

AVALIAÇÃO DO HIDROESTIMADOR E SEU AJUSTE SOBRE A REGIÃO SUL E SUDESTE DO BRASIL

RESUMO

As estimativas de precipitação utilizando dados de satélite tem sido uma ferramenta importantíssima para o monitoramento do ciclo de água sobre o Brasil. O Hidroestimator, operacionalizado na DSA/CPTEC/INPE, é um modelo baseado em imagens de satélites geoestacionários o que permite um acompanhamento contínuo da precipitação. O objetivo desse trabalho foi avaliar as estimativas do hidroestimator e realizar um ajuste no modelo que representasse o regime de precipitação da região Sul-Sudeste do Brasil. Foram utilizados dados de refletividade do radar de Bauru (SP) para o ajuste do modelo, e as comparações foram realizadas com as acumulações diárias de pluviômetros e saídas mensais do modelo 3B-43 (NASA).

ABSTRACT

Satellite rainfall estimates have been an important tool for water cycle monitoring over Brazil. The Hidroestimator, currently operational at DSA/CPTEC/INPE is a model based on geostationary satellite imagery, allowing continuous rainfall monitoring. The main goal of this work was to adjust the Hidroestimator for the rainfall regime found over Southern and Southeastern regions of Brazil and evaluate its results. Reflectivity data from Bauru (SP) radar were used to adjust the model, and comparisons were made using rain gauge data and monthly estimates from the NASA 3B43 rainfall product.

Key-word : Rainfall, Satellite, Convective Systems

1. INTRODUÇÃO

O Hidroestimator (HE), versão posterior ao *Auto-Estimator* (AE), desenvolvido por Vicente et al. (1998) no NESDIS é um algoritmo que produz estimativas instantâneas de precipitação de modo automático a cada 15 minutos, fazendo o uso de imagens

infravermelhas do satélite GOES. Este algoritmo calcula a taxa de precipitação inicial utilizando-se de um ajuste de potência entre estimativas instantâneas de precipitação derivadas do radar e medidas de temperatura de brilho do satélite, além de considerar fatores adicionais como o regime de umidade, crescimento e estrutura do topo de nuvens. Esta técnica parte da suposição que nuvens que possuem temperatura do topo mais frias proporcionam maiores taxas de precipitação que aquelas com temperatura do topo mais quente. Tal ajuste é dado por:

$$R_s = 1,1183 \cdot 10^{11} \exp(-3,6382 \cdot 10^{-2} Tb^{1,2}) \quad (1)$$

Em que, R_s é a taxa de precipitação estimada pelo satélite e Tb a temperatura de brilho medida pelo satélite no canal 4. Segundo Vicente e colaboradores, para a elaboração da curva de regressão de potência (Figura 1) foram co-locados dados dos satélites GOES-8 e -9 no IR (10,7 μ m) e estimativas instantâneas de chuva de radares operacionais nos EUA (WSR-57S, WSR-74C, WSRFS-88D) localizados sobre as Grandes Planícies e áreas adjacentes ao Golfo do México no período de março a junho de 1995, onde foram escolhidos para análise apenas centros convectivos.

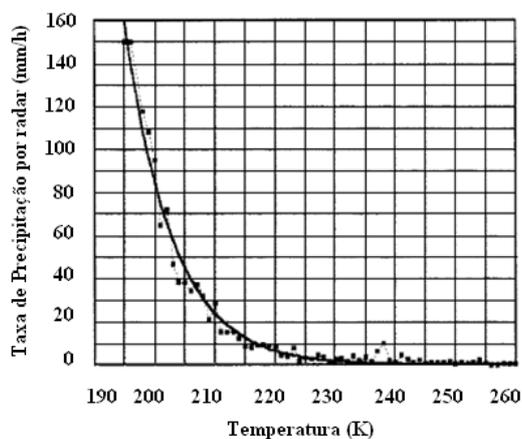


Figura 1 – Média da taxa de chuva para cada Tb de 195 a 260 K calculadas dos pares colocados de taxa de chuva derivada do radar e temperatura do topo de nuvens do IR do GOES (curva pontilhada) e o ajuste exponencial (curva sólida).

Fonte: Vicente et al. (1998).

Segundo Scofield et al. (1987), para corrigir erros associados as superestimativas (subestimativas) em ambientes secos (úmidos) foi desenvolvidos por Vicente et al. um fator baseado no produto da RH com PW, que é empiricamente escalado para variar entre 0 e 2, onde o ambiente é considerado seco se PWRH é significativamente abaixo de 1.0 e úmido se PWRH for maior do que 1.0.

A evolução do modelo AE para o HE foi devido aos erros nas estimativas geradas pela primeira versão, como a superestimação de R_s em nuvens cirrus, que formam as bigornas das tempestades, que não apresentam precipitação, mas tem uma temperatura baixa do topo e portanto superestimar, a extensão espacial de chuvas intensa. Segundo Kuligowski et al. (2004), melhorias feitas no AE (SCOFIELD 2001; VICENTE et al., 2002) sugeriram o desenvolvimento do HE, que assumiu o lugar do anterior como o algoritmo operacional da NESDIS a partir de 2002.

O HE foi desenvolvido para diminuir o efeito dessas deficiências. Com relação à estrutura do topo de nuvens o HE considera não apenas a temperatura de um pixel, mas também os valores dos pixels vizinhos. Os pixels que são mais frios que os adjacentes são interpretados como associados à corrente ascendente convectiva, sendo logo associados com chuva. Enquanto que, pixels mais quentes do que a média das temperaturas da nuvem vizinha são considerados como não possuidores de corrente ascendente ativa e assim não serem produtores de chuva. As precipitações convectivas e estratiformes são produzidas por mecanismos diferenciados de movimentos ascendentes, que podem ser distinguidos por diferenças consideráveis na estrutura horizontal e vertical das nuvens e na intensidade da precipitação. Assim, o HE realiza uma distinção entre precipitação no centro do sistema convectivo (R_{cc}) e em regiões adjacentes ao centro (R_{nc}). Para o cálculo de R_{cc} o fator PWRH foi separado, sendo utilizada a mesma equação desenvolvida por Vicente et al. (1998), mas em função de PW ($R_{cc} = R_{210} \cdot \phi_{PW}$). Outro fator de correção associado ao relevo indica que quando a precipitação localiza-se sobre uma região de orografia acentuada um fator é utilizado para aumentar a taxa de precipitação a barlavento das montanhas e diminuir a sotavento das mesmas.

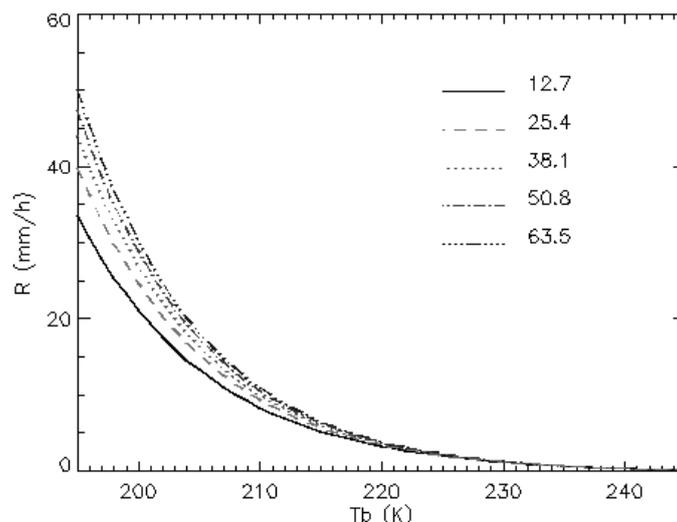


Figura 2 – Taxa de precipitação ajustada pelo conteúdo de PW e Tb em centros convectivos. A legenda indica os valores de PW (mm).

Com relação a R_{nc} , esta não pode exceder em 20% a correspondente em R_{cc} , sendo que esta também é ajustada por PW. O cálculo para se determinar a taxa de chuva de regiões adjacentes ao centro, possivelmente estratiforme, no HE é feito baseando-se em uma relação linear com a Tb , determinada por:

$$R_{nc} = \frac{(250 - Tb) \cdot RR_{210}}{5} \quad (2)$$

Antes de calcular a taxa de precipitação final (RR) é necessário se determinar quais pixels indicam chuvas e qual a fração desta é R_{cc} ou R_{nc} . Em uma grade de 101x101 pixels é derivada a mínima temperatura (T_{min}) que é utilizada para determinar o raio da região de interesse, característica herdada do AE. Quanto menor for o valor de T_{min} maior é o centro convectivo (raio de 50 pixels para T_{min} de aproximadamente 200K), e valores maiores T_{min} indicam áreas menores (raio de 30 pixels para T_{min} de aproximadamente 220K). Para o cálculo da fração do tipo de precipitação (convectiva ou estratiforme adjacente) analisa-se o pixel de interesse pela média (\overline{Tb}) das temperaturas dos circundantes e o desvio padrão (σ) destes, determinando assim um valor padronizado (η). O η deve ser menor do que ou igual a 1,5, se η for igual 1,5 (0) a precipitação é inteiramente convectiva (estratiforme). E para valores negativos a

precipitação é nula.

$$\eta = \frac{\overline{Tb} - Tb}{\sigma} \quad (3)$$

Uma vez identificados os pixels onde existe precipitação, a taxa de chuva final é determinada pela taxa de precipitação da fração convectiva e da estratiforme adjacente, calculada pela seguinte equação:

$$RR = \frac{R_{cc} \cdot \eta^2 + R_{nc} \cdot (1,5 - \eta)^2}{\eta^2 + (1,5 - \eta)^2} \quad (4)$$

Logo em seguida, o fator de correção pela RH é aplicado para diminuir a taxa de precipitação para ambientes secos e aumentar para ambientes úmidos, sendo assim a RR é basicamente em função dessas quatro variáveis ($RR = R_s \cdot \phi_{pw} \cdot \phi_{rh} \cdot \phi_{orog}$).

3. DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Na avaliação do HE foram utilizados dados do satélite GOES e as análises do modelo regional do CPTEC o Eta. As análises foram realizadas para o período de outubro de 2004 a março de 2005. A calibração do HE se restringiu as regiões Sul e Sudeste do país e foram utilizados dados do período de dezembro de 2006 e janeiro de 2007. Os dados considerados para esse período são os seguintes:

- Tb das imagens do satélites GOES-10 e 12 no canal IR (10,7 μ m);
- PW, Umidade Relativa (RH) e Vento (u,v) do modelo do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) interpolados para grade do modelo Eta do CPTEC com uma resolução espacial de 40 km;
- Medidas das radiossondagens disponíveis sobre a América do Sul;

- Refletividade do radar meteorológico do IPMet/UNESP de Bauru/SP;
- Precipitação diária acumulada medida por pluviômetros;
- Estimativas de precipitação produzidas pelo algoritmo 3B-43 (NASA).

Os dados de refletividade radar do tipo CAPPI (Constant Altitude Plan Position) do radar meteorológico do IPMet/UNESP, obtidos para uma altura de 3,5km que foram disponibilizados em arquivos texto, em forma de matriz quadrada de 480km x 480km, com uma resolução espacial de 1x1km, cujo ponto central é o radar. Nesse produto, Z é o valor da refletividade, normalmente expresso em dBZ (decibéis). A altura de 3,5km foi escolhida para diminuir ruídos nas imagens de radar devido a efeitos de orografia e, principalmente, a banda brilhante, que segundo Wallace e Hobbs (2006) é uma região de grande refletividade radar localizada no nível de derretimento das partículas de gelo.

3.2 Metodologia

3.2.1 Ajuste do Hidroestimator

A metodologia de execução do trabalho consiste primeiramente em avaliar as estimativas do HE e o impacto de uma relação entre Tb e a precipitação. Para tanto foi realizado um ajuste do HE para o Sul e Sudeste do país. Foram utilizados dados do tipo CAPPI de refletividade do radar meteorológico do IPMet/UNESP de Bauru (SP) e Tb do Satélite GOES, como descrito anteriormente, para o ajuste da relação de regressão de potência entre Tb e estimativas de chuva derivadas de radar.

3.2.2 Testes de Sensibilidade do Hidroestimator

Foram realizados testes no HE para avaliar a sensibilidade do modelo com relação às variáveis externas assimiladas pelo modelo (PW, RH e Orografia) usadas como fatores de correção na temperatura e na taxa de precipitação estimada. Para avaliar PW e RH foram feitos teste com seu valor constante (a média espacial) para todos os pixels e a média temporal para cada pixel no caso de PW. Para os valores constantes foram

computadas as médias do período de 2004 a 2005 das radiossondagens disponíveis no Brasil. Ao invés de se utilizar apenas dados de pluviômetros na comparação com o HE, devido a falhas, preferiu-se o algoritmo 3B-43 (NASA), Huffman et al. (2007), que produz a melhor estimativa da taxa precipitação acumulada mensal e o menor erro quadrático médio. Tal algoritmo utiliza uma combinação das estimativas de precipitação do satélite TRMM e dos acumulados mensais de alta qualidade das estimativas no IR, a cada 3hrs, e as análises de pluviômetros do GPCC (Global Precipitation Climatology Centre), em uma grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

3.2.3 Ajuste do Hidroestimator ao Sul e Sudeste do Brasil

O primeiro passo para o desenvolvimento da nova relação de regressão de potência foi a extração do segmento da imagem satélite, baseada na área de cobertura do radar de Bauru. Em seguida foram co-localizadas as imagens de radar e satélite, e depois radar-satélite e as imagens de classificação de nuvens, para isso foram testados dois métodos de interpolação: o vizinho mais próximo (baseado na distância euclidiana) e a média dos pixels circundantes dentro de um raio de influência. Para converter $Z(\text{dBZ})$ em $R(\text{mm/h})$, foi necessário, primeiramente, transformar $Z(\text{dBZ})$ em $Z(\text{mm}^6/\text{m}^3)$ e logo após Z em R , pelas relações de Bauru desenvolvida por Calheiros et al. (1987), equações 6. As transformações são descritas abaixo.

$$Z = 10^{\left(\frac{\text{dBZ}}{10}\right)} \quad (5)$$

assim,

$$R = \left(\frac{Z}{325}\right)^{\frac{1}{1.36}} \quad (6)$$

Para produzir a nova curva que representa as taxas de precipitação do Sul e Sudeste foi utilizado o método desenvolvido por Calheiros e Zawadzki (1987) a *Probability Matching Method* (PMM), que se baseia na associação de frequências acumuladas entre duas variáveis. Para finalizar foi implementada a nova relação de regressão de potência

as estimativas de chuva pelo HE, e criado um Hidroestimator-Ajustado (HEA) ao Sul e Sudeste do Brasil.

Em seguida, foram realizadas as validações do modelo e escolhido o ajuste que apresenta a melhor estimativa da precipitação, sobre a região de estudo para ser implementada ao algoritmo ForTraCC, em relação ao dados 3B-43 e pluviômetros sobre a área de análise.

4. RESULTADOS

4.1 Testes de Sensibilidade do Modelo Hidroestimator

Vários estudos foram realizados para se analisar a sensibilidade dos parâmetros assimilados pelo HE (variáveis obtidas pela previsão das 00Z do Modelo Eta do CPTEC que interpola os dados do NCEP para sua grade). Para a análise da sensibilidade do HE foram testados todos os ajustes adicionais que são usados para aumentar/diminuir a taxa de precipitação, baseado no ajuste da Tb inicial. As diferenças das médias da precipitação diária (mm/dia) entre cada teste e o HE em sua versão operacional para o período de outubro de 2004 a março de 2005 foram calculadas. O teste do HE sem informações de topografia e da componente horizontal do vento em 850 hPa pode ser observado na Figura 3a. Segundo Vicente et al. (2002), com dados sobre regiões de grande relevo e direção e velocidade do vento calculados pelo modelo Eta no nível de 850 hPa é possível determinar um fator de aumento/diminuição da precipitação em regiões de barlavento/sotavento para o HE. Nota-se na figura que, em regiões com orografia pouco acentuada não houve diferença entre o modelo e o teste, como esperado. Entretanto, em áreas montanhosas, o ajuste nas temperaturas maiores que 210 K foi de, no máximo, 5 K, o que para o período de análise em regiões de barlavento teve uma diferença de no máximo 2 mm/dia. Sobre regiões de sotavento, a diferença foi de até -4 mm/dia.

Como descrito anteriormente, a RR determinada por um valor de Tb é ajustada dependendo da quantidade de PW, que é integrada da superfície até o nível de 500 hPa. O segundo teste é para determinar o efeito da variação de PW, que está ilustrada na Figura 3b. Para tal, foi considerado o valor médio de PW em cada pixel. Durante o

período de análise, as diferenças apresentaram valores negativos do HE com PW médio sobre toda a região, exceto na região dos Andes, na costa oeste da América do Sul. Este resultado demonstra que a média para cada pixel reduz a precipitação em no máximo 4mm/dia. Devido à grande variabilidade de PW em regiões de convecção profunda e de sistemas transientes, o HE operacional apresentou maior precipitação.

O efeito de PW e RH em conjunto foram testados (Figura 3c). Foram utilizados valores constantes calculados a partir de medidas por radiossondagens disponíveis sobre a América do Sul durante o período de 2004 a 2005. O valor computado para PW foi de 30 mm e, para RH, 54,5 %. Durante o cálculo da taxa de precipitação, a umidade relativa é utilizada para diminuir a precipitação em regiões de ambiente seco ou em regiões onde o valor de PW é baixo, situação observada normalmente durante a estação seca. Observa-se no teste que, em toda região sul-americana, exceto no Leste do Nordeste brasileiro e na região que compreende a cordilheira dos Andes, as taxas de precipitação do HE foram maiores que a do teste. Essa característica também foi observada em regiões com valores mais altos de PW e RH como a Amazônia, regiões de passagem de sistemas frontais e da ZCIT. Isso demonstra que os valores constantes utilizados são baixos. Sobre as regiões que apresentam menores valores de PW e caracterizadas pela presença de nuvens quentes, o teste apresentou maior precipitação. Logo, a presença de vórtices ciclônicos de altos níveis (VCANs) pode explicar essa ocorrência na costa Leste do Nordeste, já que são frequentemente observados em tal região durante o período de estudo. Segundo Gan e Kousky (1986), tais sistemas são caracterizados por centros frios e secos com movimentos descendentes em altos níveis. Na Figura 3d, utilizou-se apenas o valor RH constante. Logo, verifica-se que a diferença continua negativa, mas as variações dos valores de PW aumentam a precipitação do teste.

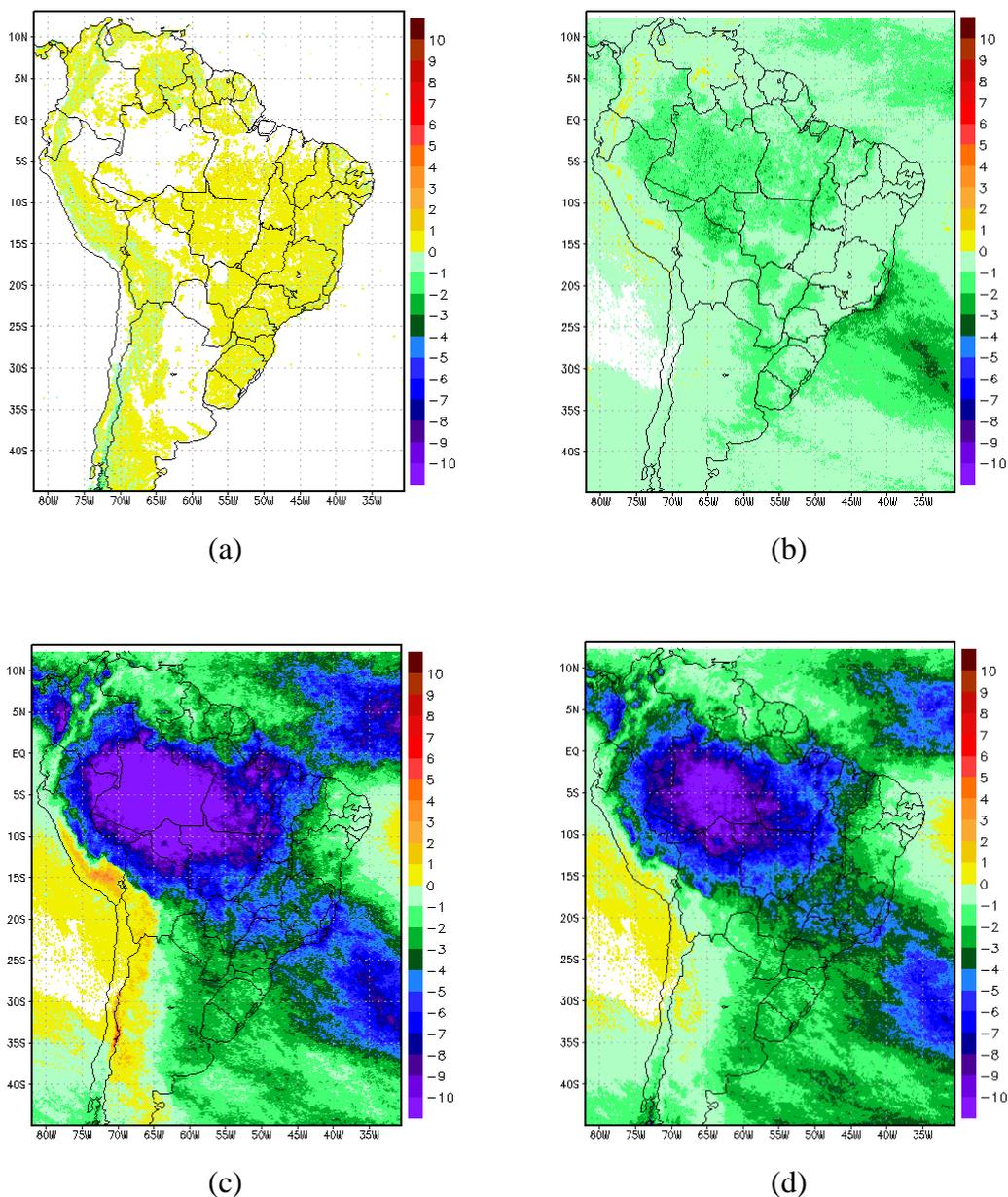


Figura 3 – Diferença das médias (mm/h) entre os testes e o HE em sua versão operacionalizada para o período de outubro de 2004 a março de 2005: (a) HE sem efeitos orográficos e componente horizontal do vento em 850 hPa; (b) HE com PW médio; (c) HE com PW e RH constantes; (d) HE com RH constante.

4.2 Ajuste do Hidroestimator ao Sul e Sudeste do Brasil

O HE depende de uma relação entre a taxa de precipitação em 210 K e sua variação com relação à PW, como ilustrado na Figura 4. A grande dificuldade na realização de modificações no HE é o fato de que os ajustes foram realizados de modo empírico para

os EUA. Já para o Brasil, região com clima tropical e subtropical, onde a variação de PW é bem distinta entre regiões, torna-se difícil um ajuste adequado para todo o território. Além disso, os ajustes feitos nas taxas de precipitação são baseados em uma seqüência de métodos empíricos, interdependentes, que nem sempre correspondem à realidade do regime de precipitação sul-americano. Para um melhor ajuste teria que ser realizado um estudo específico sobre os diferentes ajustes e suas relações com a variação de PW e a taxa de precipitação. O objetivo deste trabalho não era desenvolver um novo HE, mas sim avaliar o desempenho desse modelo. Contudo, não poderíamos nos furtar de analisar em detalhes o modelo e verificar qual o impacto de uma nova relação, regionalizada, entre a Tb e a precipitação. Foram realizados os testes de sensibilidade para o melhor ajuste dos três coeficientes da curva do HE que é representada pela equação abaixo, baseada na R_{240} (precipitação em 240 K) em 0.5 mm/h e R_{210} (precipitação em 210 K) em função de PW.

$$R_h = \frac{R_{210} \cdot \phi_{pw}}{\exp\left(\left(\frac{\log\left(\frac{R_{210} \cdot \phi_{pw}}{0.5}\right)}{210^{1.2} - 240^{1.2}}\right) \cdot 210^{1.2}\right)} \cdot \exp\left(\left(\frac{\log\left(\frac{R_{210} \cdot \phi_{pw}}{0.5}\right)}{210^{1.2} - 240^{1.2}}\right) \cdot Tb^{1.2}\right) \quad (7)$$

em que, $R_h = R_s \cdot \phi_{pw}$

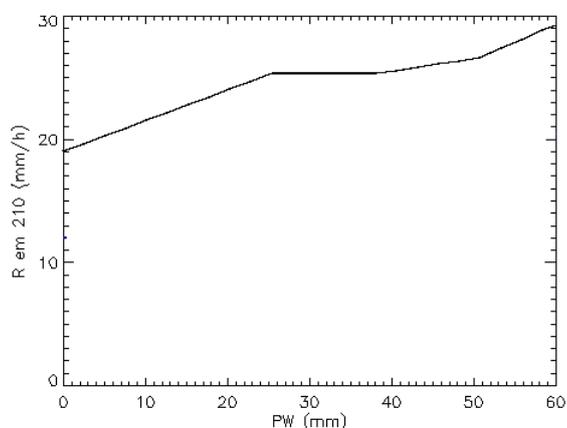


Figura 4 – Taxa de precipitação em 210 K em função de PW do modelo Eta (mm) que é usado para relacionar taxa de precipitação a Tb .

4.2.1 Taxa de Precipitação *versus* Temperatura de Brilho

Para o ajuste da curva, foram utilizados os dados do radar de Bauru para os meses de dezembro de 2006 a janeiro de 2007, período este que corresponde ao período chuvoso na região Sudeste do Brasil. Para cada campo de CAPPI em 3,5 km (somente para valores maiores que zero de refletividade) foram selecionados os valores de T_b das imagens do GOES-12 co-localizadas no tempo e espaço. Para a escolha do pixel do satélite GOES que corresponde ao mesmo pixel do radar, usou-se dois métodos: a escolha do “vizinho” mais próximo ou o valor médio dos pixels vizinhos. Para a seleção de pixels, considerou-se uma diferença máxima de tempo entre as imagens de 5 minutos e uma distância máxima de 2 km do centro do pixel do satélite. Além da T_b , utilizou-se uma classificação de nuvens que permite determinar o tipo de nuvem associado ao pixel e a refletividade. Essa classificação foi realizada considerando a refletividade, textura e T_b da nuvem obtidas pelos canais VIS e IR do GOES. Segundo a classificação, Bottino e Ceballos (2006), nuvens convectivas são caracterizadas por temperaturas baixas em seu topo e valores de refletividade e textura altos. A classificação de nuvens é útil para conhecer como cada tipo de nuvem se relaciona com a precipitação.

O ajuste da curva foi realizado utilizando-se o método desenvolvido por Calheiros e Zawadzki (1987) conhecido como *Probability Matching Method* (PMM), que se baseia na distribuição de frequência acumulada, que, nesse caso, foi realizado entre a T_b do satélite e a refletividade radar dos pixels co-localizados. Por exemplo, para frequência acumulada de 40% na Figura 5, foram relacionados os valores de temperatura de 236 K e 25 dBZ de refletividade radar. A Figura 5 ilustra todas as relações entre frequências acumuladas de T_b e Z para diversos tipos de classificação e utilizando dois métodos distintos de colocação dos dados: o vizinho mais próximo (menor distância euclidiana) e a média dos pixels do radar colocadas em um pixel do satélite GOES. Os dois métodos mostraram resultados similares. Esta figura corresponde a todos os tipos de nuvens que apresentam algum tipo de precipitação, segundo o trabalho de Delgado et. al. (2008). Verificou-se à predominância de nuvens convectivas no período de análise. Notou-se também um rápido aumento da refletividade quando as temperaturas são menores que 230 K.

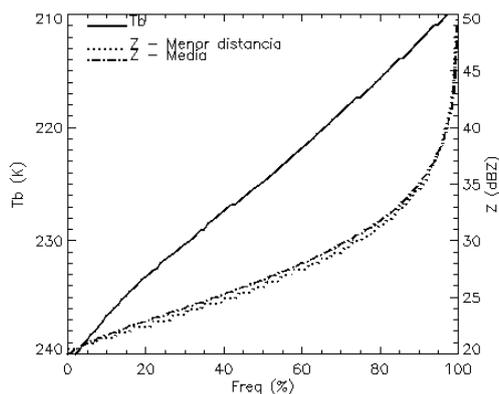


Figura 5 – Relação entre as frequências acumuladas de Tb e Z para os dois métodos de interpolação para todos os tipos de nuvens de nuvens que apresentaram precipitação.

A Figura 6 apresenta as curvas construídas através das relações de distribuição apresentadas na Figura 5, sendo que a refletividade radar foi transformada em taxa de precipitação pela relação ZR desenvolvida por Calheiros et al. (1987) para Bauru/SP ($Z = 325R^{1,36}$) para ambos os métodos de interpolação. Como descrito anteriormente, a equação 1 é formulada por três coeficientes, onde, a partir disso, desenvolveu-se o melhor ajuste aos pontos baseando-se na variação dos coeficientes A ($1,1183 \cdot 10^{11}$), B ($-3,6382 \cdot 10^{-2}$) e C (1,2). A Figura 6a apresenta o ajuste com A e B variando e C fixo conforme disposição dos dados e o método de interpolação. Para os coeficientes A , B e C variando, o ajuste pode ser visualizado na Figura 6b.

O melhor ajuste exponencial à curva que representa a taxa de precipitação a uma determinada Tb foi o representado pela Figura 6a, ou seja, A e B variando e C fixo. Logo, a equação ajustada para o HE, para um valor médio de PW (30 mm), que representa o Sul e Sudeste do país é descrita abaixo:

$$R_{fit} = 2,44207 \cdot 10^{29} \exp(-0,105619 \cdot Tb^{1,2}) \quad (8)$$

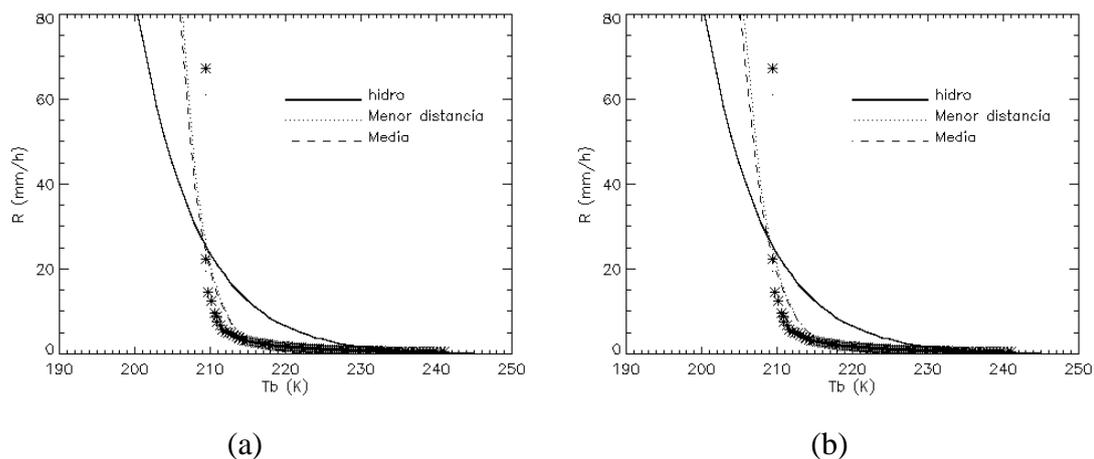


Figura 6 – Relação entre a Tb e a taxa de precipitação para os dois métodos de interpolação para diversos ajustes, variando os coeficientes A ($1,1183 \cdot 10^{11}$), B ($-3,6382 \cdot 10^{-2}$) e C (1,2): (a) A e B variando e C fixo e (b) A, B e C variando. A linha sólida representa a curva desenvolvida por Vicente (1998).

4.3 Avaliação do Modelos

Nesta sessão foram feitas avaliações do HEA e comparações com o HE (original). Para que, a partir dessas análises fosse escolhido o modelo que melhor possa representar a precipitação não só sobre o sul e sudeste do Brasil, como todo o país. Com a nova relação de regressão de potência encontrada (Equação 8) o comportamento da taxa de precipitação a uma temperatura de 210 K foi alterada. A Figura 7a mostra a nova relação entre R_{210} e PW, como descrito anteriormente essa relação é que gera a função de PW (ϕ_{pw}) que ajusta as taxas de precipitação, esta nova função de ajuste apresenta um comportamento bem abaixo da original, aproximadamente 40 %. A Figura 7b representa a diferença entre as taxas de precipitação do modelo ajustado com o original entre 210 e 240 K, onde fica bem evidente que a precipitação diminui consideravelmente. Os valores da legenda indicam a variação em função de PW.

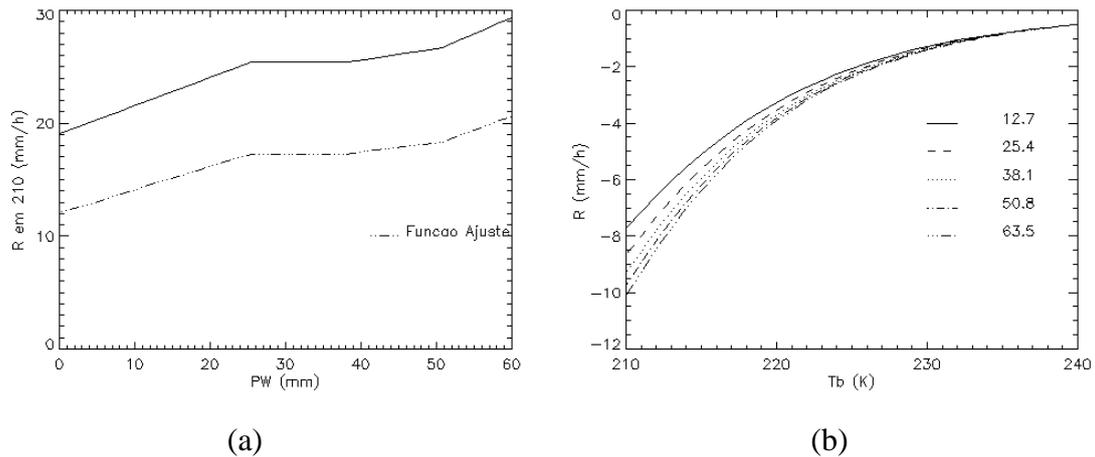


Figura 7 – (a) Função de ajuste da taxa de precipitação em 210 K como uma função de PW do modelo Eta (mm) do HE (sólido) e do HEA (tracejado) e (b) Diferença entre as taxas de precipitação do HEA e HE (original). A legenda indica os valores médios de PW (mm).

A Figura 8 apresenta as comparações entre os dois modelos (HE e HEA) e os pluviômetros dentro de uma área que corresponde ao Sul-Sudeste do Brasil no período de outubro a dezembro de 2004. Na Figura 8a está ilustrado o cálculo da média da precipitação acumulada (diária) das taxas de precipitação dentro da área de estudo e comparada com a precipitação medida por estações de superfície, verifica-se que as taxas de precipitação do HE tiveram uma melhor representatividade do que o HEA. Na Figura 8b, foram calculadas as correlações entre os pontos onde existiam pluviômetros em uma grade de 4x4 km para os mesmos dias e na mesma área. Confirma-se que o HE sobre o Sul e Sudeste em localidades onde foi observada precipitação intensa tem mais representativas do que sua versão ajustada (HEA) no que refere-se à estações de superfície. Apesar das baixas correlações, sua representatividade é considerada boa, pois para uma resolução de 4x4km esses valores são razoáveis.

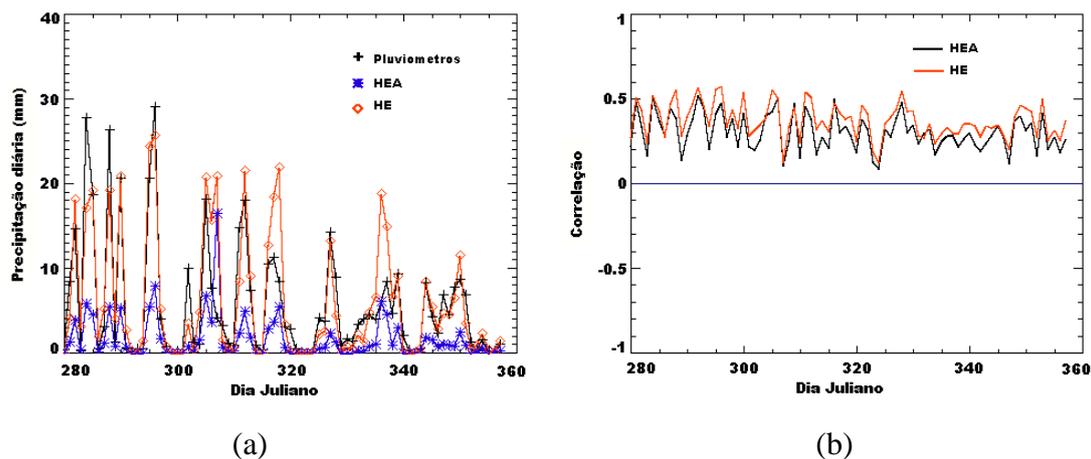


Figura 8 – Comparação do HEA e HE com os pluviômetros na região Sul-Sudeste do Brasil para o período de outubro a dezembro de 2004: (a) precipitação acumulada (mm) e (b) correlação entre os pontos em uma grade de 4x4km.

A Figura 9a mostra a diferença entre a precipitação média para 6 meses estimada pela versão operacional do HE (CPTEC/INPE) e a observada pelo modelo 3B-43 (NASA) e normalizada pela mesma. Observa-se, na mesma, superestimativas sobre o oceano e regiões de convecção profunda, como a Amazônia e regiões atingidas pela zona de convergência intertropical (ZCIT). Tal aspecto pode estar relacionado com a grande quantidade de Cirrus associada a convecção profunda. Sobre regiões onde o regime de precipitação tem características majoritariamente estratiformes (nuvens quentes) notou-se uma subestimativa, possivelmente relacionada ao limiar de T_b (235 K) usado pelo modelo, visto que, tal limiar, é menor do que o observado para precipitação estratiformes. Deve-se lembrar que o modelo foi inicialmente desenvolvido apenas para estimar precipitação convectiva. Quando comparado com o modelo 3B-43 da NASA (Figura 9b) sobre toda a América do Sul o HEA apresentou aumento considerável nas subestimativas se comparado ao HE (Figura 9a). Apesar de ter uma maior representatividade física o ajuste não melhorou as estimativas de precipitação sobre a região.

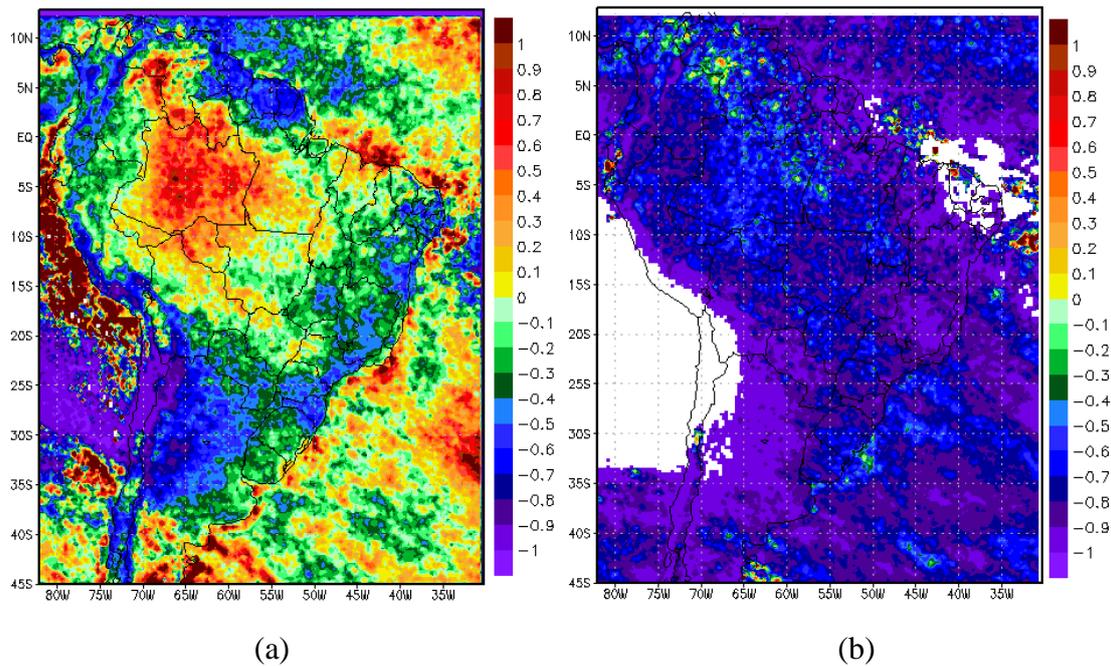


Figura 9 – Diferença normalizada (%) das médias entre o Hidroestimador e do algoritmo 3B-43 (NASA) para o período de outubro de 2004 a março de 2005: (a) HE em sua versão original e (b) HEA (ajustado).

CONCLUSÃO

Foram realizados testes de sensibilidade nos parâmetros que corrigem a taxa de precipitação e concluiu-se que, além da Tb , o PW é o parâmetro mais importante, sendo o que regula a inclinação da curva que estima a precipitação no Auto-Estimador, fazendo com que as taxas de precipitação sejam maior/menor para uma determinada Tb . Conclui-se que, o Hidroestimador superestima as taxas de precipitação sobre as regiões de convecção profunda, principalmente devido à correção por PW, e subestima em regiões onde há presença freqüente de nuvens estratiformes.

Com relação às distribuições de Tb e refletividade do radar, utilizadas durante o desenvolvimento da nova relação de regressão de potência (Equação 8), verificou-se que esses parâmetros apresentam distribuições distintas e, portanto, não atendem inteiramente ao critério básico da PMM. Nota-se que essa hipótese é fracamente cumprida. Isto pode ser devido à própria distribuição natural das duas amostras ou ao pequeno conjunto de dados analisados. Apesar de a nova relação ter uma melhor

representatividade física, não houve melhorias significativas nas estimativas de precipitação sobre região de estudo e que HE apresenta bom desempenho sobre a região Sul-Sudeste do Brasil em função de ajustes empíricos realizados de forma a melhorar a sua performance. Por essas razões, ao ajustar uma nova curva com uma base física, esbarra-se em uma série de outras correções que já foram ajustadas para funcionar com o modelo ajustado empiricamente.

Agradecimentos

Fapesp

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BOTTINO, M.; CEBALLOS, J.C. Classificação de imagens GOES 12 da América do Sul utilizando canais termais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis, Brasil. **Anais...** Florianópolis: 2006.

CALHEIROS, R. V.; ZAWADZKI, I. Reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology in Brazil. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 26, n. 1, pp. 118-132, 1987.

DELGADO, G.; MACHADO, L.A.T.; ANGELIS, C.F.; BOTTINO, M.J.; REDAÑO, A.; LORENTE, J.; GIMENO, L.; NIETO, R. Basis for rainfall estimation technique using IR-VIS cloud classification parameters over the live cycle of mesoscale convective systems. In Press, **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, 2008.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 1, pp. 19-28, 1986.

HUFFMAN, G.J., R.F. ADLER, D.T. BOLVIN, G. GU, E.J. NELKIN, K.P. BOWMAN, Y. HONG, E.F. STOCKER, D.B. WOLFF: The TRMM multi-satellite precipitation analysis: quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. **Journal Hydrometeorology**, to appear, 2007.

HUNTER, S. M. WSR-88D radar rainfall estimation: Capabilities, limitations, and potential improvements. **National Weather Digest**, v. 20, pp. 26-38, 1996.

KULIGOWSKI, R. J.; DAVENPORT, J. C.; SCOFIELD, R. A. Re-calibrating the Operational Hydroestimator Satellite Precipitation Algorithm. In: CONFERENCE ON SATELLITE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 13., 2004, Norfolk, USA. **Proceedings...** Norfolk: 2004. p. 111-129.

MARSHALL, J. S.; GUNN, K. L. S. Measurement of snow parameters by radar. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 9, n. 5, pp. 322–327, 1952.

SCOFIELD, R. A. The NESDIS operational convective precipitation technique. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, pp. 1773-1792, 1987.

_____. Comments on “A quantitative assessment of the NESDIS Auto-Estimator”. **Weather and Forecasting**, v. 16, n. 2, pp. 277-278, 2001.

VICENTE, G. A.; SCOFIELD, R. A.; MENZEL, W. P. The operational GOES infrared rainfall estimation technique. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 9, pp. 1883-1898, 1998.

VICENTE, G. A.; DAVENPORT, J. C.; SCOFIELD, R. A. The role of orographic and parallax corrections on real time high resolution satellite rainfall rate distribution. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 2, pp. 221–230, 2002.

WESTRICK, K. J., MASS, C. F., and COLLE, B. A.M. The limitations of the WRS-88D radar network for quantitative precipitation measurement over the western United State. **Bulletin American Meteorology Society**, v. 80, pp. 2289-2298, 1999.

WOODLEY, W. L.; SANCHO, B. A first step towards rainfall estimation from satellite cloud photographs. **Weather**, v. 26, pp. 279–289, 1971.