

TURBIDEZ ATMOSFÉRICA DO MODELO DE LINKE EM BOTUCATU/SÃO PAULO, BRASIL

Cícero Manoel dos Santos – ciceromanoel@fca.unesp.br

João Francisco Escobedo – escobedo@fca.unesp.br

Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agrônomicas, Departamento de Engenharia Rural – FCA/UNESP – Botucatu/SP/Brasil.

Eduardo Nardini Gomes – engomes@registro.unesp.br

UNESP Campus Experimental de Registro/SP/Brasil

Resumo. A atenuação da radiação solar direta na incidência normal (I_b) numa atmosfera seca e limpa é representado por fator turbidez atmosférica. Este é um índice que indiretamente indica o nível de poluição na atmosfera local, sendo de grande importância em estudos referente à climatologia, poluição atmosférica, medida indireta da concentração de aerossóis, medida indireta de vapor d'água e medida indireta da irradiância solar direta na incidência normal (I_b). Neste trabalho o fator de Turbidez de Linke (TL) é cálculo, com base em duas metodologias (TL_{Dj} e TL_{Li}), para Botucatu/SP. A série de dados utilizada foi do período de 1996 a 2008. Os resultados mostram os maiores valores da turbidez na primavera e verão (TL_{Dj} entre 4,093 e 4,39; TL_{Li} entre 4,51 e 4,83). Os meses entre abril e agosto apresentaram os menores valores ($TL_{Dj} = 3,21 \pm 0,95$ em maio e $TL_{Dj} = 3,46 \pm 0,89$ em agosto; $TL_{Li} = 3,55 \pm 1,03$ em maio e $3,84 \pm 0,98$ em agosto). Para TL_{Li} cerca de 92,06% das ocorrências da turbidez encontram-se no intervalo entre (2,0-6,0) e 93,95% das ocorrências para TL_{Dj} . A velocidade do vento e a temperatura do ar correlacionam positivamente com a turbidez atmosférica. Os resultados apontam que quando $TL_{Dj} \leq 2,0$ ocorreram $\approx 41,83\%$ horas de céu limpo, representando uma atmosfera de Rayleigh pura e clara. Quando ($2,0 < TL_{Dj} \leq 4,0$), $\approx 30,50\%$ de TL mostra uma atmosfera turva. Cerca de $\approx 28,12\%$ das horas limpas, a turbidez obtida excedeu 4,0, representando uma atmosfera com alta turbidez ou poluída. A região de Botucatu é fortemente influenciada pelo vapor d'água e aerossóis de origem em locais adjacentes.

Palavras-chave: Linke; Atmosfera; Aerossóis; Vapor d'água; Turbidez.

1. INTRODUÇÃO

O estudo da irradiância solar global (I_g) possui grande destaque na área de fontes de energias renováveis, principalmente em energia térmica, fotovoltaica, além de sua utilização para iluminação e aquecimento natural de ambientes. A irradiância solar direta na incidência normal (I_b), que é uma componente da I_g , possui aplicações indispensáveis na tecnologia de concentradores solares (torres solares, antena parabólica convergente ou fotovoltaico concentrado) e na área de climatologia é a principal forçante climática (processos dinâmicos e sinóticos) e controladora da biodiversidade terrestre. Ao atravessar uma atmosfera limpa e seca, a irradiância solar direta na incidência normal é absorvida e espalhada pelos constituintes atmosféricos (vapor d'água, aerossóis, gases, por exemplo). A atenuação causada por dois processos principais, absorção pelo vapor d'água e espalhamento pelos aerossóis, é conhecido como fator turbidez atmosférica.

A turbidez atmosférica é um índice que expressa o grau com que a radiação solar é espalhada ou absorvida pelos constituintes atmosféricos, servindo como medida indireta da poluição e concentração de partículas em suspensão no ar. Na determinação da turbidez atmosférica, é necessário bancos de dados detalhado da radiação solar, medidas tanto de banda larga (usando piranômetros e pireliômetros) e quanto com sensores espectrais (utilizando fotômetros solares ou espectroradiômetros) na condição de céu limpo (Salazar, 2011; Ellouz et al., 2013). Todavia, a aquisição e manutenção desses sensores tornam-se quase que inviável, principalmente os espectrais, devido ao elevado custo de importação. Por isso, a turbidez atmosférica geralmente é estimada em vez de medida.

A turbidez atmosférica na condição de céu claro pode ser representada através do fator de turbidez de Linke (TL) (Linke, 1922) e o coeficiente de turbidez de Ångström β (Ångström, 1961), estes modelos levam em consideração, principalmente, a interação da componente I_b com a concentração de aerossol atmosférico e o teor de vapor d'água (Ineichen, 2008). O modelo paramétrico de Linke é um dos mais utilizados para a estimativa da turbidez atmosférica e refere-se por natureza à atenuação da radiação solar de banda larga e descreve a espessura óptica da atmosfera seca e limpa, devido tanto a dispersão por material particulado quando a absorção pelo vapor d'água, necessária para gerar uma determinada atenuação de I_b (Ellouz et al., 2013). O aumento nos níveis da turbidez, na condição de céu limpo, é uma indicação na elevação da poluição atmosférica local.

Como a turbidez está diretamente associada a concentração de aerossóis e vapor d'água na atmosfera, a elevação destes tem impacto significativo na absorção e espalhamento da radiação solar e mudanças no microclima. Neste sentido, a determinação dos índices de turbidez é um fator importante na modelagem do clima local, mudanças

climáticas, estudos de poluição do ar, medida indireta da I_b , medida indireta da concentração de partículas em suspensão no ar e do vapor d'água que absorvem, espalham ou refletem a radiação solar (López e Batlles, 2004; Trabelsi e Masmoudi, 2011).

A turbidez de Linke tem sido relatada para inúmeros locais (Rapti, 2000; Coste e Eftimie, 2010; Kryza et al. 2010; López e Batlles, 2004; Diabaté et al, 2003; Eltbaakh et al., 2012; Hussein et al., 2000; Gueymard e Garrisson, 1998; Formenti et al., 2002), mas não existem estudos detalhados da variabilidade de TL para o Brasil e, particularmente na cidade de Botucatu, São Paulo. Foi realizado uma primeira tentativa de determinar e analisar o fator de turbidez de Linke numa trabalho de doutorado, contudo os resultados não foram submetidos para publicação por não terem sido completamente finalizado (Gomes, 2006). O presente artigo trata da estimativa do fator de turbidez de Linke com duas metodologias diferentes, utilizando dados experimentais de irradiância direta na incidência normal coletados da Estação Radiométrica na Faculdade de Agronomia da Universidade Estadual Paulista, Botucatu/SP. Os dados que se refere este estudo são de horas e dias de céu claro selecionados do período de fevereiro de 1996 a dezembro de 2008. As metodologias adotadas são comparadas no intuito de analisar seu efeito e influência na geração da turbidez. O efeito dos aerossóis e vapor d'água sobre a variação mensal é analisado.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Descrição do local e clima

Botucatu ($22^{\circ}53'09''S$; $48^{\circ}26'42''W$ e altitude média 786m) é um município brasileiro localizado na região Centro-Sul do Estado de São Paulo (Figura 1). Inserido numa ambiente rural, possui área total de 1.482,642 Km² e população estimada em 2013 de aproximada de 136 mil habitantes. Botucatu possui grande gradiente de altitude, entre 400 a 500m na região mais baixa (depressão periférica) e entre 700 a 900 na região serrana (Planalto Ocidental), esta divergência provoca variações na temperatura do ar no município. Distante 221 km do oceano Atlântico e 235 km da Capital São Paulo, Botucatu apresenta clima temperado quente (mesotérmico), verão quente e úmido com elevada precipitação e inverno seco. Fevereiro e julho são os meses mais quentes e frios do ano, com temperaturas do ar médias de $23,20 \pm 0,84^{\circ}C$ e $17,10 \pm 1,19^{\circ}C$, respectivamente. Enquanto que, fevereiro e agosto são os meses mais úmidos ($78,20 \pm 3,59\%$) e o menos úmidos ($61,80 \pm 7,13\%$), respectivamente. A nebulosidade acompanha a variação da temperatura e umidade relativa do ar, sendo maior no mês de janeiro ($61,0 \pm 8,72\%$) e menor no mês de agosto ($27,0 \pm 7,26\%$).



Figura 1 - Localização da cidade de Botucatu.

A precipitação é composta de estações bem distintas, ocorrendo o período chuvoso (outubro a março) e o período seco (abril a setembro). No período chuvoso, a precipitação é de natureza microclimática originada do processo de convecção livre e de eventos macroclimáticos originados na convergência de massas de ar vindas da região amazônica e do oceano atlântico sul, resultando na formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e nos sistemas frontais (Reboita et al., 2010; Teramoto e Escobedo, 2012). No período seco, 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. Entre os meses de Junho e setembro, a região central do Brasil é dominada por uma área de alta pressão, pouca precipitação e ventos fracos na baixa troposfera e com convecção na Amazônia deslocada para a parte noroeste da América do Sul (Freitas et al., 2005).

Nos meses da estação seca, principalmente agosto e setembro, é observado à intensificação das atividades agrícolas e industriais com a queima da cana-de-açúcar (produção de açúcar e álcool) e movimentação de máquinas agrícolas em cidades adjacentes a Botucatu (Codato et al., 2008), que favorece aumento na concentração de materiais particulados na atmosfera. Destaca-se também uma carga suplementar de aerossóis trazido da região Amazônica para sudeste do Brasil através da circulação atmosférica (Freitas et al., 2005), isto sugere que o efeito dos aerossóis podem

extrapolar a partir de escala local e ser determinante no padrão de redistribuição planetária de energia dos trópicos para médias e altas latitudes através de processos de transporte convectivo. A elevação dos níveis de materiais particulados na atmosfera em Botucatu é fortalecida pela baixa frequência de precipitação no período decorrente. No mesmo período, também ocorre à emissão de bastante vapor d'água para atmosfera, oriundo dos processos termodinâmicos (uso de caldeira a elevada temperatura, por exemplo) na produção dos derivados da cana-de-açúcar (açúcar e álcool) a partir das usinas sucroalcooleiras e das represas hidroelétricas, Jurumirim (23,15°S; 48,04°W) e Barra Bonita (22,37°S; 48,19°W), localizadas próxima a cidade de Botucatu

3. BASE DE DADOS E MODELO

3.1 Descrição da instrumentação

Para estimar a turbidez de Linke, as medidas da irradiância solar direta na incidência normal foram obtidos do período de fevereiro de 1996 a dezembro de 2008, através de um pireliômetro da Eppley NIP, acoplado a um rastreador solar ST3 da Eppley instalado na Estação Radiometria situada numa área rural da Faculdade de Ciências Agrônomicas da UNESP de Botucatu (latitude 22,85°S, longitude 48,45°W e altitude 786m). Na aquisição dos dados utilizou-se um Datalogger da Campbell CR23X operando na frequência de 1 Hz e programado para fazer leitura a cada segundo e média a cada cinco minuto. As médias a cada 5 minutos passaram por um controle de qualidade no qual valores duvidosos ou falhas no período de calibração foram eliminados e em seguida foram processados por programas desenvolvidos para o cálculo das irradiações (Chaves e Escobedo, 1999). Devido às incertezas nas medidas que os sensores podem ocasionar ao longo de anos de monitoramento no campo, a Estação de Radiometria Solar dispõe de radiômetros solares adicionais, os quais são utilizados unicamente para aferição dos equipamentos de rotina, estas são realizadas periodicamente. Os radiômetros instalados em campo e os adicionais do laboratório pertencem aos de primeira classe, segundo a classificação da Organização Mundial de Meteorologia (WMO, 1990).

3.2 Fator de turbidez de Linke (TL)

O fator de turbidez atmosférica de Linke (TL) (Linke, 1922), expressa o número de atmosferas secas e limpas que são necessárias para produzir na radiação que chega ao topo da atmosfera uma atenuação equivalente à atenuação de uma atmosfera real (Pedrós et al., 1999; Hussain et al., 2000). O fator de turbidez de Linke sofreu diversas modificações e melhorias ao longo de décadas (Kasten, 1996; Mavromatakis e Franghiadakis, 2007). Os valores típicos de TL normalmente variam entre 1 e 10, altos valores significa que as radiações solares são mais atenuadas em uma atmosfera de céu sem nuvens e apresenta elevada concentração de material particulado. Neste trabalho, o fator de turbidez de Linke é determinado a partir das metodologias adotadas por (Djafer e Irbah, 2013) e (Li e Lam, 2002), simbolizadas como TL_{Dj} e TL_{Li} , respectivamente. O fator de turbidez de Linke (TL_{Dj}) é determinado diretamente com segue [Eq. 1]:

$$TL_{Dj} = T_{lk} \frac{\frac{1}{\delta_{Ra}(m_a)}}{\frac{1}{\delta_{Rk}(m_a)}} \quad (1)$$

Onde T_{lk} é um fator de correção da turbidez de Linke proposto por (Kasten, 1980), $\delta_{Rk}(m_a)$ a espessura óptica integrante de Rayleigh (adimensional) e $\delta_{Ra}(m_a)$ a espessura óptica integrante (adimensional) dada por (Louche et al., 1986) e ajustado por (Kasten, 1996). Os sub-índices “k” e “a” indicam que as equações foram ajustadas por Kasten. O fator de turbidez T_{lk} está relacionado com irradiância solar direta na incidência normal por meio de [Eq. 2] (Kasten, 1980; Trabelsi e Masmoudi, 2011):

$$T_{lk} = [0,90 + 9,40 \sin(h)] * \left\{ \left[\ln \left(I_0(h) \frac{R_0}{R} \right) \right] - \ln [I_b(h)] \right\} \quad (2)$$

Onde: h é ângulo elevação solar (em graus), $I_0(h)$ a constante solar ($=1367 \text{ Wm}^{-2}$), $I_b(h)$ a irradiância solar direta na incidência normal medido por pireliômetro no local da medição (em Wm^{-2}) e (R_0 e R) a distância instantânea e a distância média entre a terra-sol. A razão entre R_0 e R (E_0) denomina-se fator de correção de excentricidade da órbita terrestre obtido por (Iqbal, 1983).

As relações para $\delta_{Ra}(m_a)$ e $\delta_{Rk}(m_a)$ são dados por Eqs. 3 e 4, respectivamente. A Eq. 3 surgiu da necessidade da obtenção de melhores valores numéricos para a espessura óptica integrante do espalhamento de Rayleigh (Eltbaakh et al., 2012). Desse modo, Louche et al., (1986) utilizaram dados de radiação solar extraterrestre espectral e os coeficientes de espectro de absorção dos gases atmosféricos e propuseram a equação 3 demonstrando que os novos valores foram mais ajustados que os anteriores considerados.

$$\frac{1}{\delta_{Ra}}(m_a) = 6,6296 + 1,7513m_a - 0,1202m_a^2 + 0,0065m_a^3 - 0,00013m_a^4 \quad (3)$$

$$\frac{1}{\delta_{Rk}}(m_a) = 9,40 + 0,90m_a \quad (4)$$

Onde m_a é massa ótica a pressão real calculada pela eq. 5. A m_r é a massa ótica relativa definida em função do ângulo de elevação solar (h) em graus (Canada et al., 1993), dada por:

$$m_a = m_r \left(\frac{p}{p_0} \right) \quad (5)$$

$$m_r = [\sin(h) + 0,15 * (3,885 + h)^{-1,253}]^{-1} \quad (6)$$

A relação p/p_0 é a razão entre a pressão local a pressão padrão (ao nível do mar), e foi calculada em função da altitude (h) local em metros (Iqbal, 1983) pela expressão:

$$\frac{p}{p_0} = \exp(-0,0001184h) \quad (7)$$

A irradiância solar direta na incidência normal (I_b) ao longo de todo espectro solar na superfície terrestre sob condições de céu claro pode ser expressa como (Li e Lam, 2002), Eq. 8. Reorganizado a equação 8 em função de TL_{Li} e adicionando o fator de correção da excentricidade da órbita terrestre (E_0), eq. 9:

$$I_b(h) = I_0(h) \exp(-TL_{Li} \delta_{Rk} m_a) \quad (8)$$

$$TL_{Li} = \frac{\ln\left(\frac{I_0(h)E_0}{I_b(h)}\right)}{(\delta_{Rk} m_a)} \quad (9)$$

Os parâmetros E_0 , δ_{Rk} (m_a), $I_0(h)$ e $I_b(h)$ foram definidas anteriormente. No cálculo da massa ótica a pressão real (m_a), a massa ótica relativa (m_r) é definida em função do ângulo zenital (Z) em graus, conforme:

$$m_r = [\cos Z + 0,15 * (93,885 - Z)^{-1,253}]^{-1} \quad (10)$$

As Eqs 1 e 9 são utilizadas para determinar a turbidez atmosférica em escala horária, inserindo valores médios por hora obtidos através de um pireliômetro. Gerados os valores horários, as médias mensais são obtidas conforme as Eqs. 11:

$$TL_m = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N TL_d \quad (11)$$

Sendo: TL_d e TL_m , respectivamente, os valores diários e mensais. O número de horas entre o nascer e o pôr do sol (desprezando as frações de uma hora ao lado do nascer e do pôr do sol) e o número de dias do mês são respectivamente, n e N.

Baseado na caracterização dos tipos de atmosfera associadas aos níveis de turbidez de Linke (Tabela 1), proposta por (Leckner, 1978), considerá-se-ão para a região de Botucatu as seguintes condições de turbidez nos seguintes intervalos: atmosfera de Rayleigh pura e clara ($TL \leq 2,0$), atmosfera turva ($2,0 < TL \leq 4,0$), atmosfera com alta turbidez ou poluída ($TL > 4,0$). Estes intervalos são considerados devido as condições características da atmosfera local. Dias de céu claro e seco são comumente observados durante o inverno, que por sua vez gera uma atmosfera limpa com elevada visibilidade, caracterizando uma atmosfera de Rayleigh. Na primavera, ocorrem dias sequências com baixa umidade e no verão dias com altas taxas de umidade, isto ocasiona alterações no padrão da atmosfera e na visibilidade local. Os dias que apresentam baixa visibilidade, geralmente, são influenciados pelo deslocamento de partículas (poluição, vapor d'água, aerossóis) de outros locais, que influenciam na dinâmica da atmosfera local. A região de estudo é caracterizada como rural por possuir baixa atividade industrial, pequena frota de carro e baixo tráfego de máquinas agrícolas, ou seja, estes fatores emitem baixa sujeira para atmosfera, todavia agentes externo possui elevada influencia na atmosfera local.

Tabela 1 - Tipos de atmosfera para os diferentes níveis de turbidez atmosférica.

Tipos de atmosfera	TL	Visibilidade (Km)
Atmosfera de Rayleigh e pura	1	340
Clara, ar quente	2	28
Turva, umida, ar quente	3	11
Atmosfera poluída	4 - 8	< 5

Como a turbidez atmosférica é um índice para condições de céu claro, os critérios adotados na depuração dos dados para a aplicação nos modelos foi baseada em Karayel (1984), onde a irradiância direta na incidência normal deve ser maior que 200 W/m^2 e a razão entre a irradiância difusa pela global menor que 1/3. Foi considerado também que, a transmitância atmosférica, definida como a razão entre a irradiância solar global e a que chega ao topo da atmosfera,

não pode ser inferior a 0,675. Caso algumas destas condições de filtro sejam verdadeiras, os dados serão excluídos da análise da turbidez atmosférica. Pedrós et al., (1999) destacam que a análise na escala horária de TL torna-se interessante para a transmitância atmosférica (k_p) de pelo menos 0,70 e em escala diária, com pelo menos 40% de horas claras. No aspecto geral, qualquer valor gerado de TL carrega intrinsecamente um erro associado as medidas da irradiância direta na incidência normal pelo pireliômetro ou da diferença entre a irradiância solar global e difusa (Mavromatakis e Franghiadakis, 2007).

4. RESULTADOS

4.1 Estimativa do fator de turbidez de Linke médio mensal (TL)

A evolução anual média mensal da turbidez atmosférica de Linke e seus respectivos desvios – padrão (σ) para TL_{Dj} e TL_{Li} são representados em (Figura 2). As barras de erro (Figura 2), representam o desvio padrão da média que não implicam necessariamente em variações reais nas condições atmosféricas do dia. O σ para TL_{Dj} e TL_{Li} , variaram respectivamente entre 0,74 e 1,15 e entre 0,81 e 1,20. O valor mínimo é observado em julho, mês que apresenta uma atmosfera mais seca e clara. Enquanto que, o máximo é observado em janeiro, mês com ocorrência de bastante nebulosidade, precipitação e elevação da temperatura do ar. Os maiores valores da turbidez ocorrem na primavera e verão (TL_{Dj} entre 4,093 e 4,39; TL_{Li} entre 4,51 e 4,83), meses nos quais a temperatura do ar, a nebulosidade, a precipitação e o deslocamento de materiais particulados que avançam para o continente com os Sistemas Frontais do Atlântico Sul (durante a primavera, principalmente) e na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (no verão) são mais elevadas no ano (Allen et al., 2004). Além da concentração de fator d'água na atmosfera, outro fator que tem grande influência na elevação da turbidez na região de Botucatu é o aumento na concentração de materiais particulados em suspensão no ar oriundos da queima de biomassa em localidades próximas a Botucatu e, principalmente a queima de pastagem, florestas e matas nativas para produção agrícola e agropecuária em regiões próximas ao Estado de São Paulo (Holben et al., 2001). O aumento dos materiais particulados na atmosfera devido às queimadas está diretamente ligado, circulação atmosférica, que é importante no deslocamento de massas de ar e na variação temporal da turbidez (Elminir et al., 2006, Freitas et al., 2005).

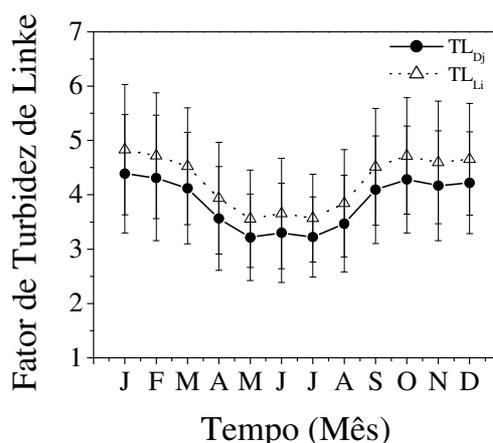


Figura 2 - Variação média mensal da turbidez de Linke entre [1996-2008] em Botucatu.

Os meses entre abril a agosto apresentaram os menores valores de turbidez, devido à maior estabilidade atmosférica. Neste período, os valores médios mensais de TL_{Dj} são de $3,21 \pm 0,95$ em maio a $3,46 \pm 0,89$ em agosto e para TL_{Li} $3,55 \pm 1,03$ em maio a $3,84 \pm 0,98$ em agosto, com médias iguais a $3,35 \pm 0,15$ e $3,71 \pm 0,16$, respectivamente. Este efeito pode ser explicado pela entrada de frentes frias sobre a região, o ar teoricamente poluído é empurrado para outras regiões e substituído por massa de ar limpo e frio. O aumento da turbidez atmosférica está associado ao acréscimo do aerossol de origem antropogênico e ao aumento do vapor d'água, que pode elevar o desenvolvimento de gotas de água na atmosfera (Katz et al., 1982). Isto é observado para região de Botucatu.

Os índices turbidez obtidos para Botucatu são aproximadamente iguais aos encontrados por Pedrós et al., (1999) em Valência, Espanha, que obtiveram TL variando entre 2,90 e 4,70; Hussain et al., (2000) em 3 regiões de Bangladesh, que encontraram TL compreendido entre 3,46 e 4,83, com média de 4,0; Diabaté et al., (2003) na África (TL = 3,50) e menores que os obtidos por Shaltout et al., (2001) em EL-Menia, região poluída do Egito onde identificaram TL entre 2,01 e 5,86; Li e Lam, (2002) em Hong Kong, identificaram TL no intervalo de 3,70 e 5,260. Os resultados também diferem dos obtidos por (Rahoma e Hassan, 2012) em 13 locais do Egito, que obtiveram TL variando entre 2,24 e 6,57, com média de $4,62 \pm 1,107$. Destacando a urbanização local como principal fator responsável pelo aumento da poluição e da turbidez atmosférica. Simulando turbidez para a superfície terrestre, Remund et al., (2003) obtiveram em média valores $\approx 8,85\%$ inferiores aos encontrados com TL_{Dj} e $17,54\%$ com TL_{Li} para Botucatu. Destaca-se que muitas regiões

tropicais, principalmente o Brasil, apresentam elevados materiais particulados antes da estação chuvosa, isto tem grande influência na turbidez e dinâmica atmosférica local. Estudando a turbidez atmosférica sobre a Ghardaia (província da Argélia) Djafer e Irbah (2013) encontraram TL mensal variando entre $1,30 \pm 0,40$ a $5,60 \pm 0,50$, com máximos ocorrendo durante os meses de (julho e agosto), e mínimo em janeiro. Os valores de TL em Botucatu são similares, porém com menores flutuações de TL. É provável que as divergências existentes estejam associadas as diferenças condições climáticas e aos níveis de industrialização dos locais estudados, ou ainda, ao longo período de medição para a realização do estudo, uma vez que no trabalho utilizaram-se 5 anos, enquanto em Botucatu consideraram-se 13 anos.

Quando valores de TL estão entre 4 e 6 caracteriza-se uma região úmida, enquanto que, acima de 6, atmosfera é poluída. Já TL entre 1,80 a 2,70, caracteriza-se áreas montanhosas Becker (2001). Como Botucatu situa-se em uma região de elevada altitude (~ 786 m), os resultados obtidos representam um ambiente de transição entre áreas úmidas e montanhosas. Embora, esteja localizada em média 220 km do litoral sul do Estado de São Paulo, Botucatu possivelmente tem forte influência da umidade de origem marinha e amazônica (região da floresta Amazônica).

As alterações mensais podem ser verificadas, considerando a modulação do perfil observado. A amplitude de variação da turbidez é calculada por: $[TL(\max)-TL(\min)]/[TL(\max)+TL(\min)]$. Com base nos dados locais, a modulação com TL_{Dj} e TL_{Li} gerou respectivamente, 15,41 e 15,14%. Os resultados obtidos por (Mavromatakis e Franghiadakis, 2007) apresentaram modulação de ~18% para Ilha de Creta. Para locais no norte do Egito e Tunísia, Diabaté et al (2003) encontraram modulação variando de 20% a 30%. Este resultado mostra que a variação da turbidez atmosférica em Botucatu é similar a outros locais de climas diferentes. Contudo, nas condições atuais, a atmosfera de Botucatu altera seus índices mais lentamente em termos mensais. Por ser considerada uma cidade rural, e com pouca atividade industrial, a região de Botucatu apresenta pouca variabilidade sazonal da turbidez decorrente de uma atmosfera limpa e clara em grande parte do ano. A estação onde coletou-se os dados localiza-se distante do centro da cidade e das áreas de trânsitos intensos, numa área numa próxima a florestas e vegetação nativa, que pode ter influência na turbulência local.

4.2 Fator de turbidez de Linke e parâmetros meteorológicos

A turbidez atmosférica depende da variação de curto prazo das condições meteorológicas locais (velocidade e direção do vento, temperatura do ar) e a longo prazo da variabilidade climática da região (Chaâbane et al, 2004). Os ventos associados a velocidade e sua direção predominante, por exemplo, podem transportar bastante umidade ou materiais particulados suspensos no ar (aerossóis) a partir de fontes primitivas distantes, estes tendem a desempenharem um papel importante na variação espacial e temporal da turbidez atmosférica (Masmoudi et al, 2003a). Por esta razão, a influência da velocidade do vento média com o fator de turbidez de Linke médio é analisado aqui. Como já era de se esperar TL cresce com o aumento da velocidade do vento (Figura 3a). Intervalos de 0,40 m/s foram separados para a velocidade do vento visando melhor análise da variabilidade temporal. Em média a velocidade do vento ficou compreendida entre 3,40 e 7,40 m/s, com máximos valores predominantes na primavera (outubro, novembro e dezembro). Baixos valores foram encontrados para o σ , que variou de (0,26-0,59) para TL_{Dj} e (0,27-0,64) com TL_{Li} , estes valores são importantes no aspecto de avaliar as elevadas e baixas velocidade de vento registrados, respectivamente. Nota-se que, quando a velocidade do vento é menor que 5,0 m/s, o TL_{Dj} é em média $3,92 \pm 0,54$ e com $TL_{Li} = 4,32 \pm 0,58$, estes resultados são característicos dos efeitos locais, tanto das condições climáticas quanto da influência humana em suas atividades realizadas. (Chaâbane et al, 2004) identificaram para o Norte da Tunísia valores de TL = 5,50 quando considerou a mesma faixa de velocidade do vento e justificaram pela influencia do efeito local, particularmente pelas atividades de tráfego intensificada em horários específicos. Quando a velocidade do vento é superior a 5,0 m/s e atinge média de 7,40 m/s, a turbidez atmosférica pode chegar a média de $TL_{Dj} = 4,51 \pm 0,58$ e $TL_{Li} = 4,97 \pm 0,27$, embora estes valores podem camuflar os reais valores estimados de TL.

Além dos efeitos locais, o mais provável é que a região de Botucatu seja influenciada pelo transporte de bastante umidade oriundo do oceano Atlântico e da região da região Amazônica. A influência da velocidade do vento foi analisada em função do intervalo de variação de TL. Os resultados mostram que em média 8,59% da velocidade do vento $\geq 5,0$ m/s correspondem a $TL_{Dj} \geq 4,50$, dos níveis a $TL_{Dj} < 4,50$, 73,85% das velocidades são para o intervalo de 3,0 a 5,0 m/s e 26,15% correspondentes a ventos menores que 3,0 m/s. Para os valores de $TL_{Li} \geq 5,0$, 7,08% da velocidade do vento foi superior a 5,0 m/s. Quando $TL_{Li} < 5,0$, 73,54% foram velocidades do vento entre 3,0 e 5,0 m/s e 26,45% para ventos menores que 3,0 m/s. A velocidade do vento correlaciona positivamente com a turbidez atmosférica com $r = 0,355$ para TL_{Dj} e $r = 0,353$ com TL_{Li} . Resultados semelhantes foram obtidos por Wen e Yeh (2009). Diferente dos resultados locais, (Elminir et al., 2006), obtiveram correlação negativa, ou seja, a turbidez atmosférica diminui com o aumento da velocidade do vento, que pode ser explicado pelo fluxo de ar causado pelas construções, que resulta em ineficaz dissipação e diluição. Quando a velocidade do vento for maior que 5 m/s, além dos efeitos locais é provável que o aumento de TL pode ser explicado pelo transporte de material particulado oriundo de várias origens (Masmoudi et al, 2003b).

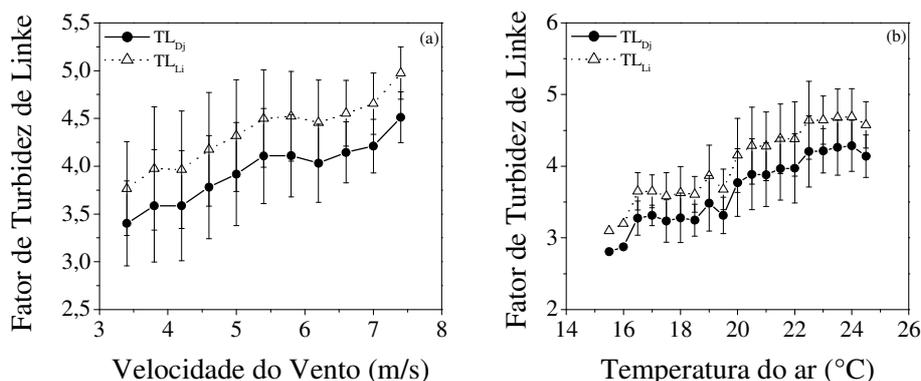


Figura 3 - Variação de TL_{Dj} e TL_{Li} em função: (a) Velocidade do vento, (b) Temperatura do ar.

A Figura 3b mostra a variação de TL_{Dj} e TL_{Li} em função da temperatura do ar média. Assim como a velocidade e direção do vento, a temperatura do ar é de extrema importância em estudos climáticos, pois varia no espaço, no tempo e em função da altitude. Neste sentido, é possível analisar a variabilidade TL com temperatura do ar média variando no intervalo de (15,50-24,50°C), a cada 0,50°C. O fator de turbidez de Linke cresce linearmente com a temperatura do ar, possivelmente explicado pelo aumento da temperatura na primavera e verão, que eleva a vaporização da água nas represas de Barra Bonita e Jurumirim, com isso a atmosfera fica mais carregada de vapor de água, e conseqüentemente, maior TL essencialmente no verão e na primavera. Durante a primavera, o aumento de TL com a temperatura é ocasionada, também pela influência de aerossóis de diferentes origens, já destacado. A Figura 4b mostra que o mínimo valor da turbidez ($TL_{Dj} = 2,81 \pm 0$ e $TL_{Li} = 3,10 \pm 0$) ocorre quando a temperatura média do ar é 15,50°C e máximo ($TL_{Dj} = 4,14 \pm 0,29$ e $TL_{Li} = 4,57 \pm 0,32$) quando a temperatura média do ar é 24,50°C. Os menores valores ocorrem essencialmente no inverno (baixas temperaturas, atmosfera clara, limpa e seca). Enquanto que os maiores são na primavera e verão, com aumento de materiais particulados suspensos na atmosfera, aumento da convecção vertical e conseqüentemente aumento do vapor de água na atmosfera. A influência da temperatura do ar na variação de TL mostra que para altos valores de $TL_{Dj} \geq 5,0$, 2,62% da temperatura do ar foi superior 22,0°C. Quando $TL_{Dj} < 5,0$, 17,82% foram para temperatura do ar inferior a 18°C e 80,10% para temperatura entre (18-22°C). Quando a temperatura média do ar é de 19,50°C, ocorre um leve decaimento ($TL_{Dj} = 3,31 \pm 0,25$ e $TL_{Li} = 3,67 \pm 0,28$), isto associa-se a frequência de dias no outono e inverno, em que a atmosfera estava clara e predominância de $TL < 3,50$. Desconsiderando as temperaturas iniciais, o σ variou de (0,23-0,54) para TL_{Li} e (0,14- 0,49) para TL_{Dj} . Em suma, a temperatura do ar está correlacionada com a turbidez atmosférica com $r = 0,71$ para TL_{Dj} e $r = 0,70$ com TL_{Li} . Resultado similar foi encontrado por (Rahoma e Hassan, 2012), em três locais do Egito.

4.3 Distribuição de frequência de TL em escala horária

A distribuição de frequência na classificação da turbidez atmosférica é um indicativo importante na caracterização das classes predominantes nos intervalos de variações considerados. A frequência de ocorrência e a acumulada de TL_{Dj} e TL_{Li} são mostradas na Figura 4 (a) e (b), respectivamente. A distribuição de frequência foi separada no intervalo 1,95 e 12,00 com variação crescente a cada 0,30. Dentro da série de dados [1996-2008] foram consideradas 20.124 horas de céu claro. A distribuição de frequência mostra uma distribuição modal, com pico máximo em 2,85 com TL_{Dj} e 3,15 com TL_{Li} , indicando cerca de 16,07% e 14,59% das observações, respectivamente. Com TL_{Dj} , menos de 11,00% das observações ocorreram quando a turbidez foi superior a 5,0, enquanto que TL_{Li} resultou em 15,52% dos valores acima 5,0. O menor pico foi observado para $TL=12$, representando um valor atípico, resultante do período que ocorreu grande acumulado de partículas (sujeira e vapor d'água) na atmosfera na época de baixa precipitação (agosto e setembro). Os valores de $TL > 6,0$ são resultantes da intensificação de queima de biomassa e matas nativas em locais e regiões adjacentes Botucatu, esta queima eleva a emissão de material particulado na atmosfera que são deslocados por sistemas frontais. Para TL_{Li} cerca de 92,06% das ocorrências da turbidez encontram-se no intervalo entre [2,0-6,0] e 93,95% das ocorrências para TL_{Dj} . Estes resultados diferem dos obtidos por (Trabelsi e Masmoudi, 2011) na Tunísia, onde obtiveram 72% de TL compreendido entre [2-3,5] na ilha de Kerkennah e cerca de 66% no intervalo de [3,5-5] para área costeira.

Os resultados encontrados por (Djafer e Irbah, 2013) em Ghardaia província da Argélia, diferem dos resultados locais, onde resultaram em 39,80% dos fatores para ($TL < 3,00$), 47,50 % entre ($3,00 \leq TL \leq 5,00$) e 12,70% para ($TL > 5$), com maior frequência para valores de $TL = 2,50$. Tais divergências estão diretamente ligadas às divergências entre as condições climáticas e a localização geográfica dos locais. Regiões situadas a margem de grandes porções de água possuem mais influência da umidade e vapor d'água deslocada para o continente. Os resultados obtidos por Diouri et al (2000) em Angad no Marrocos, são similares aos obtidos em Botucatu. Esta região fica localizada no sopé norte da montanha Atlas e distante cerca de 60 km do Mar Mediterrâneo, sendo influenciada durante o verão pela poeira Saariana oriundas do sudoeste do Marrocos. Na avaliação horária, TL_{Li} geraram valores médio de 9,10% maiores que TL_{Dj} . Isto pode está ligado às diferenças entre as equações utilizadas.

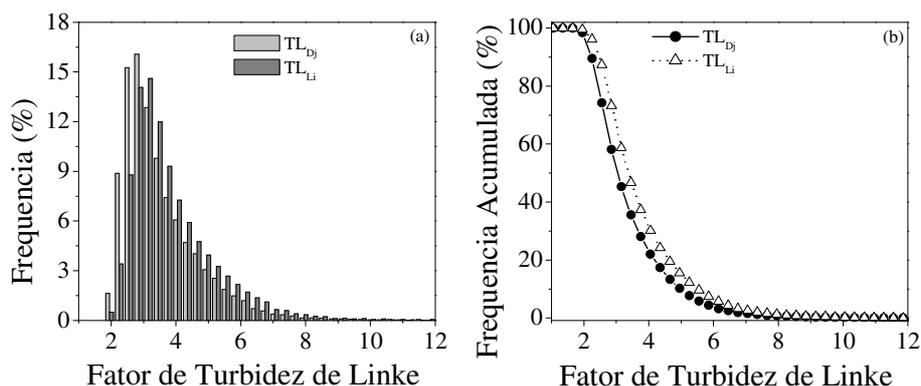


Figura 4 - TL_{Dj} e TL_{Li} entre os anos 1996 a 2008. (a) Distribuição de frequência horária, (b) Frequência acumulada horária.

A frequência acumulada de distribuição de TL horária (Figura 4b) serve como indicativo da porcentagem de observações (instantâneas de horas ou dias de céu sem nuvens) em que um dado nível de turbidez é atingido. Neste sentido, cerca de 74,23% das observações ocorrem abaixo de 2,55 para TL_{Dj} e 87,32% com TL_{Li} . O valor TL entre 2,85 e 3,15 é o divisor da curva de frequência acumulada, pois $\approx 50\%$ das observações encontram-se abaixo e acima deste valor para TL_{Dj} . Enquanto, o divisor da curva de frequência acumulada para TL_{Li} está entre 3,15 e 3,45. Os resultados obtidos apontam que quando $TL_{Dj} \leq 2,0$ ocorreram $\approx 41,83\%$ horas de céu limpo, representando uma atmosfera de Rayleigh pura e clara. Os resultados mostram que $\approx 30,50\%$ estão entre $(2,0 < TL_{Dj} \leq 4,0)$, que mostra uma atmosfera turva. Cerca de $\approx 28,12\%$ das horas limpas, a turbidez obtida excedeu 4,0, representando uma atmosfera com alta turbidez ou poluída, as maiores ocorrências foram na primavera e verão. Gerando a turbidez com TL_{Li} , ocorreu redução de 15,10% na condição de atmosfera clara, aumento de 5,82% e 9,28% na condição de atmosfera turva e alta turbidez ou poluída, respectivamente. Baseado nos resultados é possível afirmar que TL_{Li} geram valores de TL maiores que TL_{Dj} , como já destacado. Estes resultados são diferentes aos obtidos por Wen e Yeh (2009) para o porto Taichung perto do Estreito de Taiwan, identificaram 30% dos valores de céu limpo ($TL > 5,0$) a atmosfera era turva e 50% entre $(4,0 < TL < 6,5)$ o céu estava em transição de limpo para turvo. Em locais da Tunísia, (Trabelsi e Masmoudi, 2011) destacaram que 5% dos valores de TL são maiores que 5,0 na ilha de Kerkennah e cerca de 27% em Sidi Bou Said. Destacando que a turbidez é mais importante ao nível da região de Sidi Bou Said que ao nível da ilha de Kerkennah, justificado pelo fato da atmosfera ser mais carregada de aerossóis devido à ocupação humana e aos aerossóis de origem marinha. Estes resultados são diferentes dos obtidos para Botucatu, na qual observa-se que 7,76% e 12,27% dos valores de TL_{Dj} e TL_{Li} , respectivamente são maiores que 5,0.

Os resultados obtidos localmente são diferentes dos observados por Li e Lam (2002) em Hong Kong, onde 50% das observações de TL encontram-se entre [4,30- 5,30], indicando que a cobertura atmosférica é de clara a tísica. A cobertura da atmosfera de Botucatu mostra ser bem mais limpa que de Hong Kong, possivelmente por ser uma região mais poluída quando comparada a Botucatu que está situada num ambiente rural e mostra pouca industrialização. Outra possibilidade desta divergência pode estar associada à diferença entre as altitudes dos locais, pois altitudes mais elevadas têm menos coluna atmosférica para a radiação solar atravessar e, conseqüentemente menos atenuação (Spokas e Forcela, 2006).

5. CONCLUSÃO

A turbidez atmosférica de Linke (TL) foi calculada para 13 anos [1996 a 2008], com dados coletados na Estação Radiométrica de Botucatu/SP. Os maiores valores da turbidez ocorrem na primavera e verão (TL_{Dj} entre 4,093 e 4,39; TL_{Li} entre 4,51 e 4,83), meses nos quais a temperatura do ar, a nebulosidade, a precipitação e o deslocamento de materiais particulados que avançam para o continente com os Sistemas Frontais do Atlântico Sul (durante a primavera, principalmente) e na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (no verão) são mais elevadas no ano. Os meses entre abril a agosto apresentaram os menores valores de turbidez, devido à maior estabilidade atmosférica (TL_{Dj} são de $3,21 \pm 0,95$ em maio a $3,46 \pm 0,89$ em agosto e para TL_{Li} $3,55 \pm 1,03$ em maio a $3,84 \pm 0,98$ em agosto, respectivamente). Este efeito pode ser explicado pela entrada de frentes frias sobre a região. A amplitude de variação da turbidez resultou em modulação com TL_{Dj} e TL_{Li} respectivamente, 15,41 e 15,14%.

A turbidez atmosférica cresceu linearmente com o aumento da velocidade do vento e da temperatura do ar. Os valores de $TL > 6,0$ são resultantes da intensificação de queima de biomassa e matas nativas em locais e regiões adjacentes Botucatu. Baseado nos resultados é possível afirmar que TL_{Li} geram valores de TL maiores que TL_{Dj} . A região de Botucatu mostrou ser influenciada pelo vapor d'água oriundo das represas de Barra Bonita e Jurumirim, das usinas sucroalcooleiras. Os aerossóis, com origem da região amazônica e dos processos de queima de biomassa em locais adjacentes a Botucatu, possuem grande influência na atmosfera local.

Agradecimentos

Os Autores agradecem ao CNPq e a FAPESP pelo apoio financeiro.

REFERÊNCIAS

- Allen, A. G., Cardoso, A. A., da Rocha, G. O., 2004. Influence of sugar cane burning on aerosol soluble ion composition in Southeastern Brazil. *Atmospheric Environment*, v. 38, p. 5025 – 5038.
- Ångström, A., 1961. Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus*, v.13, p.214–223.
- Becker, S., 2001. Calculation of direct solar and diffuse radiation in Israel. *International Journal of Climatology*, v.21, p1561-76.
- Canada, J., Pinazo, J., M.; Boscá, J. V., 1993. Determination of Ångström's turbidity coefficient at Valencia. *Renew Energy*, v.3, p. 621–626.
- Chaâbane, M., Masmoudi, M., Medhioub, K., 2004. Determination of Linke turbidity factor from solar radiation measurement in northern Tunisia. *Renewable Energy*, v.29, p.2065–2076.
- Chaves, A. M., Escobedo, J. F., 1999. Solar radiation data base management software. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.14, n.2, p.91-98.
- Codato, G., Oliveira, A. P., Soares, J., Escobedo, J. F., Gomes, E. G., Dal Pai, A., 2008. Global and diffuse solar irradiances in urban and rural areas in southeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 93, p.57–73.
- Coste, L., Eftimie, E., 2010. Linke turbidity modeling for Brasov urban area. In: *International Conference on Renewable Energies and Power Quality (ICREPQ'10)*.
- Diabaté, L., Remund, J., Wald, L., 2003. Linke turbidity factors for several sites in Africa. *Solar Energy*, v.75, p.111–119.
- Diouri, M.; El Amaroui, L.; Jaenicke, R.; Schütz, L. Atmospheric Turbidity over the Angad area of Morocco. *Journal of Aerosol Science*, v.31 (suppl 1), S279–S280.
- Djafer, D., Irbah, A., 2013. Estimation of atmospheric turbidity over Ghardaïa city. *Atmospheric Research*, v.128, p.76–84.
- Ellouz, F., Masmoudi, M., Medhioub, K., 2013. Study of the atmospheric turbidity over Northern Tunisia. *Renewable Energy*, v.51, p. 513–517.
- Elminir, K. H., Hamid, R. H., El-Hussainy, F., Ahmed, E., Ghitas Beheary, M. M., Khaled, M., Abdel-Moneim., 2006. The relative influence of the anthropogenic air pollutants on the atmospheric turbidity factors measured at an urban monitoring station. *Science of the Total Environment*, v.368, p.732–743.
- Eltbaakh, Y. A.; Ruslan, M. H.; Alghoul, M. A.; Othman, M. Y.; Sopian, K., 2012. Issues concerning atmospheric turbidity indices. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, v.16, p. 285–6294.
- Formenti, P., Winkler, H., Fourie, P., Piketh, S., Makgopa, B., Helas, G., Andrea, M. O., 2002. Aerosol optical depth over a remote semi-arid region of South Africa from spectral measurements of the daytime solar extinction and the nighttime stellar extinction. *Atmospheric Research*, v.62, p.11–32.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., Dias, M. A. F. S., Dias, P. L. S., Chatfield, R., Prins, E., Artaxo, P., Grell, G. A., Recuero, F. S., 2005. Monitoring the Transport of Biomass Burning Emissions in South America. *Environmental Fluid Mechanics*, v.5, p.135–167.
- Gomes, E. N., 2006. Medidas e modelos de estimativa da radiação direta na incidência. Tese de Doutorado, Faculdade de Agronomia, Universidade Estadual Paulista, Botucatu/São Paulo, 100p.
- Gueymard, C. A., Garrisson, J. D., 1998. Critical evaluation of precipitable water and atmospheric turbidity in Canada using measured hourly solar irradiance. *Solar Energy*, v.62, n.4, p.291–307.
- Holben, B. N., Tanré, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W. W., Schafer, J. S., Chatenet, B., Lavenu, F., Kaufman, Y. J., Vande Castle, J., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karneli, A., O'Neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K., Zibordi, G., 2001. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *Journal of Geophysical Research*, v. 106, n. 11, p. 12.067–12.097.
- Ineichen, P., 2008. Conversions function between the Linke turbidity and the atmospheric water vapor and aerosol content. *Solar Energy*, v.82, p.1095–1097.
- Iqbal, M., 1983. An introduction to solar radiation. New York: Academic Press, 390p.
- Karayel, M., Navvab, M. Ne'eman, E., Selkowitz, S., 1984. Zenith luminance and sky luminance distributions for daylighting calculations. *Energy and Buildings*, v. 6, n.3, p. 283-91.
- Kasten, F., 1980. A simple parameterization of the pyrheliometer formula of the Linke turbidity factor. *Meteor Rundsch*, v.33, p.124–127.
- Kasten, F., 1996. The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness. *Solar Energy*, v.56, n.3, p.239-44.
- Katz, M., Baille A., Mermier, M., 1982. Atmospheric turbidity in a semi rural site I: evaluation and comparison of different atmospheric turbidity coefficients. *Solar Energy*, v.28, p.323–327.
- Kryza, M., Szymanowski, M., Migąła, K., Pietras, M., 2010. Spatial information on total solar radiation: Application and evaluation of the r.sun model for the Wedel Jarlsberg Land, Svalbard. *Polish Polar Research*, v. 31, n.1, p.17–32.
- Leckner, B., 1978. The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface-elements of a model. *Solar Energy*, v. 20, p. 143-150.
- Li, D. H. W., Lam, J. C., 2002. A study of atmospheric turbidity for Hong Kong. *Renewable Energy*, v.25, p. 1-13.
- Linke, E., 1922. Transmission-koeffizient und Trübungsfaktor. *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*, v. 10, p.91-103.
- López, G., Batlles, F. J., 2004. Estimate of the atmospheric turbidity from three broad-band solar radiation algorithms: A comparative study. *Annales Geophysicae*, v.22, p.2657–2668.
- Louche, A., Peri, G., Iqbal, M., 1986. An analysis of Linke turbidity factor. *Solar Energy*, v.37, n.6, p.393-6.

- Masmoudi, M., Chaâbane, M., Medhioub, K., Elleuch, F., 2003a. Variability of aerosol optical thickness and atmospheric turbidity in Tunisia. *Atmosphere Research*, v. 66, p.175–88.
- Masmoudi, M., Chaâbane, M., Tanré D., Goloub, P., Blarel, L., Elleuch, F., 2003b. Spatial and temporal variability of aerosol: size distribution and optical properties. *Atmosphere Research*, v.66, p.1–19.
- Mavromatakis, F., Franghiadakis, Y., 2007. Direct and indirect determination of the Linke turbidity coefficient. *Solar Energy*, v.81, p.896–903.
- Pedros, R., Utrillas, M. P., Martínez-Lozano, J. A., Tena, F., 1999. Values of broad-band turbidity coefficients in a Mediterranean coastal site. *Solar Energy*, v.66, n.1, p.11–20.
- Rahoma, U. Ali., Hassan, A. H., 2012. Determination of atmospheric turbidity and its correlation with climatologically parameters. *American Journal of Environmental Science*, v.8, p.597–604.
- Rapti, A. S., 2000. Atmospheric transparency, atmospheric turbidity and climatic parameters. *Solar Energy*, v.69, n.2, p.99–111.
- Reboita, M. S., Gan, M. A., Rocha, R. P., Ambrizzi, T., 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.25, p. 185-204.
- Remund, J., Wald, L., Lefevre, M., Ranchin, T., Page, J., 2003. Worldwide Linke turbidity information. Proceedings of ISES Solar World Congress, 16-19 June, Gteborg, Sweden, CD-ROM published by International Solar Energy Society.
- Salazar, G. A., 2011. Estimation of monthly values of atmospheric turbidity using measured values of global irradiation and estimated values from CSR and Yang Hybrid models. Study case: Argentina. *Atmospheric Environment*, v.45, p. 2465-2472.
- Shaltout, M. A. M., Hassan, A. H., Fathy, A. M., 2001. Study of the solar radiation over Menia. *Renewable Energy*, v.23, p.621-639.
- Spokas, K., Forcela, F., 2006. Estimating hourly incoming solar radiation from limited meteorological data. *Weed Science*, v.54, p.184 – 189.
- Teramoto, E. T., Escobedo, J. F., 2012. Análise da frequência anual das condições de céu em Botucatu, São Paulo. *Revista Brasileira Engenharia Agrícola Ambiental*, v.16, n. 9, p.985-992.
- Trabelsi, A., Masmoudi, M., 2011. An investigation of atmospheric turbidity over Kerkennah Island in Tunisia. *Atmospheric Research*, v.101, p.22–30.
- Wen, C-C., Yeh, H-H., 2009. Analysis of atmospheric turbidity levels at Taichung Harbor near the Taiwan Strait. *Atmospheric Research*, v.94, p.168–177.
- WMO, 1990. Guide to meteorological observations methods, Tn-8, Geneva, Switzerland, WMO Secretariat. p. 925–32 [chapter 9].

ATMOSPHERIC TURBIDITY OF THE LINKE MODEL IN BOTUCATU/SAO PAULO, BRAZIL

Abstract. *The attenuation of beam irradiance at normal incidence (I_b) in a clean and dry atmosphere is represented by atmospheric turbidity factor. This is an index that indirectly indicates the level of pollution in the local atmosphere, being of great importance in studies relative the climatology, atmospheric pollution, indirect measurement of aerosol concentration, an indirect measure of water vapor and indirect measurement of beam irradiance at normal incidence (I_b). In this work of Linke turbidity factor (TL) is calculated based on two methodologies (TL_{Dj} and TL_{Li}), to Botucatu/SP. The data series used was the period from 1996 to 2008. The results show the highest values of turbidity in spring and summer (TL_{Dj} between 4.093 and 4.39; TL_{Li} between 4.51 and 4.83). The months between April and August had the lowest values ($TL_{Dj} = 3.21 \pm 0.95$ in may and $TL_{Dj} = 3.46 \pm 0.89$ in august; $TL_{Li} = 3.55 \pm 1.03$ in may and 3.84 ± 0.98 in august). To TL_{Li} approximately 92.06% of the occurrences of turbidity are in the interval (2.0-6.0) and 93.95% of occurrences for TL_{Dj} . The wind speed and air temperature positively correlated with atmospheric turbidity. The results indicate that when $TL_{Dj} \leq 2.0$ occurred ≈ 41.83 hours of clear sky, representing a Rayleigh's atmosphere pure and clear. When ($2.0 < TL_{Dj} \leq 4.0$) $\approx 30.50\%$ of TL shows a cloudy atmosphere. About $\approx 28.12\%$ of hours clean, the turbidity obtained exceeded 4.0, representing an atmosphere with high turbidity or polluted. The Botucatu region is strongly influenced by water vapor and aerosols source in adjacent locations.*

Keywords: Linke, Atmosphere, Aerosols, Water vapor, Turbidity.