

Analise do potencial dos canais do sensor HSB para estimar a precipitação

Wagner Flauber Araújo Lima^{1a}

Luiz Augusto Toledo Machado^{1b}

Carlos Augusto Morales²

ABSTRACT:

The RTTOV and the Eddington radiative models were used to study the potential of HSB (Humidity Sensor Brazil) channels to deduce the precipitation field. The results show the importance of the scattering in the radiance measured at 150 and 183 GHz. This work analyses different types of clouds with different amounts of liquid water, rain rate and ice. The channel 150 GHz is the best HSB channel to derive precipitation. However, the signal is nearly saturated, even at 150 GHz, for high amount of liquid water and rain rate. These physical characteristics of these channels do not allow the use for rainfall estimation of deep convection, nevertheless the 150 GHz and the 183 +/- 7 GHz are appropriated to deduce rainfall from low rain rate situations.

RESUMO:

Os Modelos de transferência radiativa RTTOV e Eddington são usados para estudar os canais do sensor HSB para deduzir campos de precipitação. Os resultados mostram a importância do efeito do espalhamento nas medidas das radiancias em 150 a 183 GHz. Este trabalho analisa diferentes tipos de nuvens com diferentes quantidades de água líquida, precipitação e gelo. O canal de 150 GHz é o melhor canal do HSB para derivar precipitação. No entanto, o sinal é facilmente saturado, em 150 GHz, para alta quantidade de água líquida taxa de precipitação. Essas características físicas desses canais não permitem usa para estima precipitação em convecções profundas, entretanto os canais de 150 GHz e 183+- 7 GHz são apropriados para deduzir em situações com baixas taxas de precipitação.

¹ Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos SP, Brasil: ^a wagner@cptec.inpe.br; ^b machado@cptec.inpe.br.

² Instituto de Astronomia, Geofísico e Ciências Atmosféricas - Universidade de São Paulo, SP: morales@model.iag.usp.br

1 – INTRODUÇÃO

O Sensor HSB (Humidity Sensor Brazil) é o primeiro sensor brasileiro de umidade que está a bordo do satélite Aqua, lançado em 2002. Ele consiste em quatro canais passivos na região de microondas, sensíveis apenas para a polarização vertical e com resolução de 13.5 km no nadir. São quatro canais separados com frequências centradas em 150, 183.31 ± 1 , 183.31 ± 3 , 183.31 ± 7 GHz. O primeiro desses canais tem uma frequência na qual possui relativamente uma baixa absorção da atmosfera, que é afetada pela contribuição próxima a linha do vapor d'água. Os outros três canais são centrados em 183.31 GHz na linha de absorção do vapor d'água que tem objetivo de facilitar a recuperação do perfil atmosférico de umidade. Esse instrumento foi desenvolvido para identificar precipitação, neve e gelo, e quando usado em conjunto com os instrumentos AMSU-A (Advanced Microwave Sounding Unit-A) e AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) permitem inferir sondagens de perfis atmosféricos de temperatura, umidade e água líquida das nuvens (King and Greenstone, 1999).

Este estudo analisa a importância da influência do LWC das nuvens nas temperaturas de brilho dos sensores de microondas na faixa de 150 e 183 GHz. Alguns estudos, tais como Muller et al. 1994; Barbara et al. 1997, foram realizados com o mesmo propósito, realizando simulações para diversas situações atmosféricas.

Bárbara et al. (1997) realizou simulações para os canais de umidade do AMSU-B, utilizando perfis atmosféricos de temperatura e umidade, água das nuvens e outros hidrometeoros, assim como temperatura da superfície e velocidade do vento, proveniente de um modelo de previsão de mesoescala. As simulações foram realizadas na presença e na ausência do espalhamento dos hidrometeoros. Os resultados foram comparados com medidas de satélites e apresentaram discrepâncias maiores que 90% (até 60 K), onde apenas 20 % dos resultados das simulações não consideraram o espalhamento dos hidrometeoros, isso mostra que os erros obtidos não foram devidos somente a não inclusão do espalhamento. Mas segundo os autores a maior parte desse erro foi em função da inabilidade do modelo em prever a localização dos hidrometeoros, as quais causam as baixas temperaturas de brilho dos canais de microondas.

No mesmo contexto, Muller et al. (1994) realizou uma série de simulações para canais com frequências entre 20 e 190 GHz. Eles analisaram diversos parâmetros atmosféricos que influenciam a medida da temperatura de brilho nos canais de microondas, entre esses parâmetros está a influência do vapor d'água, água líquida e gelo das nuvens. Ele observou que tanto a água líquida como o gelo afeta as temperaturas de brilho, principalmente nos canais de alta frequência. Segundo

os autores, isso ocorre porque a água atenua a radiação ascendente por absorção, reemitindo em uma temperatura mais fria próxima ao topo da nuvem. Já o gelo atenua a radiação emergente através de espalhamento múltiplo. Os autores também observarão que as temperaturas de brilho em 23,8 e 89 GHz são mais afetadas pela água líquida das nuvens que pelo gelo das nuvens. Já os canais de 157 e 183 são mais afetados pelo gelo das nuvens, pois nesta faixa o espalhamento da radiação é um efeito de primeira ordem. De acordo com os autores, isso ocorre por dois fatores, um porque as nuvens contendo gelo estão na parte superior da atmosfera e, portanto pouco vapor d'água sobre elas para obscurecer o efeito das nuvens e o outro porque o espalhamento múltiplo das partículas do gelo substancialmente atenua as temperaturas de brilho nas frequências altas.

Nesse mesmo propósito, o presente trabalho tem o objetivo de apresentar o comportamento dos canais de 150 e 183 GHz para diferentes perfis de LWC e vapor d'água, utilizando as simulações do modelo de transferência radiativa, na presença e na ausência do espalhamento dos hidrometeoros. Este estudo foi direcionado com o intuito de obter informações dos sensores do HSB para a possibilidade de estimar a precipitação.

2 – MATERIAIS E MÉTODOS

Nessas simulações foram utilizados perfis verticais de temperaturas, umidade, água líquida das nuvens e taxa de precipitação. Para o perfil de temperatura e umidade foi utilizado o perfil tropical padrão para todas as simulações. Para emissividade da superfície foi fixado um valor constante da emissividade $\varepsilon = 0,9$ para solo, que é usado por vários autores (Isaacs and Deblonde 1987; Muller et al. 1994; Rosenkranz 2001).

Os perfis teóricos de LWC das nuvens foram gerados usando como base os valores e a distribuição vertical, citados pelos autores Yuter and Houze (1995), Muller et al. (1994). Para cada tipo de nuvem foram criados vários perfis de LWC que quando calculado o conteúdo d'água líquida integrada da nuvem (IWL – *Integrated Water Liquid*) obtém-se valores de IWL dentro de um intervalo pré-determinado característico de cada nuvem como mostrado na tabela (2). Os incrementos em IWL utilizados nas nuvens altostratos e cirros foram semelhantes (entre 0,1 a 1 kg/m² intervalos de 0,1 e de 1 a 5 kg/m² intervalos de 2 kg/m²). Para as nuvens cumulonimbus foi definido um incremento de 3 kgm⁻² e 5 kgm⁻², respectivamente.

TABELA 1 – VALORES DOS INTERVALOS IWL E INCREMENTOS UTILIZADOS PARA CONSTRUÇÃO DOS PERFIS DE LWC

Tipo de nuvem	Intervalos de IWL
	(kgm ⁻²)
Cumulonimbus	1 a 50
Altostratos	0,1 a 5
Cirros	0,1 a 5

O IWL é obtido através da integração da equação (1) da base até o topo da nuvem.

$$IWL = \int_{h_{base}}^{h_{topo}} LWC dh \quad (1)$$

Onde h é altura expressa em metro, LWC em gm⁻³ e IWL em kgm⁻². Para a realização das simulações foi preciso mudar a unidade de LWC de kgm⁻³ para kg/kg, que é a unidade utilizada no modelo de transferência radiativa. Para essa transformação basta dividir pela densidade do ar, ou seja:

$$LWC = \frac{m_{liq}}{V} \quad (2)$$

$$\rho_{ar} = \frac{m_{ar}}{V} \quad (3)$$

Onde m_{liq} e m_{ar} são a massa do líquido e do ar, em kg, respectivamente, e V é o volume, em m³. Substituindo a equação (2) em (3) chegaremos na equação (4), que é o conteúdo d'água líquida específica, q_l, em kg/kg:

$$q_l = \frac{LWC}{\rho_{ar}} = \frac{m_{liq}}{m_{ar}} \quad (4)$$

Onde ρ_{ar} , é densidade do ar.

Os perfis teóricos de LWC criados para as nuvens são ilustrados na figura 1. Cada curva indica um perfil de LWC com seus respectivos valores de IWL na legenda ao lado do gráfico. Para as nuvens altostratos e cirros o valor IWL_01 representa um perfil com IWL de 0,1 kgm⁻² e IWL_1 representa um perfil com 1 kgm⁻².

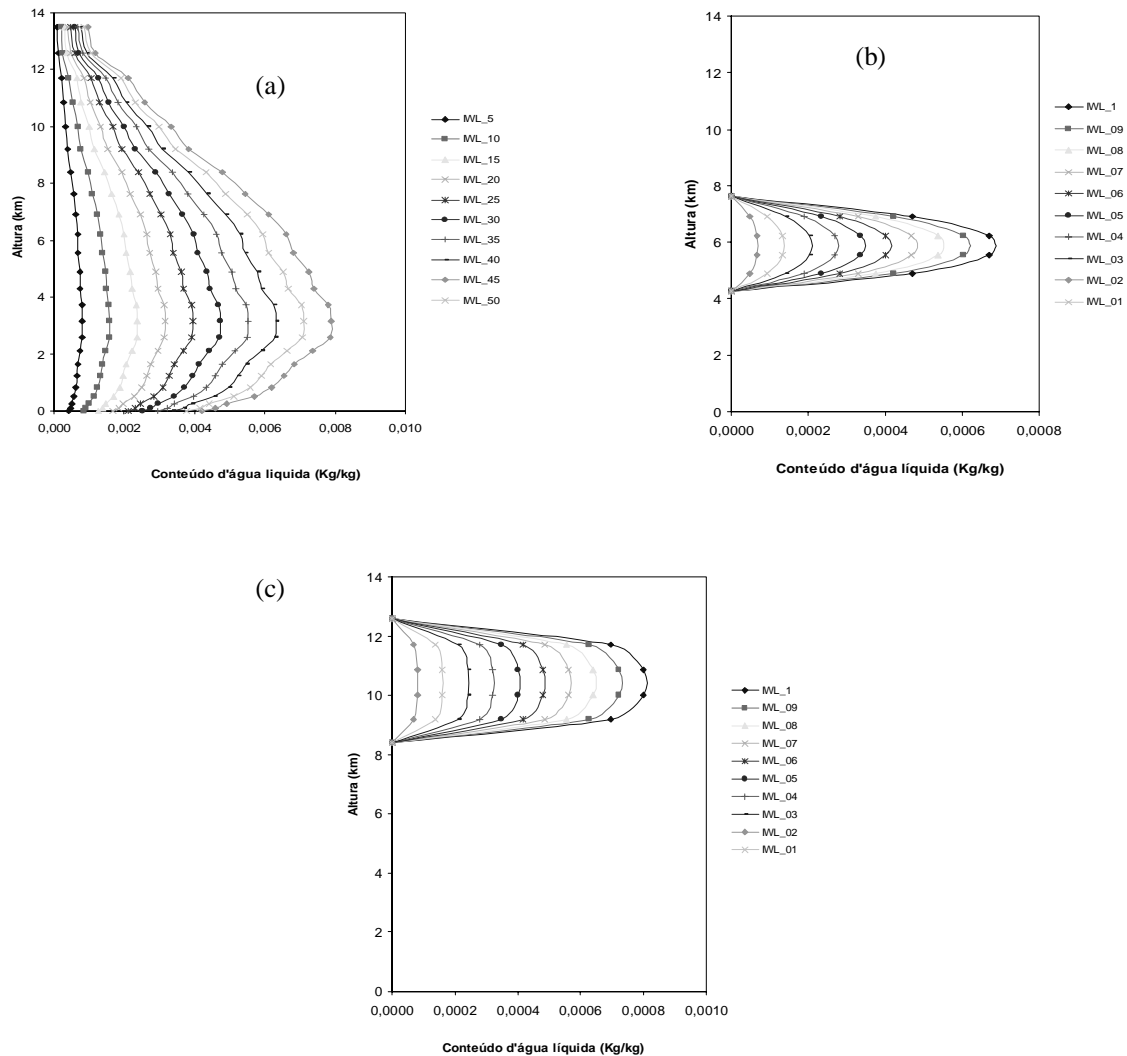


FIGURA 1 – Perfis teóricos de LWC para diferentes valores de IWL para os tipos de nuvens (a) cumulonimbus; (b) altostratos; (c) cirros.

Para realização dessas análises foram utilizados os códigos de transferência radiativa RTTOV-7, descrito por Matricardi et al.(2001) e o Modelo de que utiliza o aproximação de Eddington para parametrizar o efeito do espalhamento descrito por Kummerow (1993), o qual não está presente no modelo do RTTOV-7. Esse modelos utilizam com informações de entrada os perfis de temperatura, umidade e água líquida.

3 – RESULTADOS

Examinaremos como as propriedades físicas das nuvens afetam a temperatura de brilho no topo da atmosfera. Foram utilizados diversos perfis teóricos de LWC para as nuvens do tipo cumulonimbus, altostratos e cirros. As simulações foram realizadas em duas etapas, uma primeira etapa utilizou o modelo RTTOV-7 para estudar o efeito da água líquida das nuvens sem a presença do espalhamento. Na outra etapa utilizou o modelo Eddington (Kummerow, 1993) o qual possui uma

rotina especialmente desenvolvida para simulações com nuvens precipitantes, para simular as temperaturas de brilho na presença do espalhamento.

3.1 – SIMULAÇÕES PARA NUVEM CUMULONIMBUS E ALTOSTRATO NA AUSÊNCIA DE ESPALHAMENTO.

Nesta primeira etapa foram realizadas simulações em situação de céu nublado com diferentes valores de conteúdo de vapor d'água na atmosfera. No primeiro caso consideramos uma nuvem do tipo cumulonimbus com diferentes valores de IWL (1 a 50 kg/m²) e realizamos simulação para diferentes valores de IWV. A figura 6.2 apresenta as curvas de TB(K) em função de IWL para nuvens cumulonimbus, com diferentes valores atmosférico de IWV. Os canais de 150 e 183 ± 7 GHz mostram que a partir de determinados valores de IWL praticamente não se observa nenhuma influência do vapor d'água. Por exemplo, para nuvens com valores de IWL superiores a 3 kg/m² os canais de 150 e 183 ± 7 GHz não dependem mais do IWV. Outra característica importante dos canais de 150 e 183 ± 7 GHz é alta taxa de variação da temperatura de brilho para baixos valores de IWL, sendo que para valores de IWL superiores a 15 kg/m² o sinal começa a saturar, este fator é positivo no caso do uso para estudo da precipitação, haja vista a não dependência do vapor d'água da atmosfera e da alta taxa de variação da temperatura em relação ao IWL.

Por outro lado, os canais de 183 ± 1 e ± 3 GHz são ainda sensíveis ao vapor d'água mesmo na presença de uma certa quantidade de água líquida. Para o sinal do vapor d'água tornar-se desprezível é necessário um valor de IWL superior a 15 kg/m² e 10 kg/m² para os canais de 183 ± 1 e ± 3 GHz, respectivamente. Isto ocorre porque esses canais se encontram na banda de absorção do vapor d'água, logo para remover o sinal do vapor d'água é necessário um pouco mais de água líquida do que nos outros dois canais. Já o canal de 183 ± 7 GHz se afasta mais da linha da absorção perdendo um pouco das características dos canais 183 ± 1 e ± 3. Assim, a partir desse limiar a taxa de variação da temperatura com IWL dos canais 183 ± 1 e ± 3 GHz torna-se quase que desprezível, ou seja, os sinais dos canais começam a saturar. Este fato é negativo no caso do uso para estudo da precipitação, visto que existe uma dependência do vapor d'água, justamente onde a taxa de variação da temperatura de brilho com IWL mostra-se maior. Esses resultados indicam que os canais de 150 e 183 ± 7 GHz são úteis para estimar a precipitação fraca para valores inferiores a 15 kg/m². Já para os canais de 183 ± 1 e 183 ± 3 devido à dependência com o valor de IWV eles não são indicados para esse fim.

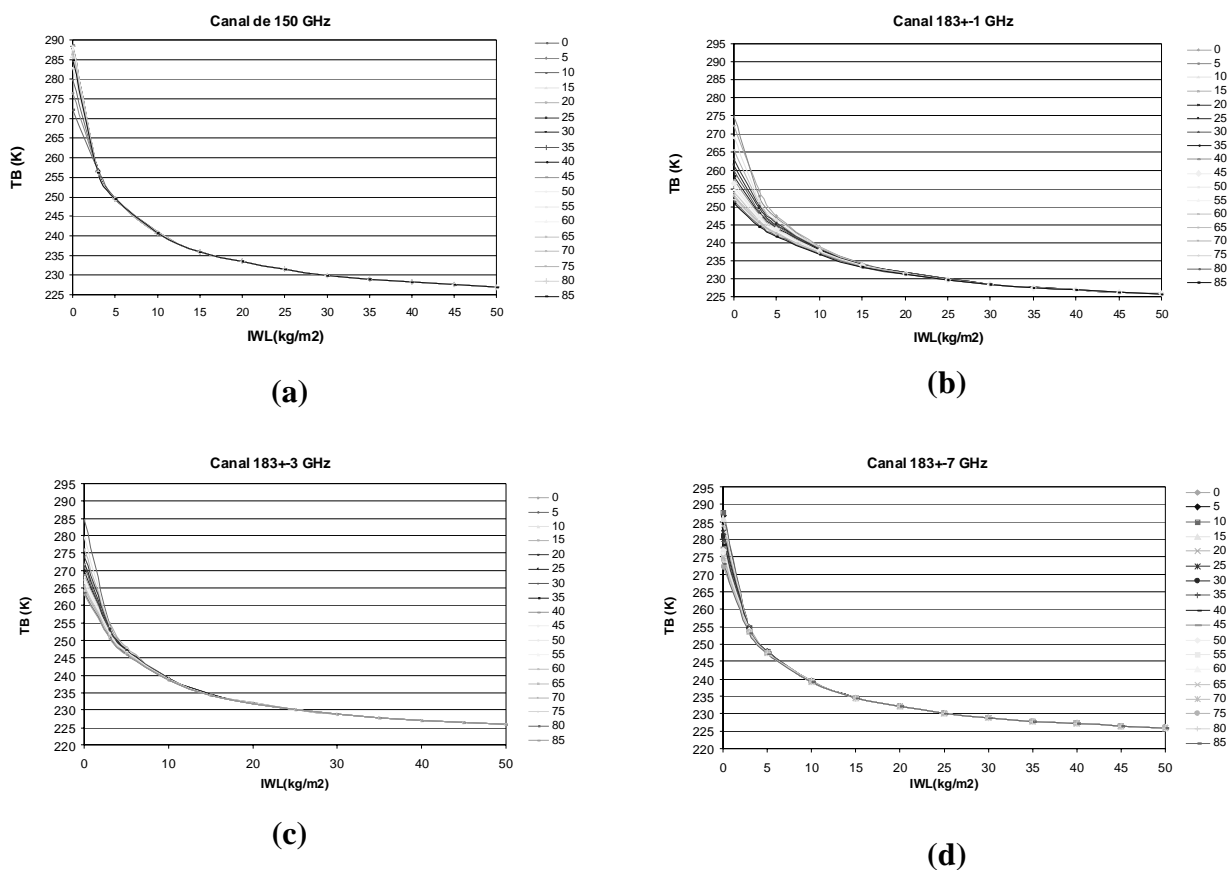


Figura 2 – Gráfico das TB(K) em função do IWL da nuvem cumulonimbus para (a) o canal de 150; (b) 183 ± 1 ; (c) 183 ± 3 ; (d) e 183 ± 7 . As curvas de 0 a 85 correspondem os valores de IWV utilizados para simulação.

Para as simulações com nuvens altostratos fica evidente a importância do efeito da altura do topo e a quantidade de água líquida das nuvens nas temperaturas de brilho simuladas para os canais do HSB. As figuras 3 e 4 ilustram as curvas de TB(K) em função de diferentes IWL para a mesma nuvem altostratos, porém em diferentes alturas, para os canais do HSB. Para diferenciarmos essas situações serão abreviados como AS1, o caso que considera a nuvem altostratos com base na altura de 5 km e topo em 7 km, e como AS2 o caso que considera a nuvem altostratos com base na altura de 9 km e topo em 11 km. O objetivo de colocar a nuvem AS2 nessa altura foi devido à função resposta do canal 183 ± 1 estar abaixo dessa camada, permitindo observar a resposta deste canal nestas duas situações.

Para essas simulações o canal de 150 GHz é o que sofre menor influência do vapor d'água na presença de água líquida, para ambos os casos. Isso ocorre, porque o máximo da sua função peso encontra-se abaixo da altura das nuvens, então todo o sinal da superfície e da atmosfera abaixo da nuvem está sendo absorvido pela a nuvem e sendo remitada na temperatura de brilho do topo da nuvem, por isso as temperaturas de brilho para situação com nuvem AS1 são mais quentes do que a

nuvem AS2. Observa-se que, em ambas situações, para valores de IWL superiores a 1 kg/m^2 , praticamente o canal de 150 GHz responde apenas a variação do conteúdo de água líquida da nuvens. Observa-se também que a partir de 3 kg/m^2 , tanto para AS1, e como para AS2, o valor da taxa de variação da temperatura com IWL tende a zero. Logo, esse valor corresponde a quantidade IWL onde este canal não é mais sensível a água líquida, ou seja, correspondendo ao o ponto de saturação do canal.

Em relação ao canal de $183 \pm 7 \text{ GHz}$ apenas a situação com nuvens AS2 foi capaz de obscurecer o efeito do vapor d'água, isso aconteceu pelo mesmo motivo que ocorreu com o canal de 150 GHz, devido a nuvem estar acima do máximo da função peso do canal, o sinal do vapor d'água não foi suficiente para atravessar a nuvem. Observa-se também, nessa situação, que a partir de 3 kg/m^2 , o canal começa a satura. Na situação AS1, apesar da nuvem estar acima do máximo da função peso, o efeito do vapor d'água fica mais visível, mas vai diminuindo à medida que a quantidade de IWL vai aumentando. Isto ocorre porque ainda existe vapor acima da nuvem capaz de influenciar no sinal, então é necessária uma quantidade maior de IWL para obstruir o sinal do vapor, ao contrário do caso de nuvem AS2 que praticamente não existe vapor acima do topo da nuvem, então a quantidade de IWL é bem menor para inibir a influencia do vapor sobre o canal de $183 \pm 7 \text{ GHz}$.

Já os canais de 183 ± 1 e 183 ± 3 mostraram-se bem sensíveis ao vapor d'água mesmo na presença da água líquida, na situação com nuvem AS1, existindo situações onde praticamente o vapor d'água obscurece o IWL. Por exemplo, para situações de IWV maiores que 30 kg/m^2 , praticamente torna-se desprezível o efeito da água líquida no canal de 183 ± 1 . Este fato ocorre porque a quantidade de vapor d'água acima da nuvem é apreciável para eliminar o efeito da água líquida. Já para o canal 183 ± 3 , tanto o IWV e o IWL têm contribuições para atenuação do sinal. Isto acontece, porque o máximo da função peso desse canal está entre a nuvem AS1, isso faz com que os dois tenham efeito.

No caso de nuvens AS2 a influência do vapor d'água nos canais de 183 ± 1 e $183 \pm 3 \text{ GHz}$ torna-se menor ou quase inexistente para certa quantidade de IWL. Isto acontece por causa da ausência do vapor d'água sobre a nuvem AS2 então a presença de uma certa quantidade de IWL é capaz de atenuar o sinal do vapor d'água. Por exemplo, para eliminar totalmente o efeito do IWV sobre esse dois canais já é suficiente uma nuvem AS2 com valor acima de 3 kg/m^2 (figura 4 b e 4 c). Uma observação importante é que para a situação com nuvem AS2, o limiar necessário para obscurecer o IWV foi de 3 kg/m^2 e que todos canais começam a saturar próximo da temperatura de brilho de 225 K, que provavelmente é onde se encontra o topo da nuvem AS2.

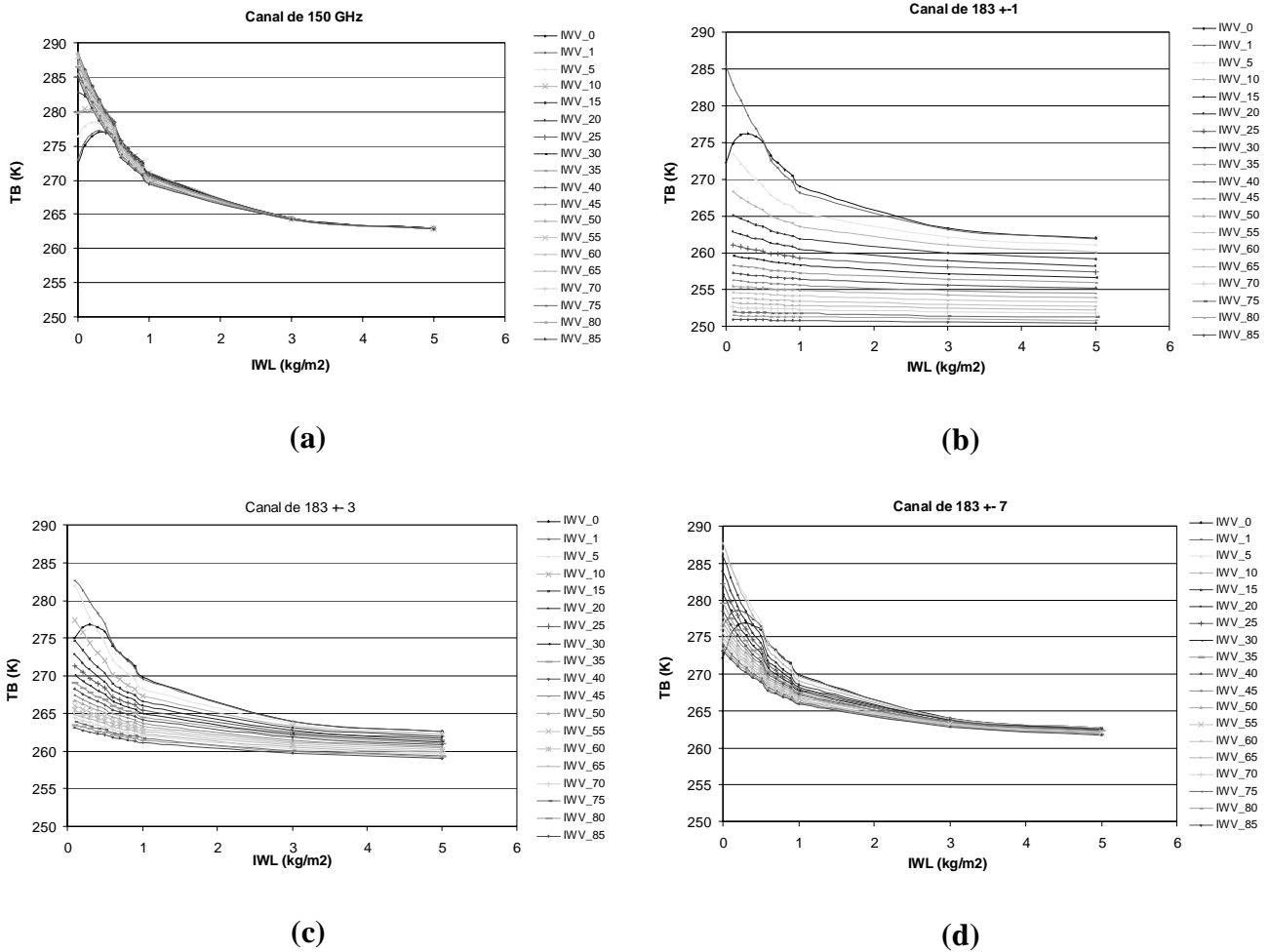


Figura 3– Gráfico das TB(K) em função do IWL da nuvem AS1 para (a) o canal de 150; (b) 183 ± 1 ; (c) 183 ± 3 ; (d) e 183 ± 7 . As curvas de I WV_0 a I WV_85 correspondem os valores de I WV utilizados para simulação.

Outra observação que pode ser verificada é forte atenuação da temperatura de brilho nas frequências de 150, 183 ± 7 e ± 3 em função da presença da água líquida das nuvens AS1 e AS2, principalmente para nuvens do tipo AS2. Por exemplo, se considerarmos uma atmosfera tropical com I WV em torno de 50 kg/m^2 e introduzirmos uma nuvem AS2 com I WL de 3 kg/m^2 , a temperatura de brilho dos canais de 150, 183 ± 7 e ± 3 vão cair cerca de 60, 40 e 39 K, respectivamente, que são atenuações bastantes consideráveis e ainda sem levar em conta o espalhamento que ainda pode diminuir consideravelmente esse valor. Já para as mesmas condições, porém com uma nuvem AS1 esses valores caem para 24, 14 e 6 K, respectivamente. Enquanto no canal de 183 ± 1 essas taxas não são tão expressivas quanto para outros canais. Por exemplo, nas mesmas situações para nuvem AS2 a taxa de diminuição do canal é de 28 K, já para uma nuvem AS esse valor cai para 1K.

É importante lembrar que esses resultados foram obtidos com simulações que consideram apenas a absorção do vapor d'água e a atenuação d'água líquida e não foi considerado o espalhamento desses componentes, o qual poderá implicar em outros resultados diferentes. Porém, esse estudo torna-se importante para sabermos até que ponto pode desconsiderar o efeito do vapor d'água sem que estejamos introduzindo erros nas nossas simulações de temperatura de brilho na presença da água líquida.

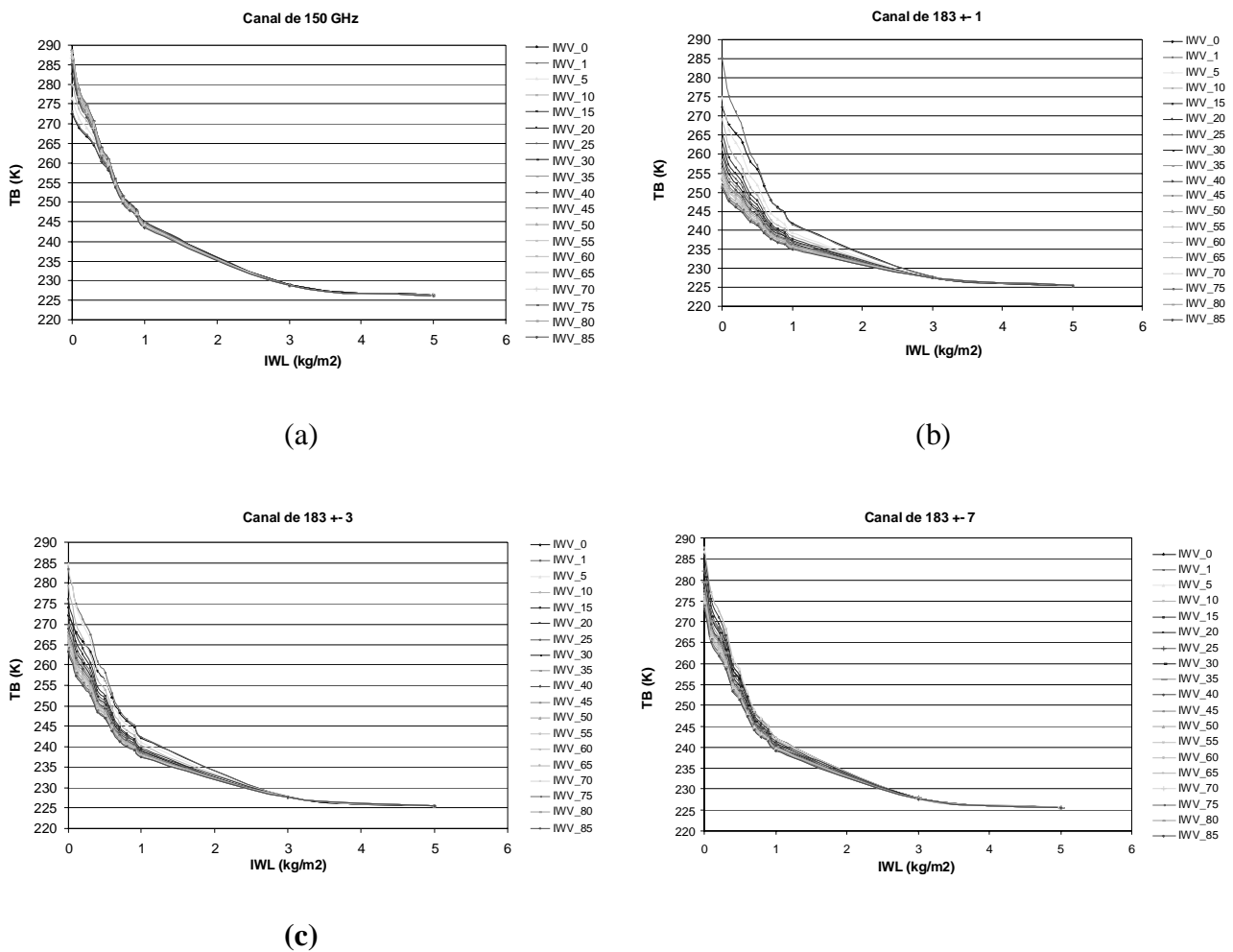


Figura 4 – Gráfico das TB(K) em função do IWL da nuvem AS2 para (a) o canal de 150; (b) 183 ± 1; (c) 183 ± 3; (d) e 183 ± 7. As curvas de I WV_0 a I WV_85 correspondem os valores de I WV utilizados para simulação.

3.2 – SIMULAÇÕES PARA NUVEM CUMULONIMBUS E CIRROS NA PRESENÇA DO ESPALHAMENTO

Nesta segunda etapa foram realizadas simulações nas mesmas condições atmosféricas da etapa anterior, porém com o modelo de Kummerow que considera o espalhamento. Para estas simulações

teve como adição as taxas de precipitação e gelo, em mm/h, como parâmetros de entradas, opção que não era possível introduzir no RTTOV-7. As simulações foram realizadas para as nuvens do tipo cumulonimbus e cirros, visto que as simulações de altostratos comparada com cirros apenas introduzindo o gelo e as gotas de chuva. As simulações no modelo de Kummerow foram realizadas para uma atmosfera plana paralela estratificada em 22 camadas, de maneira que seu topo da atmosfera representava o ultimo nível de pressão com vapor da água do modelo RTTOV-7.

3.2.1 – SIMULAÇÕES PARA AS NUVENS DO TIPO CIRROS

Foram realizadas simulações em situação de céu nublado, consideramos uma nuvem do tipo cirros com diferentes valores de IWL (0 a 9 kg/m²) e taxas de precipitação de gelo variando de 0 a 50 mm/h para uma atmosfera com IWV igual 50 kg/m², visto que as temperaturas de brilho dos canais do HSB tornam-se insensíveis ao vapor d'água na presença da água líquida. Para essas simulações utilizou apenas o gelo como hidrometeoro. Assim, como foi realizado simulações para as nuvens altostratos em dois diferentes níveis, também foi realizado para as simulações utilizando nuvens cirros. As nuvens cirros foram introduzidas no modelo nos mesmos níveis que foram introduzidos para as simulações com nuvens altostratos. Das mesmas maneiras que foram utilizadas abreviações para as simulações com altostratos para facilitar a escrita, também será abreviado as situações para cirros da seguinte maneira: para simulações com base e topo nas alturas 5 e 7 km, respectivamente, será chamado de CI1 e para simulações com base e topo nas alturas 11 e 9 km, respectivamente, será abreviado para CI2.

A figura 5 mostra as curvas de temperatura de brilho em função da taxa de precipitação do gelo, para situações com nuvens CI1 e CI2, em uma atmosfera com IWV 50 kg/m² e IWL 0 kg/m², para os canais do HSB. Observa-se, em todos os canais, que a taxa de variação da temperatura com o gelo é bem maior do que a taxa de variação da temperatura com o IWL. Isto mostra que o efeito do espalhamento é bem maior do que o efeito da absorção nesta faixa de frequência de microondas. Outro fator importante, que é observado para as simulações com altostratos e cirros, é que as nuvens tornam-se transparentes quando elas estão a baixo do máximo da função peso dos canais do sensor HSB. Por exemplo, a figura (5a) mostra as curvas para temperatura de brilho em função da chuva de gelo, para o canal de 183 ± 1 , nas situações com nuvens CI1 e CI2. No caso CI2 a temperatura de brilho é atenuada com o aumento da concentração de gelo, isso acontece porque a nuvem encontra-se acima do máximo da função peso desse canal. Já para o caso com nuvens CI1, a variação da temperatura de brilho com o aumento da concentração do gelo, praticamente é nula quando comparada com nuvens CI2. Isto acontece por a quantidade de vapor acima das nuvens ainda é capaz de atenuar o sinal do espalhamento do gelo.

Estes fatores tornam-se importante para o estudo de estimativa de conteúdo de gelo nas nuvens, principalmente para aqueles canais que tem uma alta taxa de variação da temperatura com a quantidade de gelo e o máximo da função peso nos baixos níveis, para não ter situações com nuvens abaixo do máximo da função peso. Onde o único canal que não se enquadra nessas duas condições é o canal de 183 ± 1 GHz.

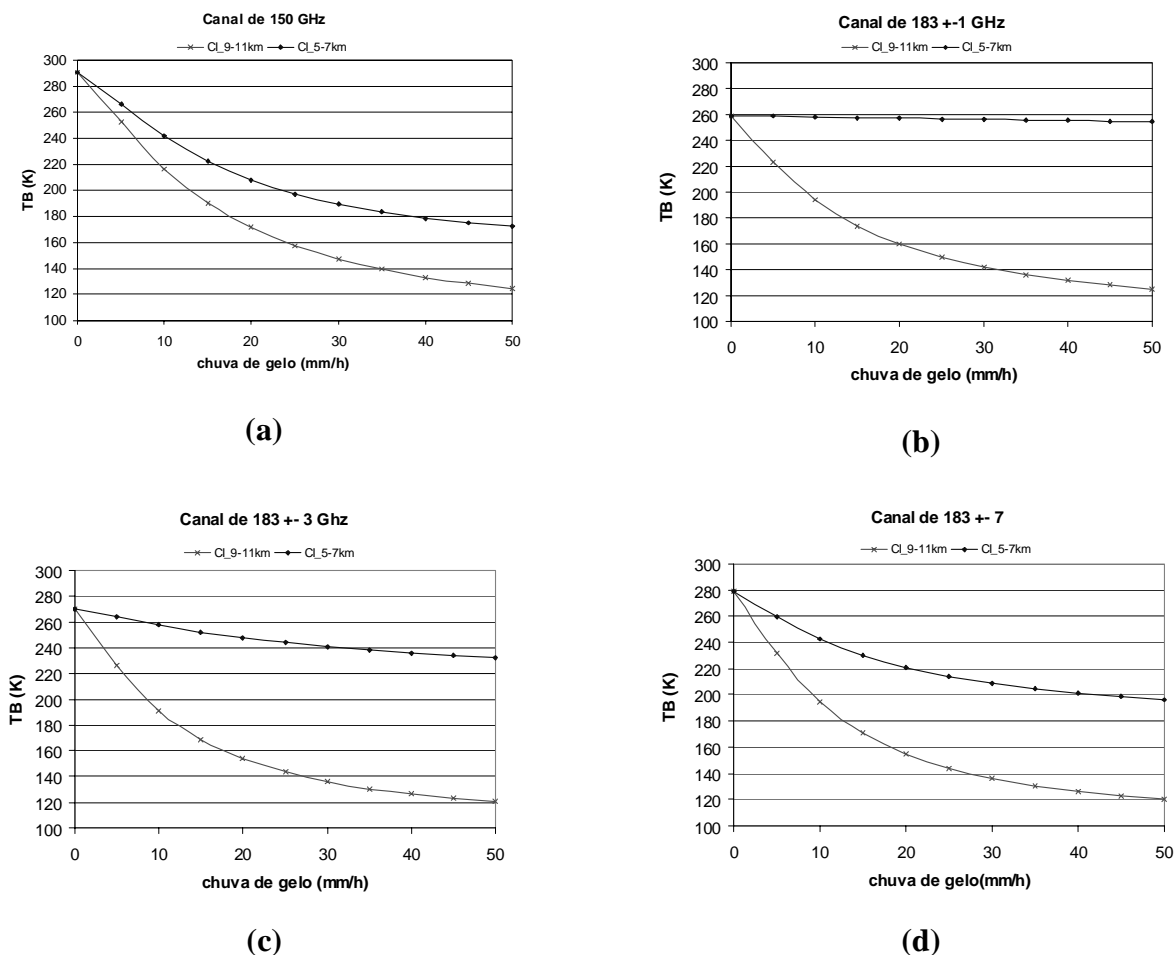


Figura 5 – Gráfico das TB(K) em função do chuva de gelo da nuvens CI1 e CI2 para (a) o canal de 150; (b) 183 ± 1 ; (c) 183 ± 3 ; (d) e 183 ± 7 . As curvas correspondem para um valor de I WV de 50 kg/m^2 .

3.2.2 – SIMULAÇÕES PARA AS NUVENS DO TIPO CUMULONIMBUS

Foram realizadas simulações em situação de céu nublado, consideramos uma nuvem do tipo cumulonimbus com diferentes valores de IWL (0 a 50 kg/m^2) e taxas de precipitação variando de 0 a 50 mm/h para uma atmosfera com I WV igual 50 kg/m^2 . Para essas simulações utilizou-se gelo e gota de chuva como hidrometeoros. A figura 6 ilustra as curvas de temperatura de brilho em função

da taxa de precipitação nos primeiros níveis da atmosfera, em diferentes valores de IWL (10 a 50 kg/m^2), para os canais do sensor HSB. Observa-se que as temperaturas de brilho para os canais do sensor HSB têm uma dependência com a taxa de precipitação e também com o conteúdo de água líquida. Observa-se também, em todos os canais, que à medida que o valor de IWL aumenta, a taxa de variação da temperatura de brilho com a precipitação diminui. Um efeito positivo do uso desses canais para o estudo da precipitação é alta taxa de variação da temperatura brilho com a precipitação, mas por outro lado, a dependência com o IWL é um ponto negativo para essa aplicação.

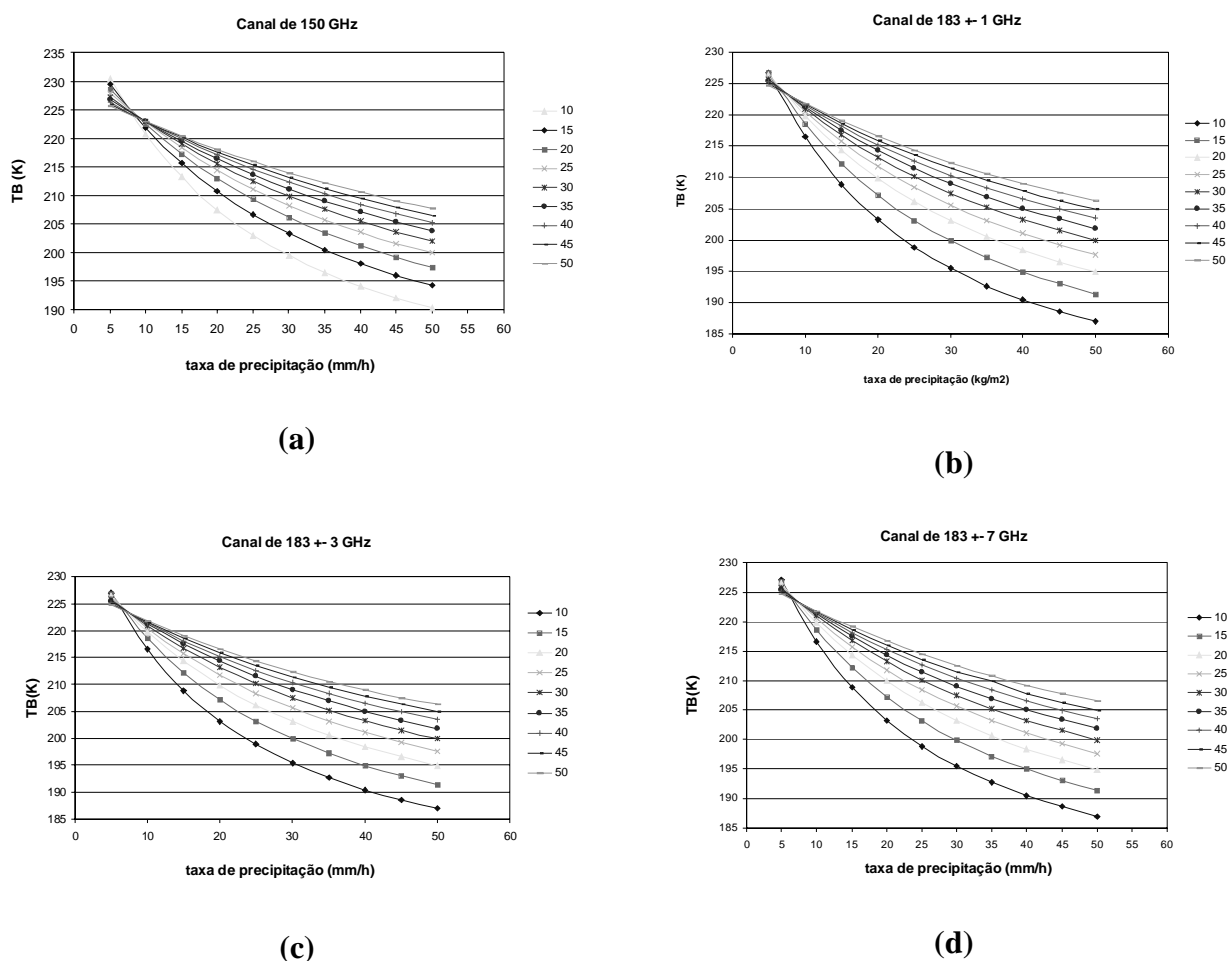


Figura 6 – Gráfico das TB(K) em função da taxa de precipitação para nuvem cumulonimbus para (a) o canal de 150; (b) 183 ± 1 ; (c) 183 ± 3 ; (d) e 183 ± 7 . As curvas correspondem para valores de IWL de 10 a 50 kg/m^2 .

A figura 7 mostra as curvas de temperatura de brilho, para os canais do sensor HSB, em função do IWL de nuvem cumulonimbus, onde foram realizadas simulações para três valores de taxa de precipitação (0, 5 e 10 mm/h). Observa-se que a introdução do espalhamento nas simulações muda bastante os resultados para as simulações realizadas na ausência do espalhamento. Por exemplo, se consideramos uma nuvem com IWL de 10 kg/m^2 e se introduzimos uma taxa de

precipitação de 5 mm/h, a temperatura de brilho dos canais 150, 183 ± 1 , ± 3 e ± 7 decrescem em torno de 13 K para todos canais. Esse efeito vai diminuindo a medida que a quantidade de IWL vai aumento, devido a saturação do canal pelo aumento do conteúdo de água líquida. Outra observação importante para todos canais é que a medida que a taxa de precipitação aumenta o efeito do IWL tende a diminuir. Isso é um fato positivo para o estudo da precipitação porque as temperaturas de brilho vão perdendo o efeito do IWL na medida que aumenta a taxa de precipitação.

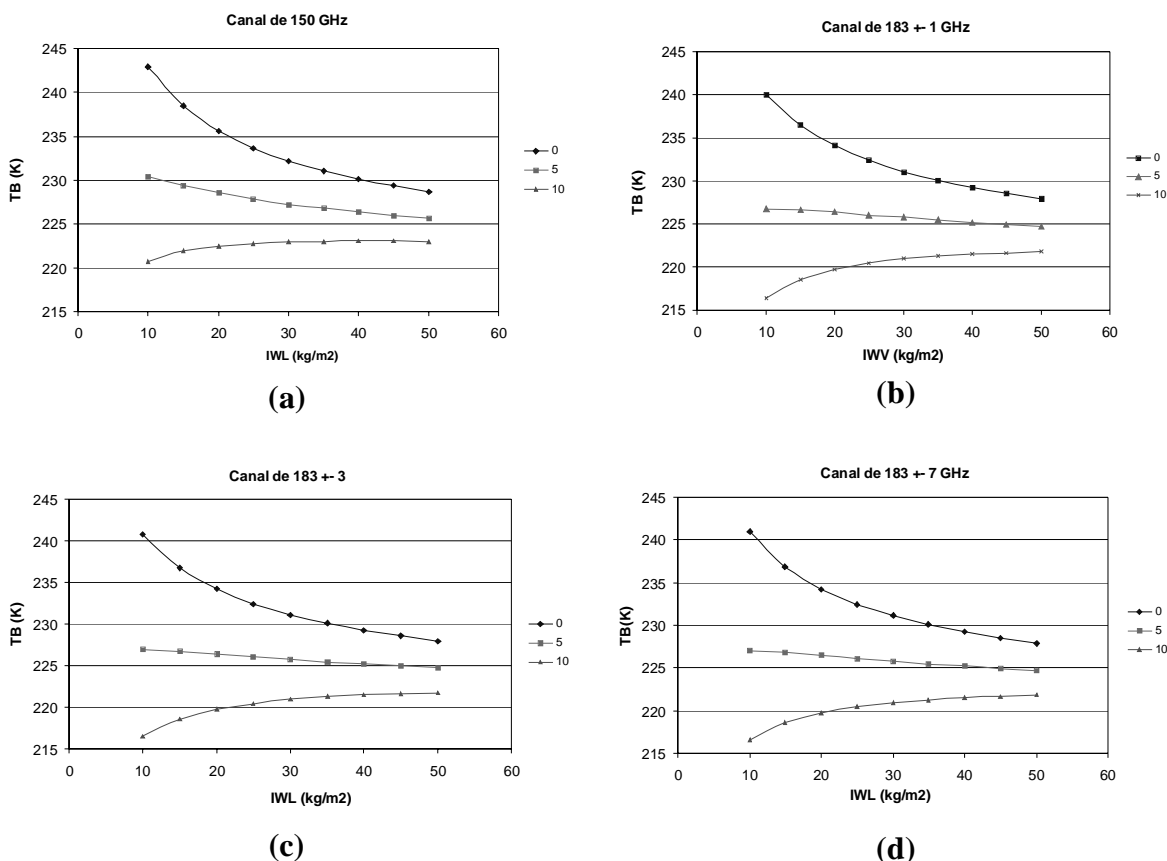


Figura 7 – Gráfico das TB(K) em função do IWL da nuvem cumulonimbus para (a) o canal de 150; (b) 183 ± 1 ; (c) 183 ± 3 ; (d) e 183 ± 7 . As curvas correspondem para valores de taxa de precipitação de 0, 5 e 10 kg/m^2 .

4 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho discute o comportamento das temperaturas de brilho nas frequências de 150 e 183 ± 1 , 3 e 7 GHz na presença de hidrometeoros na atmosfera para diferentes tipos de nuvens. Foram realizados varias simulações com diferentes perfis de IWL e taxa de precipitação para três tipos de nuvens: cumulonimbus, cirros e altostratos, e diferentes conteúdos de vapor d'água da atmosfera.

Os resultados considerando apenas a absorção mostram que as TB (K) dos canais de 150 e 183 ± 7 GHz não são sensíveis do efeito do vapor d'água para valores IWL de nuvens cumulonimbus superiores a 3 kg/m^2 . Já os canais de 183 ± 1 e ± 3 mostraram ser mais sensíveis ao IWV que os outros dois canais do sensor HSB. Para que o efeito do IWV seja desprezível são necessários valores de IWL superiores a 15 e 10 kg/m^2 para os canais 183 ± 1 e ± 3 , respectivamente. Os resultados também mostram que esses canais apresentam uma alta taxa de variação da temperatura com IWL. Os resultados das simulações para nuvens altostratos mostram que o efeito da localização da altura da nuvem é fundamental na determinação da temperatura de brilho.

Os resultados considerando a absorção e o espalhamento mostram que as atenuações causadas pelo espalhamento dos hidrometeoros são bem maiores que aquelas causadas pela absorção da água líquida das nuvens cirros para todos os canais do sensor HSB. Os resultados também mostram a alta taxa de variação da temperatura de brilho dos canais com a concentração de gelo para todos canais. Para as simulações com as nuvens cumulonimbus as temperaturas de brilho dos diferentes canais mostraram ser sensível a taxa de precipitação, tornando o efeito devido o IWL insignificante, a medida que a taxa de precipitação aumenta.

Sendo assim, nossos resultados mostram que os canais do sensor HSB podem possibilitar a estimativa de precipitação para baixas taxas de precipitação. Isso ocorre, porque os canais tendem a saturar a medida que aumenta a taxa de gelo e água líquida na nuvens. Fica então, a sugestão da realização de estudos enfocando nuvens com baixa taxa de precipitação.

5 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Burns, B.A., X. Wu, and G.R. Diak, 1997: **Effects of precipitation and cloud ice on brightness temperatures in AMSU moisture channels.** *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **35**, 1429-1437.

Matricardi M., Chevallier F., and Tjemkes S.: **An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations.** **Technical Report 345**, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, United Kingdom, 2001.

Muller, B.M., H.E. Fuelberg and X Xiang: **Simulations of effects of water vapor, cloud liquid water, and ice on AMSU moisture channel brightness temperatures.** *J. Applied Meteor.*, **33**, 1133-1154, 1994.

King, M. D. and Greenstone R. EOS Reference Handbook: **A guide to NASA's Earth Science Enterprise and the Earth Observing System**, 1999.

Kummerow, C. 1993: **On the accuracy of the Eddington approximation for radiative transfer in the microwave frequencies**, *J. Geophys. Res.*, **98**, 2757-2765.