

DETECÇÃO DE SISTEMAS CONVECTIVOS NOS TRÓPICOS UTILIZANDO IMAGENS MULTIESPECTRAIS DO SATÉLITE GEOESTACIONÁRIO GOES 8

Marcus Jorge Bottino

Paulo Nobre

Glaucia Meira Carneiro

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC-INPE

ABSTRACT

It is presented a simple method of classification and identification of deep convective systems (CS) using water vapor and thermal infrared brightness temperature differences from Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) data. The method allows estimating the number and size of CSs present in a satellite scene. This approach was applied over a set of 3 hourly interval images during the period of January 1st, 1998 to December 31st 2000 over the tropical strip of South America. It is shown that areas with intense annual precipitation are associated with the largest frequency of deep convective systems. The method can be easily implemented and effectively utilized in operational basis to monitor large scale convective systems in real time, like the Intertropical Convergence Zone over the equatorial Atlantic Ocean, as well as squall lines and diurnal cycle of deep convective cloud clusters over land.

RESUMO

É apresentado um método simples de classificação e identificação de sistemas convectivos (SC) profundos em imagens multiespectrais do satélite geoestacionário GOES-8, baseado na diferença de temperatura de brilho nos canais do vapor d'água e do infravermelho termal. O método permite estimar o número e tamanho dos SC presentes numa cena de satélite. Para demonstração de sua eficácia, o método foi aplicado para um conjunto de imagens com intervalo de 3 horas no período de janeiro de 1998 a dezembro de 2000 sobre a faixa tropical da América do Sul. Encontrou-se que regiões com intensa precipitação anual estão associados à maior frequência de sistemas convectivos profundos. O método pode ser facilmente implementado e eficazmente utilizado para o monitoramento de sistemas convectivos de grande escala, tais como os associados à Zona de Convergência Intertropical sobre o Oceano Atlântico, assim como linhas de instabilidade e o ciclo diurno de agrupamentos de sistemas convectivos profundos sobre o continente.

1. INTRODUÇÃO

O monitoramento dos sistemas convectivos profundos é de grande interesse nas regiões tropicais, onde a maior fração da precipitação média anual provém de nuvens cumuliformes. Dentre os fatores que modulam a atividade convectiva sobre as regiões tropicais se encontram o ciclo diurno do aquecimento solar, a circulação geral atmosférica e a distribuição de umidade. Através de mecanismos de convecção esses fatores podem produzir desde um único cumulonimbus com poucos quilômetros de diâmetro e cerca de uma dezena de quilômetros de altura, até uma área extensa de nuvens com grande desenvolvimento vertical, formadas por cumulonimbus "embebidos" numa espessa cobertura de nuvens multicamadas (Wallace e Hobbs, 1977; Machado e Rossow, 1993; Gray, 2000). Comumente utiliza-se o termo sistema convectivo (SC) para referir-se a esta composição de nuvens espessas em diversas escalas espaciais e temporais. O grande ângulo de visada e a alta resolução espacial e temporal dos dados de satélite geoestacionário permitem o acompanhamento de nuvens na escala de cumulonimbus até grandes sistemas sinóticos.

Estudos de propriedades morfológicas e radiativas de nuvens observadas por fotos aéreas, imagens de radar ou de satélite foram realizados por diversos autores para nuvens cúmulos numa escala de dezenas a centenas de metros (Plank, 1969; Hozumi et al., 1982; Wielicki e Welch, 1986;

Cahalan e Snider, 1989), até aglomerados de nuvens cumulonimbos numa escala de dezenas a centenas de quilômetros (Machado e Rossow, 1993; Abdoulaev, 1995; Machado et al., 1998; Laurent et al., 2000). Nestes trabalhos as características das nuvens são avaliadas por procedimentos que consistem basicamente em três passos: 1) a classificação dos pixels da imagem, 2) o agrupamento dos pixels classificados e vizinhos e 3) a avaliação das propriedades dos grupos identificados. Denominaremos no que segue, conjuntos de pixels vizinhos por elementos (identificados) de uma imagem.

Métodos de classificação utilizando a assinatura multiespectral e medidas de textura permitem diferenciar com boa precisão diversos tipos de nuvens (Bottino e Ceballos, 2000; Coakley e Baldwin, 1984; Seze e Desbois, 1987; Chen et al., 1989; Uddstrom e Gray, 1996). Alguns trabalhos utilizam limiares de temperatura de brilho no infravermelho termal para classificar nuvens convectivas (Velasco e Fritsch, 1987; Minnis e Harrison, 1984; Machado et al., 1998; Laurent et al., 2000). Entretanto, estes métodos sofrem restrições quando aplicados a uma grande diversidade de condições atmosféricas, devido à difícil caracterização de um perfil de temperatura genérico, que dificulta a separação entre a cobertura convectiva e nuvens cirriformes. Tokuno e Tsuchiya (1994) utilizando um modelo de propagação radiativa encontraram que a diferença das temperaturas de brilho no canal infravermelho termal (T_{IV}) e no vapor d'água (T_{VP}) decaem à medida que o topo de uma nuvem espessa se aproxima da tropopausa, e que uma diferença máxima de 1,5 K é adequada para detectar Cb's que apresentem um topo até 1 km abaixo da tropopausa.

No presente trabalho foi implementado um método de classificação de SC em imagens do satélite GOES-8 baseado nas informações do canal infravermelho termal (IV) e do vapor d'água (VP). Os pixels de uma imagem são classificados como nuvens convectivas ou não, e a partir deste campo binário os pixels de imagem são agrupados por critério de vizinhança, resultando numa identificação e caracterização morfológica e radiativa de cada SC (discutido na sessão 2).

2. DADOS E METODOLOGIA

2.1. DADOS UTILIZADOS

Foram utilizadas imagens do GOES-8 nos canais 3 e 4, correspondendo ao intervalo na banda de absorção do vapor d'água (VP; 6,7 μm) e no infravermelho termal (IV; 10,5 μm) respectivamente. Os dados do canal VP foram interpolados linearmente para a resolução do canal IV correspondendo a um pixel de 4 x 4 km no ponto subsatélite. As imagens com frequência de até meia hora foram disponibilizadas pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC-INPE). Estas imagens cobrem a faixa tropical da América do Sul e vizinhanças dos oceanos Atlântico e Pacífico, correspondendo a faixa de longitudes 90°W-30°W e latitudes 20°S-20°N. Foram processadas imagens no período de 1 de janeiro de 1998 a 31 de dezembro de 2000 sobre o setor tropical da América do Sul, com os resultados interpolados para uma grade de 1 grau representando a frequência e o diâmetro equivalente médio dos SC identificados. Dado a não uniformidade temporal das imagens disponíveis, foram consideradas imagens em intervalos de aproximadamente três horas.

Os dados de precipitação disponibilizados pelo Global Precipitation Climatology Project (GPCP), são expressos em médias mensais dos totais diários e definidos numa grade de 2,5 graus de latitude/longitude, onde utilizaram uma composição de dados observacionais e estimativas por satélite (Huffman et al., 1997). Estes campos foram interpolados para uma resolução de 1 x 1 grau e compostos em médias sazonais no período 1998-2000.

Os campos de movimento vertical (ω) mensais foram calculados utilizando-se o valor médio de ω entre os níveis de pressão 1000-250 hPa nos horários 00 e 12 UTC, onde ω foi calculado com base nos campos de vento horizontal disponíveis nas análises do National Centers for Environmental Predictions (NCEP), recebidas diariamente no CPTEC. Estas análises são disponibilizadas numa resolução de 1,875 graus de latitude/longitude e foram interpoladas para uma grade de 1 x 1 grau.

2.2. MÉTODO DE CLASSIFICAÇÃO

Na atmosfera terrestre o vapor d'água encontra-se distribuído entre a superfície e a tropopausa, e sua concentração decai com a altitude. Um sistema convectivo constituído por nuvens cumulonimbos e nuvens cirros sobre outras camadas de nuvens espessas, associadas a convecção intensa, apresentam as seguintes características radiativas:

- 1) Possuem o topo suficientemente alto para que a radiação emergente sofra pouca absorção pelo vapor d'água.
- 2) A temperatura de brilho no topo “independe” do que ocorre em níveis inferiores.

Deste modo, considerando a priori uma emissividade unitária, a temperatura de brilho detectada nos canais IV e VP deve ser próxima ($T_{IV} \approx T_{VP}$) quando as duas características citadas acima são verificadas. Por outro lado, podemos esperar que uma nuvem alta mas relativamente delgada apresente uma diferença $T_{IV} - T_{VP}$ acentuada devido a uma parcela maior de radiação IV que atinge sua base. Além disso, uma nuvem espessa mas com o topo relativamente baixo, também deve apresentar uma diferença $T_{IV} - T_{VP}$ acentuada devido à absorção que a radiação VP sofre pelo conteúdo de vapor d'água presente acima de seu topo. As situações descritas acima são ilustradas pela Figura 1.

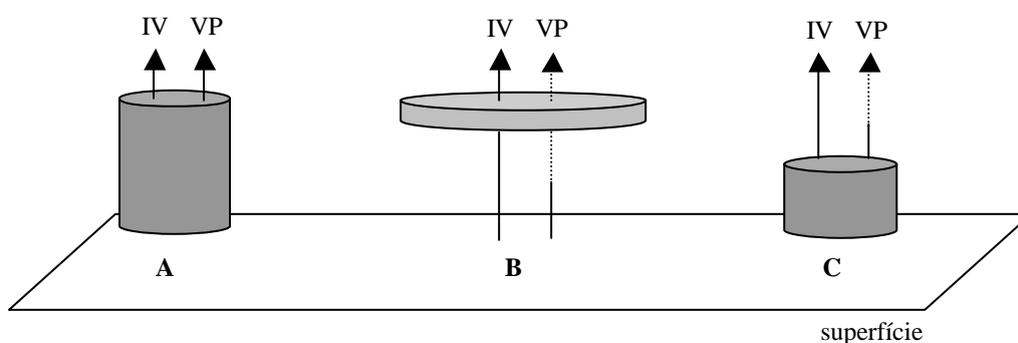


Fig. 1 Esquema ilustrativo das radiâncias ascendentes detectadas pelo satélite nos canais IV e VP para três tipos de cobertura: a) nuvem baixa e profunda b) nuvem alta e rasa c) nuvem baixa ou media de topo relativamente baixo.

De acordo com o exposto acima e também verificado por Tokuno e Tsuchiya (1994), a diferença $T_{IV} - T_{VP}$ cresce à medida que se observam topos mais baixos (ou camadas de nuvens delgadas). Um corte longitudinal-vertical da atmosfera utilizando análises 00 e 12 UTC do NCEP sobre o continente sul-americano (Figura 2), demonstra que: a) na média e alta troposfera o conteúdo de vapor d'água decai com a altura, b) os perfis verticais médios mensais de umidade específica e temperatura absoluta nos meses de agosto e janeiro apresentam acima da altura geopotencial de 8000 m (aproximadamente 400 hPa) diferenças latitudinais pouco significativas, devido ao pequeno conteúdo de vapor d'água. Portanto os topos das nuvens profundas devem apresentar uma diferença $T_{IV} - T_{VP}$ constante numa faixa extensa de latitudes.

Deste modo, interessa-nos encontrar um valor limiar de diferença de temperatura (DT) para o qual a sentença:

$$(T_{IV} - T_{VP}) < DT, \quad (1)$$

determine a presença de topos dos Cb's e da cobertura de nuvens multicamadas na qual estes possam estar imersos, sem entretanto incluir extensas áreas cobertas por cirriformes ou convecção pouco profunda.

O limiar DT adequado poderia ser definido por um modelo de transferência radiativa ou por procedimentos subjetivos. Machado e Rossow (1993) e Siqueira e Machado (2000) definiram limiares de temperatura de brilho no infravermelho termal para classificar sistemas convectivos pelo

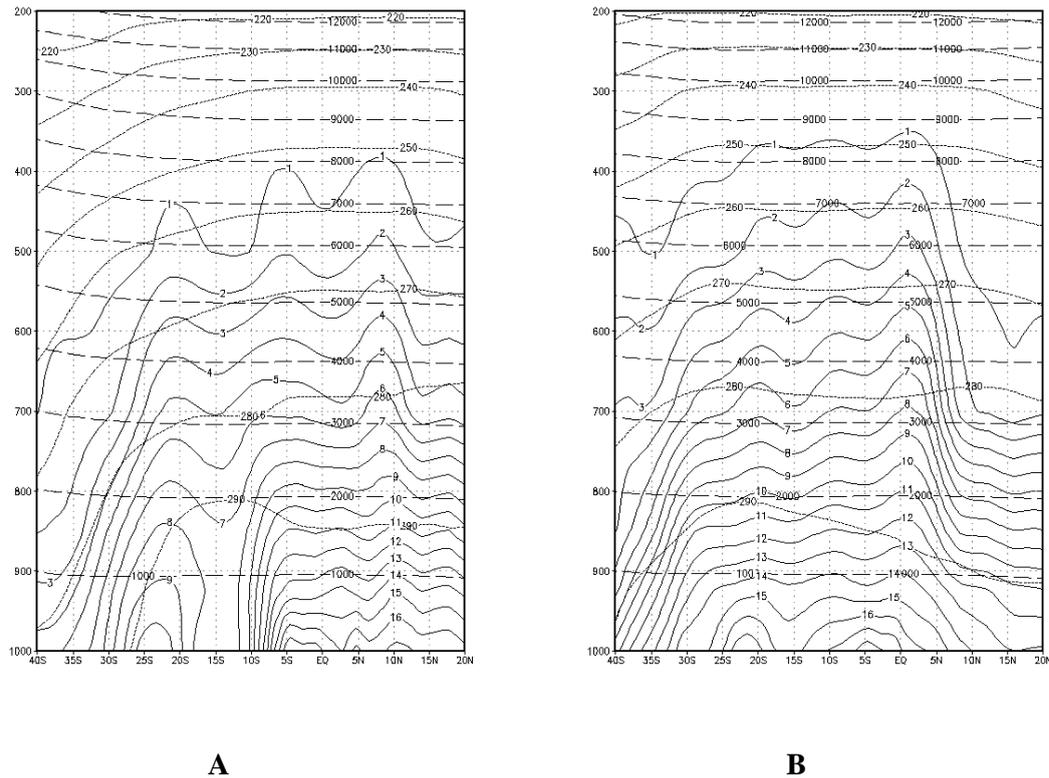


Fig. 2 Perfis latitude-pressão sobre a longitude 55W da altura geopotencial em **m** (traço longo), temperatura absoluta em **K** (traço curto) e umidade específica em **g/kg** (linha contínua). Baseado em análises do NCEP para os horários 00 e 12 UTC, compondo médias mensais de: a) Agosto de 2000 e b) Janeiro de 2001.

comportamento da frequência de elementos em função do limiar de temperatura, baseando-se na distribuição dos topos das nuvens que constituem os SC. Essa metodologia foi adaptada neste trabalho para definir DT baseado na frequência de elementos em função da diferença $T_{IV} - T_{VP}$. Desta forma, este limiar pode ser definido para situações mais abrangentes no tempo e no espaço e depender menos de parametrizações de nuvens e da calibração do satélite.

A topografia de um SC é composta por topos de cumulonimbos que emergem da cobertura de nuvens multicamadas associada a atividade convectiva (Velasco e Fritsch, 1987; Machado et al., 1998). Em um “fatiamento” da atmosfera (considerando as nuvens espessas) a distribuição de frequência dos elementos em função da altitude, partindo da tropopausa, deve apresentar o seguinte comportamento: a) inicialmente a frequência aumenta pela detecção progressiva dos topos frios de Cb's, b) a partir de um determinado nível são observadas nuvens relativamente mais baixas (nuvens multicamadas) que interligam topos mais frios fazendo decair a frequência, c) considerando níveis ainda mais baixos deve-se observar outras nuvens isoladas menos desenvolvidas, incrementando novamente a frequência de elementos. Procedendo assim, o nível em que ocorre a transição entre o decaimento e ascensão da frequência deve distinguir a cobertura dos sistemas convectivos, das nuvens menos desenvolvidas. Utilizamos a neste trabalho a diferença $T_{IV} - T_{VP}$ como medida de altitude, sendo melhor justificado na sessão 2.4.

2.3. ALGORITMOS DE IDENTIFICAÇÃO

A caracterização de sistemas convectivos por satélite consiste em identificar todos os conjuntos de pixels vizinhos que previamente foram classificados como nuvem convectiva e extrair um conjunto de informações morfológicas e radiativas. Esta tarefa é realizada em três passos:

- 1) Classificação; os pixels da matriz de imagem $I_{c,l}$ (de C colunas por L linhas) são classificados em os que satisfazem ou não a sentença (1), resultando em uma matriz de imagem binária com $B_{c,l} = 1$ ou 0 , correspondendo a presença ou não de nuvem convectiva, respectivamente.
- 2) Identificação; a matriz binária acima é utilizada para identificar os M conjuntos de pixels vizinhos (onde $B_{c,l} = 1$); resultando em uma nova matriz $S_{c,l}$ em que cada pixel possui o valor 0 para ausência de SC ou valores $S_{c,l} = m$, onde $m = 1, 2, \dots, M$. Portanto, todos os pixels onde $S_{c,l} = m$ constituem os pontos do sistema convectivo identificado com o número de ordem m .
- 3) Extração e armazenamento; de posse da matriz $S_{c,l}$, da matriz de imagem $I_{c,l}$ e dos arquivos de geoposicionamento avalia-se: o número de pixels N_m , a posição geográfica do centro de gravidade da figura $(lat, lon)_m$ e a temperatura de brilho média T_m de cada SC detectado na imagem. A listagem destas características são gravadas em arquivos binários do tipo "estação" (formato Grads), ou seja, a cada horário é gerado um arquivo com dados dos M sistemas.

A temperatura de brilho média de cada SC é calculada pela média aritmética da temperatura dos seus N_m pixels, supondo em primeira aproximação: isotropia da radiação emitida, emissividade unitária e sem absorção por gases. A posição do centro de gravidade da figura m é avaliada pelo pixel que representa a média dos histogramas de frequência da figura em linha e coluna.

Utilizamos como medida de área horizontal dos sistemas convectivos o diâmetro equivalente (D), avaliado segundo a expressão:

$$D_m = 8\sqrt{N_m / p}, \quad (2)$$

onde foi considerado a priori uma área de 16 km^2 para todos os pixels.

Nesta versão do programa não foi incluído o cálculo de parâmetros como a excentricidade, orientação, relações perímetro-área, etc., devendo ser implementado em versão posterior. O processamento das imagens foi desenvolvido em programas Fortran e visualizados por scripts Grads e para análise e geração de gráficos.

2.4. ESTIMATIVA DO LIMAR DT

As variações sazonais da distribuição de vapor d'água e do perfil de temperatura podem ser significativas principalmente nos baixos e médios níveis da atmosfera, entretanto na alta troposfera estas mudanças são menos acentuadas pela inerente baixa concentração de vapor d'água nos altos níveis e pela relativa independência com a temperatura à superfície. Considera-se portanto que seria suficiente um estudo do ciclo diário da distribuição de SC para avaliar o limiar DT, isto porque o modelo de SC idealizado acima deve variar na distribuição e desenvolvimento dos cumulonimbus e nuvens multicamadas ao longo do dia.

O limiar DT foi avaliado por imagens nos dias 4, 6, 10, 17 e 21 fevereiro de 2001, selecionadas por apresentar uma grande cobertura de SC. Para estudar o ciclo diário considerou-se somente quatro horários, com dois deles, 10:30 e 19:00 UTC, representando os horários de mínima e máxima convecção respectivamente (baseado na observação visual de imagens e estudos prévios), e outros dois intermediários a estes 03:00 e 16:00 UTC. Este conjunto de imagens foi utilizado no compto de índices estatísticos em cada horário, considerando os 5 dias como um único arquivo.

Deve-se notar que o princípio do método utilizado para avaliar DT baseia-se na distribuição dos sistemas de nuvens em função da altitude, entretanto a variável que dispomos é uma diferença de temperaturas de brilho. Para demonstrar a relação entre estas duas variáveis, inicialmente foi calculado a temperatura de brilho média (canal IV) dos elementos que obedecem a sentença (1), para DT entre o intervalo -5 e 15 K. Verifica-se pela Figura 3.a que a variável DT apresenta (nos quatro horários) uma relação quase linear com respeito a temperatura de brilho média (para DT maior que zero). Estes resultados indicam que em média a relação linear entre o limiar DT e a altura na atmosfera é uma aproximação razoável para as latitudes tropicais e níveis elevados.

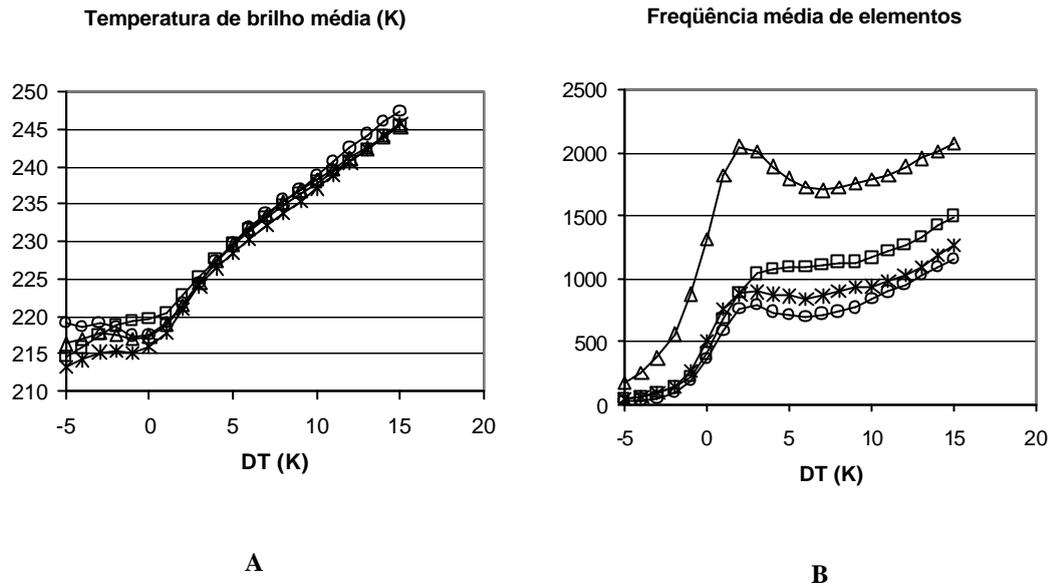


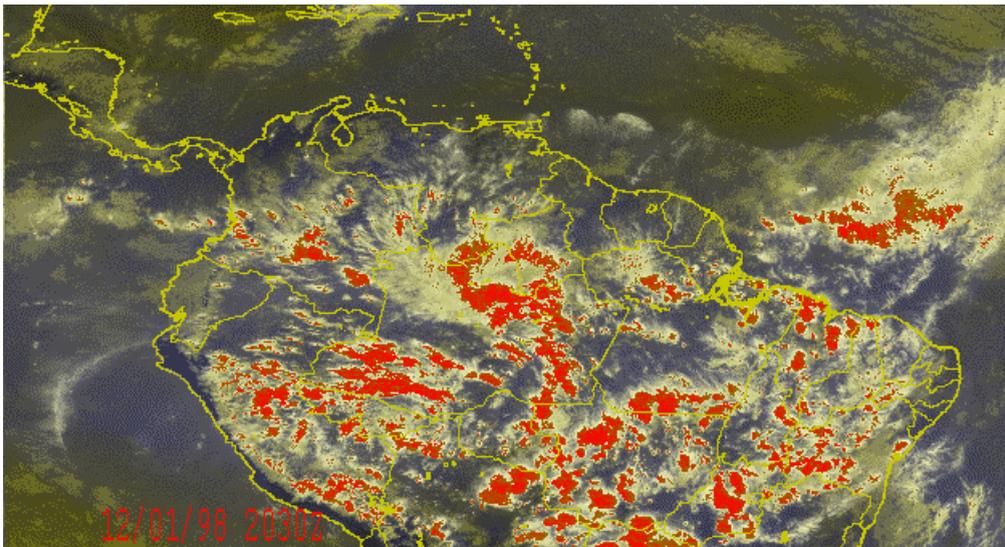
Fig. 3 Parâmetros estatísticos dos elementos (conjuntos de pixels vizinhos) em função do limiar DT avaliado pelas imagens dos dias 4, 6, 10, 17 e 21 de fevereiro de 2001. As curvas referem-se aos horários UTC: 03:00 (x), 10:30 (O), 16:00 (), 19:00 (Δ).

Verifica-se pela Figura 3.b que a frequência de elementos em função de DT (altitude) apresenta nos quatro horários um comportamento semelhante ao descrito anteriormente, ou seja, uma primeira ascensão devido a detecção dos topos de Cb's, um declínio pela interconexão destes topos por nuvens multicamadas e uma nova ascensão pela detecção de sistemas de nuvens mais quentes. Neste gráfico, os horários 03:00, 10:30 e 18:30 apresentam um primeiro máximo da frequência de elementos quando $DT = 2$ K, nota-se que este valor é semelhante ao adotado por Tokuno e Tsuchiya (1994) para detectar Cb's. No horário 16:00 UTC este máximo ocorre quando $DT = 5$ K e sem ser seguido de um decaimento na frequência, isto indicaria o predomínio de torres de Cb's e pouca cobertura de nuvens multicamadas, provavelmente por ser um horário inicial do desenvolvimento da convecção. O ponto de inflexão de mínima frequência que segue o primeiro máximo situa-se aproximadamente entre 5 e 7 K em todos os horários, após este ponto a frequência ascende suavemente, indicando portanto que o valor do limiar DT adotado para classificar um SC deva situar-se nesse intervalo.

O limiar de 5 K corresponde a uma temperatura média de aproximadamente 228 K (Figura 3.a), coincidindo com o valor médio da classe de nuvens altas e profundas encontrado por Seze e Desbois (1987). Para este limiar encontramos nos quatro horários que a temperatura de brilho média dos SC decaie quase linearmente com logaritmo do diâmetro equivalente, a partir de aproximadamente 232 K.

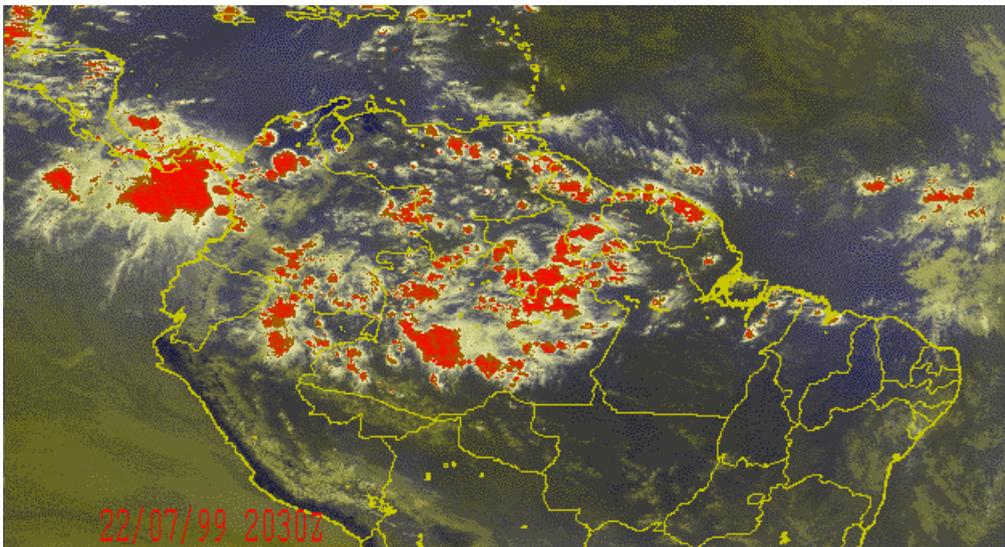
Conclui-se que de forma geral o limiar DT próximo a 5 K delimita uma transição na distribuição de frequência dos elementos, indicando portanto que este valor é adequado para definir a presença de nuvens convectivas associadas a SC, sendo adotado para classificar sistemas convectivos em todos os horários. Discrepâncias no comportamento entre os quatro horários podem ser justificadas pela diferença na hora solar ao longo de uma imagem.

Para exemplificar o resultado da classificação de uma imagem, apresentamos na Figura 4 duas imagens em cores, composta pelos canais IV e VP, em dois períodos distintos do ano. As áreas em vermelho representam pixels onde DT é menor que 5 K, observa-se na vizinhança de conjuntos destes pixels a cobertura de nuvens cirriformes e de nuvens baixas e médias caracterizadas por tonalidade branca e amarela respectivamente.



A

Fig. 4 Imagem (RGB) composta pelos canais IV e VP. Os sistemas convectivos classificados são representados pelas regiões em vermelho, as nuvens cirrifórmicas e as nuvens baixas e médias são caracterizadas por tonalidade branca e amarela respectivamente. (a) 12 de janeiro de 1998 e (b) 22 de julho de 1999.



B

Fig. 4 (Continuação).

3. RESULTADOS

A frequência e o diâmetro equivalente do conjunto de sistemas convectivos identificados em cada imagem (posicionados pelo seu centro de gravidade ou “centróide”) foi alocado em uma grade com resolução de 1 x 1 grau cobrindo todo o recorte (90°W-30°W; 20°S-20°N). Em seguida os campos interpolados de cada imagem do período de 1998 a 2000, foram compostos em: 36 médias mensais, médias sazonais compostas por 9 meses e a média dos três anos. Deste modo, foram

calculados para cada período, em cada intervalo de grade, a frequência média de SC por imagem, e o diâmetro equivalente médio, obtidos pelo somatório de centróides dividido pelo número de imagens e pelo somatório dos diâmetros dividido pela frequência de SC, respectivamente. Consideramos para estas estatísticas somente elementos com mais de dois pixels (diâmetro mínimo de 8 km), devido a possíveis erros de classificação oriundos da interpolação do canal VP.

O processamento de 6922 imagens no período de 1998 a 2000 é apresentado por estatísticas dos SC sobrepondo o diâmetro e a frequência médios por imagem (Figura 5). De forma geral, observa-se que as regiões com SC maiores apresentam máximos locais de frequência, dentre estas pode-se notar: a região composta pelo sul da América Central, noroeste da Colômbia e o Oceano Pacífico adjacente; a bacia amazônica; os Andes no sul do Peru, a e a faixa equatorial do Oceano Atlântico. A porção do Oceano Atlântico coberto pelo recorte apresenta o máximo de frequência próximo à latitude de 5°N, concordando com a posição climatológica da ZCIT (Gautier e Waliser, 1993).

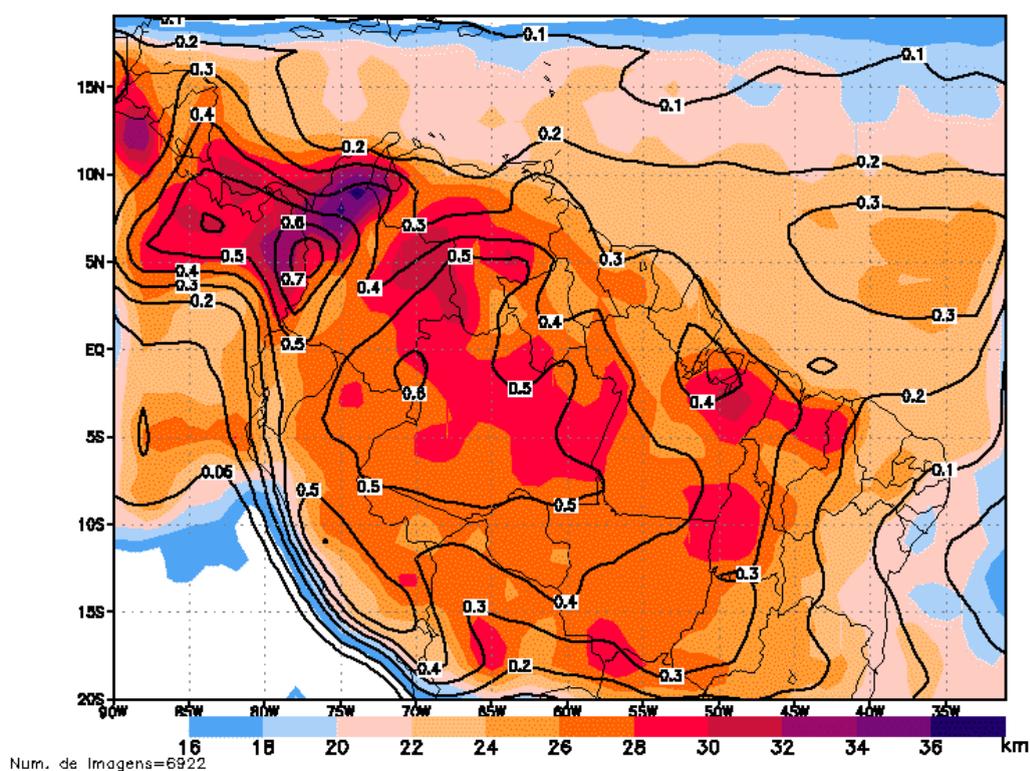
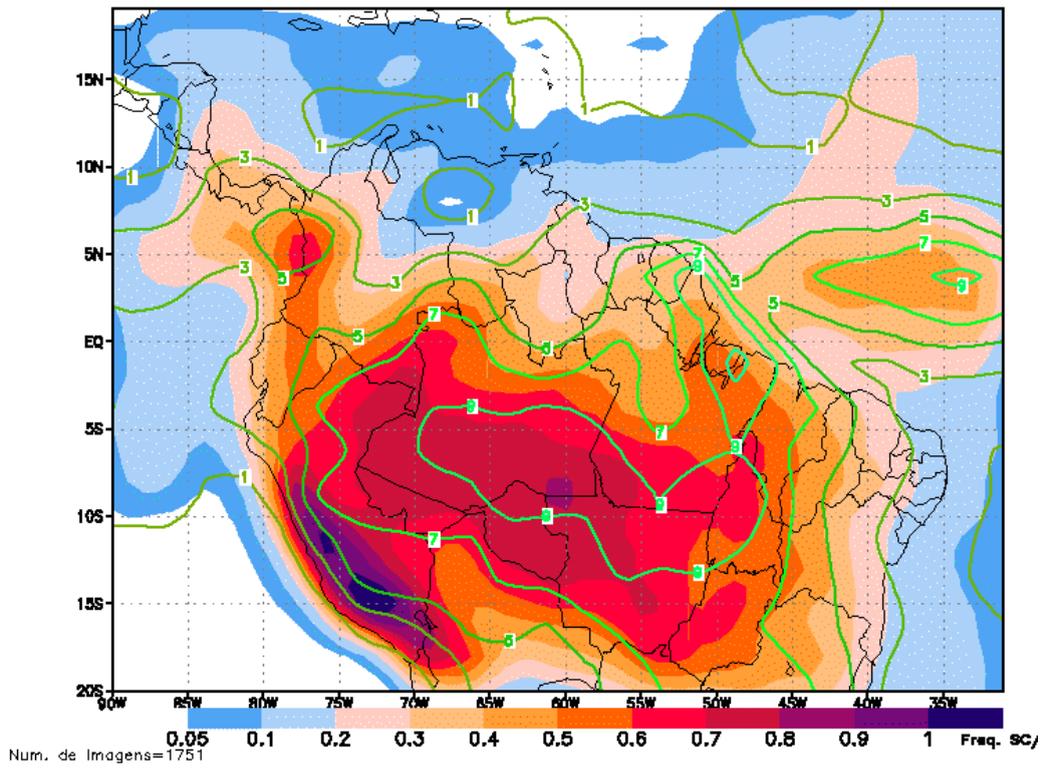


Fig. 5 Distribuição do diâmetro (sombreado) e da frequência (contorno) média de SC por imagem no período de 1998 à 2000.

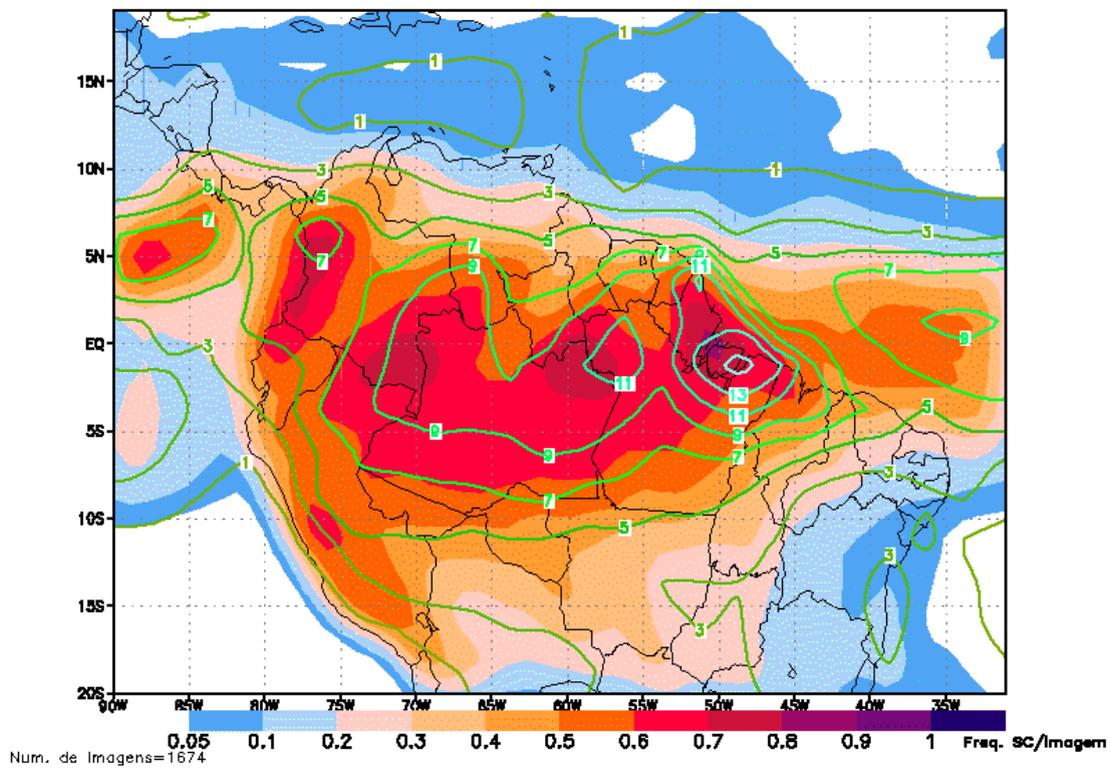
Algumas regiões onde são verificados máximos locais das dimensões dos sistemas e frequência relativamente baixa podem estar associadas às forçantes predominantemente dinâmicas (e menos térmicas) as quais dariam origem a uma menor quantidade de pequenas células convectivas. Na Figura 5 observam-se regiões com estas características, tais como: no Oceano Pacífico próximo a latitude de 5S; o centro da Bolívia e sul do Estado do Mato Grosso; o Estado de Tocantins; o litoral do Maranhão; e o litoral leste da Região Nordeste.

A distribuição da precipitação sazonal (expressa em médias diárias) do GPCC concorda de modo geral com frequência média de SC (Figura 6). Verifica-se um grande deslocamento sazonal da atividade convectiva e da precipitação sobre o continente; na estação de Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF) esta se posiciona mais ao sul cobrindo a bacia Amazônica e a região centro-oeste



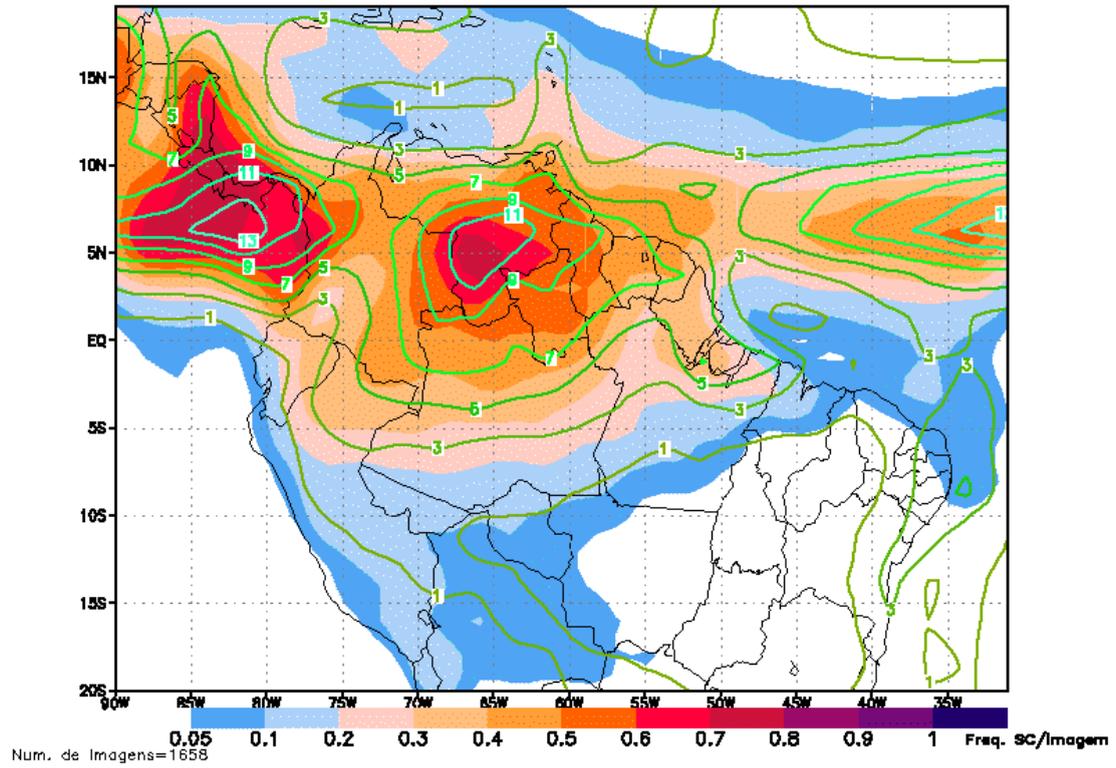
A

Fig. 6 Distribuição da frequência média de SC por imagem (sombreado) e precipitação avaliada pelo GPCC (contorno), nos períodos: a) DJF, b) MAM, c) JJA e d) SON.



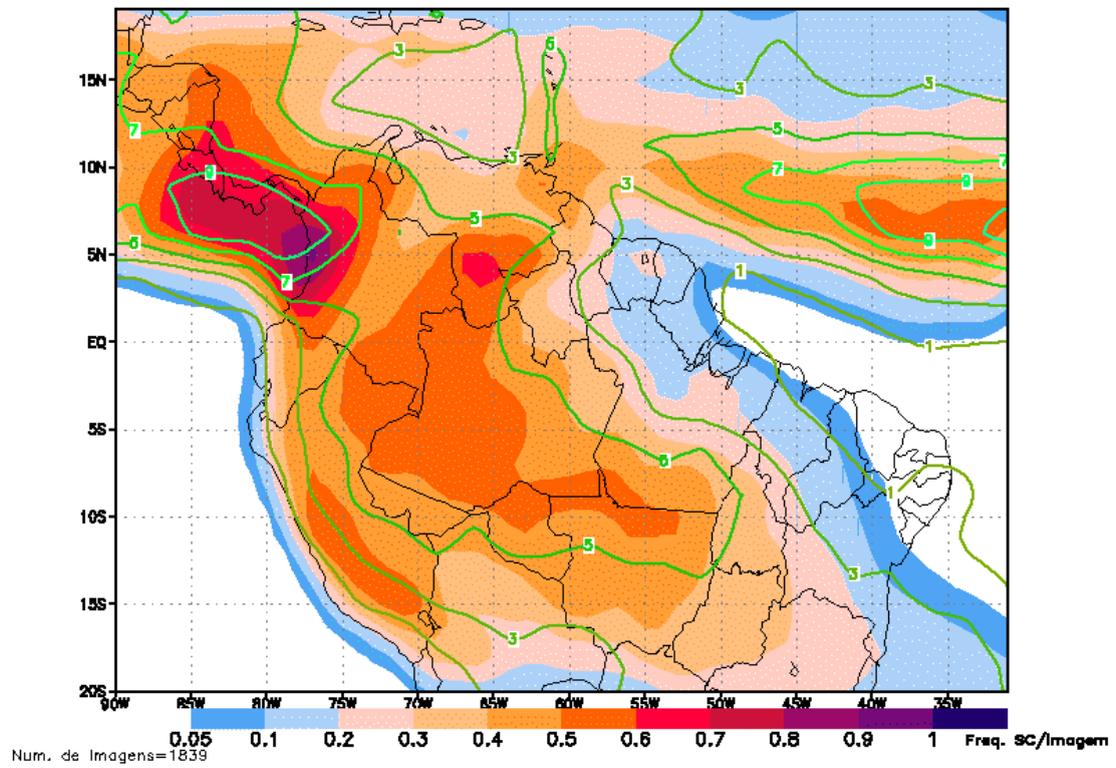
B

Fig. 6 (Continuação).



C

Fig. 6 (Continuação).



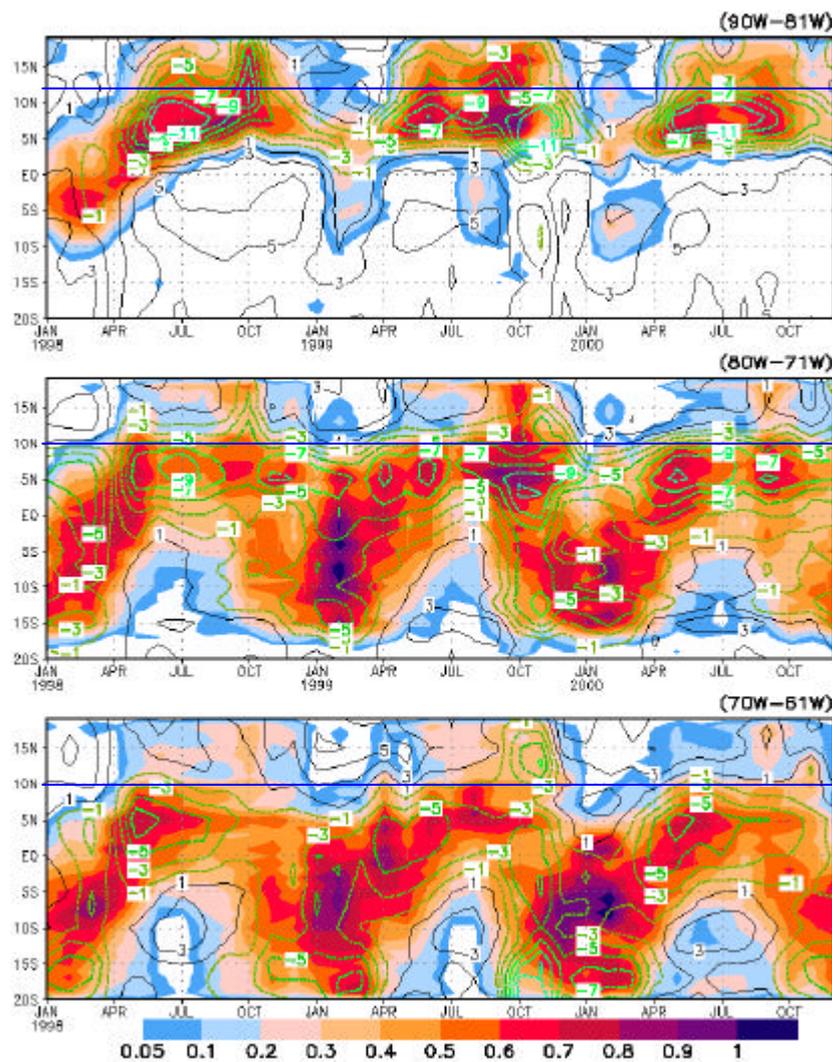
D

Fig. 6 (Continuação).

do Brasil, e mais ao norte entre as latitudes de 5°N - 10°N durante o período de junho-Julho-Agosto (JJA). O período sazonal de Setembro-Outubro-Novembro (SON) apresenta uma configuração com duas bandas de convecção, uma continental na direção noroeste-sudeste e outra sobre o Oceano Atlântico. No período de Março-Abril-Maio (MAM) os SC são mais freqüentes próximo ao Equador sobre o continente e Oceano Atlântico, quando estes máximos se aproximam entre si. Estes resultados sazonais são semelhantes aos encontrados por Waliser e Gautier (1993) e Machado et al. (1998).

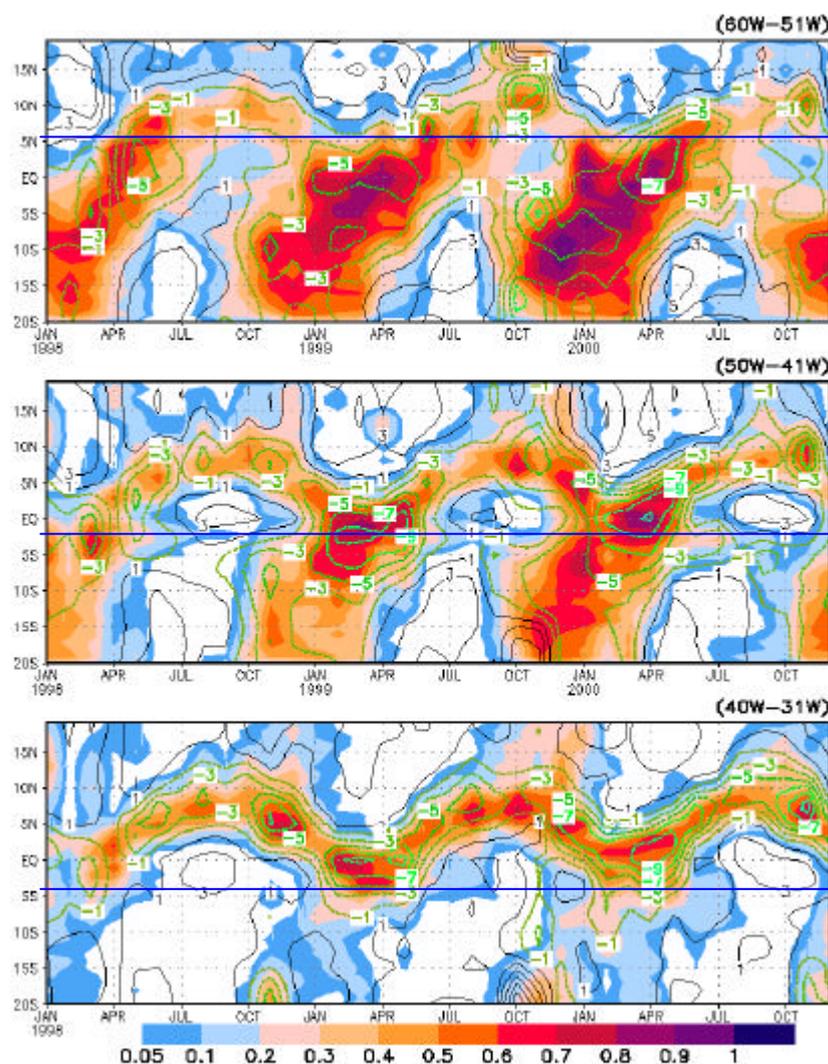
Observa-se, entretanto, que a região dos Andes no sul do Peru com freqüência elevada não corresponde a valores intensos de precipitação.

A evolução mensal da freqüência média de SC e o movimento vertical atmosférico para 6 faixas de longitudes é apresentado na Figura 7. Em geral, a freqüência maior que 0,3 SC por imagem numa grade de 1 grau está associada com movimento ascendente (entre 1000 e 250 hPa). Sobre o Oceano Atlântico (faixa 40W-31W) a atividade convectiva apresenta um comportamento quase senoidal e defasado com respeito à declinação solar, como encontrado por Gautier e Waliser (1993). Nas faixas continentais a convecção muda mais rapidamente de hemisfério e acompanha melhor a declinação solar.



A

Fig. 7 Distribuição latitudinal-temporal da freqüência média de SC por imagem (sombreado) e do movimento vertical (contorno) para seis faixas de longitudes em médias mensais. As linhas em azul delimitam aproximadamente a separação entre o continente e o Oceano Atlântico. Faixas de longitudes a) 90W-81W, 80W-71W, 70W-61W e b) 60W-51W, 50W-41W, 40W-31W.



B

Fig. 7 (Continuação).

A faixa longitudinal 50W-41W apresenta nos meses de SON baixa frequência e movimento predominantemente ascendente sobre o Oceano Atlântico, entre as latitudes de 2S-5N. Este comportamento pode ser atribuído a uma compensação do movimento ascendente encontrado sobre a ZCIT e a convecção continental já presente neste período.

4. RESUMO E CONCLUSÕES

A detecção de sistemas convectivos (SC) em imagens do satélite GOES-8 utilizando a diferença da temperatura de brilho dos canais do vapor d'água e do infravermelho termal foi implementada para os trópicos. O método classifica nuvens altas e profundas pela proximidade dessas temperaturas quando emitidas por um corpo negro com pequeno conteúdo de vapor d'água acima de seu topo. Através da análise da distribuição da frequência de conjuntos de pixels vizinhos em imagens de quatro horários distintos, verificou-se que o limiar de diferença de temperatura $DT < 5$ K defini a detecção das células convectivas e das nuvens multicamadas que as circunda (Figura 3.b). Este limiar detecta SC com temperaturas médias no infravermelho termal de aproximadamente 228K (Figura 3.a).

Foram processadas imagens do período de 1998 a 2000 sobre a faixa tropical da América do Sul, e apresentados resultados preliminares comparativos com a precipitação e o movimento vertical. A distribuição de máximos locais do diâmetro equivalente médio e da frequência média

por imagem ao longo do período desses três anos (Figura 5) mostram grande semelhança em regiões como o sul da América Central, noroeste da Colômbia e o Oceano Pacífico adjacente; a bacia amazônica; os Andes no sul do Peru e a faixa equatorial do Oceano Atlântico. Em outras regiões com SC de dimensões relativamente elevada com respeito a frequência, as forçantes radiativas e dinâmicas participam de forma a desenvolverem mais sistemas de maior cobertura e menor número de pequenas células convectivas, tais como o litoral norte e nordeste do Brasil, o Estado do Tocantins e áreas do Mato Grosso e Bolívia.

A composição em estações do ano da frequência média de SC por imagem e da precipitação média diária avaliada pelo conjunto de dados do GPCC indica uma relação significativa entre estas duas variáveis (Figura 6). A ocorrência de SC e a precipitação sobre o continente sul-americano são intensas em DJF sobre a bacia amazônica e a Região Centro-oeste do Brasil, e entre as latitudes de 5° N - 10° N durante o período de JJA. Estes resultados sazonais são semelhantes aos de Waliser e Gautier (1993) e Machado et al. (1998).

A evolução mensal da frequência média de SC e o movimento vertical atmosférico apresenta um comportamento quase senoidal e defasado com respeito à declinação solar, como encontrado por Gautier e Waliser (1993). Nas faixas continentais a convecção muda mais rapidamente de hemisfério e acompanha melhor a declinação solar. A defasagem entre a convecção continental e a do Oceano Atlântico favorece a ocorrência de subsidência sobre o litoral norte do Brasil nos meses de SON.

O acompanhamento por satélite da cobertura de nuvens convectivas apresenta-se desta forma como uma ferramenta útil para o diagnóstico da atividade convectiva, onde o monitoramento das características morfológicas e radiativas dos sistemas convectivos podem auxiliar no seu monitoramento, assim como na compreensão de suas relações com outras variáveis. Sua aplicação operacional permite acompanhar fenômenos como o deslocamento da ZCIT e sua atuação na convecção continental, a distribuição da precipitação em locais isolados, assim como a participação no fornecimento de calor latente e de movimento como forçante da circulação geral.

BIBLIOGRAFIA

- Abdouliev S., 1995. Evolução e hierarquia das aglomerações de cumulonimbus. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **10**, 1-18.
- Bottino e Ceballos, 2000. Classificação de cenas em imagens GOES multiespectrais mediante um método de “agrupamento dinâmico”. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Rio de Janeiro, Cód. MS00025.
- Cahalan R. F. e J. B. Snider, 1989. Marine stratocumulus structure. *Remote Sensing Environ.*, **28**, 95-107.
- Chen D. W., S. K. Sengupta e R. M. Welch, 1989. Cloud field classification based upon high spatial resolution textural features: Simplified vector approaches. *Journal of Geophysical Research*, **94**, No. D12, 14749-14765.
- Coakley J. A. e D. G. Baldwin, 1984. Towards the objective analysis of clouds from satellite imagery data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, No. 7, 1065-1099.
- Gray M. E. B., 2000. Characteristics of numerically simulated mesoscale convective systems and their application to parameterization. *Journal of Atmospheric Sciences*, **57**, 3953-3970.
- Horel J. D., A. N. Hahmann e J. E. Geisler, 1989. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Climate*, **2**, No. 11, 1388-1403.
- Hozumi K., T. Harimaya e C. Magono, 1982. The size distribution of cumulus clouds as a function of cloud amount. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **60**, No. 2, 691-699.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, P.A. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf, U. Schneider (1997): The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. *Bull. Americ. Meteor. Soc.* **78**, No. 1, 5-20.

- Laurent H., L. A. T. Machado, D. Herdies e C. Morales, 2000a. Características dos sistemas convectivos observados por satélite durante o experimento WET AMC/LBA. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, Cód. MS00003.
- Machado L. A. T., W. B. Rossow, R. L. Guedes e A. W. Walker, 1998. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Monthly Weather Review*, **126**, 1630-1654.
- Machado L. A. T. e W. B. Rossow, 1993. Structural characteristics and radiative properties of Tropical Cloud Clusters. *Monthly Weather Review*, **121**, 3234-3260.
- Minnis P., E. F. Harrison, 1984. Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data. Part I: Analysis method. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, No. 7, 993-1011.
- Plank V. G., 1969. The size distribution of cumulus clouds in representative Florida populations. *Journal of Applied Meteorology*, **8**, 46-67.
- Sèze G. e M. Desbois, 1987. Cloud cover analysis from satellite imagery using spatial and temporal characteristics of the data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, 287-303.
- Siqueira J. R. e L. A. T. Machado, 2000. Variações interanuais das trajetórias de perturbações sinóticas na América do Sul e em áreas oceânicas adjacentes. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, Cód. CL00084.
- Tokuno M. e K. Tsuchiya, 1993. Classification of cloud types based on data of multiple satellite sensors. *Adv. Space Research*, **14** No. 3, 199-206.
- Uddstrom M. J. e W. R. Gray, 1996. Satellite cloud classification and rain-rate estimation using multispectral radiances and measures of spatial texture. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 839-858.
- Velasco I. e J. M. Fritsch, 1987. Mesoscale convective complexes in the Americas. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 9591-9613.
- Waliser D. E. e C. Gautier, 1993. A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, **6**, 2162-2174.
- Wallace M. J. e P.V Hobbs, 1977. Atmospheric Sciences: An Introduction Survey. Academic Press, pp.467.
- Walser D. E. e C. Gautier, 1993. A satellite-derived climatology of ITCZ. *Journal of Climate*, **6**, 2162-2174.
- Wielicki B. A. e R. M. Welch, 1986. Cumulus cloud properties derived using LANDSAT satellite data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 261-305.