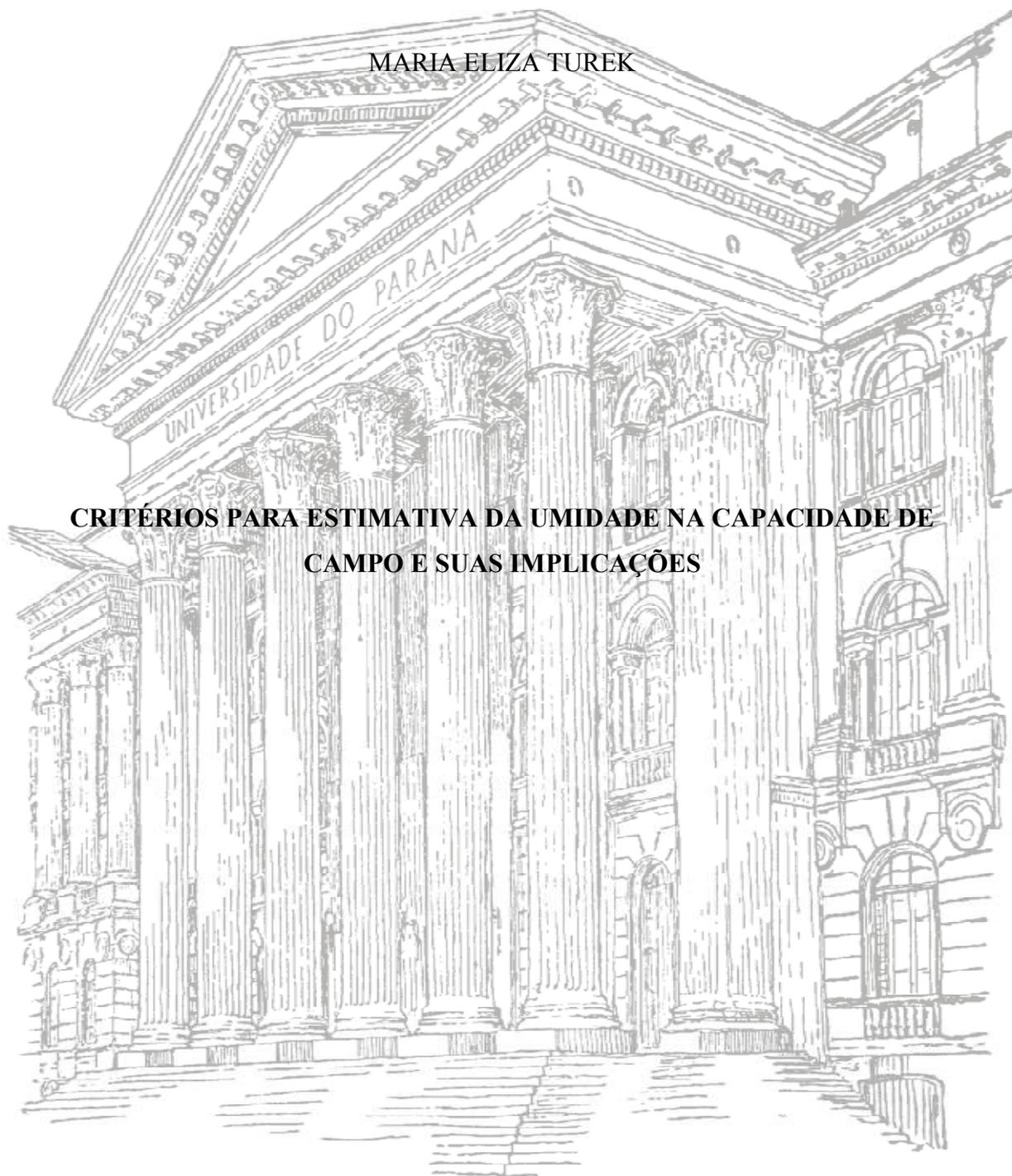


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MARIA ELIZA TUREK



**CRITÉRIOS PARA ESTIMATIVA DA UMIDADE NA CAPACIDADE DE
CAMPO E SUAS IMPLICAÇÕES**

CURITIBA

2017

MARIA ELIZA TUREK

**CRITÉRIOS PARA ESTIMATIVA DA UMIDADE NA CAPACIDADE DE
CAMPO E SUAS IMPLICAÇÕES**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental, no Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Setor de Tecnologia, da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. D.Sc. Robson André Armindo

CURITIBA

2017

T934c

Turek, Maria Eliza

Crêterios para estimativa da umidade na capacidade de campo e suas implica es / Maria Eliza
Turek. – Curitiba, 2017.
58 f. : il. color. ; 30 cm.

Disserta o - Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-
Gradua o em Engenharia Ambiental, 2017.

Orientador: Robson André Armindo.

1. Umidade do solo. 2. Evapotranspira o. 3. Fun o de pedotransferência. I. Universidade
Federal do Paraná. II. Armindo, Robson André. III. Título.

CDD: 628



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
Setor TECNOLOGIA
Programa de Pós Graduação em ENGENHARIA AMBIENTAL
Código CAPES: 40001016075P3

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em ENGENHARIA AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **MARIA ELIZA TUREK**, intitulada: "**CRITÉRIOS PARA ESTIMATIVA DA UMIDADE NA CAPACIDADE DE CAMPO E SUAS IMPLICAÇÕES**", após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiadd, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 11 de Setembro de 2017.

ROBSON ANDRÉ ARMINDO
Presidente da Banca Examinadora (UFPR)

NELSON LUÍS DA COSTA DIAS
Avaliador Interno (UFPR)

QUIRIJN DE JONG VAN LIER
Avaliador Externo (USP/CENA)

OLE WENDROTH
Avaliador Externo (UK)

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador professor Robson André Armindo pela dedicação, incentivo e pelas incansáveis correções neste trabalho. Agradeço também pela confiança concedida ao oferecer novas oportunidades e desafios, que me permitiram crescimento profissional e pessoal.

Ao professor Ole Wendroth pela colaboração com o projeto e disponibilização de dados essenciais à realização desse trabalho.

Aos professores Nelson Luís da Costa Dias, Maurício Felga Gobbi e Irani dos Santos pela disponibilidade em participar da avaliação e construção desse trabalho.

A todos os professores que contribuíram nessa etapa de formação, pelo conhecimento compartilhado.

À secretaria e à coordenação do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental pelo suporte e eficiência na solução dos assuntos de ordem burocrática.

À Universidade Federal do Paraná pela oportunidade concedida, pela disponibilidade de infraestrutura e pelo suporte no âmbito acadêmico.

À CAPES pelo apoio financeiro.

À minha família pelas lições de princípios e valores que me fizeram chegar até aqui. Também pelo apoio incondicional, carinho, compreensão da ausência e pela motivação nos momentos de desconsolo.

A toda essa energia superior que alenta a vida.

...

Могут даже у ребят
Сбыться все желания,
Нужно только, говорят,
Приложить старания.

...

С. Михалков

RESUMO

O conhecimento da umidade na capacidade de campo (θ_{cc}) é crucial em alguns modelos da dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera, auxiliando na prevenção de problemas ambientais como a lixiviação de fertilizantes e agroquímicos para o lençol freático e desperdício de recursos hídricos. Uma vez que a medida da θ_{cc} *in situ* demanda tempo e recursos, critérios de estimativa são utilizados, sendo que alguns deles foram analisados em relação ao comportamento da retenção de água, aeração do solo, evapotranspiração e produtividade. Adicionalmente, avaliou-se uma função de pedotransferência (PTF) textural em relação aos outros critérios mais sofisticados. O estudo foi baseado em um banco de informações hidráulicas de solos de clima tropical (Brasil) e temperado (Alemanha), sob diferentes usos. Os locais analisados incluem as cidades brasileiras de Araponga-MG, Choró-CE, Piracicaba-SP, Baraúna-RN e as regiões Alemãs de Kraatz e Harzegerode. Utilizaram-se para estimativa da θ_{cc} os critérios estáticos das umidades volumétricas nas tensões de 60, 100, 330 cm e no ponto de inflexão da curva de retenção (h_i), além do modelo de Assouline e Or (2014). Dentre os critérios dinâmicos foram avaliados os apresentados por Prevedello (1999), Andrade e Stone (2011), Twarakavi (2009) e Cong (2014). Para todos os solos, as maiores estimativas para θ_{cc} foram obtidas com o método do ponto de inflexão. Para os solos de clima tropical, os menores valores de θ_{cc} foram obtidos com θ_{330hPa} e para a maioria dos solos de clima temperado a menor estimativa ocorreu pelo método de Assouline e Or (2014). O desvio relativo entre as estimativas de θ_{cc} para um mesmo ponto variou de 7 a 54%. Os valores da capacidade de água disponível (CAD), porosidade drenável (AC) e evapotranspiração real (ETR) em cada solo analisado foram bastante sensíveis à variação da θ_{cc} , especialmente para os solos de clima tropical, em que a variabilidade dos atributos mostrou-se maior que nos solos de clima temperado. Considerando-se $\theta_{cc} = \theta_{330cm}$, na maioria dos solos a estimativa dada pela PTF esteve dentro do intervalo gerado pelos outros 9 modelos. Além disso, o modelo de simulação água-cultura AquaCrop foi utilizado para avaliar a influência do critério de capacidade de campo na previsão da produtividade de uma cultura hipotética. Em um cenário de baixa precipitação a produtividade aumentou em função do aumento da capacidade de campo. Já em um cenário de precipitação excessiva, a produtividade foi comprometida para um valor de θ_{cc} muito alto, uma vez que nessa condição a aeração do solo foi limitada.

Palavras chave: umidade do solo, evapotranspiração, função de pedotransferência, produtividade.

ABSTRACT

The soil water content at field capacity (θ_{fc}) is a crucial parameter in some models of soil-plant-water dynamics, supporting the prevention of environmental problems such as leaching of chemical substances to the water table and waste of water resources. Since the measurement of θ_{fc} in situ is labor-intensive, other approaches for its estimation have been proposed, and some of the most used were analyzed in this work, assessing their implications on soil water and air retention behavior as well as on evapotranspiration and crop yield. Additionally, a simple texture-based pedotransfer function (PTF) for θ_{fc} estimation was compared to the other evaluated methods. Six sites with several soil types and management practices from tropical (Brazil) and temperate (Germany) climates were used. θ_{fc} was then estimated based on the volumetric soil water content (θ) at some soil water tensions (h) of the following soil water retention curve (SWRC) points: 60, 100, and 330 cm, and also the inflection point (h_i). Moreover, models based on dynamic criterion proposed by Prevedello (1999), Andrade and Stone (2011), Twarakavi et al. (2009), Assouline and Or (2014), and Cong et al. (2014) were evaluated as well. Largest results of θ_{fc} were obtained for all evaluated soils when θ_i was presumed as θ_{fc} . Regarding the Brazilian sites, the lowest results of θ_{fc} were obtained with $\theta_{330\text{cm}}$. However, lowest results were derived using Assouline and Or's (2014) model for most German soils. Relative standard deviation between θ_{fc} estimates, based on nine approaches, ranged from 7 to 54%. Results of available water capacity, air capacity, and evapotranspiration were sensitive to θ_{fc} changes, especially for the studied Brazilian sites, which presented higher variability than German soils. On the other hand, the assessed simple-texture-based PTF generated $\theta_{330\text{cm}}$ estimates inside the range composed by the other nine model results. Besides, AquaCrop simulation model was used to observe θ_{fc} influence on crop yield by fixing all model parameters whereas θ_{fc} was the only varied parameter. The model was sensitive to θ_{fc} variation in a scenario of low rainfall, where the crop yield increased when θ_{fc} also increased. Considering a high rainfall rate, small yield for a large θ_{fc} scenario was found because air capacity was limited.

Key-words: soil moisture, evapotranspiration, pedotransfer function, crop yield.

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIÇÕES

BC	– Brooks & Corey (1964)	
VG	– Van Genuchten (1980)	
CRA	– Curva de retenção da água no solo	
PTF	– Função de pedotransferência	
c, λ	– Parâmetros de ajuste do modelo de BC	
α, n, m, l	– Parâmetros de ajuste do modelo de VG	
A, B	– Parâmetros do modelo de Saxton (1986)	
θ	– Umidade volumétrica da água no solo	$[L^3 L^{-3}]$
H	– Potencial hidráulico ou total da água no solo	[L]
$p_m/(\rho g)$	– Potencial matricial da água no solo	[L]
h	– Tensão matricial da água no solo	[L]
θ_{cc}	– Umidade volumétrica na capacidade de campo	$[L^3 L^{-3}]$
h_{cc}	– Tensão matricial na capacidade de campo	[L]
θ_{pmp}	– Umidade volumétrica no ponto de murchamento permanente	$[L^3 L^{-3}]$
$K(\theta)$	– Condutividade hidráulica do solo não saturado	$[L T^{-1}]$
Θ	– Saturação relativa	[–]
θ_r	– Umidade volumétrica residual	$[L^3 L^{-3}]$
θ_s	– Umidade volumétrica na saturação	$[L^3 L^{-3}]$
h_{ar}	– Tensão crítica de borbulhamento	[L]
p_m	– Pressão matricial	$[M L^{-1} T^{-2}]$
p_{ar}	– Pressão de borbulhamento	$[M L^{-1} T^{-2}]$
K_s	– Condutividade hidráulica do solo saturado	$[L T^{-1}]$
ϕ	– Porosidade total	$[L^3 L^{-3}]$
θ_i	– Umidade volumétrica no ponto de inflexão da CRA	$[L^3 L^{-3}]$
h_i	– Tensão matricial no ponto de inflexão da CRA	[L]
τ	– Taxa de drenagem	$[L T^{-1}]$
p	– Porcentagem da condutividade hidráulica do solo saturado	[–]
t_{cc}	– Tempo de drenagem para atingir a capacidade de campo	[T]
L	– Profundidade de molhamento	[L]
θ_0	– Umidade inicial na zona úmida	$[L^3 L^{-3}]$
$K(\theta_{cc})$	– Condutividade hidráulica na capacidade de campo	$[L T^{-1}]$
δ	– Taxa relativa de drenagem por unidade de tempo	$[T^{-1}]$
D	– Espessura da camada de solo	[L]
q_{cc}	– Densidade de fluxo na capacidade de campo	$[L T^{-1}]$
L_c	– Comprimento específico do solo	[L]
CAD	– Capacidade de água disponível	[L]
z	– Profundidade efetiva	[L]
AC	– Porosidade drenável	$[L^3 L^{-3}]$
ETR	– Evapotranspiração real	[L]
ETP	– Evapotranspiração potencial	[L]
Δ_r	– Desvio relativo	[–]
Y	– Produtividade	$[M L^2]$
CV	– Coeficiente de variação	[–]
R^2	– Coeficiente de correlação	[–]

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	9
2 REVISÃO DE LITERATURA	12
2.1 PROPRIEDADES HIDRÁULICAS DO SOLO	12
2.2 O CONCEITO DE CAPACIDADE DE CAMPO.....	14
2.3 ESTIMATIVA DA CAPACIDADE DE CAMPO	19
2.4 OBTENÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO IN SITU	20
2.5 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA CAPACIDADE DE CAMPO	21
2.6 APLICAÇÕES.....	29
2.6.1 Capacidade de água disponível (CAD).....	29
2.6.2 Porosidade drenável.....	30
2.6.3 Evapotranspiração.....	30
2.6.4 Modelos de simulação de produtividade – AquaCrop.....	31
3 MATERIAL E MÉTODOS	34
3.1 ÁREA DE ESTUDO E BANCO DE DADOS	34
3.2 AJUSTE DAS CURVAS DE RETENÇÃO DA ÁGUA NO SOLO.....	35
3.3 ESTIMATIVA DA UMIDADE NA CAPACIDADE DE CAMPO	36
3.4 CAPACIDADE DE ÁGUA DISPONÍVEL E POROSIDADE DRENÁVEL.....	36
3.5 ESTIMATIVA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL	37
3.6 SIMULAÇÕES AQUACROP	37
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	38
4.1 ESTIMATIVAS DE θ_{cc}	38
4.2 APLICAÇÃO – EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL (ETR), CAPACIDADE DE ÁGUA DISPONÍVEL (CAD) E POROSIDADE DRENÁVEL (AC).....	45
4.3 APLICAÇÃO – SIMULAÇÕES DE PRODUTIVIDADE.....	49
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	51
REFERÊNCIAS	52

1 INTRODUÇÃO

A medida de quanto o solo pode reter de água que será disponibilizada às plantas ou quanto ele permite que passe das camadas superiores para alimentação do lençol freático são exemplos da importância de se conhecer as forças que estão agindo na dinâmica da água no solo. Esse comportamento pode ser observado pela análise da umidade do solo, uma vez que próximo da saturação age a força gravitacional e, à medida que o solo seca, ganham importância as forças matriciais (capilares e de adsorção). Um dos grandes desafios de pesquisadores estudando fenômenos que envolvam o sistema solo-água-plantas é a definição do momento em que ocorre essa permuta de forças, essencial para a modelagem de muitos processos relacionados à dinâmica da água no solo.

Uma das primeiras propostas para responder a essa questão foi mostrada por Briggs e McLane (1910) que propuseram o conceito de “equivalente de umidade”, definido como a percentagem de água que um solo pode reter contra uma “força centrífuga” de 1000 vezes a “força da gravidade” aplicada por 30 minutos. Em 1931, Veihmeyer e Hendrickson, em complemento ao equivalente de umidade introduziram o conceito de capacidade de campo, num contexto de irrigação, definido como a quantidade de água retida no solo após o excesso de água ter sido drenado, isto é, quando a taxa de movimento descendente no solo decresce acentuadamente, o que ocorre, para solos permeáveis de estrutura e textura uniformes, dentro de 2 a 3 dias após uma chuva ou irrigação (TWARAKAVI *et al.*, 2009). Segundo esses autores, os solos podem continuar drenando lentamente por vários dias após a irrigação, mas esse movimento se mostrou menor do que a taxa de extração de água pela planta. Ainda, Veihmeyer e Hendrickson (1931) verificaram que o equivalente de umidade tem valor próximo à umidade na capacidade de campo (θ_{cc}) para solos de textura fina, mas difere em solos de textura mais grossa. Com o passar do tempo o conceito passou a ser amplamente utilizado, e definido sob outras perspectivas, como por exemplo, a quantidade de água que o solo é capaz de reter contra a ação de forças gravitacionais (SERRANO, 1997), o limite superior de disponibilidade de água para as plantas (ANDRADE e STONE, 2011; HORNE e SCOTTER, 2017; WHITE, 2006) e a umidade quando a condutividade hidráulica se torna desprezível em relação à máxima perda diária por evapotranspiração (LAIO *et al.* 2011). Ainda, segundo o Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA, 2005) a capacidade de campo é definida como

o conteúdo volumétrico de água remanescente em um perfil de solo dois ou três dias após o mesmo ter sido saturado, quando a drenagem interna se torna desprezível.

Além das particularidades de sua definição, o processo de medição da capacidade de campo *in situ* é trabalhoso e demanda, para alguns tipos de solo, bastante tempo. Assim, muitas metodologias têm sido propostas para a sua estimativa baseando-se em critérios estáticos ou dinâmicos, bem como na correlação com propriedades do solo de mais fácil obtenção. A prática mais comum consiste em atribuir θ_{cc} a algum potencial matricial pré-estabelecido, baseado em correlações entre as medidas de campo e as de laboratório (DE JONG VAN LIER e WENDROTH, 2015). Outras metodologias se baseiam na simulação dos processos de redistribuição da água no solo, como a utilização de um fluxo desprezível aplicado à equação de Darcy (1856), com gradiente hidráulico unitário (MEYER e GEE, 1999) ou a solução numérica da equação de Richards (1931), também com gradiente hidráulico unitário (CONG *et al.*, 2014). Uma maneira mais simples de aproximação também pode ser obtida por meio de funções de pedotransferência (PTF), que buscam correlacionar dados de fácil obtenção com outras propriedades de mais difícil determinação.

Independentemente da área de estudo, o conhecimento da capacidade de campo é de grande importância para a modelagem de diversos processos ambientais. Em modelos de “reservatório”, a capacidade de campo representa o limiar que controla os processos de geração de escoamento superficial e drenagem para fora da zona de raízes. Ou seja, quando o armazenamento no reservatório excede a capacidade de campo, esse excesso leva à geração de escoamento superficial ou escoamento superficial associado à drenagem (ROMANO *et al.*, 2011).

No manejo da irrigação, a capacidade de campo compõe a equação da água disponível para as plantas, representada pela diferença entre θ_{cc} e θ_{pmp} (umidade no ponto de murchamento permanente), sendo o conhecimento destas de crucial importância para a determinação da quantidade de água que será aplicada no cultivo, baseado na profundidade de interesse, a fim de elevar a umidade no solo até a capacidade de campo (KROES *et al.*, 2008). Em alguns estudos hidrológicos, a capacidade de campo é um importante parâmetro para modelagem da evaporação, infiltração, na estimativa da armazenagem de água no lençol freático, bem como para balanço de massa em geral (ROMANO *et al.*, 2011; YEH *et al.*, 2006). Em estudos hidrológicos, a capacidade de campo é utilizada como um valor de referência para o cálculo da absorção de água pela planta, além de ser utilizada na modelagem das perdas

por gravidade e do processo de secamento do solo (RODRIGUEZ-ITURBE *et al.*, 2001; LAIO *et al.*, 2001). Um modelo amplamente utilizado em que a capacidade de campo é utilizada como parâmetro é o AquaCrop, desenvolvido pela Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO) (RAES *et al.*, 2017). O modelo tem um ambiente amigável ao usuário e requer uma quantidade relativamente pequena de parâmetros explícitos e outras variáveis que podem ser obtidas de maneira direta (ABEDINPOUR *et al.*, 2002; KATERJI *et al.*, 2013; VANUYTRECHT *et al.*, 2014). Devido a esses aspectos, o modelo é indicado para utilização em regiões subdesenvolvidas ou com recursos limitados, em que dados de entrada extensivos podem não estar disponíveis (MHIZHA *et al.*, 2014). Além disso, o AquaCrop pode ser utilizado no planejamento e manejo da irrigação visando a segurança alimentar (VANUYTRECHT *et al.*, 2013).

Em avaliação feita a fim de subsidiar uma simplificação do modelo AquaCrop e torná-lo mais robusto, Vanuytrecht *et al.* (2013) realizaram uma análise global de sensibilidade para avaliar quais parâmetros do AquaCrop mais influenciavam na predição da produtividade sob diversas condições ambientais e de cultura. Eles encontraram que, apesar do modelo descrever a resposta da planta à água, alguns dos parâmetros mais influentes nas simulações estão relacionados somente às características do solo e das raízes. Além disso, alguns dos parâmetros com menor influência descrevem a resposta da planta ao estresse hídrico. A capacidade de campo, por estar diretamente ligada à água disponível e aeração, esteve entre os parâmetros com maiores sensibilidades total e individual. Assim, esse parâmetro não pode ser simplificado no modelo, sendo a inserção de valores irreais responsável por resultados errôneos.

Neste trabalho foram examinadas 9 metodologias para estimava da capacidade de campo, baseados em critérios estáticos e dinâmicos. Adicionalmente, uma PTF com base textural foi comparada aos demais 9 metodologias para a predição da capacidade de campo. A partir dos resultados, examinaram-se as diferenças ocasionadas por cada critério utilizado na avaliação da água disponível, na aeração do solo e na estimativa da evapotranspiração real. Ademais, verificou-se em que condições a escolha do critério de capacidade de campo pode ocasionar diferenças significativas na previsão da produtividade estimada por um modelo de crescimento de cultura.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 PROPRIEDADES HIDRÁULICAS DO SOLO

A dinâmica dos processos da água no solo está relacionada com a drenagem, a capacidade do solo em armazenar, esgotar e repor água e com o manejo eficiente desse recurso (RATLIFF *et al.*, 1983). Esses processos de drenagem e redistribuição da água no solo são objeto de interesse de muitas áreas, uma vez que eles influenciam na dinâmica de muitas atividades, tais como: crescimento e desenvolvimento das plantas, análise do ciclo hidrológico, controle de aterros, dentre outros. No caso da ciência do solo, por exemplo, há forte dependência entre o crescimento das espécies vegetais e a umidade do solo, sendo relevante o conhecimento da capacidade máxima de armazenamento do solo (GUPTA e LARSON, 1979; RICHARDS e WEAVER, 1944). Assim, a dinâmica da umidade no solo impacta significativamente a vegetação, bem como na adequação de várias espécies a determinadas condições de clima e solo (GUSWA *et al.*, 2002).

Os processos de fluxo da água no solo são dinâmicos e incluem sequências de umedecimento e secamento. Depois de uma chuva ou irrigação, a umidade do solo na zona do sistema radicular é elevada e água continua a percolar, aumentando a umidade de camadas mais profundas alimentadas pela frente de umedecimento. Segundo Romano e Santini (2002), cessada a infiltração (volume de água que atravessa a superfície do solo), começa a ocorrer o processo de redistribuição da água retida nos poros do solo devido à diferença de potenciais hidráulicos.

A maioria dos processos da dinâmica da água no solo ocorre em regime não saturado e transiente, e a modelagem do movimento de água pode ser descrita pela equação de Richards (1931), um modelo parabólico que representa o movimento de água na zona vadosa associada aos fluxos hidrológicos. A equação geral pode ser escrita, segundo Prevedello e Armindo (2015), como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x(\theta) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y(\theta) \frac{\partial H}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad (1)$$

em que θ é a umidade volumétrica do solo ($m^3 m^{-3}$), H ($z+p_m/\rho g$) é o potencial hidráulico no solo (m), $K_x(\theta)$, $K_y(\theta)$, $K_z(\theta)$ são as condutividades hidráulicas do solo não saturado nas direções x , y e z ($m s^{-1}$) e $p_m/(\rho g)$ é o potencial matricial da água no solo. A solução da equação (1) depende do conhecimento da variação do potencial

matricial (m) e da função condutividade hidráulica $[K(\theta)]$. Usualmente, o comportamento dessas variáveis é medido experimentalmente, e as suas funções não lineares são ajustadas aos dados. A dificuldade na modelagem da equação (1) ocorre por ela ser fortemente não linear, com dependência entre as funções condutividade hidráulica do solo não saturado $[K(\theta)]$ e potencial matricial $[p_m(\theta)/\rho g]$ com a umidade volumétrica do solo (θ), que é a incógnita do problema e varia no tempo e espaço (ROMANO *et al.*, 2011).

2.1.1 Retenção de água

Existem basicamente dois tipos de processos que influenciam na retenção de água no solo: no primeiro, a retenção ocorre nos microporos dos agregados e pode ser modelada como um fenômeno da capilaridade. No segundo, a retenção ocorre nas superfícies dos sólidos do solo, como filmes presos a eles, por meio da adsorção. As forças presentes nesses processos (forças capilares e forças de adsorção) são chamadas de forças matriciais, e dão origem ao potencial matricial do solo. Em geral, as duas não são analisadas separadamente, pois enquanto as capilares agem logo após o início do processo de drenagem de um solo saturado, as forças de adsorção passam a ganhar importância à medida que o solo vai secando (LIBARDI, 2005).

A representação dessas forças pode ser analisada por meio da variação da tensão matricial da água no solo. A descrição da variação da umidade em função da tensão matricial do solo pode ser expressa pela curva característica de retenção da água no solo, ou abreviadamente, curva de retenção (CRA). Existem vários modelos para a representação dessa relação, incluindo as equações de regressão não linear propostas por Gupta e Larson (1976), Brooks e Corey (1964) – BC – e Van Genuchten (1980) – VG, além de ajustes com polinômios ou outras funções que se adaptem adequadamente aos dados. Os modelos de BC e VG são alguns dos mais utilizados, e consistem de sistemas de equações para representação da CRA e de $K(\theta)$. Pela teoria de BC, em termos da saturação relativa (Θ), a representação das curvas pode ser ajustada por:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{h_{ar}}{h} \right]^\lambda; \quad h = |p_m/\rho g| \text{ e } h_{ar} = |p_{ar}/\rho g| \quad (2)$$

$$K(\Theta) = K_s \Theta^c \quad (3)$$

em que θ ($m^3 m^{-3}$) é a umidade atual do solo, θ_s ($m^3 m^{-3}$) é a umidade na saturação, θ_r ($m^3 m^{-3}$) é a umidade residual, h_{ar} (m) é a tensão de borbulhamento, h (m) é a tensão

matricial, p_m (Pa) é a pressão matricial ($p_m < 0$), p_{ar} (Pa) é a pressão de borbulhamento ($p_{ar} < 0$), ρ (kg m^{-3}) é a massa específica da água, g (m s^{-2}) é a aceleração da gravidade, $K(\Theta)$ é a função condutividade hidráulica do solo não saturado, K_s (m s^{-1}) é a condutividade hidráulica do solo saturado, λ e c são parâmetros de ajuste.

Na teoria de VG, a CRA e a $K(\Theta)$ podem ser expressas por:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[1 + (\alpha h)^n \right]^{-m}; \quad h = |p_m / \rho g| \quad (4)$$

$$K(\Theta) = K_s \Theta^l \left[1 - (1 - \Theta^{1/m})^m \right]^2 \quad (5)$$

em que as variáveis θ , θ_s , θ_r , e h são as mesmas do modelo BC e α (m^{-1}), l , m , n são parâmetros de ajuste. Com a restrição de Mualem (1976), $m = 1 - 1/n$. É comum a adoção do valor 0,5 para a tortuosidade l (VAN GENUCHTEN, 1980).

As funções CRA e $K(\Theta)$ desempenham papel importante na modelagem de processos em solo não saturado, uma vez que a equação de Richards (1931) depende do conhecimento do comportamento dessas funções no solo.

2.2 O CONCEITO DE CAPACIDADE DE CAMPO

O monitoramento do fluxo de água no solo durante eventos de precipitação ou irrigação permite verificar que uma parte da água não fica disponível por muito tempo para a utilização pelas plantas, sendo drenada pelo potencial hidráulico para camadas mais profundas do solo. Depois de determinado tempo, a variação da umidade do solo ($d\theta/dt$) passa a ser menos abrupta, até que o fluxo de água se torna desprezível e a umidade retida fica disponível no solo para a utilização pelas plantas (ROMANO e SANTINI, 2002). Nesse momento, em que diminui a ação sobre a água no solo das forças gravitacionais e passam a predominar as forças capilares e de adsorção (potencial matricial), o solo atinge a capacidade de campo, que pode ser representada em termos da umidade (θ_{cc}) ou tensão matricial (h_{cc}) da água no solo (BEAR, 1972).

O conhecimento do processo de redistribuição da água no solo e, portanto, da capacidade de campo depende da distribuição da umidade em todo o solo e das características nos limites de interesse, pois ela não é uma propriedade intrínseca do solo, mas sim um parâmetro que depende também dos processos que ocorrem nesse meio poroso (ROMANO *et al.*, 2011).

A capacidade de campo foi definida de diversas maneiras, de acordo com a aplicação de interesse. Na definição clássica, proposta por Veihmeyer e Hendrickson

(1931) com fins agronômicos, ela é apresentada como a “quantidade de água retida no solo depois que o excesso de água tenha sido drenado, isto é, quando a taxa de movimento de água descendente no solo decresce acentuadamente, o que ocorre, para solos permeáveis de estrutura e textura uniformes, dentro de 2 a 3 dias depois de uma chuva ou irrigação”. Apesar da ampla aplicabilidade, o conceito gera, até os dias atuais, muita discussão, devido à subjetividade e falta de uma medida quantitativa nos critérios para determinação do “excesso de água”, “movimento acentuadamente decrescente” ou se a adoção do tempo de 2 ou 3 dias é adequado para qualquer tipo de solo (CONG *et al.*, 2014). Uma definição similar é dada pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA, 2005), que aponta que a capacidade de campo é o conteúdo volumétrico de água remanescente em um perfil de solo dois ou três dias depois dele ter sido saturado, quando a drenagem interna se torna desprezível.

Segundo Assouline e Or (2014), Gardner (1960) definiu a capacidade de campo em termos da condutividade hidráulica, sendo essa a umidade na qual o valor de $K(\theta)$ é suficientemente pequeno no processo de redistribuição da umidade no perfil de solo devido ao gradiente hidráulico poder ser desprezado.

Na literatura da área de hidrologia, é comum encontrar a capacidade de campo definida como a quantidade máxima de água que o solo é capaz de reter contra a ação da força gravitacional, ou seja, quando o solo supera θ_{cc} a água drena para camadas mais profundas, alimentando o lençol freático (SERRANO, 1997; ROMANO *et al.*, 2011). Em relação ao suprimento de água para a vegetação, a capacidade de campo é vista como o limite superior da água disponível para as plantas, que por sua vez compreende ao intervalo entre θ_{cc} e θ_{pmp} (ANDRADE E STONE, 2011; HORNE e SCOTTER, 2016; OTTONI FILHO *et al.*, 2014; PREVEDELLO, 1999; WHITE, 2006).

No manejo da irrigação, o conhecimento da máxima lâmina de água que pode ser armazenada no solo é crucial para a determinação da lâmina máxima a ser aplicada ao cultivo. Essa lâmina é representada pela CAD (capacidade de água disponível), que consiste na diferença entre θ_{cc} e θ_{pmp} multiplicada pela profundidade da zona de interesse (geralmente o sistema radicular). Nessa zona de raízes, devem-se manter condições adequadas de umidade e aeração. O objetivo da irrigação é elevar a umidade até a capacidade de campo, para que a cultura se mantenha sempre em condições ótimas de suprimento de água (BROUWER *et al.*, 1989; KROES *et al.*, 2008). Se a umidade no solo é mantida muito abaixo de θ_{cc} , o crescimento e desenvolvimento da planta poderá ser prejudicado, pois poderá ocorrer um déficit hídrico acusando uma umidade crítica

do solo para irrigação. Entretanto, se a lâmina aplicada for excessiva, uma série de problemas pode ocorrer, como a diminuição da porosidade de aeração, que prejudica o fornecimento de oxigênio para a cultura; a geração de drenagem interna, que pode levar à lixiviação de fertilizantes e agroquímicos para o lençol freático, que além de contaminar o subsolo gera desperdício de nutrientes que foram aplicados à planta; além do próprio desperdício de recursos hídricos (BRITO *et al.*, 2011).

No estudo de Vivan *et al.* (2013) foi demonstrado que os resultados das funções que representam a produção da cultura variam em função da lâmina de irrigação aplicada, observando expressivas reduções de produção nas simulações em que houve déficit hídrico. Isso indica a importância de se escolher um valor adequado de θ_{cc} para selecionar a melhor lâmina de aplicação de água.

Dardengo *et al.* (2010) avaliaram a influência da escolha da tensão para a capacidade de campo na taxa de crescimento do cafeeiro conilon. Os autores testaram os valores de θ_{60cm} , θ_{100cm} , θ_{330cm} como correspondentes à θ_{cc} , variando a lâmina de irrigação de acordo com cada um dos três valores. Considerando-se que na capacidade de campo o solo disponibiliza água para a planta sem déficit hídrico e com espaço suficiente para aeração, avaliaram-se os parâmetros de crescimento mostrando em qual condição a planta teve melhor desenvolvimento. Os autores concluíram que a pior taxa de crescimento foi obtida pela adoção de θ_{330cm} como correspondente à θ_{cc} .

A θ_{cc} , que compõe a CAD, é parâmetro importante em modelos agrometeorológicos, como o apresentado em Zacharias *et al.* (2008), que buscou a estimativa do início da florada plena do cafeeiro. Vários são os modelos de simulação que utilizam θ_{cc} como parâmetro inicial. O modelo SWAP – Soil Water Atmosphere Plant – (KROES *et al.*, 2008) que simula o transporte de água, calor e solutos na zona vadosa, interagindo com o crescimento da vegetação, utiliza o valor de θ_{cc} tanto para determinação dos critérios do cronograma de irrigação quanto para avaliação do crescimento potencial de plantas, em que a disponibilidade de água é tida como ótima quando a umidade está na capacidade de campo.

O modelo SWAT – Soil and Water Assessment Tool – (NEITSCH, 2005), desenvolvido para prever o impacto das práticas de uso do solo na dinâmica da água, sedimentos e agroquímicos em grandes bacias hidrográficas com diversos tipos de solo, uso e manejo, avaliado em longos períodos de tempo, considera que a percolação ocorre quando a umidade do solo ultrapassa θ_{cc} . A água em excesso (umidade acima da θ_{cc}) fica disponível para percolação, fluxo lateral ou fluxo em drenos, a menos que a

temperatura esteja abaixo de 0 °C. No cálculo de um parâmetro de retenção, se esse for considerado dependente da umidade no solo, é utilizado o valor de θ_{cc} . A capacidade de campo é também utilizada no cálculo da demanda evaporativa por camada, na mudança de umidade com a chegada da frente de molhamento, nos fluxos de redistribuição, de recarga do lençol subterrâneo, laterais de entrada e saída, drenagem e infiltração. Ademais, ela é utilizada nos cálculos dos processos de mineralização, decomposição e imobilização de substâncias, nos processos de nitrificação e volatilização de amônia, sorção de fósforo inorgânico, absorção de água pelas plantas, fixação de nitrogênio, manejo da irrigação e recargas de reservatórios.

Avaliando um modelo de estimativa de produtividade, Gomes *et al.* (2014) utilizaram a tensão matricial na capacidade de campo (h_{cc}) para estimativa da redução da transpiração real da planta, que no modelo varia em função do potencial matricial atual, profundidade e dos potenciais na capacidade de campo e no ponto de murchamento permanente. A transpiração foi adicionada, como uma medida de perdas, à equação de Richards (equação 1) na direção z , a fim de descrever as variações do potencial matricial da água no solo.

Huggins e Monke (1968) propuseram um modelo generalizado para simulação da resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica em termos de escoamento superficial. O modelo necessita do conhecimento da taxa de drenagem, quando a água é drenada da zona de interesse. Essa taxa é considerada zero quando a umidade está abaixo da capacidade de campo, equivalente à taxa de infiltração quando o solo permanece saturado e descrita por uma função que relaciona o volume de poros não saturados, a porosidade drenável e a taxa de infiltração para solos com umidade entre θ_{cc} e θ_s .

Estudos que avaliam o armazenamento de aquíferos em grandes áreas (por ex., 200.000 km²), como o apresentado em Yeh *et al.* (1998) e Yeh *et al.* (2006) utilizam a capacidade de campo para o cálculo do fator de correção S_y , chamado de capacidade específica do aquífero, correspondente à fração entre a porosidade total (ϕ) e θ_{cc} . Essa medida indica quanto de água será disponibilizada para a alimentação do lençol freático, uma vez que acima da θ_{cc} a água não fica retida no solo.

Romano *et al.* (2011) avaliaram o potencial impacto de se utilizar diferentes métodos para parametrizar a θ_{cc} avaliando um modelo de reservatório sob regime climático sazonal. O modelo de reservatório é uma simplificação dos principais processos que ocorrem no ciclo hidrológico, no qual uma camada de solo é considerada um reservatório que recebe e retém toda a água recebida, até que sua capacidade de

armazenamento seja atingida. Os autores indicam a θ_{cc} como um parâmetro chave para esse tipo de representação, uma vez que indica o limiar de umidade que controla os processos de geração de escoamento superficial e drenagem para fora da zona de raízes. Os resultados obtidos pelo modelo de reservatório foram comparados aos proporcionados pelo SWAP (KROES *et al.*, 2008), que é um modelo baseado na equação de Richards (1931). Os resultados entre adotar θ_{cc} igual a θ_{100cm} (solo arenoso) e θ_{500cm} (solo argiloso) foram comparados aos obtidos ao se utilizar θ_{cc} calculada por um método baseado em fluxo (ROMANO e SANTINI, 2002) encontrando-se melhores resultados com a utilização do método de fluxo.

Estudando a dinâmica em ecossistemas controlados por água, sob o ponto de vista da eco-hidrologia, Laio *et al.* (2001) apresentaram um modelo estocástico para a dinâmica da umidade no solo em um ponto. Ao analisar as perdas devido ao efeito da gravidade na parte inferior do perfil de solo, desprezando possíveis diferenças no potencial matricial entre o perfil de solo considerado e aquele imediatamente abaixo, as perdas devido ao efeito da gravidade foram consideradas proporcionais à diminuição da condutividade hidráulica. Assim, considerou-se que a condutividade hidráulica decaí exponencialmente desde seu valor na saturação se tornar nula, quando o solo atinge a capacidade de campo. No modelo, a capacidade de campo é considerada proporcional à 10% das perdas por evapotranspiração diária e é parâmetro importante, além da descrição de perdas por gravidade, na representação da umidade relativa do solo, e da transpiração e evaporação da água (GUSWA *et al.*, 2002; RODRIGUEZ-ITURBE *et al.*, 2001; LAIO *et al.*, 2001).

Analisando a transpiração de plantas em condições limitadas de disponibilidade de água, Verhoef e Egea (2014) compararam diferentes representações de parâmetros hidráulicos e de plantas e posterior influência nas predições de modelos que descrevem as relações entre a superfície terrestre e a atmosfera. Os autores mencionam que a maioria desses modelos consideram que o fator de estresse hídrico da planta, ou função de disponibilidade de água para a planta, varia linearmente ou curvilinearmente (EGEA *et al.*, 2011) entre θ_{cc} e θ_{pmp} , tendo valor zero em θ_{pmp} (nenhuma transpiração) e 1 (plantas com ótima disponibilidade de água) em θ_{cc} . Relação parecida foi apresentada no trabalho de Gevaerd e Freitas (2006), que buscou um algoritmo que descreve a estimativa da umidade inicial do solo para inicialização de modelos de previsão numérica da atmosfera. O modelo utiliza o valor de θ_{cc} para estimativa do

termo de evapotranspiração, por meio de uma relação funcional entre a umidade na camada de solo, θ_{cc} , θ_{pmp} e a evapotranspiração real.

Além da influência de características físicas do meio poroso, HE *et al.*, (2015) verificaram as implicações do sódio (Na) e da condutividade elétrica (CE) na capacidade de campo, sendo essa considerada θ_{330cm} . Os autores verificaram que θ_{cc} nos solos estudados aumentou de acordo com o incremento na adsorção de sódio, indicando a influência de fatores químicos na retenção de água.

2.3 ESTIMATIVA DA CAPACIDADE DE CAMPO

Tendo em vista a vasta aplicabilidade de θ_{cc} , muitas técnicas foram desenvolvidas para a estimativa da umidade ou da tensão matricial na capacidade de campo, que vão desde a determinação direta (*in situ*) até técnicas indiretas. Essas metodologias podem ser tanto laboratoriais, associadas à CRA ou $K(\theta)$, quanto de correlação com outras características e propriedades do solo.

As discussões acerca do melhor método para a determinação da θ_{cc} envolvem a imprecisão das técnicas uma vez que o solo pode continuar com a umidade acima da capacidade de campo devido a chuvas frequentes. Ademais, solos com alta microporosidade continuam drenando lentamente por vários dias depois de uma chuva ou irrigação (WHITE, 2006).

Outra questão é a busca por um critério estático para a definição de capacidade de campo. Uma vez que a água no solo não deixa de drenar quando atinge θ_{cc} , apenas o faz com um fluxo relativamente menor, a busca por um ponto no qual a umidade ou o fluxo permanece inalterado é fisicamente inconsistente, isso porque, θ_{cc} não é um equilíbrio verdadeiro, mas sim é a umidade na qual o fluxo para fora da zona vadosa é “desprezível”, fazendo com que a mudança da umidade no tempo não seja “significativa” (ASSOULINE e OR, 2014; CASAROLI e DE JONG VAN LIER, 2008; CONG *et al.*, 2014).

Um item mencionado por Ottoni Filho *et al.* (2014) é de que na definição de Veihmeyer e Hendrickson (1931) a evapotranspiração não é mencionada diretamente, assim como a presença de camadas impermeáveis, do lençol freático ou a influência do fluxo lateral em terrenos com declives. De acordo com Horne e Scotter (2016), a capacidade de armazenamento do solo em sistemas de pastejo não é somente uma propriedade intrínseca, mas dependente da intensidade do pastejo e das espécies que ele

sustenta, que afetarão a distribuição de raízes e assim a quantidade de água disponível em seu limite superior. Dessa forma, mesmo que a capacidade de campo seja um parâmetro hidráulico do solo muito utilizado, não existe consenso unificado ou exato acerca dela.

2.4 OBTENÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO *IN SITU*

A capacidade de campo pode ser medida diretamente em campo, em experimentos que requerem instrumentação, condições climáticas favoráveis e duração de tempo incerta para o fim do experimento (NEMES *et al.*, 2011). Os métodos de determinação da capacidade de campo *in situ* consistem em elevar a umidade do solo até a saturação e deixar que a drenagem ocorra livremente, como mostrado na Figura 1. Durante o processo, protege-se a parcela de solo contra a evaporação e considera-se que a capacidade de campo é atingida quando a drenagem se torna desprezível no momento em que algum critério estabelecido seja satisfeito, como utilizando regressões a partir do gráfico de variação da umidade no tempo (Figura 1) (TWARAKAVI *et al.*, 2009). A exatidão desses métodos é boa, porém eles requerem muito tempo e trabalho, o que acaba por criar um impedimento no seu uso em larga escala (REICHERT *et al.*, 2009).

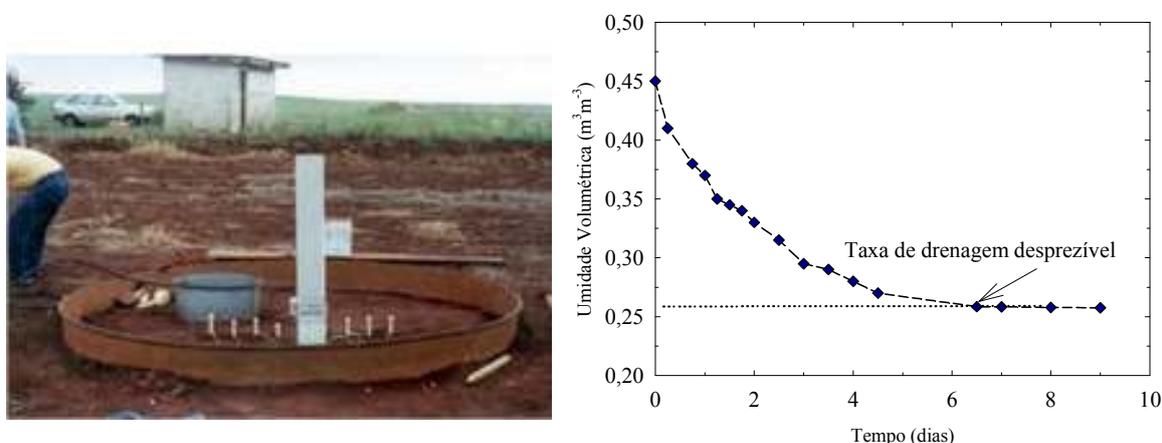


FIGURA 1 – Modelo esquemático de medição da capacidade de campo *in situ*: à esquerda representação de experimento de drenagem interna com controle da variação da umidade do solo; à direita representação gráfica da variação da umidade do solo com utilização de um critério para considerar a drenagem interna desprezível.

2.4.1 Critério do controle da umidade ou tensão matricial

Esse critério consiste na instalação de instrumentos para aferição da umidade do solo, como tensiômetros por exemplo, verificando-se o momento em que não

ocorram variações significativas na umidade [ou tensão (h_{cc})] no tempo, uma vez que ela seja atingida quando a drenagem torna-se insignificante respeitando-se a equação (1). Um exemplo de experimento de monitoramento da umidade (θ_{cc}) e tensão matricial (h_{cc}) no solo a fim de se medir a capacidade de campo pode ser consultado em Jabro *et al.* (2009).

2.4.2 Critério do tempo de drenagem

O critério do tempo de drenagem considera que a capacidade de campo é atingida, após uma chuva ou irrigação, depois de determinado tempo fixo, em que a drenagem se torna insignificante. Essa técnica é adotada, baseando-se em estimativas encontradas pelo método anterior, sem que haja necessidade do controle da umidade ou tensão matricial, adotando-se apenas um tempo e medindo-se θ_{cc} a partir disso. Entretanto, não há consenso sobre o valor que deve ser adotado para considerar que o fluxo tornou-se desprezível. Rivers e Shipp (1971) utilizaram 48 h como critério de campo; Salter e Haworth (1961) utilizaram como critério 68 h; e Marshall e Stirk (1949) determinaram 28 h para solos arenosos, 45 h para solos areno-argilosos e 120 h para solos argilosos. Twarakavi *et al.* (2009) mencionam um critério de 72 horas para solos de textura arenosa e 144 a 192 horas para solos de textura média a argilosa.

2.5 MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA CAPACIDADE DE CAMPO

Uma vez que os métodos de campo para determinação de θ_{cc} ou h_{cc} são trabalhosos e consomem bastante tempo, técnicas laboratoriais foram desenvolvidas ao longo dos anos tentando correlacionar a capacidade de campo com outras características do solo de mais fácil obtenção (DE JONG VAN LIER e WENDROTH, 2015).

As propostas para estimação de θ_{cc} são usualmente classificadas em critérios estáticos e dinâmicos. O critério estático mais comum consiste em considerar que θ_{cc} equivale a uma umidade medida em laboratório, associada a algum potencial matricial pré-definido (NEMES *et al.*, 2011). Outro critério estático para estimar θ_{cc} , de acordo com Cong *et al.* (2014), é baseado em um fluxo de drenagem livre, que consiste em determinar a umidade do solo para uma dada condutividade hidráulica [$K(\theta)$]. Meyer e Gee (1999) utilizaram essa metodologia para estimar θ_{cc} , indicando valores de fluxo de $0.001 \text{ cm dia}^{-1}$ para solos arenosos e 0.01 cm dia^{-1} para solos argilosos. Recentemente,

Assouline e Or (2014) propuseram outro critério estático, baseado no uso de uma propriedade intrínseca do solo, o comprimento característico, para determinação de θ_{cc} baseado no conceito de continuidade hidráulica.

Embora os métodos estáticos sejam simples e amplamente utilizados, Cong *et al.* (2014), dentre muitos outros, criticam a utilização da tensão matricial e do fluxo de drenagem como critério de estimativa de θ_{cc} , uma vez que estes não consideram aspectos importantes no processo de drenagem após eventos de molhamento do solo, como a própria espessura da camada.

Por outro lado, os critérios dinâmicos consistem em simular o movimento da água no solo após eventos de molhamento, sendo as condições de contorno definidas como drenagem livre na parte inferior da camada de solo e fluxo zero no topo (CONG *et al.*, 2014). Twarakavi *et al.* (2009) utilizaram o modelo Hydrus 1-D (Šimůnek *et al.*, 2008) para simular um fluxo unidirecional e avaliar quais potenciais matriciais e umidades melhor representaram a capacidade de campo em diferentes solos homogêneos. Outro critério dinâmico foi apresentado por Cong *et al.* (2014), que propuseram uma equação de estimativa de θ_{cc} baseada na variação do armazenamento da água no solo, a partir da solução da equação de Richards (equação 1).

2.5.1 Critérios estáticos: tensão matricial fixa

A avaliação da capacidade de campo a partir de um valor de tensão matricial fixa foi um dos primeiros métodos propostos para estimar essa propriedade hidráulica em experimentos laboratoriais e a mais habitualmente utilizada (NEMES *et al.*, 2011). O valor mais comum de h_{cc} para aproximação de θ_{cc} é de 330 cm, encontrado por Colman (1947) em solos da Califórnia, EUA. Esse valor de tensão matricial foi confirmado por alguns autores, como Jamison (1953), e passou a ser adotado por muitos como o correspondente à capacidade de campo para solos de diferentes climas, texturas e usos (GEBREGIORGIS e SAVAGE, 2006; HE *et al.* 2015; LI *et al.*, 2016; VERHOEF e EGEEA, 2013).

Entretanto, buscando o mesmo tipo de correlação de tensão matricial com valores medidos da capacidade de campo, outros pesquisadores chegaram a tensões diferentes da primeira proposta. Richards e Weaver (1944) sugeriram h_{cc} igual a 10 cm para solos orgânicos, 50 cm para solos do Reino Unido, 100 cm para solos de textura média e 1000 cm para solos de textura argilosa. Romano e Santini (2002) comentam

que os valores de 100 cm para solos arenosos, 350 cm para solos de textura média e 500 cm para solos argilosos costumam ter boa correlação com a θ_{cc} . Salter e Williams (1965) demonstraram que θ_{cc} aumenta conforme a granulometria do solo se torna mais fina e que o valor de 300 cm resultou em valores de θ_{cc} inferiores aos medidos. Andrade *et al.* (1991) sugerem o uso da tensão de 60 cm, correspondente à microporosidade, o que é fisicamente inconsistente uma vez que o conceito de θ_{cc} não é o mesmo da microporosidade do solo. Ferreira e Marcos (1983), citados por Mello *et al.* (2002), atribuíram o valor da θ_{cc} ao valor do ponto de inflexão (θ_i) da CRA, sendo essa representada matematicamente por “splines” cúbicas, encontrando correlação com o valor determinado *in situ* e com a tensão de 60 cm. Contudo, θ_i também não é fisicamente atribuído ao conceito de capacidade de campo, sendo apenas mais um ponto que compõe a função CRA. Seguindo a ideia de Ferreira e Marcos (1983), Mello *et al.* (2002) utilizaram polinômios cúbicos para representar a CRA e consideraram, também, o valor da θ_{cc} como correspondente a θ_i da CRA. Mesmo com a incerteza acerca da melhor tensão matricial a ser adotada para a representação de θ_{cc} , muitos estudos o utilizam de maneira substancialmente arbitrária.

2.5.2 Critérios estáticos: modelo de Assouline e Or (2014)

Utilizando um banco de dados com informações hidráulicas de solos de várias regiões e adotando o modelo de Van Genuchten (1980) com a restrição de Mualem (1976) para representação da CRA, Assouline e Or (2015) propuseram um modelo estático de estimativa baseado no conceito de comprimento específico característico do solo, apresentado por Lehmann *et al.* (2008). O comprimento específico equivale a um valor de potencial matricial derivado da distribuição de tamanho de poros, uma característica intrínseca do solo que representa a perda da continuidade hidráulica que ocorre ao atingir-se θ_{cc} . Os autores utilizaram a hipótese de que a capacidade de campo é atingida quando a continuidade hidráulica é quebrada, o que corresponde a um certo comprimento específico, L_c (m):

$$L_c = \frac{1}{\alpha(n-1)} \left(\frac{2n-1}{n} \right)^{\frac{2n-1}{n}} \left(\frac{n-1}{n} \right)^{\frac{1-n}{n}} \quad (6)$$

em que α e n são parâmetros da equação de Van Genuchten (1980). Os autores fizeram uma aproximação similar para definir a tensão matricial na capacidade de campo (h_{cc}),

considerando-a como uma propriedade intrínseca do solo, que deriva da distribuição de tamanho dos poros hidraulicamente conectados. A equação proposta para determinação de h_{cc} é:

$$h_{cc} = \frac{1}{\alpha} \left(\frac{n-1}{n} \right)^{(1-2n)/n} \quad (7)$$

A partir da equação (7), é possível obter a saturação efetiva na capacidade de campo (Θ_{cc}) e a correspondente condutividade hidráulica do solo não saturado [$K(\Theta_{cc})$]:

$$\Theta_{cc} = \left[1 + \left\{ \left(\frac{n-1}{n} \right)^{(1-2n)} \right\} \right]^{\left(\frac{1-n}{n} \right)} \quad (8)$$

$$K(\Theta_{cc}) = K_s \Theta_{cc}^{1/2} \left[1 - \left(1 - \Theta_{cc}^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (9)$$

em que K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado e $m=1 - 1/n$ é parâmetro de ajuste do modelo de Van Genuchten (1980).

2.5.3 Critérios dinâmicos: modelo de Prevedello (1999)

Prevedello (1999) fez uma análise do processo de redistribuição da água no solo para fundamentar uma metodologia para estimativa de θ_{cc} levando em conta a natureza dinâmica do processo e as propriedades hidráulicas do meio, considerando que a capacidade de campo é atingida quando a taxa de drenagem decresce a um valor considerado desprezível, em comparação com entradas e saídas. Pela análise do perfil de água no solo, depois de uma chuva ou irrigação a tangente $d\theta/dz$ é aproximadamente nula na zona úmida, o que implica em gradiente hidráulico unitário. Aplicando-se essa condição na equação de Richards (equação 1) para a componente vertical, e escolhendo o modelo de Van Genuchten (1980), com a restrição de Mualem (1976), para representar a função $K(\theta)$ e, considerando ainda que θ_{cc} é atingida quando a taxa de drenagem τ se reduz para uma porcentagem p da condutividade hidráulica do solo saturado, $p = \tau/K_s$, em que K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado, o autor apresentou a solução a seguir que estabelece θ_{cc} como incógnita, uma vez que os demais parâmetros são conhecidos:

$$p = \frac{\tau}{K_s} = \left(\frac{\theta_{cc} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta_{cc} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \quad (10)$$

O autor determinou a θ_{cc} com valores de $p = 0,5\%$, $p = 1,0\%$, $p = 1,5\%$ e $p = 2,0\%$. Comparando-os com as medidas obtidas em campo, concluiu que θ_{cc} obtida com $p=1\%$ não diferiu significativamente dos mesmos, em perfis homogêneos e não homogêneos de solo.

Ainda baseado no modelo de Van Genuchten (1980), o autor propôs uma equação para estimativa do tempo necessário para se atingir capacidade de campo (t_{cc}):

$$t_{cc} = \frac{L(\theta_s - \theta_r)}{K_s(1-m)} \left[(\theta_0 - \theta_r)^{1-m} - \left[\theta_s \left[\frac{\tau}{K_s} \right]^{1/m} - \theta_r \right]^{1-m} \right] \quad (11)$$

em que L é a profundidade de molhamento da zona úmida e θ_0 é a umidade inicial da zona úmida.

2.5.4 Critérios dinâmicos: modelo de Andrade e Stone (2011)

Estudando solos de textura variada, das regiões Centro-Oeste, Norte e Nordeste do Brasil, Andrade e Stone (2011) apresentaram a determinação de θ_{cc} a partir do critério da taxa de drenagem proposto por Prevedello (1999), porém explicitando a variável θ_{cc} , a fim de obter uma medida direta, sem a necessidade de algoritmos computacionais. Modificando a equação (10), os autores obtiveram a seguinte equação:

$$\theta_{cc} = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left\{ 1 - \left[1 - p^{\left(\frac{1-\gamma}{\gamma} \right)} \right]^{\left(\frac{1}{1-\gamma} \right)} \right\} \quad \text{em que: } \gamma = 2,5 + \frac{2}{n-1} \quad (12)$$

Os autores avaliaram os valores de $p= 0.25, 0.5, 1.0, 1.5$ e 2.0% e também concluíram que o valor de $p=1\%$ seria adequado para determinação de θ_{cc} . Também chegaram a uma equação para a estimativa do tempo necessário para se atingir capacidade de campo (t_{cc}), porém sem considerar θ_0 :

$$t_{cc} = \frac{L(\theta_s - \theta_r)}{K_s(1-\gamma)} \left[1 - p^{\frac{1-\gamma}{\gamma}} \right] \quad (13)$$

em que L é a profundidade de molhamento da zona úmida, considerada pelos autores como 20 cm.

2.5.5 Critérios dinâmicos: modelo de Twarakavi *et al.* (2009)

Utilizando o modelo de Van Genuchten (1980) com a restrição de Mualem (1976) para caracterização da CRA, Twarakavi *et al.* (2009) aplicaram uma aproximação baseada no fluxo de drenagem para estimar θ_{cc} . Os autores utilizaram alguns valores de fluxo de drenagem propostos na literatura: 0,001; 0,01 e 0,1 cmdia^{-1} . As simulações foram feitas utilizando o modelo HYDRUS 1-D (Šimůnek *et al.*, 2008), que resolve numericamente a equação de Richards, considerando perfis de solo homogêneo, com espessuras de 1, 10 e 100 cm para estimar a dependência das variáveis em função da profundidade do solo. Foi suposto como condição inicial o solo saturado, sem fluxo no topo e com drenagem livre na parte inferior do perfil. A capacidade de campo foi então atingida quando o fluxo de drenagem assumiu os valores propostos associando-se ao tempo t_{cc} . A partir dos resultados obtidos, os autores propuseram uma equação empírica que prediz θ_{cc} a partir de parâmetros hidráulicos do solo:

$$\Theta_{cc} = \left(\frac{\theta_{cc} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right) = n^{0,61 \log_{10} \left(\frac{q_{cc}}{K_s} \right)} \quad (14)$$

em que Θ_{cc} é a saturação efetiva na capacidade de campo, n , θ_s , e θ_r , são parâmetros da equação de Van Genuchten (1980) com a restrição de Mualem (1976), K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado e q_{cc} é o fluxo na capacidade de campo. Os autores concluíram que $q_{cc}=0,01 \text{ cm dia}^{-1}$ é um valor que estima bem a capacidade de campo para uma vasta gama de solos.

2.5.6 Critérios dinâmicos: modelo de Cong *et al.* (2014)

Baseado na variação da lâmina de armazenamento num perfil de solo e utilizando as equações de Van Genuchten (1980) e Brooks e Corey (1964) para descrição da retenção da água no solo, Cong *et al.* (2014) propuseram um modelo dinâmico para estimativa da capacidade de campo sem resolver, numericamente, a equação de Richards. O modelo considera que o solo, na condição de capacidade de campo em uma camada de espessura D , armazena uma lâmina de água que vale $\theta_{cc}D$. Seja o perfil de solo homogêneo; a variação no armazenamento de água por unidade de tempo é igual ao fluxo de valor equivalente à condutividade hidráulica na capacidade de campo $[K(\theta_{cc})]$. Definindo-se a taxa de drenagem como uma pequena porcentagem do

armazenamento de água na condição de capacidade de campo (δ), a umidade nessa condição pode ser estimada pela expressão:

$$\frac{K(\theta_{cc})}{\theta_{cc} D} = \delta \quad (15)$$

em que δ é a taxa relativa de drenagem, que não varia de acordo com a textura do solo. A partir daí, θ_{cc} pode ser estimada por meio dos modelos de Van Genuchten (1980) – equação (16) ou Brooks e Corey (1964) – equação (17):

$$\delta\theta_{cc} D = K_s \left(\frac{\theta_{cc} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta_{cc} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \quad (16)$$

$$\delta\theta_{cc} D = K_s \left(\frac{\theta_{cc} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^c \quad (17)$$

As equações 10, 15 e 16 apresentam θ_{cc} de forma implícita e podem ser resolvidas por métodos numéricos quando os parâmetros K_s , θ_r , θ_s e os parâmetros das CRAs são conhecidos. Os autores utilizaram a espessura $D = 1$ cm, para que se pudesse supor perfil de solo homogêneo e $\delta = 3\%$ por dia, baseados em análises do banco de dados avaliado. A partir do modelo de Brooks e Corey (1964), os autores propuseram uma estimativa para o tempo necessário para atingir a capacidade de campo (t_{cc}), definido como:

$$t_{cc} = \frac{D(\theta_s - \theta_r)}{K_s(c-1)} \left[\left(\frac{\theta_{cc} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1-c} - 1 \right] \quad (18)$$

em que c é parâmetro de ajuste do modelo de Brooks e Corey (1964).

Os autores compararam os valores encontrados com a tensão matricial de 1/3 bar e com o fluxo de drenagem de $0,005$ cm dia⁻¹ e verificaram que os resultados foram similares.

2.5.7 Critérios estáticos: funções de pedotransferência (PTF)

A maioria dos bancos de dados de solos contém uma grande quantidade de informações básicas do solo, como aquelas relacionadas à morfologia, textura, estrutura, conteúdo de carbono, entre outras. Entretanto, a maioria dessas informações não pode ser aplicada diretamente em simulações, sendo necessários dados de mais difícil obtenção, como as funções CRA e $K(\theta)$. Para contornar esse problema, diversas funções

de pedotransferência (PTFs) que têm o objetivo de assimilar diferentes características e propriedades do solo com outros atributos desconhecidos (BOUMA, 1989) vêm sendo propostas. As PTFs preenchem a lacuna existente entre os dados disponíveis e outros que são mais úteis ou necessários para um modelo específico (KESHAVARZI *et al.*, 2011).

Muitas PTFs têm alto grau de empirismo, sendo as mais comuns baseadas na regressão linear múltipla (MLR) ou em redes neurais artificiais (ANN). As análises de MLR geralmente consistem em encontrar os parâmetros do modelo, calibrando com uma base de dados real. Já nas ANNs os parâmetros são obtidos e implementados por um processo iterativo de calibração. Uma das vantagens das redes neurais, quando comparadas às PTFs tradicionais, é a de que não requerem um conceito de modelo *a priori* (KESHAVARZI *et al.*, 2011; SCHAAP *et al.*, 2001).

Além das controvérsias acerca do próprio conceito e obtenção da capacidade de campo, qualquer que seja o método escolhido (medição ou estimativa) o parâmetro depende de dados de difícil obtenção, como a curva de decaimento da umidade no tempo, a CRA e a condutividade hidráulica do solo. Por isso, muitas PTFs foram desenvolvidas a fim de se obter uma estimativa para θ_{cc} a partir de dados de mais fácil obtenção, tais como textura, conteúdo de matéria orgânica, densidade do solo e porosidade.

Considerando a capacidade de campo como θ_{330cm} , Keshavarzi *et al.* (2011) propuseram uma modificação de um método padrão de modelagem de inferência difusa baseado no esquema de pesquisa de tabela (*look-up scheme*) para estimativa de θ_{cc} . O esquema baseou-se nos dados de argila, silte, carbono orgânico, grau de saturação, densidade do solo seco e conteúdo de CaCO_3 , e obteve, para a predição em solos do Irã, alto coeficiente de correlação ($R^2=0,87$).

Utilizando um banco de dados com informações coletadas em campo e no laboratório, Nemes *et al.* (2011) reavaliaram a exatidão do uso de θ_{330cm} como estimador de θ_{cc} . Por meio da técnica de árvore de regressão, os autores buscaram formas de melhorar a estimativa da θ_{cc} , utilizando os dados selecionados. Verificou-se que o coeficiente de correlação entre os valores medidos de capacidade de campo e θ_{330cm} ($\theta_{cc} \times \theta_{330cm}$) e os mesmos valores com a θ_{330cm} corrigida ($\theta_{cc} \times \theta_{330cm\text{-corrigida}}$) com o teor de argila se diferiram, sendo maior aquela com os valores corrigidos.

Saxton *et al.* (1986) utilizaram uma ampla base de dados, que contempla a maioria das classes texturais, a fim de gerar um método computacionalmente eficiente

para estimar as características físico-hidráulicas do solo a partir de dados mais simples e fáceis de serem obtidos. Utilizando-se o sistema de classificação textural da USDA ($0,005 \leq \text{areia} \leq 2,0\text{mm}$; $0,002 \leq \text{silte} < 0,05\text{mm}$; $\text{argila} < 0,002\text{mm}$) e baseando-se na teoria de Brooks e Corey (1964) para representação da CRA, os autores propuseram o seguinte sistema de equações para estimativa da CRA:

$$\theta = (h/A)^{1/B} \quad (19)$$

$$\theta_{10\text{hPa}} = \exp[(2,032 - \ln A)/B] \quad (20)$$

$$A = \exp[-4,396 - 0,0715(\% \text{Argila}) - 4,880 \times 10^{-4}(\% \text{Areia})^2 - 4,285 \times 10^{-5}(\% \text{Areia})^2(\% \text{Argila})] \quad (21)$$

$$B = -3,140 - 0,00222(\% \text{Argila})^2 - 3,484 \times 10^{-5}(\% \text{Areia})^2(\% \text{Argila}) \quad (22)$$

Devido à base de dados utilizada pelos autores para gerar a PTF, as equações 19-22 só podem ser aplicadas em solos, seguindo-se a classificação da USDA, com textura nas faixas de $5\% \leq \text{Areia} \leq 30\%$ e $8\% \leq \text{Argila} \leq 58\%$ ou $30\% \leq \text{Areia} \leq 95\%$ e $5\% \leq \text{Argila} \leq 60\%$.

Devido à simplicidade da PTF, ela é amplamente utilizada na estimativa das propriedades hidráulicas do solo, incluindo a capacidade de campo. Abbasi *et al.* (2011) avaliaram uma série de PTFs na estimativa da água disponível em solos salinos e salino-alcalinos no Irã e verificaram que o modelo de Saxton *et al.* (1986) foi um dos que melhor representou essa propriedade do solo. Gijsman *et al.* (2002) também avaliaram várias PTFs na estimativa da capacidade de campo em solos dos EUA e verificaram que a de Saxton *et al.* (1986) gerou resultados satisfatórios. Estudando solos do Rio Grande do Sul, Reichert *et al.* (2009) observaram alta dispersão nos valores medidos e os estimados com a PTF de Saxton *et al.* (1986). Os autores atribuíram essa diferença a calibração da PTF com solos de clima temperado, que se diferem mineralogicamente dos solos de clima tropical.

2.6 APLICAÇÕES

2.6.1 Capacidade de água disponível (CAD)

A CAD (mm) é a lâmina de água que está disponível para as plantas quando a umidade do solo se encontra na capacidade de campo, dada pela equação:

$$\text{CAD} = (\theta_{\text{cc}} - \theta_{\text{pmp}})z \quad (23)$$

em que θ_{pmp} (m^3m^{-3}) é a umidade no ponto de murchamento permanente e z (mm) é a profundidade efetiva da cultura de interesse. A profundidade efetiva refere-se àquela em que se concentram 80% das raízes da cultura de interesse (PEREIRA *et al.*, 2002). A água retida no solo até θ_{pmp} não está disponível às plantas, enquanto que a água acima de θ_{cc} é drenada rapidamente, estando disponível por curtos períodos de tempo. A CAD é importante para o desenvolvimento de projetos hidrológicos, de previsão de secas, concepção e operação de projetos de irrigação e drenagem e manejo de recursos hídricos, dentre outros (USDA, 2005).

2.6.2 Porosidade drenável

A porosidade drenável (AC) é definida, de acordo com White (2006) como a diferença entre θ_s e θ_{cc} . É um parâmetro que quantifica a fração volumétrica de ar contida no solo depois que o excesso de água tenha sido drenado pela ação do potencial gravitacional. O conhecimento de AC é importante na análise da aeração do solo apresentando-se como indicador da qualidade estrutural do solo e um importante parâmetro de projeto em sistemas de drenagem.

A diferença entre θ_s e θ_{cc} é também utilizada em estudos de hidrologia, como a capacidade de água gravitacional, que corresponde à fração volumétrica de água que pode ser drenada para um aquífero não confinado (YEH *et al.*, 1998; YEH *et al.*, 2006), ou seja, a água que não permanece retida nos poros do solo e alimenta o lençol freático.

2.6.3 Evapotranspiração

Em um balanço hídrico local, o interesse é na determinação da variação do armazenamento e disponibilidade da água no solo, para avaliar, por exemplo, se uma cultura está ou não em deficiência hídrica. As principais entradas neste tipo de sistema são a precipitação (P), escoamento superficial (Ri) e subsuperficial (Dli) de entrada e ascensão capilar (ACap). As principais saídas são a evapotranspiração (ET), escoamento superficial (Ro) e subsuperficial (Dlo) de saída e drenagem profunda (DP). O equacionamento das entradas e saídas, além da variação do armazenamento (ΔA), resulta na ET quando se considera que os fluxos superficiais e subsuperficiais horizontais se cancelam dentro do volume de controle (PEREIRA *et al.*, 2002), pode ser representado por:

$$ET=P - DP+ACap - \Delta A \quad (24)$$

Uma forma de realizar este tipo de BH foi proposta por Thornthwaite e Mather (1955), conhecida como balanço hídrico climatológico. O modelo tem como variáveis de entrada a precipitação (P), evapotranspiração potencial (ETP) e capacidade de água disponível (CAD) e, como saída, retorna estimativas para a variação no armazenamento de água (ΔA), evapotranspiração real (ETR), deficiência hídrica (DEF) e excedente hídrico ($EXC=DP$) (PEREIRA *et al.*, 2002).

A relação entre ETP e ETR, citadas acima, depende da umidade do solo, uma vez que a primeira representa toda a quantidade de água que o sistema solo-planta é capaz de evapotranspirar em condições de disponibilidade máxima de água. A ETR representa a quantidade efetivamente evapotranspirada, ou seja, em condições umidade no solo menor que a θ_{cc} , $ETR < ETP$.

Existem diversas maneiras de se estimar tanto ETP quanto ETR. A evapotranspiração potencial é normalmente estimada a partir de dados meteorológicos por meio de equações como a de Penman-Monteith (MONTEITH, 1973) e pode ser associada à ETR por meio de equações como a proposta por Bergström (1992):

$$\begin{aligned} ETR &= ETP && \text{quando } \theta \geq \theta_{cc} \\ ETR &= ETP \left[\frac{(\theta - \theta_{pmp})z}{(\theta_{cc} - \theta_{pmp})z} \right] && \text{quando } \theta_{pmp} < \theta < \theta_{cc} \\ ETR &= 0 && \text{quando } \theta \leq \theta_{pmp} \end{aligned} \quad (25)$$

em que θ ($m^3 m^{-3}$) é a umidade atual no solo e z (mm) é a profundidade de interesse. Essa formulação é utilizada no modelo HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning), que é um modelo hidrológico conceitual semi-distribuído, com subrotinas para cálculo de acúmulo e derretimento de neve, de variação da umidade no solo e de resposta da bacia a essas variações (BERGSTRÖM, 1992).

2.6.4 Modelos de simulação de produtividade – AquaCrop

Uma das aplicações dos modelos de simulação de produtividade é a avaliação da relação entre o crescimento de uma cultura e o fornecimento de água, podendo ser utilizados como meio de avaliação rápida da produtividade das culturas em condições de escassez de água e outras condições ambientais e de manejo. Dentre os modelos disponíveis para esse tipo de análise, o AQUACROP (RAES *et al.*, 2012), desenvolvido

pela FAO em 2009, vem sendo utilizado com sua validação e aplicação feitas para uma vasta gama de culturas, em várias configurações ambientais e agronômicas (FOSTER *et al.*, 2016). De acordo com RAES *et al.* (2012) as aplicações do AQUACROP incluem: avaliar o desenvolvimento de culturas em uma dada localização geográfica; comparar produtividades máximas com as reais em uma propriedade rural ou região específica, para ajudar a identificar as lacunas e restrições que possam estar ocorrendo no campo; avaliar a agricultura de sequeiro a longo prazo; desenvolver cronogramas de irrigação que maximizem a produtividade em diversos cenários; avaliar o impacto da irrigação com montantes fixos na máxima produtividade atingível; simular frequências de culturas (rotação de culturas); fazer análises de possíveis cenários climáticos; otimização do critério de máxima água disponível, avaliando fatores econômicos, de equitabilidade e sustentabilidade; avaliar o impacto da baixa fertilidade e as interações entre água e fertilidade nas culturas; avaliar a eficiência real do uso água (biológica e/ou econômica), tanto em pequenas áreas como em regiões maiores; apoio em ações de alocação e outorga de água e como ferramenta em políticas de controle do uso da água e; avaliar o papel de respostas da cultura relacionadas ao suprimento de água para o planejamento de culturas ideótipas.

O AQUACROP busca um equilíbrio entre exatidão, simplicidade e robustez, utilizando um número relativamente pequeno de parâmetros e variáveis em relação a outros modelos de produtividade (ABEDINPOUR *et al.*, 2012; RAES *et al.*, 2012). Essa característica permite que o modelo seja utilizado em regiões em que a disponibilidade de dados não é grande, por exemplo em países subdesenvolvidos.

Battisti *et al.* (2017) avaliaram alguns modelos de previsão de produtividade de soja no sul do Brasil, incluindo o AQUACROP, por meio da comparação dos resultados dos modelos aos dados reais. O desempenho foi avaliado separadamente, e em conjunto, avaliando a influência da calibração dos parâmetros de campo comparado à configuração *default*. Os autores verificaram que as fases de crescimento foram estimadas de maneira satisfatória pelos modelos, especialmente quando eles foram calibrados com a lista completa de parâmetros. Em simulações com cenário de severo déficit hídrico, as respostas das simulações não foram satisfatórias.

Avaliando a cultura do milho em um clima semiárido no norte da Índia, Abedinpour *et al.* (2012) compararam as previsões realizadas pelo AQUACROP variando os regimes de irrigação e os níveis de aplicação de nitrogênio, comparando as estimativas com dados mensurados em campo. Os autores concluíram que o modelo

conseguiu prever o crescimento do milho com aceitável exatidão sob os diversos regimes de irrigação e teores de nitrogênio. As previsões de cobertura vegetal e biomassa acumulada mostraram uma estreita correlação com os dados observados.

Todorovic *et al.* (2009) compararam o desempenho do AQUACROP em relação a outros modelos de simulação para prever o crescimento da cultura do girassol sob regimes de irrigação em um clima mediterrâneo, no sul da Itália. O desempenho do AQUACROP foi considerado satisfatório e similar a outros modelos mais sofisticados na previsão dos valores mensurados em campo. A partir dessas informações, os autores recomendam o uso do AQUACROP por ser um modelo mais simples e com menos parâmetros de entrada, e, mesmo assim, com um bom desempenho na simulação dos resultados, especialmente em casos em que as informações de entrada são escassas.

Além dos exemplos apresentados, há uma série de outros trabalhos que reportam o bom desempenho do AQUACROP em prever a produtividade de diversas culturas, sob diversos tipos de clima, tais como: Paredes *et al.* (2014) estudando a cultura do milho, Katerji *et al.* (2013) estudando vários ciclos de cultivo de milho e tomate, ambos trabalhos em Portugal, Mhizha *et al.* (2014) avaliando o cultivo de milho sequeiro no Zimbábue e, por fim, Montoya *et al.* (2016) analisando o cultivo de batata sob regimes de irrigação na Espanha. Esses resultados o indicam como um modelo adequado para previsão de produtividade sob diversas condições de clima e manejo, desde que adequadamente calibrado.

O AquaCrop utiliza o valor de θ_{cc} como característica essencial do perfil de solo. A fração de água retida entre θ_{pmp} e θ_{cc} fica disponível para a evapotranspiração do sistema solo-planta para que ela possa realizar suas funções. Como indicado no trabalho de Vanuytrecht *et al.* (2013), θ_{cc} é um parâmetro sensível na calibração do modelo, tendo forte influência no resultado final das simulações.

3 MATERIAL E MÉTODOS

O trabalho foi realizado no Núcleo de Atividades de Engenharia de Biosistemas (NAEB) da Universidade Federal do Paraná, Curitiba – PR.

3.1 ÁREA DE ESTUDO E BANCO DE DADOS

Este estudo foi baseado em dados de solos de seis locais com informações sobre solos de diversas características e sob diferentes condições de uso, provenientes de locais de clima temperado e tropical.

3.1.1 Solos de clima temperado

As amostras de solo de clima temperado foram retiradas em quatro diferentes locais em um campo experimental localizado em Kraatz, no nordeste da Alemanha (Kraatz-A, Kraatz-B, Kraatz-C, Kraatz-D) e um local nas cadeias montanhosas de Harz, no norte da Alemanha (Harzgerode). Os dados contêm informações de 130 CRAs, medidas com amostras de solo indeformadas utilizando o método de evaporação (Wendroth *et al.*, 1993; Wind, 1968), além de informações sobre condutividade hidráulica e curvas de distribuição de frequência de partículas.

De acordo com a classificação textural da USDA (areia 50–200 μm ; silte 2–50 μm e argila $< 2 \mu\text{m}$) o solo de Kraatz tem, em média, 33% areia, 54% silte e 13% argila, com base em 84 amostras coletadas na camada de 0,07–0,53 m. Para o solo Harzgerode a textura foi determinada a partir de 22 amostras, coletadas na camada de 0,24–0,4 m, resultando, em média, 9 % areia 70% silte e 21% argila. O manejo aplicado ao solo Kraatz era de rotação de culturas milho–trigo e o solo Harzgerode encontrava-se sob pastagem.

3.1.2 Solos de clima tropical

Os dados de clima tropical provêm das cidades brasileiras de Araponga-MG, Choró-CE, Baraúna-RN e Piracicaba-SP.

Os solos apresentados no trabalho de Aguiar (2008) provêm das cidades de Araponga-MG e Choró-CE. As CRAs foram ajustadas a partir de dados obtidos em

mesas e câmaras de tensão. O solo de Araponga foi classificado como Latossolo Vermelho amarelo de textura argilosa, separado em três diferentes usos: cultivo de café a pleno sol (CPS_A), café em sistema agroflorestal (SAF_A) e mata atlântica secundária (MS_A). A determinação textural apresentou os seguintes valores: CPS_A: 44% areia, 14% silte e 42% argila, SAF_A: 39% areia; 11% silte; 50% argila e MS_A: 48% areia, 12% silte, 40% argila. O solo de Choró foi classificado como Argissolo Vermelho Amarelo Eutrófico abrupto, de textura arenosa, sob os usos de consórcio de milho, algodão e feijão a pleno sol (CPS_C), consórcio de milho, algodão e feijão sob sistema agroflorestal (SAF_C) e Mata secundária (MS_C). A textura encontrada foi CPS_C: 81% areia, 7% silte, 12% argila, SAF_C: 78% areia, 10% silte, 13% argila e MS_C: 79% areia, 7% silte, 14% argila. A condutividade hidráulica do solo saturado (K_s) foi determinada em campo, na camada de 0–0,30 m.

O estudo realizado por Brito (2010) foi realizado em Piracicaba-SP, num Latossolo Vermelho Amarelo distrófico de textura arenosa em uma área experimental de 30×50m. As CRAs foram obtidas em 60 pontos, na profundidade de 0,8 m. Por se tratar de uma área experimental relativamente pequena e com insignificante variação textural, as análises foram conduzidas com a média dos valores dos parâmetros da CRA. As frações texturais foram 80% areia, 15% silte e 5% argila. A determinação de K_s a 0,80 m de profundidade foi realizada pelo método do perfil instantâneo.

O trabalho realizado por Mota (2010) contemplou um experimento no município de Baraúna-RN, num Cambissolo de textura argilosa, em uma área de 1250 m² sob cultura de meloeiro. Os dados de 5 CRAs foram obtidos com amostras não deformadas de solo medidas em um perfil com profundidade de 0,2–0,6 m. A fração textural foi, em média, 49% areia, 7% silte e 44% argila. K_s foi determinada no campo, para cada camada de 0,1 m, pelo método do perfil instantâneo, até a profundidade de 0,6 m, numa área de 9 m².

3.2 AJUSTE DAS CURVAS DE RETENÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

Nos casos em que estavam disponíveis os dados de potencial matricial e correspondente umidade, as curvas de retenção foram ajustadas pelo modelo de Van Genuchten (1980), equação 4. Nos demais, os parâmetros da equação 4 foram fornecidos pelos próprios autores.

3.3 ESTIMATIVA DA UMIDADE NA CAPACIDADE DE CAMPO

Para estimativa da θ_{cc} foram utilizados 10 métodos encontrados na literatura. Esses métodos podem ser observados no fluxograma da Figura 1, que indica quais deles foram testados e o tipo de critério equivalente (estático ou dinâmico). Exceto a PTF, que utiliza apenas dados de textura, todos os outros métodos necessitam dos parâmetros da CRA. Os métodos de Cong *et al.* (2014) e Twarakavi *et al.* (2009) necessitam também de K_s , além dos parâmetros da CRA.

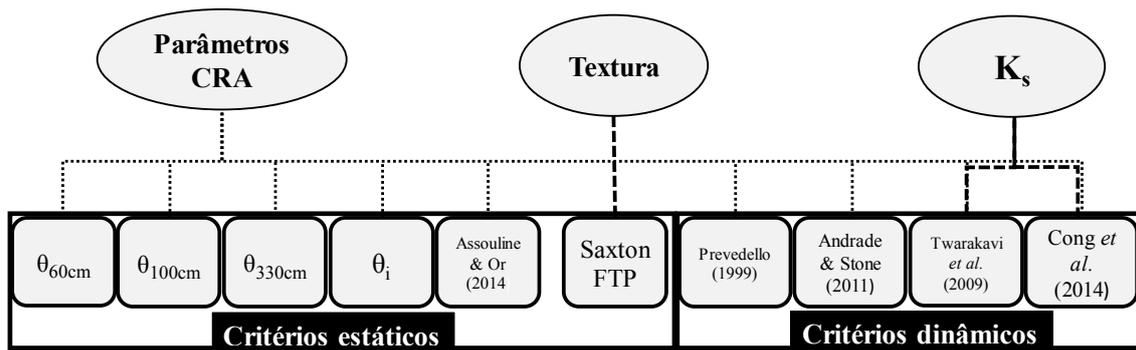


FIGURA 2 – Fluxograma com os critérios avaliados para estimativa da capacidade de campo e os respectivos modelos de cada critério de avaliação. CRA: curva de retenção da água no solo, K_s : condutividade hidráulica do solo saturado.

Para o método que utiliza a adoção de um ponto fixo da CRA foram calculadas as umidades nas tensões de 60 (microporosidade), 100 e 330 cm e no ponto de inflexão da CRA, que corresponde à tensão $h=1/\alpha(m)^{1/n}$, no modelo de van Genuchten (1980). Os métodos de Assouline e Or (2014) Prevedello (1999), Andrade e Stone (2006), Twarakavi *et al.* (2009) e Cong *et al.* (2014) foram aplicados utilizando as equações 8, 10, 12, 14, e 16, respectivamente.

Como sugerido pelos autores, nos modelos de Prevedello (1999) e Andrade e Stone (2010) foi utilizado $p=1\%$; no modelo de Cong *et al.* (2014) foi utilizado $\delta=3\%$ por dia e $D=1$ cm e; no modelo de Twarakavi *et al.* (2009) foi considerado $q_{cc}=0,01$ cm dia⁻¹.

A PTF proposta por Saxton *et al.* (1986) foi calculada utilizando as equações 19–22, para as tensões de 100 e 330 cm, que são as mais usuais para estimativa da capacidade de campo.

3.4 CAPACIDADE DE ÁGUA DISPONÍVEL E POROSIDADE DRENÁVEL

A CAD foi calculada a partir da equação (23) para todas as CRAs, considerando uma profundidade efetiva (z) de 100 mm. Já AC foi calculada como $AC=\theta_s-\theta_{cc}$ a partir de todas as CRAs obtidas neste estudo.

3.5 ESTIMATIVA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL

As análises de sensibilidade da estimativa da ETR em função da variação em θ_{cc} foram realizadas por meio do cálculo de ETR pela equação (25) utilizando um valor de ETP arbitrário de 6 mm dia⁻¹ e z de 100 mm aplicados a algumas das curvas de retenção disponíveis: Araponga SAF 0–10 cm; Choró SAF 0–10 cm; Piracicaba 80 cm; Baraúna 20 cm; PM_35-Kraatz A 7–13 cm; PM_110-Kraatz B 7–13 cm; PM_210-Kraatz C 7–13 cm; PM_380-Kraatz D 7–13 cm; Harzgerode-média de 9 pontos 24–30 cm.

3.6 SIMULAÇÕES AQUACROP

As simulações de crescimento de cultura no modelo AquaCrop foram realizadas para o perfil de solo PM-35 da região Alemã Kraatz-A. Avaliando uma cultura hipotética, que pertence ao ambiente do AquaCrop, foram realizadas análises para o período de 22 de maio (primeiro dia depois da semeadura) a 23 de setembro (maturidade da cultura), totalizando 125 dias, que corresponde ao ciclo completo da cultura. As temperaturas médias mensais variaram de 10,9 a 12,2 °C (mínimas) e de 22,0 a 22,7 °C (máximas). Os dados de concentração de CO₂ atmosférico provêm das medidas no observatório de Mauna Loa (Hawaii), que contém medidas da concentração média anual de CO₂ desde 1958. Foi considerada uma evapotranspiração de referência média mensal de 3,2; 3,8; 3,4; 3,0 e 2,2 mm dia⁻¹ nos meses de maio, junho, julho, agosto e setembro, respectivamente. Quanto à precipitação, foram criados três cenários, com totais acumulados de 234,5; 312,5; e 418,5 mm nos 125 dias de simulação.

Para cada um dos três cenários de precipitação, foram mantidas fixas todas as variáveis, alterando apenas o valor da capacidade de campo, proveniente dos 10 modelos avaliados: 5 estáticos, 4 dinâmicos e uma aproximação por função de pedotransferência. No perfil estudado, a estimativa da produtividade com o uso da PTF(100cm) não foi realizada, uma vez que seu valor gerado ficou abaixo do ponto de murchamento permanente.

Para cada um dos cenários, calculou-se o desvio médio relativo (Δ_r), dado pela expressão: $\Delta_r = (Y_i - Y_{méd}) / Y_{méd}$, em que Y_i é a produtividade para o critério i e $Y_{méd}$ é a produtividade média obtida dentre os 10 modelos avaliados.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 ESTIMATIVAS DE θ_{cc}

Uma vez que as propriedades hidráulicas do solo (como CRA, $K(\theta)$ e curva de distribuição de poros) possuem variabilidade espaço-temporal, diferentes valores de capacidade de campo podem ocorrer. Ainda assim, a escolha de um ponto representativo da área ou do número mínimo de pontos experimentais que representasse o valor médio da capacidade de campo torna a questão ainda aberta. A capacidade de campo depende de muitas outras variáveis além das propriedades hidráulicas, como a sequência dos horizontes do solo e o critério para assumir a drenagem como desprezível (CASAROLI e DE JONG VAN LIER, 2008; ROMANO e SANTINI, 2002).

Na Tabela 1 são apresentados os valores dos parâmetros do modelo de van Genuchten (1980) e as frações gravimétricas de areia e argila, dos solos analisados. A tabela reflete algumas diferenças que ocorrem em solos de clima tropical e temperado, como por exemplo a umidade residual (θ_r), que apresentou pequenos valores em solos de clima temperado, e elevados em alguns solos de clima tropical, como no solo de Araponga–MG com cultivo de café a pleno sol ($0,320 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$).

Tabela 1 – Local, profundidade e manejo e parâmetros da equação de Van Genuchten (1980) (θ_s , θ_r , α e n), condutividade hidráulica do solo saturado (K_s) e teor gravimétrico de areia e argila para os solos estudados.

Local	Profundidade	Manejo	θ_s ----- $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ -----	θ_r ----- $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ -----	α ----- cm^{-1} -----	n	K_s ----- cm dia^{-1} -----	Areia ----- (%) -----	Argila ----- (%) -----
PM_35 KRAATZ – A	0,07–0,13 m	RC-MT	0,343	0,030	0,013	1,175	1,60	32,0	14,7
	0,27–0,33 m		0,343	0,000	0,058	1,143	25,73	34,0	15,4
	0,47–0,53 m		0,329	0,198	0,023	1,541	584,33	28,0	25,0
	0,67–0,73 m		0,350	0,103	0,007	1,214	3,60	28,0	25,0
	0,87–0,93 m		0,300	0,006	0,012	1,157	5,90	28,0	25,0
PM_110 KRAATZ – B	0,07–0,13 m	RC-MT	0,306	0,000	0,006	1,324	33,32	32,0	11,8
	0,27–0,33 m		0,272	0,000	0,004	1,310	3,54	32,0	14,9
	0,47–0,53 m		0,326	0,000	0,011	1,108	35,06	28,0	21,2
	0,67–0,73 m		0,320	0,000	0,012	1,142	5,05	28,0	21,2
	0,87–0,93 m		0,308	0,006	0,011	1,151	5,32	28,0	21,2
PM_210 KRAATZ – C	0,07–0,13 m	RC-MT	0,315	0,000	0,014	1,103	1,69	33,0	12,0
	0,27–0,33 m		0,297	0,000	0,005	1,290	17,40	32,0	4,9
	0,47–0,53 m		0,320	0,015	0,017	1,117	2,00	24,0	16,6
	0,67–0,73 m		0,346	0,050	0,005	1,128	0,46	24,0	16,6
	0,87–0,93 m		0,305	0,011	0,005	1,183	36,84	24,0	16,6
PM_380 KRAATZ – D	0,07–0,13 m	RC-MT	0,325	0,000	0,012	1,149	8,37	32,0	12,0
	0,27–0,33 m		0,257	0,000	0,011	1,198	0,70	32,0	12,0
	0,47–0,53 m		0,295	0,184	0,009	1,642	1,46	30,0	22,7
	0,67–0,73 m		0,336	0,015	0,008	1,155	4,59	30,0	22,7
	0,87–0,93 m		0,305	0,019	0,005	1,226	2,45	30,0	22,7
Harzgerode I	0,24–0,3 m	Pastagem	0,480	0,027	0,016	1,145	6,77	4,0	21,3
Harzgerode II	0,24–0,3 m		0,413	0,027	0,020	1,184	10,12	8,0	8,9
Harzgerode III	0,24–0,3 m		0,449	0,027	0,024	1,171	12,64	10,0	20,0
Harzgerode IV	0,24–0,3 m		0,481	0,146	0,014	1,237	2,73	10,0	21,6
Harzgerode V	0,24–0,3 m		0,455	0,005	0,019	1,217	15,54	10,0	17,2
Harzgerode VI	0,24–0,3 m		0,454	0,009	0,039	1,107	50,69	8,0	21,1
Harzgerode VII	0,24–0,3 m		0,437	0,016	0,038	1,086	43,75	6,0	28,9

Local	Profundidade	Manejo	θ_s	θ_r	α	n	K_s	Areia	Argila
			----- m ³ m ⁻³ -----	----- m ³ m ⁻³ -----					
Harzgerode VIII	0,24-0,3 m	Pastagem	0,412	0,007	0,049	1,111	1,71	6,0	23,9
Harzgerode IX	0,24-0,3 m		0,491	0,000	0,019	1,069	25,27	3,0	24,6
Araponga – MG	0-0,1 m	MS	0,650	0,250	0,543	1,480	4896	47,5	40,2
	0-0,1 m	SAF	0,590	0,280	0,152	1,663	552	38,8	49,9
	0-0,1 m	CPS	0,540	0,320	0,125	1,458	528	44,3	42,2
Choró – CE	0-0,1 m	MS	0,420	0,070	0,057	1,827	720	79,1	14,0
	0-0,1 m	SAF	0,460	0,050	0,062	1,840	624	78,0	12,5
	0-0,1 m	CPS	0,410	0,050	0,070	1,673	192	80,7	12,3
Piracicaba – SP	0,8 m	Pousio	0,438	0,087	0,051	1,598	98,38	80,0	5,0
	0,2 m		0,405	0,181	0,069	4,024	6,91	48,0	45,0
Baraúna – RN	0,3 m	Meloeiro	0,451	0,175	0,039	1,451	14,43	50,0	44,0
	0,4 m		0,474	0,179	0,044	1,312	27,51	46,0	44,0
	0,5 m		0,465	0,189	0,013	1,458	38,80	51,0	43,0
	0,6 m		0,451	0,192	0,021	1,503	38,65	49,0	43,0

*RC-MT: rotação de culturas milho-trigo; MS: mata secundária, SAF: sistema agroflorestal; CPS: cultivo a pleno sol.

Diferentes resultados para θ_{cc} foram obtidos pelos dez métodos testados (Tabela 2). O solo que apresentou o maior coeficiente de variação (CV) dentre as estimativas foi o de Choró-CE sob sistema agroflorestal (SAF), em que os valores de θ_{cc} variaram de 0,082 (θ_{330cm}) a 0,395 (θ_i) m³ m⁻³. Isso mostra uma diferença de 80% na umidade θ_{cc} entre a escolha de um ou outro método extremo, além de um CV de quase 50% entre os nove critérios avaliados.

A variação das estimativas em todos os pontos pode ser observada na Figura 2, que mostra um intervalo de possibilidades para valores de θ_{cc} , a depender do método de escolha para sua estimativa. Assim, os valores mínimos e máximos obtidos em cada ponto amostral bem como a estimativa dada pela PTF para as tensões de 330 e 100cm podem ser observados. Admitindo-se que a região delimitada pelos nove métodos representa a melhor estimativa possível para θ_{cc} , verifica-se que a estimativa dada pela PTF (330cm) está contida no intervalo dado pelos demais métodos para a maioria dos solos avaliados. Isso implica, por exemplo, em estudos em que se necessita da capacidade de campo e não se tem dados de CRA ou K_s . A utilização de uma PTF baseada em textura pode gerar resultados tão satisfatórios para θ_{cc} quanto a utilização de algum outro critério dos critérios testados.

Tabela 2 – Estimativa da capacidade de campo para solos do Brasil e da Alemanha a partir dos modelos avaliados

Local	Profundidade/ Manejo	$\theta(60\text{cm})$	$\theta(100\text{cm})$	$\theta(330\text{cm})$	θ_i	Assouline				Cong	Saxton _{100cm}	Saxton _{330cm}	CV* (%)
						Prevedello	Andrade	Twarakavi	(m ³ m ⁻³)				
PM 35 KRAATZ – A	0,07–0,13 m	0,318	0,306	0,267	0,336	0,241	0,313	0,254	0,282	0,305	0,125	0,266	11
	0,27–0,33 m	0,279	0,263	0,224	0,338	0,244	0,320	0,259	0,261	0,269	0,127	0,263	13
	0,47–0,53 m	0,291	0,274	0,241	0,316	0,257	0,282	0,260	0,236	0,227	0,163	0,298	11
	0,67–0,73 m	0,337	0,329	0,299	0,343	0,260	0,318	0,270	0,286	0,298	0,163	0,298	10
	0,87–0,93 m	0,280	0,269	0,236	0,295	0,210	0,277	0,223	0,237	0,249	0,163	0,298	11
PM 110 KRAATZ – B	0,07–0,13 m	0,290	0,278	0,228	0,290	0,169	0,24	0,180	0,169	0,151	0,117	0,264	25
	0,27–0,33 m	0,262	0,254	0,217	0,259	0,153	0,216	0,163	0,180	0,179	0,125	0,266	20
	0,47–0,53 m	0,311	0,303	0,278	0,323	0,246	0,313	0,262	0,287	0,311	0,147	0,286	9
	0,67–0,73 m	0,300	0,290	0,257	0,315	0,228	0,299	0,242	0,258	0,275	0,147	0,286	11
	0,87–0,93 m	0,290	0,280	0,248	0,303	0,217	0,285	0,231	0,246	0,259	0,147	0,286	11
PM 210 KRAATZ – C	0,07–0,13 m	0,298	0,289	0,265	0,312	0,240	0,304	0,255	0,276	0,298	0,118	0,262	9
	0,27–0,33 m	0,286	0,277	0,238	0,284	0,171	0,241	0,182	0,181	0,171	0,108	0,274	22
	0,47–0,53 m	0,299	0,290	0,262	0,317	0,242	0,307	0,257	0,277	0,299	0,131	0,282	9
	0,67–0,73 m	0,339	0,334	0,315	0,343	0,266	0,33	0,280	0,313	0,337	0,131	0,282	9
	0,87–0,93 m	0,296	0,290	0,263	0,299	0,207	0,276	0,220	0,217	0,214	0,131	0,282	15
PM 380 KRAATZ – D	0,07–0,13 m	0,303	0,292	0,257	0,320	0,228	0,301	0,243	0,254	0,267	0,118	0,264	11
	0,27–0,33 m	0,239	0,228	0,194	0,251	0,168	0,228	0,179	0,211	0,228	0,118	0,264	13
	0,47–0,53 m	0,281	0,270	0,235	0,281	0,230	0,25	0,233	0,242	0,243	0,154	0,287	8
	0,67–0,73 m	0,321	0,313	0,282	0,330	0,238	0,311	0,253	0,270	0,287	0,154	0,287	11
	0,87–0,93 m	0,295	0,288	0,257	0,296	0,198	0,265	0,209	0,232	0,245	0,154	0,287	14
Harzgerode I	0,24–0,3 m	0,443	0,426	0,376	0,474	0,348	0,449	0,369	0,387	0,417	0,147	0,312	10
Harzgerode II	0,24–0,3 m	0,367	0,348	0,295	0,404	0,283	0,373	0,300	0,311	0,326	0,118	0,302	12
Harzgerode III	0,24–0,3 m	0,396	0,375	0,320	0,441	0,314	0,411	0,332	0,342	0,359	0,142	0,305	12
Harzgerode IV	0,24–0,3 m	0,445	0,427	0,373	0,470	0,352	0,431	0,366	0,391	0,415	0,148	0,310	10
Harzgerode V	0,24–0,3 m	0,397	0,371	0,301	0,443	0,291	0,397	0,309	0,315	0,324	0,133	0,300	15
Harzgerode VI	0,24–0,3 m	0,403	0,386	0,346	0,450	0,346	0,437	0,367	0,364	0,380	0,146	0,310	10
Harzgerode VII	0,24–0,3 m	0,398	0,386	0,354	0,435	0,348	0,427	0,368	0,368	0,386	0,182	0,340	8
Harzgerode VIII	0,24–0,3 m	0,357	0,341	0,303	0,408	0,311	0,395	0,331	0,359	0,391	0,158	0,320	10
Harzgerode IX	0,24–0,3 m	0,468	0,458	0,430	0,489	0,401	0,485	0,425	0,429	0,456	0,161	0,323	7
Araponga – MG	0–0,1 m MS	0,325	0,309	0,283	0,615	0,439	0,521	0,451	0,355	0,328	0,236	0,323	28
	0–0,1 m SAF	0,351	0,331	0,303	0,551	0,406	0,462	0,415	0,353	0,340	0,291	0,383	20
	0–0,1 m CPS	0,406	0,389	0,360	0,522	0,426	0,472	0,432	0,396	0,384	0,247	0,338	12
Choró – CE	0–0,1 m MS	0,191	0,152	0,101	0,366	0,198	0,254	0,207	0,130	0,110	0,117	0,187	44
	0–0,1 m SAF	0,180	0,137	0,082	0,395	0,199	0,264	0,210	0,121	0,096	0,110	0,183	52
	0–0,1 m CPS	0,182	0,146	0,093	0,364	0,196	0,26	0,205	0,146	0,118	0,109	0,179	43
Piracicaba – SP	0,8 m	0,257	0,216	0,152	0,399	0,237	0,303	0,247	0,201	0,178	0,073	0,151	30
Baraúna – RN	0,2 m	0,184	0,182	0,181	0,328	0,226	0,243	0,233	0,202	0,210	0,259	0,342	21
	0,3 m	0,349	0,318	0,261	0,429	0,309	0,367	0,317	0,311	0,307	0,253	0,333	14
	0,4 m	0,385	0,360	0,307	0,459	0,345	0,413	0,355	0,348	0,346	0,255	0,342	12
	0,5 m	0,422	0,396	0,325	0,442	0,322	0,380	0,330	0,311	0,302	0,247	0,328	14
	0,6 m	0,385	0,355	0,288	0,427	0,312	0,364	0,319	0,300	0,291	0,248	0,332	14

*O CV não inclui os valores da PTF proposta por Saxton *et al.* (1986)

Observa-se na Figura 2 que a variabilidade das estimativas de θ_{cc} em cada ponto é menor para solo de clima temperado do que a encontrada nos solos de clima tropical, estando os solos de Kraatz e Harzgerode, independentemente da profundidade, dentro de uma faixa menor de resultados do que os solos do Brasil. Em especial, os solos com alto teor de areia (Choró–CE e Piracicaba–SP), obtiveram as maiores variações dentre as estimativas de θ_{cc} e também altos CVs (Tabela 2), com valores de θ_{cc} no solo de Piracicaba variando de 0,152 ($\theta_{330\text{cm}}$) a 0,399 (θ_i) $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$. Esse comportamento pode ser associado ao formato de “cadeira” que as CRAs desse tipo de solo possuem, que pode fazer com que o ponto de inflexão esteja distante das tensões em torno de 100 cm.

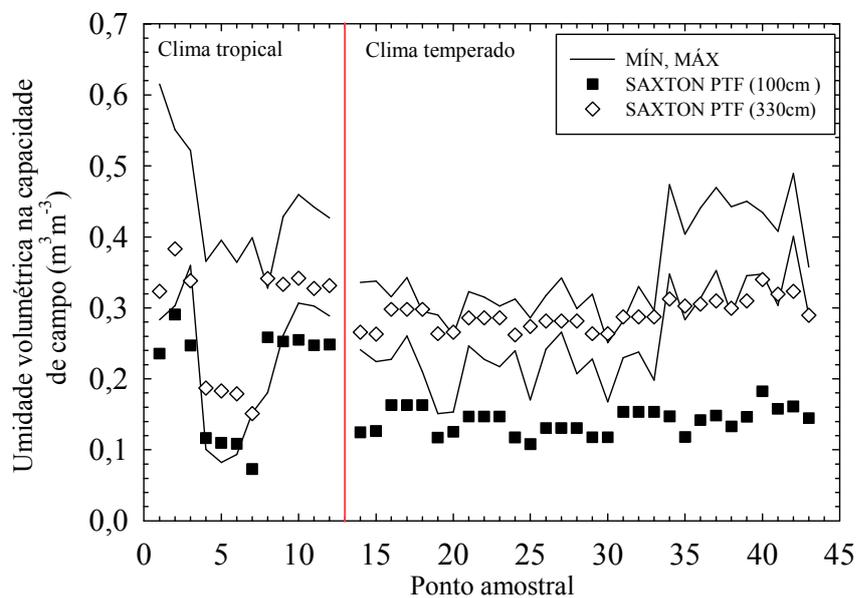


Figura 2 – Valores mínimos (linha inferior) e máximos (linha superior) encontrados para estimativa de θ_{cc} pelos 9 modelos avaliados, comparados com as aproximações dadas pela PTF proposta por Saxton *et al.* (1986). Os valores de umidade gerados pela PTF (100 cm) estão abaixo das estimativas para 330 cm devido à uma característica da PTF, que não estimou bem essa umidade nos solos avaliados. As linhas não representam continuidade nos valores, apenas a delimitação do intervalo de variação em cada ponto. Identificação dos pontos: Araponga (1-3); Choró (4-6); Piracicaba (7); Baraúna (8-12); Kraatz (14-33) e Harz (34-43).

Apesar de a tensão matricial em 100 cm ser indicada como valor de θ_{cc} para muitos solos (REICHERT *et al.*, 2002; REYNOLDS *et al.*, 2002), as predições geradas pela PTF nessa tensão apresentaram valores inferiores aos outros modelos. Em alguns casos, esse valor ficou abaixo do ponto de murchamento permanente, gerando inconsistência na análise da disponibilidade hídrica. Dependendo do critério que se utiliza para considerar a taxa de drenagem desprezível, o valor da capacidade de campo pode ficar abaixo do ponto de murchamento permanente. Ou seja, se a taxa desprezível for muito baixa, a umidade resultante pode ser muito pequena. É claro que esse não foi o caso nessa análise, uma vez que

a PTF utilizada não considera taxas de drenagem, ela apenas estimou de maneira insatisfatória os valores de $\theta_{100\text{cm}}$.

Na figura 3 observa-se que, além de estimar um valor de capacidade de campo mais próximo das outras metodologias, o valor da PTF (330 cm) também se correlacionou melhor com os valores reais de $\theta_{330\text{cm}}$ ($r=0,3406$) do que a PTF(100 cm) com $\theta_{100\text{cm}}$ ($r=0,7610$), indicando uma particularidade da PTF, que não estimou de maneira satisfatória o valor de $\theta_{100\text{cm}}$ para os solos analisados. Entretanto, ao avaliar separadamente solos de clima tropical e temperado, observa-se que a PTF estimou melhor as umidades para clima tropical, principalmente para $\theta_{100\text{cm}}$. Essa é uma característica interessante, uma vez que a PTF foi elaborada baseando-se em solos de clima temperado, o que corrobora com a ideia de que apenas a textura não é capaz de refletir todas as discrepâncias entre solos.

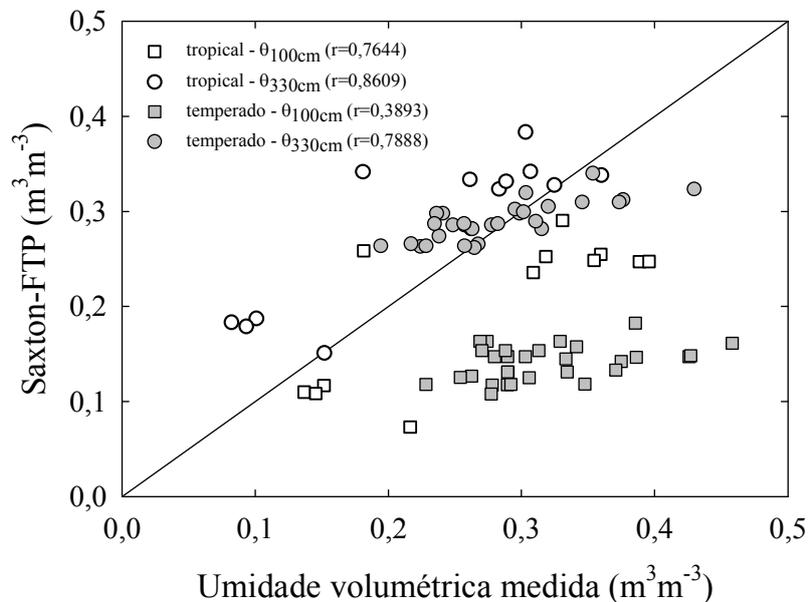


Figura 3 – Gráfico de correlação dos valores observados das umidades em 100 e 330 cm com as estimativas dadas pela PTF proposta por Saxton *et al.* (1986).

A adoção do ponto de inflexão como critério para θ_{cc} foi o que proporcionou as maiores estimativas de umidade em todos os solos analisados. Para a maioria dos solos de clima tropical, o uso de $\theta_{330\text{cm}}$ resultou nos menores valores de θ_{cc} , como já apontado no exemplo de Choró-SAF. Para os solos de clima temperado os menores valores de θ_{cc} foram obtidos, na maioria dos casos, com o modelo de Assouline e Or (2014).

As estimativas de θ_{cc} pelos métodos propostos por Twarakavi *et al.* (2009) e Cong *et al.* (2014) para os solos avaliados apresentaram valores muito parecidos, com $RMSE=0,017 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Além disso, apresentaram alta correlação ($r=0,985$), que aumenta quando os solos de clima tropical ou temperado são analisados separadamente. Ambas as estimativas de θ_{cc}

Estudando solos do cerrado brasileiro, Andrade e Stone (2010) verificaram que a capacidade de campo obtida pelo modelo deles variou no intervalo de $\theta_{65\text{cm}}$ e $\theta_{75\text{cm}}$. Nos solos de Kraatz e Harzgerode, em todos os pontos analisados, a capacidade de campo obtida pelo método de Andrade e Stone (2010) foi menor que $\theta_{60\text{cm}}$. A tensão de 60 cm também foi usada como critério para capacidade de campo por Andrade *et al.* (1991), pois corresponde aos poros com diâmetro menor que 50 μm (microporos). Apesar do conceito de capacidade de campo ser diferente do conceito de microporosidade, esse critério parte do princípio de que a água flui mais facilmente nos macroporos e por isso a drenagem se tornaria desprezível, separando o sistema poroso nos domínios macro e matricial. Contudo, em solos com alta continuidade microporosa podem possuir consideráveis valores de condutividade hidráulica, mesmo que se tratem de poros com dimensões pequenas.

No solo de Piracicaba-SP, Brito *et al.* (2011) monitoraram a umidade do solo e determinaram θ_{cc} *in situ* com regressões entre a densidade de fluxo na capacidade de campo (q_{cc}) e valores de θ , utilizando q_{cc} de 1; 0,1 e 0,01 mm dia^{-1} . Para cada uma das densidades de fluxo, os autores encontraram resultados de θ_{cc} de 0,173, 0,139 e 0,106 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, respectivamente. Considerando-se como referência os valores medidos por Brito *et al.* (2011), a maioria dos modelos testados para esse solo superestimou θ_{cc} . O modelo de Twarakavi *et al.* (2009), que considera $q_{cc}=0,1 \text{ mm dia}^{-1}$, resultou em $\theta_{cc}=0,201 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, ou seja, um valor 30% maior que o medido em campo para a mesma densidade de fluxo. O modelo de Prevedello (1999) resultou em $\theta_{cc}=0,303 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, ou seja, o triplo da capacidade de campo medida *in situ*. O modelo que gerou resultados de θ_{cc} mais próximos dos obtidos por Brito *et al.* (2011), considerando $q_{cc}=1 \text{ mm dia}^{-1}$ para obtenção da θ_{cc} *in situ*, foi o de Cong *et al.* (2014), que gerou $\theta_{cc}=0,178 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$.

Cong *et al.* (2014) compararam o método deles com os resultados de $\theta_{330\text{cm}}$ observando semelhança entre os valores. Nos solos analisados neste trabalho tal relação também foi observada ($r=0,933$, $\text{RMSE}=0,034 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$), contudo, houve pontos com diferenças relevantes, como a diferença observada de 34% para PM_110-Kraatz-B (7-13cm). Estudos em solos de clima tropical revelam que estimar θ_{cc} como $\theta_{330\text{cm}}$ pode proporcionar resultados errôneos. Dardengo *et al.* (2010), por exemplo, estudaram a taxa de crescimento do café conilon em Latossolo Vermelho-Amarelo (LVA) e em Argissolo Vermelho-Amarelo (PVA) no estado do Espírito Santo em função da aplicação de diferentes lâminas de irrigação, provenientes dos critérios para capacidade de campo. Os autores observaram maiores taxas de crescimento com $\theta_{100\text{cm}}$ (no LVA), $\theta_{60\text{cm}}$ (no PVA) e menor taxa de crescimento em ambos os

solos utilizando $\theta_{330\text{cm}}$. Também analisando capacidade de campo medida *in situ* em um Latossolo Amarelo coeso no estado da Bahia, Aguiar Netto *et al.* (1999) concluíram que $\theta_{330\text{cm}}$ e $\theta_{100\text{cm}}$ não estimaram adequadamente θ_{cc} , a qual variou entre $\theta_{30\text{cm}}$ e $\theta_{190\text{cm}}$.

Apesar de amplamente utilizado, muitos autores concordam que as aproximações geradas pela adoção de um ponto fixo da CRA podem levar a análises incompletas. Isso se deve ao fato de que a capacidade de campo depende também de outros fatores, como os processos que ocorrem no solo depois de eventos de molhamento e secamento e da própria espessura do solo. Ainda, a capacidade de campo é um processo dinâmico e, portanto, não pode ser observada estaticamente (CASAROLI e DE JONG VAN LIER, 2008; CONG *et al.*, 2014; ROMANO e SANTINI, 2002).

Os resultados encontrados com os 9 modelos, mesmo sendo diferentes, podem ser utilizados em diversas finalidades, como já citado por Meyer e Gee (1999), que consideraram diferentes fluxos para θ_{cc} , dependendo do propósito do estudo. Por exemplo, maiores valores podem ser admitidos quando uma margem de segurança maior no aporte de água é almejada. Por outro lado, critérios que proporcionam menores valores θ_{cc} propiciariam maior economia de água e menor drenagem.

Muitos trabalhos comparam indiretamente o valor da capacidade de campo em alguma aplicação específica, como a irrigação ou a qualidade física do solo. Todavia, a escolha do critério para estimativa de θ_{cc} pode alterar os resultados finais, não devendo, portanto, serem comparados diretamente.

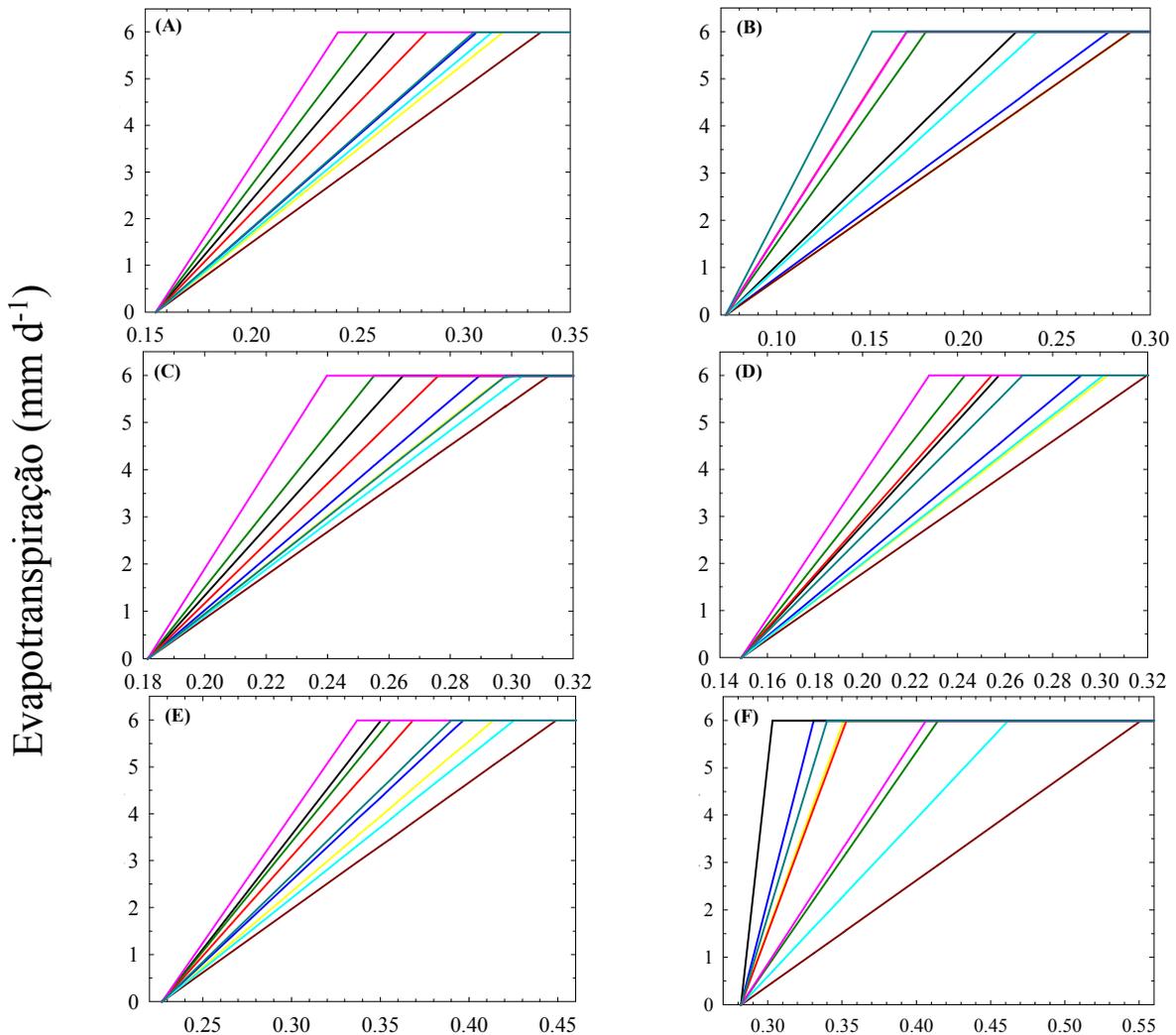
4.2 APLICAÇÃO – EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL (ETR), CAPACIDADE DE ÁGUA DISPONÍVEL (CAD) E POROSIDADE DRENÁVEL (AC)

Uma vez que os valores de θ_{cc} obtidos pelos nove métodos apresentaram diferentes resultados, avaliou-se a influência desses resultados no cálculo da ETR, CAD e AC. Na Figura 4 são apresentadas simulações para estimativa da ETR para a fração de água disponível no solo, dada por $(\theta_{cc} - \theta_{\text{pmp}})$. O solo de Araponga–MG sob sistema agroflorestal (FIGURA 4F) apresentou uma das maiores variações na estimativa da ETR: na umidade de $0,37 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ os valores de ETR variaram de 1,96 a 6,0 (ETP) mm dia^{-1} , ou seja, uma variação de quase 70% na estimativa de ETR só pela mudança do critério de estimativa de θ_{cc} . Observou-se também essa variação em todos os outros solos, possibilitando, para uma mesma umidade, valores distintos de ETR podendo afetar, por exemplo, o balanço hídrico no local.

Na Figura 5 são apresentadas as variações na CAD, AC e ETR em solos de clima temperado. Na avaliação da ETR foram considerados apenas as curvas para as camadas superficiais de solo.

Na Figura 6 são apresentadas as variações na CAD, AC e ETR em solos de clima tropical. Os três primeiros pontos obtiveram ETR=0 pois θ utilizada é menor que θ_{pmp} para o solo de Araponga-SAF.

Nas Figuras 5 e 6 é revelada a maior variabilidade entre os solos de clima tropical, ou seja, para um mesmo solo, sob mesmo uso, a estimativa de CAD, AC e ETR foi mais discrepante do que em solos de clima temperado. Para CAD, o solo com maior variação foi o de Araponga-MG (ponto 1). Nesse solo, a CAD variou de 3 mm (θ_{330cm}) até 36 mm (θ_i), uma variação de armazenamento de 90% considerando-se os dois extremos. Nos solos de clima temperado, a CAD apresentou variação média de 14 mm para cada ponto.



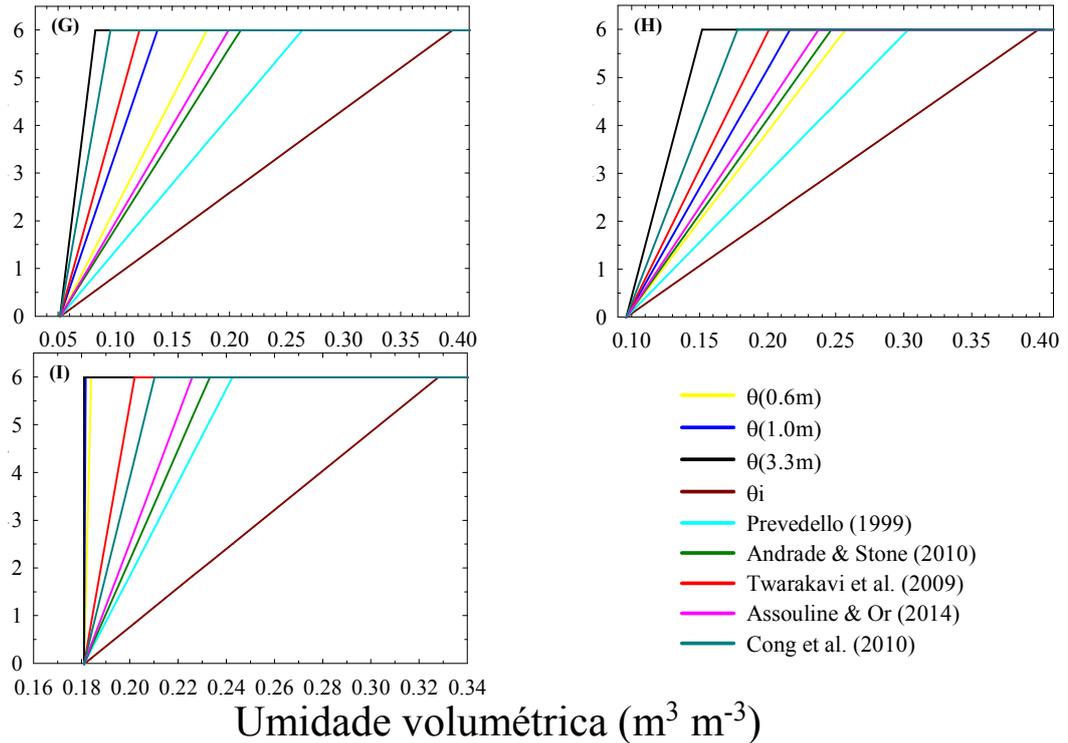


Figura 4 – Estimativa da evapotranspiração real em função da umidade. A) Kraatz A 7–13 cm; B) Kraatz B 7–13 cm; C) Kraatz C 7–13 cm; D) Kraatz D 7–13 cm; E) Harzgerode - média de 10 pontos 24–30 cm; F) Araponga SAF 0–10 cm; G) Choró SAF 0–10 cm; H) Piracicaba 80 cm; I) Baraúna 20 cm. Para todas as simulações: ETP=6 mm dia⁻¹ e z=10 cm.

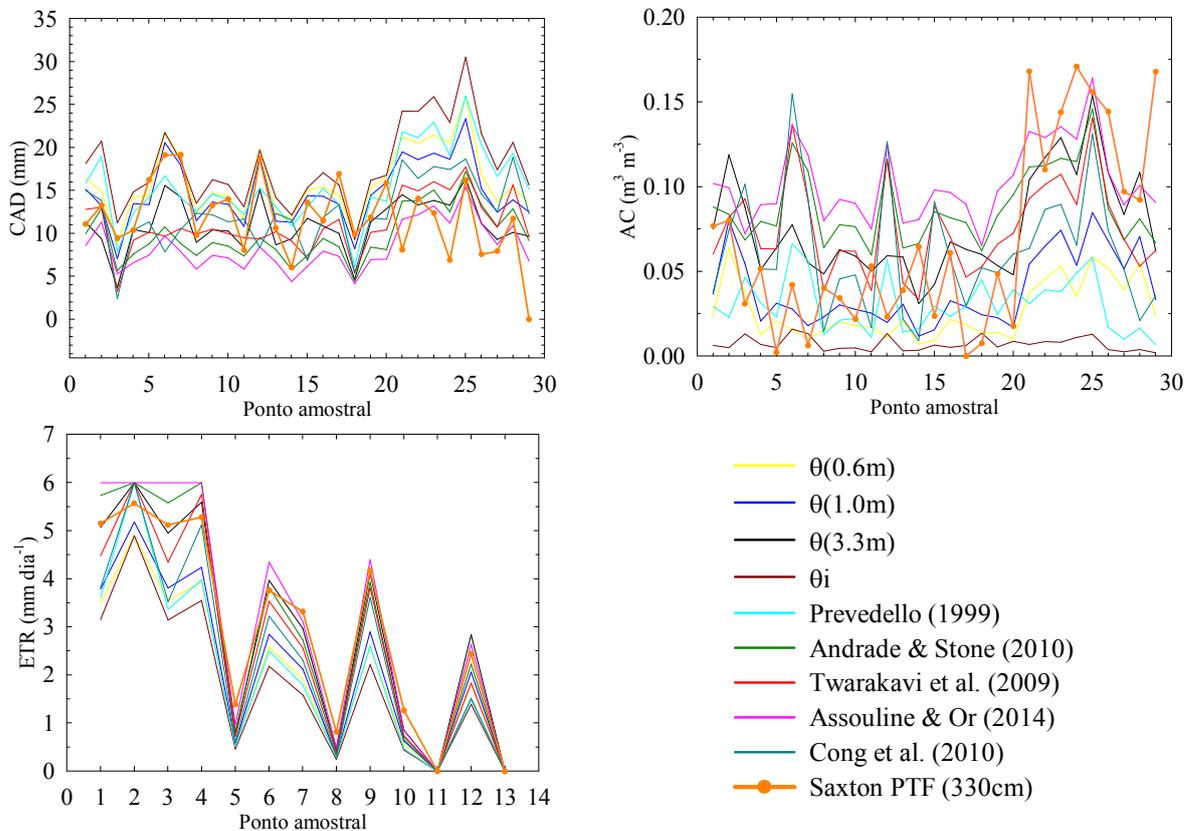


Figura 5 – Variabilidade nas estimativas de CAD, AC e ETR, em que as linhas não representam conectividade entre os pontos, mas sim a oscilação dos valores nos pontos, para os solos de Kraatz e Harzgerode. z=100 mm; PE=6 mm dia⁻¹; $\theta=0.25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Pontos CAD e AC: Kraatz-A (1–5), Kraatz-B (6–10),

Kraatz-C (11–15), Kraatz-D (16–20), Harzgerode (21–29). Pontos ETR Kraatz-A 7-13 cm (1), Kraatz-B 7-13 cm (2), Kraatz-C 7-13 cm (3), Kraatz-C 7-13 cm (4), Harzgerode (5–13). A estimativa dada pela PTF (100 cm) não foi utilizada pois ficou abaixo do ponto de murchamento permanente em alguns casos.

No caso de AC, a variação nos solos de clima temperado foi, em média, cerca de $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Figura 6). Já para os solos de clima tropical essa variabilidade foi maior, chegando a quase $0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ em alguns pontos (Figura 5).

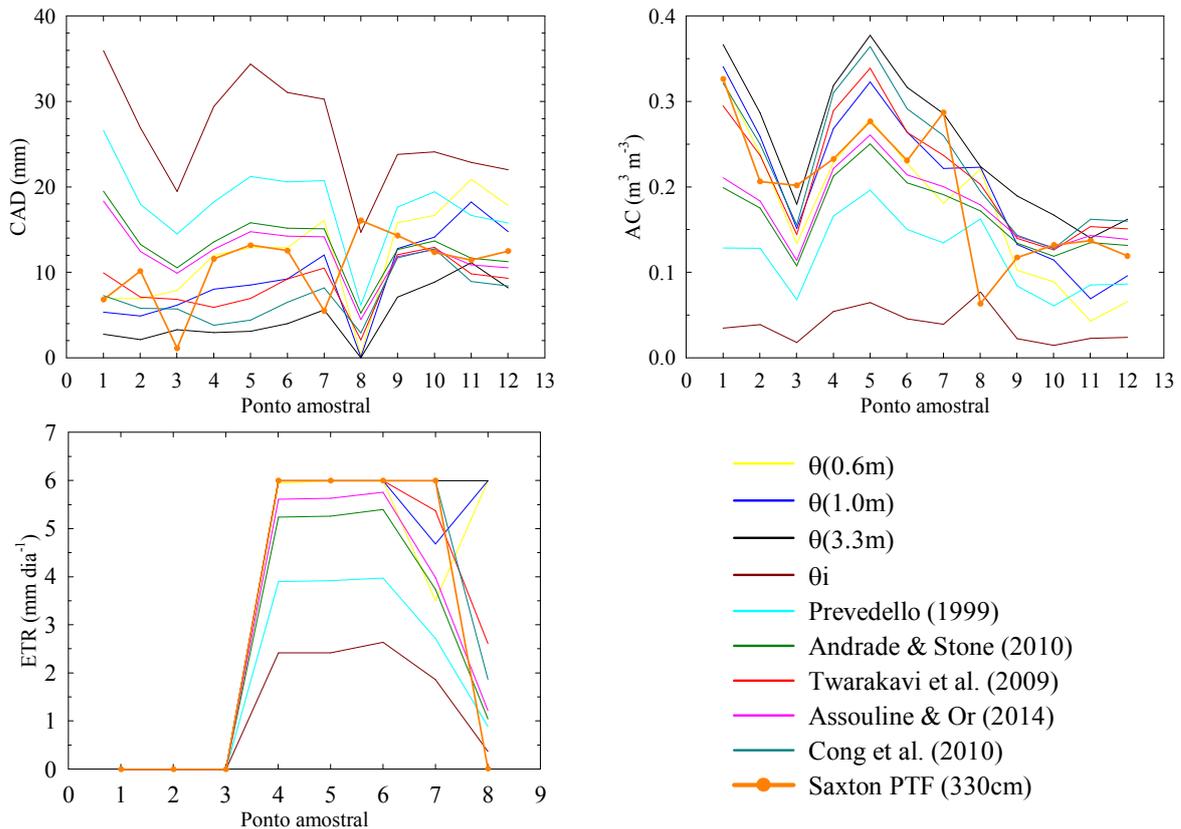


Figura 6 – Variabilidade nas estimativas de CAD, AC e ETR, em que as linhas não representam conectividade entre os pontos, mas sim a oscilação dos valores entre eles, para os solos de Araçuaia – MG, Choró – CE, Piracicaba – SP e Baraúna – RN. $z=100 \text{ mm}$; $PE=6 \text{ mm dia}^{-1}$; $\theta=0,19 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Pontos CAD e AC: Araçuaia–MG (1–3), Choró–CE (4–6), Piracicaba–SP (7), Baraúna–RN (8–12). Pontos ETR: Araçuaia–MG (1–3), Choró–CE (4–6), Piracicaba–SP (7), Baraúna–RN 0,2 m (8). A estimativa dada pela PTF (100 cm) não foi utilizada pois ficou abaixo do ponto de murchamento permanente em alguns casos.

A dificuldade de encontrar uma umidade que estivesse acima de θ_{pmp} e que, ao mesmo tempo, não superasse a θ_{cc} para a maioria dos pontos acabou gerando casos em que a ETR foi nula ou igual à ETP. Notou-se nos solos da Alemanha (clima temperado) maior diferença na evapotranspiração decorrente da variação na θ_{cc} , em relação aos solos do Brasil (clima tropical), decorrente também da escolha da umidade inicial, que acabou gerando muitas curvas com ETR igual à ETP.

4.3 APLICAÇÃO – SIMULAÇÕES DE PRODUTIVIDADE

Os resultados dos cenários de crescimento realizados no modelo AquaCrop estão apresentados na Figura 7, que mostra a evolução da biomassa acumulada ($t\ ha^{-1}$) ao longo do ciclo de crescimento da cultura, para três cenários de precipitação acumulada.

Como já apontado por Vanuytrecht *et al.* (2014), a Figura 7 mostra que o modelo AquaCrop é sensível ao parâmetro capacidade de campo, uma vez que a resposta do modelo difere quando todas as variáveis são mantidas fixas e θ_{cc} é variada.

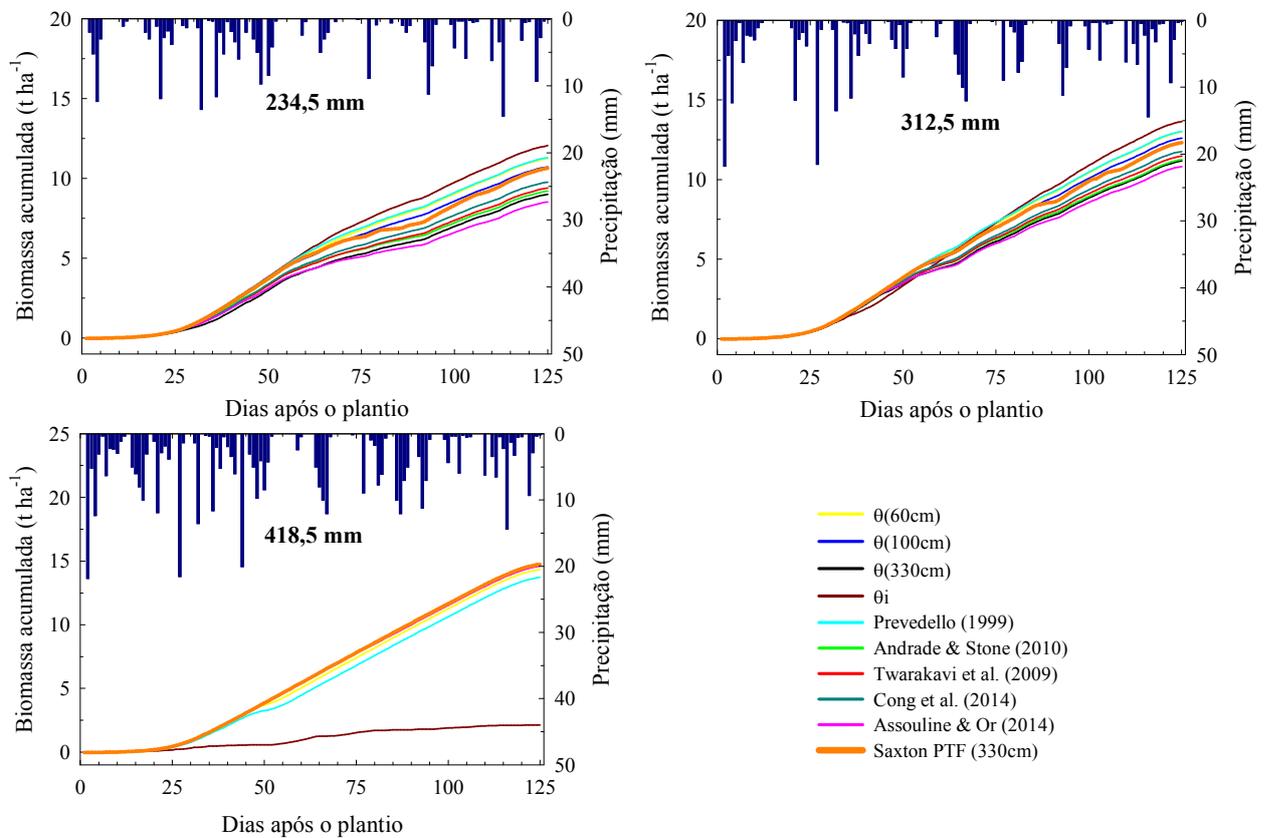


Figura 7 – Simulações de produtividade ao longo do ciclo de uma cultura hipotética, realizadas no modelo AquaCrop, para o ponto PM-35 da região Kraatz-A, em três cenários de precipitação acumulada: 234,5 mm; 312,5 mm e 418,5 mm.

Os resultados obtidos em cada cenário variaram em função da disponibilidade de água, uma vez que esse é um dos fatores mais influentes na simulação do crescimento vegetativo nesse modelo. Em um cenário de menor precipitação (Figura 7–234,5 mm) a produtividade aumentou quanto maior o valor da capacidade de campo. De fato, se assumirmos θ_{cc} como limite superior da disponibilidade de água no solo, a planta tem mais água disponível quanto maior for esse valor, e pode a utilizar sem que haja déficit hídrico, mesmo que ocorram longos períodos sem chuva. No caso de um valor intermediário de precipitação (Figura 7–312,5 mm), a produção de biomassa seguiu o mesmo padrão (maior

produtividade para maiores θ_{cc}), mas com a máxima produtividade maior, devido à maior quantidade de água disponível no solo.

Para um cenário de alta precipitação (Figura 7–418,5 mm) a produtividade simulada pela maioria dos critérios não variou tanto e ficou próxima da produtividade máxima, que é obtida sem estresse hídrico, fertilidade do solo ilimitada, sem estresse por salinidade e sem infestações por pragas. Naturalmente, em todas as simulações o único estresse que poderia ocasionar diferenças nos resultados foi o hídrico, uma vez que todos os outros parâmetros foram mantidos fixos.

Tabela 4 – Desvio ($Y_i - Y_{\min}$) e desvio relativo (Δ_r) da produtividade estimada (Y_i) nos cenários avaliados de capacidade de campo no modelo AquaCrop, no ponto PM-35, Kraatz-A.

Critério (i)	Simulação 1			Simulação 2			Simulação 3		
	Y_i (t ha ⁻¹)	$(Y_i - Y_{\text{méd}})$ (t ha ⁻¹)	Δ_r (%)	Y_i (t ha ⁻¹)	$(Y_i - Y_{\text{méd}})$ (t ha ⁻¹)	Δ_r (%)	Y_i (t ha ⁻¹)	$(Y_i - Y_{\text{méd}})$ (t ha ⁻¹)	Δ_r (%)
θ (60cm)	11,3	1,1	10,5	13,0	0,9	7,3	14,4	1,0	7,6
θ (100cm)	10,7	0,5	5,2	12,6	0,5	4,1	14,8	1,4	10,5
θ (330cm)	9,0	1,2	11,6	11,2	0,9	7,7	14,7	1,4	10,4
θ (inflexão)	12,1	1,9	18,3	13,7	1,5	12,6	2,2	11,2	83,9
Assouline e Or (2014)	8,5	1,7	16,3	10,8	1,3	10,6	14,6	1,3	9,6
Prevedello (1999)	11,3	1,1	10,9	13,0	0,9	7,6	13,7	0,4	3,0
Andrade e Stone (2010)	9,2	1,0	9,6	11,3	0,9	7,1	14,8	1,4	10,6
Twarakavi <i>et al.</i> (2009)	9,4	0,8	7,7	11,5	0,6	5,2	14,8	1,4	10,7
Cong <i>et al.</i> (2014)	9,8	0,4	4,1	11,8	0,3	2,8	14,8	1,4	10,7
Saxton <i>et al.</i> (1986) (330cm)	10,6	0,4	4,4	12,3	0,2	1,7	14,8	1,4	10,7
média	10,2		9,9	12,1		6,7	13,3		16,8

* Simulação 1 (234,5 mm), simulação 2 (312,5 mm), simulação 3 (418,5 mm).

** A PTF proposta por Saxton *et al.* (1986) em 100 cm não foi utilizada pois a umidade estimada foi menor que o ponto de murchamento permanente.

Na Tabela 4 são apresentados os desvios que ocorreram nas simulações em relação ao valor médio observado. Para as duas primeiras simulações, a produtividade mínima foi obtida com a estimativa de θ_{cc} com o modelo de Assouline e Or (2014) e na terceira a produção mínima foi obtida com o uso do critério do ponto de inflexão. Essa menor produtividade encontrada no terceiro cenário vai contra o padrão observado nas demais simulações (maior produtividade para maior θ_{cc}), uma vez que θ_{cc} associada ao ponto de inflexão da CRA proporcionou a maior umidade e, conseqüentemente, o maior armazenamento de água. Entretanto, de acordo com Raes *et al.* (2012) quando uma grande fração de poros está preenchida por água e a umidade do solo encontra-se próxima da saturação, diz que a umidade atingiu o ponto de anaerobiose. Se o solo continuar nessa condição por muito tempo a aeração do solo será comprometida, levando a um decréscimo na transpiração da planta que gera perdas na produção.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo avaliou modelos de estimativa da umidade do solo na capacidade de campo (θ_{cc}) baseados em dois critérios: estático e dinâmico. O modelo de estimativa baseado no ponto de inflexão da curva de retenção da água (CRA) promoveu os maiores valores de umidade, em todos os solos analisados. Os menores valores de θ_{cc} foram obtidos pela adoção de $\theta_{330\text{cm}}$ para os solos de clima tropical e com uma das propostas de Assouline e Or (2014) para a maioria dos solos de clima temperado.

Nos solos avaliados, a função de pedotransferência (PTF) proposta por Saxton *et al.* (1986) ficou dentro do intervalo gerado pelos 9 outros métodos, quando estimada em 330cm. Entretanto, a PTF não mostrou bons resultados na estimativa de $\theta_{100\text{cm}}$, promovendo valores que ficaram abaixo dos gerados pelos outros métodos e, em alguns casos, abaixo do ponto de murchamento permanente.

A aplicação dos 10 resultados obtidos de θ_{cc} mostrou sua influência na estimativa da água disponível, porosidade drenável e evapotranspiração, bem como na estimativa da produtividade de uma cultura genérica pelo modelo AquaCrop. Para a maioria dos cenários no AquaCrop, a produtividade foi maior quanto maior o valor de θ_{cc} . Esse comportamento só não foi observado quando a combinação precipitação+armazenamento de água foi grande a ponto de gerar condições de anoxia devido à falta de aeração.

REFERÊNCIAS

- ABBASI, Y.; GHANBARIAN-ALAVIJEH, B.; LIAGHAT, A. M.; SHORAFI, M. Evaluation of Pedotransfer Functions for Estimating Soil Water Retention Curve of Saline and Saline-Alkali Soils of Iran. **Soil Science Society of China**, v. 21, n. 2, p. 230-237, 2011.
- ABEDINPOUR, M.; SARANGI, A.; RAJPUT, T. B. S.; SINGH, M.; PATHAK, H.; AHMAD, T. Performance evaluation of AquaCrop model for maize crop in a semi-arid environment. **Agricultural Water Management**, v. 110, p. 55–66, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2012.04.001>
- AGUIAR, M.I. **Qualidade física do solo em sistemas agroflorestais**. 91 f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas), Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2008.
- AGUIAR NETTO, A. O.; NACIF, P. G. S.; REZENDE, J. E. Avaliação do conceito de capacidade de campo para um Latossolo Amarelo coeso do estado da Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, p. 661-667, 1999.
- ANDRADE, C. L. T.; FREITAS, J. A. D.; LUZ, L. R. Q. P. Características físico-hídricas de solos arenosos de tabuleiro litorâneos. In: CONGRESSO NACIONAL DE IRRIGAÇÃO E DRENAGEM, 9., 1991, Natal. **Anais ... Natal: ABID**, 1991, v. 1, p. 1069-1095.
- ANDRADE, R. S.; STONE, L. F. Estimativa da umidade na capacidade de campo em solos sob Cerrado. Campina Grande, **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n.2, p.111–116, 2011.
- ARMINDO, R. A., WENDROTH, O. Physical soil structure evaluation based on hydraulic energy functions. **Soil Science Society of America Journal**, 2016.
- ASSOULINE, S.; D. OR. The concept of field capacity revisited: Defining intrinsic static and dynamic criteria for soil internal drainage dynamics. **Water Resources Research**, v. 50, p. 4787-4802, 2014. doi: 10.1002/2014WR015475.
- BATTISTI, R.; SENTELHAS, P. C.; BOOTE, K. J. Inter-comparison of performance of soybean crop simulation models and their ensemble in southern Brazil. **Field Crops Research**, v. 200, p. 28–37, 2017. <http://dx.doi.org/10.1016/j.fcr.2016.10.004>
- BEAR, J. **Dynamics of fluids in porous media**. New York, Elsevier, 1972.
- BERGSTRÖM, 1992. The HBV model – its structure and applications. Norrköping, **SMHI RH**, n. 4, 1992.
- BRIGGS, L. J.; MCLANE, J. W. Moisture equivalent determinations and their application. **Proceedings of the American Society of Agronomy**, v.2, p. 138–147, 1910.
- BRITO, A. S. **Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da permeabilidade ao ar em função dos conteúdos de água e ar no solo**. 143 f. Tese (Doutorado em Ciências), ESALQ - Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2010.
- BRITO, A. S.; LIBARDI, P. L.; MOTA, J. C. A.; MORAES, S. O. Estimativa da capacidade de campo pela curva de retenção e pela densidade de fluxo de água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, p. 1939-1948, 2011.

- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. **Hydraulic Properties of Porous Media**, Colorado State University, Fort Collins, 1964.
- BROUWER, C.; PRINS, K.; HEIBLOEM, M. **Irrigation Water Management: Irrigation Scheduling, Training Manual**. n. 4. Rome: FAO, 1989.
- BOUMA, J. Using soil survey data for quantitative land evaluation. **Advances in Soil Science**, New York, v. 9, p. 177-213, 1989.
- CASAROLI, D.; DE JONG VAN LIER, Q. J. Critérios para determinação da capacidade de vaso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 59-66, 2008.
- COLMAN, E. A laboratory procedure for determining the field capacity of soils. **Soil Science**, v. 63 n. 4, p. 277-283, 1947.
- CONG, Z.; LÜ, H.; NI, G. A simplified dynamic method for field capacity estimation and its parameter analysis. **Water Science and Engineering**, v. 7, n. 4, p. 351-362, 2014.
doi:10.3882/j.issn.1674-2370.2014.04.001
- DARCY, H. Les fontaines publiques de la Ville de Dijon. Paris, Victor Dalmont, 1856.
- DARDENGO, M. C. J. D.; REIS, E. F.; PASSOS, R. R. Influência da capacidade de campo na taxa de crescimento do cafeeiro conilon. Viçosa, **Revista Ceres**, v. 57, n.1, p. 042-047, jan/fev, 2010.
- DE JONG VAN LIER, Q. J.; WENDROTH, O. Reexamination of the Field Capacity Concept in a Brazilian Oxisol. **Soil Science Society of America Journal**, 2015.
doi:10.2136/sssaj2015.01.0035
- EGEA, G.; VERHOEF, A.; VIDALE, P. L. Towards an improved and more flexible representation of water stress in coupled photosynthesis–stomatal conductance models. **Agriculture and Forest Meteorology**, v. 151, p. 1370–1384, 2011.
- FERREIRA, M. M.; MARCOS, Z. Z. Estimativa da capacidade de campo de Latossolo Roxo distrófico e regossolo através do ponto de inflexão da curva característica de umidade. Lavras, **Ciência e Prática**, v. 7, n. 1, p. 96-101, jan./mar., 1983.
- FOSTER, T.; BROZOVIĆ, N.; BUTLER, A. P.; NEALE, C. M. U.; RAES, D.; STEDUTO, P.; FERERES, E. AquaCrop-OS: An open source version of FAO's crop water productivity model. **Agricultural Water Management**, v. 181, p. 18-22, 2017.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2016.11.015>
- GARDNER, W. R. Dynamic aspects of water availability to plants. **Soil Science**, v. 89, p. 63–73, 1960.
- GEBREGIORGIS, M. F.; SAVAGE, M. J. Field, laboratory and estimated soil-water content limits. **Water SA**, v. 32, n. 2, April 2006.
- GEVAERD, R.; FREITAS, S. Estimativa operacional da umidade do solo para inicialização de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.21, n.3, p. 1-15, 2006.

- GIJSMAN, A. J.; JAGTAP, S. S.; JONES, J. W. Wading through a swamp of complete confusion: how to choose a method for estimating soil water retention parameters for crop models. **European Journal of Agronomy**, v. 18, p. 77-106, 2003.
- GIVI, J.; PRASHER, S. O.; PATEL, R. M. Evaluation of pedotransfer functions in predicting the soil water contents at field capacity and wilting point. **Agricultural Water Management**, v. 70, p. 83-96, 2004. doi:10.1016/j.agwat.2004.06.009
- GOMES, A. C. S.; ROBAINA, A. D.; PEITER, M. X.; SOARES, F. C.; PARIZI, A. R. C. Model to estimate the yield for soybean. **Ciência Rural**, v.44, n.1, jan., 2014.
- GUPTA, S. C.; LARSON, W. E. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. **Water Resources Research**, v. 15, n. 6, 1979.
- GUSWA, A. J.; CELIA, M. A.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Models of soil moisture dynamics in ecohydrology: A comparative study. **Water Resources Research**, v. 38, n. 9, 1166, 2002. doi:10.1029/2001WR000826
- HE, Y.; DESUTTER, T.; CASEY, F.; CLAY, D.; FRANZEN, D.; STEELE, D. Field capacity water as influenced by Na and EC: Implications for subsurface drainage. **Geoderma**, 245–246, 83–88, 2015. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.01.020>
- HORNE, D. J.; SCOTTER, D. R. The available water holding capacity of soils under pasture. **Agricultural Water Management**, v. 177, p. 165–171, 2016. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2016.07.012>
- HUGGINS, L. F.; MONKE, E. J. A Mathematical Model for Simulating the Hydrologic Response of a Watershed. **Water Resources Research**, v. 4, n. 3, p. 529-539, junho, 1968.
- JABRO, J.D.; EVANS, R.G.;KIM, Y.;IVERSEN, W.M. Estimating in situ soil–water retention and field water capacity in two contrasting soil textures. **Irrigation Science**, v. 27, p. 223–229, 2009. doi:10.1007/s00271-008-0137-9
- JAMISON, V.C. Changes in air water relationships due to structural improvement of soils. **Soil Science**, v. 76, p. 143-151, 1953.
- KATERJI, N.; CAMPI, P.; MASTRORILLI, M. Productivity, evapotranspiration, and water use efficiency of corn and tomato crops simulated by AquaCrop under contrasting water stress conditions in the Mediterranean region. **Agricultural Water Management**, v. 130, p. 14–26, 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2013.08.005>
- KESHAVARZI, A.; SARMADIAN, F.; LABBAFI, R. AHMADI, A. Developing Pedotransfer Functions for Estimating Field Capacity and Permanent Wilting Point Using Fuzzy Table Look-up Scheme. **Computer and Information Science**, v. 4, n. 1, p. 130-141, jan., 2011.
- KROES, J. G.; VAN DAM, J. C.; GROENENDIJK, P.; HENDRICKS, R. F. A.; JACOBS, C. M. J. **SWAP version 3.2. Theory description and user manual**. Wageningen, Alterra, Alterra Report1649(02) - Swap32 Theory description and user manual.doc. 262 p. 2008.

LAIO, F.; PORPORATO, A.; RIDOLFI, L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. Part II: Probabilistic soil moisture dynamics. **Advances in Soil Water Resources**, v. 24, p. 707-723, 2001.

LEHMANN, P.; ASSOULINE, S.; OR, D. Characteristics lengths affecting evaporative drying from porous media. *Physical Review E*, 77, 056309, 2008.
doi:10.1103/PhysRevE.77.056309.

LI, D.; GAO, G.; SHAO, M.; FU, B. Predicting available water of soil from particle-size distribution and bulk density in an oasis-desert transect in northwestern China. **Journal of Hydrology**, v. 538, p. 539-550, 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.04.046>

LIBARDI, P. L. Retenção e cálculo da água no solo. In: **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2005, p. 41-68.

MARSHALL, T.J.; STIRK, G.B. Pressure potential of water moving downward into soil. **Soil Science**, v. 68, p. 359-70, 1949.

MELLO, C. R.; OLIVEIRA, G. C.; RESCK, D. V. S.; LIMA, J. M.; DIAS JR., M. S. Estimativa da capacidade de campo baseada no ponto de inflexão da curva característica. *Lavras, Ciência e Agrotecnologia*, v.26, n.4, p.836-841, jul./ago., 2002.

MEYER, P. D.; GEE, G. W. Flux-based estimation of field capacity. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, v. 125, n. 7, p. 595-599, 1999.

MHIZHA, T.; GEERTS, S.; VANUYTRECHT, E.; MAKARAU, A.; RAES, D. Use of the FAO AquaCrop model in developing sowing guidelines for rainfed maize in Zimbabwe. **Water SA**, v. 40, n. 2, 2014. <http://dx.doi.org/10.4314/wsa.v40i2.5>

MONTEITH, J. L. **Principles of environmental physics**. London, Edward Arnold, 241p. 1973.

MONTOYA, F.; CAMARGO, D.; ORTEGA, J. F.; CÓRCOLES, J. I.; DOMÍNGUEZ, A. Evaluation of Aquacrop model for a potato crop under different irrigation conditions. **Agricultural Water Management**. v. 164, p. 267-280, 2016.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2015.10.019>

MOTA, J. C. A. **Componentes do balanço de água em um Cambissolo cultivado com meloeiro irrigado por gotejamento, com e sem cobertura da superfície**. 122 f. Tese (Doutorado em Ciências), ESALQ - Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2010.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, **Water Resources Research**, v. 12, n. 3, p. 513 – 522, 1976.
doi:10.1029/WR012i003p00513.

NASTA, P.; ROMANO, N. Use of a flux-based field capacity criterion to identify effective hydraulic parameters of layered soil profiles subjected to synthetic drainage experiments. **Water Resources Research**, 52, 2016. doi:10.1002/2015WR016979.

NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R. ; WILLIAMS, J. R. **Soil and Water Assessment Tool : Theoretical Documentation**. Grassland, Soil and Water Research

Laboratory - Agricultural Research Service e Blackland Research Center - Texas Agricultural Experiment Station, 476p, 2005.

NEMES, A.; PACHEPSKY, Y. A.; TIMLIN, D. J. Toward Improving Global Estimates of Field Soil Water Capacity. **Soil Science Society of America Journal**, v 75, n. 3, p. 807-812, maio/junho 2011. doi:10.2136/sssaj2010.0251

OTTONI FILHO, T. B.; OTTONI, M. V.; OLIVEIRA, M. B.; MACEDO, J. R.; REICHARDT, K. Revisiting Field capacity (FC): variation of definition of FC and its estimation from pedotransfer functions. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, p. 1750-1764, 2014.

PAREDES, P.; MELO-ABREU, J. P.; ALVES, I. PEREIRA, L. S. Assessing the performance of the FAO AquaCrop model to estimate maize yields and water use under full and deficit irrigation with focus on model parameterization. **Agricultural Water Management** v. 144, p. 81–97, 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2014.06.002>

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. A. Balanço hídrico climatológico. In: **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. 1 ed. Guaíba: Agropecuária, p. 247-267, 2002.

PREVEDELLO, C. L. Novo método para estimativa da umidade na capacidade de campo. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 4, p. 23-28, 1999.

PREVEDELLO, C. L.; ARMINDO, R. A. **Física do solo com problemas resolvidos**. 2 ed. Rev. ampl. Curitiba: Celso Luiz Prevedello, 2015, p. 174-341.

RAES, D.; STEDUTO, P.; HSIAO, T. C.; FERERES, E. **Reference Manual, Chapter 2 – AquaCrop, Version 4.0**. FAO, Land and Water Division, 164 p, June 2012.

RAES, D.; STEDUTO, P.; HSIAO, T. C.; FERERES, E. **Reference Manual, Chapter 1 - FAO crop-water productivity model to simulate yield response to water**. FAO, Land and Water Division, 25 p, March 2017.

RATLIFF, L. F.; RITCHIE, J. T.; CASSEL, D. K. Field-Measured Limits of Soil Water Availability as Related to Laboratory-Measured Properties. **Soil Science Society of America Journal**, v. 47, n. 770-775, 1983.

REICHERT, J. M.; ALBUQUERQUE, J. A.; KAISER, D. G.; REINERT, D. J.; URACH, F. L.; CARLESSO, R. Estimation of water retention and availability in soils of Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, p. 1547-1560, 2009.

RICHARDS, L. A. **Capillary conduction of liquids through porous medium**. Physics, v. 1, p. 318-333, 1931.

RICHARDS, L. A.; WEAVER, L. R. Moisture retention by some irrigated soils as related to soil moisture tension. **Journal of Agricultural Research**, v. 69, n. 6, p. 215-235, 1944.

RIVERS, E.D.; SHIPP, R.F. Available water capacity of Sandy and gravelly North Dakota soils. **Soil Science**, v. 113, p. 74-80, 1971.

- RODRIGUEZ-ITURBE, I.; PORPORATO, A.; LAIO, F.; RIDOLFI, L. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. Part I: Scope and general outline. **Advances in Soil Water Resources**, v. 24, p. 695-705, 2001.
- ROMANO, N.; PALLADINO, M. CHIRICO, G. B. Parameterization of a bucket model for soil-vegetation-atmosphere modeling under seasonal climatic regimes. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 3877–3893, 2011. doi:10.5194/hess-15-3877-2011
- ROMANO, N.; SANTINI, A. Water retention and storage: Field. In: DANE, J. H. e TOPP, G. C., Eds., **Methods of Soil Analysis, Part 4: Physical Methods**, 721-738. Madison, Soil Science Society of America, 2002.
- SALTER, P.J.; HAWORTH, F. The available-water capacity of sand loam soil. I. A critical comparison of methods of determining the moisture content of soil at capacity and at the permanent wilting percentage. **Journal of Soil Science**, v. 12, p. 326-34, 1961.
- SALTER, P.J.; WILLIAMS, J.B. The influence of texture on the moisture characteristics of soil. I. A critical comparison of techniques for determining the available water capacity and moisture characteristics curve of a soil. **Journal of Soil Science**, v. 16, p. 1-15, 1965.
- SAXTON, K. E.; RAWLS, W. J.; ROMBERGER, J. S.; PAPENDICK, R.I. Estimating Generalized Soil-Water Characteristics from Texture. **Soil Science Society of America Journal**, v. 50, p. 1031-1036, 1986.
- SCHAAP, M.G.; LEIJ, F.J.; VAN GENUCHTEN, M.Th. *Rosetta*: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. **Journal of Hydrology**, v. 251, p. 163-176, 2001.
- SERRANO, S. E. **Hidrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals**. Lexington, Kentucky: HydroScience, 1997, 451 p.
- ŠIMŮNEK, J.; ŠEJNA, M.; SAITO, H.; SAKAI, M. VAN GENUCHTEN, M, Th. **The HYDRUS-1D** Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. Version 4.08. Riverside, California, janeiro 2009.
- THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. The water balance. **Publications in climatology**. New Jersey, Drexel Inst. of Technology, 104 p., 1955.
- TUDOROVIC, M.; ALBRIZIO, R.; ZIVOTIC, L.; SAAB, M. T. A.; STÖCKLE, C.; STEDUTO, P. Assessment of AquaCrop, CropSyst, and WOFOST Models in the Simulation of Sunflower Growth under Different Water Regimes. **Agronomy Journal**, v. 101, p. 509–521, 2009. doi:10.2134/agronj2008.0166s
- TWARAKAVI, N.K.C.; SAKAI, M.; ŠIMŮNEK, J. An objective analysis of the dynamic nature of field capacity. **Water Resources Research**, v 45, p. 1–9, 2009. doi: 10.1029/2009WR007944.
- USDA – United States Department of Agriculture, **Natural Resources Conservation Service**, 2005. National Soil Survey Handbook, título 430-VI. Soil Properties and Qualities (Part 618), Available Water Capacity (618.05). Disponível em <http://soils.usda.gov/technical/handbook/>

VAN GENUCHTEN, M.Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, p. 892–897, 1980. doi:10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x

VANUYTRECHT, E.; RAES, D.; STEDUTO, P.; HSIAO, T.; FERERES, E.; HENG, L. K.; VILA, M. G.; MORENO, P. J. AquaCrop: FAO's crop water productivity and yield response model. **Environmental Modelling & Software**. v. 62, p. 351-360, 2014a. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.08.005>

VANUYTRECHT, E.; RAES, D.; WILLEMS, P. Global sensitivity analysis of yield output from the water productivity model. **Environmental Modelling & Software**. v. 51 p. 323-332, 2014b. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2013.10.017>

VEIHMEYER, F.J.; HENDRICKSON A.H. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. **Soil Science**, v. 32, p. 181–193, 1931. doi:10.1097/00010694-193109000-00003

VERHOEF, A.; EGEEA, G. Modeling plant transpiration under limited soil water: Comparison of different plant and soil hydraulic parameterizations and preliminary implications for their use in land surface models. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 191, n. 22–32, 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.02.009>

VIVAN, G. A.; PEITER, M. X.; ROBAINA, A. D.; BARBOZA, F. S. BUSKE, T. C. Rendimento Relativo da Cultura da Soja em Função da Lâmina de Irrigação. **Botucatu, Irriga**, v. 18, n. 2, p. 282-292, abril-junho 2013.

WENDROTH, O.; EHLERS, W.; HOPMANS, J.W.; KAGE, H.; HALBERTSMA, J.; WOLSTEN, J.H.M. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 57, p. 1436–1443, 1993. doi:10.2136/sssaj1993.03615995005700060007x

WHITE, R. E. **Principles and practice of soil science: the soil as a natural resource**. Blackwell Science Ltd 4th ed. 2006.

WIND, G.P. 1968. **Capillary conductivity data estimated by a simple method**. Rijtema, P.E., and H. Wassink (Eds.), *Water in the Unsaturated Zone*. In: Proc. of the Wageningen Symposium, June 1968. Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. (IASH), Gentbrugge, 1:19–23.

YEH, P. J. F.; IRIZARRY, M.; ELTAHIR, E. A.B. Hydroclimatology of Illinois: A comparison of monthly evaporation estimates based on atmospheric water balance and soil water balance. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. d16, p. 19823-19837, 1998. YEH, P. J. F.; SWENSON, S. C.; FAMIGLIETTI, J. S.; RODELL, M. Remote sensing of groundwater storage changes in Illinois using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). **Water Resources Research**, v. 42, W12203, 2006. DOI:10.1029/2006WR005374

ZACHARIAS, A. O.; CAMARGO, M. B. P.; FAZUOLLI, L. C. Modelo Agrometeorológico de Estimativa do Início da Florada Plena do Cafeeiro. Campinas, **Bragantia**, v.67, n.1, p.249-256, 2008.