

BALANÇO DE RADIAÇÃO EM ESTUFA DE POLIETILENO

Enzo Dal Pai – edalpai@fca.unesp.br

Lucas Carvalho Lenz – lclenz@fca.unesp.br

Maurício Bruno Prado – prado@fca.unesp.br

João Francisco Escobedo – escobedo@fca.unesp.br

Dep. Engenharia Rural, Faculdade de Ciências Agrônomicas – UNESP. Botucatu/SP/Brasil.

Resumo. O trabalho descreve uma análise climática e estatística do Balanço de Radiação em estufa de polietileno tipo túnel. O balanço de radiação é a soma das radiações de ondas curtas (Global e refletida) com as radiações de ondas longas (atmosférica e terrestre). As medidas foram feitas no período de 01/03/2008 a 28/03/2009 no campus da FCA, UNESP de Botucatu. As quatro radiações apresentam variações sazonais ao longo do ano: os valores médios mensais das radiações são maiores no período chuvoso, verão e primavera, nos quais são maiores as concentrações de nuvens e vapor de água dentro da estufa, e menores no outono e inverno, no período da seca, onde são menores as concentrações de nuvens e vapor de água na estufa. Os valores médios mensais das radiações de ondas curtas foram: Global = $12,7 \text{ MJ/m}^2$ e refletida = $1,67 \text{ MJ/m}^2$, enquanto que as radiações de ondas longas foram: atmosférica = $36,3 \text{ MJ/m}^2$ e terrestre = $-40,8 \text{ MJ/m}^2$. O valor do saldo de radiação de ondas curtas $NR_{SW} = (\text{global} - \text{refletida})$ médio anual obtido foi de $11,2 \text{ MJ/m}^2$, enquanto que o saldo de radiação de ondas longas $NR_{LW} = (\text{atmosférica} + \text{terrestre})$ médio anual obtido foi de $-3,7 \text{ MJ/m}^2$. Portanto, o Saldo de Radiação total $NR = (NR_{SW} + NR_{LW})$ médio anual obtido foi de $8,5 \text{ MJ/m}^2$.

Palavras-chave: balanço de energia; estufa de polietileno; radiação de ondas longas

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, o cultivo em estufas de polietileno vem aumentando consideravelmente, em vários países como meio de proteção às plantas e culturas agrônomicas contra adversidades e variações climáticas. A grande vantagem desta técnica consiste na possibilidade de produção, principalmente de hortaliças e flores, nos períodos de entressafra, permitindo maior regularização de oferta e melhor qualidade dos produtos. As estufas de polietileno levam à obtenção de produtos de alta qualidade e podem alcançar aumento de produtividade em torno de 30% a 50% maior em relação ao ambiente externo, como mostram estudos com pepino, pimentão, feijão e tomate (Galvani et al, 2000; Cunha et al, 2003; Souza & Escobedo, 1997; Heldwein et al, 2010; Carvalho et al, 2005).

No Brasil, o uso de estufas de polietileno apresenta diversas funções considerando a extensão e localização geográfica. Nas regiões Sul e Sudeste, por exemplo, a estufa de polietileno atua como regulador térmico, diminuindo o efeito danoso causadas em algumas culturas por baixas temperaturas e geadas. Em regiões onde as temperaturas são elevadas, como na região do Nordeste e Centro-Oeste as estufas de polietileno proporcionam alterações microclimáticas por meio de variações das radiações solares global, difusa, fotossinteticamente ativa (PAR), temperatura, umidade e balanço de energia, entre outras. Simultaneamente, a estufa de polietileno minimiza efeitos adversos dos ventos fortes e chuvas intensas e de granizos, que normalmente provocam danos às plantas, não só fisiológicos como mecânicos, além de diminuir a incidência de pragas (Khoshnevisan et al, 2013).

Pesquisas realizadas em diversas regiões do Brasil a partir dos anos 90 e em outros locais mostram que as alterações microclimáticas são os principais fatores responsáveis pelo aumento de produtividade das culturas (Farias et al., 1993; Escobedo et al., 1994; Frisina & Escobedo, 1999; Holcman & Sentelhas, 2012; Galvani et al, 2001, Cunha et al, 2002; Pezzopane et al, 1995; Costa et al, 2010; Beckmann et al, 2006). Outros resultados mostram ainda que a cobertura de polietileno também é responsável pelo aumento da produtividade das culturas, pois no processo de interação das radiações direta na incidência normal e difusa do espectro total, há um aumento das frações PAR-global e PAR-difusa do espectro PAR (Escobedo et al, 2011). O aumento das radiações PAR-global e PAR-difusa, faixa espectral de comprimentos de onda de 0,4 a 0,7 μm , faz com que as plantas absorvam mais energia solar e a convertam em matéria orgânica através do processo de fotossíntese. As radiações difusa e PAR-difusa por atingirem área foliar mais homogeneamente são mais eficientes no processo de fotossíntese (Huawei et al, 2010).

Em ambientes protegidos vários autores já fizeram estudos sobre a relação do balanço de radiação com as culturas agrícolas (Souza et al, 1997; Frisina et al, 1999; Galvani et al, 2001, Cunha et al, 2002, Pereira et al, 2007). Nestes estudos os valores do saldo de radiação ou de suas componentes foram estimados por métodos como Bowen (1926) e Brunt (1932) a partir de outros elementos meteorológicos (como temperatura, radiação global, fluxo de calor no solo, pressão de vapor d'água). Não há medição direta das quatro componentes do balanço de radiação (Global, refletida, onda longa atmosférica e onda longa terrestre) com o uso destes métodos.

Considerando que o conhecimento do saldo de radiação é importante para qualquer cultura agrícola por fornecer a energia para o processo de evapotranspiração e afetando diretamente a demanda hídrica, este trabalho tem por objetivo

apresentar resultados da medição realizados durante um ano dentro de uma estufa de polietileno sem cultura. A partir dos resultados efetuar uma análise climática media mensal para a análise da sazonalidade, não só das radiações como dos balanços de ondas curtas , ondas longas e do saldo de radiação total.

2. TEORIA DO BALANÇO DAS RADIAÇÕES

2.1 Balanço de ondas curtas

O espectro de radiação que incide sobre a superfície terrestre é predominantemente constituído de ondas curtas, ou seja, comprimentos de ondas entre 300 e 2800 nm. Esta faixa do espectro é a responsável pelo fornecimento de energia para o crescimento e desenvolvimento das plantas. Para o estudo do balanço de energia no espectro de ondas curtas é necessário o entendimento das interações sofridas por essa radiação. Antes de atingir a superfície terrestre sofre atenuação, causada por absorção, difusão e reflexão de constituintes atmosféricos. Do total da energia incidente no topo da atmosfera (SW_o), apenas uma parte atinge a superfície ($SW\downarrow$). A radiação global $SW\downarrow$ ao atingir a superfície sofrerá uma reflexão ($SW\uparrow$). Essa reflexão $SW\uparrow$ será subtraída do total $SW\downarrow$ para a elaboração do saldo de ondas curtas, conforme a equação:

$$NR_{SW} = SW\downarrow - SW\uparrow$$

A magnitude dessa perda por reflexão $SW\uparrow$ dependerá de propriedades da superfície, como rugosidade e cor. Essa característica da superfície de refletir é conhecida como poder de reflexão ou Albedo (α), definido por:

$$\alpha = \frac{SW\uparrow}{SW\downarrow}$$

Valores do coeficiente de reflexão (α) já foram muito estudados sobre inúmeros tipos de superfícies vegetadas (Pinker et al, 1980; Assis et al, 1997; Souza et al., 2010). Com o conhecimento do albedo e da radiação global medida na superfície é possível se estimar a radiação refletida $SW\uparrow$ pela equação:

$$SW\uparrow = SW\downarrow * \alpha$$

e conseqüentemente, o balanço de ondas curtas:

$$NR_{SW} = SW\downarrow - (SW\downarrow * \alpha)$$

Ou

$$NR_{SW} = SW\downarrow * (1 - \alpha)$$

2.2 Balanço de ondas longas

O balanço de ondas curtas não representa o total de energia radiante sobre a superfície terrestre. As radiações $SW\downarrow$ e $SW\uparrow$ interagem com a atmosfera e com a superfície, que ao adquirirem essa energia (na forma de calor) e passam a emití-la. Essa energia da superfície e atmosfera é emitida na faixa do espectro de ondas longas (3 a 45 μ m). Essa energia, também conhecida como radiação termal é disponível para processos biológicos, processos térmicos do metabolismo vegetal, principalmente ao fornecimento de energia para o processo de evapotranspiração.(Pereira et al, 2007, Rana & Katerji, 2000).

A superfície e a atmosfera emitem energia em forma de ondas longas seguindo a equação de Stefan-Boltzman, onde essa emissão depende principalmente se sua própria capacidade de emitir energia e de sua temperatura elevada à quarta potência:

$$E = \varepsilon * \sigma * T^4$$

onde E é a energia emitida por um corpo com temperatura acima de 0 K; ε é a emitância do corpo, σ é a constante de Stefan-Boltzman e T é a temperatura do corpo.

O balanço de radiação de ondas longas é constituído por duas componentes: a radiação de ondas longas oriundas do aquecimento da atmosfera, chamada radiação de onda longa atmosférica LW_{atm} ; e a radiação solar de onda longa terrestre LW_{terr} , oriunda do aquecimento da superfície(solo ou solo+cultura). Convencionou-se o uso de sinais na explicação do direcionamento do fluxo dessas radiações: a radiação de ondas longas atmosféricas LW_{atm} leva o sinal positivo pois na superfície sua presença é predominantemente no sentido para baixo $\downarrow$ (ganho de energia da superfície). A radiação solar de ondas longas terrestres LW_{terr} leva o sinal negativo por seu sentido ser preferencialmente para cima $\uparrow$ (perda de energia). Logo, a equação que explica o saldo de radiação de ondas longas:

$$NR_{LW} = LW_{atm}\downarrow + LW_{terr}\uparrow$$

onde NR_{OL} é o saldo de radiação de ondas longas, $LW_{atm}\downarrow$ é a radiação de ondas longas atmosféricas e $LW_{terr}\uparrow$ é a radiação de ondas longas terrestres.

2.3 Saldo de radiação

O balanço de radiação é a contabilização dos ganhos e perdas no fluxo de radiação que incide sobre uma superfície terrestre. Também conhecido como saldo de radiação, é constituído por todo o espectro solar: ondas curtas e ondas longas.

O saldo de toda a energia incidente na faixa do espectro de ondas curtas adicionado ao saldo da energia incidente na faixa do espectro de ondas longas constitui o saldo de radiação, com a equação:

$$NR = NR_{SW} + NR_{LW}$$

onde NR é o saldo de radiação ou balanço de radiação; NR_{SW} é o balanço de ondas curtas e NR_{LW} é o balanço de ondas longas. Fazendo-se a substituição do NR_{SW} e do NR_{LW} com suas próprias equações apresentam-se as quatro componentes do saldo total de radiação:

$$NR = SW \downarrow - SW \uparrow + LW_{atm} \downarrow + LW_{terr} \uparrow$$

2.4 Saldo de radiação em ambiente protegido

O conhecimento do saldo de radiação no interior de ambientes protegidos tem grande utilidade na compreensão e prevenção de fenômenos desfavoráveis, como a formação de geadas (Beckmann et al, 2006). Também ajuda a compreender melhor as alterações causadas pelo plástico no regime térmico dentro dessas estruturas. Essas alterações microclimáticas têm importância por fornecerem melhores condições para as plantas. (Khoshnevisan et al, 2013).

O saldo de radiação interno pode ser definido pelas mesmas componentes do saldo de radiação, medidas no interior da estufa e após sofrerem interações com o plástico:

$$NR^{in} = SW^{in} \downarrow - SW^{in} \uparrow + LW_{atm}^{in} \downarrow + LW_{terr}^{in} \uparrow$$

Estas componentes não são iguais às suas componentes externas. A cobertura de polietileno provoca alterações ao transmiti-las para o interior da estufa.

No espectro de ondas curtas a principal componente é a radiação global $SW^{in} \downarrow$. A radiação global externa $SW^{ex} \downarrow$ ao incidir sobre a cobertura de polietileno sofre os processos de reflexão e transmissão. A fração refletida é perdida e não contribui na medida $SW^{in} \downarrow$. A fração transmitida é a fração de interesse e já foi amplamente discutida na literatura especializada. A transmissividade na cobertura depende de vários fatores como tipo e espessura da cobertura (Sousa et al., 2004), tempo de uso e quantidade de sujeiras depositadas na cobertura (Beckmann et al., 2006), ângulo de incidência (Pollet & Pieters, 1999) e concentração de vapor de água na cobertura (Buriol et al., 1995; Farkas et al. 2001), entre outros. A transmissividade depende ainda das condições do céu: a transmissão em dias de céu nublado 80,0% é maior que em dias de céu claro 78,0% (Farkas et al. 2001). No geral, resultados mostram que a transmissividade da radiação global ($SW^{in} \downarrow / SW^{ex} \downarrow$) na cobertura de polietileno situa-se entre os valores de 70,0% a 80,0% (Sousa et al., 2004).

A radiação global divide-se em duas componentes: fração global direta e fração global difusa. A radiação solar direta é a fração da radiação solar global que não sofre interação com elementos constituintes atmosféricos e incide de modo unidirecional. A radiação global difusa é a fração da radiação solar global que interage com algum elemento atmosférico e sofre espalhamento multidirecional. As radiações direta e difusa do espectro total (300 e 2800 nm) ao interagirem com a cobertura de polietileno tipo túnel são transmitidas para dentro da estufa, como mostra o esquema na Fig. 1:

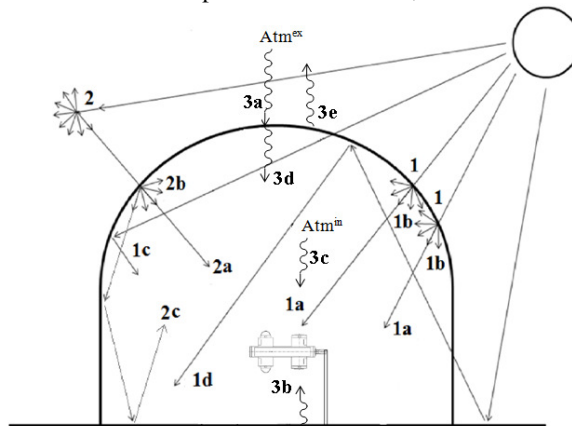


Figura 1 - Esquema da interação das radiações direta e difusa na estufa de polietileno.

As radiações direta e difusa, após interagirem com a cobertura de polietileno, contribuem nas medidas das radiações global $SW^{in} \downarrow$ com as seguintes componentes: 1- direta transmitida; 1b- direta espalhada; 1c- refletida; 1d- multirefletidas das superfícies horizontal interna e externa, e então espalhada ou refletida novamente na cobertura. A radiação difusa contribui na medida $SW^{in} \downarrow$ com as componentes: 2- radiação difusa externa transmitida direcionalmente, 2b- difusa

espalhada e 2c- difusas refletidas na cobertura e todas as demais irradiancias difusas que sofreram múltiplas reflexões na superfície horizontal e na cultura.

Similarmente, as radiações direta e difusa após interagirem com a cobertura de polietileno contribuem nas medidas da radiação refletida solar somente a componente: 1b- direta espalhada; 1c-refletida; 1d-multirefletidas das superfícies horizontal interna e externa, e então espalhada ou refletida novamente na cobertura. A componente refletida 1c tem grande dependência com o tipo de cobertura do solo, ou das propriedades da cultura implantada no interior da estufa (Assis et al, 1997). Em geral culturas com colorações mais claras têm maior albedo, ou poder de reflexão, e conseguem elevar os valores de $SW^{in}_{\uparrow}$.

As radiações de ondas longas são consideradas ondas com baixas quantidades de energia (3 a 45 μm). Por ter essa natureza termal essas ondas não sofrem transmissão na cobertura de polietileno, mas sim absorção pelo polietileno. A cobertura ao absorver esta energia sofre um aquecimento passa a emitir multidirecionalmente essa energia. A radiação de ondas longas atmosférica externa $LW^{ex}_{atm} \downarrow$ (componente 3a na Fig. 1) é absorvida pela cobertura e emite uma fração dessa energia de volta para a atmosfera (3e) e uma fração dessa energia para o interior da estufa (3d). Similarmente ao ambiente fora da estufa o solo adquire energia térmica e também passa a emitir energia ($LW^{in}_{terr} \uparrow$: componente 3b da Fig. 1). Devido ao confinamento e à ausência de trocas convectivas de calor no interior de uma estufa, as componentes 3b($LW^{in}_{terr} \uparrow$) e 3d provocam um aumento na temperatura da atmosfera interna, ocasionando uma temperatura no interior da estufa maior em comparação à temperatura externa da estufa. Essa atmosfera interna mais aquecida emitirá uma quantidade maior de energia em relação ao meio externo. A radiação de ondas longas atmosférica interna $LW^{in}_{atm} \downarrow$ será representada pela soma das componentes 3c e 3d.

3. MATERIAL E MÉTODOS

O experimento foi realizado na Estação de Radiometria Solar de Botucatu-SP, Departamento de Recursos Naturais da Faculdade de Ciências Agrárias de Botucatu – Campus Lageado, da UNESP no período de 01/03/2008 a 28/03/2009.

A Fig. 2a mostra uma fotografia da estufa utilizada no trabalho. Área de 168m², tipo túnel alto, com cobertura de polietileno (100 μm). Suas dimensões: 24m de comprimento, 7m de largura, 2m de pé direito e 1,7 m de altura da concavidade.

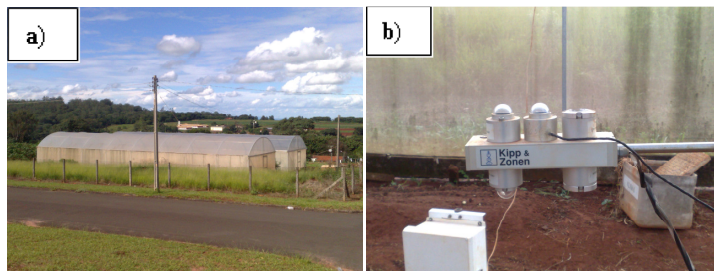


Figura 2 - a) Estufa vista de fora; b) Saldoradiômetro CNR1 Net Radiometer.

O clima de Botucatu (latitude de 22°54' S, longitude de 48°27' W e altitude de 786 m) é classificado como Cwa (critérios de KÖPPEN), temperado quente (mesotérmico), o verão é quente e úmido e o inverno é seco (Cunha et al, 1999). O dia mais longo (solstício de verão) tem 13,4 horas em dezembro, e o mais curto (solstício de inverno) tem 10,6 horas em junho.

A Fig. 3a, b, c e d, mostram as series climáticas do período de 30 anos da temperatura, umidade relativa, nebulosidade e precipitação, do período de 1970 a 2000 em Botucatu. A evolução anual da temperatura e umidade relativa média mensal seguem a variação astronômica da declinação sol, e a geográfica. A temperatura é mais elevada quando o sol declina mais próximo da latitude local, onde os valores da radiação são maiores, e menores valores quando declina no hemisfério norte mais distante da latitude local. Os meses de fevereiro e julho são o mais quente e frio do ano, respectivamente, com temperaturas médias de 23,2C⁰ e 17,1C⁰, enquanto que fevereiro e agosto são os meses mais e o menos úmidos, com percentuais de 78,2% e 61,80% respectivamente.

A nebulosidade (Fig. 3b), calculada pela expressão $f = 1 - n/N$, expressa a fração do número de horas em que o sol fica encoberto por nuvens no dia, onde n/N é a razão de insolação, n é o número de horas de brilho solar e N é o fotoperíodo. A evolução anual da nebulosidade, na grande maioria dos meses, segue as series climáticas da temperatura e umidade relativa. É mais elevada nos meses de janeiro ($f=0,61$) e menor em agosto ($f=0,27$). A exceção ocorre nos meses de maio e junho, nos quais a temperatura e umidade relativa decrescem, e a nebulosidade permanece constante em maio com relação a abril, e aumenta em junho comparado a maio. Essa singularidade existe por conta de entradas das frentes frias vindas do sul e sudeste do país, que arrastam grandes quantidades de massas de ar frio, para a região nordeste no outono, nos meses de abril e maio. Contrastando a nebulosidade, os meses de maior e menor número de horas de brilho solar ocorrem em agosto e fevereiro com totais de 229 h e 175,28 h, respectivamente.

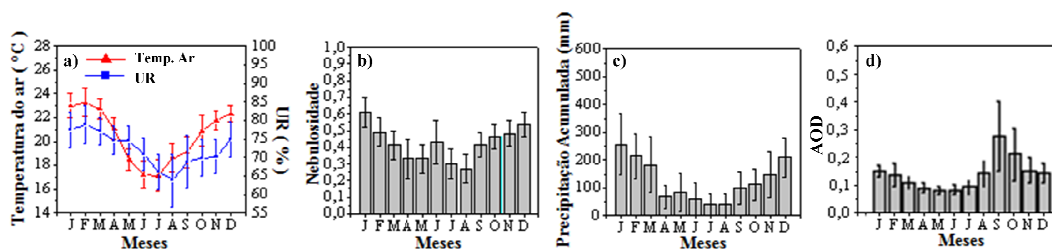


Figura 3 - a,b,c. Series Climáticas da temperatura(a), Umidade(a), Nebulosidade(b), Precipitação(c) do período de 1970 a 2000 em Botucatu; d) Serie de 10 anos do período de 1998 a 2007 da concentração de aerossóis em Botucatu.

A evolução anual da precipitação segue a evolução da nebulosidade (Fig. 3c). É constituída de dois períodos distintos: chuvoso e seco, onde o limite entre os períodos é o valor da precipitação de 100 mm, aproximadamente. No período chuvoso, de outubro a março (estações primavera e verão) a precipitação é de natureza convectiva, originada do processo de convecção livre. No período seco, de abril a setembro (estações outono e inverno), a precipitação é do tipo frontal, originada do encontro das massas frias e secas vindas da região sul com as massas quentes e úmidas, da região sudeste. A maior precipitação ocorre no mês de janeiro com total de 260,7mm e a mínima em agosto com 38,2mm.

A cidade de Botucatu com 130 mil habitantes não possui grandes indústrias poluidoras, mas esta inserida em uma região rural de cultivo da cultura da cana de açúcar e produção de álcool. Nos meses do período da seca e início do período chuvoso, de julho a novembro, a atmosfera local apresenta elevada concentração de materiais particulados proveniente das queimadas da cana-de-açúcar e das usinas que produzem o álcool e açúcar localizadas num raio de 100 km do centro da cidade.

A evolução anual das médias mensais diárias da AOD (profundidade ótica de aerossóis) obtidas pelo satélite TERRA do período de 1998 a 2007 (Fig. 3d), mostra que a partir do início das queimadas da cana de açúcar em julho, a concentração de aerossóis mensal aumenta consideravelmente passando por um valor máximo de $AOD=0,35$ em setembro, o que é equivalente à concentração PM_{10} de $70,0 \mu g \cdot m^{-3}$ (Codato et al, 2008). Nos meses de outubro a dezembro, com a entrada do período chuvoso, a concentração de aerossóis decresce gradativamente, aos valores da ordem de $AOD=0,16$ ou $20,0 \mu g \cdot m^{-3}$. Nos meses do ano seguinte, de janeiro até junho, a concentração de aerossóis continua a decrescer até atingir, no mês de maio, o menor nível de concentração PM_{10} , antes de iniciar o novo ciclo.

Para a medida do saldo de radiação foi utilizado um saldo-radiômetro modelo CNR1 da Campbell Scientific. Este aparelho (Fig. 2b) tem a capacidade de medir as quatro componentes ao mesmo tempo: tem dois sensores capazes de medir a radiação no espectro de ondas curtas, um medindo a radiação global (voltado para cima) e outro medindo a radiação refletida (voltado para baixo); e dois sensores sensíveis no espectro de ondas longas, um medindo a radiação de onda longa atmosférica (voltado para cima) e outro medindo a radiação de onda longa terrestre (voltado para baixo). Na Fig. 2b o saldoradiômetro está em período de calibração, tendo sua medida comparada a outro piranômetro referencial. A calibração foi aferida no início e no final do experimento. Durante o experimento o equipamento foi instalado na região central da estufa para evitar possíveis interferências espaciais e multireflexões. Para o acompanhamento dos elementos meteorológicos temperatura e umidade relativa do ar foi utilizado um sensor tipo HMP45C da marca Vaisala. Na aquisição dos dados foi utilizado um datalogger da marca Campbell CR21X, operando na frequência de 0,2 Hz e armazenando médias de 5 minutos ou 300 segundos.

A radiação global externa $SW^{ex}_{\downarrow}$ é medida rotineiramente na estação de radiometria solar da Faculdade de Ciências Agrárias-FCA-UNESP-Botucatu-SP, por um piranômetro Eppley PSP. Seus valores foram disponibilizados para este trabalho durante o período do experimento. Tanto as medições dentro da estufa de polietileno quanto as medidas externas usaram a mesma frequência de aquisição de dados. Os dados de radiação passaram por um controle de qualidade, com eliminação de valores discrepantes e horários antes do nascer e após o por do sol. Os dados de irradiância, em W/m^2 , foram integrados na partição diária, tendo como unidade o MJ/m^2 dia. Sendo assim, todos os valores de radiação representam valores diários de energia incidente sobre a superfície (Chaves & Escobedo, 2000).

A radiação de ondas longas externa usada neste trabalho foi obtida durante três anos de medição: de setembro de 2010 a Outubro de 2013. Essa radiação foi medida com o saldoradiômetro CNR1 da Campbell Scientific, idêntico ao utilizado na medida das ondas longas no interior da estufa. Como essa medição de três anos foi realizada em uma estação climatológica, sua medida segue o referencial da WWO (World Meteorological Organization, 2008), sendo esta medida realizada sobre superfície gramada. Como no interior da estufa a medida foi feita com solo nu os valores de ondas longas terrestres não podem ser diretamente comparados, tendo sido utilizado neste trabalho apenas medidas de ondas longas atmosféricas externas. Para acompanhamento da temperatura do ar neste período foi utilizado um sensor tipo HMP45C da marca Vaisala, operando na mesma frequência das outras medições.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Evolução anual das radiações de ondas curtas: global interna e refletida

A Fig. 4 mostra a evolução anual das radiações global interna $SW^{in}\downarrow$ e a refletida $SW^{in}\uparrow$ médias mensais diárias dentro da estufa de polietileno em Botucatu, no período entre março de 2008 a fevereiro de 2009. É evidente que as radiações $SW^{in}\downarrow$ e $SW^{in}\uparrow$ seguem as variações sazonais de $SW^{ex}\downarrow$ ao longo do ano: em geral os valores médios mensais das radiações $SW^{in}\downarrow$ e $SW^{in}\uparrow$ são mais elevados no período chuvoso, verão e primavera, e menos elevados, no outono e inverno, no período da seca. A sazonalidade é devido à variação astronômica do sol (declinação do sol), latitude (local), e principalmente, devido às variações climáticas das nuvens e vapor d'água, características de cada mês, ou estação do ano. No verão e primavera, a energia da radiação é mais elevada, porque o sol declina no hemisfério sul mais próximo da latitude local ($-23,51^\circ$) que quando declina no hemisfério norte, durante o outono e inverno.

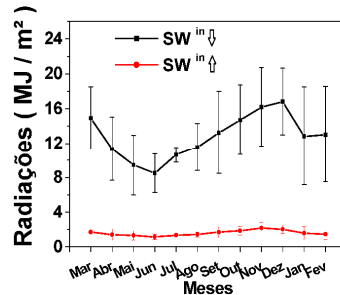


Figura 4 - Evoluções anuais das radiações global $SW^{in}\downarrow$ e refletida $SW^{in}\uparrow$ dentro de estufa no período de 01/03/2008 a 28/03/2009.

O valor de $SW^{in}\downarrow$ variou de 8,5 MJ/m² no mês de junho a 16,8 MJ/m² no mês de dezembro enquanto que, o valor de $SW^{in}\uparrow$ variou de 1,2 MJ/m² no mês de junho a 2,18 MJ/m² no mês de novembro. O valor médio anual de $SW^{in}\downarrow$ foi igual a 12,7 MJ/m², enquanto que o valor médio anual de $SW^{in}\uparrow$ de 1,67 MJ/m².

A Fig. 5a mostra os valores médios anual do albedo (α) e a Fig. 5b mostra os valores médios anual do Balanço de Ondas Curtas (NR_{SW}). Os valores do albedo diário foi calculados por meio da relação $\alpha = SW^{in}\uparrow / SW^{in}\downarrow$ enquanto que os valores do $NR_{SW} = SW^{in}\downarrow - SW^{in}\uparrow$. A evolução anual na Fig. 5a mostra que as variações do Albedo médio mensal são sazonais e dependem das variações climáticas: os valores de (α) são menores no período úmido, meses de outubro a março, nos quais a nebulosidade e a concentração do vapor de água são mais elevadas no ano. Ao contrário são maiores no período seco, meses de abril a setembro, nos quais a nebulosidade e concentração do vapor de água são menores no ano. No período seco a frequência de dias de céu claro e concentração de aerossóis na atmosfera são maiores no ano. A presença de material particulado na cobertura de polietileno, bem como no ar dentro da estufa de polietileno é um fator de espalhamento das radiações, diminuindo a radiação refletida direcionadas anisotropicamente. No período úmido os valores do Albedo variaram de 11,3% em fevereiro a 13,4% em novembro, e no período seco de 12,5 % em Agosto a 13,7 % em julho. Nos meses de abril, maio e julho em que a concentração de aerossóis é menor da seca, aos valores do albedo, foram superiores aos valores do Albedo nos meses de agosto e setembro, com maior concentração de aerossóis. No total o valor do Albedo médio anual foi de 12,6%.

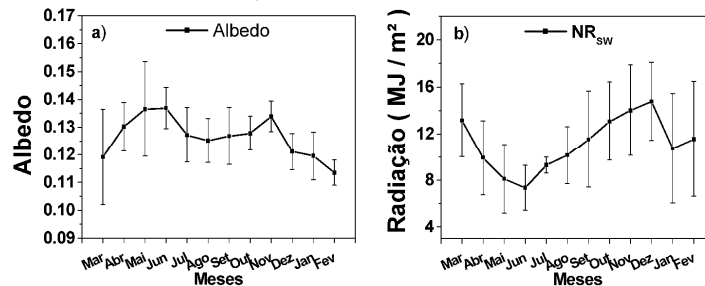


Figura 5 - a) Evolução anual do albedo; b) Evolução anual do saldo de radiação de ondas curtas no período de 01/03/2008 a 28/03/2009.

Similarmente, a evolução anual na Fig. 5b mostra que as variações do NR_{SW} médio mensal são sazonais e dependem das variações climáticas: os valores do NR_{SW} são maiores no período úmido, meses de outubro a março, nos quais a nebulosidade e a concentração do vapor de água são mais elevadas no ano. Por outro lado, são menores no período seco, meses de abril a setembro, nos quais a nebulosidade e concentração do vapor de água são menores no ano. No período seco os valores do NR_{SW} variaram de 7,3 MJ/m² em junho a 11,5 MJ/m² em setembro, e no período úmido de 14,8 MJ/m² em dezembro a 10,7 MJ/m² em janeiro. No total o valor do NR_{SW} médio anual foi de 11,2 MJ/m².

4.2 Evolução anual das radiações de ondas longas: atmosférica e terrestre

A Fig. 6a mostra a evolução anual das radiações de ondas longas: atmosférica externa ($LW_{atm}^{in} \downarrow$: médias de 3 anos consecutivos de medidas) e atmosférica interna ($LW_{atm}^{in} \downarrow$) médias mensais diárias dentro da estufa de polietileno em Botucatu, no período entre março de 2008 a fevereiro de 2009.

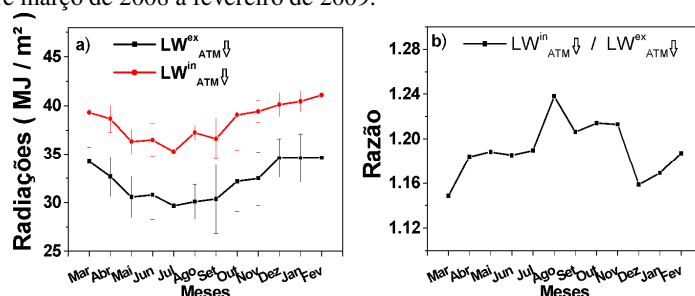


Figura 6 - a) Evoluções anuais da onda longa atmosférica interna $LW_{atm}^{in} \downarrow$ medida de Março de 2008 a Fevereiro de 2009 e da longa atmosférica externa $LW_{atm}^{ex} \downarrow$ medida de Setembro de 2010 a outubro de 2013. b) Evolução anual da razão $LW_{atm}^{in} \downarrow / LW_{atm}^{ex} \downarrow$.

A evolução anual de $LW_{atm}^{in} \downarrow$ apresentada na Fig. 6a acompanhou as evoluções anuais da temperatura, umidade na Fig. 7. O valor de $LW_{atm}^{in} \downarrow = 40,6 \text{ MJ/m}^2$ decresceu de março, no qual a temperatura e umidade são elevados, até agosto no qual a temperatura e umidade são menores no ano atingindo o menor valor de $LW_{atm}^{in} \downarrow = 21,9 \text{ MJ/m}^2$. Posteriormente, a radiação atmosférica cresceu até atingir o maior valor de $LW_{atm}^{in} \downarrow = 41,1 \text{ MJ/m}^2$ em fevereiro, mês mais quente e mais úmido do ano. O valor de $LW_{atm}^{in} \downarrow$ médio anual foi $36,3 \text{ MJ/m}^2$.

Nota-se na Fig. 6a e Fig. 7a que a $LW_{atm}^{ex} \downarrow$ também acompanhou as evoluções anuais de temperatura e umidade, porém em todos os meses apresentou valores inferiores a $LW_{atm}^{in} \downarrow$. Na Fig. 7a são apresentados valores das temperaturas no interior da estufa durante um ano e a média da temperatura do ar externa de três anos. Nessa comparação nota-se uma clara tendência da temperatura do ar no interior da estufa ser maior em relação ao meio externo. Com uma maior temperatura a emissão das ondas longas é aumentada, justificando $LW_{atm}^{in} \downarrow$ ser maior em relação a $LW_{atm}^{ex} \downarrow$. Outro fator relevante a ausência do vento no interior de estufas causado pelas condições de confinamento gerado pela cobertura. O vento tem grande capacidade de realizar trocas convectivas de calor, fato que tende a provocar decréscimo na temperatura do ar (Fatnassi et al, 2009).

A Fig. 6b apresenta a razão $LW_{atm}^{in} \downarrow / LW_{atm}^{ex} \downarrow$, representando valores relativos entre estas duas grandezas. Como o valor de $LW_{atm}^{in} \downarrow$ sempre são maiores que $LW_{atm}^{ex} \downarrow$ esta razão sempre apresenta valores maiores que 1. Os valores desta razão variaram entre 1,15 (Março) a 1,24 (Ago). Na evolução anual é possível notar que os menores valores ocorreram nos meses quentes e úmidos (verão) enquanto os maiores valores ocorreram nos meses mais frios e secos (inverno). No mês de agosto nota-se uma grande diferença entre os valores de temperatura interno x externo e é o ponto máximo da razão, com um aumento da onda longa atmosférica na ordem de 24%. Nos meses mais úmidos o valor da razão teve seu ponto mínimo com 1,15 em Março, com aumento de 15% em relação ao exterior. Isso se explica pela importância na presença de vapor d'água na atmosfera, principal agente emissor das ondas longas.

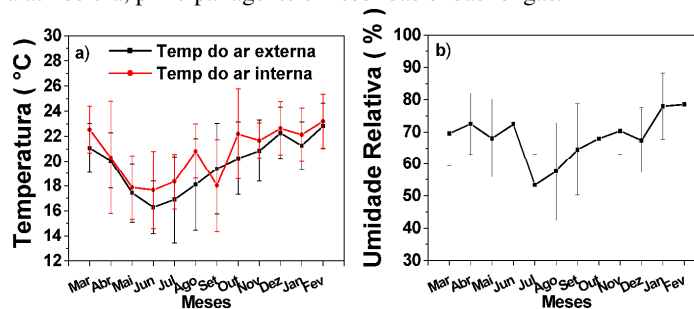


Figura 7 - Temperatura do ar interna (de Março de 2008 a Fevereiro de 2009) e externa (Setembro de 2010 a Outubro de 2013); b) Umidade relativa interna entre Março de 2008 a Fevereiro de 2009 em Botucatu.

Por outro lado, a evolução anual de $LW_{terr}^{in} \uparrow$ apresentada na Fig. 8a acompanhou as evoluções anuais da temperatura e umidade, porém de forma inversa a evolução de $LW_{atm}^{in} \downarrow$. O valor de $LW_{terr}^{in} \uparrow = -42,7 \text{ MJ/m}^2$ cresceu de março, no qual a temperatura e umidade são elevados, até agosto no qual a temperatura e umidade são menores no ano atingindo o menor valor de $LW_{terr}^{in} \uparrow = -44,8 \text{ MJ/m}^2$. Posteriormente, a radiação terrestre decresceu até atingir o maior valor $LW_{terr}^{in} \uparrow = -32,8 \text{ MJ/m}^2$ em fevereiro, mês mais quente e úmido do ano. O valor de $LW_{terr}^{in} \uparrow$ médio anual foi $-40,8 \text{ MJ/m}^2$.

Os valores das radiações $LW_{atm}^{in} \downarrow$ emitida pela atmosfera e $LW_{terr}^{in} \uparrow$ emitida pela superfície terrestre, médias mensais são maiores positivamente e negativamente, respectivamente no período chuvoso, verão e primavera, e menores no outono e inverno, no período da seca. A sazonalidade é devido às variações climáticas da temperatura, nebulosidade e principalmente vapor d'água, características de cada mês, ou estação do ano. No verão e primavera, a temperatura

ambiente, as concentrações de nuvens e vapor de água são maiores no ano, enquanto que no outono e inverno, as temperaturas, concentrações de nuvens e vapor de água na atmosfera são menores do ano.

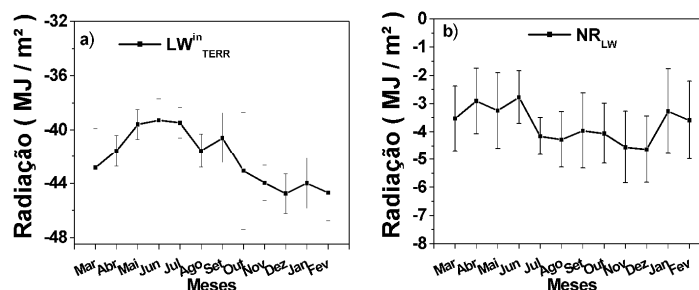


Figura 8 - a) Evoluções anuais da onda longa atmosférica e terrestre b) Evolução anual do Balanço de Ondas Longas dentro de estufa, no período de 01/03/2008 a 28/03/2009.

A evolução anual do balanço de radiação de ondas longas obtido por meio da equação $NR_{LW} = LW^{in}_{atm \downarrow} + LW^{in}_{terr \uparrow}$ (Fig. 8b) mostra que o fluxo de energia resultante é negativo em todos os meses dentro da estufa de polietileno, e portanto há de perda de energia no sentido da superfície terrestre para a atmosfera. O valor do NR_{LW} variou de - 2,8 MJ/m^2 em junho a - 4,6 MJ/m^2 em dezembro. O valor de $LW^{in}_{terr \uparrow}$ médio anual foi -40,8 MJ/m^2 . O valor do $NR_{LW} = LW^{in}_{atm \downarrow} - LW^{in}_{terr \uparrow}$ médio anual foi - 3,7 MJ/m^2 .

4.3 Evolução anual do saldo de radiação dentro da estufa

A Fig. 9a mostra a evolução anual dos balanços de Radiações de Ondas Curtas (NR_{SW}) e de Radiações de Ondas Longas (NR_{LW}) médias mensais diárias dentro da estufa de polietileno em Botucatu, no período entre março de 2008 a fevereiro de 2009. Como mencionado anteriormente, o NR_{SW} com valores positivos expressa a entrada de energia da atmosfera em todos os meses no ano para dentro da estufa de polietileno, enquanto que o NR_{LW} com valores negativos expressa a saída de energia da superfície terrestre de dentro da estufa em todos os meses no ano. O Saldo de Radiação (NR) mostrado na Fig. 9b foi calculado pela soma entre os dois balanços de radiação: $NR = NR_{SW} + NR_{LW}$.

Os valores positivos de NR em todos os meses do ano expressa entrada de energia na estufa de polietileno. A evolução anual de NR segue as tendências sazonais do NR_{SW} e depende das variações climáticas: os valores de NR são maiores nos meses de outubro a março do período úmido, nos quais as concentrações de nuvens e de vapor de água são maiores no ano.

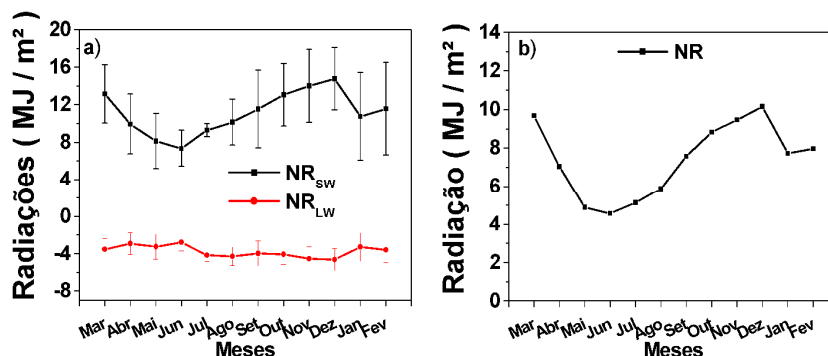


Figura 9 - a) evoluções anuais do Saldo de Radiação de Ondas Curtas e do Saldo de Radiação de Ondas Longas; b) Evolução anual do Saldo de Radiação dentro de estufa no período de 01/03/2008 a 28/03/2009.

Ao contrario NR são menores no período seco, meses de abri a setembro, nos quais a nebulosidade e concentração do vapor de água são menores no ano. No período úmido os valores de NR variaram de 10,2 MJ/m^2 em dezembro a 9,6 MJ/m^2 em março, enquanto que no período seco os valores de NR variaram de 4,6 MJ/m^2 em junho a 7,6 MJ/m^2 em agosto. No total o valor do NR médio anual foi de 7,4 MJ/m^2 .

5. CONCLUSÕES

Dos resultados discutidos neste trabalho, concluímos que no período experimental de 01/03/2008 a 28/03/2009 em Botucatu, os valores da radiação global média mensal $SW^{ex \downarrow}$ mostrou variação entre 12,15 MJ/m^2 em junho a 22,55 MJ/m^2 em dezembro, com um valor médio anual de 17,21 MJ/m^2 . A sazonalidade foi devido à variação astronômica da declinação solar, latitude, e principalmente, as variações climáticas. Como consequência, a radiação global interna

$SW^{in}_{\downarrow}$ dentro da estufa de polietileno passou pelos mesmos efeitos climáticos, com redução aproximada de 25,0% nos valores e acompanharam as variações da radiação $SW^{ex}_{\downarrow}$.

A transmissividade da radiação global média mensal na cobertura de polietileno apresentou variações sazonais, com valores entre 79,4% em março a 71,2% em Julho, com valor médio total de 75,6%. Os valores foram poucos mais elevados nos meses do verão e primavera, comparados aos valores mensais do outono e inverno.

A evolução anual das radiações $SW^{in}_{\downarrow}$ e $SW^{in}_{\uparrow}$ segue as variações sazonais de $SW^{ex}_{\downarrow}$ ao longo do ano: em geral os valores médios mensais das radiações $SW^{in}_{\downarrow}$ e $SW^{in}_{\uparrow}$ são mais elevados no período chuvoso, verão e primavera, e menos elevados, no outono e inverno, no período da seca. Os valores de $SW^{in}_{\downarrow}$ variaram de 8,5MJ/m² (junho) a 16,8MJ/m² (dezembro) enquanto que, os valores de $SW^{in}_{\uparrow}$ de 1,2MJ/m² (junho) a 2,18MJ/m² (novembro). O valor médio anual de $SW^{ex}_{\downarrow}$ foi igual a 12,7MJ/m², enquanto que o valor médio anual de $SW^{in}_{\uparrow}$ de 1,67MJ/m². Conseqüentemente, o valor do Albedo médio anual foi de 12,6% e o valor do NR_{SW} médio anual foi de 11,2 MJ/m².

A evolução anual das radiações de ondas longas $LW^{in}_{atm}_{\downarrow}$ emitida pela superfície pela atmosfera e $LW^{in}_{terr}_{\uparrow}$ emitida pela superfície terrestre, médias mensais são maiores positivamente e negativamente, respectivamente no período chuvoso, verão e primavera, e menores no outono e inverno, no período da seca. A sazonalidade é devido às variações da temperatura, nebulosidade e vapor d'água, características de cada mês, ou estação do ano. No verão e primavera, a temperatura ambiente, as concentrações de nuvens e vapor de água são maiores no ano, enquanto que no outono e inverno, as temperaturas, concentrações de nuvens e vapor de água na atmosfera são menores do ano. O valor de $LW^{in}_{atm}_{\downarrow}$ médio anual foi 36,3 MJ/m², enquanto que o valor de $LW^{in}_{terr}_{\uparrow}$ médio anual foi – 40,8 MJ/m². O valor do NR_{LW} médio anual foi – 3,7 MJ/m².

A evolução anual do Saldo de radiação NR segue a evolução do NR_{SW} e depende das variações climáticas: os valores de NR são maiores nos meses de outubro a março do período úmido, nos quais as concentrações de nuvens e de vapor de água são maiores ano. Ao contrario, valores de NR são menores no período seco, meses de abril a setembro, nos quais a nebulosidade e concentração do vapor de água são menores no ano. No período úmido os valores de NR variaram de 10,2 MJ/m² em dezembro a 9,6 MJ/m² em março, enquanto que no período seco os valores de NR variaram de 4,6 MJ/m² em junho a 7,6 MJ/m² em agosto. No total o valor do NR médio anual foi de 7,4 MJ/m².

REFERÊNCIAS

- Assis, S.V.; Escobedo, J.F., 1997. Influência do ângulo de elevação solar no albedo da cultura de alface (*Lactuca sativa* L.) medido em estufa de polietileno tipo túnel e externamente. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 10, Piracicaba, 1997. p.476-478.
- Beckmann, M. Z. et al, 2006. Radiação solar em ambiente protegido cultivado com tomateiro nas estações verão-outono do Rio Grande do Sul. Cienc. Rural, vol.36, n.1, p. 86-92.
- Bowen, I. S., 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Physical Review, vol. 27, p. 779-787, 1926.
- Brunt, D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. Quart. J. R. Meteorol. Soc., vol. 58, p. 389–418.
- Buriol, G. A.; Streck, N. A.; Petry, C.; Schneider, F. M., 1995. Transmissividade a radiação solar do polietileno de baixa densidade utilizado em estufas. Cienc. Rural, vol.25, n.1, p.1-4.
- Carvalho, L. A. de; Tessarioli Neto, J., 2005. Produtividade de tomate em ambiente protegido, em função do espaçamento e número de ramos por planta. Hort. Bras., vol.23, n.4, p. 986-989.
- Chaves, M. A.; Escobedo, J. F., 2000. A software to process daily solar radiation data. Renewable Energy, vol. 19, n.1–2, p. 339-344.
- Codato, G. Oliveira A. P. Soares J. Escobedo, J. F. Gomes, E. N. Pai, A. D., 2008. Global and diffuse solar irradiances in urban and rural areas in southeast Brazil. Theoretical and Applied Climatology, vol. 93, p. 57-73.
- Costa, E.; Leal, P. A. M.; Santos, L. C. R. Dos; Vieira, L. C. R., 2010. Ambientes de cultivo, recipientes e substratos na produção de biomassa foliar e radicular em mudas de maracujazeiro amarelo em Aquidauana - MS. Cienc. agrotec, vol.34, n.2, p. 461-467..
- Cunha, A. R.; Klosowski, E. S.; Galvani, E.; Escobedo, J. F. Martins, D., 1999. Classificação climática para o município de Botucatu, SP, segundo Köppen. In: I SIMPÓSIO DE ENERGIA NA AGRICULTURA, 1999, Botucatu. Anais. Botucatu, SP: UNESP, Faculdade de Ciências Agrônomicas, 1999. vol. 2. p. 487-491.
- Cunha, A. R. DA; Escobedo, J. F.; Klosowski, E. S., 2002. Estimativa do fluxo de calor latente pelo balanço de energia em cultivo protegido de pimentão. Pesq. agropec. bras., vol.37, n.6, p. 735-743.
- Cunha, A. R. DA; Escobedo, J. F., 2003. Alterações micrometeorológicas causadas pelo uso de estufa plástica e seus efeitos no crescimento e produção da cultura de pimentão. Revista Brasileira de Agrometeorologia, vol. 11, n. 1, p. 15-26.
- Escobedo, J. F.; Melo, J. M. D.; Frisina, V. A., 1994. Radiações Solar Global e Fração da Global Refletida em Estufa Tipo Túnel em Cobertura de Polietileno. In: VII CONGRESSO IBÉRICO DE ENERGIA SOLAR, 1994, Vigo, Espanha. Anais do VII Congresso Ibérico de Energia Solar. Energias Limpas en Progreso, 1994. vol. 1. p. 53-58.
- Escobedo, J. F.; Rodrigues, D.; Oliveira, A. P.; Soares, J., 2011. Efeito da cobertura do céu no aumento das frações solar difusa e par-difusa em estufa de polietileno. In: VI CONGRESSO IBÉRICO DE AGRO-ENGENHARIA, 2011, Évora. Anais do VI Congresso Ibérico de Agro-Engenharia, 2011. vol. 1.
- Farias, J. R. B.; Bergamaschi, H.; Martins, S. R.; Berlato, M. A., 1993. Efeito da cobertura plástica de estufa sobre a radiação solar. Revista Brasileira de Agrometeorologia, v.1, p. 31-36.

- Fatnassi, H., Leyronas, C., Boulard, T., Bardin, M., Nicot, P., 2009. Dependence of greenhouse tunnel ventilation on wind direction and crop height, Biosystems Engineering, vol. 103, n. 3, p. 338-343. ISSN 1537-5110.
- Frisina, V. de A.; Escobedo, J. F., 1999 Radiation and energy balance of lettuce culture inside a polyethylene greenhouse. Pesq. agropec. bras., vol.34, n.10, p. 1775-1786.
- Galvani, E.; Escobedo, J. F.; Cunha, A. R. da; Klosowski, E. S., 2000. Estimativa do índice de área foliar e da produtividade de pepino em meio protegido - cultivos de inverno e de verão. Rev. bras. eng. agríc. ambient., vol.4, n.1, p. 8-13.
- Galvani, E.; Escobedo, J. F.; Pereira, A. B., 2001. Balanço de radiação e fluxo de calor no solo em ambiente natural e protegido cultivado com pepineiro. Bragantia, vol.60, n.2, p. 139-147.
- Heldwein, A. B. et al., 2010. Plastocrono e rendimento de feijão-de-vagem cultivado sob ambiente protegido e no ambiente externo em semeadura tardia no outono. Cienc. Rural, vol.40, n.4, p. 768-773.
- Holcman, E.; Sentelhas, P. C., 2012. Microclimate under different shading screens in greenhouses cultivated with bromeliads. Rev. bras. eng. agríc. ambient., vol.16, n.8, p. 858-863.
- Huawei L., Dong Jiang, B. W., Tingbo Dai, W. C., 2010. Effects of shading on morphology, physiology and grain yield of winter wheat. European Journal of Agronomy, vol. 33, n. 4, p. 267-275.
- Inácio, T., 2009. Potencial Solar da radiações Global, Difusa e Direta em Botucatu. 390p. Dissertação (Mestrado/ Energia na Agricultura) - Faculdade de Ciências Agronômicas, Universidade Estadual Paulista, Botucatu-SP, Brasil.
- Khoshnevisan, B.; Rafiee, S.; Mousazadeh, H., 2013. Environmental impact assessment of open field and greenhouse strawberry production. European Journal of Agronomy, vol. 50, p. 29-37.
- Pereira, A. R.; Green, S.; Villa Nova, N. A., 2007. Relationships between single tree canopy and grass net radiations. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 142, n. 1, p. 45-49.
- Pezzopane, J. E. M.; Pedro Junior, M. J.; Ortolani, A. A., 1995. Modificações microclimáticas provocadas por estufa com cobertura plástica. Bragantia, v.54, n.2, p. 419-425.
- Pinker, R.T.; Thompson, O.E.; Eck, T.F., 1980. The albedo of a tropical evergreen forest. Quart. Journal of the Royal Met.Soc, v. 106, p.551-558.
- Pollet, I. V. and J. G. Pieters, 1999. Laboratory measurements of PAR transmittance of wet and dry greenhouse cladding materials. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 93, n. 2, p. 149-152.
- Rana, G.; Katerji, N., 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. European Journal of Agronomy, vol. 13, n. 2–3, p. 125-153.
- Sentelhas, P. C. *et al*, 1997. Efeito de diferentes tipos de cobertura em mini-estufas na atenuação da radiação solar e da luminosidade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, vol. 10. Piracicaba-SP, Brasil: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 1997. p. 479-481.
- Souza, J. L.; Escobedo, J. F., 1997. Balanço de Radiação em Cultivos de Feijão Vagem em Casa de Vegetação com Cobertura de Polietileno e no seu Exterior. Pesquisa Agropecuária Brasileira, vol. 32, p. 1-15.
- Souza, J. W. *et al.*, 2004. Efeito do polietileno difusor de luz, sobre a radiação solar global, em ambiente protegido. Revista Brasileira de Agrometeorologia, vol. 12, p. 211-217.
- Souza, P. J. de O. P. *et al.*, 2010. Albedo da cultura da soja em área de avanço da fronteira agrícola na Amazônia. Rev. bras. eng. agríc. ambient., vol. 14, n. 1, p. 65-73.
- Steidle Neto, A. J. *et al.*, 2008. Razão entre radiação fotossinteticamente ativa e radiação global no cultivo do tomateiro em casa-de-vegetação. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, vol. 12, p. 626-631.
- World Meteorological Organization. Guide on the Global Observing and forecasting System. Geneva, 2008.

NET RADIATION INSIDE POLYETHYLENE GREENHOUSE

Abstract. *This paper describes an analysis of climate and statistical Net Radiation (NR) in a polyethylene tunnel type greenhouse. Net radiation is the sum of shortwave radiations (global and reflected) with longwave radiations (atmospheric and terrestrial). The measures were made from 01/03/2008 to 28/03/2009 on the campus of FCA, UNESP Botucatu-Brazil. This four radiations shows seasonal variations throughout the year: the average monthly values of radiation are higher in the rainy season, spring and summer, in which there are larger concentrations of clouds and water vapor inside the greenhouse, and lower in autumn and winter, the period of drought, which there are smaller concentrations of clouds and water vapor in the greenhouse. The average monthly values of shortwave radiations were: Global= 12, 7MJ/m² and reflected = 1.67 in MJ/m², while the long wave radiations were: atmospheric = 36.3 MJ/m² and terrestrial = - 40.8 MJ/m². The balance amount of shortwave radiation $NR_{SW} = (global - reflected)$ annual average obtained was 11.2 MJ/m², while the balance of longwave radiation $NR_{LW} = (atmospheric + terrestrial)$ average annual obtained was -3.7 MJ/m². The Net radiation $NR = (NR_{SW} - NR_{LW})$ annual average obtained was 8.5 MJ/m².*

Key words: Net radiation; polyethylene greenhouse; longwave radiations