

Mudanças Climáticas e Modelos Ambientais: Caracterização e Aplicações

Josiclêda Domiciano Galvincto [Org.]



Editora
Universitária UFPE

Recife - 2011

**Josiclêda Domiciano Galvêncio
(Organizadora)**

**MUDANÇAS CLIMÁTICAS E MODELOS
AMBIENTAIS: CARACTERIZAÇÃO E
APLICAÇÕES**

MONITORAMENTO DOS FLUXOS DE RADIAÇÃO, ENERGIA, CO₂ E VAPOR D'ÁGUA EM SUPERFÍCIES VEGETADAS

Magna Soelma Beserra de Moura¹

Thieres George Freire da Silva²

Celso Von Randow³

Francinete Francis Lacerda⁴

Luciana Sandra Bastos de Souza⁵

Introdução

A quantificação das trocas de radiação, energia, CO₂ e água em superfícies vegetadas são essenciais para o melhor entendimento do funcionamento dos agroecossistemas e para avaliar possíveis mudanças na interação entre estes e a atmosfera, na partição de energia e nos ciclos de água e carbono, decorrente de mudanças ambientais e climáticas.

Estudos micrometeorológicos em ecossistemas, onde há grande diversidade biológica, ou em extensas áreas de monocultivos, com uma única espécie vegetal, fornecem dados do microclima que podem ser associados a estudos ecológicos e fenológicos para modelagem entre aspectos climáticos e de umidade do solo no desenvolvimento da vegetação; podem ainda serem utilizados na obtenção do potencial de fixação de carbono, por meio da contabilização da produção primária líquida; e, além disso, podem fornecer importantes informações para uso em modelagem climática, resultando em melhorias nos resultados de

¹ Pesquisadora, Agrometeorologia, Embrapa Semiárido, BR 428, Km 152, CP 23, Zona Rural, CEP: 56302-970, Petrolina, PE. E-mail: magna@cpatsa.embrapa.br

² Professor Adjunto I, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Unidade Acadêmica de Serra Talhada, Serra Talhada, PE. E-mail: thieres@uast.ufrpe.br

³ Pesquisador, Instituto Nacional de Ciências Espaciais, Cachoeira Paulista, SP. E-mail: celso.vonrandow@inpe.br

⁴ Pesquisador, Instituto Nacional de Ciências Espaciais, Cachoeira Paulista, SP. E-mail: celso.vonrandow@inpe.br

⁵ Doutoranda, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. E-mail: sanddrabastos@yahoo.com.br

previsão climática e modelagem futura dos cenários de clima e vegetação.

No atual contexto de mudanças climáticas, estudos sobre sequestro de carbono pela vegetação têm sido reportados desde a década de 90 e são dependentes das medidas diretas de fluxos de gás carbônico por meio do método das correlações turbulentas. Grandes programas de pesquisa como Carboeurope e Fluxnet têm dado suporte a estes estudos em todo Globo e fornecido resultados que permitem um melhor entendimento dos fatores que explicam as variações sazonais e interanuais da fixação de carbono e sua relação com a variação temporal das condições meteorológicas, do índice de área foliar, da atividade fisiológica, do ciclo de crescimento e desenvolvimento, da temperatura e umidade do solo.

O Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas no último relatório tem demonstrado evidências científicas que comprovam as alterações no clima, especialmente após o início das atividades industriais. Essas alterações, potencialmente podem provocar efeitos negativos à vida humana, à agricultura e aos ecossistemas, devido ao aumento das concentrações dos gases carbônico, metano e óxido nitroso na atmosfera, atuarem como uma forçante no aumento da temperatura global, nas variações das escalas de precipitação, na elevação do nível dos oceanos e na ocorrência de eventos climáticos extremos (IPCC, 2007). O monitoramento dos principais fluxos de energia, CO₂ e água, envolvidos nos processos climáticos, precisam ser realizados no âmbito da pesquisa científica, a fim de poder entender como a vegetação se comporta frente ao clima e poder contribuir para proposição de alternativas aos efeitos das mudanças climáticas nos principais biomas brasileiros. Estes estudos têm sido realizados em áreas da Amazônia, Pantanal, Pampas, Caatinga, florestas de eucalipto, canaviais, arrozais, pastagens, dentre outros agroecossistemas.

A demanda evaporativa da atmosfera nos diferentes ambientes influencia nos processos de transporte de calor e vapor que ocorrem no solo e na planta através de subcamadas situadas próximas as superfícies. A evapotranspiração (ET) é um dos principais componentes do ciclo hidrológico, em que a estimativa

precisa em escala local e, ou, regional faz-se necessária para a determinação do uso da água nas diferentes áreas de atuação (LAGE et al., 2006). No setor agrícola é um elemento importante no manejo de irrigação visando à determinação das alocações e melhoria do manejo de água armazenada na superfície e no perfil do solo e a melhoria do planejamento do sistema de irrigação e distribuição do sistema de produção, além disso, no planejamento e manejo de áreas irrigadas, um alto grau de precisão da evapotranspiração das culturas pode favorecer a redução do desperdício de água. Ao mesmo tempo, o conhecimento da evapotranspiração é essencial para um manejo sustentável dos recursos hídricos superficiais.

Inúmeros são os registros de métodos que utilizados na determinação da evapotranspiração das culturas (ETc). Dentre eles, existem aqueles que são mais apropriados para quantificar a evaporação em longos intervalos de tempo, como semana, mês ou estágio de crescimento, como é o caso dos métodos hidrológicos do balanço de água no solo e os lisimétricos, que também utilizam o balanço de massa. Por outro lado, os métodos micrometeorológicos permitem entender os processos que governam a transferência de energia e massa entre a superfície e a atmosfera, como o método dos vórtices turbulentos, o aerodinâmico e o método do balanço de energia com base na razão de Bowen. Em outros casos, os parâmetros físicos determinados por esses métodos podem ser estimados por meio de modelos. Assim, existem ainda existem os métodos que utilizam-se de equações matemáticas, geralmente com um número limitado de variáveis de entrada ou apenas aproximações estatísticas, para determinar a evapotranspiração.

Entretanto, comumente tem-se utilizado métodos micrometeorológicos visando determinar a evapotranspiração de superfícies vegetadas, que pode ser obtida pela partição da energia disponível ($R_n - G$) entre calor sensível (H) e latente (LE) utilizando o método do balanço de energia, as relações fluxo-gradiente e a transferência de massa, tanto pelo método dos vórtices turbulentos, como por meio do método aerodinâmico, que permite determinar as características de rugosidade da superfície. Esses métodos têm sido amplamente aplicados em

culturas, como milho (STEDUTO; HSIAO, 1998), videira (TEIXEIRA et al., 2007), forrageira (SILVA et al., 2005), alfafa (TODD et al., 2000), café (MARIN, 2003; RIGHI, 2004), manga (TEIXEIRA et al., 2008), caatinga (OLIVEIRA et al., 2006; TEIXEIRA et al., 2010), amazônia (von RANDOW, 2007), cana (CABRAL et al., 2003). No Brasil, estes estudos iniciaram e têm-se destacado sob a liderança do Projeto LBA – Large Scale Biosphere-Atmosphere na Amazônia, tanto em áreas de florestas, como .

Quando se trata de realizar medidas diretas dos fluxos, o método conhecido como correlações turbulentas tem sido o mais aplicado há vários anos. Dessa forma, este capítulo traz uma abordagem das técnicas, sensores, instalações experimentais e resultados de aplicações do monitoramento dos fluxos de radiação, energia, CO₂ e água em superfícies vegetadas, com foco em áreas do Nordeste brasileiro.

Aplicações micrometeorológicas

A precisão dos cálculos dos valores do fluxo de calor sensível (H) e latente (LE) depende da correta determinação de todos os parâmetros da equação do balanço de energia, que por outro lado depende da precisão das medidas micrometeorológicas. A partição da energia disponível ($R_n - G$) em H e LE é um fator crítico na determinação do ciclo hidrológico, no desenvolvimento da camada limite, no tempo, no clima e como indicador de estresse hídrico para as culturas (PEREZ et al., 2008).

O rápido crescimento das intervenções antropogênicas em áreas nativas por meio dos processos de desmatamento, queimada e da substituição da vegetação natural, tem chamado atenção para os ecossistemas naturais uma vez que pode influenciar de modo significativo nas condições climáticas locais.

Uma extensa revisão sobre as relações entre eventos de seca e o ciclo de carbono em ecossistemas foi realizada por van der Molen et al. (2011), na qual foi sugerida a interligação entre o conteúdo de carbono dos sistemas e estratégias para uso de radiação/luz e energia; estratégias para uso eficiente de água, como controle estomático e resposta ao CO₂; estratégias para

alocação de carbono, como reserva de carboidratos associado ao rápido crescimento da vegetação; estratégias para distribuição radicular, como profundidade, micorriza e taxas de crescimento; e estratégias para regeneração. Para isso, são necessárias pesquisas contínuas, de longa duração, que são realizadas em vários tipos de ecossistemas e agrossistemas, onde são observados temperatura e fluxo de calor no solo (JACOBS et al., 2011); evapotranspiração de mata ciliar (KOCHENDORFER et al., 2011) e de fruteiras (TEIXEIRA, 2008); fluxo de gás carbônico em floresta (SOGACHEV et al., 2011), em eucalipto (RODRIGUES et al., 2011; CABRAL et al., 2011) e em cana-de-açúcar (CABRAL et al., 2003).

A vegetação e suas propriedades bioquímicas e estruturais são utilizadas como entrada de diversos modelos de interação entre a atmosfera e o uso da terra. A quantidade de folhas verdes de um dossel tem impacto nos componentes do balanço de radiação e em sua absorção, na interceptação de chuva, e atividade fotossintética, dentre outros. Nesse sentido, a área foliar ou o índice de área foliar pode ser utilizado como um dos mais importantes parâmetros para caracterização dessas relações. Em áreas de caatinga, onde a maioria das espécies apresenta comportamento caducifólio, essas relações são muito variáveis e até desconhecidas em função dos poucos estudos realizados nesse bioma voltados para as relações micrometeorológicas e o comportamento da vegetação. Os poucos trabalhos são referentes a curtos períodos, o que não reflete as variações inter e intra anual dos eventos climáticos e seus reflexos na vegetação.

O índice de área foliar pode ser obtido por medidas diretas e indiretas. O uso de métodos diretos em áreas de florestas se torna difícil e para isso tem-se utilizado estimativas por meio da interceptação de luz e, ou por dados de sensoriamento remoto. Sprintsin et al. (2011) observaram o índice de área foliar em uma plantação de *pinus* no semiárido entre os anos de 2001 e 2006 e observaram a dinâmica da área foliar e da fenologia por meio de diferentes métodos de determinação.

Os níveis de radiação e teores de umidade disponíveis nas superfícies influenciam no crescimento da vegetação, na sua

produção de biomassa e, conseqüentemente, em sua capacidade de fixar carbono. Kato et al. (2004) utilizaram o método das correlações turbulentas para medir as trocas de CO₂ entre a atmosfera e ecossistemas alpinos na China, e observaram que há grande potencial para sequestro de carbono pelo ecossistema, além de que existe grande relação entre a absorção de carbono e a disponibilidade de radiação fotossinteticamente ativa mensal. Ainda em ambientes alpinos, Marcolla et al. (2011) realizaram um estudo durante sete anos de medidas de fluxos turbulentos a fim de observar os impactos dos condicionantes climáticos na resposta do ecossistema.

A resposta da vegetação ao meio tem reflexo em sua evapotranspiração. Os estudos de Kume et al. (2011) determinaram a evapotranspiração durante dez anos de pesquisas realizadas em uma floresta tropical e observaram que a baixa variação interanual da precipitação é muito importante para manutenção da evapotranspiração do ecossistema, sendo que a pequena variabilidade dos elementos meteorológicos e a não ocorrência de seca são determinantes para pequena variação interanual da evapotranspiração.

A energia disponível é determinante para o cálculo da evapotranspiração. Apesar dos termos advectivos e fotossintéticos do balanço de energia serem negligenciados em seu computo, Moderow et al. (2011) compararam os fluxos de calor sensível e de carbono em três experimentos em área de coníferas e observaram que os fluxos advectivos de calor sensível e CO₂ apresentaram comportamento oposto durante a noite, e que se estes forem introduzidos no computo diário do balanço, pode haver aumento ou redução dos fluxos, a depender do local (superfície) e das características das escalas de medidas.

A quantificação dos fluxos de carbono do ecossistema entre a biosfera e a atmosfera para regiões e continentes são de grande importância para a tomada de decisão de políticas climáticas (XIAO et al., 2011). Tradicionalmente, estudos de biomassa e inventário de carbono no solo têm sido utilizados para quantificar a produtividade líquida de um ecossistema (PLE) ao longo de vários anos. A técnica de correlações turbulentas surgiu como uma forma alternativa para avaliar PLE (BALDOCCHI et al.,

2001). Estas estimativas são representativas apenas para as proximidades de localização da torre, cujas dimensões variam de metros a quilômetros dependendo da homogeneidade da vegetação (SCHMID, 1994; GÖCKEDE et al., 2008). Para analisar o intercâmbio de carbono terrestre, sobre regiões ou continentes, as medições de fluxo por meio dessa técnica precisam ser extrapoladas para essas grandes áreas (XIAO et al., 2008, 2010). O Sensoriamento remoto fornece observações dos ecossistemas com cobertura espacialmente e temporalmente consistentes. Quando combinados, a determinação dos fluxos por meio da técnica de correlações turbulentas e dados de sensoriamento remoto tem-se uma valiosa ferramenta para melhoramento de fluxos de carbono de dimensão regional ou continental (XIAO et al., 2008, 2010).

Estudos dessa natureza têm sido amplamente realizados para diversos ecossistemas, porém nenhum foi verificado para a Caatinga, a qual está inserida em uma região cujas características climáticas e de vegetação são bastante peculiares podendo desta forma apresentar ampla variabilidade intra e interanual dos fluxos de CO₂.

Aspectos metodológicos

Quando se pretende instalar experimentos micrometeorológicos em superfícies vegetadas, os estudos realizados ao longo do período do experimento devem ser direcionados tanto para a área micrometeorológica, como agrônômica, incluindo caracterização das espécies vegetais, descrição do perfil do solo e sua caracterização textural e hidráulica, produção de biomassa, fixação de gás carbônico, acompanhamento fenológico, modelagem climática e produtividade de água.

A área experimental deve ter seu clima caracterizado com base em dados históricos medidos em uma estação meteorológica. Assim, deve-se conhecer a classificação climática, bem como os valores médios e os desvios dos elementos climáticos, como da temperatura do ar, umidade relativa do ar, precipitação, brilho solar, radiação solar, evaporação, evapotranspiração e velocidade do vento. Informações nesse

sentido podem ser obtidas junto a órgão de pesquisa, aeroportos, órgãos estaduais de clima e recursos hídricos, órgãos federais responsáveis pelo monitoramento climáticos, dentre outros.

A vegetação, seja natural ou plantada, deve ser caracterizada. No caso de biomas, onde há maior diversidade de espécies, deve ser realizado um levantamento florístico e fitossociológico, contemplando registro da presença e frequência do indivíduos, bem como informações sobre a altura e diâmetro médio das espécies arbóreas, além de informações sobre sua fenologia. Em se tratando de monocultivos, deve ser realizado registro das datas de ocorrência dos principais eventos fenológicos, assim como a duração de cada fase, e dados relativos a biomassa, área foliar, índice de área foliar, produção, etc.

No que se referem às medidas micrometeorológicas, na maioria dos estudos tem-se realizado o cômputo dos fluxos de radiação, energia, vapor d'água e CO₂, componentes do balanço de radiação, radiação fotossinteticamente ativa interceptada pela vegetação, temperatura e umidade relativa do ar, precipitação, velocidade e direção do vento, umidade e temperatura no perfil do solo. Para isso são utilizadas torres e suportes micrometeorológicos; sistemas de alimentação com painel solar, reguladores de voltagem e baterias; sensores automáticos para medidas dos elementos do tempo; sistemas de medidas e registros de dados. As necessidades instrumentais dependem dos objetivos do estudo, bem como da disponibilidade de recursos para sua execução.

Componentes do balanço de radiação e de energia

O Sol é uma gigantesca usina termonuclear, geradora e emissora de energia para o espaço, parte da qual a Terra intercepta. O fluxo radiante emitido pelo Sol atravessa o espaço sideral e alcança a atmosfera terrestre, interagindo com a mesma, onde sofre processos de absorção e difusão, e se constitui na principal fonte de energia para os processos físicos que ocorrem no sistema Terra-Atmosfera. Assim, variações na fonte de energia causam, diretamente, variações em diversos parâmetros, dentre os quais: temperatura, pressão, umidade,

entropia e massa específica; e ao mesmo tempo, a superfície terrestre é a principal de transferência para os processos atmosféricos. Quase todo espectro da radiação solar é limitado ao comprimento de onda entre aproximadamente $0,15 \mu\text{m}$ e $4,0 \mu\text{m}$ (99%), sendo mais ou menos 50% desta energia total contida na banda do visível (ROSENBERG et al., 1983).

O balanço de radiação em uma determinada superfície é a contabilização líquida entre a energia radiante recebida e refletida pela superfície. O saldo de radiação (R_n), também denominado de radiação líquida, constitui-se da soma algébrica dos balanços de radiação de ondas ($R_{n_{oc}}$) curtas e longas ($R_{n_{ol}}$), considerando-se positivos, os fluxos verticais na direção da superfície e negativos quando na direção do espaço (Figura 1). Seu estudo é muito importante, dada sua influência sobre o comportamento de vários elementos meteorológicos e na evapotranspiração das culturas, proporcionando importantes alterações no clima e microclima em diferentes regiões do globo terrestre.

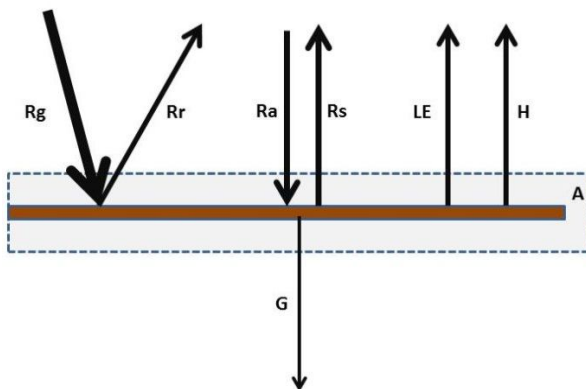


Figura 1. Diagrama esquemático dos fluxos de radiação e energia à superfície terrestre.

O balanço de radiação à superfície é dado pela soma dos fluxos de radiação de ondas curtas e longas, expresso pela equação abaixo:

$$R_n = (R_g - R_r) + (R_a - R_s) \quad (1)$$

em que: R_n é a radiação líquida; R_g é a radiação de onda curta incidente (radiação global); R_r radiação de onda curta refletida pela superfície; R_a é a radiação de onda longa incidente, ou seja, emitida pela atmosfera e R_s é a radiação de onda longa emitida pela superfície.

Na Figura 2 podem ser observadas as curvas para dias típicos sem nebulosidade, dos componentes do balanço de radiação, medidos com radiômetros e pirgeômetros, em uma área cultivada com cana-de-açúcar.

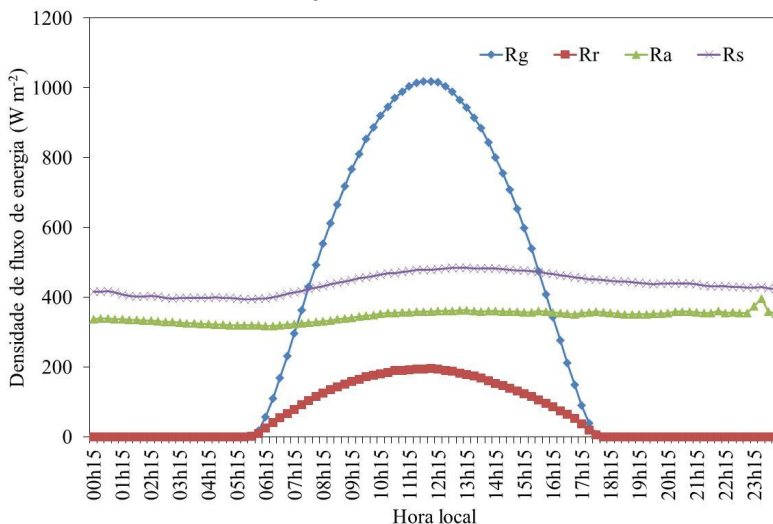


Figura 2. Componentes do balanço de radiação à superfície (R_g – radiação solar incidente, R_r – radiação refletida, R_a – radiação de ondas longas atmosférica e R_s – radiação de ondas longas da superfície) sobre uma área cultivada com cana-de-açúcar em Juazeiro, BA.

Neste sentido, diversos pesquisadores desenvolveram trabalhos a fim de determinar o comportamento e, ou a quantificação da radiação disponível para as trocas termodinâmicas entre a atmosfera, o solo e as culturas. O saldo

de radiação é um termo de grande importância e muito significativo em estudos meteorológicos de meso e micro escalas, por constituir a principal fonte de energia para os fluxos turbulentos de calor sensível e de calor latente, ou seja, para o aquecimento da biomassa e para os processos fotossintéticos. Em aplicações hidrológicas e agrícolas, a evaporação pode ser estimada por meio de modelos físicos se o saldo de radiação for conhecido.

A fração da radiação solar global (R_g) que atinge uma superfície qualquer e é refletida (R_r) por ela é conhecida como albedo, ou seja, coeficiente de reflexão da superfície para a radiação de ondas curtas. O albedo varia de acordo com a superfície e é altamente dependente do ângulo de incidência dos raios solares ou ângulo zenital do Sol, que varia ao longo do dia, apresentando valores mínimos próximos ao meio-dia e máximos no início da manhã e final da tarde, conforme apresentado na Figura 3 para a cana-de-açúcar.

Embora para uma determinada superfície o albedo seja variável, via de regra utiliza-se um valor constante. Diversos pesquisadores, entre eles Burman; Pochop (1994) e Rodrigues et al. (1997) sugerem valores mínimos, máximos e médios para diversas superfícies. Rosenberg et al. (1983) afirmaram que o albedo de ondas curtas para superfícies vegetadas não varia muito e que muitas culturas refletem em torno de 20 a 30% da radiação solar incidente.

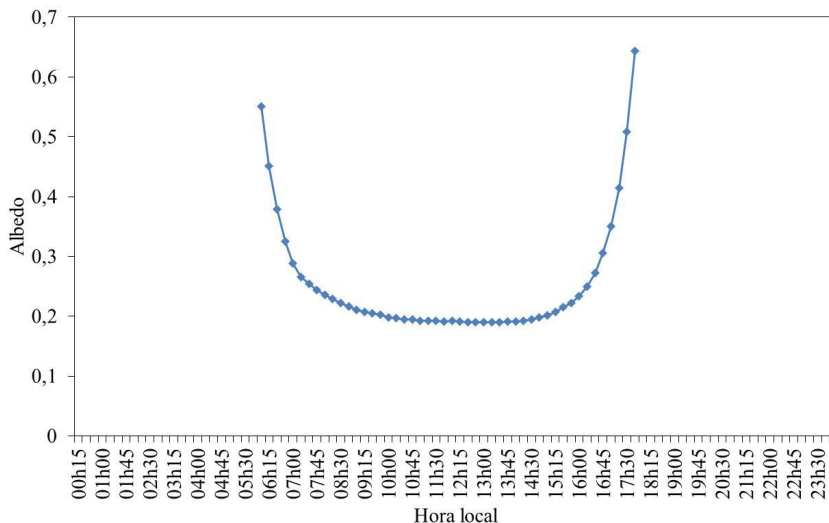


Figura 3. Albedo da uma área cultivada com cana-de-açúcar irrigada por gotejamento subsuperficial em Juazeiro, BA.

Os resultados obtidos por Idso et al. (1975), mostram que para solo úmido, a variação diurna do albedo exibe uma simetria em torno do meio-dia solar em resposta aos efeitos do ângulo de elevação do Sol, fato este que pode ser visualizado na Figura 3. Este efeito pode ser atenuado, à medida que o solo perde umidade, tendendo novamente à simetria quando o solo torna-se completamente seco. Oliveira (1998), trabalhando com a cultura do amendoim irrigada no semiárido nordestino, constatou para dias claros e sem irrigação valores de albedo na ordem de 25%, enquanto para dias com irrigação observou-se uma queda brusca do albedo médio, em torno de 9%, por volta do meio dia. Verificou também redução no albedo médio diário à medida que a cultura foi se desenvolvendo e cobrindo totalmente o solo.

A superfície terrestre absorve energia do Sol e passa a emitir energia radiante denominada de "ondas longas", no comprimento de onda entre 3 e 80 μm (Rosenberg et al., 1983). O saldo de radiação de ondas longas pode ser determinado por diferença, quando se dispõe de equipamentos que possibilitem medir simultaneamente o saldo de radiação, a radiação global e a

radiação refletida. Atualmente, existem aparelhos que permitem a realização do balanço de radiação de ondas longas, bem como a determinação de seus componentes. Entretanto, devido ao elevado preço de aquisição e manutenção dos equipamentos, bem como, de um sistema de aquisição dos dados, diversos pesquisadores têm se dedicado à tarefa de investigar expressões empíricas para estimar a radiação de ondas longas. Tais expressões, não obstante práticas, têm o inconveniente de apresentarem resultados confiáveis, em princípio, apenas nas condições para as quais foram desenvolvidas. Sua utilização em outras regiões, com características diferentes das de origem, pode conduzir a erros grosseiros. Por esse motivo, seu uso deve ser recomendado apenas após serem testadas e ajustadas às condições locais.

A radiação na forma de ondas longas emitida pela superfície pode ser calculada por meio da equação 2:

$$R_s = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (2)$$

na qual ε é a emissividade da superfície (0,98); σ a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) e T_s a temperatura da superfície em Kelvin. Com isso, sabendo-se o saldo de radiação, a radiação de onda curta incidente e refletida, que podem ser obtidas por instrumentos, e a radiação de ondas longas emitida pela superfície (Equação 2), procede-se ao cálculo da radiação de ondas longas emitida pela atmosfera por diferença simples. Por outro lado, existem disponíveis os pirgeômetros, que são os radiômetros utilizados para realizar medidas da radiação de ondas longas.

O saldo de radiação (R_n) sobre um dossel vegetal representa a quantidade de energia na forma de ondas eletromagnéticas que este dispõe para repartir entre os fluxos de energia necessários aos processos de evapotranspiração, aquecimento do ar e do solo e para fotossíntese. Em outras palavras, a radiação líquida representada pelo saldo de radiação é o resultado das trocas de energia que se estabelecem na atmosfera. O fluxo máximo de uma propriedade, em uma dada direção, é definido como a quantidade dessa propriedade que

atravessa uma superfície unitária perpendicular àquela direção na unidade de tempo. Há, essencialmente, quatro tipos de fluxos de energia em uma superfície ideal, conhecidos como saldo de radiação à superfície (R_n), fluxos de calor sensível (H), de calor latente (LE) e de calor do solo (G) (Arya, 1988) (Figura 1).

O balanço de energia no sistema solo-planta-atmosfera é constituído dos fluxos verticais de calor latente (LE), de calor sensível (H), do calor no solo (G) e do saldo de radiação (R_n), todos em $W\ m^{-2}$, além de fluxos associados à absorção de calor no volume ocupado pela copa (A) e da energia utilizada na fotossíntese (P). Estas duas últimas têm sido negligenciadas no cômputo do balanço de energia, bem como a advecção de calor sensível e de calor latente. Desta forma, o balanço de energia se reduz à seguinte equação:

$$R_n + LE + H + G = 0 \quad (3)$$

Durante o dia a superfície do solo recebe radiação e vai se aquecendo continuamente, resultando em fluxos de calor para o interior do solo (durante o dia) e para a atmosfera (durante a noite).

O fluxo de calor sensível sobre uma superfície é resultante da diferença entre as temperaturas do ar e da superfície. Como a temperatura na camada limite varia continuamente com a altura, próximo à interface, a transferência de calor ocorre por condução molecular. O fluxo de calor sensível geralmente é dirigido para fora da superfície durante o dia quando a superfície é mais quente que o ar, e vice versa durante a noite. Por sua vez, o fluxo de calor latente ou de vapor d'água é resultado da evaporação e, ou evapotranspiração em uma superfície e é dado pelo produto do calor latente de evaporação pela massa de água evaporada. A evaporação ocorre tanto em superfícies líquidas como em solo úmido e superfícies vegetadas, quando o ar não se encontra saturado de vapor. Este processo é mais acentuado durante o dia, devido a maior quantidade de energia disponível que produz aquecimento do ar e conseqüentemente provoca déficit de pressão de vapor.

A superfície é aquecida durante o dia pela radiação de ondas curtas incidente. Durante a noite, com o resfriamento da superfície, ocorre transferência de calor por meio de ondas longas, resultando em gradientes de temperatura entre as camadas de solo mais curtas. Entretanto, os solos apresentam grande heterogeneidade no espaço e nas camadas, necessitando uma representativa amostragem do fluxo de calor no solo, temperatura e umidade relativa do ar.

O fluxo de calor no solo (G) é baseado na transferência molecular de calor e é proporcional aos gradientes de temperatura e a condutividade térmica do solo. Em geral, o valor de G é pequeno, podendo variar em um dia ao redor de $50\text{-}100\text{ W m}^{-2}$, de maneira que alguns autores propõem sua estimativa como sendo igual a $-0,1 R_n$ ou $0,3 H$ (Liebethal; Foken, 2007 e Stull, 1998, citados por Foken, 2008). A determinação do calor armazenado no solo por meio de medidas do gradiente de temperatura e da condutividade térmica torna-se difícil, e por isso, tem sido determinado pela soma do fluxo de calor no solo medido em alguma profundidade, por exemplo, a 10 ou 20 cm por meio de placas de fluxo de calor enterradas nessas profundidades e o calor armazenado na camada entre a superfície do solo e a placa de fluxo, por meio de medidas do perfil de temperatura sobre a placa. Na Figura 4 são apresentadas duas curvas com o comportamento diário do fluxo de calor no solo medidos em dois fluxímetros instalados a 10 cm de profundidade (Figura 4a) e o perfil da temperatura do solo medida a 2 e a 8 cm de profundidade (Figura 4b) em uma área cultivada com cana-de-áçúcar.

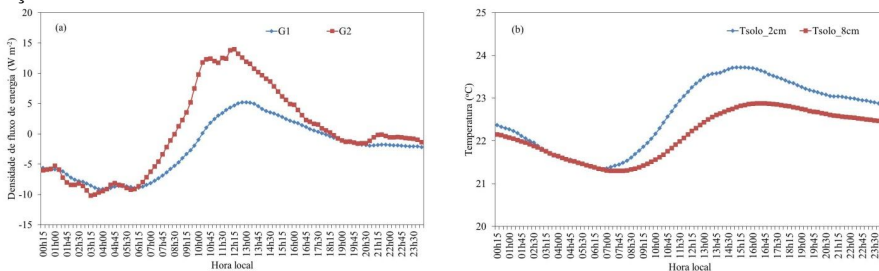
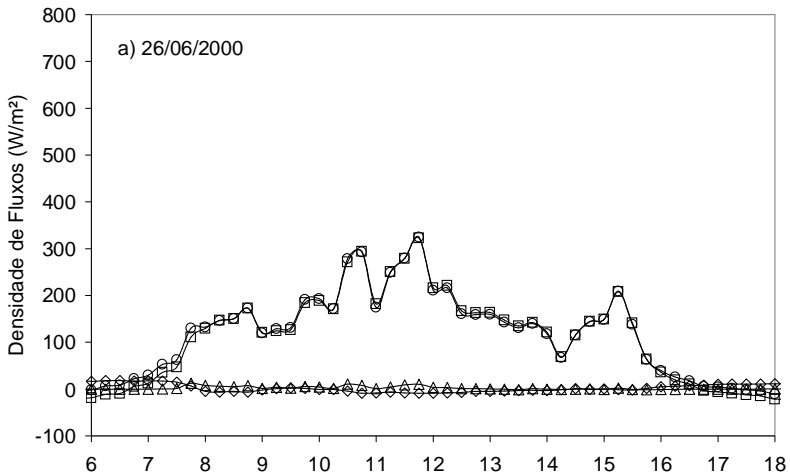


Figura 4. (a) Fluxo de calor no solo medido em dois fluxímetros (G1 e G2) a 10 cm de profundidade e, (b) temperatura do solo

medida a 2 cm (Tsolo_2cm) e a 8 cm (Tsolo_8cm) de profundidade em uma área cultivada com cana-de-açúcar, em Juazeiro, BA.

Pode-se observar na Figura 4a, que o fluxo de calor no solo apresenta pequena variação diurna, passando de um valor mínimo por volta de -10 W m^{-2} para um máximo de $5-10 \text{ W m}^{-2}$. Ao mesmo tempo, na Figura 4b, a temperatura do solo a 2 cm é mais elevada do que aquela medida a 8 cm de profundidade, sendo a diferença no horário de pico inferior a $2,0 \text{ }^\circ\text{C}$. As medidas de fluxo de calor no solo devem ser bem representativas da área de estudo, dessa forma, muita atenção no momento de selecionar o local e a posição do sensores de solo, uma vez que este apresenta grande variabilidade espacial.

Os componentes do balanço de energia em um dia típico sem nebulosidade são apresentados na Figura 5, para uma área de vegetação natural de caatinga. Alterações na presença de nuvens resultam em variações nos componentes dos balanços de radiação e de energia, que por sua vez, promovem alterações no comportamento de outros elementos meteorológicos, como temperatura do ar, por exemplo.



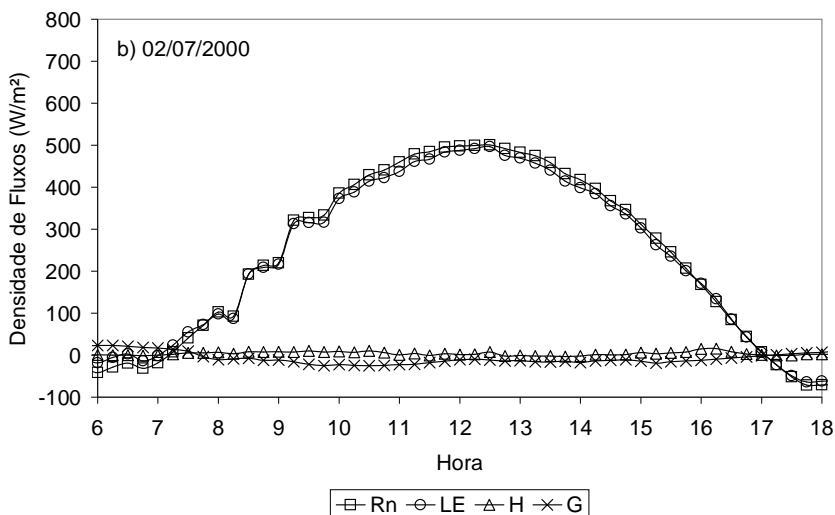


Figura 5. Comportamento diurno dos componentes do balanço de energia, sobre a cultura da goiabeira (*Psidium guajava* L.), em Petrolina – PE, durante dias representativos da Fase 1: (a) com nebulosidade e (b) sem nebulosidade. Fonte: Moura, 2005.

Segundo Foken (2008), o aumento de 1 grau Kelvin na temperatura média global devido a emissões antropogênicas de gases do efeito estufa correspondem a um adicional de energia da ordem de 2 W m^{-2} . Portanto, mudanças nos fluxos de radiação e energia devido as mudanças de uso da terra, podem atuar manipulando o sistema climático.

Fluxos de CO₂, vapor d’água e balanço de energia pelo método das Covariâncias dos Vórtices Turbulentos

Os fluxos de vapor d’água (H₂O), dióxido de carbono (CO₂) e de calor sensível (H) têm sido medidos diretamente usando-se o método de correlação de vórtices turbulentos, também conhecido como "eddy covariance technique" (DESJARDINS, 1977). Os fluxos de H₂O e CO₂ são calculados para intervalos de 30 minutos pela equação:

$$\overline{F} = \overline{\rho a \cdot w' s'} \tag{4}$$

em que \overline{F} é o valor médio da densidade de fluxo relativo à entidade S (vapor d'água ou dióxido de carbono), $\overline{\rho_a}$ é o valor médio da densidade do ar seco e $\overline{w's'}$ é o produto dos valores instantâneos da variação da velocidade vertical do vento (w') e da flutuação (s') da razão de mistura da entidade S .

O fluxo médio de calor sensível (\overline{C}) pode ser calculado com a equação:

$$\overline{C} = \overline{\rho_a} \cdot c_p \cdot \overline{w'T'} \quad (5)$$

em que c_p é o calor específico do ar seco a pressão constante, $\overline{w'T'}$ é o valor médio, no intervalo de 30 minutos, do produto da variação da velocidade vertical do vento (w') e da variação da temperatura do ar (T') em relação aos seus valores médios observados durante o intervalo de 30 minutos. A utilização dessa técnica exige que as medidas sejam realizadas em alta frequência, em taxas que variam de 10 a 20 Hz.

As concentrações de vapor de água e de CO₂ são determinadas por meio de um analisador de gás à infravermelho. A temperatura do ar (T) e o valor da velocidade do vento nas três direções (x, y e z) devem ser medidos imediatamente acima da vegetação por meio de um anemômetro sônico tridimensional instalado sobre a vegetação da área de estudo. Embora esse método seja o único que possibilite medidas diretas de fluxos, apenas há 16 anos, com o avanço da tecnologia, é que tem sido possível obter medidas contínuas de fluxos nos ecossistemas e em áreas agrícolas, sendo que nos últimos quatro anos tem sido amplamente utilizada nas pesquisas científicas.

Um exemplo do curso diário dos fluxos turbulentos, incluindo o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo, encontra-se na Figura 6a. Observa-se os pequenos valores observados no período da noite, ao contrário do que se percebe durante o dia. Poucos minutos após o nascer do Sol, os sinais mudam e os fluxos turbulentos aumentam rapidamente, com os valores máximos ocorrendo logo após o meio dia. O comportamento do

fluxo de calor no solo depende muito das características da superfície, bem como da profundidade de instalação do sensor (FOKEN, 2008).

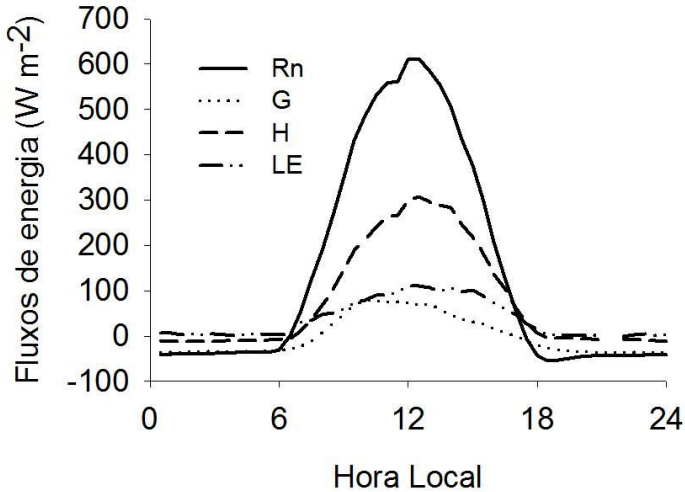


Figura 6. Componentes do balanço de energia (R_n – saldo de radiação, G – fluxo de calor no solo, H – fluxo de calor sensível e LE – fluxo de calor latente) para o dia 13 de outubro de 2004 a cada 30 minutos obtidos pelo método das correlações turbulentas em uma área de caatinga. Fonte: Oliveira et al, 2006.

Os fluxos de gás carbônico servem como indicativos das taxas líquidas de fotossíntese e respiração das superfícies vegetadas. Para suas análises, pode-se considerar que valores positivos indicam fluxos de carbono da vegetação para a atmosfera, oriundos de processos respiratórios, e valores negativos indicam fluxos de carbono da atmosfera para a vegetação, devido à atividade fotossintética. Segundo a Figura 7, os ciclos diurnos do fluxo de CO_2 medidos na caatinga durante o março de 2005, que é o mês mais chuvoso no município de Petrolina, PE, a taxa de fotossíntese apresenta valores consideráveis que chegam a ser da ordem de $-30 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$,

com os valores médios em torno de $-9 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (OLIVEIRA et al., 2006).

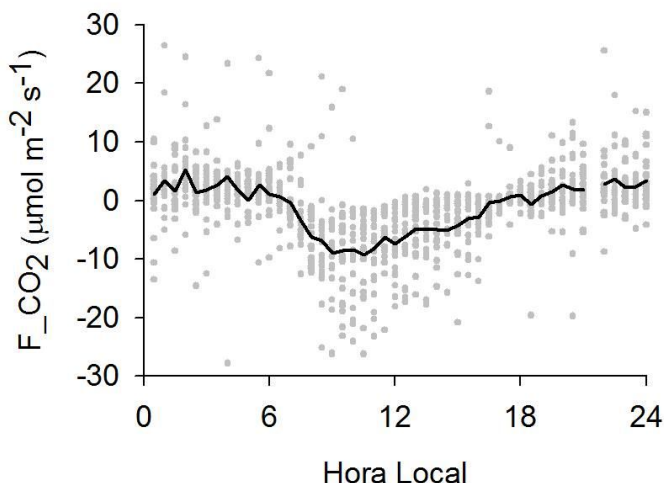


Figura 7. Curso diário do fluxo de gás carbônico (F_{CO_2}) a cada 30 minutos, para os dias do mês de março de 2005, sendo a média representada pela linha, obtido pelo método das correlações turbulentas em uma área de caatinga. Fonte: Oliveira et al, 2006.

Características aerodinâmicas e perfil logarítmico do vento

As características aerodinâmicas de uma superfície são informações de fundamental importância na aplicação em estudos micrometeorológicos e em parametrizações de modelos globais e de mesoescala (TAKAGI et al., 2003; ZHANG et al., 2004; TSAI; TSUANG et al., 2005), sendo representadas pelo comprimento de rugosidade (z_0) e pelo deslocamento do plano zero (d), incorporadas ao perfil logarítmico do vento e determinadas sob condições de neutralidade atmosférica (STUDETTO; HSIAO, 1998). O perfil logarítmico do vento, válido para camada atmosférica inercial, é expresso por:

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right), \quad z > z_* \quad (6)$$

em que, u_* = velocidade de fricção, k = constante de Von Karman, z_* = limite superior da subcamada atmosférica rugosa, abaixo da camada inercial.

Os dados de z_0 e d podem ser estimados utilizando os valores médios de 30 minutos de velocidade do vento, restritos a condições próximas da neutralidade para satisfazer a lei do perfil do logaritmo do vento (MONTEITH; UNSWORTH, 1990). Para caracterizar as condições de estabilidade atmosférica e, posteriormente, identificar os perfis próximos à neutralidade utiliza-se o número de Richardson (Ri). Assim, a partir de um método iterativo da relação linear entre $\ln(z-d)$ e u_z os valores de z_0 e d são obtidos até que o coeficiente de determinação seja o maior possível (LYRA et al., 2007; MARIN, 2003; RIGHI, 2004).

Técnicas de medidas

Segundo Foken (2008), poucos são os registros na literatura de livros relacionados a descrição das técnicas de medidas empregadas em estudos meteorológicos. Dessa forma, a seguir são apresentados os principais sensores empregados nas medidas dos elementos meteorológicos, bem como os sistemas de medidas e armazenamentos de dados e as técnicas empregadas em seu processamento. As informações que são apresentadas a seguir se baseiam no acompanhamento de alguns experimentos de campo sobre micrometeorologia realizados em áreas agrícolas e de vegetação natural, como a caatinga.

- Observação meteorológica

Uma observação meteorológica é o resultado de uma série de procedimentos realizados a fim de se fazer medições, registros ou determinações de todos os elementos do tempo que representam as condições meteorológicas reinantes de um determinado lugar em um determinado instante, por meio da utilização de instrumentos adequados. As finalidades das observações meteorológicas nos próprios serviços meteorológicos

são, dentre outras, gerar informação a respeito da situação e das mudanças de tempo que estão ocorrendo nas diferentes estações meteorológicas, para que os meteorologistas dos centros de previsão possam utilizar estas informações em previsões do tempo e clima; obter dados dos vários elementos do clima para utilização em pesquisas científicas e em estatística meteorológica e climatológica; atuar em conjunto com órgãos internacionais ligados à atividade de pesquisa e previsão do tempo e clima.

Dessa forma, as informações apresentadas a seguir se referem as medidas realizadas em experimentos científicos, mas que utilizam-se de sensores e protocolos reconhecidos em nível internacional, a fim de que os resultados destes trabalhos possam ser comparados com outros realizados em quaisquer outros países.

- Medidas da radiação

Em geral, os sensores de medir a radiação solar são conhecidos como piranômetros ou radiômetros, e a maioria deles à base de termopilha, que têm em seu interior um compensador de temperatura e uma cúpula dupla para que os raios solares estejam sempre perpendiculares aos sensores. Alguns deles realizam medida da diferença de temperatura entre duas áreas, preta e branca, que recebem radiação.

A classificação dos radiômetros leva em consideração o comprimento de onda (ondas curtas, ondas longas) e a qualidade das medidas, com base no elemento sensor. A separação dos comprimentos de onda medidos nos diversos tipos de radiômetros pode ser feita com o uso de filtros sobre o sensor, além disso, células fotoelétricas espectralmente sensíveis podem ser utilizadas para medir a radiação fotossinteticamente ativa (PAR).

Em experimentos micrometeorológicos, recomenda-se que os componentes do balanço de radiação sejam obtidos individualmente por meio de radiômetros e pirgeômetros, com o elemento sensor direcionado para a atmosfera quando se pretender realizadas medidas da radiação incidente, e ao contrário, direcionados para a superfície quando se desejar

realizar medidas da radiação refletida, seja nos comprimentos de ondas curtas e, ou ondas longas. Além dos radiômetros, o saldo de radiação pode ser medido por meio de saldo radiômetros, que já contabiliza o balanço de ondas curtas e ondas longas, resultado na medida direta do saldo de radiação à superfície.



Saldo radiômetro
CNR1



Saldo radiômetro



Saldo radiômetro
NR-Lite



Albedômetro e PAR
Linear



Radiômetro Eppley
com filtro



Tubo solarimétrico



Radiômetro CM3 -
Rr



Radiômetro Eppley -
Rr



Radiômetro Eppley
com filtro



Pirgeômetro



Radiômetro
"pontual"



PAR Radiômetro
PAR Linear

Figura 8. Equipamentos utilizados para medir diferentes componentes do balanço de radiação à superfície. Fotos: Magna S. B. Moura.

Um dos saldo radiômetros mais utilizados é o CNR1 (Net radiometer - Kipp & Zonen B.V., Delft, Netherlands). Dentre os sensores que medem a radiação fotossinteticamente ativa, destacam-se o LI-190SA (Quantum sensor, Li-cor, Nebraska, USA) e LI-191SA (Line Quantum Sensor Li-cor, Nebraska, USA) que podem ser instalados no topo da torre micrometeorológica, bem como próximo a superfície do solo, a fim de realizar medidas da PAR interceptada pela vegetação. Os sensores de radiação devem ser instalados em um mastro direcionado para o Norte, distante, no mínimo, 4,0 metros da torre, localizado a cerca de 3,0 metros do dossel das plantas. Com estes sensores, podem ser obtidas medidas dos componentes da radiação de onda curta incidente (R_g , $W m^{-2}$) e refletida (R_r , $W m^{-2}$), radiação de onda longa incidente (R_{ai} , $W m^{-2}$) e refletida (R_s , $W m^{-2}$), saldo de radiação total (R_n , $W m^{-2}$), saldo de onda curta ($R_{n_{oc}}$, $W m^{-2}$) e de onda longa ($R_{n_{ol}}$, $W m^{-2}$) e albedo (α). Além das medidas de densidade de fluxo da radiação fotossinteticamente ativa (DFRFA, $\mu mol m^{-2} s^{-1}$) incidente e refletida da superfície vegetada, e interceptada pela vegetação.

- Fluxos de calor sensível, latente e gás carbônico

O balanço de energia no sistema solo-planta-atmosfera é constituído pelos fluxos verticais de calor latente (LE), de calor sensível (H), do calor no solo (G) e do saldo de radiação (R_n),

todos em $W m^{-2}$. Os dados de R_n são obtidos por meio de saldo radiômetros, enquanto as medições do fluxo de calor no solo (G) podem ser obtidas por meio de fluxímetros instalados a 0,06 metros de profundidade e em diferentes posições na superfície do solo. Os fluxos LE e H podem ser obtidos pelo método da razão de Bowen e, ou pelo método das covariâncias dos vórtices turbulentos. Para aplicação destes métodos várias exigências devem ser seguidas, cujos detalhes podem ser encontrados em FOKEN (2008).

Os equipamentos mais utilizados são apresentados na Figura 9 e constituem basicamente do anemômetro sônico tridimensional e do analisador de gás ao infra-vermelho IRGA LI-7500.



Sônico e Li-cor 7500 em área de caatinga degradada



Sônico e Li-cor 7500 em área de caatinga preservada



Sônico e higrômetro Krypton
Figura 9.

- Perfil logaritmo do vento

Para avaliar o perfil logaritmo do vento, no mínimo, três sensores de velocidade de vento (03001-5, R.M. Young, Wind Sentry, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) e três de temperatura e umidade relativa do ar (HMP45C-L, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) precisam ser instalados em diferentes alturas acima do dossel.

- Conteúdo de água no solo e precipitação

Outras importantes informações que atuam em conjunto com a vegetação e a atmosfera devem ser obtidas por meio do monitoramento do conteúdo de água no perfil do solo e das medidas e registros da precipitação. Para isso, os sítios experimentais devem conter medidas contínuas e automáticas da umidade do solo, que pode ser feita com sensores tipo reflectômetro de umidade (FDR), modelo ENVIROSMART (Sentek Technologies) e ainda com TDR100. Além disso, um pluviômetro eletrônico modelo deve ser locado no topo da torre micrometeorológica.

- Sistema de medidas, registro e análise dos dados

Todos esses equipamentos precisam ser conectados um sistema de registro e armazenamento de dados, conhecidos como datalogger e um multiplexador AM 16x32, programado para fazer medidas tanto em baixa como em alta frequência, gerando dois arquivos que ficam armazenados em um cartão de memória. Esse monitoramento é de grande importância a fim de se entender os processos de crescimento e desenvolvimento da vegetação da caatinga em resposta as trocas de energia com a atmosfera e ao conteúdo de água no solo.

O processamento dos dados envolve a utilização de softwares específicos, como o Loggernet para conversão dos dados dos cartão de memória em um formato que pode ser utilizados em planilhas eletrônicas, no caso dos dados de baixa frequência, e que podem ser processados no programa Alteddy (<http://www.climatexchange.nl/projects/alteddy/index.htm>), para os dados de alta frequência.



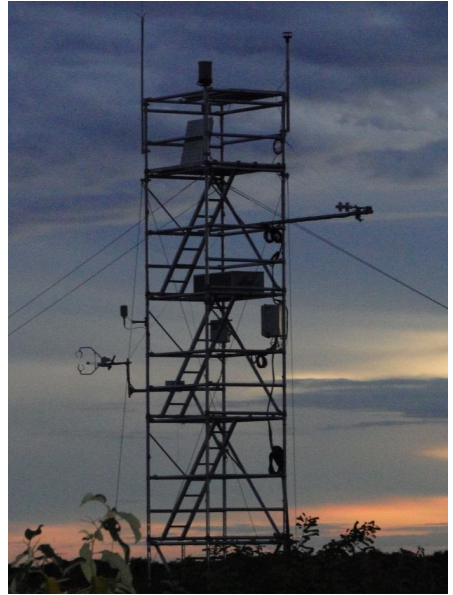
Torre micrometeorológica com razão de Bowen e correlações turbulentas em pomar de mangueira



Torre micrometeorológica com razão de Bowen em pomar de mangueira



Torre micrometeorológica com razão de Bowen e correlações turbulentas em canal



Torre micrometeorológica sistema de correlações turbulentas em área de caatinga degradada

Considerações finais

A quantificação das trocas de radiação, energia, CO_2 e água em superfícies vegetadas é essencial para o melhor entendimento do funcionamento dos agroecossistemas e para avaliar possíveis mudanças na interação entre eles e a atmosfera, na partição de energia, e nos ciclos de água e carbono, decorrente de mudanças ambientais e climáticas.

O conhecimento das metodologias adotadas, suas aplicações, suas exigências, suas limitações, suas necessidades em termos de sensores e processamento são fundamentais para o sucesso da pesquisa científica.

Bibliografia Consultada

CABRAL, O. M. R.; ROCHA, H. R. da; LIGO, M. A. V.; BRUNINI, O.; DIAS, M. A. F. S. Fluxos turbulentos de calor sensível, vapor d'água e CO₂ sobre plantação de cana-de-açúcar (*Saccharum* sp.) em Sertãozinho-SP. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.18, n.1, p.61-70, 2003.

FRITSCHEN, L. J. & GAY, L. W. *Environmental Instrumentation*. New York: Springer-Verlag, 1979. 216 p.: il.

INMET- Instituto Nacional de Meteorologia do Ministério da Agricultura. Curso de atualização para observador meteorológico de superfície – Parte I. São Paulo, março de 2001.

IPCC. *Climate change 2007: The physical science basis, Summary for Policymakers*. IPCC Geneva, 2007. 18p.

LAGE, M.; BAMAMOUH, A.; KARROU, M.; EL MOURID, M. Estimation of rice evapotranspiration using a microlysimeter technique and comparison with FAO Penman-Monteith and pan evaporation methods under Moroccan conditions. *Agronomie*, v.23, p.625–631, 2003.

LYRA, G. B.; PEREIRA, A. R. Dificuldades de estimativa dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica pelo Perfil logarítmico do vento sobre vegetação esparsa em região semi-árida. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.25, n.2, p.187-197, 2007.

MARIN, Fábio. *Evapotranspiração e transpiração máxima em cafezal adensado*. Piracicaba, 2003. 134p. Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

METEOROLOGICAL OFFICE. *Observer's handbook*. 3rd Edition, London, 1969, 242 p.

Monteith, J. L. Solar radiation and productivity in tropical ecosystems. *J. Appl. Ecol.* 9, 747-766, 1972.

MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M. H. Principles of environmental physics. Ed.2, Edward Arnold, N.Y., 1990. 291 pp.

MOTA, F. S. Meteorologia Agrícola. São Paulo, Nobel. 1977. 376 p.

OLESEN, J. E.; BINDI, M. Review: Consequences of climate change for European agricultural productivity, land use and policy. European Journal of Agronomy, v.16, p.239–262, 2002.

OMETTO, J. C. Bioclimatologia vegetal. São Paulo: Agronômica Ceres, 1981. 440 p.

PARK, S. E.; ROBERTSON, M.; INMAN-BAMBER, N. G. Decline in the growth of a sugarcane crop with age under high input conditions. Field Crops Research, v.92, p.305–320, 2005.

PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; MARTINEZ-COB, A. A simple model for estimating the Bowen ratio from climatic factors for determining latent and sensible heat flux. Agricultural Forest and Meteorology, v.148, p. 25 – 3, 2008.

RIGHI, E. Z. Balanço de energia e evapotranspiração de cafezal adensado em crescimento sob irrigação localizada. Piracicaba, 2004. 168p. Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA, S.B. Microclimate: The biological environment. 2nd Edition, Lincoln – Nebraska: John Wiley & Sons, 1983, 495p.

SILVA, L. D. B DA; FOLEGATTI, M. V.; VILLA NOVA, N. A. Evapotranspiração do capim Tanzânia obtida pelo método de razão de Bowen e lisímetro de pesagem. Engenharia Agrícola Jaboticabal, v.25, n.3, p.705-712, set./dez. 2005.

Steduto, P.; Hsiao, T. C. Maize canopies under two soil water regimes. I. Diurnal patterns of energy balance, carbon dioxide flux, and canopy conductance. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.89, p.169–184, 1998.

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*, v.115, p. 173–181, 2003.

Teixeira, A. H. de C. Bastiaanssen, W.G.M., Ahmad, M. D., Moura, M. S. B., Bos, M. G. Atmospheric and Land Surface Parameters for the São Francisco River Basin, Brazil. Part 1: Radiation and Energy Balance Results. *Journal of Hydrology*, 2008b.(under review).

Teixeira, A.H. de C., W.G.M., Bastiaanssen, Moura, M. S. B., Soares, J. M., Ahmad, M–ud–D, Bos, M. G Energy and Water Balance Measurements for Water Productivity Analysis in Irrigated Mango Trees, Northeast Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2008a. (under review).

Teixeira, A.H. de C.; Bastiaanssen, W.G.M.; Bassoi, L.H. Crop water parameters of irrigated wine and table grapes to support water productivity analysis in the Sao Francisco river basin, Brazil. *Agricultural water management*, v.94, p.31–42, 2007.

Todd, R. W.; Evett, S. R.; Howell, T. A. The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.103, p.335–348, 2000.

Tsai, J.; Tsuang, B. Aerodynamic roughness over an urban area and over two farmlands in a populated area as determined by wind profiles and surface energy flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.132, p.154–170., 2005.

TUBELIS, A. & NASCIMENTO, F. J. L. Meteorologia descritiva – fundamentos e aplicações brasileiras. São Paulo: Nobel, 1980. 374 p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Instrumentos meteorológicos convencionais para estações de superfície-I Campina Grande: EDITEL-UFPB-CCT, 1979. (Coleção Politécnica- Série Didática 1).

VAREJÃO-SILVA, M. A. Instrumentos meteorológicos convencionais para estações de superfície-II. Campina Grande: UFPB-CCT-FUNAPE-CNPq, 1982. (Coleção Politécnica- Série Didática 3).

VAREJÃO-SILVA, M. Meteorologia e Climatologia. Brasília: INMET, Gráfica e Editora Stilo, 2000. 532 p., il.

VIANELLO, R. L. & ALVES, A. R. Meteorologia básica e aplicações. Viçosa, UFV, Imprensa Universitária, 1991. 449 p.

Villa Nova, N. A. Estudos sobre o balanço de energia em cultura de arroz. Piracicaba, 1973. 89p. Tese (Livre-docência) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

Zhang, H.; Mcgregor J. L.; Henderson-Sellers, A.; Katzfey J.J. Impacts of land surface model complexity on a regional simulation of a tropical synoptic event. Journal of Hydrometeorology, v.5, p.180–198, 2004.