

**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

Parâmetros de rugosidade aerodinâmica sobre vegetação esparsa

Gustavo Bastos Lyra

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Agronomia. Área de concentração: Física do Ambiente
Agrícola

**Piracicaba
2005**

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Gustavo Bastos Lyra
Meteorologista

Parâmetros de rugosidade aerodinâmica sobre vegetação esparsa

Orientador:
Prof. Dr. **ANTONIO ROBERTO PEREIRA**

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Agronomia. Área de concentração: Física do Ambiente
Agrícola

Piracicaba
2005

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - ESALQ/USP**

Lyra, Gustavo Bastos
Parâmetros de rugosidade aerodinâmica sobre vegetação esparsa / Gustavo
Bastos Lyra. - - Piracicaba, 2005.
75 p.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2005.
Bibliografia.

1. Física ambiental 2. Micrometeorologia 3. Rugosidade da superfície
4. Turbulência atmosférica I. Título

CDD 630.2515

“Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor”

Aos meus pais, Feliciano Lyra Neto (in memoriam) e Rita Maria Bastos Lyra, pelo seu amor e pelas lições de caráter, força e humildade. Aos meus irmãos, Guilherme e Christina pelo incentivo e apoio incondicional e constante. Aos meus, sobrinhos Júlia e Davi, pelas alegrias em nossas vidas,

DEDICO

Agradecimentos

A Deus.

Ao Prof. Dr. Antonio Roberto Pereira, pela orientação, pela amizade, pelo apoio, pelo incentivo, pelo profissionalismo e pelos ensinamentos, fundamentais no meu desenvolvimento científico e pessoal.

A minha família, por acreditarem em mim, por torcerem e me incentivarem, sendo presença constante e essencial na minha formação.

Aos Amigos e Mestres Professores Dr. Gilberto C. Sedyama e Dr. Nilson Augusto Villa Nova, pela consideração, pelo incentivo e pelas valiosas discussões e opiniões que complementaram minha formação acadêmica e pessoal e que contribuíram para esse trabalho.

Aos Professores do Departamento de Ciências Exatas, em especial, Jarbas Honório de Miranda, Luiz Roberto Angelocci, Paulo César Sentelhas, Quirijn de Jong Van Lier e Sérgio Oliveira Moraes pelos ensinamentos, amizade e apoio.

Aos amigos de “república” Alailson Santiago e Evandro Righi, pela convivência agradável, pelo incentivo e pelo apoio em todos os momentos, notavelmente nos de maior dificuldade. Em particular ao Evandro, pelas discussões e opiniões que contribuíram para o presente trabalho.

Aos amigos, Angélica Prael, Antonio Baptista, Beatriz Lozada, Carolina Delfini, Daniela Talora, Denise Viola, Jesus Ocariz, Lílian Pittol, Lúcia Pittol, Melissa Oda e Rafael Ribeiro pelos momentos de descontração, pelo incentivo e apoio.

Aos técnicos e funcionários do Departamento de Ciências Exatas, em especial, Edivaldo Abreu, Expedita Maria de Azevedo, Francisco Dias, Luiz Fernando Novello, Solange Sabadin, pelo apoio técnico.

Aos demais amigos e colegas que contribuíram direta ou indiretamente para a realização do presente trabalho.

A CAPES, pela concessão de bolsa de estudos.

Ao Departamento de Meteorologia da Universidade de Reading, UK, pela coleta dos dados de correlação de vórtices turbulentos e de perfil de vento. Financiada pela *UK Terrestrial Initiative in Global Environmental Research*. Ao Instituto de Manejo Ecológico da Universidade de Edinburgh, UK, pelas análises da estrutura física da vegetação. E a equipe do sistema de informação do HAPEX-Sahel por disponibilizar os dados.

“Há verdadeiramente duas coisas diferentes: saber e crer que se sabe. A ciência consiste em saber; em crer que se sabe, reside a ignorância.”

Hipócrates (460 – 377 AC)

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABELAS	13
RESUMO	14
ABSTRACT	15
1 INTRODUÇÃO.....	16
2 DESENVOLVIMENTO.....	18
2.1 Revisão bibliográfica.....	18
2.1.1 Experimento HAPEX-Sahel.....	18
2.1.2 Parâmetros de rugosidade aerodinâmica da superfície.....	20
2.1.2.1 Comprimento de rugosidade	20
2.1.2.2 Deslocamento do plano zero	21
2.1.3 Subcamada Rugosa.....	22
2.1.4 Bordadura (<i>Fecth</i>)	23
2.1.5 Estimativa dos parâmetros de rugosidade pelo perfil logarítmico do vento.....	25
2.1.6 Estrutura física do dossel e parâmetros de rugosidade.....	27
2.2 Material e métodos	29
2.2.1 Aspectos físicos da área experimental.....	29
2.2.2 Medidas micrometeorológicas.....	31
2.2.3 Estimativas dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica da superfície.....	32
2.2.3.1 Método convencional	33
2.2.3.2 Métodos baseados na combinação do convencional com a velocidade de fricção medida por correlação de vórtices turbulentos.....	33
2.2.3.2.1 Método de Lloyd	33
2.2.3.2.2 Método de Takagi.....	34
2.2.3.3 Métodos derivados da relação entre estrutura física da vegetação e a transferência de momentum.....	34
2.2.3.3.1 Método de Raupach.....	34

2.2.3.3.2 Método de MacDonald.....	36
2.2.3.4 Método baseado na combinação do convencional com as características físicas da vegetação.....	36
2.2.4 Condições de neutralidade atmosférica.....	37
2.2.5 Análise estatística.....	39
2.3 Resultados e discussão.....	41
2.3.1 Condições de neutralidade atmosférica.....	41
2.3.2 Parâmetros de rugosidade da superfície.....	42
2.3.3 Estimativas de U_z e de u_*	56
3 CONCLUSÕES.....	66
REFERÊNCIAS.....	68

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - A) Mapa da África destacando a zona do Sahel (área hachurada); B) HAPEX-Sahel, no oeste do Níger, com a localização dos super-sítios (□) Central Leste (EC), Central Oeste (WC) e Sul (SS). Fonte: Price et al. (1995)..... 19
- Figura 2 - Mapa do super-sítio Sul do HAPEX-Sahel com a localização dos três subsítios: *Millet* (M), *Fallow Bush* (F) e *Tiger Bush* (T) e em destaque (parte superior direita) o subsítio *Fallow Bush* com a localização do mastro micrometeorológico, mastro de radiação e área de análise da estrutura física da vegetação. Adaptado de Wallace et al. (1994)..... 30
- Figura 3 - Relação entre o deslocamento do plano zero (d) (o) e comprimento de rugosidade (z_0) (▲) estimados pelo método convencional e a estabilidade atmosférica representada pelo parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov (ζ , $\times 10^{-2}$) (MONIN; OBUKHOV, 1954) para as observações próximas à atmosfera neutra excluídas 43
- Figura 4 - Relação entre o deslocamento do plano zero (d) (o) e comprimento de rugosidade (z_0) (▲) estimado pelo método convencional e a velocidade horizontal do vento (U_z) medida no anemômetro inferior ($z = 3,0$ m) para as observações próximas à atmosfera neutra excluídas 44
- Figura 5 - Relação entre U_z no nível inferior de medida ($z = 3,0$) e u_* determinada por correlação de vórtices turbulentos a 9,0 m, para as observações com condições de atmosfera neutra. Regressão linear (—) forçada pela origem ($U_z = b u_*$), coeficiente de determinação (r^2) e número de amostras (n). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular (b)..... 45

- Figura 6 - Relação entre o comprimento de rugosidade (z_0) (A) e o deslocamento do plano zero (d) (B) estimado pelo método convencional e a direção do vento para todas as observações próximas a neutralidade atmosférica..... 46
- Figura 7 - Perfil de vento normalizado estimado pela lei logarítmica da velocidade do vento (---) e para os valores médios das observações com condições próximas à neutralidade atmosférica consideradas no método convencional (o) e as excluídas (■). Barra horizontal representa o desvio padrão da média..... 47
- Figura 8 - Perfil vertical da velocidade do vento medido nas direções excluídas (■) e nas consideradas (o) no método convencional e o estimado pela lei logarítmica do vento (---) utilizando os valores de d e de z_0 para cada horário considerado no método convencional..... 48
- Figura 9 - Regressão linear entre U_z e $\ln(z - d)$ ajustada (—) ao máximo coeficiente de determinação (r^2) com d e z_0 dados pelo método convencional, nas direções excluídas (■) e nas consideradas (o)..... 48
- Figura 10 - Relação entre U_z nas alturas 3,0 (A); 4,1 (B); 5,3 (C) e 8,5 m (D) em função de u_* determinada por correlação de vórtices turbulentos a 9,0 m, em condições de atmosfera neutra. Regressão linear (—) forçada pela origem ($U_z = b u_*$), coeficiente de determinação (r^2) e número de amostras (n). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular (b)..... 51
- Figura 11 - Relação entre altura de medida (z) da velocidade horizontal do vento em função de $(z - d)/z_0$, derivado da inclinação da regressão para cada altura de medida entre u_* e U_z forçada pela origem. Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do intercepto (d) e da inclinação (z_0) da regressão..... 52

Figura 12 - Regressão linear entre a velocidade do vento observada (U_{z_obs}) e a estimada pelo perfil logarítmico do vento (U_{z_est}) para cada nível de medida em função de d e z_0 determinado pelo método convencional (A), convencional-Thom utilizando a densidade de rugosidade (λ) estimada pela relação de Raupach (1992) (B), com λ determinado pela relação MacDonald; Griffiths e Hall (1998) (C) e λ médio da literatura (D). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular. Coeficiente de determinação da regressão (r^2), índice de concordância de Willmott (I) e número de amostras utilizadas (n)..... 59

Figura 13 - Regressão linear entre a velocidade do vento observada (U_{z_obs}) e a estimada pelo perfil logarítmico do vento (U_{z_est}) para cada nível de medida em função de d e z_0 determinado pelo método de Takagi (A), Lloyd (B), Raupach (C) e MacDonald (D). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular. Coeficiente de determinação da regressão (r^2), índice de concordância de Willmott (I) e número de amostras utilizadas (n)..... 60

Figura 14 - Regressão linear entre a velocidade ficção determinada por correlações de vórtices turbulentos (u_{*_obs}) e a média estimada pelo perfil logarítmico do vento (u_{*_est}) para cada nível de medida em função de d e z_0 determinado pelo método convencional (A), convencional-Thom utilizando a densidade de rugosidade (λ) estimada pela relação de Raupach (1992) (B), com λ determinado pela relação MacDonald; Griffiths e Hall (1998) (C) e λ médio da literatura (D). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular. Coeficiente de determinação da regressão (r^2), índice de concordância de Willmott (I) e número de amostras utilizadas (n) 64

Figura 15 - Regressão linear entre a velocidade ficção determinada por correlações de vórtices turbulentos ($u*_{obs}$) e a média estimada pelo perfil logarítmico do vento ($u*_{est}$) para cada nível de medida em função de d e z_0 determinado pelo método de Takagi (A), Lloyd (B), Raupach (C) e MacDonald (D). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular. Coeficiente de determinação da regressão (r^2), índice de concordância de Willmott (I) e número de amostras utilizadas (n)..... 65

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 - Deslocamento do plano zero (d) e comprimento de rugosidade (z_0) estimados pelos métodos baseados na lei logarítmica do vento e pelos métodos em função da estrutura física da vegetação. O valor entre parêntese representa o erro padrão de estimativa para o método de Lloyd e o desvio padrão para o restante dos métodos ... 42
- Tabela 2 - Deslocamento do plano zero normalizado pela altura do dossel (d/h) e relação entre comprimento de rugosidade (z_0) e a diferença ($h - d$) para os métodos baseados na lei logarítmica do vento e os métodos em função da estrutura física da vegetação 54
- Tabela 3 - Média da velocidade horizontal do vento (\bar{U}_z) e média dos valores estimados pela lei logarítmica do perfil de vento em função dos parâmetros de rugosidade estimados pelos métodos baseados na lei logarítmica do vento e os em função da estrutura física da vegetação. Valores entre parênteses representam o desvio padrão da média. Raiz do quadrado médio do erro ($RQME$), quadrado médio do erro (QME), e a razão entre seus componentes sistemáticos (QME_s/QME) e não sistemáticos (QME_n/QME)..... 57
- Tabela 4 - Média da velocidade de fricção (\bar{u}_*) determinada por correlação de vórtices turbulentos e média dos valores estimados pela lei logarítmica do perfil de vento em função dos parâmetros de rugosidade derivados pelos métodos baseados na lei logarítmica do vento e os em função da estrutura física da vegetação. Valores entre parênteses representam o desvio padrão da média. Raiz do quadrado médio do erro ($RQME$), quadrado médio do erro (QME), e a razão entre seus componentes sistemáticos (QME_s/QME) e não sistemáticos (QME_n/QME) 62

RESUMO

Parâmetros de rugosidade aerodinâmica sobre vegetação esparsa

Para vegetação esparsa e de porte alto a determinação dos parâmetros de rugosidade é comprometida pela dificuldade em se observar condições que satisfaçam a lei logarítmica da velocidade do vento. Estimou-se o comprimento de rugosidade (z_0) e o deslocamento do plano zero (d) por alguns métodos com medidas micrometeorológicas e da estrutura física de arbustos esparsos em região semi-árida, durante o experimento HAPEX-Sahel. A velocidade do vento foi medida em quatro alturas acima da superfície (3,0; 4,1; 5,3 e 8,5 m), e os fluxos determinados por correlações dos turbilhões a 9m de altura. Métodos baseados no perfil logarítmico foram aplicados em condições de atmosfera neutra. A altura média da vegetação era $h = 2,06 \pm 0,47$ m. O método convencional (ajuste estatístico) resultou em estimativas satisfatórias de d e z_0 em condições nas quais a validade do perfil logarítmico foi satisfeita. Com uma única altura de medida localizada acima da subcamada inercial as estimativas resultaram em valores ou fisicamente inconsistentes ou que não caracterizam a rugosidade da superfície. Quando se utilizou a velocidade de fricção dada pela correlação dos turbilhões na solução do perfil logarítmico, as estimativas melhoraram. A combinação do perfil logarítmico com a relação $z_0 = \lambda (h - d)$ proporcionou estimativas satisfatórias para os valores de $\lambda = 0,188$ e $0,190$ determinados em função da estrutura física da vegetação, o que não foi observado para o valor médio da literatura (0,166). Relações entre a estrutura física da vegetação e o transporte de momentum estimaram apropriadamente d e z_0 . A rugosidade da área foi melhor descrita por $d = 0,95$ m = $0,46 h$ e $z_0 = 0,204$ m = $0,1 h$, sendo $\lambda = 0,185$. As velocidades horizontal do vento e de fricção foram mais sensíveis a variações em z_0 do que em d .

Palavras-chave: HAPEX-Sahel; deslocamento do plano zero; comprimento de rugosidade; transporte de momentum; velocidade de fricção; perfil logarítmico

ABSTRACT

Aerodynamic roughness parameters over sparse vegetation

For sparse and tall vegetation the estimate of roughness parameters is compromised by the difficulty in observing conditions that satisfy the windspeed logarithmic law. The roughness length (z_0) and the zero-plane displacement (d) were estimated by some methods with micrometeorological measurements and the physical structure of sparse shrubs in semi-arid region, during the HAPEX-Sahel experiment. The wind speed was measured at four heights above of surface (3.0, 4.1, 5.3 and 8.5 m), and the turbulent flows determined by eddy correlations at the height of 9m. Methods based on the logarithmic profile have been applied in neutral atmosphere conditions. The average height of the vegetation was $h = 2.06 \pm 0.47$ m. The conventional method (statistical fit) resulted in good estimates of d and z_0 only under conditions of validity of the logarithmic law. Only one height of measurement located above of the inertial sublayer is enough to result in physically inconsistent values. When the friction velocity, given by eddy correlation, was used in the logarithmic law, the estimates improved. The combination of the logarithmic law with $z_0 = \lambda (h - d)$ provided satisfactory estimates of the surface roughness for $\lambda = 0.188$ and 0.190 determined in function of the physical structure of the vegetation; but for $\lambda = 0.166$, the average value of literature, the estimates where not good. Relationships between the physical structure of the vegetation and the momentum transfer estimated appropriately d and z_0 . The area roughness was better described by $d = 0.95$ m = $0.46 h$ and $z_0 = 0.204$ m = $0.1 h$, being $\lambda = 0.185$. Wind speed and friction velocity were more sensible to variations in z_0 than in d .

Keywords: HAPEX-Sahel; zero-plane displacement; roughness length; momentum transfer; friction velocity; logarithmic profile

1 INTRODUÇÃO

Na parametrização dos processos de transporte turbulento de momentum, calor e massa na camada de ar imediatamente acima de vegetações, é fundamental conhecer o valor da rugosidade aerodinâmica da superfície. A rugosidade é descrita pelo comprimento de rugosidade (z_0) e deslocamento do plano zero (d). Esses parâmetros são essenciais em modelos baseados no método aerodinâmico (fluxo-gradiente) e em correções de medidas obtidas por correlação de vórtices turbulentos (DE BRUIN; VERHOEF, 1996; MOORE, 1986; TAKAGI et al., 2003). A teoria da similaridade de Monin e Obukhov (1954) utiliza d para expressar os coeficientes de transporte turbulento e para caracterizar as condições de estabilidade atmosférica (MONTEITH; UNSWORTH, 1990).

Algebricamente, z_0 e d são apenas constantes de integração do perfil vertical da velocidade horizontal do vento (eq. 1) acima de uma superfície com obstáculos de porte alto e sob condições adiabáticas (MONIN; YAGLOM, 1971). Assim, z_0 é a altura na qual a velocidade horizontal do vento tende a zero, ou seja, é o limite inferior de validade do perfil médio; e d é um escalar empírico para compensar o deslocamento vertical da dissipação de momentum pela superfície com obstáculos, isto é:

$$U_z = \left(\frac{u_*}{k} \right) \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \quad z > z_* \quad (1)$$

em que, U_z é a velocidade horizontal média do vento à altura z ; k ($= 0,40$) é a constante de von Kármán; u_* é a velocidade de fricção; e z_* é o limite superior da subcamada atmosférica rugosa (*SCR*).

São diversos os métodos para determinação de z_0 e d baseados na eq. (1). Esses métodos requerem observações de U_z na subcamada inercial ($z > z_*$) da camada limite de fluxo constante ou de equilíbrio (GARRATT, 1980; MONTEITH; UNSWORTH, 1990), e bordadura (*fetch*) com extensão entre 50 e 100 vezes a maior altura de medida da velocidade do vento (PEREIRA, 2002; MUNRO; OKE, 1975; WIERINGA, 1993). Contudo, tais condições são difíceis de serem satisfeitas sobre vegetação esparsa e de porte alto, como no caso de arbustos e floresta (DE BRUIN; MOORE, 1985; GARRATT, 1978; LLOYD; GASH; SIVAKUMAR, 1992; MOLION; MOORE, 1983).

No método gráfico ou analítico convencional (PEREIRA, 2002; ROBINSON, 1962; STEARNS, 1970) z_0 e d são determinados pelo ajuste da eq. (1) com valores de U_z medidos, no mínimo, em quatro alturas acima da vegetação (KUSTAS et al., 1989; WIERINGA, 1993). O ajuste é feito por tentativa e erro buscando o melhor ajuste da eq. (1). Esse método subjetivo é sensível pois exige medidas bastante acuradas de U_z (MOLION; MOORE, 1983). Frequentemente o método convencional produz resultados incoerentes subestimando z_0 para vegetação esparsa e de porte alto, em condições de bordadura limitada e de medidas no interior da subcamada rugosa (RAUPACH; THOM; EDWARDS, 1980). Essa abordagem tem a desvantagem de estimar três parâmetros (d , z_0 e u_*) com apenas uma equação. Para minimizar esse problema alguns autores (JACOBS; van BOXEL, 1988; LLOYD; GASH; SIVAKUMAR, 1992; TAKAGI et al., 2003) combinaram a eq. (1) com u_* estimado por correlações de vórtices turbulentos, resultando em estimativas mais satisfatórias. A determinação independente de u_* exige sensores sofisticados, sistema de aquisição de dados, e software específico para cálculo das covariâncias das componentes da velocidade do vento em tempo real.

Os parâmetros d e z_0 são influenciados também pela estrutura física da vegetação (altura, forma e flexibilidade das plantas; tamanho e arranjo dos ramos e folhas) e por sua distribuição espacial pela área (SHAW; PEREIRA, 1982). Algumas equações analíticas, baseadas nas interpretações físicas dos parâmetros de rugosidade, e outras empíricas relacionam essas características e a transferência de momentum com a rugosidade da superfície (LETTAU, 1969; MacDONALD; GRIFFITHS; HALL, 1998; RAUPACH, 1992, 1994; THOM, 1971), sendo alternativas aos métodos baseados na eq. (1).

Considerando as dificuldades de estimativa de d e z_0 utilizando o método convencional para superfícies com vegetação de porte alto e esparsa os objetivos do presente trabalho são:

1 – Avaliar as estimativas de d e z_0 pelos métodos: i) convencional; ii) combinação do convencional com u_* medida por correlações de vórtices turbulentos; iii) baseados na relação entre estrutura física (dimensões) da vegetação e a transferência de momentum;

2 – Propor um método analítico para determinar z_0 e d com a eq. (1) e as características físicas da vegetação;

3 – Analisar a influência de z_0 e d na estimativa das velocidades horizontal do vento e de fricção pela eq. (1).

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Revisão bibliográfica

2.1.1 Experimento HAPEX-Sahel

O experimento HAPEX-Sahel (*Hydrological and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel*) avaliou o balanço de água, energia e carbono no sistema solo-planta-atmosfera, na região semi-árida de savana no Níger, oeste da África (Figura 1A). Seus objetivos gerais eram propor e testar parametrizações dos processos de troca de energia na interface da superfície com a atmosfera em modelos de circulação global para regiões semi-áridas com vegetação esparsa e heterogênea. Combinou-se medidas de baixa intensidade por longos períodos em extensa área (110 x 110 km) com observações intensivas sobre as principais superfícies vegetadas da região (GOUTORBE et al., 1994; PRICE et al., 1995; WALLACE et al., 1994).

O período de observação intensiva foi de agosto a outubro de 1992, na transição entre a estação chuvosa e a seca. Durante esse período, o HAPEX-Sahel foi dividido em três super-sítios denominados de Sul (*Southern Super-site, SS*), Central Leste (*Central-East Super-site, CE*) e Central Oeste (*Central-west Super-site, CW*) (Figura 1B). Cada super-sítio tinha subsítios definidos em função da cobertura vegetal: 1) *Tiger Bush* - tipo de floresta nativa e aberta, composta por grandes arbustos e árvores, intercaladas por áreas esparsas de solo nu; 2) *Fallow Bush* - áreas agrícolas sem cultivo por cerca de 7 anos, formada por arbustos perenes e herbáceas anuais; e 3) *millet* - área para a cultura do milho, tradicional na região. Em cada subsítio foram feitas medidas micrometeorológicas intensas dos fluxos de vapor d'água, de energia, e de CO₂, do desenvolvimento da camada limite atmosférica, do fluxo de calor sensível e da umidade do solo, e da estrutura física da vegetação (GOUTORBE et al., 1994; PRICE et al., 1995).

A região do HAPEX-Sahel é escassamente vegetada, com gramíneas anuais e arbustos perenes aleatoriamente distribuídos ao norte, que gradualmente se misturam às savanas com gramíneas perenes e árvores dispersas, e a extensas áreas agrícolas ao sul (PRICE et al., 1995).

O Sahel caracteriza-se por uma estação chuvosa curta associada com o deslocamento da zona de convergência intertropical para o norte. Tempestades convectivas são freqüentes e de

localização imprevisível, cobrindo até 10% da região. As chuvas são variáveis como em outras regiões semi-áridas (PRICE et al., 1995). A duração da estação chuvosa decresce de cinco meses ao sul do Sahel (12° N) para três meses ao norte (18° N). A chuva anual (P) apresenta estreita relação com a duração da estação chuvosa, variando de 800 mm ao sul a apenas 200 mm no norte, decrescendo com gradiente regular de 1 mm km^{-1} (LEBEL et al., 1992).

A evapotranspiração potencial (ET) anual é em torno de 2000 mm, e o déficit anual $ET - P$ aumenta em 200 mm por grau de latitude na direção norte. O Sahel forma a borda do deserto do Saara, a maior fonte de calor sensível para a atmosfera. As médias da temperatura mínima (22 °C) e máxima (34 °C), na estação chuvosa, aumentam na direção norte. Os ventos predominam de nordeste, vindos do deserto na estação seca, e de sudoeste, úmidos, na chuvosa. A velocidade do vento varia bruscamente em curtos intervalos de tempo, associada a intensos temporais e linhas de instabilidade (PRICE et al., 1995).

1A



1B



Figura 1 - A) Mapa da África destacando a zona do Sahel (área hachurada); B) HAPEx-Sahel, no oeste do Níger, com a localização dos super-sítios (□) Central Leste (EC), Central Oeste (WC) e Sul (SS). Fonte: Price et al. (1995)

2.1.2 Parâmetros de rugosidade aerodinâmica da superfície

2.1.2.1 Comprimento de rugosidade

A rugosidade descreve a força com que superfície atua como sumidouro de momentum, absorvendo o impacto dos ventos. Dois parâmetros são utilizados para descrever esse efeito: o comprimento de rugosidade (z_0) e o coeficiente de arrasto (C_D). O parâmetro z_0 é independente da altura de medida, enquanto C_D é função da altura de referência (SHAW; PEREIRA, 1982; WIERINGA, 1993).

Numa camada limite interna (CLI) estacionária, adiabática e horizontalmente homogênea com altura H , onde a interação da velocidade do vento com a rugosidade da cobertura terrestre resulta numa tensão cisalhante turbulenta à superfície. Existe uma camada limite de equilíbrio ou de fluxo constante, onde os fluxos estão adaptados à superfície subjacente, são constantes com a altura, e influenciados por condições locais. A camada limite de equilíbrio é subdividida em duas: a subcamada inercial (SCI) e abaixo, a subcamada rugosa (SCR), onde os fluxos verticais são influenciados pela estrutura física dos obstáculos e sua disposição sobre a área (MONTEITH; UNSWORTH, 1990).

No caso adiabático da SCI, o gradiente adimensional da velocidade do vento (ϕ_m) é unitário e expresso da seguinte forma:

$$\phi_m = \frac{k z}{u_*} \frac{\partial U_z}{\partial z} = 1 \quad (2)$$

em que, $\partial U_z / \partial z$ é o gradiente vertical da velocidade horizontal média do vento em função da altura z . A integração da eq. (2) produz:

$$U_z = \left(\frac{u_*}{k} \right) \ln \left(\frac{z}{z_0} \right). \quad (3)$$

Esse perfil logarítmico do vento define z_0 como a altura em que $U_z = 0$. Isso é verdade apenas algebricamente, sendo z_0 o limite inferior da eq. (3) (WIERINGA, 1993). Shaw e Pereira

(1982) definem z_0 como a altura que caracteriza a superfície em termos de eficiência de absorção do momentum atmosférico.

O limite inferior da *SCI* está entre $20 z_0$ e $50 z_0$ para superfícies de baixa rugosidade (WIERINGA, 1993), enquanto seu topo varia entre $0,1 H$ e $0,2 H$ (MUNRO; OKE, 1975; WIERINGA, 1993). Sobre superfície homogênea a extensão da *SCI* é de alguns metros acima da superfície do solo, aproximadamente 50 a 100 m, dependendo da rugosidade e da velocidade do vento (PEREIRA, 2002; WIERINGA, 1993). Num gráfico semilogarítmico, o perfil de vento no intervalo de altura da *SCI* é representado por uma linha reta.

2.1.2.2 Deslocamento do plano zero

O topo da *SCR* não é necessariamente o limite inferior da *SCI*, visto que o fato de alcançar a homogeneidade horizontal da estrutura do fluxo não garante gradiente adimensional unitário da velocidade do vento. Assim, pode-se aproximar o desvio em ϕ_m por uma série de potência em função da dependência da altura (WIERINGA, 1993):

$$\frac{\partial U_z}{\partial z} = \frac{u_*}{k z} \left(1 + c_1 \frac{h}{z} + c_2 \frac{h}{z} + \dots + c_n \frac{h}{z} \right) \quad (4)$$

em que, h é a altura dos obstáculos rugosos. Se $z \gg h$, pode-se desprezar os termos de ordem superior e abreviar $c_1 h \equiv d$. Dessa forma:

$$\frac{\partial U_z}{\partial z} \frac{k}{u_*} \approx \frac{1}{z} \left(\frac{z+d}{z} \right) \approx \frac{1}{z-d}. \quad (5)$$

Quando a eq. (5) é integrada produz a eq. (1). Esta é a introdução empírica de d , que é uma correção para a forma do perfil logarítmico de vento próximo à superfície e proporcional a h . Portanto, d apresenta significado físico, pois num dossel denso de obstáculos cobrindo a superfície apenas uma pequena fração da tensão cisalhante total é absorvida na superfície ($z = 0$). Segundo Thom (1971), d representa o nível médio de absorção de momentum por uma superfície rugosa, ou o centróide do perfil da força de arrasto.

2.1.3 Subcamada Rugosa

Na determinação da rugosidade da superfície, deve-se considerar observações em que todos os níveis de medida estejam no interior da *SCI*, onde a estrutura do perfil de vento é definida pela superfície imediatamente abaixo. Para isso, é necessário que o nível inferior de medida esteja acima da *SCR*.

Diversos estudos sobre superfícies de porte alto e esparsa ou densa indicam a existência próxima ao topo dos obstáculos da subcamada rugosa (GARRATT, 1978; RAUPACH; THOM; EDWARDS, 1980) ou de transição (THOM et al., 1975; WIERINGA, 1993). O fluxo na *SCR* varia em três dimensões em função da proximidade dos elementos do dossel, com transferência vertical de momentum denominada de “dissipativa”, resultado do movimento não turbulento dependente da localização dos elementos rugosos (RAUPACH; THOM, 1981). As onduletas do topo do dossel produzem rápida turbulência a escalas de comprimento proporcional ao diâmetro do topo do dossel e do espaço interobstáculos.

No interior da *SCR* a estrutura do vento difere do observado na *SCI*, com desvio padrão normalizado do vento (σ_u/u_*) e coeficiente de arrasto normalizado dependente da altura (DUBOV; MARUNICH, 1973) e $\phi_m \neq 1$ em condições adiabáticas (GARRATT, 1980). Dessa forma, a eq. (2) não é válida no seu interior, devido o fluxo ao redor dos elementos rugosos individuais influenciar diretamente na transferência do momentum atmosférico (GARRATT, 1980).

Quando utilizadas medidas próximas a superfícies de porte alto e esparsa ou densa deve-se considerar a altura da subcamada rugosa (z_*), que define o limite inferior da validade do perfil logarítmico. O topo da *SCR* é definido como o nível onde o fluxo dissipativo combina com o fluxo turbulento produzido pelas onduletas, resultando no fluxo vertical unidimensional da *SCI* (WIERINGA, 1993). O escoamento acima de z_* não é afetado pela dependência da localização horizontal da variação do fluxo devido aos elementos rugosos abaixo, sendo aquele em que o fluxo médio não é vertical através de z_* . Em outros trabalhos, z_* é definido como o nível acima de qual o fluxo não depende da localização horizontal (CLAUSSEN, 1990; MASON, 1988; WIERINGA, 1980).

Comumente, duas escalas de comprimento são propostas para expressar o limite superior da *SCR*: a interseparação entre os elementos (GARRATT, 1980; RAUPACH; THOM; EDWARDS, 1980) e o tamanho dos elementos (RAUPACH; THOM; EDWARDS, 1980). Ambos dificultam a determinação de z_* e falham em descrever as correções para a subcamada rugosa (RAUPACH, 1992). O autor sugere a seguinte relação entre altura da cultura e d para estimar z_* :

$$z_* - d = c_w(h - d) \quad (6)$$

em que, $c_w = 2$.

As dificuldades em utilizar o espaço interelementos para definição de z_* é discutida também por Wieringa (1993), concluindo que os valores estimados pela relação proposta por Raupach; Thom e Edwards (1980), $z_* \approx h + 1,5 D$, em que D é o espaço interelementos, se aproximada de $z_* \approx 1,5 h$, com incertezas similares. Para a cultura do milho, Jacobs e van Boxel (1988) assumiram $z_* \approx d + 10 z_0$.

A influência da *SCR* na estimativa dos parâmetros de rugosidade é controversa. A velocidade do vento no interior da subcamada rugosa é menor do que a estimada pela lei logarítmica, isso induz a subestimativa de z_0 pelos métodos baseados no perfil de vento, não representando a tensão total da *SCI* (DE BRUIN; MOORE, 1985; RAUPACH; THOM; EDWARDS, 1980). Para Garratt (1978), medidas realizadas na *SCR* resultam em subestimativa de d , mas não em z_0 . A subestimativa de d , nesses casos foi observada também por Raupach; Thom e Edwards (1980), Righi (2004) e Kustas et al. (1989).

2.1.4 Bordadura (*Fetch*)

O limite superior de validade do perfil de vento é função da rugosidade da superfície e da distância horizontal percorrida pelo escoamento sobre a superfície. Essa distância horizontal é denominada de bordadura (*fetch*) (MONTEITH; UNSWORTH, 1990). Se a rugosidade varia ao longo da distância X da bordadura na direção predominante do vento, o perfil de vento relaciona a

rugosidade do terreno local apenas dentro da *CLI* com altura limitada $\delta(X)$. O topo da *CLI* é definido como o nível superior em que a influência da variação da rugosidade do terreno local começar a ser notada (WIERINGA, 1993). A estrutura do vento a alturas acima de $\delta(X)$ é determinada pela rugosidade de superfícies a distâncias maiores que X .

Duas abordagens analíticas são normalmente utilizadas para determinação de $\delta(X)$. Uma, introduzida por Elliott (1958), foi baseada na igualdade dos parâmetros do fluxo a sotavento e a barlavento da mudança de rugosidade. Outra, foi derivada em analogia a difusão de uma pluma de poluentes por uma fonte a superfície na direção predominante do vento (MIYAKE, 1965 apud WIERINGA, 1993).

A maior parte da camada abaixo de $\delta(X)$ é de transição onde $\phi_m \neq 1$, variando entre 0,5 e 1,5 de acordo com a altura, bordadura e tipo de variação do terreno na direção do escoamento (PETERSON, 1969). A adaptação dos fluxos próximos ao equilíbrio na direção predominante do vento ocorre a níveis inferiores a $0,1\delta(X)$ (MUNRO; OKE, 1975; WIERINGA, 1993), essa altura define o topo da *SCI*.

Munro e Oke (1975) apresentaram a seguinte relação para estimativa da altura superior da *SCI* baseados em Elliott (1958):

$$\delta(X) = 0,1 z_0^{0,2} X^{0,8} \quad (7)$$

em que, $\delta(X)$ é a altura da subcamada inercial e X é a bordadura.

O modelo de Miyake (1965, apud WIERINGA, 1993) pode ser representado da seguinte forma:

$$\frac{X}{z_0} = \left[\frac{\delta}{z_0} \left(\ln \frac{\delta}{z_0} - 1 \right) + 1 \right] / \left(k \frac{\sigma_w}{u_*} \right) \quad (8)$$

em que, σ_w é o desvio padrão da componente turbulenta vertical do vento. Se $k = 0,40$ e $\sigma_w/u_* \approx 1,25$, o valor do denominador é 0,5. Similar a Munro e Oke (1975), Wieringa (1993) considerou que os fluxos estão próximos ao equilíbrio a $0,1\delta(X)$. Aplicando a eq. (8) e substituindo $\delta = 10 z$, resulta em:

$$X = 2z_0 \left[\frac{10z}{z_0} \left(\ln \frac{10z}{z_0} - 1 \right) + 1 \right]. \quad (9)$$

A eq. (9) estima a bordadura necessária para que o nível de medida z do perfil esteja no interior da *SCI* completamente adaptada à rugosidade z_0 a barlavento. Para $z_0 \approx 0,1$ m, a eq. (9) mostra concordância com a relação prática de 100:1 entre bordadura e altura acima da superfície para culturas agrícolas ($10^{-2} < z_0 < 1$) (ROSENBERG; BLAD; VERMA, 1983). Por Munro e Oke (1975), com $z_0 = 0,1$ m, a razão é de aproximadamente 35:1, sendo que para $z_0 = 0,001$ m a razão é próxima da relação prática. Wieringa (1993) comenta que em experimentos de campo o modelo de Miyake (1965 apud WIERINGA, 1993) foi superior ao de Elliott (1958).

Pereira (2002) cita, como regra básica, a proporção de 50:1, que se aproxima dos resultados de Munro e Oke (1975) para $z_0 = 0,01$ m. O vento desacelera quando passa de uma superfície para outra com rugosidade maior podendo, por isso, considerar bordadura menor e de 20:1. Caso contrário, quando o vento escoar de uma superfície para outra de menor rugosidade, ocorre aceleração, sendo adequada a razão de 70:1.

2.1.5 Estimativa dos parâmetros de rugosidade pelo perfil logarítmico do vento

Comumente, os parâmetros de rugosidade da superfície são determinados pelo método gráfico ou analítico convencional (PEREIRA, 2002; ROBINSON, 1962; STEARNS, 1970). Nessa abordagem, a estimativa dos parâmetros de rugosidade é feita pelo ajuste estatístico ideal da lei logarítmica do vento (eq. 1) entre d , z_0 e u_* em função de U_z medido a alguns níveis. Essas variáveis são inter-relacionadas e obtidas por processo iterativo, não resultando necessariamente em solução física adequada (JACOBS; van BOXEL, 1988; SCHAUDT, 1998).

Para perfis similares, d e z_0 podem variar significativamente e com frequência assumem valores incoerentes. As estimativas de d e z_0 pelo perfil são sensíveis a erros experimentais, particularmente quando as medidas são feitas em condições diabáticas sem correções do perfil, sobre baixas velocidades do vento, fora da subcamada inercial, ou com poucos níveis de medida (GARRATT, 1978; MOLION; MOORE, 1983; WIERINGA, 1993).

Sobre vegetação esparsa, e de porte alto é difícil obter medidas no interior da *SCI* devido à interferência das onduletas formadas no topo do dossel, ao efeito de proteção aerodinâmica entre os elementos rugosos e, ou à bordadura inadequada (DE BRUIN; MOORE, 1985; GARRATT, 1978; LLOYD; GASH; SIVAKUMAR, 1992; MOLION; MOORE, 1983).

A estabilidade influencia na forma do perfil, divergindo da lei logarítmica. A tendência é de decréscimo da turbulência em condições de estabilidade, produzindo gradientes verticais de U_z com inclinação superior aos observados sobre atmosfera neutra, e assim superestimativa de z_0 e conseqüente subestimativa de d . Padrão inverso é observado sobre instabilidade, ou seja, gradientes com inclinação inferior ao esperado sobre condições neutras e subestimativa de z_0 e superestimativa de d (DOLMAN, 1986).

Na determinação de z_0 para grama, Guerra e Slack (1996) consideraram condições próximas à adiabática o intervalo de $-0,015 < \zeta < 0,015$, em que, $\zeta (z/L)$ é o parâmetro de instabilidade de Monin-Obukhov e L é a escala de comprimento (altura) de Monin-Obukhov (MONIN; OBUKHOV, 1954). Takagi et al. (2003) na estimativa de d e z_0 sobre Lotus (*Nelumbo nucifera* Gaertn) utilizaram observações com média de $\zeta = -0,01 \pm 0,07$. Lloyd; Gash e Sivakumar (1992) em experimento na região do Sahel, sobre cobertura formada por arbustos esparsos (predominância de *Guiera senegalensis* L.) e no período seco, consideraram atmosfera próxima de neutra o intervalo de $|\zeta| < 0,256$. Possivelmente os elevados valores de ζ adotado por Lloyd; Gash e Sivakumar (1992) refletiu as dificuldades de se observar condições próximas à neutralidade atmosférica na região, em função do elevado fluxo de calor sensível, sobretudo no período seco (DE BRUIN; VERHOEF, 1996).

Baixas velocidades do vento podem influenciar a estimativa de d e z_0 pelo perfil de vento devido à inércia dos anemômetros de canecas e à flexibilidade dos galhos, pecíolos e estrutura geral das folhas (DOLMAN, 1986; KUSTAS et al., 1989; MOLION; MOORE, 1983; TAKAGI et al., 2003). A altas velocidades ocorre flexão dessas estruturas proporcionando um “selamento” do dossel e assim diferenças nos valores de d e z_0 . Alguns autores (JACOBS; van BOXEL, 1988; MOLION; MOORE, 1983; TAKAGI et al. 2003) consideram que $U_z < 2 \text{ m s}^{-1}$ produzem diferenças elevadas em d e z_0 associados aos problemas supracitados, e outros sugerem a exclusão de $U_z < 1 \text{ m s}^{-1}$ (GUERRA; SLACK, 1996; LLOYD; GASH; SIVAKUMAR, 1992; SHUTTLEWORTH et al., 1988) no intuito de diminuir essas diferenças.

O deslocamento do plano zero é função do grau de curvatura do perfil, sendo difícil sua determinação quando poucos níveis de medida são disponíveis (SHAW; PEREIRA, 1982). Kustas et al. (1989) e Wieringa (1993) sugerem no mínimo quatro níveis de medida para superfície moderadamente rugosa ($z_0 \approx 0,1$ m) na estimativa de d e z_0 pelo método convencional.

Os valores de z_0 e d são inversamente correlatos (BALDOCCHI; VERMA; ROSENBERG, 1983; GARRATT, 1978; PERRIER et al., 1972). Para floresta de carvalho, Dolman (1986) determinou coeficiente de variação (cv) de 100% para z_0 e em torno de 30% para d , e erros de medida foram a possível causa, concluindo que d é menos sensível a variações de U_z . Para cafezal em renque, Righi (2004) encontrou cv entre 45 e 62% para d , e de 66 a 107% para z_0 . Num dossel esparso de algodão, Kustas et al. (1989) encontraram cv de 60 para d e de 65% para z_0 .

2.1.6 Estrutura física do dossel e parâmetros de rugosidade

A dependência de z_0 e d com altura, forma e flexibilidade das plantas, com o tamanho e arranjo dos ramos e folhas, e com sua distribuição espacial pela área tem sido estudada em túnel de vento (RAUPACH; THOM; EDWARDS, 1980; THOM, 1971), analiticamente (BOTTEMA et al, 1998; LETTAU, 1969; MacDONALD; GRIFFITHS; HALL, 1998; RAUPACH, 1992; 1994; SEGNER, 1974), por modelos numéricos (SHAW; PEREIRA, 1982), e em experimentos a campo. Esses estudos mostraram que a relação z_0/h aumenta rapidamente com a densidade dos obstáculos até um máximo de cobertura da superfície entre 5 e 20%, dependendo da distribuição vertical da folhagem. Com o incremento da densidade, z_0/h decresce (WIERINGA, 1993). Segundo Garratt (1977), z_0/h varia entre 0,01 e 0,2. Mas z_0 não deve ser estimado unicamente pela altura do dossel, pois essa abordagem falha em prever diferenças entre dosséis de mesma altura, porém com distribuição e densidade foliar diferente (SHAW; PEREIRA, 1982).

Com um modelo numérico de fechamento de segunda ordem, Shaw e Pereira (1982) avaliaram variações de d e z_0 em função da densidade e da estrutura vertical de um dossel. Tanto z_0 como d dependeram da altura do dossel. Para uma extensa faixa de densidade de plantas d se aproximou do centro de pressão do dossel (ponto de máxima absorção de momentum). d aumentou monotonicamente com a densidade das plantas e com a altura do centro de gravidade

da vegetação (altura da máxima densidade foliar do dossel). A variação de z_0 foi função unimodal da densidade, aumentando em dosséis esparsos e decrescendo em dosséis densos.

Para culturas agrícolas e florestas tem-se observado que z_0/h decresce com o aumento do índice de área foliar (*IAF*, área total de um lado de todas as folhas por unidade de área de solo disponível à planta) (SHAW; PEREIRA, 1982). A taxa de diminuição é proporcional a $(1 - d/h)$ (THOM, 1971). Para o fator de proporcionalidade $\lambda = z_0/(h - d)$ tem sido reportado na literatura valores para cultura artificial de 0,36 (THOM, 1971), sendo de 0,37 para diversas culturas homogêneas (BRUSAERT, 1982) e de 0,25 para floresta de pinus (MOLION; MOORE, 1983). Relação linear entre z_0 e $(h - d)$ e proporcional a 0,29 para extensa faixa de densidade do dossel foi observado por Pereira e Shaw (1982). Porém, para dosséis esparsos a relação não foi constante, sendo dependente da distribuição vertical e da densidade do dossel. Molion e Moore (1983) para superfície esparsa de arbusto e árvores determinaram λ de 0,169, sendo de 0,124 o valor determinado por Lloyd; Gash e Sivakumar (1992) para superfície esparsa de arbustos.

Para superfícies com distribuição aleatória e esparsa dos elementos rugosos, Lettau (1969) apresentou uma correção para a relação z_0/h pela inclusão do efeito da forma do arrasto que domina um elemento rugoso. Outros modelos dessa relação são baseados na dinâmica do transporte de momentum e na sua relação com a estrutura física do dossel (RAUPACH, 1992, 1994, 1995; MacDONALD; GRIFFITHS; HALL, 1998). Nessa abordagem, a mudança no arrasto efetivo de cada elemento, com incremento relativo da proteção aerodinâmica entre os obstáculos, torna esses modelos aplicáveis somente em situações de moderada separação dos obstáculos (LETTAU, 1969; LLOYD; GASH; SIVAKUMAR, 1992; SHAW, PEREIRA, 1982). No entanto, sua aplicação para estimativa da rugosidade não é universal e em condições de interferência das onduletas produz resultados inconsistentes (PIELKE, 1984).

Dois parâmetros da estrutura física do dossel são utilizados para determinar z_0 e d : 1) O índice de área frontal ou densidade de rugosidade (λ_f), definido como a razão da área frontal ou silhueta dos obstáculos pela área total coberta pelos mesmos; e, 2) o índice de área plana (λ_p), que representa a razão da área plana projetada dos obstáculos pela área total coberta pelos obstáculos. z_0 é função de λ_f (LETTAU, 1969; MacDONALD; GRIFFITHS; HALL, 1998; RAUPACH, 1992, 1994), enquanto d é função de λ_p . Além de λ_p , outro parâmetro pode ser utilizado na estimativa de d , o índice de área do dossel (A), definido como a área de um único lado de todos

elementos do dossel (galhos, folhas) por unidade de área superficial (RAUPACH, 1994; SHAW; PEREIRA, 1982).

Com incremento de λ_p acima de 20 a 30%, o modelo de Lettau (1969) falha em descrever a rugosidade da superfície, devido a interação aerodinâmica entre os elementos rugosos e o desenvolvimento de d (MACDONALD; GRIFFITHS; HALL, 1998). O modelo de Raupach (RAUPACH, 1992, 1994) não deve ser utilizado para valores de λ_f superiores a aproximadamente 0,20, devido não descrever o efeito de proteção aerodinâmica entre os obstáculos.

Os valores de d/h para cobertura contínua variam de 0,64, para culturas agrícolas (MUNRO; OKE, 1973), a 0,75, para floresta de pinus (THOM, 1971). Para arbustos esparsos, Lloyd; Gash e Sivakumar (1992) determinaram valor de $d/h = 0,40$. Dolman; Lloyd e Culf (1992) para vegetação esparsa, formada por arbustos e árvores, sugerem $d = 0,60h$. Para superfície similar, De Bruin e Verhoef (1996), estimaram valor do deslocamento do plano zero normalizado pela altura do dossel de 0,53. Para fluxo de interferência das onduletas ou vegetação esparsa podem ocorrer baixos valores de d/h .

Para superfície contínua, valores de z_0 obtidos quando a relação entre o nível inferior de medida do perfil e h for inferior a dois são confiáveis apenas se $d/h \approx 0,70 \pm 0,01$ (WIERINGA, 1993).

2.2 Material e métodos

2.2.1 Aspectos físicos da área experimental

Os experimentos micrometeorológicos e da vegetação foram conduzidos no subsítio *Fallow Bush* do super-sítio Sul do HAPEX-Sahel (Figura 2). A área experimental (0,8 x 1,0 km) era limitada ao norte, nordeste e noroeste por áreas de *Tiger Bush* com altura da vegetação entre 4 e 6 m e, nas outras direções, por campos de milho com altura média 2,6 m (WALLACE et al., 1994). A área de *Fallow Bush* do super-sítio Sul apresentava vegetação escassa dividida em duas camadas: uma, formada por vegetação rasteira, gramíneas e herbáceas; outra, composta por arbustos lenhosos distribuídos aleatoriamente com predominância de *Guiera senegalensis* L., mas com algumas *Combretum micranthum* G. Don (LEVY; JARVIS, 1999; WALLACE et al., 1994).

Havia cerca de 327 arbustos/ha de *Guiera senegalensis* L. com altura de $2,06 \pm 0,47$ m, e diâmetro máximo da copa de $3,13 \pm 1,11$ m. A área projetada ocupada pelos arbustos representou cerca de 29% da área total de *Fallow Bush*.

Análises da estrutura física de 220 arbustos de *Guiera senegalensis* L. foram feitas em fevereiro de 2002, em uma área de 6.750 m². O ponto central da área estava a 120 m do mastro micrometeorológico. Para cada arbusto determinou-se a altura máxima (h , em m), a altura do raio máximo ($h_{máx}$, em m), o raio máximo ($r_{máx}$, em m) e mínimo ($r_{mín}$, em m) da copa, o número de galhos com diâmetro inferior a 0,01 m, e o diâmetro (D_g , em m) de todos os galhos de diâmetro superior. As medições dos galhos foram realizadas a partir de pontos 0,20 m acima da base dos arbustos. Determinou-se a distribuição de freqüência do diâmetro dos galhos.

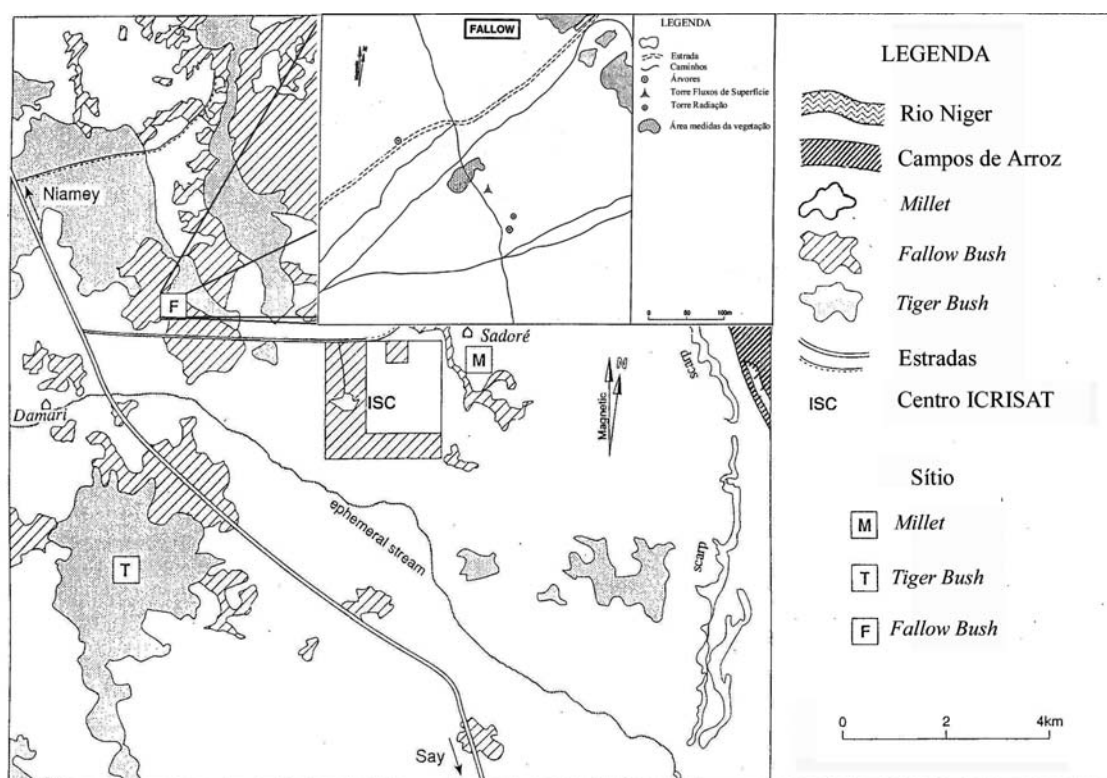


Figura 2 - Mapa do super-sítio Sul do HAPEX-Sahel com a localização dos três subsítios: *Millet* (M), *Fallow Bush* (F) e *Tiger Bush* (T) e em destaque (parte superior direita) o subsítio *Fallow Bush* com a localização do mastro micrometeorológico, mastro de radiação e área de análise da estrutura física da vegetação. Adaptado de Wallace et al. (1994)

Avaliações mensais semidiretas da área foliar (A_f , em m^2) foram feitas entre junho e outubro de 1992. A cada mês tomou-se 26 amostras de galhos determinando-se seus diâmetros, e sua massa foliar fresca (MF_g , em g) e seca (MS_g , em g). Para cada galho tomou-se uma amostra menor de folhas medindo-se sua massa fresca (MF_f) e seca (MS_f), e a área foliar (integrador de área LI-3100, Li-Cor Inc., Lincoln, EUA.). A área foliar específica (AFE , área de folha por unidade de massa foliar seca) foi utilizada na estimativa da área foliar total de cada galho. Análise de regressão linear simples determinou uma relação alométrica entre a área da secção transversa dos galhos e área foliar. Essa regressão linear foi utilizada com a distribuição de frequência do diâmetro dos galhos amostrada na área, em fevereiro de 1992, para estimar o índice de área foliar (IAF , área total de um único lado de todas as folha por área de superfície do solo disponível à planta).

A área superficial dos galhos foi calculada em amostra de três indivíduos. Cada galho foi cortado em secções menores, e agrupados em classes de 0,005 m de diâmetro. O volume da madeira em cada classe foi calculado por sua massa e densidade. Os volumes foram convertidos em área superficial considerando a relação entre volume e área superficial de um cilindro com diâmetro no ponto médio da classe de diâmetro dos galhos. Regressão linear foi utilizada para estimar o índice de área superficial dos galhos (IAG , área de superfície de todos os galhos por área de superfície do solo disponível à planta) em função da área da sua secção transversal, similar ao utilizado na estimativa de IAF (LEVY; JARVIS, 1999).

2.2.2 Medidas micrometeorológicas

Medidas micrometeorológicas foram obtidas durante a campanha intensiva de 20/08 a 30/09 de 1992, no período de transição da estação chuvosa para a seca (WALLACE et al., 1994). O perfil de velocidade horizontal do vento foi medido por quatro anemômetros de canecas (A100H, VECTOR INSTRUMENTS, North Wales, UK) dispostos a 3,0; 4,1; 5,3 e 8,5 m acima do solo. O saldo de radiação (R_n) foi medido por dois saldos radiômetros (CN1-R, MIDDLETON SOLAR, Victoria, AU), sendo um sobre os arbustos e outro acima das gramíneas/herbáceas, ambos a 3 m acima do solo. O fluxo de calor no solo (G) foi medido por oito placas de fluxo de calor em pares (CN3, MIDDLETON SOLAR, Victoria, AU) a 0,05 m de profundidade abaixo de

cada tipo de vegetação. Considerou-se a média de todas as medidas como fluxo de calor no solo. As medidas foram feitas em intervalos de 30 s e suas médias armazenadas a cada 10 min por um *datalogger* (CR21X, CAMPBELL SCIENTIFIC Inc., Logan, UT).

As componentes vertical (w), longitudinal (u) e latitudinal (v) da velocidade do vento foram medidas por anemômetro sônico tridimensional (GILL R3, SOLENT, Southampton, UK). A temperatura do ar (T) foi medida por um termômetro resistivo de platina (Department of Meteorology, UNIVERSITY OF READING, Reading, UK), e um higrômetro a infravermelho (IR-2000, OPHIR CORPORATION, Lakewood, CO) mediu a umidade do ar (q). Esses instrumentos estavam no topo de um mastro e a 9 m acima do solo. As variâncias e covariâncias médias entre as flutuações das variáveis supracitadas foram calculadas a cada 10 min de medidas em frequência de 20 Hz e armazenadas em *datalogger*. A bordadura (*fetch*) do mastro tinha, no mínimo, 400 m na direção sul (WALLACE et al., 1994). O anemômetro sônico estava inclinado 30° na vertical e 120° na direção horizontal do eixo anterior, pois as armações de suporte foram posicionadas assimetricamente e alinhadas de modo a provocar a menor perturbação possível nos fluxos e nas componentes do vento. Seguindo Wyngaard (1998), corrigiu-se as medidas associadas à rotação dos eixos de forma que as componentes médias v e w ficassem alinhadas com o eixo horizontal ($v = w = 0$). Outra rotação alinhou as componentes verticais anulando a covariância entre v e w . Foram feitas correções para a frequência de resposta dos sensores devido à constante de tempo finita, média do comprimento do trajeto, separação lateral e longitudinal do sensor, e frequência de resposta do sistema de aquisição de dados (LLOYD et al. 1997; MONCRIEFF et al. 1997).

2.2.3 Estimativas dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica da superfície

Nas determinações dos parâmetros de rugosidade da superfície utilizou-se médias de 30 min de todos os elementos micrometeorológicos, como recomendado por Monteith e Unsworth (1990), e as médias das características físicas da vegetação.

2.2.3.1 Método convencional

Na abordagem convencional, d e z_0 foram estimados por regressão linear simples de U_z em função de $\ln(z - d)$, variando-se d até que o coeficiente de determinação (r^2) fosse máximo (PEREIRA, 2002; ROBINSON, 1962; STEARNS, 1970). Posteriormente, u_* e z_0 foram determinados pelos valores do intercepto (a) e da inclinação (b) da regressão linear com maior r^2 pelas seguintes relações analíticas:

$$u_* = k b \quad (10)$$

$$z_0 = \exp\left(-\frac{a}{b}\right). \quad (11)$$

2.2.3.2 Métodos baseados na combinação do convencional com a velocidade de fricção medida por correlação de vórtices turbulentos

2.2.3.2.1 Método de Lloyd

Pelo método de Lloyd (LLOYD; GASH; SIVAKUMAR, 1992), os valores de d e z_0 foram determinados pela regressão linear entre $(z - d)/z_0$ e as respectivas alturas de medida z , em que o intercepto da regressão forneceu o valor de d e a inclinação o de z_0 . A relação $(z - d)/z_0$ foi obtida diferenciando a eq. (1) em função de u_* e aplicando-se a exponencial em ambos os lados da equação, resultou na seguinte expressão:

$$\frac{z - d}{z_0} = \exp\left[k\left(\frac{dU_z}{du_*}\right)\right]. \quad (12)$$

A taxa de variação dU_z/du_* foi estimada para cada altura de medida da velocidade do vento analisada como sendo a inclinação da regressão linear de U_z em função de u_* , forçada a passar pela origem, como sugerido por Lloyd; Gash e Sivakumar (1992).

2.2.3.2 Método de Takagi

O método de Takagi (TAKAGI et al., 2003) é similar ao convencional, porém utilizando u_* dado por correlação de vórtices turbulentos (u_{*e}). Por essa abordagem, a e b foram determinados para cada valor de d , gerando um valor para a velocidade de fricção pelo perfil (u_{*p}). O processo foi interrompido quando $u_{*p} \approx u_{*e}$, determinando o valor de d . z_0 foi fornecido pela eq. 11. A u_{*e} foi estimada pelas flutuações das componentes longitudinal (u') e vertical (w') da velocidade do vento, i.e.:

$$u_{*e} = \overline{(-u'w')}^{0,5}. \quad (13)$$

2.2.3.3 Métodos derivados da relação entre estrutura física da vegetação e a transferência de momentum

2.2.3.3.1 Método de Raupach

Neste método, d foi calculado pela equação empírica ajustada a medidas em túnel de vento em função do índice de área do dossel (A), na forma (RAUPACH, 1994):

$$1 - \frac{d}{h} = \frac{1 - \exp(-\sqrt{7,5A})}{\sqrt{7,5A}}. \quad (14)$$

O índice de área do dossel (A) foi calculado como a área total de um único lado de todos os elementos do dossel (folhas e galhos) pela área unitária de solo, ou seja, $A = IAF + (IAG/2)$. Utilizou-se à média dos valores de IAF e IAG avaliados de setembro a outubro de 1992.

Na estimativa de z_0 foi utilizado o perfil logaritmo do vento (eq. 1) com correções para a subcamada rugosa. Esse perfil quando aplicado a $z = h$ apresenta a seguinte forma (RAUPACH, 1992, 1995):

$$\frac{z_o}{h} = \left(1 - \frac{d}{h}\right) \exp(\Psi_h - k \gamma) \quad (15)$$

em que, Ψ_h é uma função de influência na forma do perfil que quantifica o desvio do coeficiente atual de difusão turbulenta para momentum dentro da subcamada rugosa a $z = h$; $\gamma = U_h/u_*$ e U_h é a velocidade do vento a $z = h$.

Na determinação de Ψ_h utilizou-se a aproximação de Raupach (1992, 1995), ou seja:

$$\Psi_h = \ln(c_w) - 1 + c_w^{-1} \quad (16)$$

em que, $c_w = 2$ como sugerido por Raupach (1995), resultando em $\Psi_h = 0,1932$.

A relação $U_h/u_* = \gamma$ foi calculada como função implícita do índice de área frontal ou densidade de rugosidade (λ_f), expressa na forma (RAUPACH, 1995):

$$\frac{U_h}{u_*} = \gamma = \frac{\exp(c \lambda_f \gamma / 2)}{\sqrt{C_s + C_R \lambda_f}} \quad (17)$$

$$\lambda_f = \frac{n D h}{A_T} \quad (18)$$

em que, λ_f é o índice de área frontal, definido como a área da silhueta dos obstáculos dividida pela área de solo ocupada pelos mesmos (área específica); $C_s (= 0,003)$ é o coeficiente de arrasto do substrato; $C_R (= 0,3)$ é o coeficiente de arrasto de um elemento rugoso isolado; $c (= 0,37)$ é o coeficiente de proteção aerodinâmica; $n (= 220)$ é o número de elementos rugosos ocupando a área total de solo $A_T (= 6750 \text{ m}^2)$; e D (em m) é o máximo diâmetro dos arbustos. A eq. (17) foi resolvida por método iterativo (RAUPACH, 1992).

2.2.3.3.2 Método de MacDonald

Na estimativa de d foi utilizada a equação empírica ajustada a medidas dos parâmetros de rugosidade da superfície em função do índice de área plana (MacDONALD; GRIFFITHS; HALL, 1998), ou seja:

$$\frac{d}{h} = 1 + A^{-\lambda_p} (\lambda_p - 1) \quad (19)$$

em que, λ_p é o índice de área plana, e A ($= 4,43$ para obstáculos dispostos aleatoriamente) é uma constante que controla a curvatura da função. λ_p foi estimado como a razão da área projetada dos arbustos por A_T (MacDONALD; GRIFFITHS; HALL, 1998). Considerou-se a área projetada como a área da circunferência dos arbustos calculada em função da média do seu raio máximo.

Nesse modelo a estimativa de z_0 foi derivada do perfil logarítmico do vento, porém descartando a interferência das onduletas entre os elementos rugosos, ou seja, sem correções para a subcamada rugosa, isto é:

$$\frac{z_0}{h} = \left(1 - \frac{d}{h}\right) \exp \left[- \left(\lambda_f \frac{C_R}{k^2} \left(1 - \frac{d}{h}\right) \right)^{-0,5} \right], \quad (20)$$

com $C_R = 0,6$, o dobro do valor utilizado por Raupach (1992).

2.2.3.4 Método baseado na combinação do convencional com as características físicas da vegetação

O método proposto no presente trabalho utilizou a lei logarítmica do perfil de vento e a relação entre h , z_0 e d sugerida por Thom (1971), sendo aqui denominado de método convencional-Thom:

$$z_0 = \lambda (h - d) \quad (21)$$

em que, λ é uma constante de proporcionalidade.

Diferente do método convencional que utilizou apenas uma equação na iteração para a determinação dos parâmetros de rugosidade, neste caso foram utilizadas duas. Variando-se d , a cada passo da iteração, z_0 foi estimado pelo intercepto da regressão linear entre $\ln(z - d)$ e U_z , simultaneamente calculado pela eq. (21). O valor de d foi determinado quando convergiram os valores de z_0 estimados pelo perfil e pela eq. (21). Utilizaram-se três valores de λ na estimativa dos parâmetros de rugosidade, sendo um o valor médio ($\lambda = 0,1655 \pm 0,0597$) citado em alguns trabalhos sobre vegetação esparsa de arbustos (GARRATT, 1980; LLOYD; GASH; SIVAKUMAR, 1992; MOLION; MOORE, 1983), e os outros dois valores determinados em função da estrutura física da vegetação na área em estudo.

As equações baseadas na estrutura física foram obtidas dos modelos de MacDonald e Raupach. Igualando as eq. (15) e (21) obteve-se a relação de estimativa de λ pelo modelo de Raupach:

$$\lambda = \exp(\Psi_h - k \gamma). \quad (22)$$

Igualando as eq. (20) e (21) determinou-se a equação derivada do modelo de MacDonald:

$$\lambda = \exp \left[- \left(\lambda_f \frac{C_R}{k^2} \left(1 - \frac{d}{h} \right) \right)^{-0,5} \right]. \quad (23)$$

2.2.4 Condições de neutralidade atmosférica

Os dados utilizados nas análises foram restritos a condições próximas da neutralidade atmosférica para satisfazer a lei do perfil logarítmico do vento. Foram selecionados horários que apresentavam módulo da energia disponível $|R_n - G| < 20 \text{ W m}^{-2}$ e do fluxo de calor sensível $|H| < 15 \text{ W m}^{-2}$, similar a De Bruin e Moore (1985) e Guerra e Slack (1996). Devido aos erros proporcionados pela inércia dos anemômetros de canecas, perfis com velocidade do vento no anemômetro inferior menor que $1,0 \text{ m s}^{-1}$ e $u_* < 0,1 \text{ m s}^{-1}$ também foram excluídos, seguindo os procedimentos de Shuttleworth et al. (1988). Outra condição imposta na seleção preliminar dos

perfis foi com relação à dinâmica do fluxo, pois para z_0 depender unicamente das propriedades geométricas da superfície rugosa, o fluxo deve ser turbulento. Se essa condição não é satisfeita, z_0 é influenciado também pela viscosidade cinemática do ar (RAUPACH, 1992). Considerou-se fluxo turbulento quando o número de Reynolds ($h u_* / \nu$) foi maior que 55, em que, $\nu (= 2,092 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1})$ é a viscosidade cinemática do ar a 20 °C.

Sendo as condições acima satisfeitas, avaliou-se a estabilidade atmosférica no nível de medida do anemômetro sônico (9 m) pelo parâmetro ζ de estabilidade (MONIN; OBUKHOV, 1954), em que só foram utilizados horários que apresentaram módulo de $\zeta < 0,0325$. O parâmetro ζ foi estimado pela seguinte relação:

$$\zeta = \frac{z}{L} = \frac{z k g \overline{w' \theta'}}{u_*^3 \theta_v} \quad (24)$$

em que, L (em m) é a escala de comprimento (altura) de Monin-Obukhov; $g (= 9,81 \text{ m s}^{-2})$ é a aceleração devido a gravidade; $\overline{\theta}_v$ (em K) é a temperatura potencial virtual; e $\overline{w' \theta'}$ (em $\text{m s}^{-1} \text{ K}$) é a covariância média entre as flutuações da componente vertical do vento e temperatura potencial do ar. A temperatura potencial virtual foi calculada pela seguinte expressão:

$$\theta_v = T_v \left(\frac{P_o}{P} \right)^\kappa \quad (25)$$

em que, T_v (em K) é a temperatura virtual; $P_o (= 100 \text{ kPa})$ é a pressão atmosférica referencial; P (em kPa) é a pressão atmosférica local; $\kappa = Rd (1 - 0,23 q) / c_{pd}$; $Rd (= 287,04 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1})$ é a constante dos gases para o ar seco; $c_{pd} (= 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1})$ é o calor específico do ar seco; e q (g kg^{-1}) é a umidade do ar. A temperatura virtual foi estimada pela relação:

$$T_v = T_k (1 + 0,61 q) \quad (26)$$

em que, T_k é a temperatura absoluta do ar (em K).

2.2.5 Análise estatística

Na avaliação da influência de d e z_0 , na estimativa da velocidade horizontal do vento e de fricção pela eq. (1), os seguintes coeficientes estatísticos foram utilizados: média aritmética, desvio padrão, coeficiente de determinação (r^2), intercepto (a) e coeficiente angular (b) da regressão linear entre U_z ou u_* , medido (X) e estimado pela lei logarítmica do vento (Y). A velocidade horizontal do vento foi estimada para cada nível de medida (3,0; 4,1; 5,3 e 8,5 m) utilizando u_* determinado pelo sistema de correlação de vórtices turbulentos (9 m), totalizando quatro amostras por horário para cada método. Da mesma forma que U_z , a velocidade de fricção foi estimada para todos os níveis de medida, sendo função de U_z medido. Nas análises considerou-se a média e o desvio padrão de u_* calculada nos quatro níveis de observação por horário, resultando em um valor de u_* para cada método e horário.

Utilizou-se também a raiz do quadrado médio do erro ($RQME$, em $m\ s^{-1}$) e a razão entre o quadrado médio do erro (QME , em $m^2\ s^{-2}$) e seus componentes sistemático (QME_s , em $m^2\ s^{-2}$) e não sistemático (QME_u , em $m^2\ s^{-2}$), como descrito a seguir (WILLMOTT, 1981):

QME pode ser estimado pela soma de seus componentes sistemático e não sistemático (eq. 28) ou pela seguinte relação:

$$QME = n^{-1} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2 \quad (27)$$

$$QME = QME_s + QME_u \quad (28)$$

em que, n é o número de amostras; O_i (em $m\ s^{-1}$) é o i -ésimo valor observado da velocidade horizontal do vento ou de fricção; e P_i (em $m\ s^{-1}$) é o i -ésimo valor estimado da velocidade horizontal do vento ou de fricção. O erro sistemático pode ser decomposto em aditivo (QME_a) e proporcional (QME_p), isto é:

$$QME_a = a^2 \quad (29)$$

$$QME_p = (b-1)^2 \left[n^{-1} \sum_{i=1}^n O_i^2 \right]. \quad (30)$$

Esses componentes de QME não são completamente independentes entre si, e sua inter-relação foi quantificada da seguinte forma:

$$QME_I = 2a(b-1)\bar{O} \quad (31)$$

em que, \bar{O} (em $m\ s^{-1}$) é a média dos valores observados da velocidade horizontal do vento ou de fricção.

O quadrado médio do erro sistemático foi dado pela soma das fontes de erro sistemático, ou seja:

$$QME_s = QME_a + QME_p + QME_I. \quad (32)$$

A raiz do quadrado médio do erro foi determinada pela equação:

$$RQME = QME^{0,5} = \left[n^{-1} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2 \right]^{0,5}. \quad (33)$$

Avaliou-se a concordância entre os valores observados e estimados pelo perfil logarítmico, para os valores de d e z_0 determinados pelos diversos métodos, utilizando o índice I de concordância (WILLMOTT, 1981):

$$I = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n \left[|(P_i - \bar{O})| + |(O_i - \bar{O})| \right]^2}. \quad (34)$$

Efetuararam-se os testes t e F para as médias e variâncias de U_z e u_* , respectivamente, estimados em função de d e z_0 determinados pelos métodos analisados e para os valores medidos.

2.3 Resultados e discussão

2.3.1 Condições de neutralidade atmosférica

Na região do Sahel são difíceis de serem observadas condições de neutralidade atmosférica em função do elevado fluxo de calor sensível, com forte turbulência originada por flutuação térmica e a baixas velocidades do vento, inibindo a dissipação da energia mecânica turbulenta (DE BRUIN; VERHOEF, 1996). Foram obtidas 600 observações médias de 30 min com medidas simultâneas do perfil da velocidade horizontal do vento e correlação de vórtices turbulentos, mas apenas 26 delas ($< 4,5\%$) tinham condições próximas à neutralidade e fluxo turbulento.

Os fatores de correção diabático do perfil de vento (YASUDA, 1988) aplicados aos extremos observados de ζ (-0,0323 e 0,0031) resultaram em desvios da lei logarítmica do vento, proporcional a $-3,09\%$ (instabilidade) e $0,37\%$ (estabilidade) de U_z medida pelo anemômetro sônico. Esses valores são próximos da acurácia dos anemômetros de caneca utilizados ($\pm 1\%$) e inferiores ao citado por Wieringa (1980) para a superestimativa desse tipo de anemômetro ($\approx 5\%$). Em termos de valor absoluto, os desvios, devido à estabilidade foram de $-0,10$ e $0,02 \text{ m s}^{-1}$, que em módulo mostraram-se inferiores a inércia dos anemômetros ($0,2 \text{ m s}^{-1}$). Intervalo similar de correções e da ordem de $\pm 0,05 \text{ m s}^{-1}$ foi determinado por Kustas et al. (1989), e assumido como desprezível para estimativa dos parâmetros de rugosidade pela lei logarítmica. Desse modo, a faixa de neutralidade observada mostrou-se adequada para determinação dos parâmetros de rugosidade pelos métodos baseados no perfil de vento, sem a necessidade de aplicação das correções diabáticas ao perfil.

2.3.2 Parâmetros de rugosidade da superfície

A iteração no método convencional (*CO*) resultou em d negativo em 17 observações e três mostraram $z_0/d > 1$, sendo inconsistentes e desconsiderados das análises. A relação entre U_z e $\ln(z - d)$ apresentou ajuste estatístico satisfatório do perfil para d calculado a cada horário, com coeficiente de determinação superior a 0,99, indicado por Takagi et al. (2003) como limite mínimo aceitável. Com esse método obteve-se $d = 1,09 \pm 0,14$ m e $z_0 = 0,184 \pm 0,017$ m (Tabela 1). O desvio padrão representou 13% da média para d , e 9,5% para z_0 , sendo similares aos valores observados por Munro e Oke (1973) para a cultura do trigo.

Tabela 1 - Deslocamento do plano zero (d) e comprimento de rugosidade (z_0) estimados pelos métodos baseados na lei logarítmica do vento e pelos métodos em função da estrutura física da vegetação. O valor entre parêntese representa o erro padrão de estimativa para o método de Lloyd e o desvio padrão para o restante dos métodos

Método (1)	d (m)	z_0 (m)
<i>CO</i>	1,09 ($\pm 0,14$)	0,184 ($\pm 0,017$)
<i>CT_{RP}</i>	1,14 ($\pm 0,38$)	0,173 ($\pm 0,072$)
<i>CT_{MD}</i>	1,12 ($\pm 0,40$)	0,179 ($\pm 0,075$)
<i>CT_{LT}</i>	1,40 ($\pm 0,00$)	0,109 ($\pm 0,001$)
<i>TA</i>	1,07 ($\pm 0,35$)	0,190 ($\pm 0,065$)
<i>LO</i>	0,95 ($\pm 0,27$)	0,204 ($\pm 0,012$)
<i>RP</i>	1,10	0,181
<i>MD</i>	1,12	0,180

⁽¹⁾ Método convencional (*CO*); convencional-Thom utilizando λ estimado pela relação de Raupach (1992) (*CT_{RP}*); com λ determinado pela relação de MacDonald; Griffiths e Hall (1998) (*CT_{MD}*) e com λ médio da literatura (*CT_{LT}*); método de Takagi (*TA*); Lloyd (*LO*); Raupach (*RP*) e MacDonald (*MD*)

Os valores de d negativo ou inferior a z_0 resultaram em valores elevados de z_0 ($> 0,480$ m), devida a correlação inversamente proporcional desses parâmetros quando determinados pela lei logarítmica (BALDOCCHI; VERMA; ROSENBERG, 1983; GARRATT, 1978; PERRIER et al., 1972). Os valores inconsistentes de d e z_0 podem ter sido proporcionados pela influência da estabilidade na forma do perfil, por baixas velocidades do vento ou por medidas fora da *SCI* (GARRATT, 1978; MOLION; MOORE, 1983; WIERINGA, 1993).

Dos horários excluídos das análises, três casos com valores próximos de ζ e com diferenças elevadas em d e z_0 são destacados na Figura 3. A amplitude de ζ para cada caso não ultrapassou 0,001, enquanto d teve diferença em módulo de até 4,08 m e z_0 de 1,58 m. Os parâmetros de rugosidade estimados das observações excluídas não tiveram relação com ζ , o que indicaria influência da estabilidade na forma do perfil de vento e inadequação dos critérios definidos para selecionar as condições próximas a adiabática.

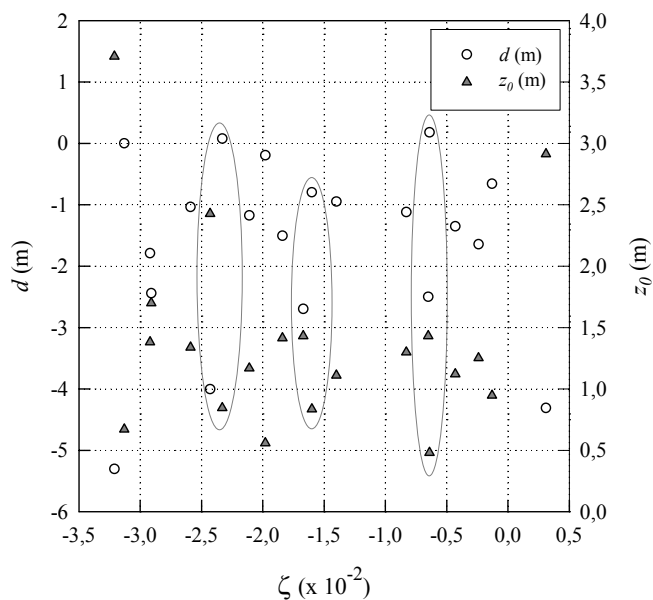


Figura 3 - Relação entre o deslocamento do plano zero (d) (o) e comprimento de rugosidade (z_0) (\blacktriangle) estimados pelo método convencional e a estabilidade atmosférica representada pelo parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov (ζ , $\times 10^{-2}$) (MONIN; OBUKHOV, 1954) para as observações próximas à atmosfera neutra excluídas

Da mesma forma que a estabilidade, a velocidade do vento medida no anemômetro inferior ($z = 3,0$ m) não teve relação com d nem com z_0 para as observações excluídas (Figura 4). Para essas observações, U_z variou entre 1,1 e 4,0 m s^{-1} , sendo que 59% foram acima de 2,0 m s^{-1} . Valores nesse intervalo foram observados no mesmo nível de medida para os horários considerados no *CO*, variando de 1,7 a 3,5 m s^{-1} . Assim, no presente caso, a faixa de velocidade do vento, analisada, não foi a fonte dos elevados erros em d e z_0 determinados pelo *CO* nos horários desconsiderados.

O topo da subcamada rugosa (z_*) pelo modelo de Wieringa (1993) foi de 3,1 m. Valores similares foram obtidos pela expressão de Raupach (1992) (3,0 m) e pela de Jacobs e van Boxel (1988) (2,9 m), ambos em função dos parâmetros de rugosidade determinados pelo *CO*. Esses valores variaram em torno da altura do anemômetro inferior, ou seja, esse nível de medida estava próximo ao limite inferior de validade do perfil.

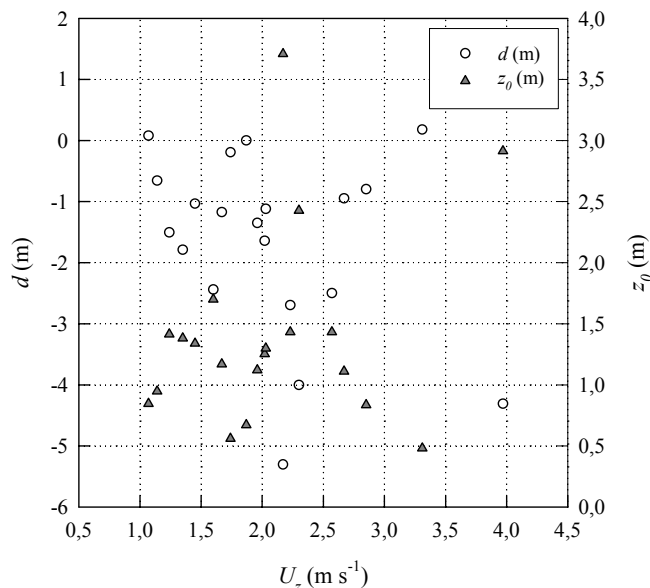


Figura 4 - Relação entre o deslocamento do plano zero (d) (o) e comprimento de rugosidade (z_0) (\blacktriangle) estimado pelo método convencional e a velocidade horizontal do vento (U_z) medida no anemômetro inferior ($z = 3,0$ m) para as observações próximas à atmosfera neutra excluídas

De qualquer forma, o intercepto (a) da regressão linear entre velocidade horizontal do vento no nível inferior de medida em função da velocidade de fricção ($U_z = a + b u_*$) para todas as observações com condições de atmosfera neutra foram, estatisticamente, não significativos ($p < 0,05$). Portanto, essa regressão não apresentou diferença estatística quando comparada à regressão forçada a passar pela origem ($U_z = b u_*$) para o mesmo nível (Figura 5). Essa não diferença estatística indicou que as medidas foram feitas acima da *SCR* (DOLMAN; LLOYD; CULF, 1992), sendo respeitado o limite inferior de validade da lei logarítmica do vento.

A velocidade do vento apresentou direção predominante entre *SE* e *SSE* para os horários utilizados no *CO* (Figuras 6A e 6B). Das observações excluídas, não houve incidência do vento entre essas direções, variando de *SSE* a *W* e uma a *E*. As maiores bordaduras foram observadas entre *SE* e *SSE*, e entre *WNW* e *NNW* (WALLACE et al., 1994), mas nesta última direção não ocorreu nenhum caso de atmosfera neutra. As menores bordaduras foram nos sentidos *N-S* e *SW-NE*, com aproximadamente 400 m.

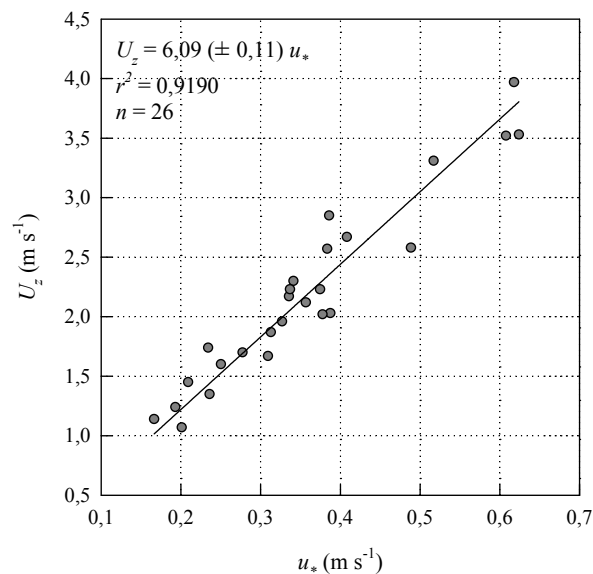


Figura 5 - Relação entre U_z no nível inferior de medida ($z = 3,0$) e u_* determinada por correlação de vórtices turbulentos a 9,0 m, para as observações com condições de atmosfera neutra. Regressão linear (—) forçada pela origem ($U_z = b u_*$), coeficiente de determinação (r^2) e número de amostras (n). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular (b)

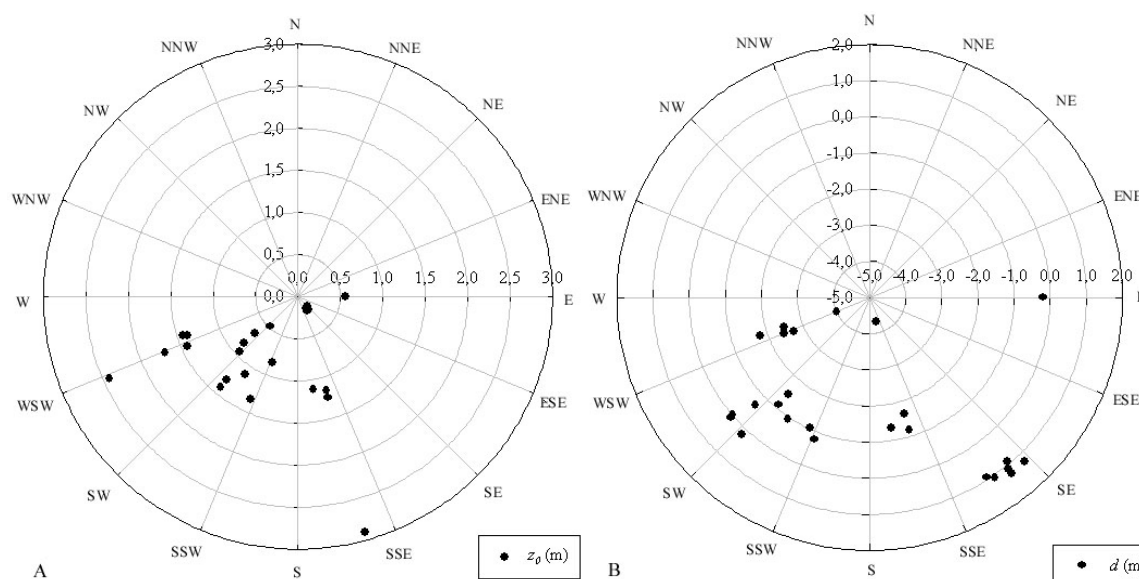


Figura 6 - Relação entre o comprimento de rugosidade (z_0) (A) e o deslocamento do plano zero (d) (B) estimado pelo método convencional e a direção do vento para todas as observações próximas a neutralidade atmosférica

A bordadura mínima para que as medidas se localizassem no interior da subcamada inercial variou de 850 m, para o anemômetro a 8,5 m, a 900 m, para o sistema de correlação de vórtices a 9,0 m. Esses valores atendem à relação prática de 1:100 (vertical:horizontal) e ao modelo de Miyake (1965) apresentado por Wieringa (1993) com z_0 e d calculado pelo *CO*. Bordaduras superiores a 850 m não foram observadas nas direções dos horários excluídos (WALLACE et al., 1994).

Quando avaliado o perfil médio do vento normalizado ($U_z k/u_*$) em função de d e z_0 determinados pelo *CO*, nas direções de maior bordadura e nas excluídas, nota-se que nos três primeiros níveis de medida ($z = 3,0; 4,1; 5,3$ m) os valores de $U_z k/u_*$ para ambos os casos foram similares, com diferenças em torno de 5,5% (Figura 7). Para esses níveis, o perfil normalizado mostrou baixa divergência do teórico estimado pela lei logarítmica, independente da direção. Porém, quando consideradas apenas as direções excluídas, a relação $U_z k/u_*$ no nível superior ($z = 8,5$ m) superestimou o teórico em média 10,4%, enquanto para as observações de maior bordadura houve concordância, com subestimativa $< 1\%$. Dessa forma, nos casos de menor

bordadura o nível superior de medida encontrou-se acima da *SCI* (MUNRO; OKE, 1975), onde a lei logarítmica do vento não é válida.

A Figura 8 apresenta dois casos com observações próximas à atmosfera neutra, e faixas similares da velocidade do vento nos três primeiros níveis de medida para as direções com bordadura insuficiente e nas de maior. Nesses casos, as diferenças nos três níveis inferiores variaram de -1,9 a 2,9%. Para as mesmas observações, U_z medida no quarto nível e nas direções de bordadura insuficiente foram superiores à observada no mesmo nível e nas direções de maior bordadura, em média 5,2%. A maior velocidade do vento no anemômetro superior nas direções excluídas resultou em mudança no ajuste da curvatura do perfil de vento e, maior taxa de variação média de U_z em relação à altura. A inclinação superior de U_z forçou a subestimativa elevada dos valores de d para que a regressão entre U_z e $\ln(z - d)$ apresentasse o máximo r^2 e, intercepto superior, o que proporcionou a superestimativa de z_0 (Figura 9A e 9B).

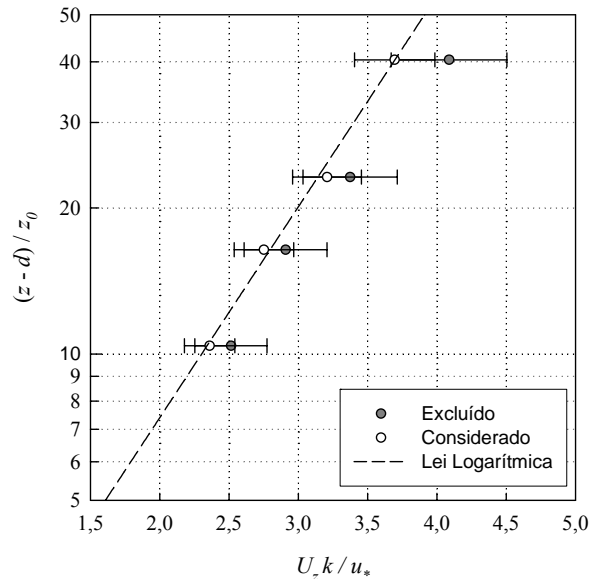


Figura 7 - Perfil de vento normalizado estimado pela lei logarítmica da velocidade do vento (----) e para os valores médios das observações com condições próximas à neutralidade atmosférica consideradas no método convencional (o) e as excluídas (■). Barra horizontal representa o desvio padrão da média

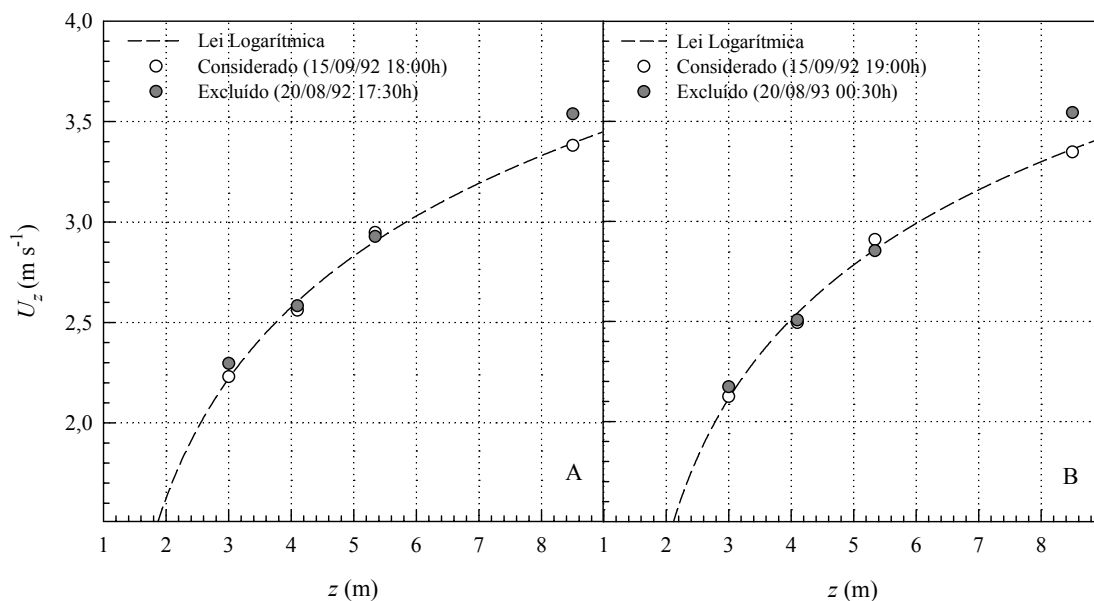


Figura 8 - Perfil vertical da velocidade do vento medido nas direções excluídas (■) e nas consideradas (○) no método convencional e o estimado pela lei logarítmica do vento (---) utilizando os valores de d e de z_0 para cada horário considerado no método convencional

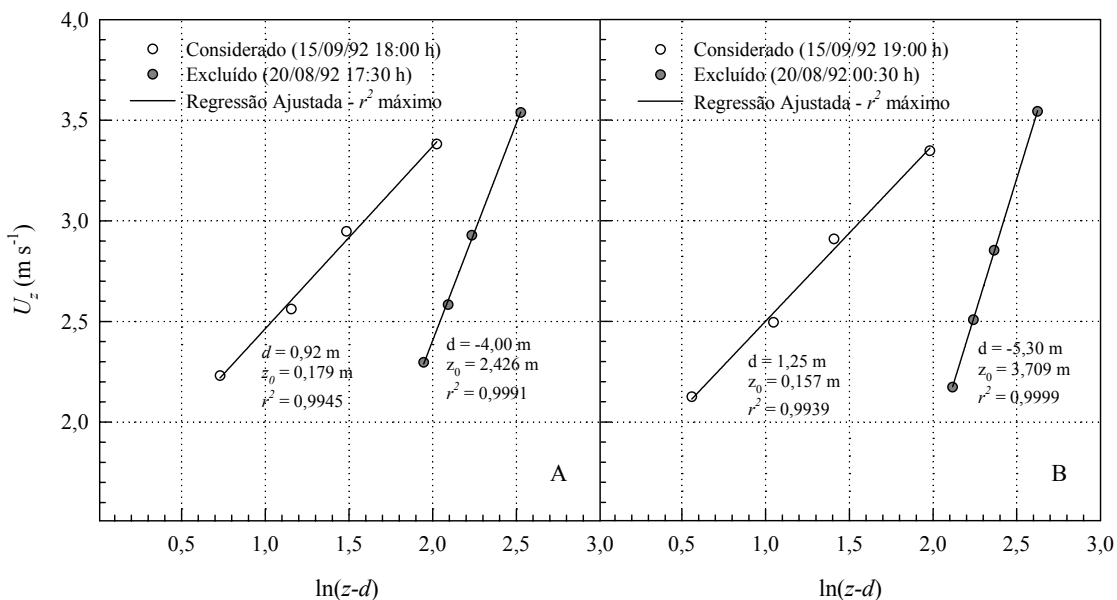


Figura 9 - Regressão linear entre U_z e $\ln(z-d)$ ajustada (—) ao máximo coeficiente de determinação (r^2) com d e z_0 dados pelo método convencional, nas direções excluídas (■) e nas consideradas (○)

Os métodos que associam o perfil de vento com u_* determinada por correlação de vórtices ou com λ não apresentaram os mesmos problemas de CO nas direções de bordadura inadequada. No entanto, nessas direções, os métodos de Takagi (TA) e o convencional-Thom (CT), independente do valor de λ , tiveram casos de $d > h$, sendo fisicamente incoerente. Observou-se ainda casos com r^2 da regressão entre U_z e $\ln(z - d)$ inferior a 0,99, ou seja, ajuste insatisfatório de d aos dados do perfil em condições de atmosfera neutra. Tais problemas representaram 85% dos horários com bordadura insuficiente nos métodos supracitados. Assim, foram excluídos os episódios com direção do vento fora da faixa de SE a SSE para esses métodos, da mesma forma que no CO . Nas direções de maior bordadura, CT apresentou um horário com $r^2 < 0,99$, sendo desconsiderado das análises para esse método.

No caso de TA , a iteração ajusta d a uma inclinação entre U_z e $\ln(z - d)$ conhecida e determinada pela velocidade de fricção (eq. 10), enquanto em CT o valor do intercepto apresenta condição de contorno em função da altura da cultura e de λ (eq. 21). Conseqüentemente, o ajuste de d não se restringe somente ao estatístico (máximo r^2), mas também à inter-relação entre transporte de momentum e à estrutura do dossel. Dessa forma, esses métodos não apresentam necessariamente ajuste estatístico ideal ($r^2 > 0,99$) da lei logarítmica aos dados do perfil em condições nas quais U_z diverge do teórico. Diferente do observado no convencional que apresentou o máximo r^2 , porém com parâmetros de rugosidade inconsistentes.

Pelo método de Takagi obteve-se $d = 1,07 \pm 0,35$ m e $z_0 = 0,190 \pm 0,065$ m. Pelo método convencional-Thom, d variou entre $1,12 \pm 0,40$ m, com $\lambda = 0,190$ estimado pela relação de MacDonald (CT_{MD}), e $1,40 \pm 0,05$ m em função de $\lambda = 0,166$ médio da literatura (CT_{LT}), enquanto z_0 variou de $0,179 \pm 0,075$ m (CT_{MD}) a $0,109 \pm 0,009$ m (CT_{LT}). A regressão linear de U_z em função de $\ln(z - d)$ apresentou $r^2 > 0,99$ a cada horário para TA e CT , independente do valor de λ .

O CT_{LT} apresentou desvio padrão dos parâmetros de rugosidade normalizados pela suas médias inferiores aos determinados pelo CO e de 3,7% para d e de 7,9% para z_0 . Nos demais métodos baseados no convencional e que utilizaram u_* determinado por correlação de vórtices ou λ , os valores do desvio normalizado foram superiores e representaram entre 32,6% (TA) e

35,4% (CT_{MD}) de d e no intervalo de 34,0% (TA) a 42,2% (CT_{MD}) de z_0 . Contrário ao CO , nesses métodos os desvios normalizados para z_0 foram superiores aos de d . Takagi et al. (2003) determinaram valor do desvio normalizado de até 85,7% para z_0 , não sendo apresentado os resultados para d .

Apesar de empregar duas equação na iteração (CT) ou soluções simples do perfil em função de u_* (TA) na estimativa de d e z_0 , os métodos CT e TA mostraram-se sensíveis à variações em λ ou u_* , sendo esses fontes potenciais de erro na determinação dos parâmetros de rugosidade. d estimado pelo TA foi menos sensível a variações na velocidade de fricção do que z_0 , padrão análogo foi mostrado para λ no método convencional-Thom. Porém, os parâmetros de rugosidade tiveram tendência contrária, em que d variou inversamente proporcional a u_* ou λ e z_0 diretamente. Variações de 10% na velocidade de fricção resultaram em diferenças de -21,8% em d e de 40,1% em z_0 pelo TA , enquanto a mesma variação em λ para CT proporcionou variações similares e de -22,1% para d e de 43,8% para z_0 .

No método de Lloyd (LO) utilizou-se os seis horários considerados em CO e no TA , pela impossibilidade de avaliação do ajuste do perfil ao valor de d a cada horário e devido as medidas do perfil se encontrarem no interior da SCI . Da mesma forma que no CO é imprescindível medidas do perfil no interior da subcamada inercial para que as estimativas dos parâmetros de rugosidade pelo LO sejam representativas da superfície subjacente (DOLMAN; LLOYD; CULF, 1992).

Os interceptos (a) das regressões lineares entre velocidade do vento a cada altura de medida em função da velocidade de fricção nos horários considerados, foram estatisticamente não significativos ($p < 0,05$). Dessa forma, essas regressões não tiveram diferenças estatísticas em relação às regressões forçadas a passar através da origem nas respectivas alturas de medida (Figura 10). Padrão similar ao observado por Lloyd; Gash e Sivakumar (1992), porém com diferenças estatísticas ($p < 0,05$) para as regressões do nível inferior de medida. As regressões forçadas a passar na origem mostraram precisão satisfatória, com valores de r^2 maiores que 0,93 e erro padrão de estimativa de dU_z/du_* inferior a 3% do seu valor. Os valores de dU_z/du_* para cada altura de medida utilizada em LO foram determinados pela inclinação da regressão linear de U_z com u_* forçada pela origem.

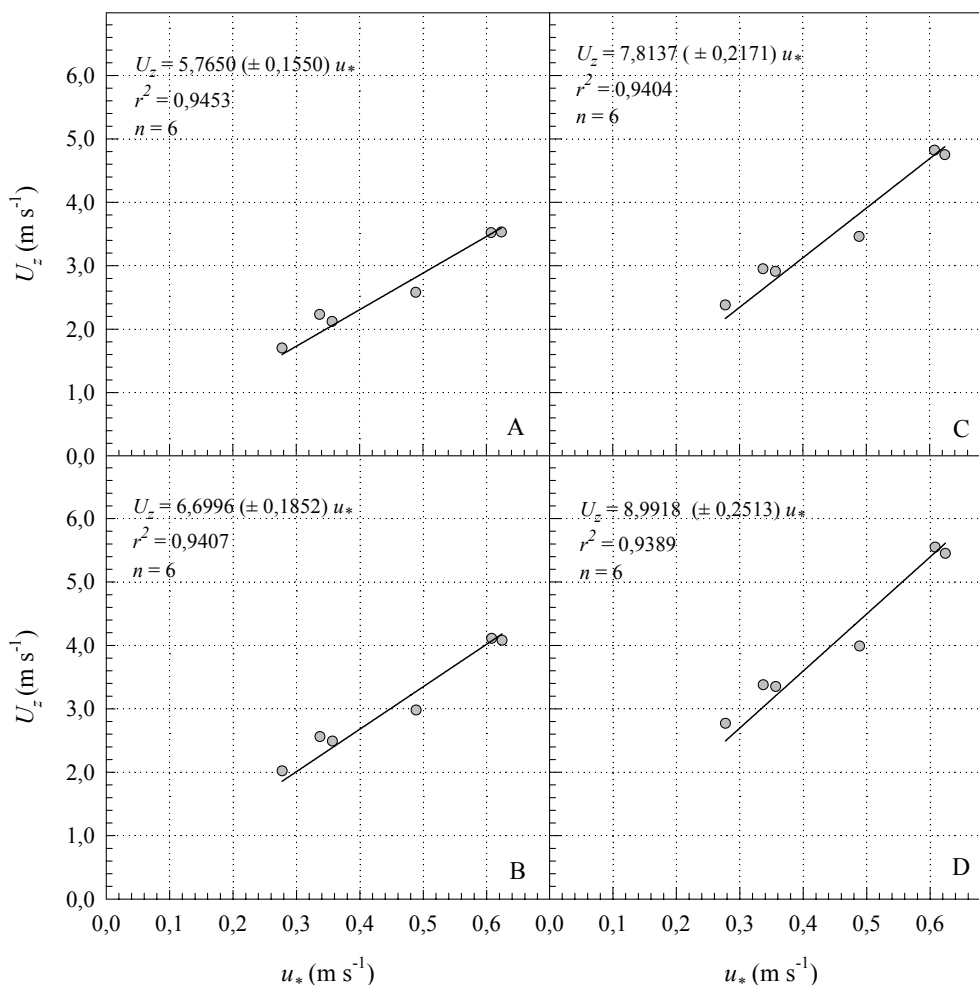


Figura 10 - Relação entre U_z nas alturas 3,0 (A); 4,1 (B); 5,3 (C) e 8,5 m (D) em função de u_* determinada por correlação de vórtices turbulentos a 9,0 m, em condições de atmosfera neutra. Regressão linear (—) forçada pela origem ($U_z = b u_*$), coeficiente de determinação (r^2) e número de amostras (n). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular (b)

Pelo método de *LO*, d é calculado como o intercepto da regressão entre z e $(z - d)/z_0$, sendo igual a $0,95 \pm 0,27$ m, e $z_0 = 0,204 \pm 0,012$ m, determinado pela inclinação da regressão (Figura 11). O erro padrão de estimativa de d e z_0 normalizados pelos seus valores foram de 0,28 e 0,059, respectivamente, sendo inferior ao determinado por Lloyd; Gash e Sivakumar (1992) para d (0,38) e o mesmo para z_0 (0,059). As diferenças no erro padrão normalizado para d podem

estar associadas à extensa faixa de estabilidade atmosférica considerada por eles como sendo próxima à neutra ($|\zeta| < 0,256$) e, ou a diferença estatística significativa da regressão entre U_z e u_* no nível inferior de medida, o que indicou que esse nível encontrou-se no interior da SCR (DOLMAN; LLOYD; CULF, 1992).

Lloyd; Gash e Sivakumar (1992) mencionam que mudanças na rugosidade devem resultar em variação na inclinação da regressão entre a altura de medida e $(z - d)/z_0$, indicando que medidas da velocidade do vento foram realizadas acima da subcamada inercial, sendo a bordadura inadequada. Essa regressão mostrou baixa dispersão para as observações de maior bordadura, com coeficiente de determinação elevado (0,9937). A inclinação foi estatisticamente significativa a $p < 0,001$, com erro padrão de estimativa inferior a 6% do coeficiente angular. Esses resultados indicam que a inclinação não apresentou variação sistemática, ou seja, bordadura adequada do ponto de vista aerodinâmico para as direções de vento entre SE e SSE, o que reforça o discutido anteriormente.

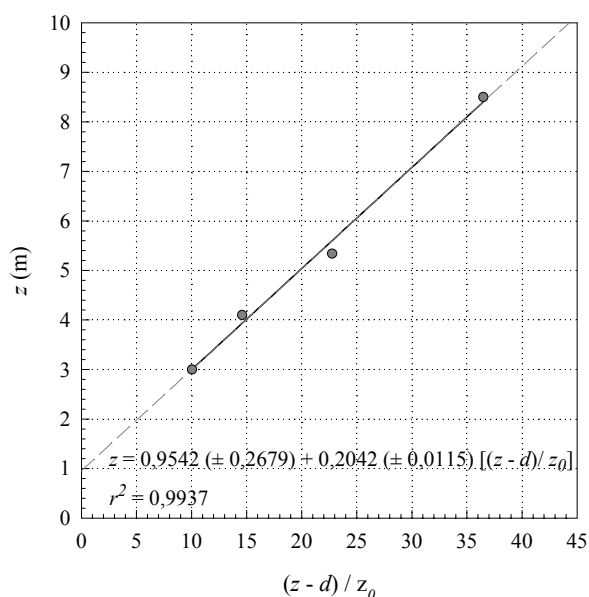


Figura 11 - Relação entre altura de medida (z) da velocidade horizontal do vento em função de $(z - d)/z_0$, derivado da inclinação da regressão para cada altura de medida entre u_* e U_z forçada pela origem. Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do intercepto (d) e da inclinação (z_0) da regressão

Pelo CT_{LT} , d estimado foi, em média, 22,7% superior aos determinados pelos demais métodos que utilizaram medidas do perfil de vento, enquanto z_0 foi 69,9% inferior. Quando desconsiderado CT_{LT} das avaliações, os métodos baseados no perfil tiveram extremos para d com diferença de 16,6% e de 15,5% para z_0 .

A vegetação mostrou baixa densidade de rugosidade ou índice de área frontal ($\lambda_f = 0,21$), sendo a influência da proteção aerodinâmica entre os elementos rugosos no transporte de momentum é desprezível. Para esse valor de λ_f o modelo de Raupach (RP) pode ser aplicado (RAUPACH, 1992, 1994). Os métodos que consideram a estrutura física da vegetação apresentaram d de 1,10 e 1,12 m e z_0 de 0,181 e 0,180 m para os métodos de RP e MacDonald (MD), respectivamente. Esses métodos apresentaram diferença inferior a 2,0% para d e a 1,0% para z_0 . Com exceção de CT_{LT} , os parâmetros de rugosidade determinados das medidas do perfil foram no intervalo dos calculados em função da estrutura física da vegetação.

O deslocamento do plano zero normalizado pela altura dos arbustos (d/h) variou entre 0,46 (LO) e 0,68 (CT_{LT}) (Tabela 2). Esses valores foram inferiores ao determinado sobre arbustos com cobertura contínua (0,78) (CHEN; SCHWERDTFEGGER, 1989) e ao observada para superfície esparsa composta por arbustos e eucaliptos e uma camada de grama seca (0,75) (GARRATT, 1980), ambos na Austrália. Molion e Moore (1983), utilizando um procedimento analítico baseado na conservação de massa do perfil determinaram $d/h = 0,65$ para as mesmas medidas de Garratt (1980), sendo próximo ao estimado pelo CT_{LT} . Lloyd; Gash e Sivakumar (1992), na região do Sahel, sobre cobertura vegetal similar à do presente trabalho (predominância de *Guiera senegalensis* L.), porém no período seco, apresentaram valor inferior e de $0,40h$. Esse valor mostrou concordância com o observado pelo LO .

Dolman; Lloyd e Culf (1992) comentam que para superfície esparsa, formada por arbustos e árvores (*Tiger Bush*) no Sahel, o deslocamento do plano zero de $0,60h$ mostra-se representativo da superfície subjacente. Para vegetação similar no Sahel, De Bruin e Verhoef (1996), utilizando as relações de similaridade para convecção livre, estimaram valor do deslocamento do plano zero normalizado de 0,53. Baseado nas análises de Shaw e Pereira (1982) e considerando a altura do máximo diâmetro do dossel ($h_{\text{máx}} = 1,49 \pm 0,47$ m) como a de sua máxima densidade para um índice de área do dossel (A) medido de 0,428, obteve-se $d = 0,55h$. Esses valores apresentam

concordância com os estimados no presente trabalho, com exceção de CT_{LT} , em que d/h mostrou concordância apenas com os resultados de Dolman; Lloyd e Culf (1992) e o de LO que discordou do valor sugerido por esses autores.

Os valores superiores de d/h , apresentados por Chen e Schwerdtfeger (1989) foram devido à cobertura contínua mostrar densidade da vegetação superior a da esparsa. A baixa densidade, a absorção de momentum ocorre em níveis inferiores dentro do dossel, porém com o incremento da densidade, a penetração do vento no seu interior torna-se menos efetiva e a altura de absorção tende a incrementar (CAMPBELL; NORMAN, 1998). O valor apresentado por esses autores encontrou-se próximo ao determinado para floresta de pinus ($0,72h$) (MOLION; MOORE, 1983) e tropical ($0,89h$) (VISWANADHAM et al., 1990) com cobertura continua.

Tabela 2 - Deslocamento do plano zero normalizado pela altura do dossel (d/h) e relação entre comprimento de rugosidade (z_0) e a diferença ($h - d$) para os métodos baseados na lei logarítmica do vento e os métodos em função da estrutura física da vegetação

Método (1)	d/h	$\lambda = z_0/(h - d)$
CO	0,53	0,189
CT_{RP}	0,56	0,188
CT_{MD}	0,54	0,190
CT_{LT}	0,68	0,166
TA	0,52	0,193
LO	0,46	0,185
RP	0,53	0,189
MD	0,54	0,191

⁽¹⁾ Método convencional (CO); convencional-Thom utilizando λ estimado pela relação de Raupach (1992) (CT_{RP}); com λ determinado pela relação de MacDonald; Griffiths e Hall (1998) (CT_{MD}) e com λ médio da literatura (CT_{LT}); método de Takagi (TA); Lloyd (LO); Raupach (RP) e MacDonald (MD)

O índice de área frontal das árvores ($\lambda_f = 0,20$) para as condições de Garratt (1980) foi similar ao observado no presente trabalho, ou seja, densidade da vegetação análoga. O valor superior de d/h apresentado por Garratt (1980) e em menor proporção pelo recalculado por Molion e Moore (1983) podem ter sido influenciados pela distribuição vertical da densidade foliar das árvores de eucaliptos, as quais mostram maior densidade próxima ao topo do dossel, contribuindo para o deslocamento de z_0 superior (PEREIRA; SHAW, 1982). De qualquer forma, o valor de Garratt (1980) foi considerado elevado por Lloyd; Gash e Sivakumar (1992) para λ_f observado.

O inferior determinado por Lloyd; Gash e Sivakumar (1992) justifica-se em parte pelas medidas terem sido realizadas no período seco na região do Sahel, em que o índice de área foliar dos arbustos mostra-se inferior ao observado na estação chuvosa (LEVY; JARVIS, 1999). Considerando que d é o nível médio de absorção de momentum (THOM, 1971) e que a diminuição da densidade de folhagem resulta em menor área de sumidouro de momentum (DOLMAN, 1986), espera-se diminuição de d .

A constante de proporcionalidade $\lambda [= z_0/(h - d)]$ foi no intervalo de 0,166 (CT_{LT}) a 0,193 (TA). Para cultura artificial, λ mostrou valor de 0,36 (THOM, 1971), sendo de 0,37 para diversas culturas homogêneas (BRUSAERT, 1982) e de 0,25 para floresta de pinus (MOLION; MOORE, 1983). Para dosséis densos ($A > 1$), Pereira e Shaw (1982) determinaram relação linear entre z_0 e $(h - d)$ e proporcional a 0,29. Contudo, para dosséis esparsos ($A < 1,0$) essa proporção foi inferior e não constante, sendo dependente da distribuição vertical e da densidade do dossel.

Tendência análoga a observada por Chen e Schwerdtfeger (1989) e Garratt (1980) para d/h foi mostrada por λ , com valores superiores aos dos métodos analisados, e respectivamente de 0,860 e 0,380. O valor apresentado por Chen e Schwerdtfeger (1989) foi superior aos apresentados na literatura para superfície contínua, possivelmente pelo elevado valor de z_0 , visto que d/h encontrou-se no intervalo descrito na literatura, como comentando anteriormente. O valor de λ apresentado por Garratt (1980) foi elevado para a densidade de vegetação observada, resultado principalmente do valor de d .

Dolman; Lloyd e Culf (1992) utilizaram medidas do perfil de vento por radiossondagem entre 7 e 40 m de altura na estimativa de z_0 considerando $d = 0,6h$, obtendo $z_0 = 0,25 (h - d)$, esse valor discorda dos obtidos pelos diversos métodos. A altura de medida utilizada por eles, acima

da *SCI*, pode ter resultado em z_0 não representativo da superfície local, sendo influenciada pela rugosidade de superfícies a distâncias superiores a bordadura.

O valor de λ em função dos resultados de Shaw e Pereira (1982) foi de 0,210 e o apresentado por Molion e Moore (1983) de 0,169. Esses valores foram próximos aos observados no presente trabalho, com exceção de CT_{LT} , que divergiu dos determinados por Shaw e Pereira (1982). Enquanto, o determinado por Lloyd; Gash e Sivakumar (1992) foi inferior e de 0,124. O menor *IAF* para as condições de Lloyd; Gash e Sivakumar (1992) resultou em baixo valor de d/h , como comentado anteriormente, e de z_0 , que combinados, proporcionaram λ inferior ao dos métodos analisados.

2.3.3 Estimativas de U_z e de u_*

A média da velocidade do vento observada (\bar{U}_{z_obs}) nos quatro níveis de medida e nos seis horários considerados foi de $3,32 \pm 1,06 \text{ m s}^{-1}$, enquanto, a média da velocidade do vento estimada (\bar{U}_{z_est}) pela lei logarítmica do vento (eq. 1) em função de d e z_0 determinados pelos métodos analisados e u_* dada por correlação de vórtices variou de $3,29 \pm 1,15 \text{ m s}^{-1}$ (*LO*) a $3,83 \pm 1,34 \text{ m s}^{-1}$ (CT_{LT}) (Tabela 3). \bar{U}_{z_est} em função dos parâmetros de rugosidade de *TA* não apresentou diferença em relação ao valor médio observado. Para os outros métodos, a tendência geral foi de subestimativa de \bar{U}_{z_est} (0,9%) com os parâmetros de rugosidade de *LO* e superestimativa entre 1,2% (*CO*) e 15,4% (CT_{LT}). Apenas \bar{U}_{z_est} por CT_{LT} mostrou diferença estatística significativa pelo teste-t ($p < 0,05$) em relação a \bar{U}_{z_obs} .

A raiz do quadrado médio do erro (*RQME*) da velocidade do vento estimada (U_{z_est}) em função de d e z_0 dos métodos que utilizaram u_* determinado por correlação foi inferior a observada para os demais métodos, sendo de $0,22 \text{ m s}^{-1}$ para *LO*, e de $0,23 \text{ m s}^{-1}$ para *TA*. O maior *RQME* foi obtido quando utilizado d e z_0 estimados pelo CT_{LT} ($0,62 \text{ m s}^{-1}$). *RQME* representou em torno de 6,7% de \bar{U}_{z_obs} para *LO* e de 16,2% para CT_{LT} . Com exceção de CT_{LT} , *RQME* mostrou-se no mesmo intervalo (entre $0,22$ e $0,26 \text{ m s}^{-1}$) para d e z_0 dos métodos baseados na estrutura física da vegetação e dos que utilizaram medidas do perfil de vento.

Tabela 3 - Média da velocidade horizontal do vento (\bar{U}_z) e média dos valores estimados pela lei logarítmica do perfil de vento em função dos parâmetros de rugosidade estimados pelos métodos baseados na lei logarítmica do vento e os em função da estrutura física da vegetação. Valores entre parênteses representam o desvio padrão da média. Raiz do quadrado médio do erro ($RQME$), quadrado médio do erro (QME), e a razão entre seus componentes sistemáticos (QME_s/QME) e não sistemáticos (QME_u/QME)

Método (1)	\bar{U}_z (m s ⁻¹)	$RQME$ (m s ⁻¹)	QME (m ² s ⁻²)	QME_s/QME	QME_u/QME
<i>OBS</i>	3,32 (± 1,06)				
<i>CO</i>	3,36 (± 1,18)	0,24	0,058	0,2139	0,7861
<i>CT_{RP}</i>	3,41 (± 1,20)	0,26	0,068	0,3302	0,6698
<i>CT_{MD}</i>	3,38 (± 1,19)	0,24	0,058	0,2560	0,7440
<i>CT_{LT}</i>	3,83 (± 1,34)*	0,62	0,384	0,8458	0,1542
<i>TA</i>	3,32 (± 1,17)	0,23	0,053	0,1656	0,8344
<i>LO</i>	3,29 (± 1,15)	0,22	0,048	0,1313	0,8687
<i>RP</i>	3,37 (± 1,19)	0,24	0,058	0,2392	0,7608
<i>MD</i>	3,37 (± 1,19)	0,24	0,058	0,2465	0,7535

Nota: * A média dos valores estimados difere estatisticamente da média dos observados pelo teste-t ($p < 0,05$)

⁽¹⁾ Valor observado (*OBS*); método convencional (*CO*); convencional-Thom em função de λ estimado pela relação de Raupach (1992) (*CT_{RP}*); com λ determinado pela relação de MacDonald; Griffiths e Hall (1998) (*CT_{MD}*) e com λ médio da literatura (*CT_{LT}*); método de Takagi (*TA*); Lloyd (*LO*); Raupach (*RP*) e MacDonald (*MD*)

Decompondo QME em seus componentes sistemático (QME_s) e não sistemático (QME_u), nota-se contribuição superior dos erros sistemáticos para as estimativas de *CT_{LT}* e proporcional a 84,6% de QME e as inferiores para *LO* (13,1%) e *TA* (16,6%). Nos métodos de *LO* e *TA* a maior proporção de QME foi decorrente do erro não sistemático e de 86,9 e 83,4%, respectivamente.

Para CT_{TL} , essa proporção foi de aproximadamente 15,4%. No presente caso a maior proporção dos erros de U_z em função dos parâmetros de CT_{LT} foi resultado da utilização de d e z_0 , visto que o erro sistemático é considerado linear (WILLMOTT, 1981). Nos demais métodos a maior contribuição para os erros foi devida à variabilidade dos dados.

As regressões entre a velocidade do vento observada (U_{z_obs}) e U_{z_est} mostraram interceptos não significativos estatisticamente ($p < 0,05$), assim utilizou-se nas avaliações as regressões forçadas a passar pela origem (Figuras 11 e 12). Os valores de r^2 acima de 0,9615 indicaram precisão satisfatória das estimativas, diferindo de Righi (2004) em que $r^2 < 0,78$.

Interessante observar que os valores de r^2 das regressões entre U_{z_obs} e U_{z_est} foram iguais para a maioria dos métodos e de 0,9625, diferindo apenas no CT_{LT} (0,9615). O coeficiente de determinação não se mostra adequado na avaliação de modelos por ser função do número de dados e apenas descrever a variância total explicada pela regressão linear (WILLMOTT, 1981). Nesse caso a fonte de variação de U_{z_est} pela lei logarítmica para todos os métodos foi u_* , visto que os parâmetros de rugosidade foram constantes na avaliação de cada método. Como a série de u_* foi a mesma em todas as avaliações, isso resultou em valores similares de r^2 .

As estimativas de U_z com base nos parâmetros de rugosidade do CO (Figura 11A), CT , independente de λ (Figuras 11B, 11C e 11D), TA (Figura 11A) e os baseados na estrutura física da vegetação (Figuras 12C e 12D) mostraram tendência de superestimativa de U_{z_est} entre 0,9% (TA) e 16,2% (CT_{LT}). Padrão inverso foi apresentado por LO , com subestimativa de 0,4% de U_{z_obs} . Esses valores encontram-se no intervalo de incerteza das medidas dos anemômetros de canecas ($\sim 5\%$) (WIERINGA, 1980), com exceção de CT_{LT} . Righi (2004) observou subestimativa entre 1 e 7% de U_{z_est} em função de d e z_0 determinados pelo método convencional.

O índice de concordância de Willmott (I) apresentou extremo inferior de 0,9334 para as estimativas em função dos parâmetros de CT_{LT} , sendo os extremos superiores mostrados pelos métodos TA (0,9894) e LO (0,9896). Novamente, as estimativas utilizando os parâmetros de rugosidade da superfície pelo CT_{LT} mostraram padrão divergente do apresentado pelos demais métodos e dos valores observados, assim d e z_0 desse método não representaram de forma satisfatória a rugosidade da superfície subjacente.

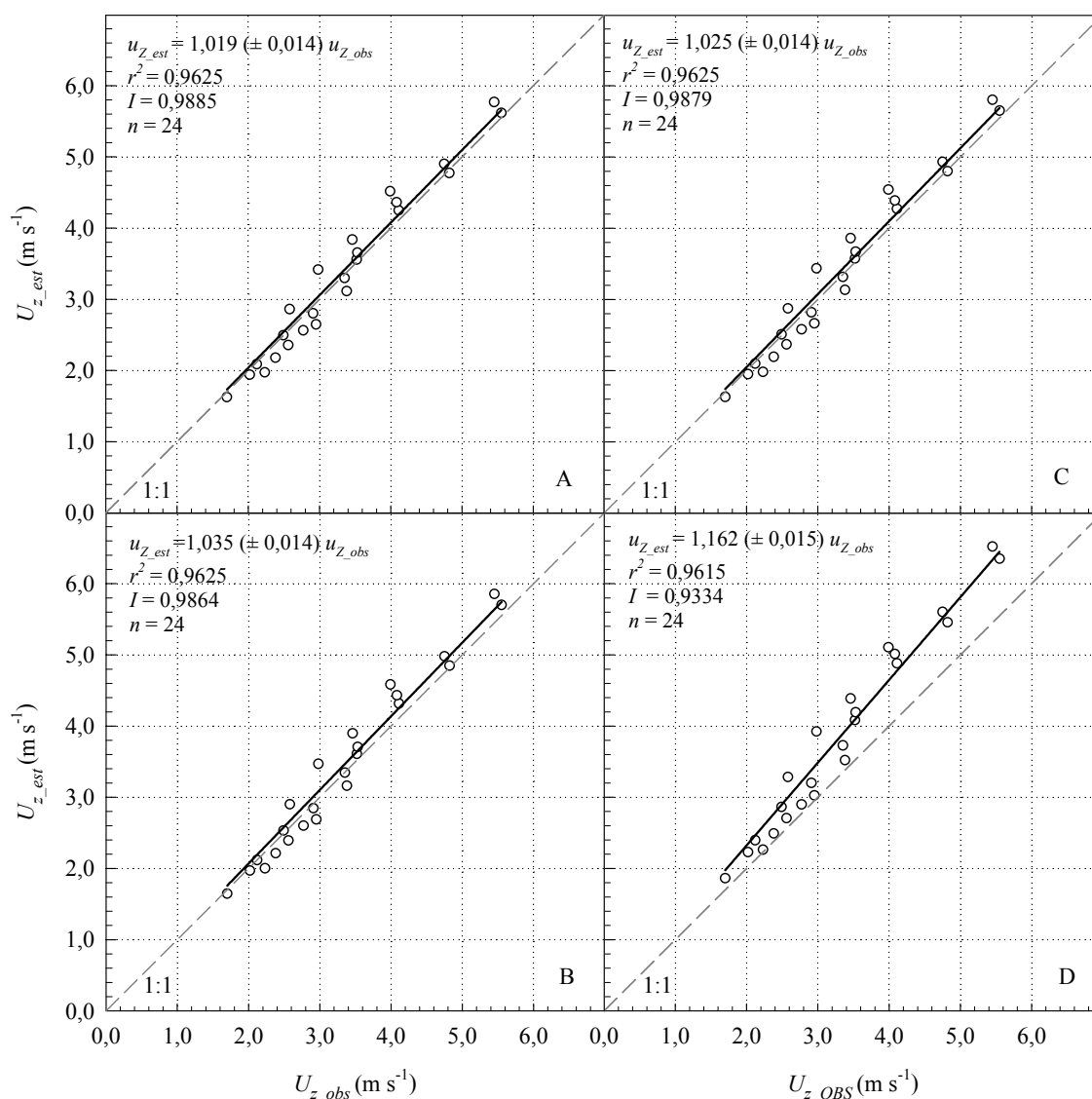


Figura 12 - Regressão linear entre a velocidade do vento observada (U_{z_obs}) e a estimada pelo perfil logarítmico do vento (U_{z_est}) para cada nível de medida em função de d e z_0 determinado pelo método convencional (A), convencional-Thom utilizando a densidade de rugosidade (λ) estimada pela relação de Raupach (1992) (B), com λ determinado pela relação MacDonald; Griffiths e Hall (1998) (C) e λ médio da literatura (D). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular. Coeficiente de determinação da regressão (r^2), índice de concordância de Willmott (I) e número de amostras utilizadas (n)

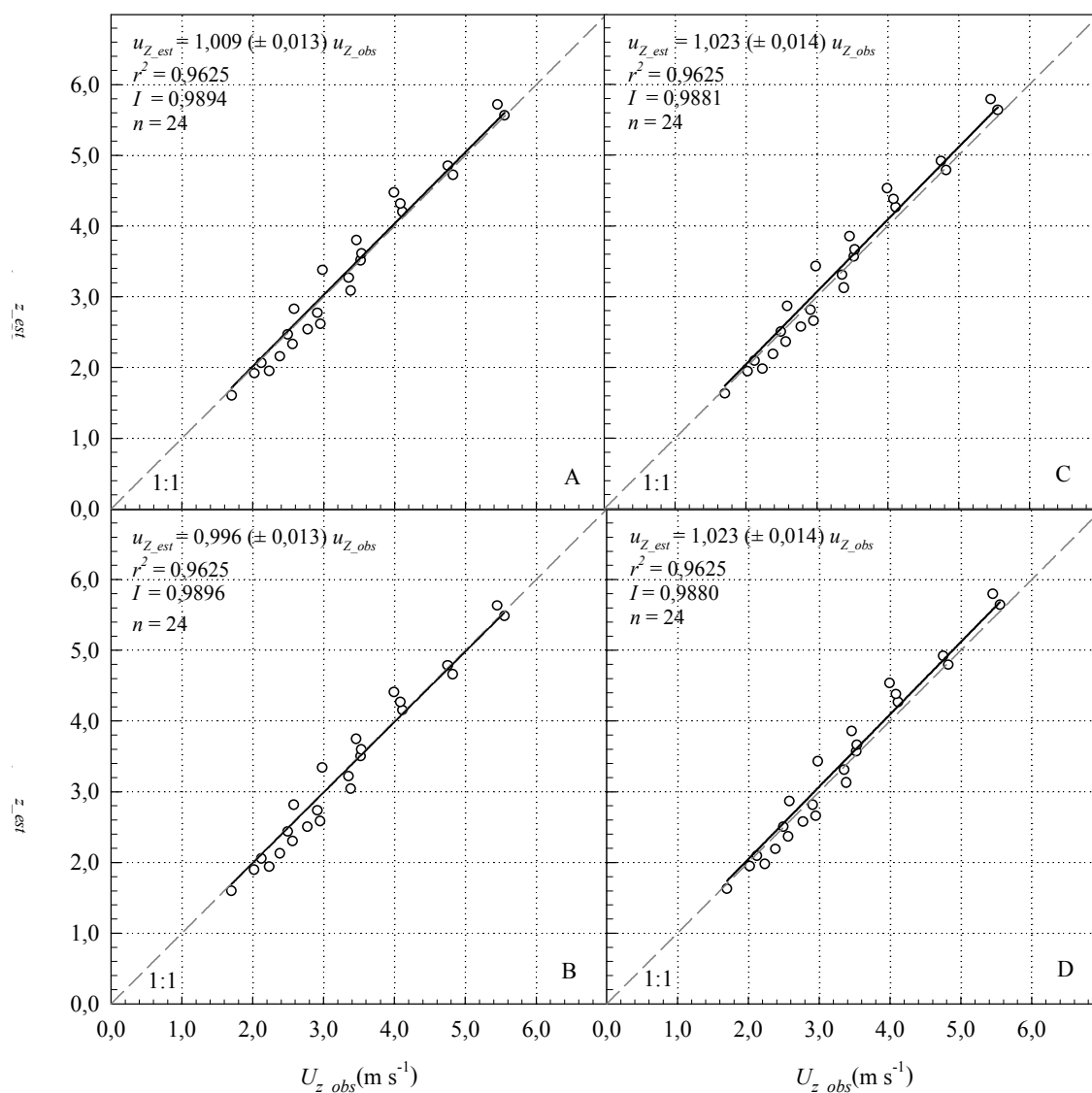


Figura 13 - Regressão linear entre a velocidade do vento observada (U_{z_obs}) e a estimada pelo perfil logarítmico do vento (U_{z_est}) para cada nível de medida em função de d e z_0 determinado pelo método de Takagi (A), Lloyd (B), Raupach (C) e MacDonald (D). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular. Coeficiente de determinação da regressão (r^2), índice de concordância de Willmott (I) e número de amostras utilizadas (n)

A velocidade do vento apresentou dependência inversamente proporcional a d e a z_0 . Porém, observou-se sensibilidade superior de U_z a mudanças em z_0 com relação à observada para d . Na média do perfil, incrementos de 10% em d implicaram em diminuição de U_z ao redor de 1,3%, enquanto para z_0 essa variação resultou em diferenças de -3,4%. As diferenças (47,2%) observadas entre d estimado pelos métodos que apresentaram estimativas de U_z com concordância superior (LO) e os de maior divergência (CT_{LT}), resultou em variações de -6,2% em U_z , enquanto a diferença entre z_0 desses métodos (-46,8%) incrementou U_z em 16,1%. Isso indicou que os valores de z_0 de CT_{LT} inferior ao dos outros métodos foi o responsável pela superestimativa de U_z .

A média da velocidade de fricção determinada por correlação de vórtices (\bar{u}_{*obs}) foi de $0,449 \pm 0,150 \text{ m s}^{-1}$, e as médias de u_* estimadas (\bar{u}_{*est}) a cada nível de medida em função de U_z e dos parâmetros de rugosidade variaram entre $0,388 \pm 0,112 \text{ m s}^{-1}$ para d e z_0 determinado pelo CT_{LT} e $0,453 \pm 0,130 \text{ m s}^{-1}$ para os parâmetros de LO (Tabela 4). As diferenças entre \bar{u}_{*obs} e \bar{u}_{*est} mostraram que houve superestimativa de 0,9% para LO , e subestimativas de 0,2% (TA) a 13,6% (CT_{LT}). A diferença entre \bar{u}_{*obs} e \bar{u}_{*est} com parâmetros de CT_{LT} foi estatisticamente significativa pelo teste-t ($p < 0,05$).

A raiz do quadrado médio do erro para as estimativas de u_* utilizando os parâmetros de rugosidade apresentou valor superior para CT_{LT} ($0,072 \text{ m s}^{-1}$) e inferior ($0,029 \text{ m s}^{-1}$) para TA . Em relação a média, $RQME$ representou 18,6% do seu valor para CT_{LT} e em torno de 7% para u_* em função de d e z_0 estimados pelos demais métodos. Da mesma forma que o observado para U_z , a proporção do erro sistemático em QME foi superior para CT_{LT} (92,9%) e inferior para os métodos que utilizam u_* na estimativa de d e z_0 e de 39,0 e 41,4% para LO e TA , respectivamente. Os valores de QME_s/QME para d e z_0 determinados pelos métodos baseados na estrutura física da vegetação e nos que utilizaram medidas do perfil de vento foram no mesmo intervalo. Entretanto os valores de QME_s/QME para u_* foram superiores aos determinados para U_z , e dessa forma, inferior os de QME_u/QME . A razão entre erro não sistemático e QME variou de 0,0714 (CT_{LT}) a 0,6098 (LO).

O aumento da proporção de QME_s e diminuição de QME_u em relação ao erro total das

estimativas de u_* em comparação com as observadas por U_z pode ter sido resultado de sensibilidade superior de u_* aos parâmetros de rugosidade e, ou a menor variabilidade dos dados.

Tabela 4 - Média da velocidade de fricção (\bar{u}_*) determinada por correlação de vórtices turbulentos e média dos valores estimados pela lei logarítmica do perfil de vento em função dos parâmetros de rugosidade derivados pelos métodos baseados na lei logarítmica do vento e os em função da estrutura física da vegetação. Valores entre parênteses representam o desvio padrão da média. Raiz do quadrado médio do erro ($RQME$), quadrado médio do erro (QME), e a razão entre seus componentes sistemáticos (QME_s/QME) e não sistemáticos (QME_u/QME)

Método (1)	\bar{u}_* (m s ⁻¹)	$RQME$ (m s ⁻¹)	QME (m ² s ⁻²)	QME_s / QME	QME_u / QME
<i>OBS</i>	0,449 (± 0,150)				
<i>CO</i>	0,443 (± 0,128)	0,030	0,0009	0,4661	0,5339
<i>CT_{RP}</i>	0,437 (± 0,127)	0,033	0,0011	0,5619	0,4381
<i>CT_{MD}</i>	0,441 (± 0,127)	0,031	0,0010	0,4992	0,5005
<i>CT_{LT}</i>	0,388 (± 0,112)*	0,072	0,0052	0,9286	0,0714
<i>TA</i>	0,448 (± 0,129)	0,029	0,0008	0,4140	0,5860
<i>LO</i>	0,453 (± 0,130)	0,031	0,0010	0,3902	0,6098
<i>RP</i>	0,442 (± 0,127)	0,031	0,0010	0,4877	0,5123
<i>MD</i>	0,442 (± 0,127)	0,031	0,0010	0,4898	0,5101

Nota: * A média dos valores estimados difere estatisticamente da média dos observados pelo teste-t ($p < 0,05$)

⁽¹⁾ Valor observado (*OBS*); método convencional (*CO*); convencional-Thom em função de λ estimado pela relação de Raupach (1992) (*CT_{RP}*); com λ determinado pela relação de MacDonald; Griffiths e Hall (1998) (*CT_{MD}*) e com λ médio da literatura (*CT_{LT}*); método de Takagi (*TA*); Lloyd (*LO*); Raupach (*RP*) e MacDonald (*MD*)

A sensibilidade das estimativas de u_* aos parâmetros de rugosidade foi inferior a observada por U_z , sendo que variações de 10% em d resultaram em diferenças de 1,3% em u_* , a mesma variação em z_0 , resultou em incremento de 2,9% em u_* e, dessa forma, tendência inversa a U_z , ou seja, a velocidade de fricção apresentou dependência diretamente proporcional a d e a z_0 . A sensibilidade de u_* foi superior a z_0 com relação a d . A sensibilidade inferior de u_* aos parâmetros de rugosidade mostrou que o aumento da proporção do erro sistemático foi devido a menor contribuição do erro não sistemático, causada pela menor variabilidade dos dados. De qualquer forma, os valores superiores de QME_s para CT_{LT} em comparação com os demais métodos foram devido a inconsistência dos seus parâmetros de rugosidade.

De modo análogo a U_z , as regressões entre u_* observada e a estimada mostraram interceptos não significativos estatisticamente ($p < 0,05$). Com valores de r^2 para CT_{TL} e LO de 0,9416 e de 0,9417 para os outros métodos (Figuras 13 e 14).

A média da velocidade de fricção estimada pela lei logarítmica do vento a cada nível de medida da velocidade horizontal do vento em função dos parâmetros de rugosidade determinado pelo CO (Figura 13A), CT para todos os λ considerados (Figuras 13B, 13C e 13D), TA (2003) (Figura 14A), RP (14C) e MD (14D) mostrou tendência inversa à observada para U_z , ou seja, d e z_0 desses métodos resultaram em subestimativas de u_* entre 1,2% para TA e 14,4% para CT_{LT} . Enquanto LO resultou em padrão similar com subestimativas de 0,4% de u_* . Esses valores encontram-se no intervalo de incerteza ($\sim 10\%$) da estimativa da velocidade de fricção por correlação de vórtices turbulentos (WYNGAARD, 1988), diferindo novamente para PR_{LT} .

O índice I variou entre 0,9147 (CT_{LT}) e 0,9870 (LO). Estimativa de u_* em função de d e z_0 pelo CT_{LT} divergiu dos outros métodos, confirmando sua inconsistência.

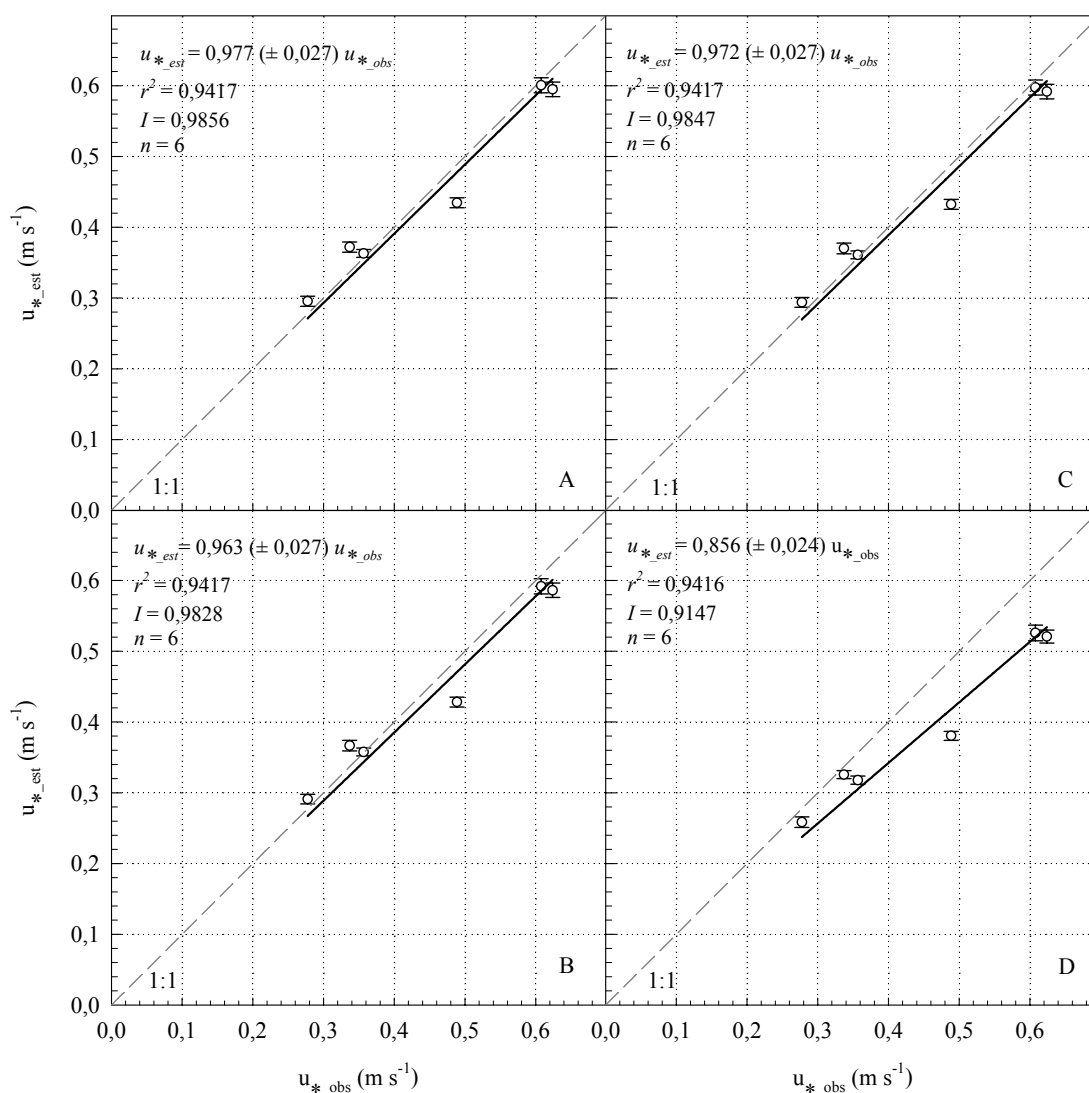


Figura 14 - Regressão linear entre a velocidade ficção determinada por correlações de vórtices turbulentos ($u_{*_{obs}}$) e a média estimada pelo perfil logarítmico do vento ($u_{*_{est}}$) para cada nível de medida em função de d e z_0 determinado pelo método convencional (A), convencional-Thom utilizando a densidade de rugosidade (λ) estimada pela relação de Raupach (1992) (B), com λ determinado pela relação MacDonald; Griffiths e Hall (1998) (C) e λ médio da literatura (D). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular. Coeficiente de determinação da regressão (r^2), índice de concordância de Willmott (I) e número de amostras utilizadas (n)

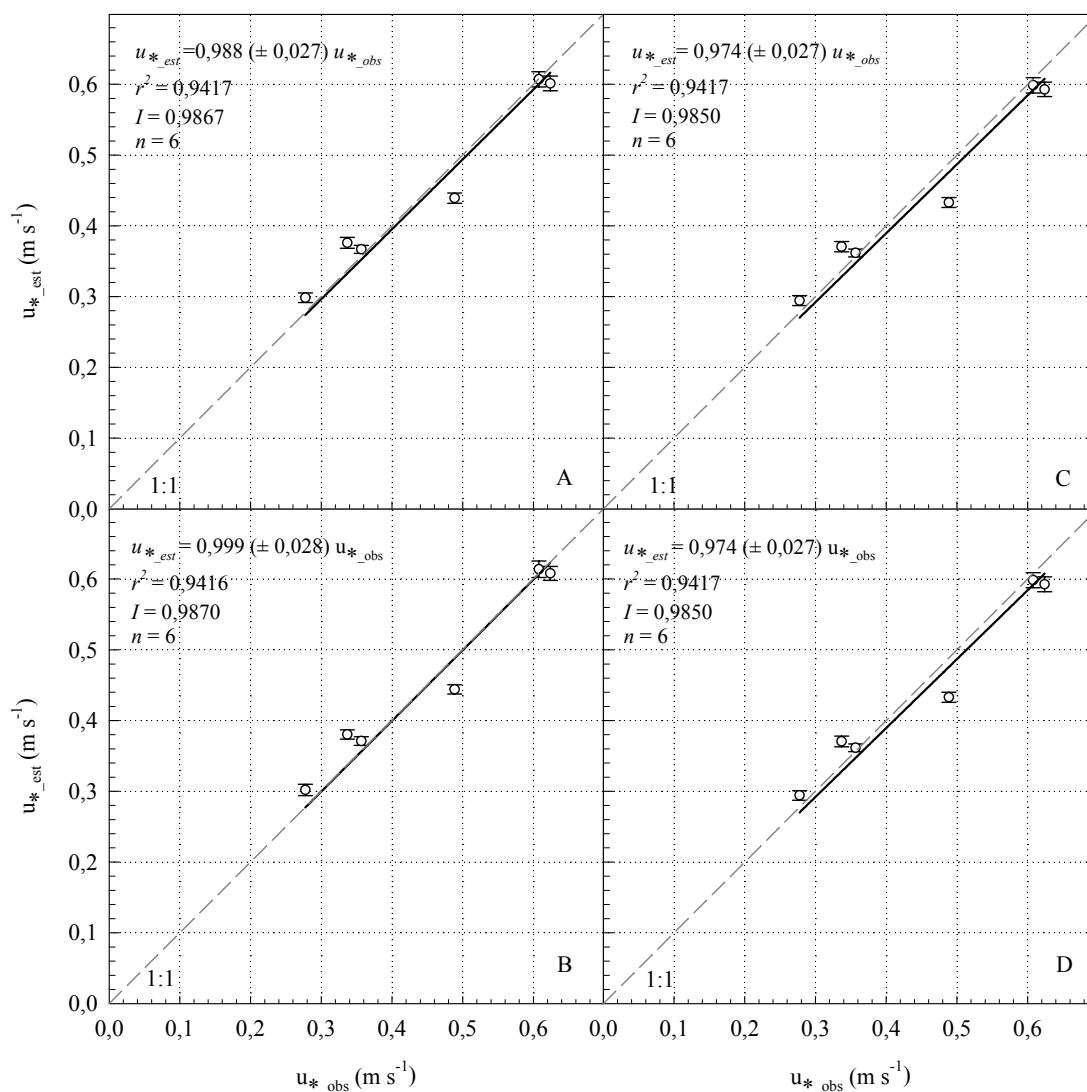


Figura 15 - Regressão linear entre a velocidade ficção determinada por correlações de vórtices turbulentos (u_{*_obs}) e a média estimada pelo perfil logarítmico do vento (u_{*_est}) para cada nível de medida em função de d e z_0 determinado pelo método de Takagi (A), Lloyd (B), Raupach (C) e MacDonal (D). Valores entre parênteses representam o erro padrão de estimativa do coeficiente angular. Coeficiente de determinação da regressão (r^2), índice de concordância de Willmott (I) e número de amostras utilizadas (n)

3 CONCLUSÕES

Baseado nos resultados obtidos para os parâmetros de rugosidade sobre vegetação de porte alto, e esparsa em ambiente semi-árido do Sahel, pode-se concluir que:

- ⇒ A abordagem convencional proporciona estimativas satisfatórias do deslocamento do plano zero (d) e do comprimento de rugosidade (z_0), desde que satisfeitas as condições de validade do perfil logarítmico do vento;
- ⇒ Os valores de d e z_0 determinados em função da velocidade de fricção (u_*) estimada por correlação de vórtices turbulentos na solução da lei logarítmica descrevem melhor a rugosidade da superfície do que aqueles determinados pelos demais métodos que utilizam a lei logarítmica ou os baseados nas características físicas da vegetação;
- ⇒ Os métodos baseados no perfil logarítmico, aplicados a medidas localizadas acima da subcamada inercial apresentam valores ou fisicamente inconsistentes ou que não caracterizam a rugosidade da superfície. Essa inconsistência permanece mesmo quando utilizado valores de u_* determinados por correlação de vórtices turbulentos ou parâmetros da estrutura física da vegetação (λ);
- ⇒ As relações entre as características estruturais da vegetação e o transporte de momentum descrevem apropriadamente a rugosidade da superfície;
- ⇒ O método de Takagi apresenta sensibilidade elevada à velocidade de fricção, enquanto o convencional-Thom mostra alta dependência de λ , sendo fonte potencial de erro;
- ⇒ No método convencional-Thom, o valor de λ calculado pelas relações analíticas de MacDonald e Raupach produz resultados aceitáveis, o que não é observado quando se utiliza o valor médio da literatura;

- ⇒ Os valores dos parâmetros de rugosidade que descrevem bem a vegetação foram $d = 0,95$ m e $z_0 = 0,204$ m, determinados pelo método de Lloyd. O valor de d representa 46% da altura média da vegetação, sendo $\lambda = 0,185$;
- ⇒ A velocidade horizontal do vento e de fricção apresenta baixa sensibilidade aos parâmetros de rugosidade, sendo mais sensíveis a z_0 do que a d .

REFERÊNCIAS

BALDOCCHI, D.D.; VERMA, S.B.; ROSENBERG, N.J. Characteristics of air flow above and within soybean canopies. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 25, n.1, p. 43-54, 1983.

BOTTEMA, M.; KLAASSEN, W.; HOPWOOD, W.P. Landscape roughness parameters for Sherwood forest - validation of aggregation models. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 89, n.2, p. 317-347, 1998.

BRUSAERT, W.H. **Evaporation into the atmosphere**: theory, history and application. Boston: D. Reidel Publ., 1982. 299 p.

CAMPBELL, G.S.; NORMAN, J.M. **An introduction to environmental biophysics**. 2th ed. New York: Springer-Verlag, 1998. 286 p.

CHEN, F.; SCHWERDTFEGER, P. Flux-gradient relationships for momentum and heat over a rough natural surface. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 115, n. 486, p. 335-352, 1989.

CLAUSSEN, M. Area averaging of surface fluxes in a neutrally stratified horizontally inhomogeneous boundary layer. **Atmospheric environment. Part A, general topics**, Oxford, v. 24, n. 6, p. 1349-1360, 1990.

DE BRUIN, H.A.R.; MOORE, C.J. Zero-plane displacement and roughness length for tall vegetation, derived from a simple mass conservation hypothesis. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 31, n. 1, p. 39-49, 1985.

DE BRUIN, H.A.R.; VERHOEF, A. A new method to determine the zero-plane displacement. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 82, n. 1, p. 159-164, 1996.

DOLMAN, A.J. Estimates of roughness length and zero plane displacement for a foliated and non-foliated oak canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 36, n. 3, p. 241-248, 1986.

DOLMAN, A.J.; LLOYD, C.R.; CULF, A.D. Aerodynamic roughness of an area of natural open forest in the Sahel. **Annales Geophysicae**, Lindau, v. 10, n. 11/12, p. 930-934, 1992.

DUBOV, A.S.; MARUNICH, S.V. Structure of the air flow above forested areas. **Atmosphere Oceans Physical**, Toronto, v. 9, n. 2, p. 362-365, 1973.

ELLIOTT, W.P. The growth of the atmospheric internal boundary layer. **Transaction of the American Geophysical Union**, Washington, v. 39, p. 1048-1054, 1958.

GARRATT, J.R. **Aerodynamic roughness and mean monthly surface stress over Australia**. Melbourne: CSIRO Division Atmospheric Physical, 1977. 19 p. (Technical paper, 29).

_____. Transfer characteristic for a heterogeneous surface of large aerodynamic roughness. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 104, n. 440, p. 491-502, 1978.

_____. Surface influence upon vertical profiles in the atmospheric near-surface layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 106, n. 450, p. 803-819, 1980.

GOUTORBE, J.P.; LEBEL, T.; TINGA, A.; BESSEMOULIN, P.; BOUWER, J.; DOLMAN, A.J.; ENGMAN, E.T.; GASH, J.H.C.; HOEPFFNER, M.; KABAT, P.; KERR, Y.H.; MONTENY, B.; PRINCE, S.D.; SAÏD, F.; SELLERS, P.; WALLACE, J.S. Hapex-Sahel: a large scale study of land-surface interactions in the semi-arid tropics. **Annales Geophysicae**, Lindau, v. 12 n. 1, p. 53-64, 1994.

GUERRA, A.F.; SLACK, D.C. Resistência aerodinâmica: efeito dos métodos usados para especificar os parâmetros de rugosidade da superfície vegetada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 31, n. 10, p. 673-681, 1996.

JACOBS, A.F.; VAN BOXEL, J.H. Changes of the displacement height and roughness length of maize during a growing season. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 42, n. 1, p. 53-62, 1988.

KUSTAS, W.P.; CHOUDHURY, B.J.; KUNKEL, K.E.; GAY, L.W. Estimate of the aerodynamic roughness parameters over an incomplete canopy cover cotton. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 46, n. 1/2, p. 91-105, 1989.

LEBEL, T.H.; SAUVAGEOT, H.; HOEPFFNER, M.; DESBOIS, M.; GUILLOT, B.; HUBERT, P. Rainfall estimation in the Sahel, the EPSAT-NIGER experiment. **Hydrological Sciences Journal**, Belisville, v. 37, n. 3, p. 201-215, 1992.

LETTAU, H. Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element description. **Journal of Applied Meteorology**, Boston, v. 8, n. 5, p. 828-832, 1969.

LEVY, P.E.; JARVIS, P.G. Direct and indirect measurements of LAI in millet and fallow vegetation in HAPEX-Sahel. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 97, n. 3, p. 199-212, 1999.

LLOYD, C.R.; GASH, J.H.C.; SIVAKUMAR, M.V.K. Derivation of the aerodynamic roughness parameters for a Sahelian savannah site using the eddy-correlation technique. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 58, n. 3, p. 261-271, 1992.

LLOYD, C.R.; BESSEMOULIN, P.; CROPLEY, F.D.; CULF, A.D.; DOLMAN, A.J.; ELBERS, J.; HEUSINKVELD, B.; MONCRIEFF, J.B.; MONTENY, B.; VERHOEF, A. A comparison of surface flux at the HAPEX-Sahel fallow bush sites. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 188/189, n. 1, p. 400-425, 1997.

LO, A.K. Determination of zero-plane displacement and roughness length of a forest canopy using profiles of limited height. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 75, n. 4, p. 381-402, 1995.

MacDONALD, R.W.; GRIFFITHS, R.F.; HALL, D.J. An improved method for the estimation of surface roughness of obstacle arrays. **Atmospheric Environment**, Oxford, v. 32, n. 11, p. 1857-1864, 1998.

MASON, P.J. The formation of areally-average roughness lengths. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 114, n. 480, p. 399-420, 1988.

MOLION, L.C.B; MOORE, C.J. Estimating the zero-plane displacement for tall vegetation using a mass conservation method. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 26, n. 2, p. 115-125, 1983.

MONCRIEFF, J.B.; MASSHEDER, J.M.; DE BRUIN, H.; ELBERS, J.; FRIBORG, T.; HEUSINKVELD, B.; KABAT, P.; SCOTT, S.; SOEGAARD, H.; VERHOEF, A. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 188/189, n. 1, p. 589-611, 1997.

MONIN, A.S.; OBUKHOV, A.M. Basic relationships of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Doklady Akademii Nauk SSSR**, Moscow, v. 151, n.24, p. 163-187, 1954.

MONIN, A.S.; YAGLOM, A.M. **Statistical fluid mechanics: mechanics of turbulence**. 2th ed. Cambridge: MIT press, 1971. v.1, 769 p.

MONTEITH, J.L.; UNSWORTH, M.H. **Principles of environmental physics**. 2th ed. New York: Edward Arnold, 1990. 291 p.

MOORE, C.J. Frequency response corrections for eddy correlation systems. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 37, n. 1/2, p. 17-35, 1986.

MUNRO, D.S.; OKE, T.R. Estimating wind profile parameters for tall dense crops. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v. 11, n. 2, p. 223-228, 1973.

_____. Aerodynamic boundary-layer adjustment over a crop in neutral stability. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 9, n. 1, p. 53-61, 1975.

PEREIRA, A.R. **Introdução a micrometeorologia**. Piracicaba: ESALQ, Departamento de Ciências Exatas, 2002. 74 p.

PERRIER, E.R.; PETERS, D.B.; MILLINGT, R.J.; ROBERTSO, J.M. Spatial and temporal variations of wind above and within a soybean canopy. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v. 10, n. 6, p. 421-442, 1972.

PETERSON, E.W. Modification of mean flow and turbulent energy by a change in surface roughness under conditions of neutral stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 95, n. 406, p. 561-575, 1969.

PIELKE, R.A. **Mesoscale meteorological modeling**. New York: Academic Press, 1984. 614 p.

PRINCE, S.D.; KERR, Y.H.; GOUTORBE, J.P.; LEBEL, T.; TINGA, A.; BESSEMOULIN, P.; BROUWER, J.; DOLMAN, A.J.; ENGMAN, E.T.; GASH, J.H.C.; HOEPFFNER, M.; KABAT, P.; MONTENY, B.; SAID, F.; SELLERS, P.; WALLACE, J.S. Geographical, biological and remote sensing aspects of the hydrologic atmospheric pilot experiment in the Sahel (HAPEX – Sahel). **Remote Sensing of Environmental**, New York, v. 51, n. 1, p. 215-234, 1995.

RAUPACH, M.R. Drag and drag partition on rough surfaces. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 60, n. 4, p. 375-395, 1992.

_____. Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 71, n. 1, p. 211-216, 1994.

_____. Corrigenda for Raupach (1992) and Raupach (1994). **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 76, n. 3, p. 303-304, 1995.

RAUPACH, M.R.; THOM, A.S. Turbulence in and above plant canopies. **Annual Review of Fluid Mechanics**, Palo Alto, v. 13, p. 97-129, 1981.

RAUPACH, M.R.; THOM, A.S.; EDWARDS, I. A wind tunnel study of turbulent flow close to regularly arrayed rough surfaces. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 18, n. 4, p. 373-397, 1980.

RIGH, E.Z. **Balço de energia e evapotranspiração de cafezal adensado em crescimento sob irrigação localizada**. 2004. 151 p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.

ROBINSON, S.M. Computing wind profile parameters. **Journal of Atmospheric Science**, Boston, v. 19, n. 2, p. 189-190, 1962.

ROSENBERG, N.J.; BLAD, B.L.; VERMA, S.B. **Microclimate: the biological environment**. New York: Wiley, 1983. 495 p.

SCHAUDT, K.J. A new method for estimating roughness parameters and evaluating the quality of observations. **Journal of Applied Meteorology**, Boston, v. 37, n. 5, p. 470-476, 1998.

SEGINER, I. Aerodynamic roughness of vegetated surfaces. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 5, n. 4, p. 383-393, 1974.

SHAW, R.H.; PEREIRA, A.R. Aerodynamic roughness of a plant canopy: a numerical experiment. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v. 26, n. 1, p. 51-65, 1982.

SHUTTLEWORTH, W.J.; GASH, J.H.C.; LLOYD, C.R.; MCNEILL, D.D.; MOORE, C.J.; WALLACE, J.S. An integrated micrometeorological system for evaporation measurement. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 43, n. 3/4, p. 295-317, 1988.

STEARNS, C.R. Determining surface roughness and displacement height. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 1, n. 1, p. 102-111, 1970.

TAKAGI, K.; MIYATA, A.; HARAZONO, Y.; OTA, N.; KOMINE, M.; YOSHIMOTO, M. An alternative approach to determining zero-plane displacement, and its application to a lotus paddy field. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 115, n. 3-4, p. 173-181, 2003.

THOM, A.S. Momentum absorption by vegetation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 97, n. 414, p. 414-428, 1971.

THOM, A.S.; STEWART, J.B.; OLIVER, H.R.; GASH, J.H.C. Comparison of aerodynamic and energy budget estimates of fluxes over pine forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 101, n. 427, p. 93-105, 1975.

VISWANADHAM, Y.; MOLION, L.C.B.; MANZI, A.O.; SA, L.D.A.; SILVA, V.P.; ANDRE, R.G.B.; NOGUEIRA, J.L.M.; DOS SANTOS, R.C. Micrometeorological measurements in amazon forest during GTE/ABLE 2A mission. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Washington, v. 95, n. D9, p. 13669-13682, 1990.

WALLACE, J.S.; BROUWER, J.; BLYTH, E.M.; BLYTH, K.; BROMLEY, J.; BUERCKERT, A.C.; COOPER, J.D.; CROPLEY, F.; CULF, A.D.; DOLMAN, A.J.; GASH, J.H.C.; GAZE, S.; HARDING, R.J.; HOLWILL, C.J.; LLOYD, C.R.; PEARSON, D.; SETTLE, J.J.; SEWELL, I.J.; SUDLOW, J.D.; WILSON, A.K. **Hapex-Sahel southern super-site report**: an overview of the site and the experimental programme during the intensive observation period in 1992. Wallingford: Institute of Hydrology, 1994. 55 p.

WIERINGA, J. A revaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 18, n. 4, p. 411-430, 1980.

_____. Representative roughness parameter for homogeneous terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 63, n. 4, p. 323-363, 1993.

WILLMOTT, C. J. On the validation of models. **Physical Geography**, Palm Beach, v. 2, n. 2, p. 184-194, 1981.

WYNGAARD, J.C. Flow distortion effects on scalar flux measurements in the surface layer: implications for sensor design. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 42, n. 1-2, p. 19-26, 1988.

YASUDA, N. Turbulent diffusivity and diurnal variations in the atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 43, n. 1, p. 209-221, 1988.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)