

REGIMES DE TEMPERATURA DO AR EM REGIÃO MONTANHOSA

REGIMES OF AIR TEMPERATURE IN MOUNTAIN REGION

Pabrício Marcos Oliveira Lopes
Universidade Federal Rural de Pernambuco - UFRPE
Caixa Postal 51171- 900, Fone: (081) 3320-6246 Recife – PE, Brasil
pabricio@depa.ufrpe.br

Dalton de Morisson Valeriano
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Caixa Postal 515 - 12201-970 - São José dos Campos - SP, Brasil
dalton@ltd.inpe.br

RESUMO

Este trabalho avalia o simulador de microclima montanhoso (MTCLIM em inglês *Mountain Climate Simulator*) para extrapolação de temperaturas mínima e máxima do ar na região da Serra da Mantiqueira, Brasil, usando dados de PCD (Plataforma de Coleta de Dados) em diferentes condições de céu, em 2003. As simulações foram comparadas com medições de PCD usando regressão linear. Os dados da PCD localizada na cidade de Queluz em São Paulo foram utilizados para simular as mínimas e máximas de 271 pontos da serra. Os resultados mostraram que para locais com a mesma altitude, o modelo superestimou as temperaturas máximas diárias (T_x) e subestimou as mínimas (T_n), independente das condições de céu reinante. Os locais com diferentes elevações e céu claro, o modelo estimou a T_x com boa concordância e erro de 1,4°C. Com a inclusão da cobertura de nuvens, o modelo melhorou a estimativa de T_x , mas o erro aumentou para 1,7°C. A presença de nuvens, em combinação com o relevo, atenuou a distribuição espacial das temperaturas máximas mensais na serra. A ausência de nuvens causou diminuição nas mínimas mensais. O modelo pode ser utilizado em locais com a mesma elevação. Os regimes mensais das máximas e mínimas apresentaram comportamentos similares à variabilidade sazonal da região.

Palavras-chave: Modelo MTCLIM, variáveis climáticas, Serra da Mantiqueira.

ABSTRACT

This work evaluates the *Mountain Climate Simulator* (MTCLIM) in the extrapolation of minimum and maximum daily air temperatures in the region of the Serra of Mantiqueira, Brazil, using data from DCP (*Automatic Data Collection Platform*) in different sky conditions in the year of 2003. Comparison between simulated results and data of DCP were conducted though linear regression analysis. Data from DCP localized in city from Queluz in São Paulo were used to extrapolation minimum and maximum daily air temperature in 271 points of the sierra. The results obtained to locations with the same altitude showed that the model overestimated maximum daily (T_x) and underestimated minimum (T_n) independent of sky conditions. The locations different elevations and clear skies, the model estimated the T_x with good agreement and an error of 1.4°C. With the inclusion of cloud cover, the model improved the estimate of T_x , but the error increased to 1.7°C. The presence of clouds reduced the spatial distribution of maximum monthly in the mountain. The absence of clouds caused decrease in the minimum monthly. The model can be applied to station at the same altitude. The regime monthly of temperature presents similar regime to the regional seasonal variability.

Keywords: MTCLIM model, climatic variables, cloudy.

1. INTRODUÇÃO

A temperatura do ar é medida por termômetros instalados em estações meteorológicas automáticas ou convencionais a uma altura de 1,25 a 2m em relação ao solo. Nessa altura, forma-se uma camada de ar que é aquecida ou resfriada, basicamente, pelos processos de condução e de emissão de radiação infravermelha. Os termômetros indicam a temperatura do ar dessa camada que atinge seu valor mínimo próximo do nascer do Sol, e seu máximo, duas horas após o meio-dia solar (Geiger, 1965; Vianello e Alves, 1991). A variação diária da temperatura do ar afeta a abertura e o fechamento dos estômatos de uma folha, e conseqüentemente os processos de transpiração e fotossíntese (Larcher, 1995). A respiração do caule de uma árvore, que ocorrem continuamente, também é controlada pelas oscilações diárias da temperatura do ar (Waring e Running, 1998). No entanto, a modulação desses processos ecofisiológicos depende da qualidade das medidas da temperatura do ar.

Geralmente, os termômetros são montados em estações automáticas, instaladas em locais planos, livres de obstáculos e de fácil acesso. A coleta é feita via satélite e um centro pesquisa encarrega-se da disseminação dos dados <cptec.inpe.br>. Também são medidos e disponibilizados precipitação pluvial, radiação solar incidente e umidade relativa do ar de vários locais do Brasil. Esses elementos meteorológicos são afetados pela altitude, relevo, aspecto, latitude, continentalidade, tipo de solo, vegetação, estações do ano, etc (Vianello e Alves, 1991). Desse modo, quando os domínios espaciais são locais, as medidas feitas por uma estação meteorológica em uma única altitude não podem capturar a variabilidade espacial de uma região topografia bastante pronunciada (Hungerford et al., 1989). Esse problema de exatidão de representação espacial é mais perceptível em região montanhosa, onde a variabilidade ambiental é acentuada devido aos fatores climáticos e a escassez de plataformas meteorológicas em diferentes altitudes. Isso dificulta a produção de mapas de temperatura do ar em alta resolução espacial para dar suporte aos estudos de ecossistemas montanhosos (Lopes, 2006).

Em resposta à escassez de informações meteorológicas necessárias à modelagem de processos ambientais, a temperatura do ar pode ser modelada a partir da representação da topografia por Modelo Numérico de Terreno (MNT) e de sua análise em Sistemas de Informações Geográficas (Holbo e Luvall, 1989; Band et al., 1993). Além disso, na ausência de nebulosidade ou precipitação pluvial, a curva diária da temperatura do ar mostra-se bem comportada, podendo, teoricamente, ser representada por uma série trigonométrica de senos e cossenos (Hungerford et al., 1989). Desse modo, um dos modelos que leva em conta o efeito do relevo, aspecto, altitude e tipo de cobertura vegetal sobre a temperatura do ar local é o MTCLIM (*Mountain Climate Simulator*). O modelo infere temperaturas máxima e mínima do ar em locais local no topo de um morro, de uma serra ou de uma montanha (Running et al., 1987; Hungerford et al., 1989). Além disso, a lógica do modelo MTCLIM define requisitos mínimos de aplicação das variáveis meteorológicas para simular os regimes climáticos montanhosos (Thornton et al., 1997).

O modelo MTCLIM foi aplicado e avaliado, inicialmente, por Running et al (1987) em seis locais separados de 90 km ao redor da estação meteorológica do aeroporto de Missoula (46°55'N; 114°05'W; 975m) em Montana demonstrando boas correlações para as temperaturas mínima e máxima do ar, e que devia ser feita correções no gradiente vertical de temperatura. Hungerford et al (1989) corrigiram esse erro e aplicaram o modelo MTCLIM também em Montana, obtendo boas estimativas das temperaturas máxima e mínima do ar. As saídas do modelo MTCLIM têm sido usadas por Glassy e Running (1994) que utilizaram a temperatura mínima do ar em vez da temperatura do ponto de orvalho para calcular respiração e evapotranspiração em ambientes semi-áridos e áridos dos Estados Unidos. Novas adaptações no modelo MTCLIM foram feitas para simulação das temperaturas mínima e máxima do ar em ambientes de climas árido (Kimball et al., 1997; Thornton et al., 2000) e de clima tropical (Thornton e Running, 1999; Baigorria et al., 2000). Ressalta-se que o modelo MTCLIM é sensível ao intervalo diurno de temperatura; portanto, os gradientes verticais de

temperaturas máxima e mínima do ar devem ser estimados separadamente (Thornton e Running, 1999). No Brasil, o modelo MTCLIM tem sido endereçado a fornecer as entradas em modelos de processos fisiológicos (Almeida e Landsberg, 2003) e de evapotranspiração potencial (Lopes, 2006) em ecossistemas florestais.

Desse modo, este trabalho tem por objetivo avaliar o uso do MTCLIM em condições de céu claro e de céu nublado em uma região da Serra da Mantiqueira, a partir de medidas realizadas em Plataformas de Coletas de Dados do Vale do Rio Paraíba do Sul, SP.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A área de estudo abrange uma porção da Serra da Mantiqueira e do Vale do Rio Paraíba do Sul no sudeste do Brasil.

A Serra da Mantiqueira apresenta fortes gradientes ambientais, tendo em sua orientação leste-oeste pequena variação latitudinal. Além disso, ela é adequada para avaliar influência de efeitos estritamente topográficos como: altitude, orientação de encosta, posição e tipos de superfícies (Lopes, 2006). Este caráter de sua topografia favorece as precipitações, uma vez que ela atua no sentido de aumentar a turbulência do ar pela ascendência orográfica e, que se intensifica durante a passagem dos sistemas frontais e das linhas de instabilidades (Lemos, 2000). A orografia resulta em precipitações pluviais anuais entre 1.000mm a 2.000mm na Serra da Mantiqueira, e entre 1.000mm a 1.600mm no Vale do Rio Paraíba do Sul. Na Serra da Mantiqueira, o inverno é frio e o verão é brando, com temperaturas médias anuais do ar variando de 18°C a 19°C e umidade relativa do ar maior que 70%.

A vegetação da Serra da Mantiqueira classifica-se como Floresta Pluvial Montana até a cota de 1.800m e Campos de Altitude em cotas superiores. Duas grandes unidades de conservação ambiental estão instaladas na serra: o Parque Estadual de Campos do Jordão (PECJ) com uma área de 8.341ha e o Parque Nacional do Itatiaia (PNI) com 30.000ha. A maior parte destas unidades de conservação encontra-se dentro da Área de Proteção Ambiental da Mantiqueira (APAM, 400.000ha)

(Figura 1). Também, verificam-se áreas antrópicas tanto na serra quanto no vale.

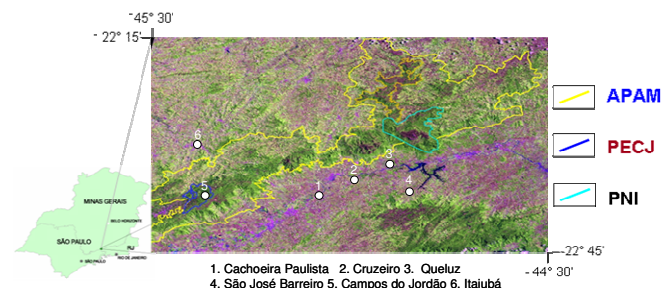


Figura 1 - Porção da Serra da Mantiqueira e do Vale do Rio Paraíba do Sul no sudeste do Brasil. Os círculos em branco representam a localização das PCDs. Linha amarela é a Área de Proteção Ambiental da Mantiqueira (APAM), Linha azul é o Parque Estadual de Campos do Jordão (PECJ), Linha azul claro é o Parque Nacional do Itatiaia (PNI). Adaptado de Silva (2003)

Os dados de temperatura máxima e mínima do ar e precipitação pluvial foram obtidos das PCDs de Cachoeira Paulista (22° 40'S, 45°00'W; 520 m), Queluz (22°32'S; 44° 46'W; 520 m) e Campos de Jordão (22°45'S, 45°36'W; 1800 m) fornecidos pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) referente ao ano de 2003. As PCDs coletam temperaturas máxima e mínima do ar a cada minuto e agrega o resultado para intervalos de três horas, amostradas. A precipitação corresponde ao valor acumulado a cada três horas, zerando o acumulador automaticamente todo dia 1° de cada mês <cpfec.inpe.br>. Os dados de temperaturas mínimas do ar considerados foram os das 0900GMT (*Greenwich Mean Time*), enquanto que os de temperatura máxima do ar das 1800GMT. Para a precipitação pluvial, o horário considerado foi o das 1200GMT.

2. 1. Descrição do simulador de microclima montanhoso

O simulador MTCLIM extrapola temperaturas máxima (T_x) e mínima (T_n) do ar observadas em uma estação meteorológica no vale para um local de interesse em cima de uma serra ou montanha. As variáveis são calculadas para locais com características semelhantes (topografia e vegetação), definidas a priori. A estação e o local de interesse podem estar em diferentes altitudes, inclinações e exposições solares (Hungerford et al., 1989). Os

elementos climáticos para cada área de interesse são estimados de acordo com as variáveis medidas em apenas uma estação. Os dados fornecidos pela estação meteorológica são: T_x e T_n e precipitação pluvial, em escala diária. Do local de estudo, onde se deseja inferir os dados, são necessários elevação, declividade, aspecto, ângulos horizontais leste e oeste, Índice de Área Foliar (IAF) e gradiente vertical de temperatura. Este gradiente pode ser estimado, individualmente, para as temperaturas média, máxima e mínima do ar, fazendo a razão entre as diferenças de temperaturas do ar pelas diferenças de altitudes de dois postos meteorológicos. O valor dessa razão é de $-0,65^\circ\text{C}/100\text{m}$ para a atmosfera-padrão.

2.2. Temperaturas máxima e mínima do ar

Inicialmente, assumi-se que a função horária da temperatura diária do ar tem uma forma senoidal. A temperatura média diária do local de interesse é calculada usando temperaturas máxima e mínima diárias do ar fornecidas pela estação meteorológica localizada no vale. A integração da função seno sobre os três quadrantes produz a seguinte equação para a temperatura média diária do local de interesse expressa por Parton e Longan (1981):

$$T_{x_{est}} = T_{x_{med}} + \frac{Z_{est} - Z_{med}}{1000} \times \Gamma_x \quad (^\circ\text{C}) \quad (1)$$

$$T_{n_{est}} = T_{n_{est}} + \frac{Z_{est} - Z_{med}}{1000} \times \Gamma_n \quad (^\circ\text{C}) \quad (2)$$

$$T_{med} = \frac{T_{x_{est}} + T_{n_{est}}}{2} \quad (^\circ\text{C}) \quad (3)$$

em que $T_{x_{est}}$, $T_{x_{med}}$, $T_{n_{est}}$, T_{med} são as temperaturas máxima, mínima e média diárias do ar simuladas para o local de interesse sobre a serra, respectivamente; Γ_x e Γ_n são os gradientes verticais de temperaturas máxima e mínima do ar, respectivamente.

Para melhorar a simulação da T_x pelo modelo foi introduzido o fator de transmitância (t) que relaciona a irradiância solar incidente estimada pelo modelo TOPORAD e a refletância de nuvens do sensor Image do satélite GOES-12 (Lopes, 2006). O fator de transmitância é a razão entre as quantidades de irradiância solar real (céu-nublado + céu-claro) pela irradiância solar de céu-claro, ambas simuladas

pelo modelo TOPORAD (Lopes et al., 2007). A correção para T_x em condições de céu nublado é dada por:

$$T_{x_{est_corr}} = (T_{x_{med}} - T_{x_{est}}) \times t + T_{x_{est}} \quad (^\circ\text{C}) \quad (4)$$

Logo, a temperatura média diária do ar, T_d , é expressa por:

$$T_d = 0,212 \times (T_{x_{est_corr}} - T_{med_est}) + T_{med_est} \quad (^\circ\text{C}) \quad (6)$$

em que a constante 0,212 é o coeficiente de ajuste aplicado à T_{med_est} ; $T_{x_{est_corr}}$ é a temperatura máxima estimada corrigida pela produto do resíduo entre a temperatura máxima observada $T_{x_{med}}$ e a $T_{x_{est}}$ simulada pelo modelo MTCLIM para céu claro e a transmitância adicionado a $T_{x_{est}}$.

2.3. Espacialização das temperaturas máxima e mínima do ar

Os dados de T_x e T_n da plataforma de Queluz foram usados como entrada no modelo MTCLIM para inferir dados em 271 pontos distribuídos sob a área do Parque Nacional do Itatiaia, RJ. Em seguida, foram feitas espacializações empregando técnica de interpolação conhecida como Krigagem. Este método é baseado em duas funções: o semivariograma e o covariograma que descrevem a dependência espacial dos dados (Genton e Gorsch, 2002). Um semivariograma ($\gamma(h)$) pode fornecer uma descrição concisa da extensão da variabilidade espacial, permitindo representar quantitativamente a variação de um fenômeno regionalizado no espaço (Huijbregts, 1975). Os modelos esférico e gaussiano foram os que apresentaram melhores ajustes para a temperaturas máxima e mínima do ar.

2.4. Análises estatísticas

Os valores estimados foram correlacionados com os observados pela análise de regressão, considerando os seguintes índices de validação das equações: A precisão, dispersão dos valores em torno da média, é dada pelos coeficientes de correlação (r) ou de determinação (R^2). A partir dos dados da PCD de Cachoeira Paulista foram inferidos valores meteorológicos para Queluz e para Campos do Jordão, para testar se o modelo pode ser aplicado para

locais com mesmas elevações (Cachoeira Paulista x Queluz) e diferentes elevações (Cachoeira Paulista x Campos do Jordão), respectivamente. O desempenho do modelo foi avaliado usando cinco parâmetros estatísticos: (1) Erro médio (EM); (2) Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM); (3) Concordância (d) (Willmott et al., 1985); (4) Coeficientes de correlação (r) e de determinação (R^2) expressos por:

$$EM = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N O_i - P_i \quad (5)$$

$$REQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (O_i - P_i)^2} \quad (6)$$

$$d = 1 - \frac{\left(\sum_{k=1}^N O_i - P_i \right)^2}{\sum_{k=1}^N (|P_i - O_i| + |O_i - O|)^2} \quad (7)$$

em que P_i são os valores estimados; O_i são os valores observados e O é a média dos valores observados; N são os pares de valores observados e estimados das variáveis; $\sigma(k)$ é o erro padrão para o local k .

O EM indica o grau de tendência da estimativa do modelo e pode ser próximo de zero. Os valores de REQM mostram a precisão da estimativa. A concordância (d) refere-se à exatidão ou à aproximação dos dados estimados com os observados, seus valores variam de 0 (zero) para nenhuma concordância e 1 (um) para concordância perfeita entre eles. O desempenho do modelo MTCLIM foi avaliado utilizando o índice c proposto por Camargo e Sentelhas (1997), como sendo: $c = r \times d$. O critério de interpretação do desempenho do modelo MTCLIM pode ser assim adaptado como desempenho: ótimo ($c > 0,85$), muito bom ($0,75 \leq c \leq 0,85$), bom ($0,66 \leq c \leq 0,75$), mediano ($0,61 \leq c \leq 0,65$), sofrível ($0,51 \leq c \leq 0,60$), mau ($0,41 \leq c \leq 0,50$), péssimo ($c \leq 0,40$).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Locais com a mesma elevação

O modelo MTCLIM foi avaliado em locais com a mesma elevação em relação ao nível médio do mar e o efeito da cobertura de nuvens sobre a T_x diária. Ressalta-se que a estimativa da T_n diária não

leva em consideração os efeitos de nuvens, devido à ausência de imagens do satélite GOES-12 próximo ao nascer do Sol.

A Figura 2a mostra os dados diários de T_x inferidos a partir da PCD de Cachoeira Paulista (altitude, 520m) para a de Queluz (altitude, 520m) em condição de céu limpo para o ano 2003. Na Figura 2a constatou-se que os efeitos do relevo explicam 76% ($R^2=0,76$) da estimativa da T_x com REQM de $3,0^\circ\text{C}$. A introdução do efeito da cobertura de nuvens e do IAF (Índice de Área Foliar) foi utilizada no modelo MTCLIM para atenuar T_x (Figura 2b). A T_x estimada apresentou boa correlação ($R^2=0,71$) para Queluz, mas a REQM aumentou para $3,9^\circ\text{C}$ (Figura 2b). Em ambos os casos, o modelo MTCLIM tende a superestimar T_x com um EM de $+0,29^\circ\text{C}$ para condição de céu claro e de $+0,36^\circ\text{C}$ para céu nublado. Contudo, a simulação de T_x apresentou concordância perfeita ($d=1,0$) e desempenhos muito bons ($c=0,84$) e ótimos ($c=0,87$) independente das condições de céu reinante sobre local estudado. A PCD de Cachoeira Paulista está a 30 km da PCD de Queluz. De acordo com Hungerford et al. (1989), os erros do modelo podem ser reduzidos se os dados de entrada forem de uma estação meteorológica bem próxima do local em que se deseja fazer as simulações. Isso reduziria os erros introduzidos pela diferença de cobertura de nuvens sobre a estação meteorológica e o local de interesse. Lopes et al. (2004) também observaram que a distância entre a estação meteorológica e o local de interesse influencia nos valores estimados de T_x e T_n .

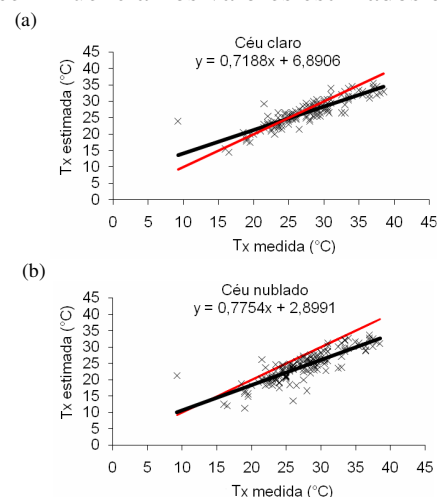


Figura 2 - Temperatura máxima do ar (T_x) medida e estimada pelo modelo MTCLIM para Queluz (a) em condição de céu claro e (b) em condições de céu nublado em 2003.

A Figura 3 mostra os dados diários de T_n (1997) que aplicaram o modelo MTCLIM numa área inferidos a partir da PCD Cachoeira Paulista para a de Queluz em condição de céu claro para o ano 2003. Observa-se que os efeitos do relevo explicam 73% ($R^2=0,73$) da estimativa de T_n com REQM de $3,0^\circ\text{C}$. O modelo MTCLIM tende a subestimar T_n com um EM de $-2,0^\circ\text{C}$. A modelagem de T_n apresentou concordância perfeita ($d=1,0$) e desempenho muito bom ($c=0,85$). Running et al. (1987) afirmaram que os erros de T_n e T_x dependem da escolha dos gradientes verticais de T_x e T_n . Valores altos de gradiente vertical de temperatura do ar causam erros nas T_x e valores pequenos erros nas T_n (Running et al., 1987).

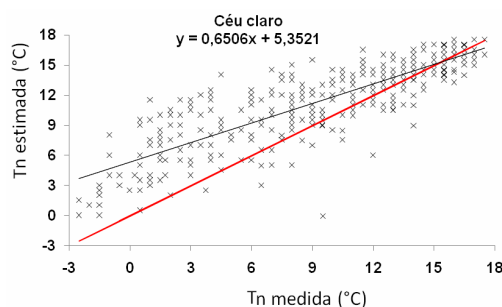


Figura 3 - Comparação entre as temperaturas mínima do ar (T_n) medida e a estimada com o modelo MTCLIM para Queluz em 2003.

Os regimes mensais de T_x e T_n observadas e estimadas pelo modelo MTCLIM para 2003 são ilustradas nas Figuras 4a e 4b. Observa-se que as curvas de temperaturas possuem comportamentos similares ao do padrão climático da região do Vale do Rio Paraíba do Sul. Em condições de céu claro (Figura 4a), a topografia local explica 90% ($R^2=0,90$) da variação de T_x em torno de sua média apresentado REQM de $1,2^\circ\text{C}$, tendência a superestimar (EM= $+0,94^\circ\text{C}$) com boa exatidão ($d=0,86$) e bom desempenho ($c=0,82$). Por outro lado (Figura 4b), as nuvens, a cobertura do terreno e a topografia explicaram somente 77% ($R^2=0,77$) da variabilidade de T_x em relação a sua média aumentado o erro para $1,5^\circ\text{C}$, tendência a subestimar T_x (EM= $-0,95^\circ\text{C}$) com boa exatidão ($d=0,81$) e desempenho regular ($c=0,63$). Para a T_n , a variabilidade em torno da média foi de 98%, REQM de $2,3^\circ\text{C}$, tendência de subestimativa (EM= $-2,02^\circ\text{C}$), apresentando boa concordância ($d=0,91$) e ótimo desempenho ($c=0,9$). Esses resultados estão de acordo com Thornton et al.

(1997) que aplicaram o modelo MTCLIM numa área de 400.000 km^2 abrangendo 500 postos meteorológicos dos Estados Unidos da América, encontrando erros de $1,8^\circ\text{C}$ e $2,0^\circ\text{C}$ para a T_x e T_n , respectivamente. Chiesi et al. (2002) afirmam que o modelo dar melhores resultados de T_x e T_n quando são considerados períodos de tempo longo (uma semana ou mês).

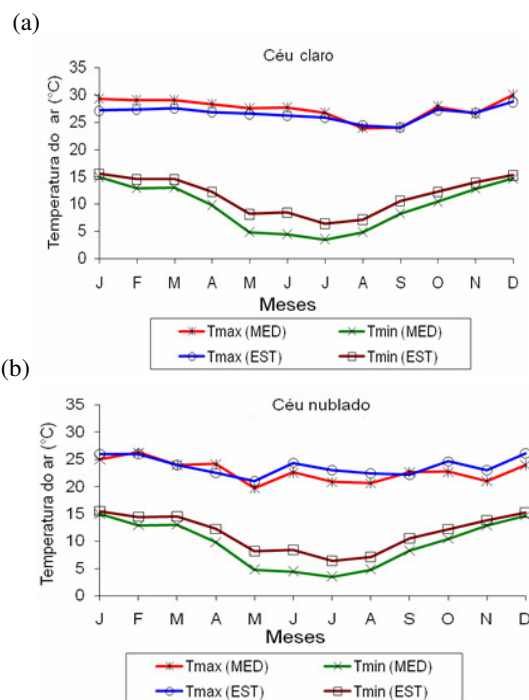


Figura 4 - Ciclo mensal de T_x e T_n observadas e estimadas pelo modelo MTCLIM para Queluz em 2003: (a) T_x estimada sem nuvens; (b) T_x estimada com nuvens

3.2 Locais com diferentes elevações

As temperaturas mínimas e máximas do ar observadas na PCD de Cachoeira Paulista localizada no Vale do Rio Paraíba do Sul, foram utilizadas para simular os elementos meteorológicos no local da PCD de Campos do Jordão, Serra da Mantiqueira. As Figuras 5a e 5b ilustram os valores de T_x extrapolados em condições de céu claro e de céu nublado, respectivamente. Em condições de céu claro (Figura 5a), a análise de T_x estimada explica somente 55% da variabilidade dos valores medidos, apresentado um REQM de $1,4^\circ\text{C}$, precisão ($r=0,74$), concordância perfeita ($d=1,0$), bom desempenho

($c=0,74$) e tendência a superestimar T_x ($EM=+2,4^\circ\text{C}$). A inclusão da cobertura de nuvens na atenuação de T_x (Figura 5b) explicou apenas 56% ($R^2=0,56$) da dispersão dos dados em relação aos valores medidos, com REQM de $1,7^\circ\text{C}$, boa precisão ($r=0,74$), concordância perfeita ($d=1,0$), indicando bom desempenho ($c=0,74$) e tendência a superestimar T_x ($EM=+3,5^\circ\text{C}$). Mesmo assim, a inclusão do IAF e da cobertura de nuvens no modelo MTCLIM melhorou a estimativa de T_x . Estes resultados então de acordo com Running e Thornton (1997) que testaram o modelo em 215 estações meteorológicas, espaçadas uma da outra em 38 km em Montana, constatando que a T_x estimada superestimou os valores observados e T_n estimada subestimou a mínima observada. Contudo, a topografia local, ainda, é o principal parâmetro de variabilidade de T_x . Maselli et al. (2004) comentam que se o IAF for mantido constante durante o ano, os erros de T_x e T_n são mais elevados. Segundo Lopes (2006), o erro em T_x pode estar associado ao aspecto (direção da encosta voltada para o Sol) que foi mantido constante em todas as simulações.

condições de céu claro, a topografia local explica 89% ($R^2 = 0,79$) da variação da T_n em torno de sua média apresentado REQM de $1,4^\circ\text{C}$, tendência a subestimar ($-2,0^\circ\text{C}$) com boa exatidão (1,0) e desempenho muito bom ($c=0,82$). Chiesi et al. (2002) compararam três anos de dados observados de T_x e T_n com os extrapolados pelo modelo MTCLIM e encontraram REQM de $1,71^\circ\text{C}$ a $1,87^\circ\text{C}$ para T_n , de $2,47^\circ\text{C}$ a $4,34^\circ\text{C}$ para T_x . Esses autores constataram que T_n e T_x distribuem-se homogeneamente sob a superfície terrestre, e dependeram principalmente do gradiente altitudinal.

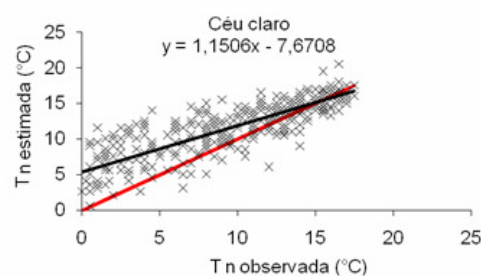


Figura 6. Regressão linear entre valores de T_n observados e estimados para o ano 2003.

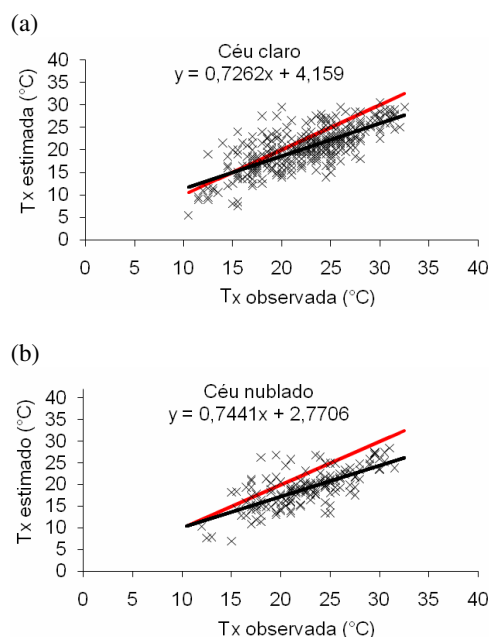


Figura 5 - Regressão linear entre dados observados e simulados de T_x para Campos do Jordão, SP, em condições de céu claro (a) e de céu nublado (b) em 2003.

A Figura 6 mostra a comparação entre os valores medidos e simulados de T_n para 2003. Em

As Figuras 7a e 7b mostram a sazonalidade de T_x e T_n do ar inferidas a partir dos dados da PCD Cachoeira Paulista para a PCD Campos do Jordão, na ausência e presença de cobertura de nuvens, respectivamente. Observa-se que as curvas de T_x e T_n possuem comportamentos similares ao regime climatológico da região, ou seja, as temperaturas diminuem no inverno e aumentam no verão. Na ausência de nebulosidade (Figura 7a), o modelo MTCLIM estimou T_x mensal com REQM de $2,2^\circ\text{C}$, tendência a subestimar ($EM=-1,98^\circ\text{C}$), precisão de 0,91, boa concordância ($d=0,76$) e apresentado um bom desempenho ($c = 0,69$). A aplicação da cobertura de nuvens na atenuação da T_x (Figura 7b) estimada explicou 85% ($R^2=0,85$) da dispersão dos dados medidos em torno da média, mostrando tendência a subestimar ($EM=-2,97^\circ\text{C}$), precisão muito boa ($r=0,92$), concordância regular ($d=0,62$), desempenho sofrível ($c=0,57$) e REQM de $3,1^\circ\text{C}$. A topografia local explica 98% ($R^2=0,98$) da variabilidade da T_n mensal estimada pelo modelo MTCLIM, com tendência a superestimar em $2,0^\circ\text{C}$, precisão de 0,99, concordância ($d=0,99$) e desempenho ótimos ($d=0,95$). Para melhorar a estimativa da T_x é preciso

ajustar o aspecto e a cobertura vegetal, enquanto que a estimativa da mínima deve-se introduzir correções relacionadas os processos de resfriamento radiativo (Lopes, 2006).

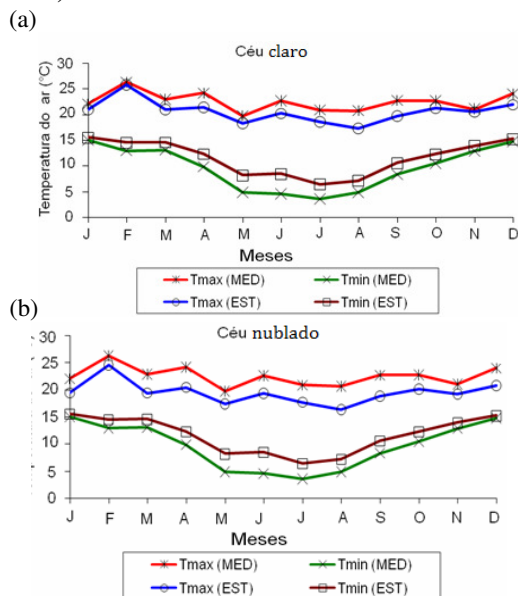


Figura 7 - Ciclos mensais das T_x e T_n em condições de céu claro (a) e de céu nublado (b) para Campos do Jordão em 2003.

3.4 Regimes de temperaturas máximas do ar

As Figuras 8a e 8b mostram a espacialização da T_x em condições de céu claro e de céu nublado, respectivamente, para fevereiro de 2003. A T_x oscilou entre 23,8 a 34,3°C em condições de céu claro e de 23,0 a 32,0°C para céu nublado. A amplitude média absoluta entre os valores de T_x de céu claro e de céu nublado foi de 1,7°C, a T_x aumenta com a altitude, independente das condições reinantes do céu. No entanto, o gradiente vertical de T_x é mais intenso em condições de céu limpo (Figura 8a) do que em condições de céu nublado (Figura 8b). Nota-se, ainda, que a cobertura de nuvens atenua as máximas no topo do Parque Nacional do Itatiaia, resultando em resfriamento da superfície terrestre local em fevereiro. Observou-se, ainda, que as nuvens contribuíram para aumentar as diferenças das T_x das encostas voltadas para o norte em relação às voltadas para o sul. Isto se deve a presença de nuvens de orográficas nas encostas sul da Serra da Mantiqueira, que são mais íngremes do que a sua face norte. Este

resultado concorda com as observações realizadas por Running et al. (1989). Todavia, a diferença de temperatura máxima do ar depende das características de trocas de energia das encostas (McNaughton e Jarvis, 1983). A diferença de T_x das encostas expostas pode exceder 10°C.

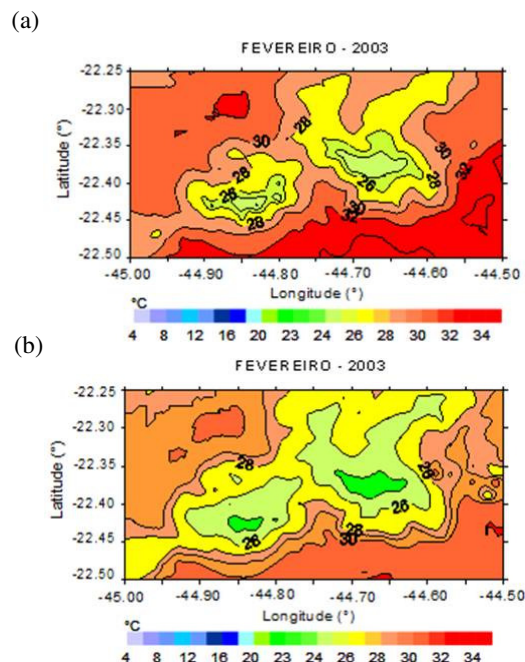


Figura 8 - A T_x sobre o Parque Nacional do Itatiaia, RJ, em condições de céu claro (a) e de céu nublado (b) para o mês de fevereiro de 2003.

As distribuições espaciais de T_x no Parque Nacional do Itatiaia, para junho 2003, são mostradas nas Figuras 9a e 9b. Em junho, a T_x segue o mesmo padrão observado em fevereiro, ou seja, T_x diminui com a elevação. O intervalo da T_x oscilou entre 20 a 28°C na ausência de nuvens (Figura 9a) e de 18 a 28°C com nuvens (Figura 9b). Vale salientar que o resfriamento da superfície terrestre acentua-se devido à estação de inverno que proporciona dias de céu claro sobre o vale e formação de nuvens orográficas a sotavento da Serra da Mantiqueira. Quando a superfície é um dossel transpirando ativamente a diferença de temperatura é desprezível (Kaufmann, 1984).

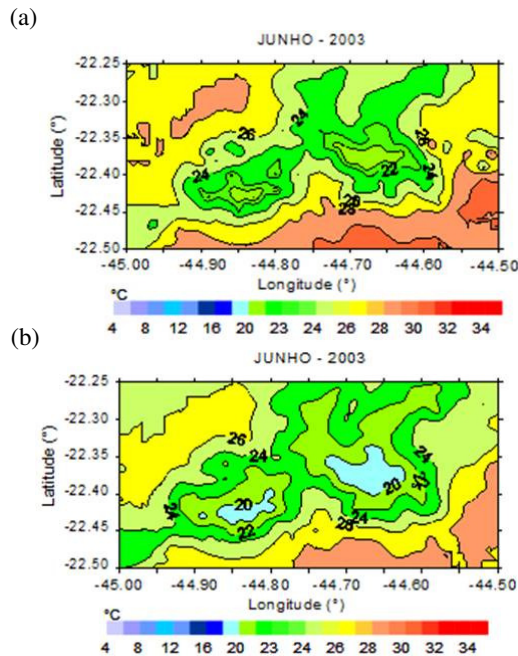


Figura 9 - A T_x sobre o Parque Nacional do Itatiaia, RJ, em condições de céu claro (a) e de céu nublado (b) para junho de 2003.

3.5 Regime de temperatura mínima do ar

As Figuras 10a e 10b exemplificam as médias mensais de T_n para os meses de fevereiro e junho de 2003. Observa-se que a T_n diminui com o aumento da elevação, oscilando entre 13,8 e 19,1°C, com média de 16,5°C (Figura 10a). Em junho T_n variou de 7,3 a 12,6°C (média 10,0°C) (Figura 10b). Em geral, observou-se que as T_n no verão oscilaram entre 15 a 20°C e as T_n de invernos de 4 a 11°C reduzindo-se com o aumento da elevação. As encostas da Serra da Mantiqueira voltadas para o norte esfriam mais que as voltadas para o sul no verão.

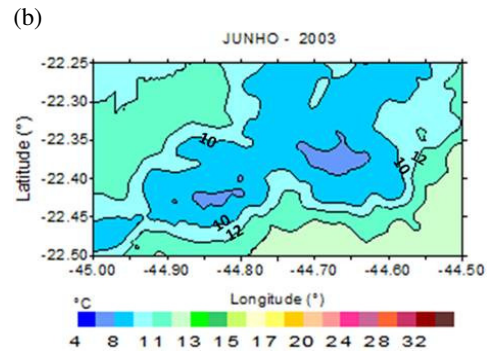
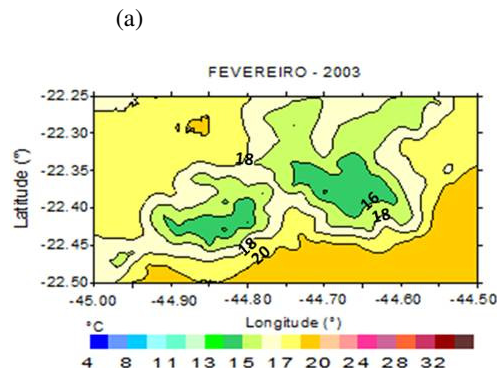


Figura 10 - Médias mensais da temperatura mínima do ar sobre a região do Parque Nacional do Itatiaia, RJ, em 2003.

4. CONCLUSÕES

De acordo com os resultados apresentados acima conclui-se que:

- Os locais com a mesma altitude, o modelo MTCLIM superestimativa T_x e subestimou T_n para locais com a mesma altitude e independente das condições de céu reinante sobre o local.
- Os locais com diferentes elevações e céu claro, o modelo MTCLIM estimou a T_x com boa concordância e erro de 1,4°C. Com a inclusão da cobertura de nuvens, o modelo melhorou concordância de T_x , mas o erro aumentou (1,7°C).
- O relevo local é o principal parâmetro de variabilidade das T_x e T_n que diminuem com a altitude. A combinação da cobertura de nuvem com o relevo atenuou a T_x .

- O modelo tem demonstrado bom desempenho na estimativa de T_x e T_n e podem ser usados para estimar a evapotranspiração e a respiração de plantas em regiões montanhosas.

5. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) por terem cedido dados meteorológicos e ao Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, A.C; Landsberg, J.J. 2003. Evaluating methods of estimating global radiation and vapor pressure deficit using a dense network of automatic weather stations in coastal Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.118, p.237-250.
- Baigorria, G.; Bowen, W.; Stoorvogel, J. 2000. Estimating the spatial variability of weather in mountain environments. p.371-378, CIP Program Report 1999-2000.
- Band, L. E.; Patterson, P.; Nemani, R. R.; Running, S. W. 1993. FOREST ecosystem processes at the watershed scale: incorporating hillslope hydrology. *Agriculture Forest Meteorology*, v. 63, p. 93-126.
- Camargo, A. P.; Sentelhas, P. C. 1997. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 5, n. 1, p. 89-97.
- Chiesi, M.; Maselli, F.; Bindi, M.; Fibbi, L.; Bonora, L.; Raschi, A.; Tognetti, R.; Cermak, J.; Nadezhdina, N. 2002. Calibration and application of Forest-BGC in a Mediterranean area by the use of conventional and remote sensing data. *Ecological Modelling*, v.154, n.3, p. 251-262.
- Geiger, R. 1965. *The Climate Near the Ground*. Harvard University Press, Cambridge, MA.
- Genton, M. G.; Gorsch, D.J. 2002. Nonparametric variogram and covariogram estimation with estimation with Fourier-Bessel matrices. *Computational Statistics & Data Analysis*, v.41, p.47-57.
- Glassy, J.M.; Running, S.W. 1994. Validating diurnal climatology logic of the MT-CLIM model across a climatic gradient in Oregon. *Ecological Applications*, v.4, n.2, p.248-257.
- Holbo, H.R., Luvall, J.C. 1989. Modeling surface temperature distributions in Forest landscapes. *Remote Sensing of Environment*, v.27, p.11-24.
- Huijbregts, C. J. 1975. Regionalized variables and quantitative analysis of spatial data. In: Davis, J. C.; McCullagh, M. J. (ed).
- Display and analysis of spatial data. New York, John Wiley, p. 38-53.
- Hungerford, R. D.; Nemani, R. R.; Running, S.; Coughlan, J. C. 1989. MTCLIM: a Mountain Microclimate Simulation Model. Intermountain Research Station, FOREST Service, USDA, Research Paper INT-414.
- Kaufmann, M.R. 1984. Effects of weather and physiographic conditions on temperature and humidity in subalpine watersheds of the Fraser Experimental Forest. Res. Pap. RM-251. Fort Collins: Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station. 9p.
- Kimball, J.S.; Running, S.W.; Nemani, R. 1997a. An improved method for estimating surface humidity from daily minimum temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.85, n.1-2, p.87-98.
- Larcher, W. 1995. *Physiological Plant Ecology*. 3rd ed. Berlin: Springer, 506p.
- Lemos, F.C. 2000. Caracterização e variabilidade climática do Vale do Paraíba – SP. Dissertação de Mestrado, UNITAU, 114p.
- Lopes, P. M. O. 2006. Obtenção de regimes microclimáticos em regiões montanhosas com dados de sensores orbitais e integração de modelos distribuídos. 2006. 232 p. (INPE-14650-TDI/1209). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2006/06.30.18.15>>. Acesso em: 30 out. 2009.
- Lopes, P. M.O.; Valeriano, D. M.; Ferreira, N. J. 2004. Extrapolação de elementos climáticos para regiões montanhosas tipo de trabalho. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., Fortaleza. Anais... CD-ROM, On-line. (INPE-11973-PRE/7319).
- Maselli, F.; Chiesi, M.; Bindi, M. 2004. Multi-year simulation of Mediterranean forest transpiration by the integration of NOAA-AVHRR and ancillary data. *International Journal of Remote Sensing*, v.25, n.19, p.3929-3941.
- McNaughton, K.G.; Jarvis, P.G. 1983. Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In: Koslowski, T.T. (ed.). *Water deficits and plant growth*. New York: Academic Press. v. 7, p.1-47.
- Parton, W.J.; Longan, J.E. 1981. A model for diurnal variation in soil and air temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.23, n.3, p.205-216.
- Running, S. W.; Nemani, R. R.; Hungerford, D. R. 1987. Extrapolation of synoptic meteorological data in mountainous terrain and its use for simulating FOREST evapotranspiration and photosynthesis, *Can.J.For.Res.*, v. 17, p. 472-483.

Silva, B.G. 2003. Seleção de parcelas permanentes em ecossistemas montanhosos. (INPE-5522-TDI/519). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 231p.

Thornton, P. E.; Running, S. W.; White, M. A. 1997. Generating surfaces of daily meteorological variables over large regions of complex terrain. *Journal of Hydrology*, v. 190, p. 214-251.

Thornton, P.E.; Running, S.W. 1999. An improved algorithm for estimating incident daily solar radiation from measurements of temperature, humidity, and precipitation. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 93, n. 4, p. 211-228.

Thornton, P.E.; Hasenauer, H.; White, M.A. 2000. Simultaneous estimation of daily solar radiation and humidity from observed temperature and precipitation: an application over complex terrain in Austria. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 104, n. 4, p. 255 – 271.

Vianello, R.L.; Alves, A.R. 1991. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa: UFV, 449p.

Waring, R.H.; Running, S. W. 1998. *Forest Ecosystems – Analysis at Multiple Scales*. San Diego: Academic Press. 370p.

Willmott, C.J.; Ackleson, S.G.; Davis, R.E.; Feddema, J.J.; Klink, K.M.; Legates, D.R.; O'Donnell, J.; Rowe, C.M. 1985. Statistics for the evaluation and comparison of models. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, v. 90, n. C5, p. 8995-9005.