenta o maior teor de matéria orgânica que também tem efeito negativo no valor da densidade do solo concordando com Reichardt & Timm, 2004; Libardi, 2005; Brady & Weil, 2008.

Outra constatação é que a camada superficial, de 0 a 5 cm, é a camada que apresenta o menor valor de densidade no perfil de cada solo. Esse menor valor de densidade, nessa camada, deve-se a matéria orgânica do solo, ao sistema radicular das plantas e ao manejo. A matéria orgânica concentra-se na camada superficial e reduz em profundidade (Tabela 6), melhorando a estrutura na superfície e reduzindo a densidade do solo. O sistema radicular das plantas concentra-se na camada superficial do solo. Já em sistema plantio direto, o manejo, anual ou bianual, depende do número de culturas implantadas por ano (normalmente duas) ocorre uma movimentação do solo com os sulcadores da semeadora, eliminando a compactação resultante do tráfego das máquinas agrícolas, conforme observaram Souza et al. (2005). Outro fator que pode influenciar na

redução da densidade em profundidade é o pequeno aumento do teor de argila que ocorre nos solos (6), (7), (8), (9) e (10).

Para todos os solos, a partir da camada de 0 a 5 cm, ocorre um aumento no valor da densidade e uma posterior redução no valor. A variação na densidade do solo em profundidade ocorre de forma mais acentuada nos solos (2), (3) e (6) ou com pouca variação nos demais solos. Na figura (5) apresenta-se a variação da densidade do solo e da densidade do solo máxima no, perfil de cada solo.

Com essa variação pode-se constatar que na subsuperfície dos solos ocorre uma camada mais compactada, podendo ou não ser restritiva ao crescimento das plantas. A camada em que ocorre a maior densidade no perfil do solo varia de solo para solo, podendo ser próximo da superfície ou mais profunda, dependendo do manejo adotado para cada solo.

Na tabela (9) apresenta-se valores críticos de densidade do solo por faixa de teor de argila elaborado por Michelin (2005). Os valores críticos de densidade variam de $1,30 \text{ g.cm}^{-3}$ em solos com teor de argila superior a 700 g.kg^{-1} , a $1,60 \text{ g.cm}^{-3}$, em solos com teor de argila inferior a 200 g.kg^{-1} .

Tabela 8 - Densidade do solo máxima ($D_{s_{m\acute{a}x}}$) observada e calculada (Equação 15), densidade do solo (D_s), densidade relativa (DR) observada e calculada pela $D_{s_{m\acute{a}x}}$ calculada, no perfil dos solos

Solo	Profundidade (cm)	$D_{s_{m\acute{a}x}}$		D_s	DR	
		Observada -----	Calculada ($g.cm^{-3}$) -----		Observada	Calculada
1	0 a 5	1,86	1,85	1,61	0,868	0,872
	5 a 10	1,90	1,90	1,71	0,901	0,900
	10 a 15	1,91	1,90	1,76	0,921	0,927
	15 a 20	1,90	1,90	1,80	0,945	0,945
	20 a 25	1,91	1,89	1,76	0,922	0,931
	25 a 30	1,92	1,89	1,76	0,916	0,930
2	0 a 5	1,62	1,66	1,35	0,833	0,810
	5 a 10	1,68	1,65	1,47	0,875	0,893
	10 a 15	1,64	1,65	1,51	0,924	0,913
	15 a 20	1,69	1,68	1,51	0,894	0,898
	20 a 25	1,66	1,67	1,47	0,885	0,881
	25 a 30	1,67	1,66	1,48	0,891	0,893
3	0 a 5	1,56	1,60	1,25	0,801	0,778
	5 a 10	1,62	1,61	1,46	0,901	0,905
	10 a 15	1,64	1,63	1,53	0,928	0,938
	15 a 20	1,64	1,67	1,49	0,907	0,887
	20 a 25	1,58	1,66	1,44	0,914	0,867
	25 a 30	1,60	1,64	1,38	0,863	0,841
4	0 a 5	1,55	1,56	1,31	0,844	0,838
	5 a 10	1,55	1,56	1,38	0,889	0,887
	10 a 15	1,57	1,58	1,38	0,879	0,872
	15 a 20	1,57	1,58	1,37	0,876	0,869
	20 a 25	1,55	1,59	1,36	0,873	0,853
	25 a 30	1,54	1,58	1,36	0,882	0,862
5	0 a 5	1,47	1,49	1,29	0,877	0,865
	5 a 10	1,52	1,51	1,35	0,886	0,894
	10 a 15	1,54	1,53	1,34	0,869	0,878
	15 a 20	1,55	1,54	1,34	0,865	0,866
	20 a 25	1,52	1,51	1,32	0,868	0,873
	25 a 30	1,50	1,55	1,34	0,896	0,864
6	0 a 5	1,47	1,49	1,28	0,871	0,858
	5 a 10	1,53	1,48	1,48	0,967	1,001
	10 a 15	1,55	1,49	1,48	0,950	0,988
	15 a 20	1,54	1,51	1,39	0,903	0,920
	20 a 25	1,50	1,53	1,33	0,890	0,869
	25 a 30	1,51	1,51	1,33	0,883	0,880

Continua...

Tabela 8 – Continuação...

Solo	Profundidade (cm)	$D_{s_{m\acute{a}x}}$		D_s	DR	
		Observada -----	Calculada (g.cm ⁻³) -----		Observada	Calculada
7	0 a 5	1,52	1,47	1,37	0,901	0,928
	5 a 10	1,56	1,48	1,38	0,888	0,937
	10 a 15	1,53	1,48	1,39	0,914	0,940
	15 a 20	1,50	1,46	1,34	0,894	0,914
	20 a 25	1,46	1,46	1,31	0,900	0,898
	25 a 30	1,44	1,46	1,25	0,866	0,858
8	0 a 5	1,39	1,40	1,19	0,856	0,853
	5 a 10	1,45	1,41	1,25	0,862	0,887
	10 a 15	1,47	1,41	1,25	0,854	0,886
	15 a 20	1,46	1,42	1,25	0,855	0,883
	20 a 25	1,45	1,41	1,25	0,866	0,886
	25 a 30	1,43	1,38	1,18	0,824	0,857
9	0 a 5	1,25	1,28	1,05	0,841	0,821
	5 a 10	1,29	1,29	1,12	0,865	0,866
	10 a 15	1,29	1,31	1,06	0,821	0,810
	15 a 20	1,29	1,30	1,08	0,836	0,830
	20 a 25	1,30	1,30	1,06	0,815	0,814
	25 a 30	1,29	1,33	1,04	0,806	0,781
10	0 a 5	1,30	1,28	1,08	0,831	0,845
	5 a 10	1,31	1,33	1,11	0,842	0,829
	10 a 15	1,31	1,34	1,12	0,856	0,837
	15 a 20	1,32	1,33	1,07	0,814	0,804
	20 a 25	1,30	1,33	1,06	0,818	0,796
	25 a 30	1,27	1,34	1,06	0,834	0,791

A partir desses valores críticos, observa-se que todo o perfil do solo (1), a camada de 10 a 20 cm do solo (2) e do solo (3) e a camada de 5 a 20 do solo (6) estariam compactados. As demais camadas dos solos (2), (3) e (6) e todo o perfil dos solos (4), (5), (7), (8), (9) e (10) não estariam compactados.

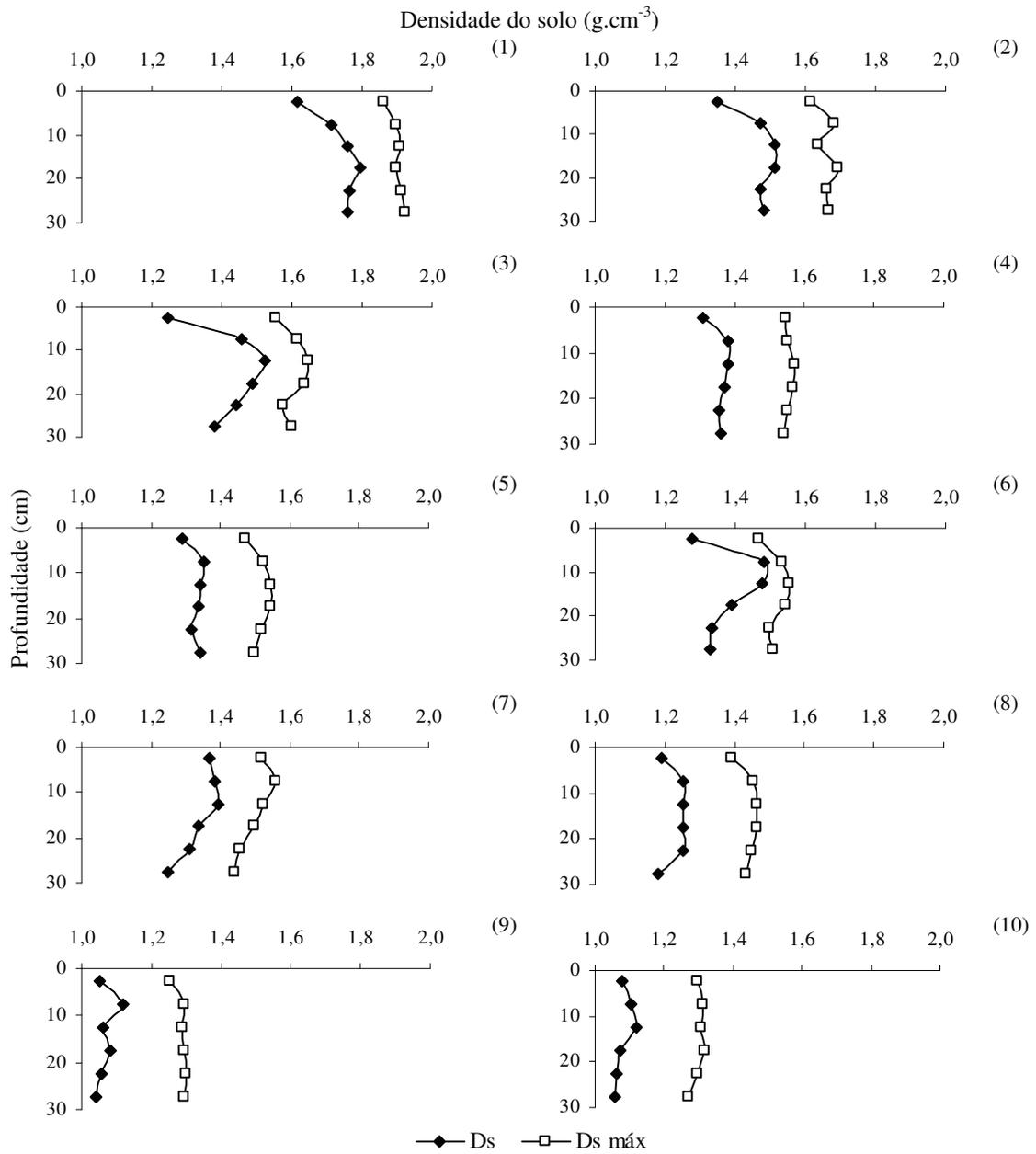


Figura 5 - Variação da densidade do solo (Ds) e densidade do solo máxima (Ds máx) no perfil de cada solo.

Tabela 9 - Densidade do solo crítica para a indicação de ocorrência de compactação dos solos em cada faixa de teor de argila

Faixa de argila (g.kg ⁻¹)	Densidade do solo crítica (g.cm ⁻³)
0 a 200	1,60
200 a 300	1,55
300 a 400	1,50
400 a 500	1,45
500 a 600	1,40
600 a 700	1,35
> 700	1,30

Fonte: Michelin (2005).

A densidade do solo máxima (Tabela 8) variou de 1,25 g.cm⁻³ no solo (9) na camada de 0 a 5 cm, a 1,92 g.cm⁻³ no solo (1), na camada de 25 a 30 cm. A maior densidade máxima ocorreu no solo com o menor teor de argila e na camada de solo mais profunda que foi analisada, pois apresenta o menor teor de matéria orgânica do perfil do solo. O menor valor da densidade do solo máxima não ocorreu no solo com o maior teor de argila e sim no solo (9), com o maior teor de matéria orgânica, comportamento semelhante à densidade do solo no campo.

Com os ajustes estatísticos, verificou-se que somente a argila e a matéria orgânica influenciaram significativamente a densidade do solo máxima (Equação 15), permitindo com isso obter uma função de pedotransferência capaz de descrever satisfatoriamente essa propriedade do solo.

$$D_{s_{\text{máx}}} = 2,03133855 - 0,00320878 \text{ MO} - 0,00076508 \text{ Argila} \quad (15)$$

$$P_{\text{parâmetros}} = 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0001$$

$$P_{\text{equação}} = 0,0001 \quad R^2 = 0,95$$

Em que:

$D_{s_{\text{máx}}}$ = densidade do solo máxima (g.cm^{-3});

MO = matéria orgânica do solo (g.kg^{-1});

Argila (g.kg^{-1}).

Valores calculados da densidade do solo máxima pela Equação (15) e os respectivos valores de densidade relativa constam na Tabela (8).

A relação inversa da densidade do solo máxima em relação à matéria orgânica e a argila concordam com o que foi afirmado por Aragón et al. (2000), Dias Junior & Miranda (2000), Reichardt & Timm (2004), Libardi (2005), Braida et al. (2006) e Brady & Weil (2008). Essa variação ocorre em função do arranjo das partículas primárias ou secundárias do solo. Solos argilosos apresentam agregação das partículas de argila, que possuem porosidade intra-agregados, aumentando o volume do espaço poroso (BRADY & WEIL, 2008).

A redução da densidade do solo máxima com o aumento no teor de matéria orgânica no solo ocorre pelo efeito positivo na estabilidade estrutural do solo, pelo fato do material orgânico apresentar baixa densidade, menor que dos minerais (ARAGÓN et al., 2000; DIAS JUNIOR & MIRANDA, 2000; LIBARDI, 2005; BRAIDA et al., 2006).

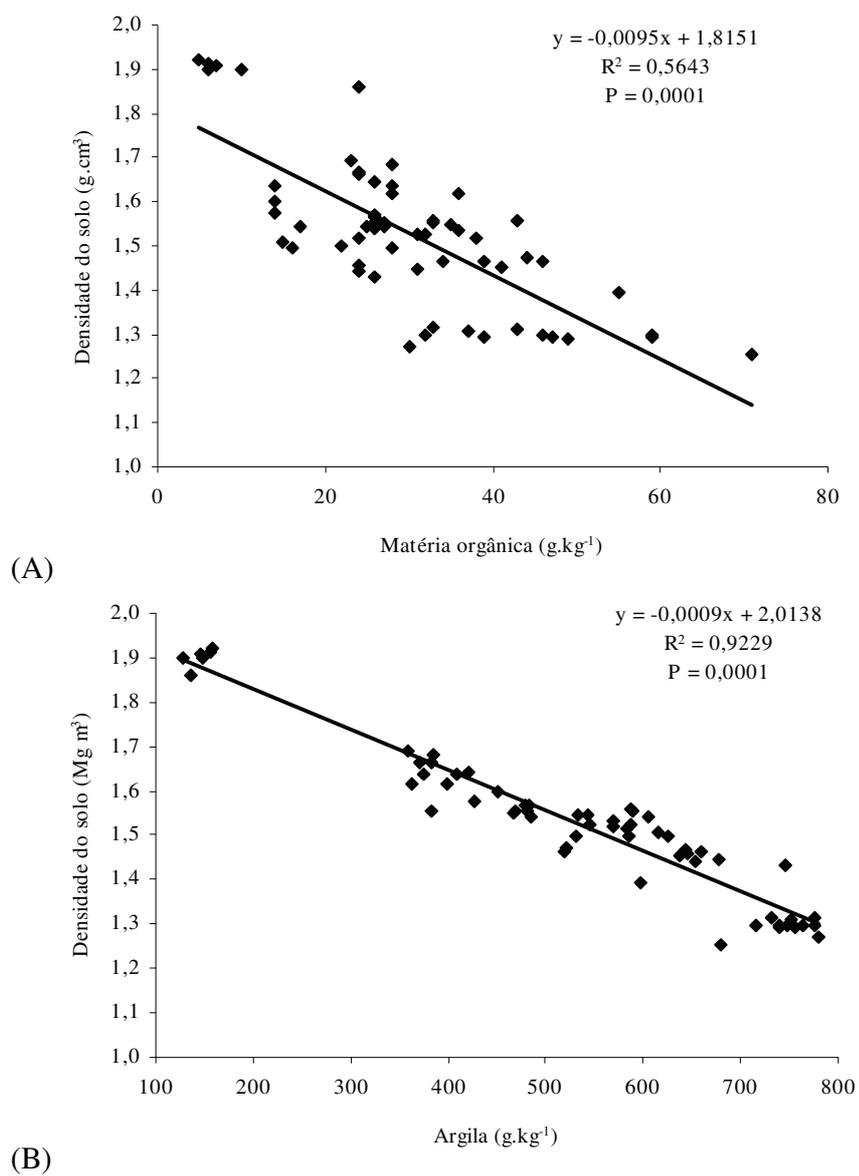


Figura 6 - Variação da densidade do solo máxima em função do teor de matéria orgânica (A) e de argila (B).

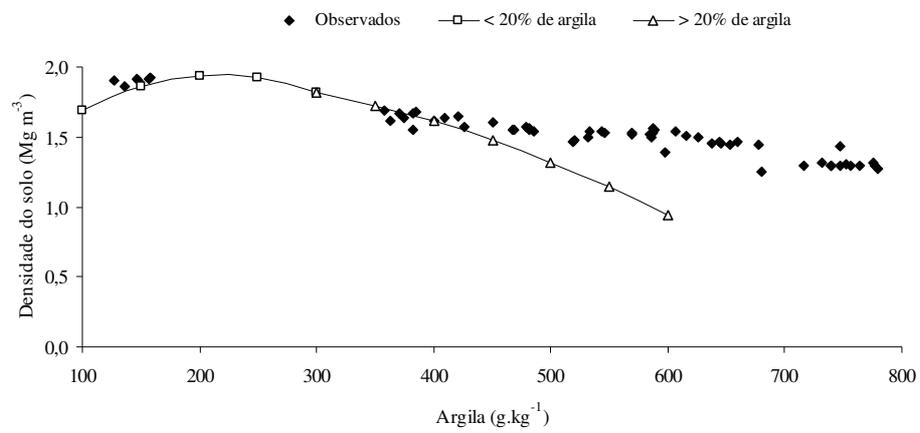
Quando se ajustaram os dados da densidade do solo máxima somente em função da argila ou da matéria orgânica, esse também foi altamente significativo, tendo essa propriedade diminuído linearmente com o aumento do teor de matéria orgânica (Figura 6A) e de argila (Figura 6B), concordando com Bueno & Vilar (1998), Reichardt & Timm (2004) e Libardi (2005).

Outros autores encontraram modelos diferentes para a densidade do solo máxima, em função da argila, silte, areia e matéria orgânica. Em relação à argila, Nhantumbo & Cambule (2006) observaram que a densidade do solo máxima foi maior para o solo com 200 g.kg⁻¹ de argila ou 250 g.kg⁻¹ de argila mais silte, havendo redução dos valores para solos com mais ou menos argila, esses autores separaram em dois modelos para cada variável independente (Tabela 1). Os modelos de Dias Junior & Miranda (2000) foram baseados na areia, o inverso da soma da argila com o silte, com relação quadrática e outro modelo linear baseado na matéria orgânica do solo.

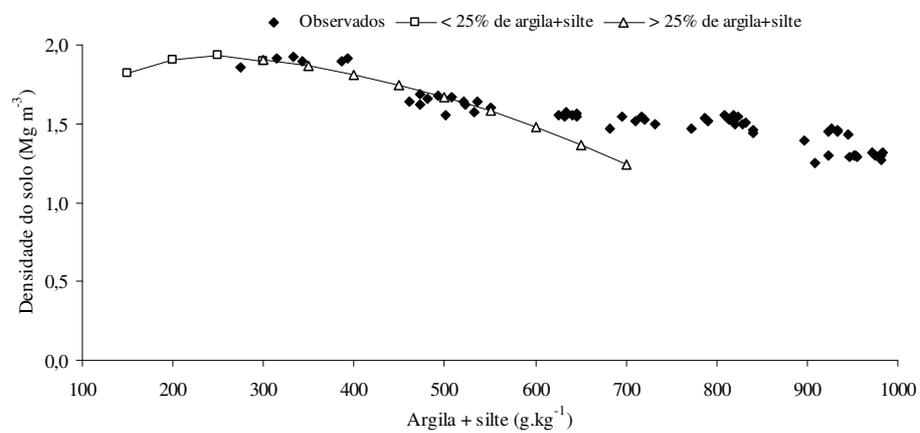
Na Figura (7), apresenta-se a comparação dos valores observados com os valores das equações apresentadas por cada autor.

Observa-se que os modelos de Nhantumbo & Cambule (2006) não descrevem a variação da densidade do solo máxima em função da argila e da argila mais silte observados nesse trabalho. Para valores baixos de argila a curva aproxima-se dos valores observados, porém com valores superiores a 450 g.kg⁻¹ de argila a equação subestima os valores da densidade, apresentando valores negativos de densidade para solos com

teor de argila superior a 850 g.kg^{-1} . Destaca-se que os autores não observaram em seu estudo valores de argila superior a 600 g.kg^{-1} , portanto predomínio de solos arenosos.



(A)



(B)

Figura 7 - Comparação da densidade do solo máxima observada e as equações de Nhantumbo & Cambule (2006), em função da argila (A) e da argila mais silte (B).

A argila mais silte o comportamento é semelhante ao da argila, destacando que nesse estudo o menor valor de argila mais silte é de 274 g.kg^{-1} , valor esse superior ao valor da maior densidade do solo máxima observada pelos autores. O maior valor de argila mais silte é de 700 g.kg^{-1} e a densidade do solo máxima passou a ser subestimada pela equação com teores superiores a 650 g.kg^{-1} . Destaca-se que o estudo de Nhantumbo & Cambule (2006) é para solos da África e que de qualquer forma os resultados não poderiam ser extrapolados para fora da faixa de estudo.

Em relação aos modelos de Dias Junior & Miranda (2000), apresentados na Tabela (1), que utilizam os teores de areia e matéria orgânica, separadamente, para descrever a densidade do solo máxima, na Figura (8) apresenta-se a comparação dos valores observados com os valores das equações apresentada pelos autores. A areia, que o inverso da argila mais silte, o modelo quadrático apresentado pelos autores comporta-se relativamente bem, subestimando os valores da densidade na faixa de 150 a 300 g.kg^{-1} e superestimando para solos com mais de 700 g.kg^{-1} . Em relação à matéria orgânica, a equação apresentada pelos autores não tem nenhuma relação com os valores observados de densidade do solo máxima desse trabalho.

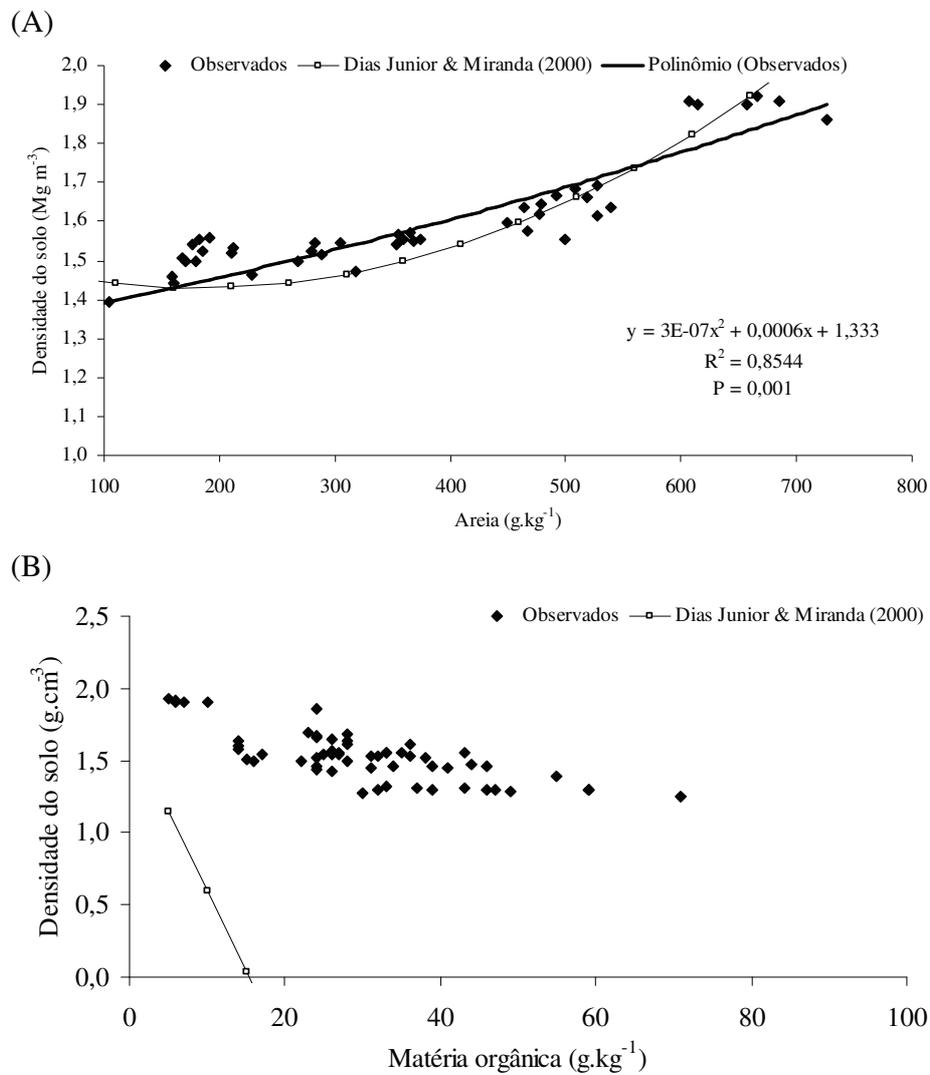


Figura 8 - Comparação da densidade do solo máxima observada e as equações de Dias Junior & Miranda (2000) em função da areia (A) e da matéria orgânica(B).

A matéria orgânica, Franzluebbbers (2002) apresenta um modelo exponencial, com isso a densidade do solo tende a reduzir e estabilizar em determinado valor, que é a densidade de solos orgânicos. Os valores de densidade do solo máxima dos solos estudados não foi observado esse comportamento. Essa variação não é detectada nos solos do Rio Grande do Sul devido, principalmente, a ampla variação do teor de argila nos solos, que acaba mascarando a contribuição da matéria orgânica na densidade. Outro motivo é a não existência de solos com teores elevados de matéria orgânica que poderia melhor caracterizar o modelo exponencial.

A principal utilização prática da densidade do solo máxima é a para obtenção da densidade relativa, a partir da relação da densidade do solo e sua respectiva densidade do solo máxima (TORRES & SARAIVA, 1999; KRZIC, et al, 2003; BEUTLER et al., 2005a; KLEIN, 2008). Com a determinação da densidade do solo máxima tornar-se-ia mais simples e rápida a determinação da densidade relativa de um solo e assim quantificar a sua qualidade física. Na Figura (9) apresenta-se a variação da densidade relativa observada no perfil de cada solo, conforme valores apresentados na Tabela (8).

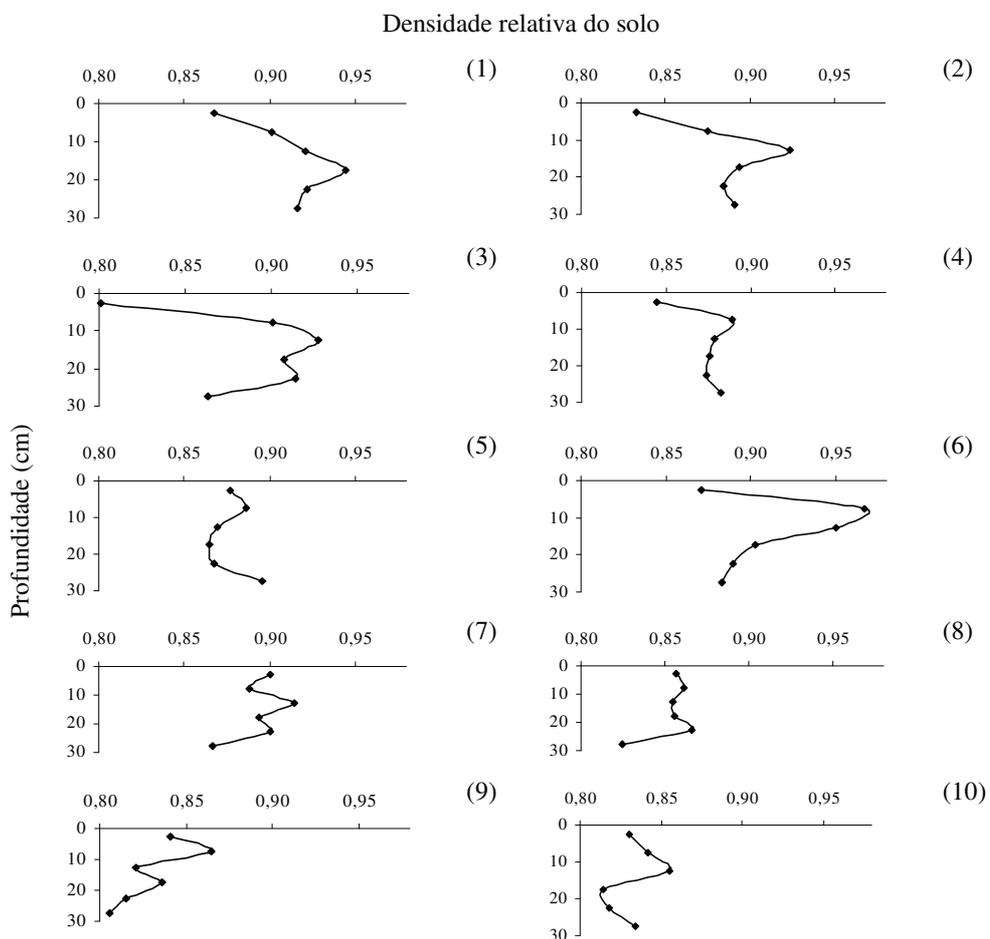


Figura 9 - Variação da densidade relativa no perfil de cada solo.

A densidade relativa do solo variou de 0,801 do solo (3), na camada de 0 a 5 cm, a 0,967 do solo (6), na camada de 5 a 10 cm. Ao contrário da densidade do solo, a densidade relativa não apresenta o menor valor na camada superficial de 0 a 5 cm, os solos (5), (7), (8), (9) e (10) apresentam valores de densidade relativa inferiores em alguma

camada subsuperficial. Como a densidade do solo na camada superficial sofre influência do teor de argila, matéria orgânica e do manejo, apresenta menor valor nessa camada, mas a densidade máxima também é influenciada pelo teor de argila e matéria orgânica e apresentando valores menores nessa camada. A densidade relativa com isso reflete a influência do manejo adotado em cada solo.

As densidades do solo críticas encontradas por Reinert et al. (2008) para plantas, de cobertura do solo, de verão com grande capacidade de crescimento do sistema radicular em condições extremas, foram: até $1,75 \text{ g.cm}^{-3}$ não limitantes, entre $1,75$ e $1,85 \text{ g.cm}^{-3}$ com restrições médias e com densidade superior a $1,85 \text{ g.cm}^{-3}$ com deformações significativas do sistema radicular, para o mesmo Argissolo analisado nesse trabalho. Considerando a densidade do solo máxima média do perfil do solo (1) de $1,90 \text{ g.cm}^{-3}$, as densidades relativas restritivas seriam de até $0,92$ não restritivas, de $0,92$ a $0,97$ restrições médias e acima de $0,97$ restrições mais severas com necessidade de escarificação ou subsolagem.

Os solos analisados (Tabela 8 e Figura 9) observa-se não haver nenhum solo com densidade relativa inferior a $0,80$, portanto não havendo limitações devido ao excesso de porosidade. O outro extremo, somente a camada de 5 a 15 cm do solo (6) está muito compactado. Para esse solo poderia ser necessária uma operação de escarificação (até 20 cm de profundidade), mas para tomar essa decisão deve-se observar o comportamento dos outros indicadores de qualidade física do solo.

Tabela 10 - Valores críticos da densidade relativa

Valor	Nível de compactação	Observação	Fonte
< 0,80	Solto	Valor abaixo do qual o crescimento das plantas é prejudicado pelo excesso de porosidade de aeração e menor volume de água disponível.	Beutler et al. (2005b)
0,80 a 0,90	Não compactado	Faixa de densidade relativa considerada não restritiva ao crescimento das plantas.	Lipiec et al. (1991), Klein (2006) e Reinert et al. (2008)
0,90 a 0,95	Compactado	Ocorre restrição com deformações na morfologia das raízes em grau médio.	Adaptado da literatura pelo autor
> 0,95	Muito compactado	Com deformações significativas do sistema radicular, grande engrossamento e desvios no crescimento vertical e concentração na camada mais superficial.	Adaptado da literatura pelo autor

Na condição de solos compactados encontram-se a camada de 5 a 30 cm do solo (1), a camada de 10 a 15 do solo (2), a camada de 5 a 25 do solo (3), a camada de 10 a 20 do solo (6) e as camadas de 0 a 5; 20 a 25 cm do solo (7). Nesses solos o manejo adotado deveria ser revisto e realizadas novas análises para reavaliar suas condições físicas.

As demais camadas de solo encontram-se na categoria não compactado. Destacam-se os solos (8), (9) e (10) por não apresentar nenhuma camada do perfil nas condições pouco ou muito compactada. Portanto o manejo adotado nessas áreas é adequado.

Relacionou-se a densidade relativa com o teor de argila (Figura 10). Os resultados demonstram que em solos sob plantio direto há uma tendência de redução da densidade relativa do solo em função do aumento do teor de argila. Para essa figura foram excluídos os valores da camada de 0 a 5 cm, pelo fato dessa camada sofrer maior mobilização na semeadura e apresentar a maior concentração de matéria orgânica, melhorando com isso o ajuste dos dados.

Quando se compara os valores da densidade do solo máxima e da densidade relativa observada e calculada pela função (Tabela 8), pelo Teste T para duas populações, observa-se que essas populações não diferem entre si ($P = 0,98$). Na Figura (11) observa-se a relação entre os valores observados e calculados da densidade relativa.

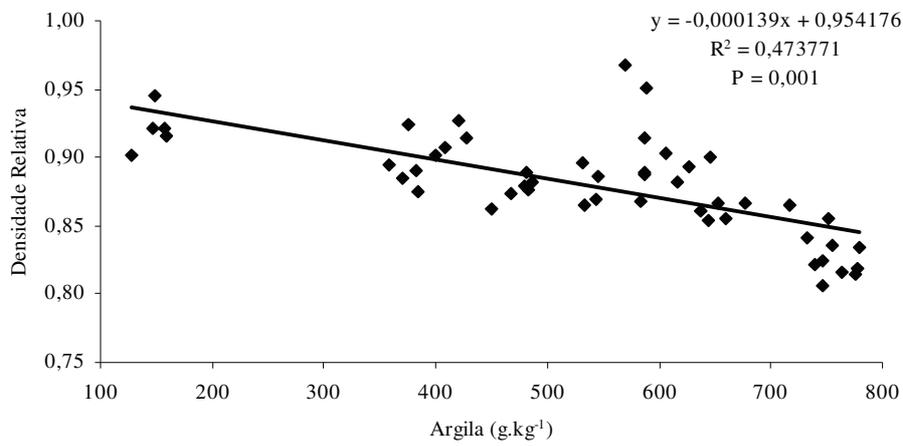


Figura 10 - Densidade relativa observada no campo em função do teor de argila.

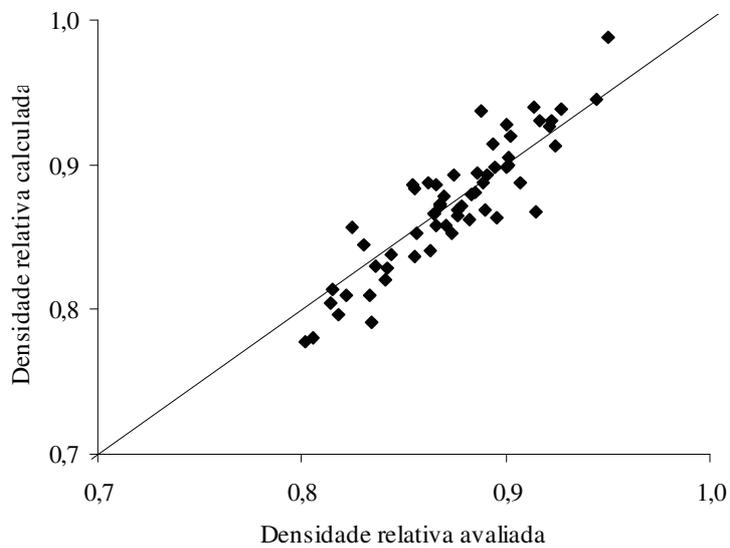


Figura 11 - Relação da densidade relativa avaliada e calculada.

A utilização da densidade relativa, como um indicador que permita determinar a qualidade física do solo, é adequada. No entanto, como o próprio conceito propõe, é relativo, visto que a definição de valores ótimos ou restritivos ao desenvolvimento das plantas dependerá da espécie e das condições climáticas vigentes (TORRES & SARAIVA, 1999).

4.3 Resistência mecânica do solo à penetração

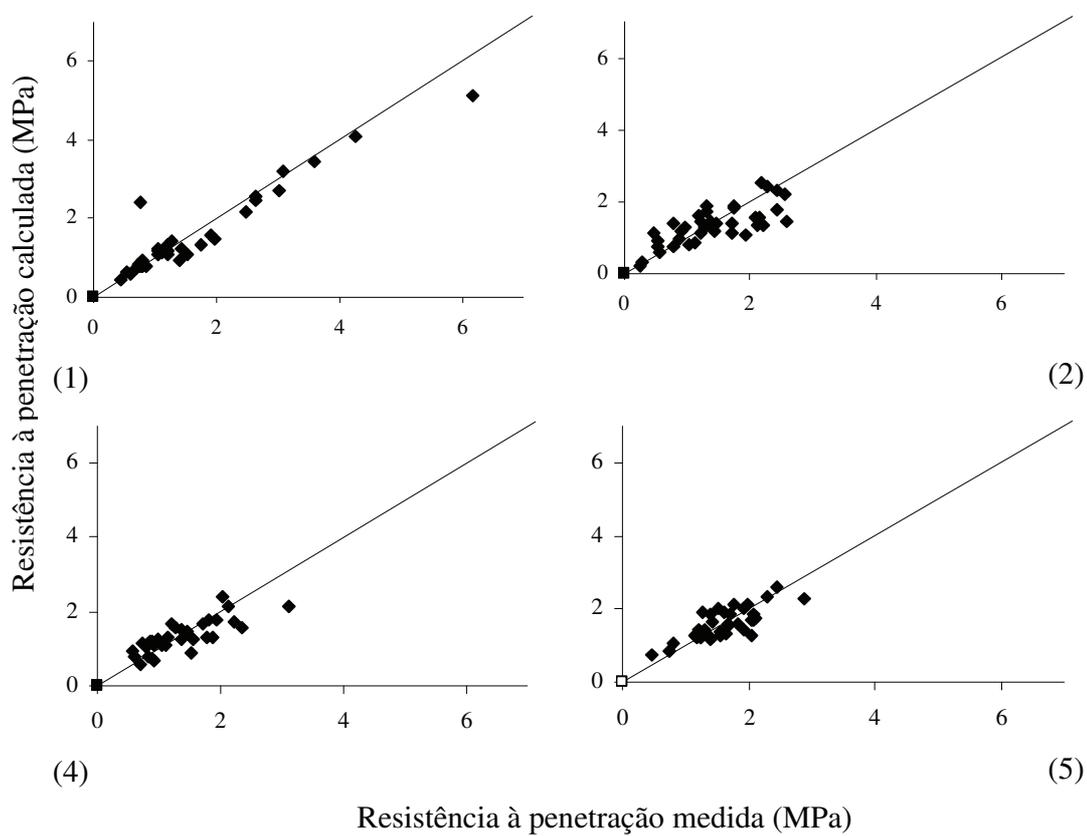
A partir dos valores de resistência à penetração de cada solo ajustou-se, conforme a Equação (11), obtendo-se os parâmetros empíricos que estão na Tabela (11). Os solos (3) e (7) o ajuste não foram significativos, por não ter-se obtido um gradiente do teor de água entre as amostras no momento do ensaio da penetração, dessa forma excluído dos demais cálculos.

Tabela 11 - Parâmetros de ajuste da resistência à penetração (d; e; f), dos solos com o seu respectivo valor de significância (P) e do coeficiente de determinação (R^2)

Solos	Parâmetros			R^2
	d	e	f	
1	-3,491468 0,0001	2,688916 0,0033	-1,533128 0,0001	0,85
2	-4,068858 0,0001	4,374130 0,0001	-2,473972 0,0001	0,69
4	-2,629208 0,0001	5,225256 0,0001	-1,335322 0,0001	0,63
5	-1,743239 0,0001	2,994920 0,0001	-1,515562 0,0001	0,66
6	-1,995722 0,0001	2,969570 0,0001	-1,372489 0,0003	0,57
8	-3,743807 0,0001	6,051085 0,0001	-3,384012 0,0001	0,68
9	-0,909473 0,0001	1,512597 0,0047	-1,038537 0,0001	0,53
10	-2,488223 0,0001	2,7726 0,0555	-2,982752 0,0001	0,67

Observa-se que os valores dos três parâmetros de ajuste individual de cada solo não há um padrão de comportamento, tendência de aumento ou redução, como observaram Silva et al. (2008).

Na Figura (12) esta apresentada a relação entre os valores de resistência avaliada e calculada a partir das equações de ajuste para cada solo.



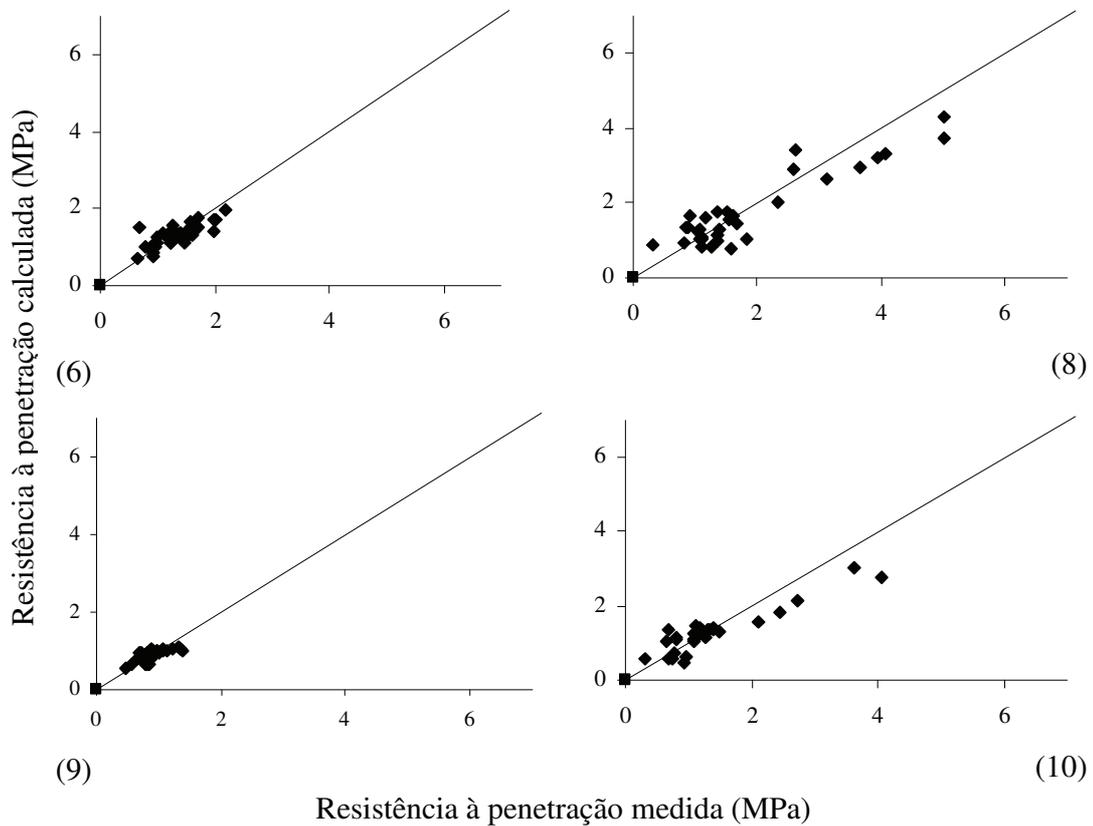


Figura 12 - Relação da resistência à penetração medida e calculada pelos ajustes de cada solo.

Na Figura (13), apresenta-se os valores da resistência mecânica do solo à penetração para cada perfil de solo, considerando o teor de água na capacidade de campo (8 kPa). Nessa figura estão incluídos os valores de resistência calculados, para o mesmo teor de água, por função de pedotransferência (Equação 19), que será apresentada a seguir.

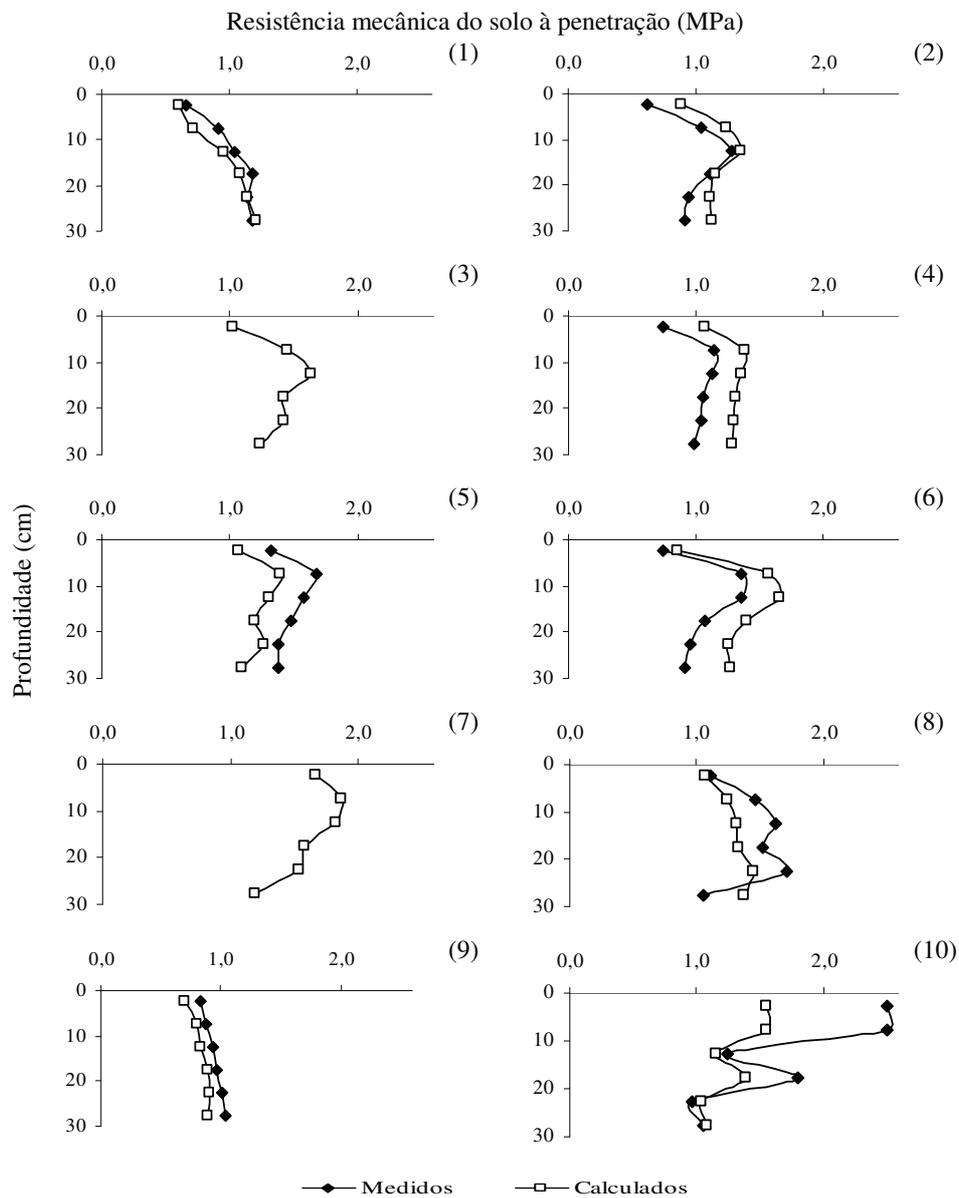


Figura 13 - Resistência à penetração medida e calculada (Equação 11) no perfil de cada solo, no teor de água na capacidade de campo.

Valores limitantes de resistência à penetração são conflitantes na literatura. Para esse trabalho são adotados os valores apresentados na Tabela (12), com quatro níveis de compactação.

Tabela 12 - Valores de referência para a resistência mecânica do solo à penetração

Valor (MPa)	Nível de compactação	Fonte
< 0,85	Solto	Beutler et al. (2005b)
0,85 a 1,30	Não compactado	Rosolem et al. (1999)
1,30 a 2,0	Compactado	Klein (1998), Tormena et al. (1998), Benjamin et al. (2003) e Klein & Camara (2007)
> 2,0	Muito compactado	Klein (1998), Tormena et al. (1998), Benjamin et al. (2003) e Klein & Camara (2007)

Com esses limites, observa-se que as camadas de 0 a 5 cm dos solos (1), (2), (4) e (9) estão na condição solta. O outro extremo só a camada de 0 a 10 cm do solo (10) está “muito compactado”. Todo o perfil do solo (5) e as camadas de 5 a 15 cm do solo (6), 5 a 25 cm do solo (8) e a camada de 15 a 20 cm do solo (10) estão “compactadas”. As demais camadas dos solos não estariam compactadas.

Com os valores de resistência à penetração de todos os solos, ajustou-se conforme a Equação (11) obtendo-se a Equação (16). Nessa equação observa-se que a densidade do solo apresenta contribuição negativa para a resistência, contrariando o que é observado nos ajustes

individuais de cada solo e o que seria lógico. Na relação entre os valores observados e calculados, por essa equação, observa-se que os valores calculados são subestimados (Figura 14). Realizaram-se dois ajustes dos valores de resistência à penetração substituindo o valor da densidade do solo pelo teor de argila (Equação 17) e densidade relativa (Equação 18). Observa-se que o ajuste com argila foi melhor que os demais, porém por esse modelo não haveria nenhum componente que avaliaria a compactação do solo. As relações entre os valores observados e calculados estão na Figura (14). Quando se utiliza a densidade relativa como indicador de compactação, da mesma forma que para a densidade do solo, houve uma tendência de subestimar os valores maiores de resistência.

$$\ln(\text{RP}) = \ln(-0,546013) - 0,114435 * \ln(\text{Ds}) - 0,843689 * \ln(\theta) \quad (16)$$

$P_{\text{parâmetros}} = \begin{matrix} 0,0001 & 0,6284 & 0,0001 \end{matrix}$
 $P_{\text{equação}} = 0,0001 \quad R^2 = 0,21$

$$\ln(\text{RP}) = \ln(-5,965804) + 0,726568 * \ln(\text{Argila}) - 1,7833 * \ln(\theta) \quad (17)$$

$P_{\text{parâmetros}} = \begin{matrix} 0,0001 & 0,0001 & 0,0001 \end{matrix}$
 $P_{\text{equação}} = 0,0001 \quad R^2 = 0,427$

$$\ln(\text{RP}) = \ln(-0,518646) + 0,087813 * \ln(\text{DR}) - 0,794758 * \ln(\theta) \quad (18)$$

$P_{\text{parâmetros}} = \begin{matrix} 0,0054 & 0,9105 & 0,0001 \end{matrix}$
 $P_{\text{equação}} = 0,0001 \quad R^2 = 0,21$

Em que:

RP = Resistência mecânica do solo à penetração (MPa);

Ds = Densidade do solo (g.cm^{-3});

θ = Umidade volumétrica ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$).

Argila (g.kg^{-1});

DR = Densidade relativa do solo;

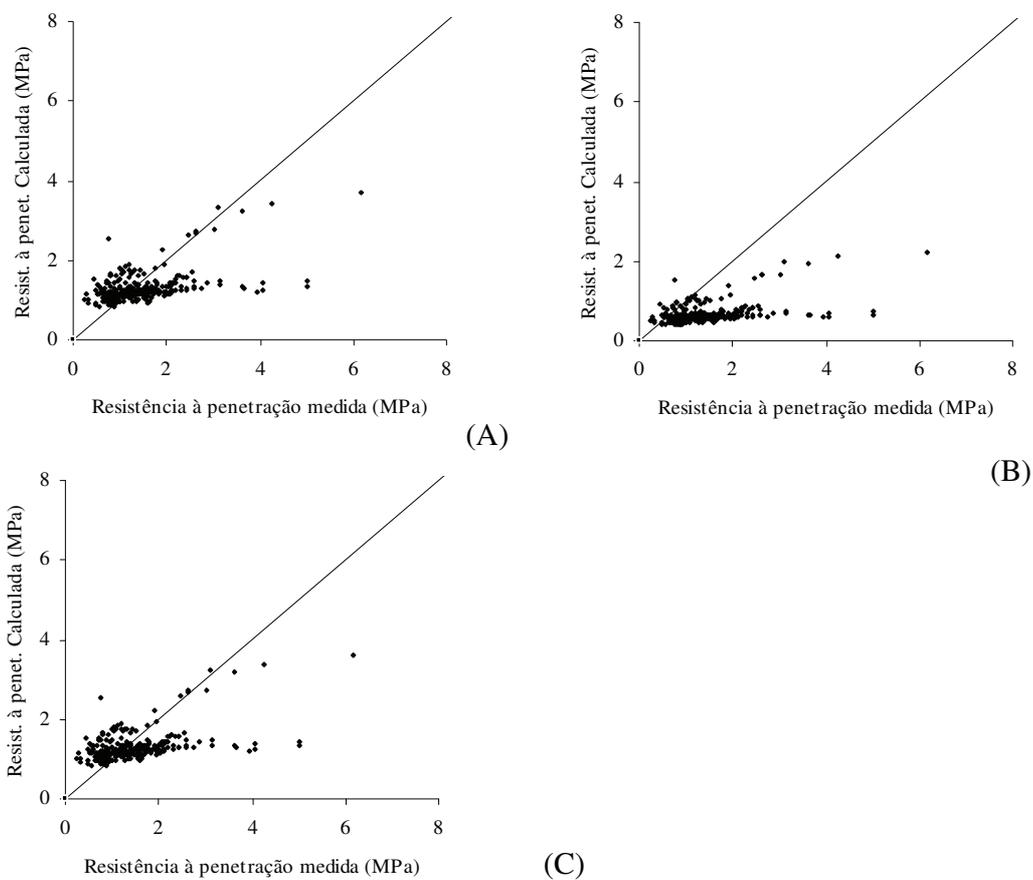


Figura 14 - Relação da resistência à penetração medida e calculada ajustes para todos os solos, pela Equação 16 (A), 17 (B) e 18 (C).

Para avaliar a contribuição individual da argila na resistência à penetração foram calculados os valores de resistência para cada solo, conforme a equação de ajuste de cada solo, a mesma densidade ($1,2 \text{ g.cm}^{-3}$) e teor de água ($0,4 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$), observa-se que o valor da resistência aumenta com o aumento do teor de argila (Figura 15). O modelo de melhor ajuste dessa variação foi o exponencial.

Os valores escolhidos são intermediários aos observados nos solos com a densidade do solo variando de $1,0$ a $1,6 \text{ g.cm}^{-3}$ e o teor de água na capacidade de campo variando de $0,25$ a $0,45 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$.

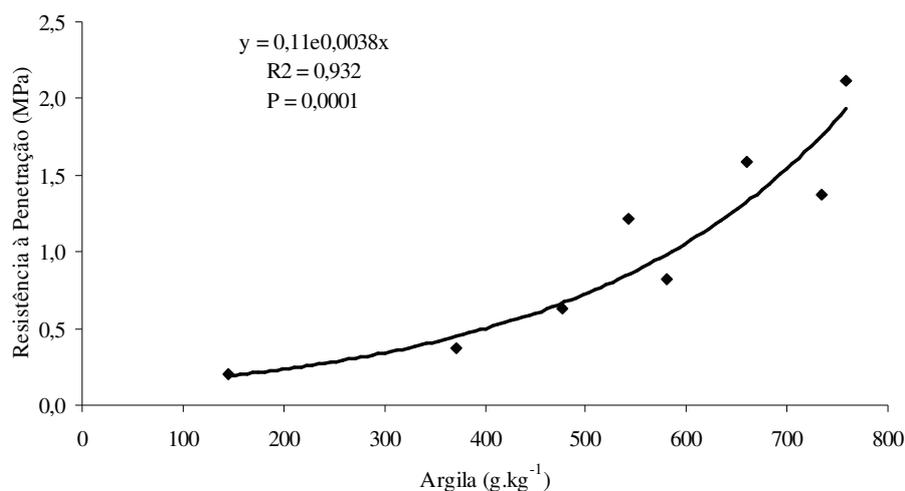


Figura 15 - Resistência à penetração ajustada para a densidade de $1,2 \text{ g.cm}^{-3}$ e umidade volumétrica de $0,4 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, para solos com diferentes teores de argila.

Esse aumento da resistência com o aumento do teor de argila é em decorrência do aumento da coesão das partículas do solo, conforme

destacaram Elbanna & Witney (1987), que ao decompor as forças da resistência à penetração observaram que com o aumento da proporção de argila a fricção decai rapidamente, mas a curva da coesão parte da origem e aumenta com o aumento da proporção de argila, assumindo valores superiores ao da fricção. Outro fator do aumento da resistência é que os solos argilosos apresentam maior agregação das partículas (BRADY & WEIL, 2008).

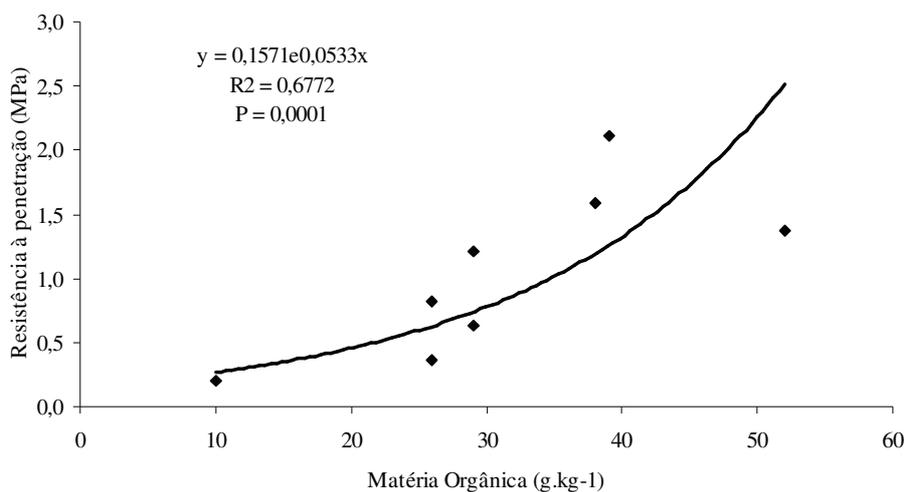


Figura 16 - Resistência à penetração ajustada para a densidade de $1,2 \text{ g.cm}^{-3}$ e umidade volumétrica de $0,4 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, para solos com diferentes teores de matéria orgânica.

Quando se repete essa relação da resistência à penetração com a densidade e teor de água fixa para cada solo observa-se que para a matéria orgânica (Figura 16) apresenta o mesmo comportamento observado para a argila. Essa contribuição positiva da matéria orgânica

para a resistência deve-se, provavelmente, a relação existente entre o teor de matéria orgânica e a argila para esses solos, com isso a contribuição benéfica da matéria orgânica ao solo não ficou perceptível, semelhante ao observado por Silva et al. (2008), onde apontam a estreita relação entre a matéria orgânica e o teor de argila no qual incorpora os efeitos da matéria orgânica.

Ajustou-se a resistência à penetração com a densidade, o teor de água e argila (Equação 19). A partir dessa equação inclui-se mais a matéria orgânica na Equação (20) e a densidade relativa na Equação (21).

$$\ln(\text{RP}) = \ln(-9,439047) + 2,059373 \cdot \ln(\text{Ds}) - 1,670032 \cdot \ln(\theta) + 1,214576 \cdot \ln(\text{arg})$$

$$P_{\text{parâmetros}} = 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0001 \quad (19)$$

$$P_{\text{equação}} = 0,0001 \quad R^2 = 0,56$$

$$\ln(\text{RP}) = \ln(-7,831458) + 2,24097 \cdot \ln(\text{Ds}) - 1,522787 \cdot \ln(\theta) + 1,001409 \cdot \ln(\text{A}) + 0,806589 \cdot \ln(\text{MO})$$

$$P_{\text{parâmetros}} = 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0482 \quad (20)$$

$$P_{\text{equação}} = 0,0001 \quad R^2 = 0,47$$

$$\ln(\text{RP}) = \ln(-10,486359) + 2,75868 \cdot \ln(\text{Ds}) - 1,691767 \cdot \ln(\theta) + 1,290302 \cdot \ln(\text{A}) - 2,675534 \cdot \ln(\text{DR})$$

$$P_{\text{parâmetros}} = 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0015 \quad (21)$$

$$P_{\text{equação}} = 0,0001 \quad R^2 = 0,58$$

Onde:

RP = resistência mecânica do solo à penetração (MPa);

Ds = densidade do solo ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$);

θ = umidade volumétrica ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

A = argila ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$);

MO = matéria orgânica do solo ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$);

DR = densidade relativa do solo.

Apesar das Equações (20) e (21) serem significativas não seria adequado à utilização das mesmas, pois a densidade relativa melhora pouco o coeficiente de determinação das equações e aumenta a possibilidade de erro com maior número de parâmetros. A Equação (20) a matéria orgânica reduz o coeficiente de determinação, em relação a Equação (19). Na Figura (17) está apresentada a relação dos valores calculados e observados da resistência à penetração, conforme as Equações (19), (20) e (21). Com esses ajustes pode-se observar que para valores baixos de resistência os ajustes foram bons, mas no momento em que a resistência aumenta (superior a 3 MPa) ocorre uma dispersão dos resultados. Na comparação dos valores medidos e calculados (Equação 19), no teor de água na capacidade de campo, só diferem pelo Teste T com significância $P = 0,596$.

Dessa forma, a equação indicada para determinar a resistência mecânica do solo à penetração é a Equação (19), que utiliza a densidade, teor de água e argila para o ajuste.

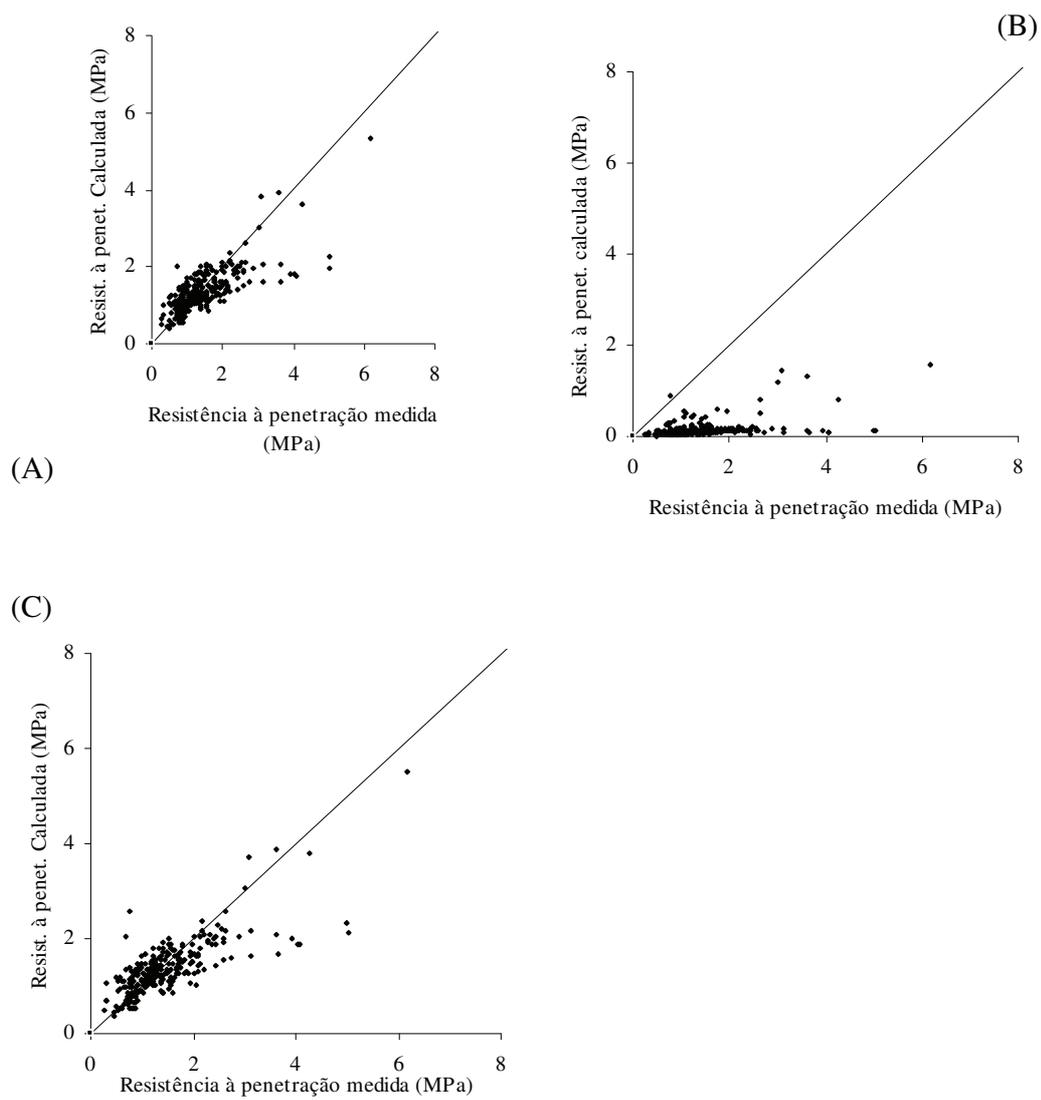


Figura 17 - Relação da RP medida e calculada ajustes para todos os solos, conforme as Equações 19 (A), 20 (B) e 21 (C).

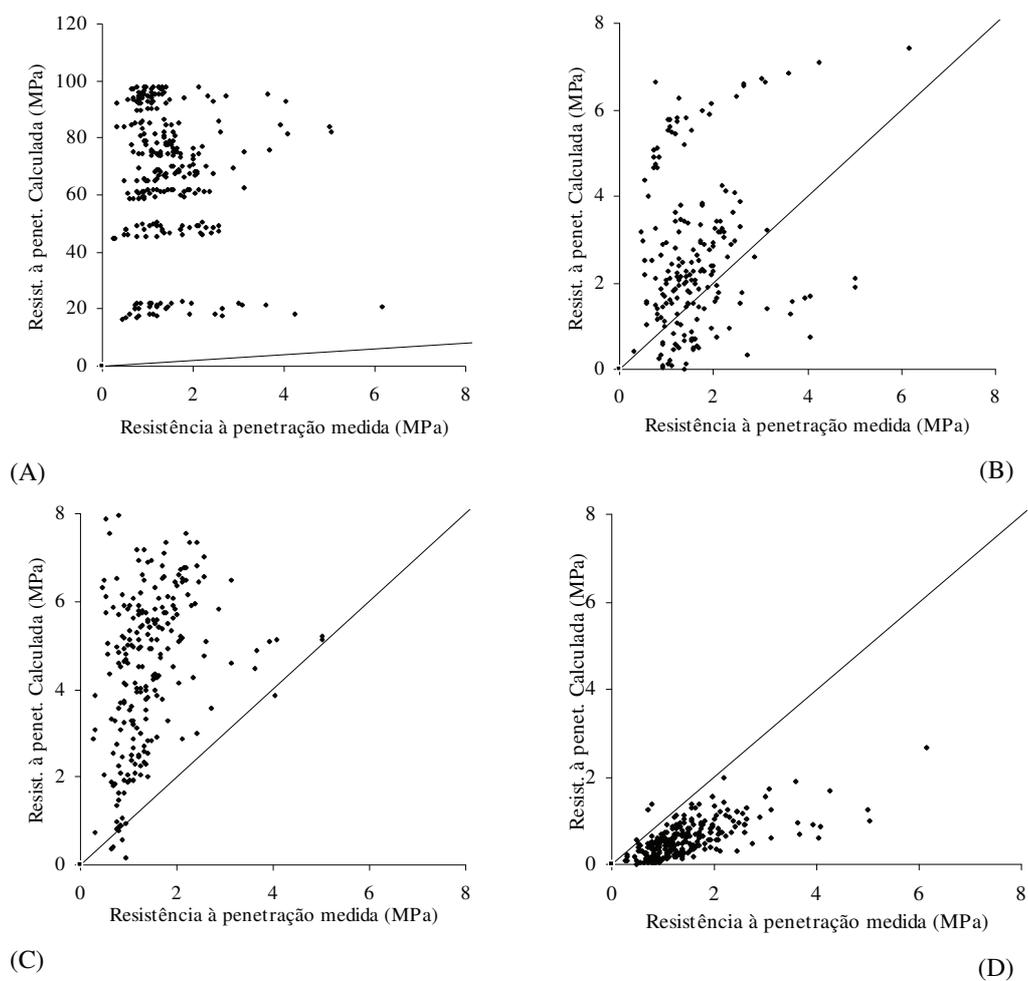


Figura 18 - Relação da RP medida e calculada pelo modelo de Ribon & Tavares Filho (2004) (A), Ribon & Tavares Filho (2008) para teores de água entre 0,2 e 0,3 g.g⁻¹ (B), Ribon & Tavares Filho (2008) para teores de água maiores de 0,3 g.g⁻¹ (C) e Silva et al. (2008) (D).

Comparando os valores observados de resistência à penetração com os modelos existentes na literatura (Tabela 2) podemos observar que nenhum modelo descreve satisfatoriamente os valores observados. A relação entre os valores observados e calculados pelos modelos de Ribon & Tavares Filho (2004), Ribon & Tavares Filho (2008) e Silva et al. (2008) estão demonstrados nas Figuras (18).

O principal motivo de não haver um ajuste satisfatório para os modelos de Ribon & Tavares Filho (2004; 2008) é pelo fato dos autores utilizarem o método do penetrômetro de impacto, diferente do utilizado nesse trabalho, havendo uma dispersão dos resultados, com valores de resistência aproximando-se de 100 MPa, enquanto que o máximo observado foi de 6 MPa.

O modelo de Silva et al. (2008), os valores calculados pela equação foram subestimados, provavelmente, por serem solos distintos. Como o método de análise dos autores foi semelhante, os valores calculados não apresentaram grande variação.

4.4 Intervalo hídrico ótimo – IHO

Os parâmetros de ajuste da curva de retenção da água no solo, conforme a equação de van Genuchten (1980), para cada perfil dos solos estão demonstrados na Tabela (13).

Analisando os parâmetros (α), (m) e (n) da curva de retenção da água no solo, observa-se não haver uma relação significativa com os teores de matéria orgânica, argila, silte, argila mais silte e areia, densidade do solo, densidade relativa do solo e porosidade total.

A porosidade total do solo, expressa na Tabela (13), como o parâmetro (US), umidade de saturação, variou de $0,323 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ na camada de 15 a 20 cm do solo (1) a $0,606 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ na camada de 25 a 30 cm do solo (9). Observa-se uma relação positiva da matéria orgânica e da argila e uma relação negativa da densidade relativa e do silte com a porosidade total, conforme Figura (19).

A relação positiva da matéria orgânica e argila deve-se a dependência da densidade do solo (EMBRAPA 1997). A variação da densidade é influenciada pela matéria orgânica e da argila. Essa variação ocorre porque, segundo Brady & Weil (2008), as partículas dos solos com textura fina tendem a organizar-se em unidades estruturais porosas, principalmente se o solo possui um teor mais elevado de matéria orgânica. Nestes solos, além do espaço poroso entre os agregados, existe o espaço ocupado por poros internos aos agregados.

Tabela 13 - Parâmetros de ajuste da curva de retenção da água no solo α , m , n , U_r (umidade residual) U_s (umidade de saturação), no perfil de cada solo estudado

Solo	Profundidade (cm)	α 1/kPa	m	n	U_r ----- $m^3.m^{-3}$ -----	U_s
1	0 a 5	0,0005	4,8651	0,4669	0,104	0,391
	5 a 10	0,0004	4,7497	0,4685	0,078	0,354
	10 a 15	0,0004	5,1364	0,4984	0,073	0,336
	15 a 20	0,0004	4,6914	0,4768	0,076	0,323
	20 a 25	0,0004	5,1170	0,4572	0,074	0,335
	25 a 30	0,0004	4,7244	0,4261	0,072	0,335
2	0 a 5	0,0003	3,8700	0,3663	0,206	0,492
	5 a 10	0,0003	3,5607	0,4113	0,168	0,445
	10 a 15	0,0003	3,5709	0,3910	0,186	0,430
	15 a 20	0,0001	3,9830	0,4317	0,157	0,429
	20 a 25	0,0001	5,4253	0,4599	0,153	0,445
	25 a 30	0,0001	5,0912	0,4853	0,174	0,440
3	0 a 5	0,0001	5,5507	0,2822	0,159	0,530
	5 a 10	0,0002	3,6433	0,3089	0,181	0,450
	10 a 15	0,0002	3,3858	0,3428	0,194	0,425
	15 a 20	0,0002	3,8017	0,3612	0,198	0,440
	20 a 25	0,0002	3,7307	0,3252	0,194	0,457
	25 a 30	0,0002	3,6466	0,3503	0,192	0,479
4	0 a 5	0,0002	3,2918	0,3208	0,208	0,507
	5 a 10	0,0002	4,1067	0,3458	0,206	0,479
	10 a 15	0,0002	4,1538	0,3497	0,205	0,480
	15 a 20	0,0006	4,5188	0,4612	0,196	0,482
	20 a 25	0,0002	4,0831	0,3120	0,228	0,488
	25 a 30	0,0002	4,0110	0,3518	0,213	0,487
5	0 a 5	0,0002	3,8520	0,3913	0,215	0,513
	5 a 10	0,0002	3,9278	0,3578	0,227	0,490
	10 a 15	0,0002	3,8617	0,3586	0,252	0,493
	15 a 20	0,0002	3,7910	0,4033	0,239	0,496
	20 a 25	0,0002	3,8099	0,4065	0,236	0,503
	25 a 30	0,0002	5,2202	0,5566	0,229	0,494
6	0 a 5	0,0026	2,2642	0,7726	0,226	0,519
	5 a 10	0,0003	7,8389	1,0163	0,277	0,441
	10 a 15	0,0002	7,2594	0,7518	0,276	0,443
	15 a 20	0,0004	4,2660	0,6847	0,234	0,475
	20 a 25	0,0003	4,1840	0,5131	0,202	0,498
	25 a 30	0,0004	4,0412	0,5740	0,235	0,498

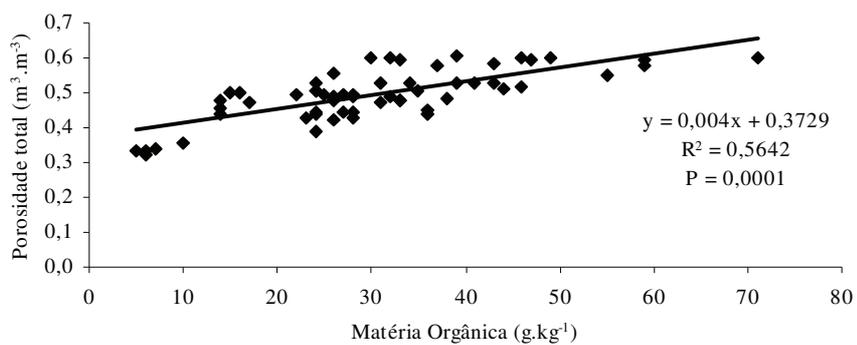
Continua...

Tabela 13 - Continuação

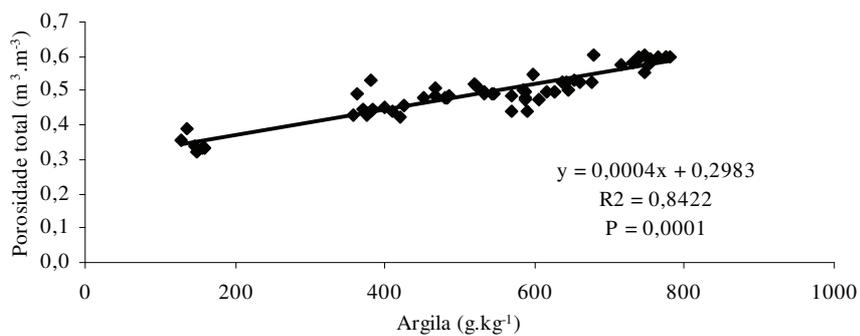
Solo	Profundidade (cm)	α 1/kPa	m	n	Ur ----- m ³ .m ⁻³ -----	Us
7	0 a 5	0,0001	6,3311	0,3200	0,268	0,484
	5 a 10	0,6537	0,2034	2,2794	0,281	0,478
	10 a 15	0,8171	0,1724	2,2734	0,296	0,474
	15 a 20	0,0006	5,2979	0,4411	0,282	0,495
	20 a 25	0,0006	5,3778	0,4400	0,287	0,505
	25 a 30	0,0001	8,0382	0,4540	0,277	0,529
8	0 a 5	0,0002	3,9954	0,3289	0,249	0,550
	5 a 10	0,0003	4,1600	0,3959	0,257	0,528
	10 a 15	0,0002	4,0915	0,3373	0,262	0,528
	15 a 20	0,0002	4,3347	0,3535	0,274	0,528
	20 a 25	0,0002	4,4729	0,3219	0,282	0,528
	25 a 30	0,0002	4,3999	0,3146	0,277	0,555
9	0 a 5	0,0003	4,3812	0,4707	0,286	0,602
	5 a 10	0,0003	4,3051	0,5850	0,316	0,577
	10 a 15	0,0003	3,5215	0,3761	0,298	0,600
	15 a 20	0,0002	4,1020	0,3960	0,304	0,592
	20 a 25	0,0002	4,0642	0,3551	0,284	0,601
	25 a 30	0,0002	4,0449	0,3262	0,289	0,606
10	0 a 5	1,8316	0,9289	0,4611	0,286	0,593
	5 a 10	0,0008	4,3222	0,2282	0,279	0,583
	10 a 15	0,7466	0,1010	3,1357	0,302	0,577
	15 a 20	1,1501	0,1603	2,9186	0,287	0,596
	20 a 25	0,5733	0,0360	11,6128	0,321	0,599
	25 a 30	0,7150	0,0432	9,4396	0,318	0,600

Com o aumento da densidade relativa ocorre um aumento da compactação do solo. Como afirmam Beltrame & Taylor (1980), Dias Junior (2000) e Dexter & Czyz (2007), a compactação é a redução do espaço poroso do solo, principalmente ocupado por ar.

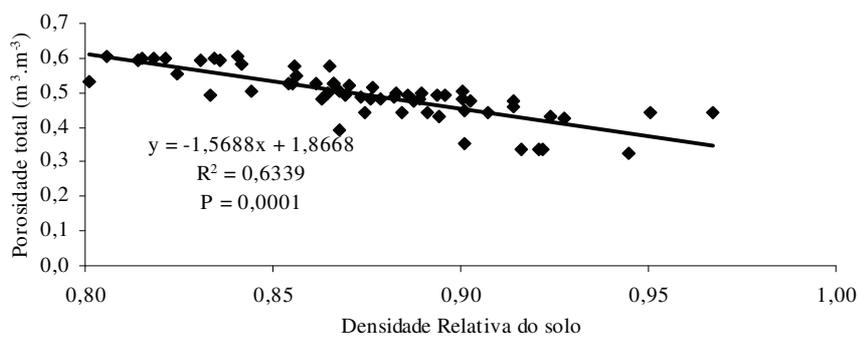
Observa-se uma função de pedotransferência para a porosidade total, com a contribuição positiva da matéria orgânica e da argila e contribuição negativa da densidade relativa e do silte (Equação 22).



(A)



(B)



(C)

Figura 19 - Porosidade total do solo em função do teor da matéria orgânica (A), de argila (B) e densidade relativa do solo (C).

$$PT = 0,95021182 + 0,00097349 MO + 0,00025712 A - 0,00009202 S - 0,69107638 DR \quad (22)$$

$$P_{\text{parâmetros}} = 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0019 \quad 0,0001$$

$$P_{\text{equação}} = 0,0001 \quad R^2 = 0,98$$

Em que:

PT = porosidade total ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$);

A = argila ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$);

S = silte ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$);

MO = matéria orgânica do solo ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$).

Os valores da capacidade de campo (teor de água na tensão de 8 kPa), ponto de murcha permanente (teor de água na tensão de 1500 kPa) e o volume de água disponível, calculados a partir da curva de retenção da água no solo, no perfil dos solos estão demonstrados na Tabela (14).

Segundo Reichardt (1988), a faixa de tensão de maior ocorrência da capacidade de campo dos solos brasileiros varia de 6 a 10 kPa. Com isso estabeleceu-se para esse trabalho o valor médio de tensão de 8 kPa, como a tensão da capacidade de campo.

O volume de água disponível (Tabela 14), volume de água entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente, que é o volume de microporos, não apresentou variação significativa em relação à matéria orgânica, argila, silte, areia, densidade do solo e densidade relativa do solo.

Tabela 14 - Macroporos, capacidade de campo (CC) na tensão de 8 kPa, ponto de murcha permanente (PMP) na tensão de 1500 kPa e o volume de água disponível (AD), limites superior e inferior e água disponível pelo IHO, no perfil dos solos

Solo	Profund. (cm)	Macro	CC	PMP	AD	LS IHO	LI IHO	AD IHO
		-----			(m ³ .m ⁻³)	-----		
1	0 a 5	0,086	0,305	0,118	0,187	0,291	0,155	0,136
	5 a 10	0,074	0,280	0,095	0,185	0,254	0,173	0,081
	10 a 15	0,065	0,271	0,087	0,184	0,236	0,181	0,055
	15 a 20	0,063	0,260	0,092	0,168	0,223	0,188	0,034
	20 a 25	0,079	0,257	0,087	0,170	0,235	0,182	0,053
	25 a 30	0,085	0,250	0,088	0,162	0,235	0,182	0,054
	Média	0,075	0,270	0,094	0,176	0,246	0,177	0,069
2	0 a 5	0,095	0,397	0,239	0,158	0,392	0,247	0,144
	5 a 10	0,069	0,376	0,208	0,168	0,345	0,289	0,056
	10 a 15	0,067	0,362	0,220	0,142	0,330	0,303	0,027
	15 a 20	0,045	0,385	0,221	0,164	0,329	0,303	0,026
	20 a 25	0,053	0,392	0,197	0,195	0,345	0,289	0,056
	25 a 30	0,039	0,401	0,222	0,179	0,340	0,293	0,047
	Média	0,061	0,385	0,218	0,168	0,347	0,287	0,059
3	0 a 5	0,186	0,344	0,188	0,156	0,344	-	-
	5 a 10	0,101	0,350	0,221	0,129	0,350	-	-
	10 a 15	0,069	0,356	0,235	0,121	0,325	-	-
	15 a 20	0,072	0,367	0,234	0,134	0,340	-	-
	20 a 25	0,092	0,364	0,233	0,132	0,357	-	-
	25 a 30	0,088	0,392	0,238	0,154	0,379	-	-
	Média	0,101	0,362	0,225	0,138	0,349	-	-
4	0 a 5	0,097	0,410	0,262	0,147	0,407	0,262	0,144
	5 a 10	0,094	0,385	0,240	0,145	0,379	0,292	0,086
	10 a 15	0,093	0,386	0,239	0,147	0,380	0,291	0,088
	15 a 20	0,088	0,394	0,210	0,184	0,382	0,287	0,095
	20 a 25	0,105	0,384	0,259	0,125	0,384	0,278	0,106
	25 a 30	0,090	0,398	0,250	0,148	0,387	0,280	0,107
	Média	0,094	0,393	0,243	0,149	0,386	0,282	0,104
5	0 a 5	0,077	0,436	0,261	0,175	0,413	0,332	0,081
	5 a 10	0,082	0,408	0,264	0,144	0,390	0,363	0,027
	10 a 15	0,074	0,420	0,287	0,132	0,393	0,359	0,035
	15 a 20	0,061	0,435	0,281	0,154	0,396	0,355	0,041
	20 a 25	0,063	0,440	0,279	0,161	0,403	0,345	0,059
	25 a 30	0,035	0,458	0,260	0,198	0,394	0,358	0,035
	Média	0,065	0,433	0,272	0,161	0,398	0,352	0,046

Continua...

Tabela 14 - Continuação

Solo	Profund. (cm)	-----						
		Macro	CC	PMP	AD	LS IHO (m ³ .m ⁻³)	LI IHO	AD IHO
6	0 a 5	0,031	0,488	0,240	0,248	0,419	0,240	0,179
	5 a 10	0,003	0,438	0,286	0,151	0,341	0,368	*
	10 a 15	0,009	0,433	0,290	0,143	0,343	0,328	0,015
	15 a 20	0,019	0,456	0,259	0,197	0,375	0,288	0,087
	20 a 25	0,050	0,448	0,237	0,210	0,398	0,262	0,136
	25 a 30	0,036	0,462	0,263	0,199	0,398	0,307	0,091
	Média	0,025	0,454	0,263	0,191	0,379	0,299	0,080
7	0 a 5	0,099	0,385	0,282	0,103	0,384	-	-
	5 a 10	0,106	0,372	0,289	0,083	0,372	-	-
	10 a 15	0,093	0,381	0,307	0,074	0,374	-	-
	15 a 20	0,081	0,414	0,288	0,126	0,395	-	-
	20 a 25	0,084	0,421	0,293	0,127	0,405	-	-
	25 a 30	0,067	0,462	0,292	0,170	0,429	-	-
	Média	0,088	0,406	0,292	0,114	0,393	-	-
8	0 a 5	0,110	0,440	0,288	0,152	0,440	0,379	0,061
	5 a 10	0,083	0,445	0,284	0,160	0,428	0,410	0,018
	10 a 15	0,095	0,433	0,295	0,138	0,428	0,410	0,018
	15 a 20	0,088	0,440	0,303	0,137	0,428	0,410	0,018
	20 a 25	0,101	0,426	0,306	0,120	0,426	0,410	0,016
	25 a 30	0,117	0,438	0,305	0,133	0,438	0,372	0,066
	Média	0,099	0,437	0,297	0,140	0,431	0,399	0,033
9	0 a 5	0,070	0,532	0,318	0,215	0,502	0,386	0,117
	5 a 10	0,031	0,547	0,348	0,199	0,477	0,403	0,074
	10 a 15	0,089	0,511	0,341	0,171	0,500	0,387	0,113
	15 a 20	0,077	0,516	0,344	0,172	0,492	0,393	0,099
	20 a 25	0,103	0,498	0,326	0,173	0,498	0,386	0,112
	25 a 30	0,119	0,488	0,328	0,160	0,488	0,383	0,105
	Média	0,081	0,515	0,334	0,181	0,493	0,390	0,103
10	0 a 5	0,230	0,363	0,296	0,067	0,363	0,387	*
	5 a 10	0,211	0,371	0,292	0,079	0,371	0,396	*
	10 a 15	0,119	0,458	0,332	0,126	0,458	0,401	0,058
	15 a 20	0,199	0,396	0,296	0,100	0,396	0,384	0,012
	20 a 25	0,131	0,468	0,337	0,131	0,468	0,381	0,087
	25 a 30	0,144	0,456	0,334	0,122	0,456	0,380	0,076
	Média	0,173	0,419	0,315	0,104	0,419	0,388	0,031

* volume de água disponível nulo.

O volume de macroporos (Tabela 14) foi menos influenciado pela matéria orgânica e a argila do que a porosidade total. Como se pode

observar na Figura (20) os níveis de significância e os coeficientes de determinação foram menores do que na porosidade total do solo. A matéria orgânica do solo, como afirma Bayer & Mielniczuk (2008) interfere na estruturação do solo e indiretamente interfere na relação hídrica no solo, como no volume de macroporos que são os poros facilmente drenáveis. A contribuição positiva do teor de argila não está de acordo com o que afirma Brady & Weil (2008), talvez pela maior dispersão dos dados e a interferência do manejo dos solos possam ter alterado dos resultados.

A densidade relativa foi à propriedade que melhor explicou o volume de macroporos (Figura 20). Como a compactação do solo reduz o volume total dos poros e, principalmente, os poros ocupados por ar, também sendo os primeiros poros a serem afetados pela compactação (BELTRAME & TAYLOR, 1980; DIAS JUNIOR, 2000; DEXTER & CZYZ, 2007).

Na Tabela (15) estão apresentados os valores críticos de volume de macroporos por faixa de teor de argila, elaborada por Michelin (2005). Valores esses variando de $0,06 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ para solos com teor de argila superior a $500 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, a $0,10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ para solos com teor de argila inferior a $300 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$.

Com base nos valores críticos da Tabela (15), constata-se que todo o perfil do solo (1), a camada de 5 a 30 do solo (2), de 10 a 20 do solo (3), a camada de 25 a 30 do solo (5), todo o perfil do solo (6) e a camada de 5 a 10 cm do solo (9) estariam compactadas. As demais

camadas dos solos (2), (3), (5) e (9) e todo o perfil dos solos (4), (7), (8) e (10) não estariam compactados.

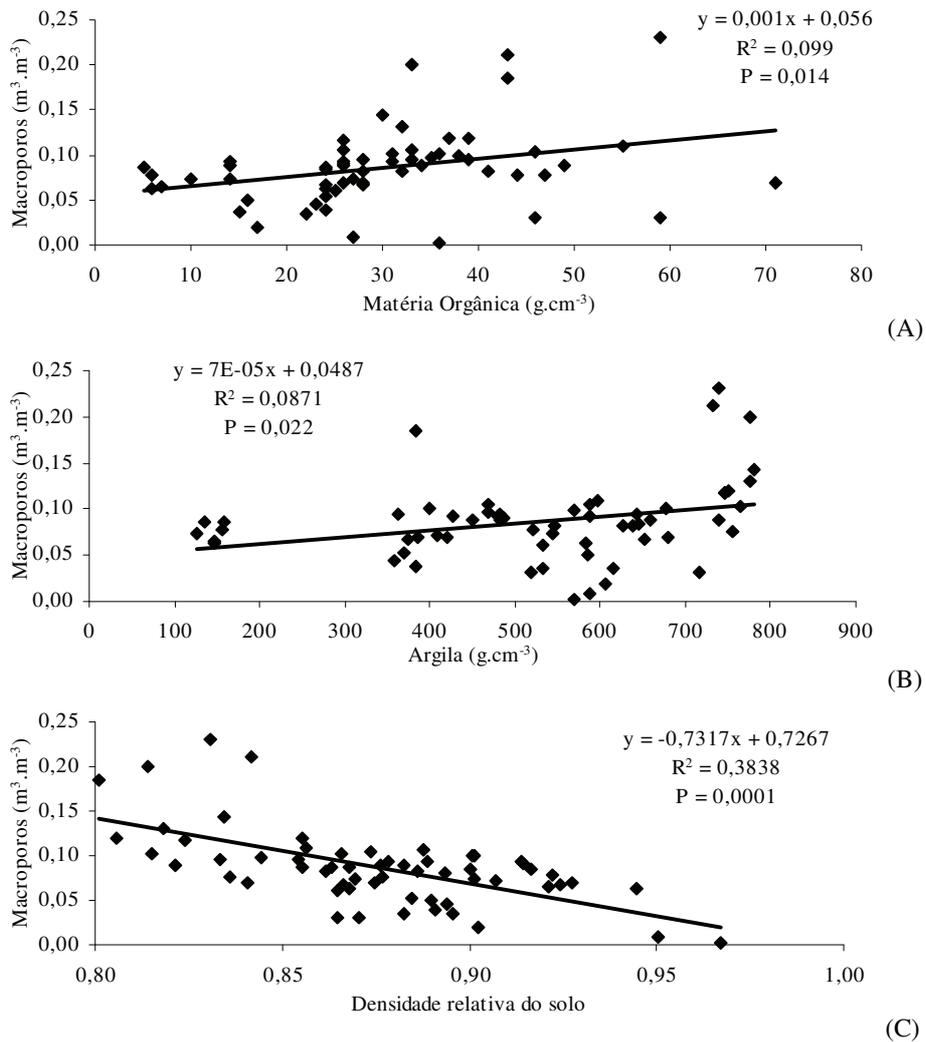


Figura 20 - Macroporos do solo em função da matéria orgânica (A), do teor de argila (B) e densidade relativa do solo. (C)

Tabela 15 - Volume de macroporos crítico para a indicação de ocorrência de compactação dos solos em cada faixa de teor de argila

Faixa de argila (g.kg ⁻¹)	Macroporos (m ³ .m ⁻³)
0 a 300	0,10
300 a 500	0,08
> 500	0,06

Fonte: Michelin (2005).

Na capacidade de campo (Tabela 14), observa-se a contribuição positiva do teor de argila (Figura 21) e da matéria orgânica (Figura 22), concordando com as afirmações de Gupta & Larson (1979), Kiehl (1979), Bruand & Tessier (2000), Mesquita & Moraes (2004), Reichardt & Timm (2004), Libardi (2005) e Brady & Weil (2008) em que a retenção de água é um fenômeno de superfície e depende também da capilaridade do solo. Em relação à densidade do solo a sua contribuição é negativa (Figura 23), pois reflete a dependência dessa propriedade ao teor de argila e ao aumento da densidade que reduz a porosidade total.

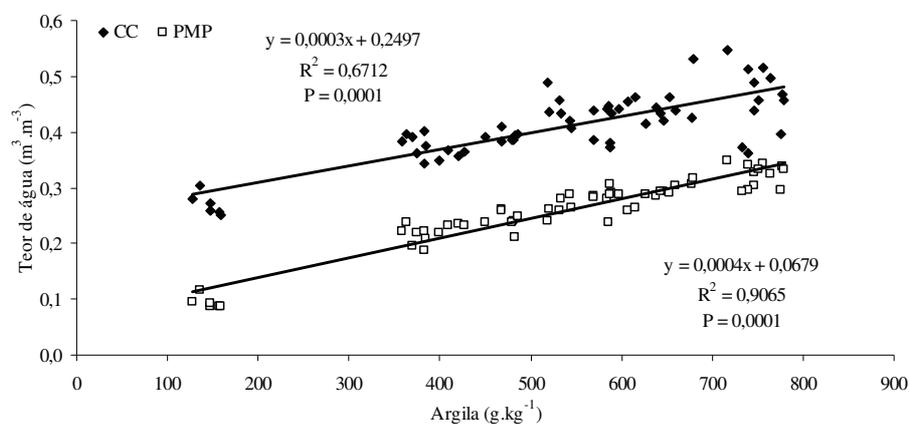


Figura 21 - Teor de água no solo nas tensões da capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP) em função do teor de argila.

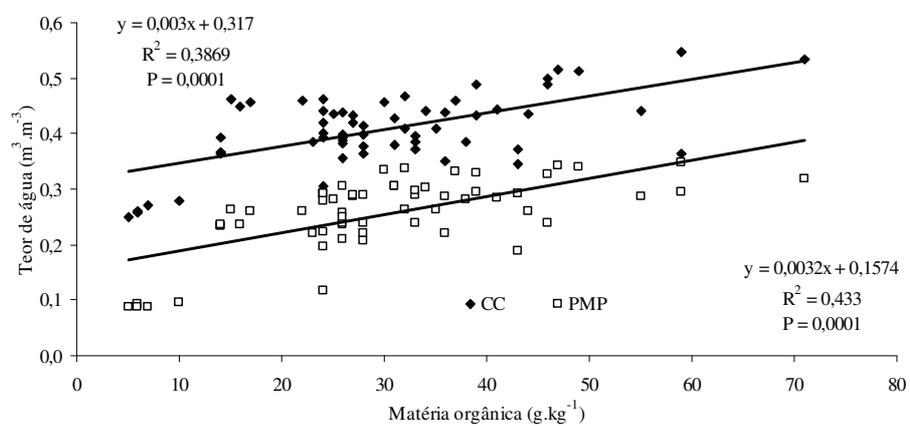


Figura 22 - Teor de água no solo nas tensões da capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP) em função do teor de matéria orgânica do solo.

O ponto de murcha permanente ocorre uma contribuição positiva da argila (Figura 21), da matéria orgânica (Figura 22) e negativa da densidade (Figura 23). A contribuição da argila está relacionada à maior superfície específica capaz de reter água (REICHARDT & TIMM, 2004; LIBARDI, 2005; BRADY & WEIL, 2008).

Para a densidade do solo a contribuição negativa no ponto de murcha permanente, da mesma forma que para a capacidade de campo, reflete a dependência dessa propriedade ao teor de argila, nesse caso a densidade não está avaliando o grau de compactação do solo e sim o seu efeito está incorporado pela argila.

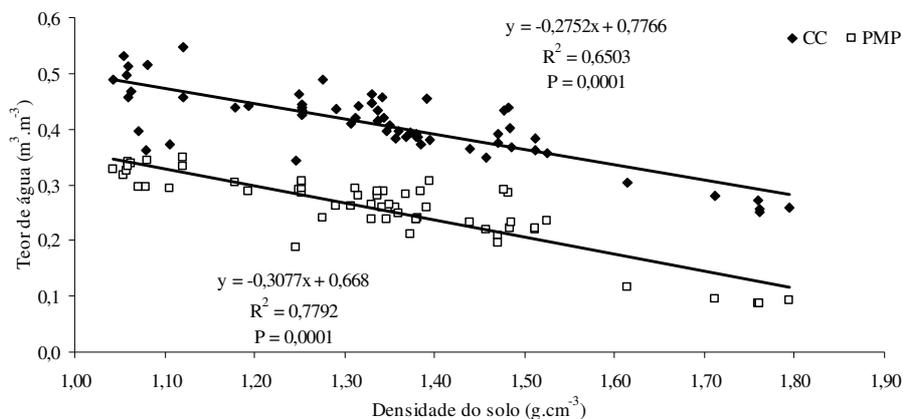


Figura 23 - Teor de água no solo nas tensões da capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP) em função da densidade do solo.

Na Figura (24) está apresentado à variação no perfil de cada solo do volume de sólidos, criptoporos, microporos e macroporos.

Verifica-se uma redução do volume de sólidos do solo (1) para o solo (10), que é um solo com menor teor de argila para um solo com maior teor de argila. Isso ocorre devido ao aumento do volume total dos poros, como visto anteriormente. Outra tendência de variação do solo (1) para o solo (10) é o aumento do volume dos criptoporos, que é o volume de água retido no solo no ponto de murcha permanente, também discutido anteriormente.

Em relação ao volume de macroporos, observa-se que os solos (6) e (9) apresentaram volumes menores em algumas camadas mais superficiais do perfil, podendo haver risco de deficiência de aeração, dependendo da situação climática. Os solos (2) e (5) apresentam menor volume de macroporos em camadas mais profundas do perfil. Um volume baixo de macroporos em qualquer camada do perfil também poderá afetar a infiltração de água no solo, pois são esses poros os responsáveis pela rápida drenagem do solo (BRADY & WEIL, 2008) com conseqüências em menor infiltração e aumento do escoamento superficial da água das chuvas e com maiores problemas com a conservação desses solos pela probabilidade a erosão do solo. Conforme Klein (1998), a infiltração da água no solo é limitada pela camada de menor capacidade de drenar água.

Para o volume de microporos (Tabela 14; Figura 24), os solos (7) e (10) apresentaram menores valores em algumas camadas do perfil do solo, isso é, menor volume de água disponível para as plantas. Enquanto que o solo (9) é o que apresenta o maior volume de água disponível.

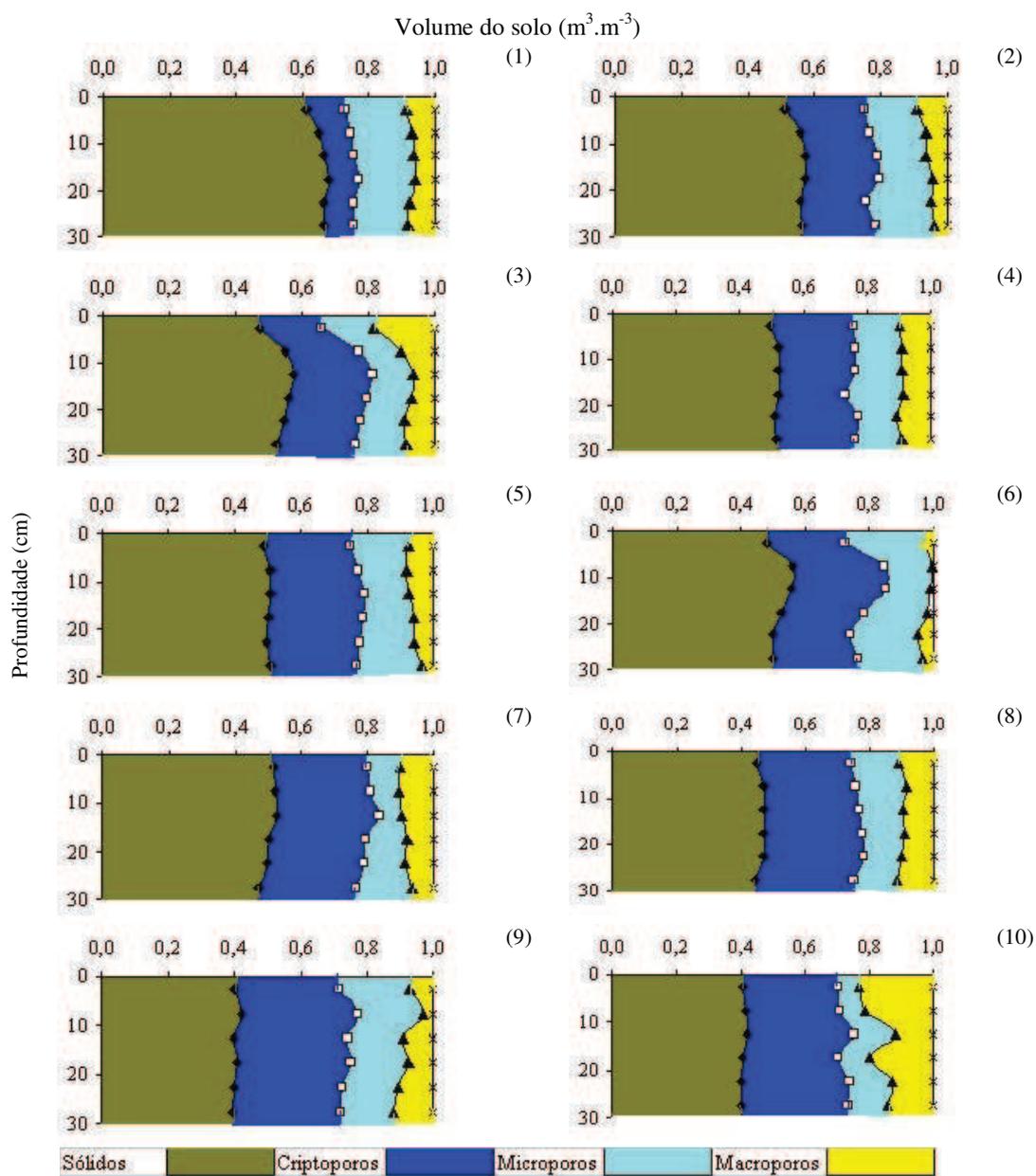


Figura 24 - Volume de sólidos, criptoporos, microporos e macroporos no perfil de cada solo.

O teor de água na capacidade de campo e no ponto de murcha permanente foi ajustado para definir uma função de pedotransferência. Como o objetivo dessas funções é elaborar o IHO dos solos e sendo esse uma relação de teor de água no solo em relação a sua densidade, é necessário que a densidade faça parte obrigatória das equações para determinação da capacidade de campo e do ponto de murcha permanente. Com isso, para a capacidade de campo desenvolveu-se a Equação (23) e para o ponto de murcha permanente a Equação (24). Na Figura (25) esta apresentada a relação entre os valores de capacidade de campo e ponto de murcha permanente medido e calculado a partir das respectivas equações de ajuste.

$$CC = 0,47352559 + 0,00017979 A - 0,12025765 Ds \quad (23)$$

$$P_{\text{parâmetros}} = 0,0002 \quad 0,0101 \quad 0,0631$$

$$P_{\text{equação}} = 0,0001 \quad R^2 = 0,69$$

$$PMP = - 0,08487488 + 0,00097697 MO + 0,00042973 A - 0,0002316 S + 0,16789394 Ds \quad (24)$$

$$P_{\text{parâmetros}} = 0,2439 \quad 0,0007 \quad 0,0001 \quad 0,0001 \quad 0,0195$$

$$P_{\text{equação}} = 0,0001 \quad R^2 = 0,937$$

Em que:

CC = capacidade de campo ($m^3 \cdot m^{-3}$);

A = argila ($g \cdot kg^{-1}$);

S = silte ($g \cdot kg^{-1}$);

D_s = densidade do solo (g.cm^{-3});

PMP = ponto de murcha permanente ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$);

MO = matéria orgânica do solo (g.cm^{-3}).

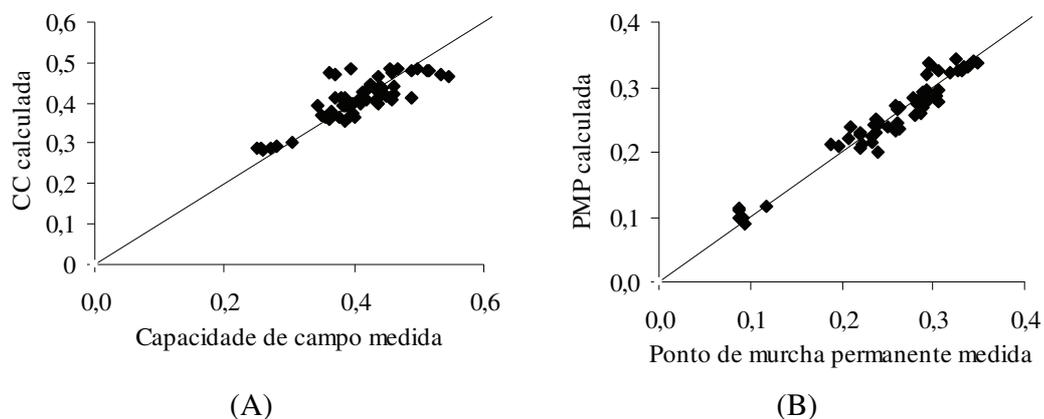


Figura 25 - Relação da capacidade de campo (A) e ponto de murcha permanente (B) medido e calculado.

A contribuição positiva da argila e da matéria orgânica para ambas as propriedades e a contribuição negativa da densidade do solo para a capacidade de campo já foi discutido anteriormente.

A matéria orgânica, apesar de ser significativa em análise individual para a capacidade de campo (Figura 22), a sua participação no modelo em conjunto com o teor de argila e a densidade do solo não é significativa, pois seu efeito está incorporado ao da argila, concordando com Silva et al. (2008), pela dependência do teor de matéria orgânica no solo ao teor de argila.

Em relação à densidade do solo no ponto de murcha permanente, que na regressão múltipla apresenta contribuição positiva, tem sua contribuição isolada ao da argila e agora sim reflete o grau de compactação do solo. O aumento da compactação reduz o volume total dos poros, concordando com Camargo & Alleoni (1997) e Cavalieri et al. (2006).

Para determinar o IHO é necessário estabelecer as equações dos limites superiores (capacidade de campo e porosidade de aeração) e inferiores (ponto de murcha permanente e resistência à penetração) com o valor da densidade do respectivo solo (KLEIN, 2008).

A porosidade total é calculada a partir da densidade do solo e sua respectiva densidade de sólidos (EMBRAPA, 1997). O valor da densidade de sólidos foi fixada em $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$ (REICHARDT & TIMM, 2004; LIBARDI, 2005). O volume de água no solo com porosidade de aeração de $0,1 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, é calculado a partir da porosidade total menos $0,1 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$. Com isso, a equação desse limite será única para todos os solos (Equação 25). A resistência à penetração já foi definida no item anterior, com as equações de ajuste de cada solo (Tabela 4) e a função de pedotransferência de todos os solos (Equação 19), a capacidade de campo pela Equação (23) e o ponto de murcha permanente pela Equação (24).

$$PA \ 10 \% = - 0,3774 Ds + 0,9 \quad (R^2 = 1) \quad (25)$$

Em que:

PA 10 % = teor de água no solo com porosidade de aeração
de $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$;

Ds = densidade do solo ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$).

Com essas funções é possível determinar o IHO dos solos a partir do teor de argila, silte e matéria orgânica e da densidade do solo. Nas Figuras (26) a (35) está demonstrado o IHO de cada solo, observado e calculado pelas funções de pedotransferência desenvolvidas nesse trabalho. Ressalta-se que os solos (3) e (7) não foi possível determinar o IHO por problemas de ajuste da resistência à penetração, dessa forma só é apresentado o IHO elaborado pelas funções de pedotransferência.

Na Tabela (16) apresenta-se a densidade do solo e densidade relativa no maior volume de água disponível, máxima densidade encontrada no campo e IHO crítico medido e calculado por função de pedotransferência dos solos amostrados. Na Tabela (17) demonstra-se o volume de água disponível no IHO máximo e na máxima densidade do solo encontrada no campo, valores medidos e calculados.

A partir das Figuras (26) a (35) e das Tabelas (16) e (17), observa-se não haver nenhum solo com densidade do solo superior a densidade crítica medida, portanto todos com IHO positivo. Em relação ao IHO calculado apenas o solo (6) apresenta restrições quanto à densidade crítica, pois a maior densidade de campo é superior a essa.

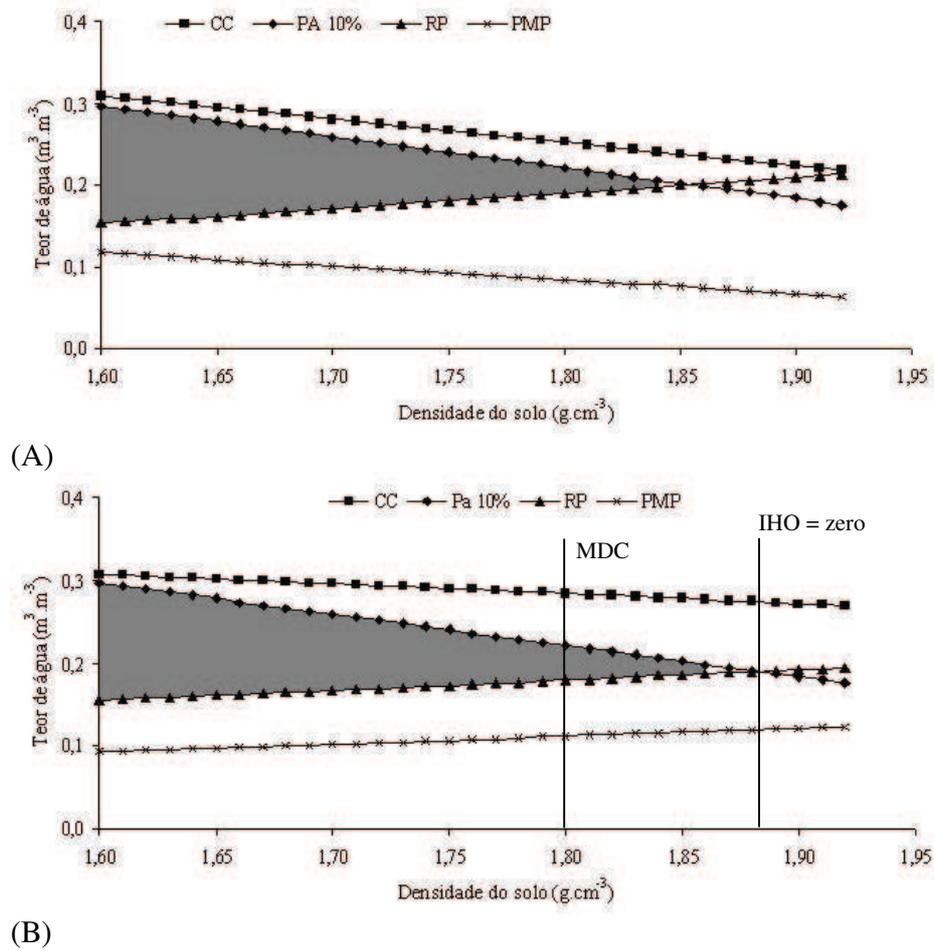


Figura 26 - Intervalo hídrico ótimo do solo (1), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.

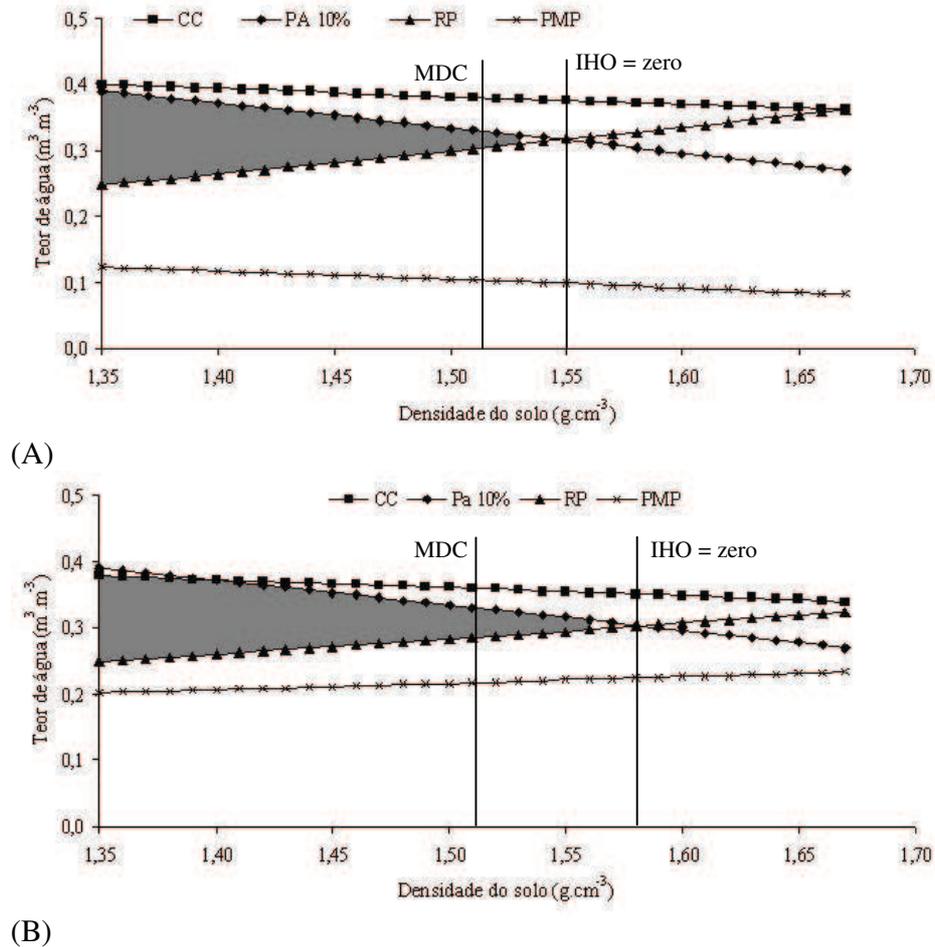


Figura 27 - Intervalo hídrico ótimo do solo (2), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.

A densidade do solo no qual foi encontrado o maior volume de água disponível (Tabela 16) variou de $1,05 \text{ g.cm}^{-3}$ do solo (9) a $1,61 \text{ g.cm}^{-3}$ do solo (1). Essa variação reflete a influência do teor de argila na densidade do solo, como já discutido anteriormente. Quando esses valores

são transformados em densidade relativa (Tabela 16), verifica-se uma variação de 0,78 do solo (3) a 0,85 dos solos (1), (4) e (5), eliminando, praticamente, a influência do teor de argila no solo e refletindo melhor o estado de compactação do solo.

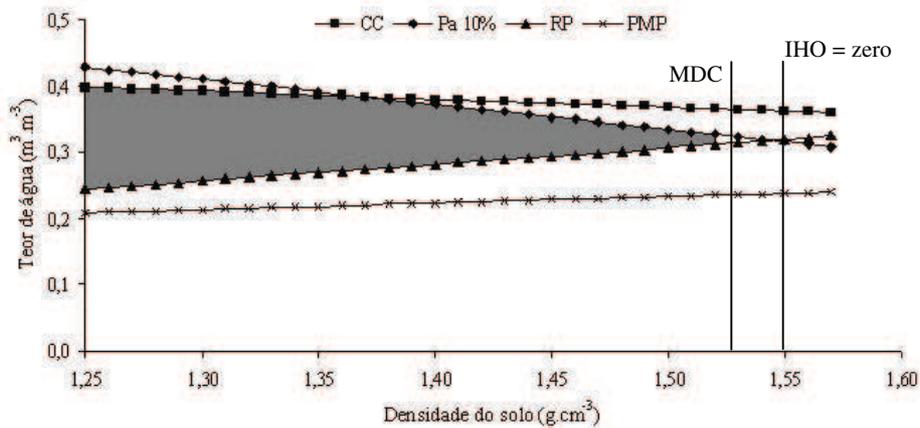
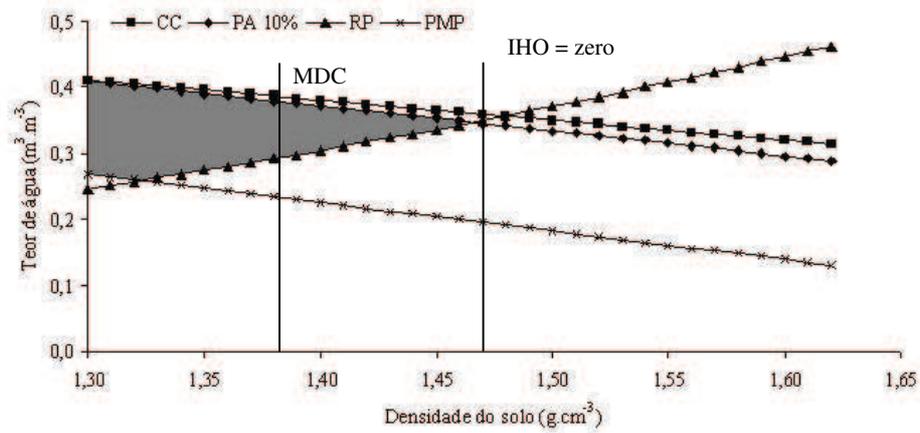
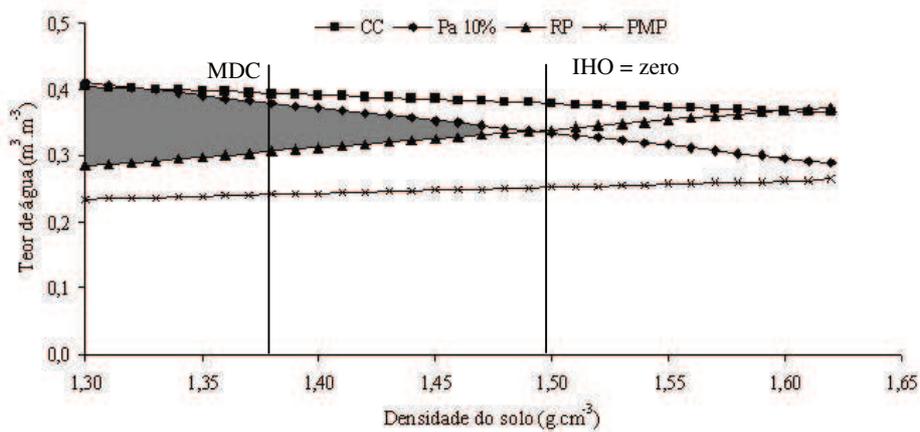


Figura 28 - Intervalo hídrico ótimo do solo (3) calculado por funções de pedotransferência, MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.

A maior densidade do solo encontrada no campo variou de $1,12 \text{ g.cm}^{-3}$ dos solos (9) e (10) a $1,8 \text{ g.cm}^{-3}$ do solo (1), também havendo influência do teor de argila do solo nessa variação, porém uma variação maior do que na densidade do máximo IHO. Essa maior variação fica mais perceptível quando se transforma em densidade relativa, que varia de 0,86 do solo (10) a 0,97 do solo (6).

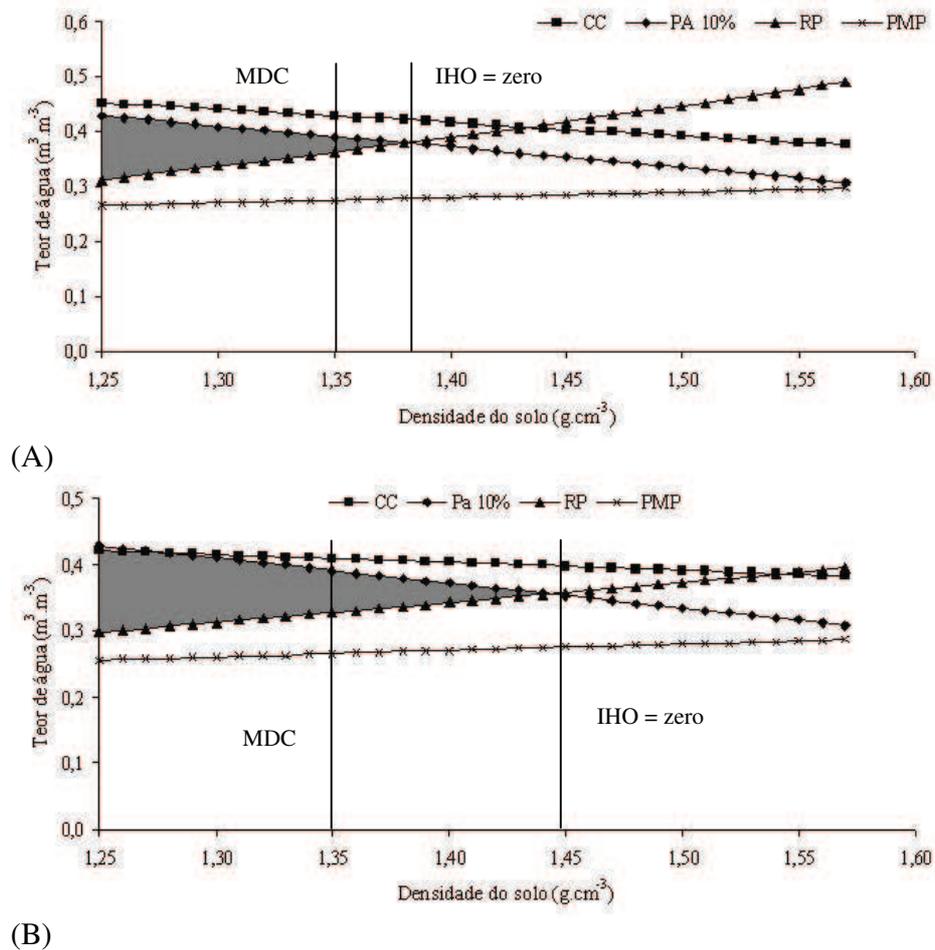


(A)

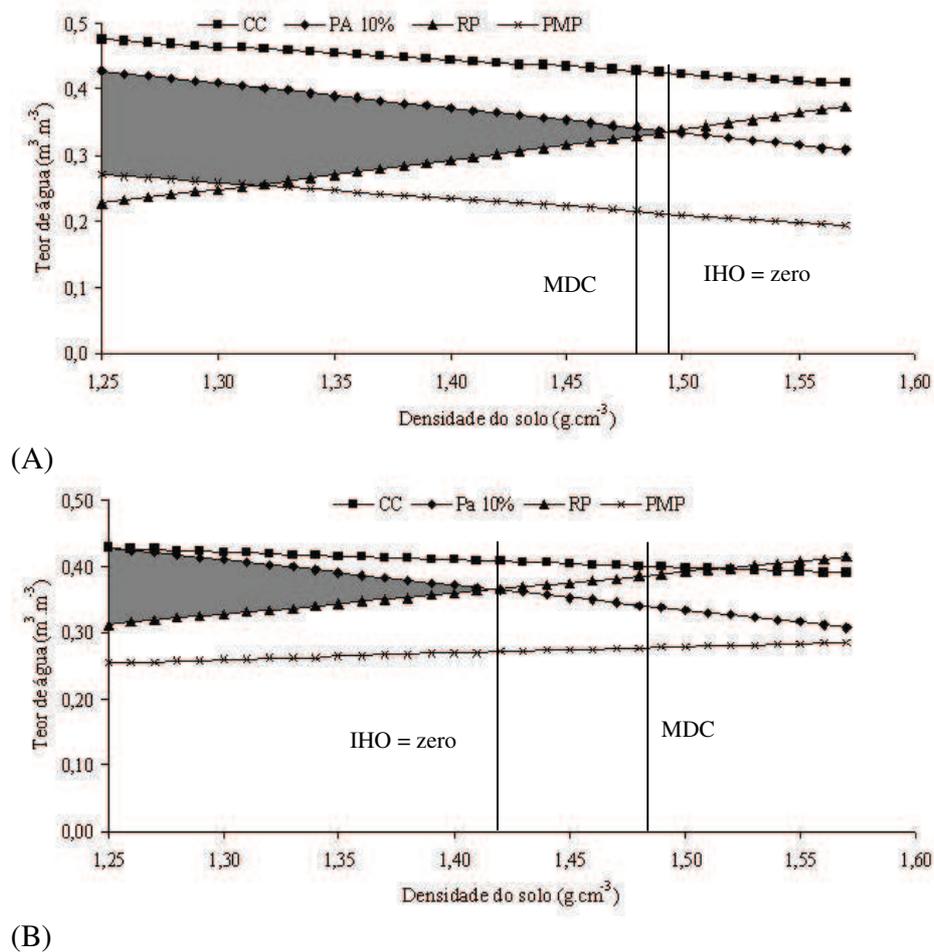


(B)

Figura 29 - Intervalo hídrico ótimo do solo (4), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.



(B)
 Figura 30 - Intervalo hídrico ótimo do solo (5), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.



(B) Figura 31 - Intervalo hídrico ótimo do solo (6), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.

Quando se compara a densidade do solo e densidade relativa do máximo IHO e a maior densidade do solo no campo, observam-se uma tendência de haver uma diminuição da diferença entre a menor e a maior densidade nos solos com maior teor de argila, principalmente para os

solos muito argilosos. Isso ocorre devido a menor variação dessas densidades no perfil desses solos e uma variação mais ampla das densidades nos demais solos.

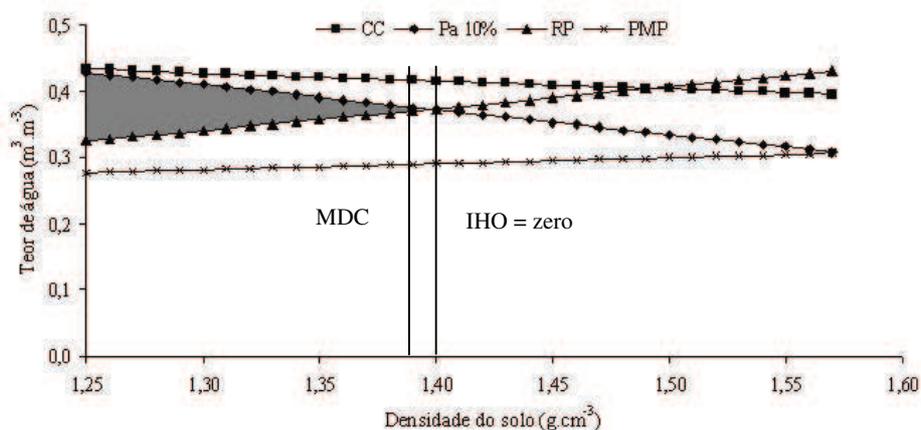
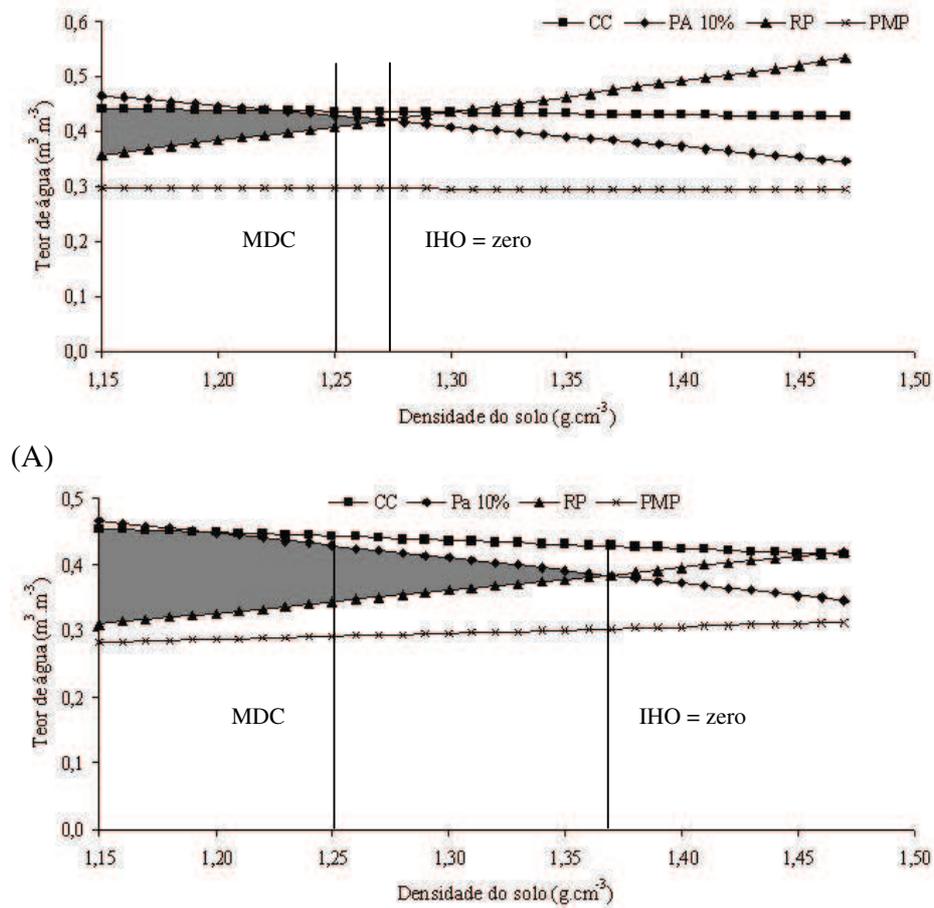
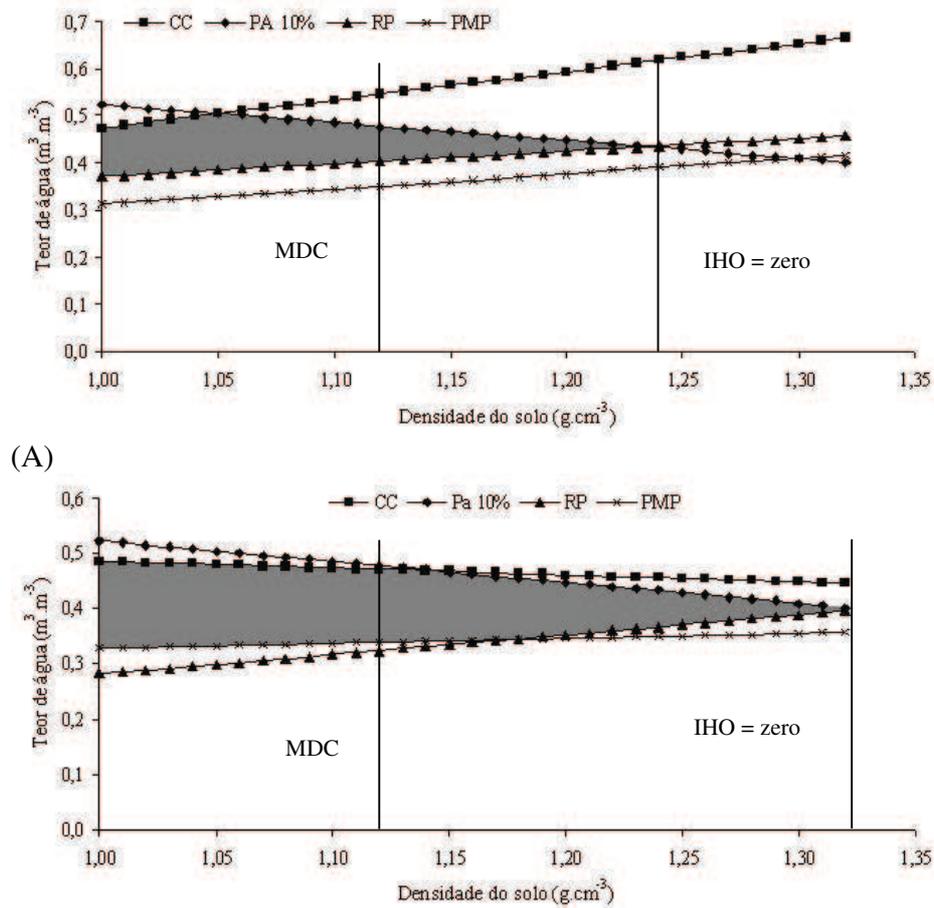


Figura 32 - Intervalo hídrico ótimo do solo (7) calculado por funções de pedotransferência, MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.

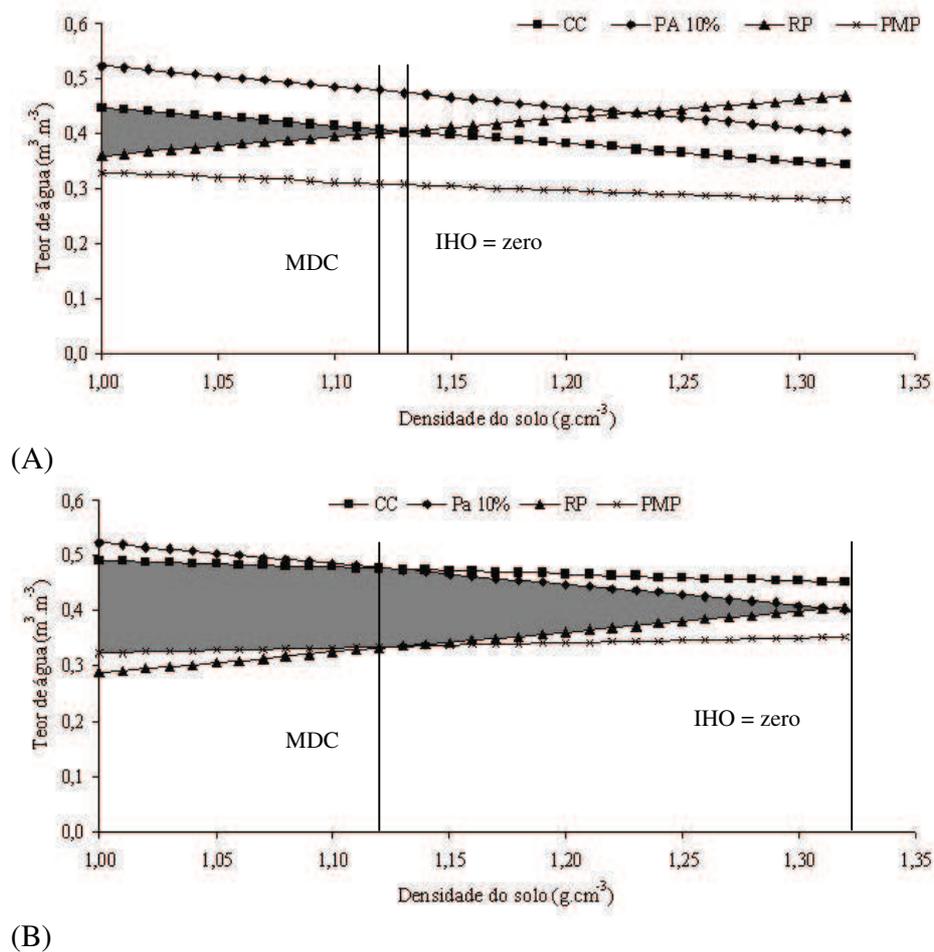
A densidade crítica, onde o IHO é igual à zero (Tabela 16) varia de 1,14 g.cm⁻³ no solo (10) a 1,86 g.cm⁻³ no solo (1) e a respectiva densidade relativa variou de 0,88 dos solos (8) e (10) a 0,99 do solo (6). Para os solos (1) e (6) apresentaram a densidade do solo crítica próxima da densidade do solo máxima com os valores da densidade relativa de 0,98 e 0,99, respectivamente. Observa-se haver uma tendência de redução da densidade relativa crítica em relação ao teor de argila (Figura 36), com alta dispersão dos valores.



(B)
 Figura 33 - Intervalo hídrico ótimo do solo (8), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.



(B)
 Figura 34 - Intervalo hídrico ótimo do solo (9), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.



(B)
 Figura 35 - Intervalo hídrico ótimo do solo (10), observado (A) e calculado por funções de pedotransferência (B), MDC = máxima densidade do solo encontrada no campo.

Tabela 16 - Densidade do solo (D_s) e densidade relativa (DR) no máximo IHO, máxima densidade do solo no campo (MDC) e no IHO igual a zero, medido e calculado

Solo	Máximo IHO		MDC		IHO= 0 medido		IHO= 0 Calcul.	
	D_s ($g.cm^{-3}$)	DR						
1	1,61	0,85	1,80	0,94	1,86	0,98	1,88	0,99
2	1,35	0,81	1,51	0,91	1,55	0,93	1,58	0,95
3	1,25	0,78	1,53	0,95	-	-	1,55	0,97
4	1,32	0,85	1,38	0,88	1,47	0,94	1,50	0,96
5	1,29	0,85	1,35	0,89	1,38	0,91	1,45	0,95
6	1,28	0,84	1,48	0,97	1,50	0,99	1,42	0,93
7	1,25	0,83	1,39	0,93	-	-	1,40	0,93
8	1,18	0,82	1,25	0,87	1,27	0,88	1,37	0,95
9	1,05	0,81	1,12	0,87	1,24	0,96	1,33	1,03
10	1,06	0,81	1,12	0,86	1,14	0,88	1,33	1,02

Para a densidade do solo e relativa crítica obtida por funções de pedotransferência (Tabela 16), com exceção do solo (6), os demais solos apresentaram valores superiores aos obtidos pelo método tradicional. Indicando haver uma tendência de superestimar esses valores. Quando se compara as duas densidades pelo Teste T, observa-se que para a densidade do solo o valor calculado será diferente significativamente com $P = 0,08$ e a densidade relativa $P = 0,1$. As maiores diferenças na densidade relativa crítica ocorrem nos solos (10), (9), (8) e (6), com variação de 0,14; 0,07; 0,07; -0,06, respectivamente. Para os demais solos a diferença é menor. Para os solos (9) e (10) a densidade do solo crítica calculada foi superior a densidade do solo máxima, portando com densidade relativa crítica superior a 1,0.

Tabela 17 - Volume de água disponível no máximo IHO, máxima densidade do solo no campo (MDC), medido e calculado

Solo	Máximo IHO		IHO na MDC	
	Medido	Calculado	Medido	Calculado
	(m ³ .m ⁻³)			
1	0,144	0,141	0,031	0,042
2	0,142	0,129	0,028	0,045
3	-	0,153	-	0,009
4	0,142	0,119	0,087	0,073
5	0,082	0,104	0,028	0,063
6	0,153	0,095	0,012	*
7	-	0,104	-	0,006
8	0,067	0,131	0,019	0,085
9	0,119	0,147	0,074	0,132
10	0,046	0,154	0,006	0,141

* Valor do IHO nulo.

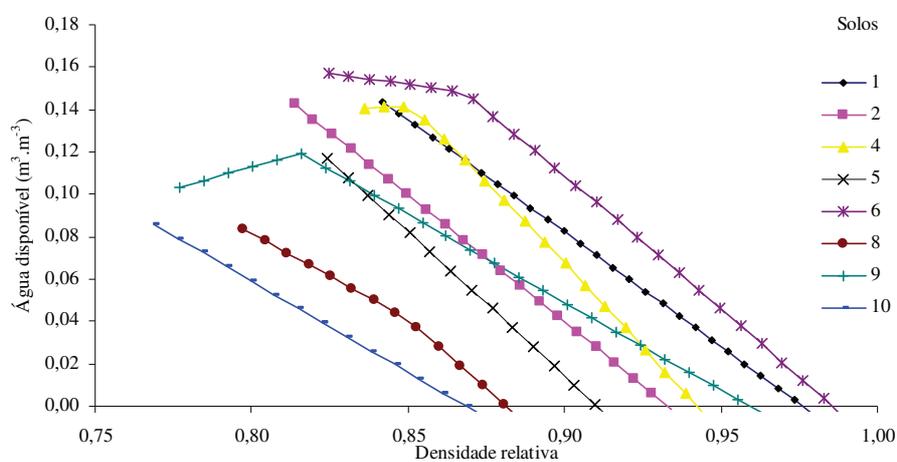


Figura 36 - Volume de água disponível pelo IHO em relação a densidade relativa do solo.

O volume de água disponível para as plantas (Tabela 17) no máximo IHO variou de $0,046 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ do solo (10) a $0,153 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ do solo (6). Observa-se que além do solo (10), os solos (8) e (5) apresentam baixo volume de água disponível, com $0,067 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ e $0,082 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, respectivamente, inferior a 1 mm de lâmina de água por centímetro de solo.

Para o volume de água disponível na máxima densidade de campo (Tabela 17), variou de $0,006 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ do solo (10) a $0,087 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ do solo (4). Esse é o menor volume de água disponível no perfil dos solos, representando as camadas que apresentam maior probabilidade de haver restrições ao crescimento das plantas. Ressaltando que no IHO medido todos os solos não atingem a densidade crítica, onde o IHO é igual à zero.

Os valores calculados por funções de pedotransferência de água disponível (Tabela 17) no máximo IHO quatro solos apresentaram valores superiores aos medidos (5; 8; 9; 10) e quatro valores inferiores (1; 2; 4; 6). Os valores calculados são diferentes estatisticamente pelo Teste T em $P = 0,426$. As diferenças dos valores observados para os calculados apresentam uma tendência de redução com o aumento do teor de argila.

Para o volume de água disponível na máxima densidade de campo os solos (1), (2), (5), (8), (9) e (10) apresentaram valores superiores do que os medidos e os solos (4) e (6) foram inferiores aos medidos. Os valores calculados são diferentes estatisticamente pelo Teste T em $P = 0,626$. Destaca-se que o solo (6) a máxima densidade de campo

foi superior à densidade crítica calculada por funções de pedotransferência. As diferenças dos valores observados para os calculados, da mesma forma do que no máximo IHO, apresentam uma tendência de redução com o aumento do teor de argila, mas menos acentuada.

Quando o volume de água disponível é relacionado com a densidade relativa de cada solo, observa-se que o solo (9) apresentou um volume máximo de $0,119 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ na densidade relativa de 0,816, com redução desse volume com o aumento e redução da densidade relativa do solo. O solo (4) aproxima-se desse máximo, mas não chega a apresentar redução do volume de água com a redução da densidade relativa. Os demais solos as suas densidade relativa encontram-se superiores as densidade com o máximo IHO.

4.5 Índice “S”

Como foi visto anteriormente, o Índice S foi criado por Dexter (2004a, b, c). Na tabela (18) estão demonstrados os parâmetros de ajuste da curva de retenção de água no solo, teor de água a base de massa, com os respectivos valores de S, calculados pelas Equações (13) e (14) no perfil de cada solo. Para o ajuste da curva de retenção de água, essa tabela, o valor do (m) não foi fixado. Para a Tabela (19) apresentam-se os parâmetros de ajuste da curva de retenção e o valor do S nas duas equações, porém com o valor do (m) fixado em 1,0. Na Tabela (20) apresentam-se esses parâmetros e os valores do S nas duas equações, com “ $m = 1 - (1 / n)$ ”. Para as curva ajustadas com o programa SWRC os parâmetros (Us) e (Ur) foram fixados nas tensões de 0 e 1500 kPa, respectivamente.

Observa-se pelas Tabelas (18) e (19) que pela Equação (14) não é possível calcular o Índice S quando o valor de (n) está entre 0,5 e 1,0. Essa faixa de valores ocorre principalmente quando o valor do (m) é fixado em 1,0 (Tabela 19). O valor do S não é possível de ser calculado, pois ocorre um valor negativo na exponencial. Essa equação apresenta alguns valores de S elevados, ultrapassando o valor 1,0, como na camada de 20 a 25 cm do solo (10) na Tabela (18).

Tabela 18 - Parâmetros de ajuste da curva de retenção da água no solo e valor de S para os solos em profundidade, valor do (m) não fixado

Solo	Profund. (cm)	α 1/kPa	m	n	Ur ---- (g.g ⁻¹) ---	Us ---	Índice S	
							Equ. 14	Equ. 13
1	0 a 5	0,0005	4,8353	0,4646	0,064	0,242	0,0607	0,0276
	5 a 10	0,0003	5,0940	0,4634	0,045	0,207	0,0546	0,0251
	10 a 15	0,0003	5,5606	0,4982	0,042	0,191	0,0719	0,0252
	15 a 20	0,0003	5,0444	0,4735	0,042	0,180	0,0504	0,0218
	20 a 25	0,0003	5,4452	0,4552	0,042	0,190	0,0473	0,0228
	25 a 30	0,0003	5,0538	0,4180	0,041	0,191	0,0380	0,0209
	Média					0,046	0,200	0,0538
2	0 a 5	0,0003	3,8121	0,3682	0,167	0,365	0,0417	0,0254
	5 a 10	0,0003	3,5755	0,4107	0,114	0,302	0,0460	0,0250
	10 a 15	0,0003	3,5437	0,3919	0,123	0,284	0,0357	0,0204
	15 a 20	0,0001	6,4319	0,4800	0,104	0,284	0,0697	0,0295
	20 a 25	0,0001	5,4390	0,4637	0,104	0,302	0,0672	0,0310
	25 a 30	0,0001	5,1197	0,4886	0,117	0,296	0,0758	0,0294
	Média					0,122	0,306	0,0560
3	0 a 5	0,0001	5,5506	0,2806	0,128	0,425	0,0385	0,0282
	5 a 10	0,0002	3,6580	0,3065	0,124	0,309	0,0271	0,0184
	10 a 15	0,0002	3,4663	0,3427	0,167	0,278	0,0264	0,0167
	15 a 20	0,0002	3,3863	0,3602	0,133	0,296	0,0309	0,0189
	20 a 25	0,0002	3,3149	0,3272	0,135	0,317	0,0295	0,0191
	25 a 30	0,0002	3,2672	0,3540	0,139	0,347	0,0383	0,0236
	Média					0,138	0,329	0,0318
4	0 a 5	0,0002	3,2909	0,3228	0,171	0,387	0,0362	0,0236
	5 a 10	0,0002	3,6501	0,3483	0,149	0,347	0,0354	0,0224
	10 a 15	0,0003	3,6465	0,3521	0,149	0,348	0,0362	0,0227
	15 a 20	0,0003	3,7174	0,3563	0,143	0,351	0,0387	0,0241
	20 a 25	0,0002	3,7778	0,3143	0,168	0,360	0,0292	0,0196
	25 a 30	0,0002	3,6752	0,3549	0,157	0,358	0,0372	0,0232
	Média					0,156	0,359	0,0355
5	0 a 5	0,0003	3,4961	0,3911	0,167	0,398	0,0509	0,0291
	5 a 10	0,0002	3,5470	0,3590	0,168	0,363	0,0367	0,0226
	10 a 15	0,0002	3,4781	0,3632	0,188	0,367	0,0345	0,0210
	15 a 20	0,0003	3,4425	0,4063	0,179	0,371	0,0459	0,0251
	20 a 25	0,0003	3,3051	0,4054	0,179	0,383	0,0484	0,0265
	25 a 30	0,0005	4,5812	0,5815	0,171	0,368	*	0,0380
	Média					0,175	0,375	0,0433
6	0 a 5	0,0025	2,3122	0,7678	0,178	0,407	*	0,0535
	5 a 10	0,0003	7,8196	1,0265	0,187	0,297	0,0026	0,0391
	10 a 15	0,0005	5,0707	0,7358	0,187	0,300	*	0,0278
	15 a 20	0,0002	6,7858	0,6610	0,168	0,341	*	0,0392
	20 a 25	0,0003	4,1517	0,5135	0,146	0,374	*	0,0375
	25 a 30	0,0004	4,7738	0,6184	0,196	0,374	*	0,0407
	Média					0,177	0,349	0,0026

Continua ...

Tabela 18 - Continuação

Solo	Profund. (cm)	α 1/kPa	m	n	Ur ---- (g.g ⁻¹)	Us ---	Índice S	
							Equ. 14	Equ. 13
7	0 a 5	0,0000	9,4461	0,3098	0,196	0,354	0,0235	0,0171
	5 a 10	0,0000	10,3620	0,2981	0,203	0,345	0,0200	0,0149
	10 a 15	0,0001	6,7448	0,2903	0,212	0,340	0,0174	0,0127
	15 a 20	0,0000	13,1691	0,4045	0,211	0,371	0,0377	0,0229
	20 a 25	0,0000	13,4916	0,4056	0,219	0,385	0,0394	0,0239
	25 a 30	0,0002	9,8362	0,4981	0,222	0,423	0,0966	0,0351
	Média				0,211	0,370	0,0391	0,0211
8	0 a 5	0,0002	4,1423	0,3310	0,209	0,461	0,0415	0,0274
	5 a 10	0,0004	3,7404	0,4007	0,205	0,421	0,0501	0,0282
	10 a 15	0,0003	3,6825	0,3410	0,209	0,421	0,0367	0,0235
	15 a 20	0,0003	3,9708	0,3589	0,219	0,421	0,0381	0,0238
	20 a 25	0,0003	4,0571	0,3264	0,225	0,421	0,0317	0,0210
	25 a 30	0,0003	3,9193	0,3187	0,235	0,471	0,0367	0,0246
	Média				0,217	0,436	0,0391	0,0247
9	0 a 5	0,0003	4,0045	0,4731	0,271	0,571	0,1096	0,0466
	5 a 10	0,0004	3,9289	0,5791	0,282	0,515	*	0,0442
	10 a 15	0,0003	4,0366	0,4779	0,279	0,566	0,1084	0,0447
	15 a 20	0,0003	3,6888	0,3969	0,281	0,548	0,0606	0,0344
	20 a 25	0,0003	3,6904	0,3569	0,269	0,569	0,0559	0,0347
	25 a 30	0,0002	3,6950	0,3292	0,277	0,581	0,0498	0,0325
	Média				0,277	0,558	0,0769	0,0395
10	0 a 5	0,2811	1,6240	0,3575	0,265	0,550	0,0533	0,0289
	5 a 10	0,0003	5,2950	0,2341	0,252	0,527	0,0281	0,0217
	10 a 15	0,6287	0,1578	2,2618	0,270	0,516	0,1121	0,0553
	15 a 20	1,0543	0,1970	2,4905	0,268	0,556	0,1493	0,0828
	20 a 25	0,5551	0,0169	25,9893	0,302	0,564	1,6823	0,1056
	25 a 30	0,6843	0,0443	9,6650	0,209	0,567	0,6228	0,0951
	Média				0,261	0,547	0,4413	0,0649

* valor não possível de ser calculado.

Na Tabela (20), que apresenta os parâmetros e o valor do S calculados com o (m) substituído por “ $m = 1 - (1 / n)$ ” pelo programa SAS (SAS INSTITUTE, 1996). Com isso, não haveria um valor de (m), dessa forma esse parâmetro foi calculado pela equação acima. A Equação (14) surgiu pela substituição do (m) da Equação (13) pela mesma expressão. Dessa forma, o valor do S é exatamente o mesmo nas duas equações, como fica demonstrado na Tabela (20).

Tabela 19 - Parâmetros de ajuste da curva de retenção da água no solo e valor de S para os solos em profundidade, valor do (m) = 1

Solo	Profund. (cm)	α 1/kPa	m	n	Ur ---- (g.g ⁻¹) ----	Us	Índice S	
							Equaç. 14	Equaç. 13
1	0 a 5	0,0712	1,0	0,7318	0,064	0,242	*	0,0325
	5 a 10	0,0583	1,0	0,7219	0,045	0,207	*	0,0291
	10 a 15	0,0448	1,0	0,7580	0,042	0,191	*	0,0284
	15 a 20	0,0486	1,0	0,7212	0,042	0,180	*	0,0248
	20 a 25	0,0701	1,0	0,7277	0,042	0,190	*	0,0270
	25 a 30	0,0876	1,0	0,6790	0,041	0,191	*	0,0254
	Média					0,046	0,200	*
2	0 a 5	0,1512	1,0	0,5319	0,167	0,365	*	0,0282
	5 a 10	0,0610	1,0	0,6089	0,114	0,302	*	0,0287
	10 a 15	0,0722	1,0	0,5912	0,123	0,284	*	0,0238
	15 a 20	0,0179	1,0	0,6749	0,104	0,284	*	0,0303
	20 a 25	0,0251	1,0	0,6647	0,104	0,302	*	0,0329
	25 a 30	0,0173	1,0	0,6903	0,117	0,296	*	0,0310
	Média					0,122	0,306	*
3	0 a 5	0,4725	1,0	0,5579	0,128	0,425	*	0,0415
	5 a 10	0,2946	1,0	0,5401	0,124	0,309	*	0,0250
	10 a 15	0,9346	1,0	0,3911	0,167	0,278	0,0334	0,0148
	15 a 20	0,1026	1,0	0,5564	0,133	0,296	*	0,0227
	20 a 25	0,1834	1,0	0,5289	0,135	0,317	*	0,0241
	25 a 30	0,1091	1,0	0,5395	0,139	0,347	*	0,0281
	Média					0,138	0,329	0,0334
4	0 a 5	0,1874	1,0	0,5284	0,171	0,387	*	0,0302
	5 a 10	0,1402	1,0	0,5663	0,149	0,347	*	0,0280
	10 a 15	0,1389	1,0	0,5715	0,149	0,348	*	0,0284
	15 a 20	0,1308	1,0	0,5758	0,143	0,351	*	0,0300
	20 a 25	0,2652	1,0	0,5513	0,168	0,360	*	0,0264
	25 a 30	0,1286	1,0	0,5708	0,157	0,358	*	0,0287
	Média					0,156	0,359	*
5	0 a 5	0,0715	1,0	0,5861	0,167	0,398	*	0,0338
	5 a 10	0,1117	1,0	0,5662	0,168	0,363	*	0,0276
	10 a 15	0,0992	1,0	0,5673	0,188	0,367	*	0,0254
	15 a 20	0,0560	1,0	0,5925	0,179	0,371	*	0,0285
	20 a 25	0,0543	1,0	0,5876	0,179	0,383	*	0,0299
	25 a 30	0,0191	1,0	0,8096	0,171	0,368	*	0,0399
	Média					0,175	0,375	*
6	0 a 5	0,0125	1,0	0,9426	0,178	0,407	*	0,0540
	5 a 10	0,0023	1,0	1,3990	0,187	0,297	0,0223	0,0385
	10 a 15	0,0072	1,0	1,0379	0,187	0,300	0,0036	0,0292
	15 a 20	0,0063	1,0	0,9411	0,168	0,341	*	0,0406
	20 a 25	0,0252	1,0	0,7346	0,146	0,374	*	0,0408
	25 a 30	0,0166	1,0	0,7452	0,196	0,374	*	0,0368
	Média					0,177	0,349	0,0130

Continua ...

Tabela 19 - Continuação

Solo	Profund. (cm)	α 1/kPa	m	n	Ur	Us	Índice S	
					---- (g.g ⁻¹) ----	----	Equaç. 14	Equaç. 13
7	0 a 5	0,0746	1,0	2,4992	0,196	0,354	0,0820	0,0985
	5 a 10	0,0837	1,0	2,4993	0,203	0,345	0,0740	0,0888
	10 a 15	0,0808	1,0	2,4993	0,212	0,340	0,0666	0,0800
	15 a 20	0,0672	1,0	2,4958	0,211	0,371	0,0829	0,0996
	20 a 25	0,0682	1,0	2,4993	0,219	0,385	0,0863	0,1036
	25 a 30	0,0594	1,0	2,4988	0,222	0,423	0,1047	0,1257
	Média				0,211	0,370	0,0827	0,0994
8	0 a 5	0,2084	1,0	0,5636	0,209	0,461	*	0,0355
	5 a 10	0,0786	1,0	0,6199	0,205	0,421	*	0,0335
	10 a 15	0,1772	1,0	0,5647	0,209	0,421	*	0,0300
	15 a 20	0,1469	1,0	0,5936	0,219	0,421	*	0,0300
	20 a 25	0,2776	1,0	0,5839	0,225	0,421	*	0,0287
	25 a 30	0,2999	1,0	0,5658	0,235	0,471	*	0,0333
	Média				0,217	0,436	*	0,0318
9	0 a 5	0,0365	1,0	0,6800	0,271	0,571	*	0,0511
	5 a 10	0,0124	1,0	0,7971	0,282	0,515	*	0,0465
	10 a 15	0,0346	1,0	0,6963	0,279	0,566	*	0,0496
	15 a 20	0,0739	1,0	0,6000	0,281	0,548	0,2016	0,0400
	20 a 25	0,1369	1,0	0,5717	0,269	0,569	*	0,0428
	25 a 30	0,2096	1,0	0,5515	0,277	0,581	*	0,0420
	Média				0,277	0,558	0,2016	0,0453
10	0 a 5	3,1810	1,0	0,6432	0,265	0,550	*	0,0458
	5 a 10	3,0509	1,0	0,6033	0,252	0,527	*	0,0415
	10 a 15	0,1387	1,0	0,6916	0,270	0,516	*	0,0425
	15 a 20	0,3107	1,0	0,8760	0,268	0,556	*	0,0631
	20 a 25	0,0934	1,0	1,8751	0,302	0,564	0,0916	0,1229
	25 a 30	0,1137	1,0	1,3135	0,209	0,567	0,0456	0,0876
	Média				0,261	0,547	0,0686	0,0672

* valor não possível de ser calculado.

Como visto, são três formas de ajuste dos dados experimentais a um modelo matemático para a curva de retenção da água no solo e para o cálculo do Índice S são duas equações, com isso, um solo poderia ter cinco valores de S diferentes, considerando que uma forma de elaborar a curva o valor do S é igual nas duas equações.

Tabela 20 - Parâmetros de ajuste da curva de retenção da água no solo e valor de S para os solos em profundidade, “ $m = 1 - (1 / n)$ ”

Solo	Profund. (cm)	α 1/kPa	m	n	Ur ---- g.g ⁻¹ ----	Us	S	
							Equaç 14	Equaç 13
1	0 a 5	0,0695	0,2181	1,2789	0,016	0,206	0,0298	0,0298
	5 a 10	0,1114	0,0655	1,0700	-0,266	0,181	0,0245	0,0245
	10 a 15	0,1402	0,0792	1,0860	-0,182	0,175	0,0232	0,0232
	15 a 20	0,0806	0,0505	1,0532	-0,356	0,158	0,0223	0,0223
	20 a 25	0,1640	0,0829	1,0904	-0,151	0,168	0,0215	0,0215
	25 a 30	0,1448	0,0309	1,0319	-0,599	0,163	0,0211	0,0211
	Média					-0,256	0,175	0,0237
2	0 a 5	0,0120	0,0519	1,0548	-0,691	0,305	0,0444	0,0444
	5 a 10	0,0038	0,2970	1,4225	-0,017	0,253	0,0568	0,0568
	10 a 15	0,0039	0,1056	1,1180	-0,359	0,242	0,0501	0,0501
	15 a 20	0,0023	0,2988	1,4262	-0,089	0,249	0,0714	0,0714
	20 a 25	0,0027	0,1183	1,1342	-0,606	0,263	0,0799	0,0799
	25 a 30	0,0025	0,6733	3,0610	0,106	0,258	0,1019	0,1019
	Média					-0,276	0,262	0,0674
3	0 a 5	0,0120	0,0519	1,0548	-0,691	0,305	0,0444	0,0444
	5 a 10	0,0038	0,2970	1,4225	-0,017	0,253	0,0568	0,0568
	10 a 15	0,0039	0,1056	1,1180	-0,359	0,242	0,0501	0,0501
	15 a 20	0,0023	0,2988	1,4262	-0,089	0,249	0,0714	0,0714
	20 a 25	0,0027	0,1183	1,1342	-0,606	0,263	0,0799	0,0799
	25 a 30	0,0565	0,2173	1,2777	0,080	0,283	0,0318	0,0318
	Média					-0,486	0,251	0,0461
4	0 a 5	0,0027	0,0412	1,0429	-1,933	0,312	0,0811	0,0811
	5 a 10	0,0032	0,0511	1,0538	-1,284	0,284	0,0689	0,0689
	10 a 15	0,0034	0,0585	1,0621	-1,061	0,285	0,0667	0,0667
	15 a 20	0,0037	0,0550	1,0582	-1,170	0,286	0,0683	0,0683
	20 a 25	0,0080	0,0181	1,0185	-2,323	0,291	0,0441	0,0441
	25 a 30	0,0033	0,0652	1,0697	-0,955	0,296	0,0683	0,0683
	Média					-1,454	0,293	0,0662
5	0 a 5	1,2509	0,1195	1,1357	0,025	0,426	0,0371	0,0371
	5 a 10	0,0022	0,0827	1,0902	-0,896	0,305	0,0809	0,0809
	10 a 15	0,0020	0,0443	1,0464	-1,803	0,315	0,0818	0,0818
	15 a 20	0,0023	0,7409	3,8590	0,174	0,318	0,1260	0,1260
	20 a 25	0,0021	0,6947	3,2752	0,167	0,328	0,1166	0,1166
	25 a 30	0,0022	0,7722	4,3892	0,168	0,329	0,1627	0,1627
	Média					-0,437	0,349	0,0502
6	0 a 5	0,2709	0,0394	1,0410	-0,730	0,434	0,0404	0,0404
	5 a 10	0,0080	0,0383	1,0398	-0,886	0,300	0,0401	0,0401
	10 a 15	0,0088	0,0319	1,0329	-0,981	0,292	0,0364	0,0364
	15 a 20	0,0080	0,0431	1,0451	-1,168	0,327	0,0563	0,0563
	20 a 25	0,0147	0,0331	1,0342	-1,533	0,341	0,0554	0,0554
	25 a 30	0,0077	0,0324	1,0335	-1,844	0,351	0,0637	0,0637
	Média					-1,190	0,341	0,0487

Continua ...

Tabela 20 - Continuação

Solo	Profund. (cm)	α 1/kPa	m	n	Ur ---- g.g ⁻¹ ----	Us	S	
							Equaç 14	Equaç 13
7	0 a 5	0,0012	0,2915	1,4115	-0,010	0,282	0,0604	0,0604
	5 a 10	0,0028	0,2032	1,2550	0,067	0,268	0,0297	0,0297
	10 a 15	0,0013	1,8371	-1,1946	0,274	0,153	0,0422	0,0422
	15 a 20	0,0083	0,2156	1,2748	0,113	0,311	0,0310	0,0310
	20 a 25	0,0111	0,2113	1,2679	0,128	0,322	0,0296	0,0296
	25 a 30	0,0248	0,2462	1,3266	0,158	0,368	0,0369	0,0369
	Média					0,122	0,284	0,0383
8	0 a 5	0,0094	0,0724	1,0781	-0,514	0,377	0,0533	0,0533
	5 a 10	0,0112	0,1899	1,2344	0,040	0,363	0,0449	0,0449
	10 a 15	0,0076	0,0780	1,0846	-0,404	0,352	0,0483	0,0483
	15 a 20	0,0152	0,0520	1,0548	-0,519	0,359	0,0391	0,0391
	20 a 25	0,0586	0,0506	1,0533	-0,223	0,354	0,0251	0,0251
	25 a 30	0,0143	0,0425	1,0444	-0,776	0,384	0,0431	0,0431
	Média					-0,399	0,365	0,0423
9	0 a 5	0,3240	0,1055	1,1180	0,005	0,566	0,0467	0,0467
	5 a 10	0,1038	0,1743	1,2112	0,165	0,502	0,0434	0,0434
	10 a 15	3,2403	0,1455	1,1703	0,160	0,688	0,0581	0,0581
	15 a 20	1,3082	0,0873	1,0957	0,019	0,572	0,0390	0,0390
	20 a 25	0,6421	0,0868	1,0951	-0,027	0,545	0,0402	0,0402
	25 a 30	0,7690	0,0864	1,0946	-0,007	0,550	0,0390	0,0390
	Média					0,053	0,571	0,0444
10	0 a 5	45,9440	0,1952	1,2425	0,247	0,627	0,0541	0,0541
	5 a 10	13,2001	0,0450	1,0471	-0,025	0,428	0,0177	0,0177
	10 a 15	17,4878	0,0529	1,0558	-0,127	0,597	0,0328	0,0328
	15 a 20	0,2137	0,6089	2,5570	0,285	0,473	0,1009	0,1009
	20 a 25	0,2694	0,5324	2,1386	0,313	0,590	0,1174	0,1174
	25 a 30	14,7113	0,3424	1,5207	0,301	1,712	0,3428	0,3428
	Média					0,165	0,738	0,1110

Com isso, a utilização das duas equações não deveria ser feita indiscriminadamente. A Equação (14) surgiu da substituição do parâmetro (m) por uma equação, como visto, dessa forma, a Equação (14) deveria ser utilizada quando a curva de retenção fosse elaborada com a mesma substituição.

Quando a curva for elaborada sem essa substituição e sim fixando o (m) em 1,0 ou não fixando a Equação (14) não poderia ser utilizada, pois numa faixa de valor do (n) o S não é possível de ser

calculado. Com essa forma de elaboração da curva a equação a ser utilizada é a (13).

Para as três formas de elaborar a curva de retenção de água no solo, os parâmetros da equação de van Genuchten (1980) não tiveram variação significativa pela argila, silte, matéria orgânica e densidade do solo.

Para esse trabalho foi considerado o valor calculado a partir dos parâmetros da curva elaborada sem o (m) fixado (Tabela 18) e utilizando-se os valores da equação (13). O método de elaborar a curva é o mesmo que foi utilizado para determinar a curva com umidade volumétrica para determinar a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente no IHO. A Equação (13) a única que calcula o S para todas as camadas do perfil dos solos.

Na Tabela (21) apresenta-se os valores críticos do S como indicador das condições físicas do solo para o cultivo de plantas.

A partir dos níveis críticos do S (Tabela 19), observa-se que na Tabela (18) as camadas de 5 a 25 cm do solo (3), 20 a 25 cm do solo (4) e de 0 a 15 cm do solo (7) estão na condição física muito restritiva.

Tabela 21 - Valores críticos do Índice S

Valor	Condição física do solo
<0,020	Muito restritiva
0,020 a 0,035	Restritiva
0,035 a 0,050	Boa
> 0,050	Muito boa

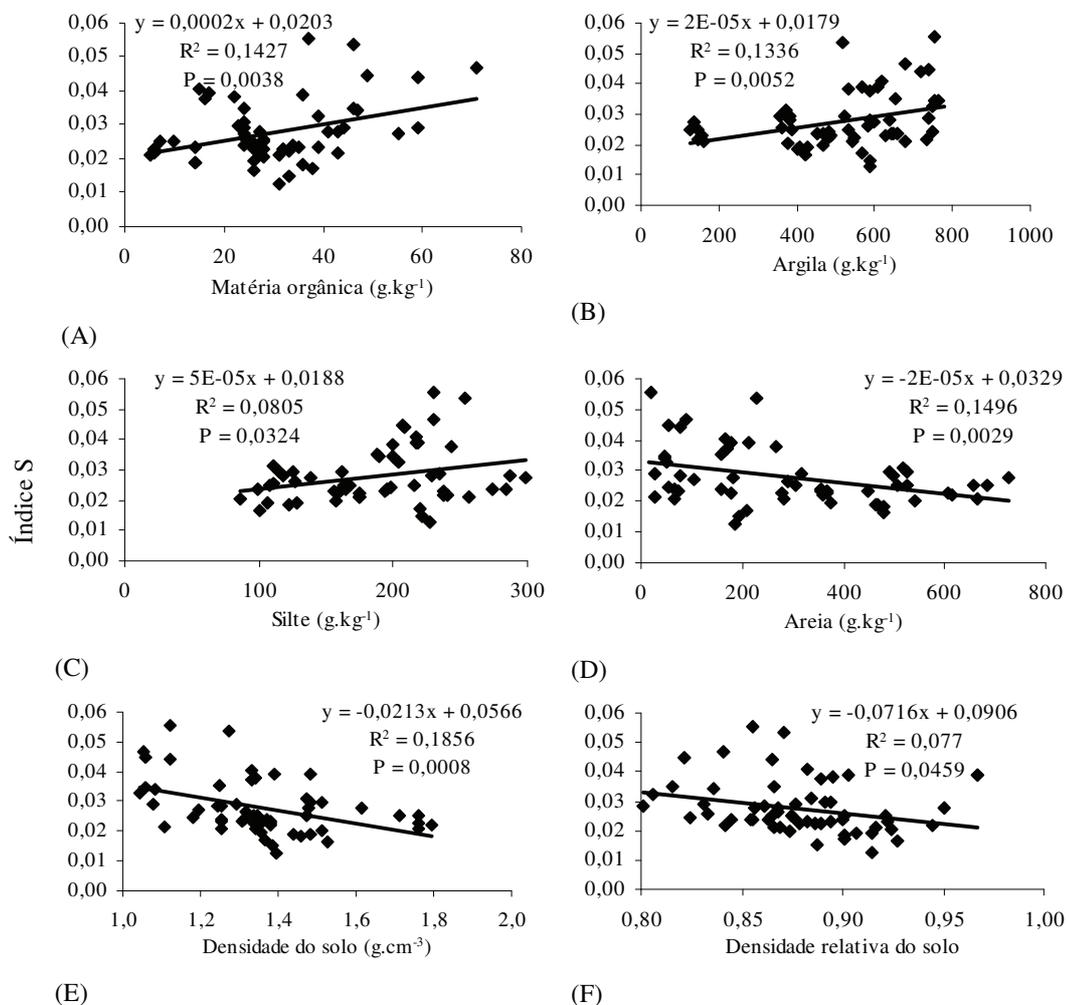
Fonte: Dexter (2004c).

Na condição restritiva encontra-se todo o perfil dos solos (1), (2) e (8), além das camadas de 0 a 5 cm e de 25 a 30 cm do solo (3), de 0 a 20 cm e 25 a 30 cm do solo (4), de 0 a 25 cm do solo (5), de 10 a 15 cm do solo (6), de 15 a 25 cm do solo (7), de 15 a 30 cm do solo (9) e de 0 a 10 cm do solo (10).

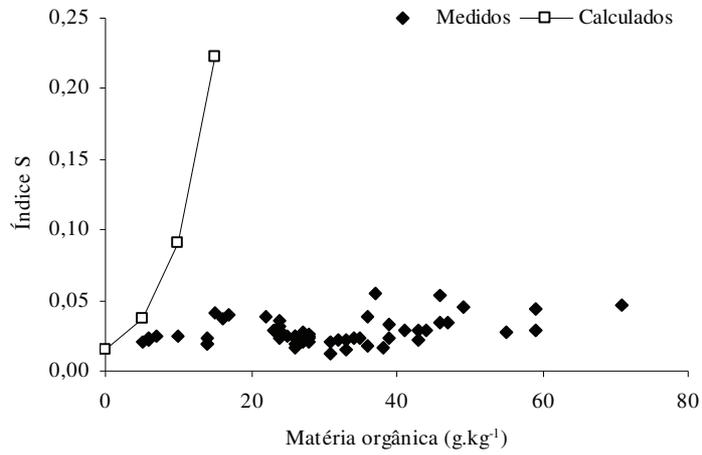
Com condição física boa está à camada de 25 a 30 cm do solo (5), de 5 a 10 cm e 15 a 30 cm do solo (6), 25 a 30 cm do solo (7) e de 0 a 15 cm do solo (9). Para a condição muito boa está a camada de 0 a 5 cm do solo (6) e de 10 a 30 cm do solo (10).

Quando se relaciona o Índice S com a matéria orgânica, argila e o silte observa-se que essas propriedades influenciam positivamente o S (Figura 37). Enquanto que a areia, a densidade do solo e a densidade relativa influenciam negativamente o S (Figura 37). Concordando com as observações de Dexter (2004a, b, c), Tormena & Silva (2004) e Streck et al. (2008a).

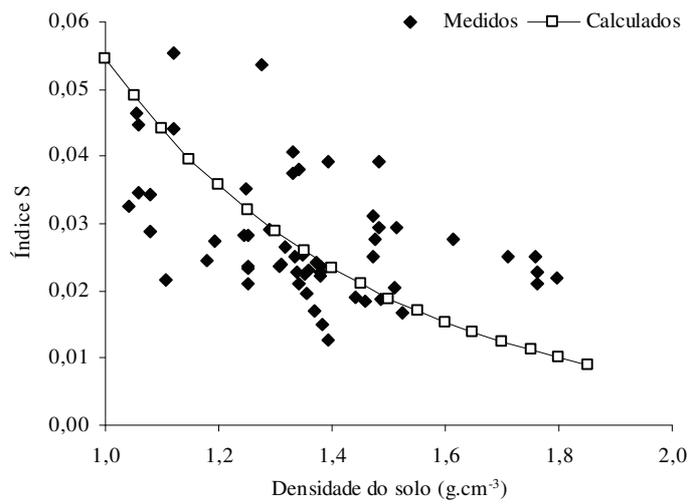
Na tentativa de criar uma função de pedotransferência para o Índice S, observa-se que a regressão múltipla das propriedades que influenciam o S não é significativa. Isso pode ter ocorrido pelo baixo valor do coeficiente de determinação de cada propriedade avaliada. Quando utilizado o modelo exponencial, o modelo utilizado por Streck et al. (2008a), o nível de significância diminui.



(E) (F)
 Figura 37 - Variação do Índice S em relação à matéria orgânica (A), argila (B), silte (C), areia (D), densidade do solo (E) e densidade relativa do solo (F).



(A)



(B)

Figura 38 - Variação do Índice S em relação à matéria orgânica (A) e a densidade do solo (B), valores medidos e calculados a partir das equações apresentadas por Streck et al. (2008a).

Com as informações desses solos não foi possível desenvolver uma função de pedotransferência capaz de explicar satisfatoriamente os fenômenos relacionados ao Índice S.

Na Figura (38), está demonstrado a relação dos valores observados e os valores calculados pelas equações descritas por Streck et al. (2008a) para a matéria orgânica e a densidade do solo, apresentadas na Tabela (4).

4.6 Comparação dos indicadores de qualidade nos solos estudados

Na Tabela (22) estão apresentadas às propriedades físicas do solo, como a densidade do solo, a densidade relativa, a resistência à penetração, o volume de macroporos e o Índice S, além do volume de água disponível calculada através do IHO.

Com as informações dessa tabela, pode-se observar que há informações contraditórias, em alguns casos, entre os indicadores. No solo (1) pela densidade do solo e macroporos todo o perfil estaria compactado. Em relação à densidade relativa, o solo estaria pouco compactado (10 a 30 cm) ou não compactado (0 a 10 cm). A resistência à penetração estaria solto (0 a 5 cm) ou não compactado (5 a 30 cm). O Índice S para todo o perfil do solo estaria restritivo. O volume de água disponível pelo IHO em todo o perfil está positivo. Com isso, de modo geral, a densidade do solo, densidade relativa, macroporos e Índice S indicariam que o solo teria alguma restrição ao crescimento das plantas em pelo menos parte do perfil do solo e a resistência à penetração e o IHO não haveria restrição ao crescimento de plantas em todo o perfil do solo.

Tabela 22 - Condição física do solo pela densidade do solo (Ds), densidade relativa (DR), resistência à penetração (RP), Índice S, o volume de macroporos e água disponível pelo IHO

Solo	Profund. (cm)	Ds *	DR **	RP **	Macroporos	IHO (m ³ .m ⁻³)	S ***
1	0 a 5	C	NC	S	C	0,136	R
	5 a 10	C	NC	NC	C	0,081	R
	10 a 15	C	C	NC	C	0,055	R
	15 a 20	C	C	NC	C	0,034	R
	20 a 25	C	C	NC	C	0,053	R
	25 a 30	C	C	NC	C	0,054	R
2	0 a 5	NC	NC	S	NC	0,144	R
	5 a 10	NC	NC	NC	C	0,056	R
	10 a 15	C	C	NC	C	0,027	R
	15 a 20	C	NC	NC	C	0,026	R
	20 a 25	NC	NC	NC	C	0,056	R
	25 a 30	NC	NC	NC	C	0,047	R
3	0 a 5	NC	NC	-	NC	-	R
	5 a 10	NC	C	-	NC	-	MR
	10 a 15	C	C	-	C	-	MR
	15 a 20	C	C	-	C	-	MR
	20 a 25	NC	C	-	NC	-	MR
	25 a 30	NC	NC	-	NC	-	R
4	0 a 5	NC	NC	S	NC	0,144	R
	5 a 10	NC	NC	NC	NC	0,086	R
	10 a 15	NC	NC	NC	NC	0,088	R
	15 a 20	NC	NC	NC	NC	0,095	R
	20 a 25	NC	NC	NC	NC	0,106	MR
	25 a 30	NC	NC	NC	NC	0,107	R
5	0 a 5	NC	NC	C	NC	0,081	R
	5 a 10	NC	NC	C	NC	0,027	R
	10 a 15	NC	NC	C	NC	0,035	R
	15 a 20	NC	NC	C	NC	0,041	R
	20 a 25	NC	NC	C	NC	0,059	R
	25 a 30	NC	C	C	C	0,035	B
6	0 a 5	NC	NC	S	C	0,179	MB
	5 a 10	C	MC	C	C	****	B
	10 a 15	C	MC	C	C	0,015	R
	15 a 20	C	C	NC	C	0,087	B
	20 a 25	NC	NC	NC	C	0,136	B
	25 a 30	NC	NC	NC	C	0,091	B

Continua...

Tabela 22 - Continuação...

Solo	Profund. (cm)	Ds *	DR **	RP **	Macroporos	IHO (m ³ .m ⁻³)	S ***
7	0 a 5	NC	C	-	NC	-	MR
	5 a 10	NC	NC	-	NC	-	MR
	10 a 15	NC	C	-	NC	-	MR
	15 a 20	NC	NC	-	NC	-	R
	20 a 25	NC	C	-	NC	-	R
	25 a 30	NC	NC	-	NC	-	B
8	0 a 5	NC	NC	NC	NC	0,061	R
	5 a 10	NC	NC	C	NC	0,018	R
	10 a 15	NC	NC	C	NC	0,018	R
	15 a 20	NC	NC	C	NC	0,018	R
	20 a 25	NC	NC	C	NC	0,016	R
	25 a 30	NC	NC	NC	NC	0,066	R
9	0 a 5	NC	NC	S	NC	0,117	B
	5 a 10	NC	NC	S	C	0,074	B
	10 a 15	NC	NC	NC	NC	0,113	B
	15 a 20	NC	NC	NC	NC	0,099	R
	20 a 25	NC	NC	NC	NC	0,112	R
	25 a 30	NC	NC	NC	NC	0,105	R
10	0 a 5	NC	NC	MC	NC	****	R
	5 a 10	NC	NC	MC	NC	****	R
	10 a 15	NC	NC	NC	NC	0,058	MB
	15 a 20	NC	NC	C	NC	0,012	MB
	20 a 25	NC	NC	NC	NC	0,087	MB
	25 a 30	NC	NC	NC	NC	0,076	MB

* (C = compactado, NC = não compactado);

** (S = solto, NC = não compactado, C = compactado, MC muito compactado);

*** (MR = muito restritivo, R = restritivo, B = bom, MB muito bom);

**** (Volume de água disponível nulo).

No solo (2) a densidade do solo indica que as camadas de 0 a 10 cm e 20 a 30 cm não estariam compactadas a 15 cm estaria compactado. Em relação à densidade relativa o solo não estaria compactado em todo o perfil do solo. A resistência à penetração estaria solto (0 a 5 cm) ou não compactado (5 a 30 cm). Pelo macroporos apenas

a camada de 0 a 5 cm não estaria compactada e o restante do perfil estaria compactado (5 a 30 cm). O S para todo o perfil do solo estaria restritivo. O volume de água disponível pelo IHO em todo o perfil está positivo. Dessa forma, de modo geral, a densidade do solo, densidade relativa, macroporos e Índice S indicariam que o solo teria alguma restrição ao crescimento das plantas em pelo menos parte do perfil do solo e a resistência à penetração e o IHO não haveria restrição ao crescimento de plantas.

Para o solo (3) a densidade do solo e macroporos indicam que as camadas de 0 a 10 cm e 20 a 30 cm não estaria compactado e a camada de 10 a 15 cm estaria compactado. Para a densidade relativa não estaria compactada as camadas de 0 a 5 cm e 25 a 30 cm e pouco compactada a camada de 5 a 25 cm. Pelo Índice S é restritivo camadas de 0 a 5 cm e 25 a 30 cm e muito restritivo na camada de 5 a 25 cm. Portanto, todos os indicadores indicam que esse solo apresenta alguma restrição em pelo menos parte do perfil do solo, em especial a camada de 10 a 20 cm de profundidade.

No solo (4) todo o perfil não está compactado pela densidade do solo, densidade relativa e macroporos, mesmo estado físico na camada de 5 a 30 cm para a resistência à penetração, por esse indicador a camada de 0 a 5 cm o solo está solto. Para o Índice S quase todo o perfil está restritivo, exceto a camada de 20 a 25 cm onde está muito restritivo. Com isso apenas o Índice S indicaria restrições ao crescimento de plantas, os

demais indicadores (densidade do solo, densidade relativa, resistência à penetração e macroporos) não apresentaria nenhuma restrição.

No solo (5) a resistência à penetração indica que o solo está pouco compactado em todo o perfil. Para a densidade do solo todo o perfil não estaria compactado. Na densidade relativa e macroporos a indicação seria de solo não compactado, exceto a camada de 25 a 30 cm que estaria pouco compactado para a densidade relativa e compactado para o macroporos. Comportamento inverso do Índice S que seria restritivo na maior parte do perfil (5 a 25 cm) e bom na camada de 25 a 30 cm. O de água disponível estariam de acordo com a densidade relativa, pois na camada de 25 a 30 cm apresenta os menores volumes do perfil do solo, mas positiva, sem restrição.

Para o solo (6), na camada de 0 a 5 cm pela densidade do solo, densidade relativa não está compactada, estaria solto pela resistência à penetração, compactada pela resistência à penetração e muito bom pelo S, um dos mais altos volumes de água disponível dos solos. Outra camada que merece destaque é a de 5 a 10 cm, compactada pela densidade do solo e macroporos, muito compactada pela densidade relativa, pouco compactada pela resistência à penetração, o volume de água disponível nulo, porém pelo Índice S o solo estaria na condição boa. A camada de 10 a 15 cm o solo estaria compactado pela densidade do solo e macroporos, pouco compactado pela densidade relativa e resistência a penetração e restritivo pelo S, portanto todos os indicadores apresentando restrições. As demais camadas (15 a 30 cm) estariam com nível bom pelo S,

compactado pelo macroporos, não compactado pela resistência à penetração, não compactado (20 a 30 cm) pela densidade do solo e densidade relativa e compactada na camada de 15 a 20 cm.

O solo (7) estaria muito restritivo, pelo Índice S, na camada de 0 a 15 cm, restritivo na camada de 15 a 25 cm e bom na camada de 25 a 30 cm. Para a densidade do solo e macroporos não estaria compactado em todo o perfil do solo. Pela densidade relativa o perfil do solo fica variando entre não compactado a pouco compactado no perfil. Dessa forma, dois indicadores apresentam restrições, em pelo menos parte do perfil (densidade relativa e S) e dois não apresentam restrições (densidade do solo e macroporos).

Para o solo (8) todo o perfil não estaria compactado pela densidade do solo, densidade relativa, macroporos e seria restritivo pelo Índice S. Pela resistência à penetração as camadas de 0 a 5 cm e 25 a 30 cm não estaria compactada e a camada intermediária de 5 a 25 cm estaria pouco compactada. O volume de água disponível, relativamente baixo, comparado com outros solos, mas todo positivo. Portanto, o solo não apresentaria restrições pela densidade do solo, densidade relativa, macroporos e água disponível, com restrições pela resistência à penetração e Índice S.

No solo (9), pela densidade do solo e densidade relativa o solo não está compactado em todo o perfil, com volume de água disponível positivo em todo o perfil. A resistência à penetração e o Índice S mantém comportamento semelhante, nas camadas superficiais o solo está solto

pela resistência à penetração e condição boa pelo S, nas camadas mais profundas não estaria compactado pela resistência à penetração e restritivo pelo S. Pelo macroporos a camada de 5 a 10 cm estaria compactada, sendo que as demais camadas não haveria problemas.

O solo (10), pela densidade do solo, densidade relativa e macroporos o solo não está compactado em todo o perfil. Pela resistência à penetração o solo estaria muito compactado na camada de 0 a 10 cm, na mesma camada o S indica que a condição seria restritiva. Na camada de 10 a 30 cm a resistência varia de não a pouco compactado e o S estaria muito bom. O Índice S apresenta os maiores valores de todos os solos.

Os solos (7) e (10) apresentam condições piores nas camadas mais superficiais. Seria um contra-senso por serem as camadas que apresentam maior conteúdo de matéria orgânica do solo, mas essas áreas estavam sendo manejadas com integração lavoura pecuária, dentro do plantio direto, concordando com o que foi observado por Vizzotto et al. (2000).

Os níveis críticos da densidade relativa não foram adequados para solos muito argilosos, como os solos (8), (9) e (10), que não detectaram possíveis níveis de compactação no perfil do solo que foram observados por outros indicadores.

Um comportamento inverso, em relação ao teor de argila, a resistência à penetração tende a possui limites críticos menores para solos com menores teores de argila.

De modo geral, está faltando pesquisa de calibração com níveis diferentes de compactação, com avaliação de todos os indicadores de qualidade física do solo relacionando com o rendimento das plantas cultivadas. Constatação também realizada por Tormena et al. (2008), sugerindo mais estudos para o Índice S em solos tropicais.

4.7 Comparação das funções de pedotransferência

Conforme afirmaram Budiman et al. (2003), a definição dos princípios das funções de pedotransferência para evitar o mau uso do conceito, são mínimo o esforço e mínima incerteza. Não prognosticar algo que é mais fácil e mais barato medir ou determinar. Como o objetivo das funções de pedotransferência é prever propriedades, cujas medidas ou determinações diretas são difíceis (laboriosas ou muito caras), os preditores devem ser de obtenção mais fácil ou mais barata.

Um dos objetivos desse trabalho foi de criar funções de pedotransferência para os indicadores de qualidade física do solo e com isso, facilitar a análise do estado físico desses solos. Os preditores devem ser de mais fácil obtenção (custo financeiro, principalmente) que o ensaio de Proctor (para a densidade relativa), curva de retenção da água no solo e resistência à penetração. Com isso, os preditores utilizados foram os teores de argila, silte, matéria orgânica, água e densidade do solo. A não utilização de informações mineralógicas (teores de óxidos e argilominerais) na elaboração das funções deve-se ao fato de ser mais caras e difíceis de serem analisadas do que as propriedades utilizadas como indicadores da qualidade física do solo. Conforme afirmaram Budiman et al. (2003), não se deve prognosticar algo que é mais fácil e mais barato medir ou determinar.

Quando se compara os coeficientes de determinação e o nível de significância das funções de pedotransferência apresentados, observa-se que o melhor ajuste é o da densidade do solo máxima (Equação 15, $P = 0,0001$, $R^2 = 0,95$). Resultante desse ajuste, a densidade relativa calculada é estatisticamente igual, pelo Teste T, a medida ($P = 0,98$).

O nível de significância da função da resistência à penetração (Equação 19) é semelhante ao da densidade do solo máxima, porém o coeficiente de determinação é menor ($R^2 = 0,56$). A relação de valores observados e calculados, esses diferem estatisticamente pelo Teste T, com $P = 0,596$.

Para determinar o IHO, são necessárias quatro funções de pedotransferência. A capacidade de campo (Equação 23, $P = 0,0001$, $R^2 = 0,69$), ponto de murcha permanente (Equação 24, $P = 0,0001$, $R^2 = 0,937$), teor de água na porosidade de aeração de $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (Equação 25, $R^2 = 1$), além da resistência a penetração (Equação 19).

O Índice S, não foi possível determinar uma função de pedotransferência, pois uma regressão múltipla desse índice com as propriedades do solo não foi significativa.

Seguindo os passos para desenvolver funções de pedotransferência, conforme Budiman et al. (2003), as funções de pedotransferência já disponíveis na literatura não obtiveram bons ajustes aos dados obtidos nos solos estudados. Isso devido, provavelmente, por serem solos distintos. Portanto a utilização das funções de

pedotransferência apresentadas da literatura e avaliadas neste trabalho não são adequadas para os solos estudados.

A partir das funções de pedotransferência criadas, Budiman et al. (2003) afirmam que, devem-se utilizar as de menor variância, além disso, deveria ser utilizada a função com menor probabilidade de erro. Dessa forma, a função que apresenta a menor probabilidade de erro é a função para determinar a densidade do solo máxima (Equação 15), necessária para calcular a densidade relativa do solo. Essa função utiliza dois preditores e três parâmetros, com alto nível de significância para a equação e para os parâmetros e o maior valor do coeficiente de determinação de todas as funções, exceto a Equação (25) que não possui variação dos dados.

Em segundo lugar, estaria a função de determinação da resistência mecânica do solo à penetração (Equação 19), com três preditores e quatro parâmetros. Essa equação, da mesma forma que a anterior, apresenta alto nível de significância para a equação e para os parâmetros. Porém, o valor do coeficiente de determinação é inferior ao da densidade máxima, $R^2 = 0,95$ para a densidade máxima e $R^2 = 0,56$ para a resistência à penetração.

A determinação do IHO por função de pedotransferência é o indicador que apresenta a maior incerteza, dos possíveis de determinar. O IHO necessita quatro funções, uma delas a função da resistência à penetração. As funções da capacidade de campo e ponto de murcha permanente apresentam nível de significância menores para alguns

parâmetros, altamente significativo para as equações. Com isso aumentando o grau de incerteza.

Dessa forma, pode-se afirmar que se deve utilizar como indicador da qualidade física do solo, de preferência, a densidade relativa do solo, com a utilização da função de pedotransferência, para calcular a densidade do solo máxima. Para isso é necessário coletar amostras de solo, para determinar os teores de argila e matéria orgânica, sem estrutura preservada, e densidade do solo, com estrutura preservada.

5 CONCLUSÕES

A hipótese levantada foi comprovada parcialmente, de que os solos sob plantio direto apresentam qualidade física distinta, mas contrariando a hipótese levantada, os indicadores de qualidade física do solo não apresentaram um mesmo comportamento para todos os perfis dos solos, em alguns casos apresentando resultados opostos.

A função de pedotransferência para densidade do solo máxima obteve ajuste adequado em função dos teores de argila e matéria orgânica.

O ajuste da função de pedotransferência para determinar a resistência à penetração, em função da densidade do solo, teor de água no solo e argila, foi adequado para valores de resistência inferiores a três MPa.

Os limites do intervalo hídrico ótimo podem ser determinados por funções de pedotransferência, como resistência mecânica do solo à penetração a partir da densidade do solo, teor de água no solo a base de volume e pelo teor de argila no solo, a capacidade de campo, utilizando-se a densidade do solo e o teor de argila, ponto de murcha permanente pelos teores de matéria orgânica, argila e silte e densidade do solo, porosidade de aeração pela densidade do solo.

O Índice S não apresentou ajuste satisfatório para funções de pedotransferência.

Pelos ajustes obtidos deve ser utilizada, de preferência, a função de pedotransferência para determinar a densidade relativa do solo,

em segundo lugar à resistência à penetração e em terceiro lugar o intervalo hídrico ótimo.

A densidade relativa do solo no campo é influenciada pelo teor de argila. Solos argilosos, sob plantio direto, apresentaram menor densidade relativa do que solos arenosos.

Para uma mesma densidade e teor de água no solo, a resistência mecânica do solo à penetração é influenciada de forma exponencial pelo teor de argila.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, C. X. de; CENTURION, J. F.; FREDDI, O. da S.; JORGE, R. F.; BARBOSA, J. C. Funções de pedotransferência para a curva de resistência do solo à penetração. *Revista Brasileira de ciência do Solo*. v. 32, n. 6, p. 2235 – 2243, 2008.

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

ARAÚJO, M. A.; TORMENA, C. A.; SILVA, A. P. Propriedades físicas de um latossolo vermelho distrófico cultivado e sob mata nativa. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v. 28, p. 337-345, 2004.

ARRUDA, F. B.; ZULLO JUNIOR, J.; OLIVEIRA, J. B. de. Parâmetros de solo para o cálculo da água disponível com base na textura do solo. *Revista brasileira de ciência do solo*, Campinas, v. 11, p. 11 – 15, 1987.

ASSIS, R. L. de; LANÇAS, K. P. Avaliação dos atributos físicos de um Nitossolo Vermelho distroférico sob sistema plantio direto, preparo convencional e mata nativa. *Revista Brasileira de Ciência de Solo*, Campinas, v. 29: p. 515-522, 2005.

BALASTREIRE, L.A. Máquinas agrícolas. São Paulo, Editora Malone, 307 p. 1987.

BAVER, L. D.; GARDNER, W. H.; GARDENER, W. R. *Física de suelos*. México: C.R.A.T. / A.I.D., 1973. 529p.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Dinâmica e função da matéria orgânica. In: SANTOS, G. A.; SILVA, L. S. Da; CANELLAS, L. P.; CAMARGO, F. A. O. (Eds.) *Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais*. Porto Alegre: Metropole, 2008. p. 7 – 18.

BELTRAME, L.F.S.; TAYLOR, J.C. Causas e efeito da compactação do solo. *Lavoura Arrozeira*, v. 33, p. 59-62, 1980.

BENJAMIN, J. G.; NIELSEN, D. C.; VIGIL, M. F. Quantifying effects of soil conditions on plant growth and crop production. *Geoderma*, v. 116, p. 137 – 148, 2003.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F. Efeito do conteúdo de água e da compactação do solo na produção de soja. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 38, n. 7, p. 849 – 856, jul. 2003.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F. Compactação e adubação na produtividade da soja. In: Reunião Brasileira de Manejo e Conservação do Solo e da Água, 15, 2004, Santa Maria. *Resumos expandidos*. Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria, 2004a. CD-ROM.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F. Matéria seca e altura de plantas de soja e arroz em função do grau de compactação e do teor de água de dois Latossolos. *Engenharia Agrícola*, Jaboticabal, v. 24, n. 1, p.142-149, jan./abr. 2004b.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F. Resistência à penetração em Latossolos: valor limitante à produtividade de arroz de sequeiro. *Ciência Rural*, Santa Maria, v. 34, n. 6, p. 1793-1800, nov-dez, 2004c.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F.; da SILVA, A. P. da; ROQUE, C. G.; FERRAZ, M. V. Compactação do solo e intervalo hídrico ótimo na produtividade de arroz de sequeiro. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.39, n.6, p.575-580, jun. 2004.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F.; ROQUE, C. G.; FERRAZ, M. V. Densidade relativa ótima de Latossolos Vermelhos para a produção de soja. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v. 29, p. 843 – 849, 2005a.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F.; SILVA, A. P. Soil resistance to penetration and least limiting water range for soybean yield in a

Haplustox from Brazil. *Brazilian Archiver of Biology and Technology*, v. 48, n. 6, p. 863 – 871, 2005b.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F.; da SILVA, A. P.; BARBOSA, J. C. Intervalo hídrico ótimo e produtividade de cultivares de soja. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 10, n. 3, p. 639 – 645, 2006.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F.; CENTURION, M. A. P. DA C.; LEONEL, C. L. SÃO JOÃO, A. DE C. G.; FREDDI, O. DA S. Intervalo hídrico ótimo no monitoramento da compactação e da qualidade física de um Latossolo Vermelho cultivado com soja. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 31, p. 1223 – 1232, 2007.

BOLLER, W. Avaliação de diferentes sistemas de manejo do solo visando à implantação da cultura do feijão. Botucatu, 1996. 272p. Tese (Doutorado em Energia na Agricultura) – Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita Filho”.

BORDIN, I.; NEVES, S. V. J.; FRANCIÓ Filho, P.; PRETI, E. A.; CARDOSO, C. Crescimento de milheto e guandu, desempenho de plantas cítricas e propriedades físicas do solo escarificado em um pomar. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 32, p.1409-1418, 2008.

BORGES, E. N.; LONBARDINETO, F.; CORRÊA, G. F.; BORGES, E. V. S. Alterações físicas introduzidas por diferentes níveis de compactação em Latossolo Vermelho escuro textura média. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 34, n. 9, p. 1663 – 1667, set. 1999.

BOUMA, J. Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Advances in Soil Science*, New York, v. 9, p. 177-213, 1989.

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. *The nature and properties of soils*. Prentice Hall, 14th ed. 2008. 965 p.

BRAIDA, J. A. *Matéria orgânica e resíduos vegetais na superfície do solo e suas relações com o comportamento mecânico do solo sob plantio*

direto. 2004. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) UFSM. Santa Maria, 2004.

BRAIDA, J. A.; REICHERT, J. M.; VEIGA, M.; REINERT, D. J. Resíduos vegetais na superfície e carbono orgânico do solo e suas relações com a densidade máxima obtida no ensaio de Proctor. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 30, p. 605 – 614, 2006.

BRASIL. Ministério da Agricultura. Departamento Nacional de Pesquisa Agropecuária. Divisão pedológica. *Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Rio Grande do Sul*. Recife, 1973. 431 p. (DNPEA, Boletim técnico, 30).

BRUAND, A. e TESSIER, D. Water retention properties of the clay in soils developed on clayey sediments: significance of parent material and soil history. *European Journal of Soil Science*, v. 51, p. 679 – 688, dez. 2000.

BUDIMAN, M.; MC BRATNEY A. B.; MENDONÇA-SANTOS, M. de L.; SANTOS H. G. dos. *Revisão sobre funções de pedotransferência (PTFs) e novos métodos de predição de classes e atributos do solo*. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2003. 50 p. (Embrapa Solos. Documentos; n. 45).

BUENO, B. S.; VILAR, O. M. *Mecânica dos solos*. São Carlos: USP, EESC, 1998, v. 1, 131p.

BUSSCHER, W.J. Adjustment of flat-tipped penetrometer resistance data to a common water content. *Transactions of ASAE*, v. 33, p. 519-24, 1990.

CAMARA, R. K.; KLEIN, V. A. Escarificação em plantio direto como técnica de conservação do solo e da água. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 29, p. 789-796, 2005.

CAMARGO, O. A. de; ALLEONI, L. R. F. *Compactação do solo e o desenvolvimento das plantas*. Piracicaba: Camargo e Alleoni, 1997.

CARTER, M. R. Relative measures of soil bulk density to characterize compaction in tillage studies on fine sandy loams. *Canadian Journal of Soil Science*. v. 70, p. 425 – 433, 1990.

CAVALIERI, K. M. V.; TORMENA, C. A.; VIDIGAL FILHO, P. S.; GONÇALVES, A. C. A.; da COSTA, A. C. S. Efeitos de sistemas de preparo nas propriedades físicas de um Latossolo Vermelho distrófico. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 30, p. 137 – 147, 2006.

COLLARES, G. L.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; KAISER, D. R. Qualidade física do solo na produtividade do feijoeiro num Argissolo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. v. 41, n. 11, p. 1663 – 1674, 2006.

CORSINI, P. C.; FERRAUDO, A. S. Efeito de sistemas de cultivos na densidade e macroporosidade do solo e no desenvolvimento radicular do milho em Latossolo Roxo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 34, n. 2, p. 289 – 298, fev. 1999.

COSTA, F. de S. ALBUQUERQUE, J. A.; BAYER, C.; FONTOURA, S. M. V.; WOBETO, C. Propriedades físicas de um Latossolo Bruno afetadas pelos sistemas plantio direto e preparo convencional. *Revista Brasileira de Ciência de Solo*, Campinas, v. 27, p. 527-535, 2003.

COSTA, F. de S.; BAYER, C.; ALBUQUERQUE, J. A. FONTOURA S. M. V. Aumento de matéria orgânica num Latossolo Bruno em plantio direto. *Ciência Rural*, Santa Maria: v.34, n.2, p.587-589, mar-abr, 2004.

DECAGON DEVICES. *Operator's manual version 1.3 WP4 dewpointmeter*. USA, Decagon devices. 66 p. 2003.

DENARDIN, J. E.; KOCHHANN, R. A.; FLORES, C. A.; FERREIRA, T. N.; CASSOL, E. A. MONDARDO, A.; SCHWARZ, R. A. Agricultura conservacionista – sistema plantio direto. In: _____ *Manejo de enxurrada em sistema plantio direto*. Porto Alegre: Fórum Estadual de Solo e Água, 2005a. p. 19 – 21.

DENARDIN, J. E.; KOCHHANN, R. A.; FLORES, C. A.; FERREIRA, T. N.; CASSOL, E. A. MONDARDO, A.; SCHWARZ, R. A. Evolução do sistema plantio direto no Rio Grande do Sul. In: _____ *Manejo de enxurrada em sistema plantio direto*. Porto Alegre: Fórum Estadual de Solo e Água, 2005b. p. 23 – 36.

DEXTER, A. R. Soil physical quality: Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*. v. 120, p. 201 – 214, 2004a.

DEXTER, A. R. Soil physical quality: Part II. Friability, tillage, till and hard-setting. *Geoderma*. v. 120, p. 215 – 225, 2004b.

DEXTER, A. R. Soil physical quality: Part III. Unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S-theory. *Geoderma*. v. 120, p. 227 – 239, 2004c.

DEXTER, A. R.; CZYZ, E. A. Applications of S-Theory in the study of soil physical degradation and its consequences. *Land Degradation & development*, 2007.

DIAS JUNIOR, M. de S. Compactação do solo. *Tópicos em ciência do solo*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.1, p. 55 – 94, 2000.

DIAS JUNIOR, M. De S; MIRANDA, E. E. V. de. Comportamento da curva de compactação de cinco solos da região de Lavras (MG). *Ciência Agrotecnica*, Lavras. v.24. n. 2, p.337-346. 2000.

DOURADO NETO, D.; JONG VAN LIER, Q. de; BOTREL, T. A.; LIBARDI, P. L. Programa para confecção da curva de retenção de água no solo utilizando o modelo de van Genuchten. *Engenharia Rural*. v. 1, p. 92-102, 1990.

ELBANNA, E. B.; WITNEY, N. D. Cone penetration resistance equation as a function of the clay ratio, soil moisture content and specific weight. *Journal of Terramechanics*, v. 24, n. 1, p. 41 – 56, 1987.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. *Manual de métodos de análise de solo*. 2ª ed. Rio de Janeiro. 1997. 212p.

FERRERAS, L. A.; BATTISTA, J. J. de; AUSILIO, A.; PECORARI, C. Parâmetros físicos del suelo en condiciones no perturbadas y bajo laboro. *Pesquisa Agropecuaria Brasileira*. Brasília, v. 36, n. 1, p. 161 – 170, 2001.

FOLONI, J. S. S.; CALONEGO, J. C.; LIMA, S. L. de. Efeito da compactação do solo no desenvolvimento aéreo e radicular de cultivares de milho. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. Brasília, v. 38, n. 8, p. 947-953, ago. 2003.

FRANZLUEBBERS, A.J. Water infiltration and soil structure related to organic matter and its stratification with depth. *Soil & Tillage Research*, v. 66, p. 197–205, 2002.

FREDDI, O. da S.; CENTURION, J. F.; BEUTLER, A. N.; ARATANI, R. G.; LEONEL, C. L.; SILVA, A. P. da. Compactação do solo e intervalo hídrico ótimo no crescimento e na produtividade da cultura do milho. *Bragantia*, Campinas, v.66, n.3, p.477-486, 2007.

FREIXO, A. A. *Caracterização da matéria orgânica de latossolos sob diferentes sistemas de cultivo através de fracionamento físico e espectroscopia de infravermelho*. 2000. Dissertação (Mestrado em Agronomia) UFRJ, Rio de Janeiro, 2000. 86 p.

GIASSON, E. Introdução ao estudo dos solos. In: MEURER, E. J. (Ed.) *Fundamentos de química do solo*. 3 ed. Porto Alegre: Evangraf, 2006. p. 11 – 29.

GUPTA, S. C.; LARSON, W. E. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *American Geophysical Union*, v. 15, n. 6, p. 1633 – 1635, 1979.

HAKANSSON, I. A method for characterizing the state of compactness of the plough layer. *Soil & Tillage Research*. v. 16, p. 105 – 120, 1990.

HALL, D. G. M.; REEVE, M. J.; THOMASSON, A. J.; WRIGHT, V. F. *Water retention, porosity and density of field soils*. Harpenden: Soil Survy, 1977. 75p. (Technical Monograph, 9).

HILLEL, D. *Solo e água: fenômenos e princípios físicos*. Porto Alegre: UFRGS, 1970. 231p.

HILLEL, D. *Fundamentals of soil physics*. New York: Academic press, 1980. 213 p.

IMHOFF, S.; SILVA, A. P. da; TORMENA, C. A. Aplicações da curva de resistência no controle da qualidade de um solo sob pastagem. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 35, n. 7, p. 1493 – 1500, jul. 2000.

INDA JR., A. V.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C. Composição da fase sólida mineral do solo. In: MEURER, E. J. *Fundamentos de química do solo*. 3. ed. Porto Alegre: Evagraf, 2006. p. 31 – 61.

JONES, A. J. *Soil compaction tips*. IANR. Nebraska Cooperative Extension. University of Nebraska-Lincoln, 1995.

KARLEN, D. L.; MAUSBACH, M. J.; DORAN, J. W.; CLINE, R. G.; HARRIS, R. F.; SCHUMAN, G. E. Soil quality: a concept, definition, and framework for evaluation. *Soil Science Society American Journal*, v. 61, p. 4 – 10, 1997.

KARLEN, D. L.; ANDREWS, S. S.; DORAN, J. W. Soil quality: current concepts and applications. *Advances in agronomy*, v. 74, p. 1 – 40, 2001.

KARLEN, D. L.; DITZLER, C. A.; ANDREWS, S. S. Soil quality: why and how? *Geoderma*, v. 114, p. 145 – 156, 2003.

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

KLEIN, V. A. *Propriedades físico-hídrico-mecânicas de um Latossolo Roxo, sob diferentes sistemas de uso e manejo*. 1998. Tese (Doutorado em solos e nutrição de plantas) – ESALQ – USP. Piracicaba, 1998. 150p.

KLEIN, V. A.; MASSING, J. P.; CAMARA, R. K.; BIASUZ Jr., I. J.; SIMON, M. A. Densidade máxima e relativa de solos sob plantio direto. In: Reunião Brasileira de Manejo e Conservação do Solo e da Água, 15, Santa Maria, 2004. Resumos expandidos. Santa Maria: UFSM, 2004. CD-ROM.

KLEIN, V. A. Densidade relativa – um indicador da qualidade física de um Latossolo Vermelho. *Revista de Ciências Agroveterinárias*, v. 5, p. 26 – 32, 2006.

KLEIN, V. A.; CAMARA, R. K. Rendimento da soja e intervalo hídrico ótimo em Latossolo Vermelho sob plantio direto escarificado. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 31, p. 221 – 227, 2007.

KLEIN, V. A. *Física do solo*. Passo Fundo: ed. Universidade de Passo Fundo, 2008. 212 p.

KLEIN, V. A.; VIEIRA, M. L.; DURIGON, F. F.; MASSING, J. P.; FÁVERO, F. Porosidade de aeração de um Latossolo Vermelho e rendimento de trigo em plantio direto escarificado. *Ciência Rural*, v.38, n.2, mar-abr, 2008.

KRZIC, M.; BULMER, C.; TESTE, F.; RAHMAN, S.; DAMPIER, L. Relative measure of bulk density to characterize compaction of forest soils caused by harvest. Final Report (R2003-0219) UBC – Vancouver, 2003.45p.

LETEY, J. Relationship between soil physical properties and crop productions. *Advances in Soil Science*, v. 1, p. 277 – 294, 1985.

LIBARDI, P. L. *Dinâmica da água no solo*. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2005, 335p.

LIPIEC, J.; HAKANSSON, I.; TARKIEWICZ, S.; KOSSOWSKI, J. Soil physical properties and growth of spring barley as related to the degree of compactness of two soils. *Soil e Tillage Research*, v. 19, p. 307 – 317, 1991.

MAGALHÃES, P.S.G. Interação máquina – solo. In.: CORTEZ, L.A.B.; MAGALHÃES, P.S.G. (Org.). *Introdução a engenharia agrícola*. 2 ed. Campinas: UNICAMP, 1993, v. 1, 191-204 p.

MARCOLIN, C. D.; KLEIN, V.A.; BIASUZ JUNIOR, I. J.; SIMON, M. A. Efeito de restos culturais sobre a superfície do solo na compactação do solo. In: Reunião Brasileira de Manejo e Conservação do Solo e da Água, 15, 2004, Santa Maria. *Resumos expandidos*. Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria, 2004. CD-ROM.

MESQUITA, M. da G. B. de F.; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. *Ciência Rural*, Santa Maria, v. 34, n. 3, mai-jun, 2004.

MICHELON, C. J. *Qualidade física dos solos irrigados do Rio Grande do Sul e do Brasil Central*. 2005. Dissertação (Mestrado em ciência do solo) UFSM. Santa Maria, 2005. 92p.

MICHELON, C. J.; CARLESSO, R.; PETRY, M. T.; MELO, G. L.; SPOHR, R. B.; ANDRADE, J. G. de. Qualidade física dos solos irrigados de algumas regiões do Brasil Central. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.13, n.1 Campina Grande jan./fev. 2009.

MÜLLER, M. M. L.; CECCON, G.; ROSOLEM, C. A. Influencia da compactação do solo em subsuperfície sobre o crescimento aéreo e radicular de plantas de adubação de inverno. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 25, p. 531 – 538, 2001.

NHANTUMBO, A. B. J. C.; CAMBULE, A. H. Bulk density by Proctor test as a function of texture for agricultural soils in Maputo province of Mozambique, *Soil Tillage Res.*, 87: 231 – 239, 2006.

NOGUEIRA, J. B. *Mecânica dos solos: ensaios de laboratório*. São Carlos: USP, EESC, 1998. 248p.

OLIVEIRA, F. H. T.; NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V. H.; CANTARUTTI, R.B.; BARROS, N. F. Fertilidade do solo no sistema plantio direto. *Tópicos em Ciência do Solo*, v. 2, p. 393 – 486, 2002.

ORELLANA, J. A; PILATTI, M. GRENON, D. A. Soil quality: an approach to physical state assessment. *Journal Sust. Agriculture*. v. 9, p. 91-107, 1997.

PERAZA, J. E. S. *Retenção de água e pedotransferência para solos do Rio Grande do Sul*. 2003. Dissertação (Mestrado em ciência do solo) UFSM. Santa Maria, 2003. 117 p.

PEREIRA, J. O.; SIQUEIRA, J. A. C.; URIBE-OPAZO, M. A.; SILVA, S. de L. Resistência do solo à penetração em função do sistema de cultivo e teor de água do solo. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande, v. 6, n. 1, p. 171-174, 2002.

PRADO, R. de M.; ROQUE, C. G.; SOUZA, Z. M. de. Sistemas de preparo e resistência à penetração e densidade de um Latossolo Vermelho eutrófico em cultivo intensivo e pousio. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 37, n. 12, p. 1795-1801, dez. 2002.

RAGHAVAN, G.S.V.; MCKYES, E.; CHASSÉ, M. Effect of wheel slip on soil compaction. *Journal Agricultural Engineering Research*, v.22, p.79-83, 1977.

RALISCH, R. et al. Avaliação de um solo argiloso sob PD de uma escarificação na evolução da resistência a penetração. In: Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, 30, 2001, Foz do Iguaçu. *Resumo Expandido...* Foz do Iguaçu, 2001. CD-RUM.

RAWLS, W. J.; PACHEPSKY, Y. A.; RITCHIE, J. C.; SOBECKI, T. M.; BLOODWORTH, H. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma*, v. 116, 2003, p. 61 – 76.

REICHARDT, K. Capacidade de campo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v. 12, p. 211 – 216, 1988.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. *Solo, planta e atmosfera: conceito, processo e aplicações*. Barueri: Manole, 2004, 478 p.

REICHERT, J. M.; REINERT, D. J.; BRAIDA, J. A. Qualidade dos solos e sustentabilidade de sistemas agrícolas. *Ciência & Ambiente*, v. 27, p. 29 – 48, jul. / dez. 2003.

REINERT, D. J.; ALBUQUERQUE, J. A.; REICHERT, J. M.; AITA, C.; ANDRADA, M. M. C. Limites críticos de densidade do solo para o crescimento de raízes de plantas de cobertura em Argissolo Vermelho. *Revista Brasileira de Ciência de Solo*, v. 32, p. 1805 – 1816, 2008.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. *Pedologia, base para distinção de ambientes*. 5 ed. Lavras: Editora UFLA, 2007. 322 p.

RIBON, A. A. e TAVARES FILHO, J. Models for the estimation of the physical quality of a Yellow Red Latosol (Oxisol) under pasture. *Brazilian arch. of biologic technology*, v. 47, n. 1, p. 25-31, mar. 2004.

RIBON, A. A.; TAVARES FILHO, J. Estimativa da resistência mecânica à penetração de um Latossolo Vermelho sob cultura perene no norte do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.32 n.5 Viçosa set./out. 2008.

ROSOLEM, C.A.; FERNANDES, E. M.; ANDREOTTI, M.; CRUSCIOL, C. A. C. Crescimento radicular de plântula de milho afetado pela resistência à penetração. *Revista Agropecuária Brasileira*, v. 34, n. 5, p.821-828, 1999.

RUIZ, V. H. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (silte + argila). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 29, p. 297 - 300, 2005.

SANTOS, G. A. dos; DIAS JUNIOR, M. de S.; GUIMARÃES, P. T. G.; FURTININETO, A. E. Diferentes graus de compactação e fornecimento de fósforo influenciando no crescimento de plantas de milho (*Zea mays* L.) cultivadas em solos distintos. *Ciência Agrotécnica*, Lavras, v. 29, n. 4, p. 740 – 752, jul. - ago., 2005.

SANTOS, H. G. dos; OLIVEIRA, J. B. de; ANJOS, L. H. C. dos; JACOMINE, P. K. T.; CUNHA, T. J. F.; OLIVEIRA, V. A. de; COELHO, M. R.; LUMBRELAS, J. F. (Ed. Téc.) *Sistema brasileiro de classificação de solos*. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306 p.

SAS INSTITUTE. SAS/STAT procedure guide for personal computers. 5.ed. Cary, 1996. 1686p.

SCHNEIDER, P.; KLAMT, E.; GIASSON, E. *Morfologia do solo: subsídios para caracterização e interpretação de solos a campo*. Guaíba: Agrolivros, 2007. 72 p.

SILVA, A. P. da; LIBARDI, P. L.; CAMARGO, O. A. Influência da compactação nas propriedades físicas de dois Latossolos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 10, p. 91 – 95, 1986.

SILVA, M. L. N.; CURI, N.; BLANCANEAU, P. Sistemas de manejo e qualidade estrutural de Latossolo Roxo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 35, n. 12, p. 2485 – 2492, dez. 2000.

SILVA, V. R. da; REICHERT, J. M.; REINERT, D. J. Variabilidade espacial da resistência do solo à penetração em plantio direto. *Ciência Rural*, Santa Maria, v. 34, n. 2, mar-abr, 2004.

SILVA, L. S.; CAMARGO, F. A. O.; CERETTA, C. A. Composição da fase sólida orgânica do solo. In: MEURER, E. J. (Ed.) *Fundamentos de química do solo*. 3 ed. Porto Alegre: Evangraf, 2006. p. 63 – 90.

SILVA, A. P. da; TORMENA, C. A.; FIDALSKI, J.; IMHOFF, S. Funções de pedotransferência para as curvas de retenção de água e de

resistência do solo à penetração. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 32, n. 1, p. 1 – 10, 2008.

SILVEIRA, P. M. da; CUNHA, A. A. da. Variabilidade de micronutrientes, matéria orgânica e argila de um Latossolo submetido a sistemas de preparo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 37, n. 9, p. 1325 – 1332, set. 2002.

SOJKA, R. E.; UPCHURCH, D. R. Reservations regarding the soil quality concept. *Soil Science Society of America Journal*, v. 63, n. 5, p. 1039 – 1054, 1999.

SOUZA, Z.M.; ALVES, M.C. Influência de usos e manejos na densidade do solo, porosidade e resistência à penetração em um Latossolo Vermelho-Escuro de cerrado. In: Congresso Brasileira de Engenharia Agrícola, 29, 2000, Fortaleza. *Resumos expandidos*. Fortaleza: SBEA, 2000. CD-ROM.

SOUZA, Z. M de; BEUTLER, A. N.; MELO, V. P.; MELO, W. J. de. Estabilidade de agregados e resistência à penetração em Latossolos adubados por cinco anos com biofóssido. *Revista Brasileira de Ciência de Solo*, Campinas, v. 29, p. 117-123, 2005.

SPERA, S. T.; CARVALHO, A. M.; MOURA, L. L.; REATTO, A. Efeito de plantas de cobertura e de sistemas de manejo de solo na capacidade de retenção de água e na microporosidade, em Latossolo Vermelho – Amarelo. In: reunião Brasileira de Manejo e Conservação do Solo e da água, 13, 2000, Ilhéus, *Resumo expandido*, Ilhéus: SBCS, 2000, CD – Rom.

STONE, L. F.; da SILVEIRA, P. M. Efeito do sistema de preparo na compactação do solo, disponibilidade hídrica e comportamento do feijoeiro. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v. 34, n. 1, p. 83 – 91, jan. 1999.

STRECK, C. A.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; HORN, R. Relações do parâmetro S para algumas propriedades físicas de solos do

sul do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. v. 32, p. 2603 – 2612, 2008a. Número Especial.

STRECK, E. V.; KÄMPF, N.; DALMOLIN, R. S. D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C. do; SCHNEIDER, P.; GIASSON, E.; PINTO, L. F. S. *Solos do Rio Grande do Sul*. 2 ed. Porto Alegre: EMATER/RS - ASCAR, 2008b. 222 p.

TAYLOR, H. M.; RATLIFF, L. F. Root elongation rate of cotton and peanuts as a function of soil strength and soil water content. *Soil Science*, v. 108, n. 2, p. 113 – 119, 1969.

TEDESCO, M. J.; GIANELLO, C.; BISSANI, C. A.; BOHEN, H.; VOLRWEIS, S. J. *Análise de solo, plantas e outros materiais*. 2. ed. Porto Alegre: Departamento de solos – UFRGS, 1995. 174 p.

TOGNON, A. A., DEMATTE, J. L. I. e DEMATTE, J. A. M. Teor e distribuição da matéria orgânica em Latossolos das regiões da floresta amazônica e dos cerrados do Brasil central. *Sci. agric.*, 1998, v. 55, n. 3, p. 343-354.

TORMENA, C. A.; SILVA, A. P. da; LIBARDI, P. L. Caracterização do intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Roxo sob plantio direto. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v. 22, p. 573 – 581, 1998.

TORMENA, C. A.; SILVA, A. P.; GONÇALVES, A. C. A.; FOLEGATTI, M. V. Intervalo ótimo de potencial da água no solo: um conceito para avaliação da qualidade física do solo e manejo da água na agricultura irrigada. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande, v. 3, n. 3, p. 286-292, 1999.

TORMENA, C. A.; da SILVA, A. P. Avaliação da qualidade física de um solo utilizando o parâmetro S. In: Reunião Brasileira de Manejo e Conservação do Solo e da Água, 15, 2004, Santa Maria. *Resumos expandidos*. Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria, 2004. CD-ROM.

TORMENA, C. A.; SILVA, A. P. DA; IMHOFF, S. D. C.; DEXTER, A. R. Quantification of the soil physical quality of a tropical oxisol using the s index. *Scientia Agrícola*, v.65, n.1, p.56-60, January – February 2008.

TORRES, E.; ALMEIDA, A. M. R.; SARAIVA, O.F.; HENNING, A. A.; FRANCHINI, J. C.; GALERANI, P. R.; FERREIRA, L. P. *Morte de plântulas de soja provocada pelo excesso de umidade e falta de aeração do solo*. Londrina: Embrapa Soja, 2004. 31 p. (Documento 239).

TORRES, E.; SARAIVA, O. F. *Camadas de impedimento mecânico do solo em sistemas agrícolas com a soja*. Londrina: Embrapa Soja, 1999. 58p. (Embrapa Soja. Circular Técnica, 23).

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal*. Madison, v. 44, p. 892 – 898, 1980.

VARGAS, M. *Introdução à mecânica dos solos*. São Paulo, USP, 1977. 509 p.

VIZZOTTO, V. R.; MARCHEZAN, E.; SEGABINAZZI, T. Efeito do pisoteio em algumas propriedades físicas do solo de várzea. *Ciência Rural*, Santa Maria, v. 30, n. 6, p. 965 – 969, 2000.