OXIGENAÇÃO DO SISTEMA RADICULAR: UMA ABORDAGEM FÍSICA[1]

Q. DE JONG VAN LIER[2]

RESUMO

O entendimento da física do processo de aeração do sistema radicular permite uma estimativa mais correta e dinâmica do valor da porosidade de aeração mínima, possibilitando uma previsão mais completa do comportamento de uma planta em relação à umidade e conseqüente condutividade gasosa do solo. No presente trabalho, equacionou-se o processo da oxigenação do solo, objetivando demonstrar como o resultado poderá ser utilizado na estimativa da porosidade de aeração mínima necessária, tendo em vista a porosidade total do solo, a profundidade do solo a ser aerada e o nível de consumo de oxigênio. O valor 10/3 para o expoente da relação entre porosidade de aeração e fator de tortuosidade da equação de Millington e Quirk é o que resulta na maior coerência entre valores da porosidade mínima de aeração calculados e considerados normais.

Termos de indexação: porosidade de aeração, condutividade gasosa, equação de Millington e Quirk.

SUMMARY: *OXYGEN SUPPLY TO ROOT SYSTEMS: A PHYSICAL APPROACH*

The understanding of the physics of root aeration may allow a more correct and dynamic estimate of the minimum air-filled porosity, providing a more complete estimate of the plant behavior in relation to soil water content and gas conductivity of the soil. The aeration process is physically described in this paper to show that the result may be useful for estimating minimum air-filled porosity as a function of the total soil porosity, depth to be aerated and oxygen consumption rate. The value 10/3 for the exponent of the Millington and Quirk equation between air-filled porosity and tortuosity factor results in the best agreement between calculated minimum air-filled porosity and values considered as normal.

Index terms: air-filled porosity, gas conductivity, Millington and Quirk equation.

---

[1] Recebido para publicação em fevereiro de 2000 e aprovado em outubro de 2000.

[2] Professor Doutor do Departamento de Ciências Exatas, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - ESALQ/USP, Caixa Postal 9, CEP 13418-900 Piracicaba (SP). Bolsista do CNPq.

INTRODUÇÃO

A aeração do solo é o processo pelo qual os gases, produzidos ou consumidos no solo, são trocados por gases da atmosfera (Phene, 1986). O principal gás consumido é o oxigênio, ao passo que o principal gás produzido é o dióxido de carbono.

Embora processos como infiltração de água, vento e convecção de ar do solo possam contribuir com o fluxo de ar entre solo e atmosfera, é principalmente através da difusão que os gases são trocados (Jury et al., 1991). No caso do oxigênio, o consumo por microrganismos na rizosfera causa a diminuição da pressão parcial deste gás, resultando num gradiente de pressão de O_2 entre o ar atmosférico e o ar do solo. Por meio da difusão de O_2, descrita pela lei de Fick, estabelece-se um equilíbrio dinâmico ("steady-state"), no qual a taxa de consumo de O_2 no solo é igual ao fluxo de O_2 na sua superfície. Quanto maior a umidade do solo, menor a sua condutividade gasosa e maiores gradientes de pressão são requeridos para manter o fluxo necessário. Maiores gradientes resultam em decréscimo mais acentuado da pressão de O_2 com a profundidade e, assim, parte do sistema radicular, em maior profundidade, poderá experimentar falta de oxigênio. É por essa razão que condições de alta umidade são associadas sempre à aeração deficiente.

Neste contexto, verifica-se o porquê da dificuldade de se estabelecer um bom parâmetro para o limite superior de umidade de um solo. Por um lado, têm-se as limitações na retenção da água pelo solo, que fazem com que uma parte da porosidade total, quando saturada com água, venha a perder essa água rapidamente por drenagem. O reconhecimento da importância desse processo resultou no conceito de capacidade de campo (Veihmeyer & Hendrickson, 1931, 1949; Reichardt, 1988). Por outro lado, para o manejo agrícola, as limitações na aeração do solo devem ser consideradas, quando se define um limite superior de umidade, pois elas podem prejudicar o desenvolvimento das plantas.

Para incorporar ambos os fatores na estimativa da água disponível de um solo, foi adotado o conceito de "*non-limiting water range*" (Letey, 1985; Silva et al., 1994), traduzido para o português como intervalo hídrico ótimo no trabalho de Tormena et al. (1998). Nesses trabalhos, os autores fixaram o valor para a porosidade de aeração mínima em 0,1 $m^3\ m^{-3}$, embora outros trabalhos (Hodgson & MacLeod, 1989) coloquem em questão a validade de um valor único.

A partir do entendimento da física do processo de aeração, poder-se-ia chegar a estimativas mais corretas e dinâmicas desse valor, possibilitando uma previsão mais completa do comportamento de uma planta em relação à umidade e conseqüente condutividade gasosa do solo.

No presente trabalho, o processo da oxigenação do solo foi equacionado em termos físicos, objetivando demonstrar como o resultado poderá ser utilizado na estimativa da porosidade de aeração mínima necessária, considerando a profundidade do sistema radicular, a taxa de consumo de oxigênio e a porosidade total do solo.

DESENVOLVIMENTO TEÓRICO

Estimativa da porosidade de aeração mínima

Pela equação de conservação de gases, aplicada ao oxigênio no solo, verifica-se que

$$\frac{d\beta[O_2]}{dt} + C_{O_2} = -\frac{dq_{O_2}}{dz} \qquad (1)$$

em que β ($m^3\ m^{-3}$) é a porosidade de aeração, $[O_2]$ ($kg\ m^{-3}$) é a concentração de oxigênio, t (s) é o tempo, C_{O_2} ($kg\ m^{-3}\ s^{-1}$) é o consumo biológico de O_2, q_{O_2} ($kg\ m^{-2}\ s^{-1}$) é a densidade de fluxo de oxigênio e z (m) é a profundidade. A densidade de fluxo de oxigênio é descrita pela Lei de Fick:

$$q_{O_2} = -K^S_{O_2} \frac{dP_{O_2}}{dz} \qquad (2)$$

em que $K^s_{O_2}$ (s) é a difusividade do solo para o fluxo de oxigênio, a base de pressão e P_{O_2} (Pa) é a pressão parcial do oxigênio. Como a pressão parcial de um gás é linearmente proporcional à sua concentração (lei de Dalton), a equação 2 equivale a

$$q_{O_2} = -D^S_{O_2} \frac{d[O_2]}{dz} \qquad (3)$$

em que $D^s_{O_2}$ ($m^2\ s^{-1}$) é a difusividade do solo para o fluxo de oxigênio, a base de concentração. Num perfil de solo em equilíbrio dinâmico quanto aos seus fluxos de água e oxigênio, o primeiro termo da equação 1 é nulo e ela equivale a

$$dq_{O_2} = -C_{O_2} dz \qquad (4)$$

Presumindo que não haja consumo nem produção de oxigênio abaixo da profundidade máxima do sistema radicular (z_e, m), pode-se supor que q_{O_2} equivale a zero nesta profundidade. Portanto, a equação 4 pode assim ser integrada:

$$\int_0^{q_{O_2}} dq_{O_2} = -C_{O_2} \int_{-z_e}^{z} dz \qquad (5)$$

cuja solução é

$$q_{O_2}(z) = -C_{O_2}(z + z_e) \qquad (6)$$

Substituindo a equação 3 na equação 6 e rearranjando, obtém-se

$$d[O_2] = \frac{C_{O_2}}{D^S_{O_2}}(z + z_e)dz \qquad (7)$$

A integração da equação 7 da superfície do solo ($z = 0$; $[O_2] = [O_2]_{atm}$) até uma profundidade z resulta em

$$\int_{[O_2]_{atm}}^{[O_2]_z} d[O_2] = \frac{C_{O_2}}{D^s_{O_2}} \int_0^z (z + z_e)\,dz \qquad (8)$$

cuja solução é

$$[O_2]_z = [O_2]_{atm} + \frac{C_{O_2}}{D^s_{O_2}} \left(\frac{z^2}{2} + z.z_e \right) \qquad (9)$$

A equação 9 permite calcular a difusividade mínima necessária $D^s_{O_2,\,min}$ ($m^2\ s^{-1}$) para que nenhuma parte do sistema radicular sofra falta de oxigênio, pois, nesse caso, $[O_2]_{ze} = 0$ para $z = -z_e$ e, portanto,

$$D^s_{O_{2,min}} = \frac{C_{O_2}.z_e^{\,2}}{2[O_2]_{atm}} \qquad (10)$$

$D^s_{O_2}$, a difusividade do solo em relação ao fluxo de oxigênio equivale ao produto da difusividade do ar em relação ao fluxo de oxigênio ($D^a_{O_2}$) e do fator de tortuosidade τ. Millington & Quirk (1961) relacionaram τ com a porosidade total α ($m^3\ m^{-3}$) e com a porosidade de aeração β ($m^3\ m^{-3}$) pela equação:

$$\tau = \frac{\beta^p}{\alpha^2} \qquad (11)$$

Para o valor do expoente p, os autores propuseram $p = 10/3$ para a maioria dos solos e $p = 6$ para outros. Em trabalho posterior, Jin & Jury (1996) concluíram que o valor $p = 6$ ajusta-se melhor a praticamente todos os dados encontrados na literatura. Por outro lado, McCarthy & Brown (1992) concluíram que a relação entre a condutividade gasosa e a porosidade de aeração é aproximadamente linear, ou seja, $p = 1$.

Aplicando a relação 11, chega-se a

$$D^s_{O_{2,min}} = \tau D^a_{O_2} = \frac{\beta_{min}^{\,p}}{\alpha^2} D^a_{O_2} = \frac{C_{O_2}.z_e^{\,2}}{2[O_2]_{atm}} \qquad (12)$$

em que β_{min} é a porosidade de aeração mínima necessária ($m^3\ m^{-3}$) para que nenhuma parte do sistema radicular sofra falta de oxigênio. Para calcular β_{min}, isola-se β_{min} da equação 12 e obtém-se:

$$\beta_{min} = \left(\frac{C_{O_2}.z_e^{\,2}.\alpha^2}{2.[O_2]_{atm}.D^a_{O_2}} \right)^{1/p} \qquad (13)$$

Duração de oxigenação radicular deficiente

Quando a umidade do solo for superior à sua capacidade de campo, a drenagem está ocorrendo a taxas elevadas e, sendo assim, a umidade do solo diminui rapidamente e a porosidade de aeração do solo aumenta ao longo do tempo. A drenagem de água do perfil do solo ocorre a taxas que dependem da condutividade hidráulica e dos teores de água das diferentes camadas do solo. Somente em solos com lençol freático pouco profundo, a drenagem de água poderia terminar totalmente, quando a água do solo entra em equilíbrio estático com a água do lençol freático. Porém, para a maioria dos solos, a drenagem é um processo ininterrupto. Souza & Reichardt (1996), em experimento de drenagem com impedimento da evapotranspiração, encontraram que a umidade do solo no tempo t (θ_t, $m^3\ m^{-3}$) após saturação pode ser descrita pela equação

$$\theta_t = \theta_s - a \ln t \qquad (14)$$

em que θ_s ($m^3\ m^{-3}$) é a umidade de saturação, t (min) é o tempo após o início da drenagem e a ($m^3\ m^{-3}$) é o parâmetro empírico da equação.

Esses autores encontraram, num Latossolo Vermelho-Amarelo de textura arenosa, valores para a, na faixa de 0,020 ± 0,008 $m^3\ m^{-3}$. Com base em dados de Klein (1998), obtidos num experimento semelhante ao de Souza & Reichardt (1996), num Latossolo Roxo ácrico de textura argilosa sob três tratamentos de manejo agrícola (vegetação natural de mata, porosidade 0,60 $m^3\ m^{-3}$; culturas anuais com plantio direto desde 1991, porosidade 0,55 $m^3\ m^{-3}$; e culturas anuais irrigadas por pivô central desde 1981, porosidade 0,50 $m^3\ m^{-3}$), obtiveram-se valores de α de 0,034, 0,023 e 0,017 $m^3\ m^{-3}$, respectivamente, para os três tratamentos, na camada arada.

A diferença entre os valores pode ser explicada pela maior compactação em subsuperfície, nos tratamentos sob manejo agrícola, que dificulta a drenagem. Dados experimentais utilizados em Jong van Lier & Libardi (1999), em 12 locais de observação numa Terra Roxa Estruturada latossólica, quando ajustados à equação 14, resultaram em valores de a entre 0,0019 e 0,0119 $m^3\ m^{-3}$, com uma média de 0,0067 $m^3\ m^{-3}$ e um coeficiente de variação de 50,0%. Pelos resultados supracitados, verifica-se que os valores de α em solos bem drenados, isto é, de textura leve e, ou, bem estruturados, estão em torno de 0,02 a 0,04 $m^3\ m^{-3}$. Qualquer impedimento à drenagem, causado por compactação ou adensamento, resulta numa redução no valor de α de até 10 vezes.

A porosidade de aeração numa camada de solo equivale à sua porosidade total diminuída de sua umidade. Assim:

$$\beta_t = \theta_s - \theta_t \qquad (15)$$

em que β_t ($m^3\ m^{-3}$) é a porosidade de aeração do solo em função do tempo. Pela combinação das equações 14 e 15, chega-se a

$$\beta_t = a \ln t \quad \text{ou} \quad t = e^{\frac{\beta_t}{a}} \qquad (16)$$

Essa equação mostra que, para valores de *a* elevados, um eventual déficit de oxigenação será de curta duração. Em solos com baixos valores de *a*, a duração do déficit tende a ser maior.

EXEMPLOS E DISCUSSÃO

A equação 13 foi aplicada, utilizando um valor de $1{,}78.10^{-5}$ m^2 s^{-1} para $D^a_{O_2}$, relatado por Hodgman (1951). A concentração atmosférica de oxigênio foi considerada como $[O_2]_{atm}$ = 0,269 kg m^{-3}, equivalente a 21% da pressão total do ar ao nível do mar e a 300 K. O consumo biológico de oxigênio, C_{O_2}, depende fortemente da atividade biológica que, por sua vez, depende da temperatura e do pH, entre outros fatores. Jury et al. (1991) citaram o valor de 8 g m^{-3} dia^{-1}, equivalente a $9{,}3.10^{-8}$ kg m^{-3} s^{-1}. Dommergues & Mangenot (1970) mediram, em situações diversas, produção de C_{O_2} entre 0,3 e 1,4 g m^{-2} h^{-1}. Considerando uma respiração aeróbica e uma profundidade do solo de 1 m, esses valores equivalem ao consumo de $6{,}1.10^{-8}$ kg m^{-3} s^{-1} e $28{,}3.10^{-8}$ kg m^{-3} s^{-1} de O_2, respectivamente. Utilizaram-se esses dois últimos valores para confeccionar a figura 1 que mostra, para ambos os níveis de consumo de oxigênio e para as porosidades totais de 0,4, 0,5 e 0,6 m^3 m^{-3}, a porosidade mínima de aeração necessária para que não ocorra déficit de oxigênio em nenhuma parte do sistema radicular, calculada pela equação 13, utilizando p = 10/3 (Figura 1a) e p = 6 (Figura 1b).

Verifica-se, na figura 1a, que, para p = 10/3, boa parte dos valores da porosidade de aeração, estimados em função da profundidade do sistema radicular e da porosidade total, está em torno de 0,10 a 0,12 m^3 m^{-3}, valores freqüentemente utilizados como limites de aeração. No entanto, para culturas com um sistema radicular pouco profundo, em torno de 0,1 m, os valores reais são bem mais baixos, ao redor de 0,05 m^3 m^{-3}. A figura ainda mostra que, em condições de maior profundidade do sistema radicular e alto consumo de O_2, associadas a climas tropicais, a necessidade de porosidade de aeração atinge valores próximos de 0,2 m^3 m^{-3}.

Verifica-se também que a influência da porosidade total (α), presente na equação 13, é significativa na determinação de $\beta_{\min}$ e que um incremento na porosidade total de 0,1 m^3 m^{-3} leva ao aumento em torno de 0,01 a 0,02 m^3 m^{-3} na necessidade de porosidade de aeração. Quando $\beta_{\min}$ for calculado, utilizando p = 6 (Figura 1b), os valores aumentam, estando ao redor de 0,20 a 0,30 m^3 m^{-3} para a profundidade de aeração de 0,50 m. Esses valores

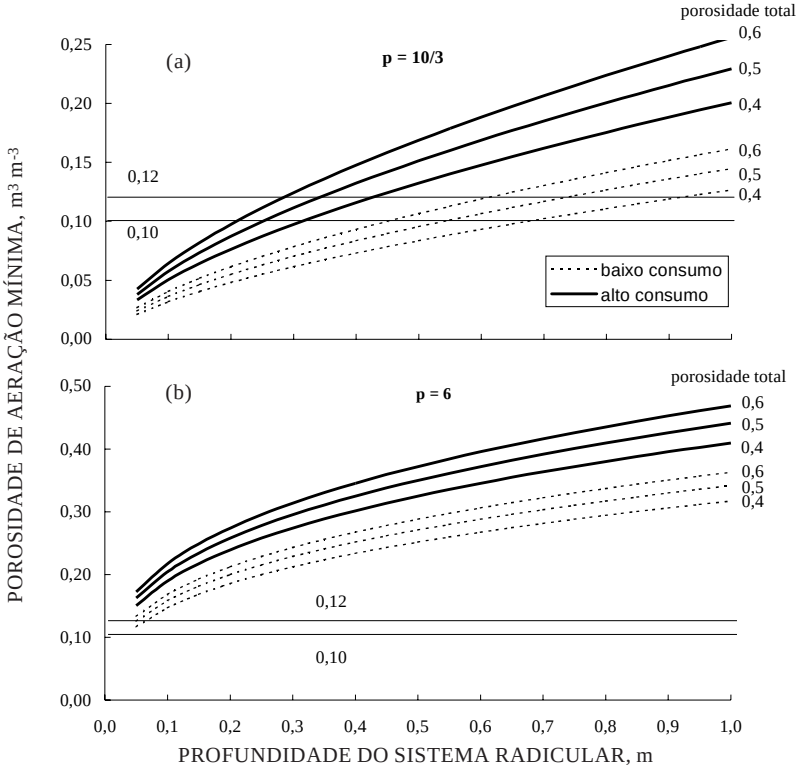

Figura 1. Porosidade de aeração mínima necessária para que não ocorra déficit de oxigênio em nenhuma parte do sistema radicular calculada pela equação 13, em função da profundidade do sistema radicular, para diferentes porosidades totais e para baixo ($6{,}1.10^{-8}$ kg m^{-3} s^{-1}) e alto ($28{,}3.10^{-8}$ kg m^{-3} s^{-1}) nível de consumo de oxigênio com p = 10/3 (a) e p = 6 (b).

estão bem acima do comumente aceito, podendo indicar que o valor de p = 6, preferido por Jin & Jury (1996) é menos adequado em relação a p = 10/3, proposto por Millington & Quirk (1961).

Valores para β_{min} em torno de 0,12 $m^3\ m^{-3}$ ocorrem para valores de p em torno de 3 a 4, conforme também ilustra a figura 2. Nessa figura, verifica-se qual é o valor da porosidade de aeração mínima em função do valor do fator p utilizado para as profundidades de aeração de 0,3 e 0,5 m e para os dois níveis de consumo de oxigênio considerados neste trabalho. Observa-se, novamente, que os valores de β_{min} são altos, quando se utilizam valores de p em torno de 6. Valores em torno de 1, como sugeridos por McCarthy & Brown (1992), indicariam quase ausência da necessidade de porosidade de aeração, como mostra a mesma figura.

A equação 16 foi utilizada para calcular, para os dois níveis de consumo de oxigênio ($6{,}1.10^{-8}$ e $28{,}3.10^{-8}$ kg m^{-3} s^{-1}) e com p = 10/3, a relação entre a profundidade do sistema radicular e o tempo de oxigenação deficiente para o Latossolo Roxo estudado por Klein (1998), sob manejo irrigado e sob vegetação natural (Figura 3). Verifica-se que, para uma profundidade do sistema radicular de 0,5 m e baixo nível de consumo de O_2, o solo não apresenta oxigenação deficiente por mais que algumas horas.Com o aumento da profundidade do sistema radicular ou da taxa de consumo de oxigênio, o tempo de oxigenação deficiente aumenta.

É interessante como a degradação estrutural do solo, observada por Klein (1998), influencia a suscetibilidade ao déficit de oxigenação: por exemplo, para o solo sob irrigação e alto nível de consumo de

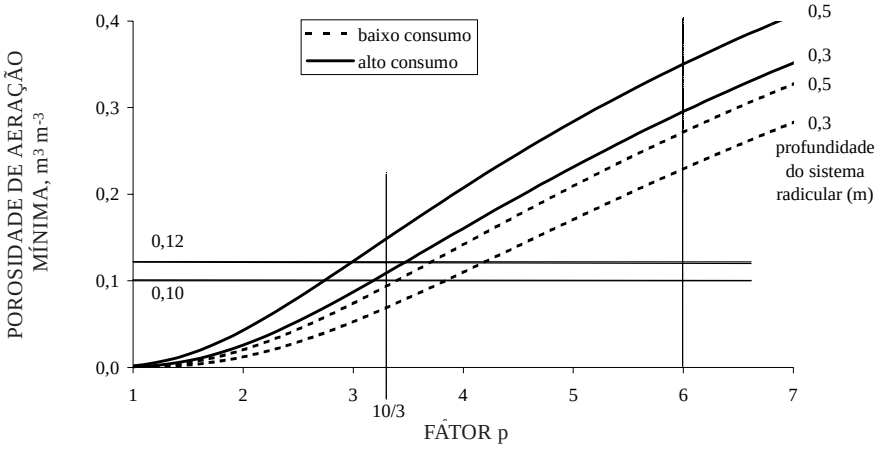

Figura 2. Porosidade de aeração mínima em função do valor do fator *p* da equação 11, para duas profundidades de aeração e nível baixo ($6{,}1.10^{-8}$ kg m^{-3} s^{-1}) e alto ($28{,}3.10^{-8}$ kg m^{-3} s^{-1}) de consumo de oxigênio.

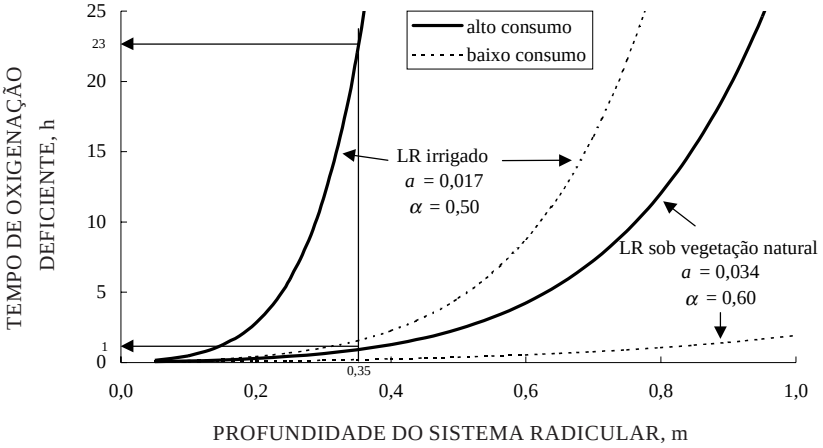

Figura 3. Tempo de oxigenação deficiente após saturação para o Latossolo Roxo descrito por Klein (1998), sob manejo com irrigação e sob vegetação natural, considerando *p* = 10/3 e para baixo ($6{,}1.10^{-8}$ kg m^{-3} s^{-1}) e alto ($28{,}3.10^{-8}$ kg m^{-3} s^{-1}) consumo de oxigênio.

O_2, o tempo de oxigenação deficiente está em torno de 23 h após saturação para uma profundidade do sistema radicular de 0,35 m. Para as mesmas condições, o solo sob mata apresenta déficit por apenas uma hora após a saturação.

Os exemplos apresentados indicam que a porosidade de aeração mínima de um solo varia em função de diversos fatores. Essa variação, conjuntamente com variações nas características de drenagem, determinam o tempo que o sistema radicular fica exposto a uma oxigenação deficiente.

CONCLUSÕES

1. A porosidade total do solo, a profundidade a ser aerada e o nível de consumo de oxigênio influem significativamente na porosidade de aeração mínima necessária para uma oxigenação completa de um sistema radicular. Esses fatores devem ser considerados para melhor estimar a porosidade de aeração mínima necessária.

2. Neste estudo, a estimativa de 10/3 para o valor de *p* (Millington & Quirk, 1961) parece razoável, enquanto os valores 6 e 1, também encontrados na literatura, levam a estimativas muito altas e baixas, respectivamente, para a porosidade mínima de aeração.

LITERATURA CITADA

DOMMERGUES, Y. & MANGENOT, F. Ecologie microbienne du sol. Paris, Masson et Cie., 1970. 791p.

HODGMAN, C.D. ed. Handbook of chemistry and physics, 33 ed. Cleveland, Chemical Rubber Publishing, 1951. 2894p.

HODGSON, A.S. & MACLEOD, D.A. Use of oxygen flux density to estimate critical air-filled porosity of a vertisol. Soil Sci. Soc. Am. J., 53:355-361, 1989.

JIN, Y. & JURY, W.A. Characterizing the dependence of gas diffusion coefficient on soil properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 60:66-71, 1996

JONG van LIER, Q. & LIBARDI, P.L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. R. Bras. Ci. Solo, 23:1005-1014, 1999.

JURY, W.A.; GARDNER, W.R. & GARDNER, W.H. Soil physics. 5 ed. New York: John Wiley & Sons, 1991. 328p.

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

LETEY, J. Relationship between soil physical properties and crop production. Adv.Soil Sci., 1:277-294, 1985.

MCCARTHY, K.P. & BROWN, K.W. Soil gas permeability as influenced by soil gas-filled porosity. Soil Sci. Soc. Am. J., 56:997-1003, 1992

MILLINGTON, R.J. & QUIRK, J.P. Permeability of porous solids. Trans. Faraday Soc., 57: 1200-1207, 1961

PHENE, C.J. Oxygen electrode measurement. In: KLUTE, A., ed. Methods of soil analysis. Part I. Madison, American Society of Agronomy, 1986. p. 1137-1159.

REICHARDT, K. Capacidade de campo. R. Bras. Ci. Solo, 12:211-216, 1988.

SILVA, A.P.; KAY, B.D. & PERFECT, E. Characterization of the least limiting water range. Soil Sci. Soc. Am. J., 58: 1775-1781, 1994.

SOUZA, L.D. & REICHARDT, K. Estimativas da capacidade de campo. R. Bras. Ci. Solo, 20: 183-189, 1996.

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

VEIHMEYER, F.J. & HENDRICKSON, A.H. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. Soil Sci., 32:181-193, 1931.

VEIHMEYER, F.J. & HENDRICKSON, A.H. Methods of measuring field capacity and wilting percentages of soils. Soil Sci., 68:75-94, 1949.