



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE – UFCG

CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA – CCT

DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – DCA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

ESTUDO DA FONTE APARENTE DE CALOR E DO SUMIDOURO APARENTE DE UMIDADE SOBRE A AMAZÔNIA E O NORDESTE DO BRASIL EM ALGUNS ANOS DE EL NIÑO, LA NIÑA E NORMAIS.

JANDUY GUERRA ARAÚJO

Campina Grande – PB
maio de 2005

JANDUY GUERRA ARAÚJO

ESTUDO DA FONTE APARENTE DE CALOR E DO SUMIDOURO APARENTE DE UMIDADE SOBRE A AMAZÔNIA E O NORDESTE DO BRASIL EM ALGUNS ANOS DE EL NIÑO, LA NIÑA E NORMAIS.

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento às exigências para obtenção do Grau de Mestre.

Área de Concentração: **METEOROLOGIA DE MESO E GRANDE ESCALA**

Sub-área: **SINÓTICA – DINÂMICA DA ATMOSFERA**

Orientador: **Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA**

Campina Grande – PB
maio de 2005

A663e

Araújo, Janduy Guerra.

Estudo da fonte aparente de calor e do sumidouro aparente de umidade sobre a Amazônia e o Nordeste do Brasil em alguns anos de el niño, la niña e normais / Janduy Guerra Araújo. - Campina Grande, 2005.
91 f.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2005.

"Orientação : Prof. Dr. Enio Pereira de Souza".

Referências.

1. Atmosfera - Dinâmica - Nordeste - Brasil. 2. Calor - Umidade - Amazônia. 3. Calor - Umidade - Brasil - Nordeste. 4. Dissertação - Meteorologia. I. Souza, Enio Pereira de. II. Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande (PB). III. Título

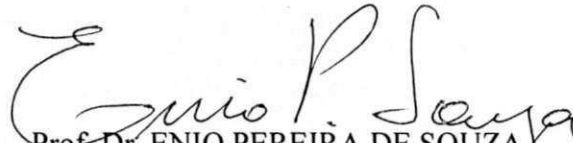
CDU 551.51(812/813)(043)

JANDUY GUERRA ARAÚJO.

ESTUDO DA FONTE APARENTE DE CALOR E DO SUMIDOURO
APARENTE DE UMIDADE SOBRE A AMAZÔNIA E O NORDESTE DO
BRASIL EM ALGUNS ANOS DE EL NIÑO, LA NIÑA E NORMAIS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 30/05/2005

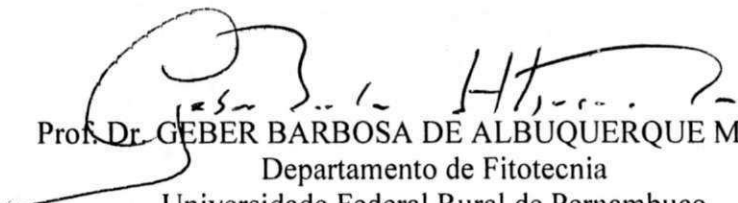
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Departamento de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Departamento de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. GEBER BARBOSA DE ALBUQUERQUE MOURA
Departamento de Fitotecnia
Universidade Federal Rural de Pernambuco

AGRADECIMENTOS

Em especial agradeço ao professor Dr. Enio Pereira de Souza por sua valorosa contribuição na orientação, discussão e revisão em todas as fases de execução deste trabalho.

Sou grato aos professores Dr. Tantravahi Venkata Ramana Rao, Dr. Ivaldo Barbosa de Brito e Dr. Enilson Palmeira Cavalcanti e às professoras Dr^a. Célia Campos Braga e Dr^a Maria Regina da Silva Aragão por terem me estimulado a progredir em termos profissionais na área de Meteorologia.

Agradeço a secretaria do Mestrado em Meteorologia, na pessoa de Divanete Cruz, por estar sempre pronta a ajudar aos alunos.

Obrigado ao European Centre for Medium-Range Forecast (ECMWF) por ter gentilmente fornecido os dados de reanálise “era 40” utilizados neste trabalho.

Agradeço também ao Dr. José Paulo Bonatti do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) por ter generosamente cedidos os programas de GrADS usados neste trabalho.

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo.

Agradeço enormemente aos meus pais, Manoel e Livramento, aos meus irmãos e a minha tia Marina por terem me apoiado e incentivado em todos os momentos de realização deste mestrado.

Enfim, meus agradecimentos a todos aqueles que de uma forma ou de outra contribuíram para minha formação profissional.

RESUMO

Neste trabalho, a fonte aparente de calor Q_1 e o sumidouro aparente de umidade Q_2 são investigados para anos de El Niño, de La Niña e anos normais. O objetivo é determinar o nível de máximo Q_1 e Q_2 , as intensidades e a posição de Q_1 em relação a Q_2 . Os dados utilizados são as reanálises do ECMWF e o estudo para cada episódio cobre o período de outubro a março. Inicialmente, são mostradas tabelas com o nível onde ocorre o máximo com base na média para cada mês de cada episódio estudado. As análises são para as regiões Amazônica e Nordeste do Brasil. Depois as intensidades de Q_1 e de Q_2 em dois níveis de referência são estudadas através de diagramas de Hovmöller ao longo da latitude de 5°S.

Os resultados mostram que há uma diferença entre o Nordeste e a Amazônia, no que concerne ao nível de máximo Q_1 e Q_2 tanto espacial quanto também em relação às intensidades dessas grandezas. Além disso, houve relevantes diferenças entre os anos de El Niño e La Niña em ambas as regiões observadas. Especificamente os anos de La Niña se apresentaram com uma estrutura mais padronizada do nível de ocorrência de Q_1 e de $-Q_2$ enquanto que nos anos de El Niño se obteve mais níveis de ocorrência de máxima magnitude dessas entidades, o que evidencia uma estrutura mais desorganizada. Quanto à intensidade, a região tropical do Brasil admite valores de Q_1 tão grandes quanto 50K/dia, do ponto de vista de um conjunto de dados com resolução horizontal de 2,5 graus.

ABSTRACT

In this work, we investigate both the apparent heat source Q_1 and the apparent moisture sink Q_2 for El Niño, La Niña and normal years. The aim is determining the level of maximum Q_1 and Q_2 and the intensity and position of Q_1 in relation to Q_2 . Data used are the ECMWF reanalysis and the study spans the period from October through March for each episode. Initially we show tables containing the level where the maximum occurs based on monthly averages for each episode. The analyses are focused on Amazonia and Northeast Brazil. In the sequence, we investigate the intensities of both Q_1 and Q_2 for two reference levels through Hovmöller diagrams along the 5°S latitude.

The results show differences between Northeast Brazil and Amazônia when the level of occurrence of the maximum, the space location and the intensity of both Q_1 and Q_2 are concerned. Moreover there are substantial event-to-event differences for both regions. La Niña years show a more organized structure in terms of the level of occurrence of Q_1 and Q_2 . On the other hand, El Niño years show a more disorganized structure. Finally, we found that from the viewpoint of a data set with horizontal resolution of 2.5 degree, tropical Brazil admits values of Q_1 as large as 50K/day.

LISTA DE FIGURAS

	PÁG.
Fig. 1- Perfis de Q_1 e Q_2 para 37 sondagens no período de 09 a 22 de fevereiro de 1999 para o regime de leste. FONTE: Halverson e Roy (2003)	25
Fig. 2- Perfis de Q_1 e Q_2 para 37 sondagens no período de 09 a 22 de fevereiro de 1999 para o regime de oeste FONTE: Halverson e Roy (2003)	26
Fig. 3- Área representativa da Amazônia (quadrado 1) e do Nordeste (quadrado 2). A linha tracejada representa a latitude 5°S.	32
Fig. 4- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante outubro de 1982: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.	41
Fig. 5- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante novembro de 1982: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.	42
Fig. 6- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante dezembro de 1982: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.	43
Fig. 7- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante janeiro de 1983: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa	44
Fig. 8- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante fevereiro de 1983: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.	45
Fig. 9- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante março de 1983: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.	46
Fig.10- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante outubro de 1997: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.	49
Fig.11- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante novembro de 1997: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.	50
Fig.12- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante dezembro de 1997: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.	51
Fig.13- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante janeiro de 1998: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.	52
Fig.14- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante fevereiro de 1998: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.	53
Fig.15- Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante março de 1998: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.	54

LISTA DE TABELAS

	PÁG.
Tab.1- Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para meses intensos de El Niño 1982/83 e 1997/98 sobre a Amazônia	34
Tab.2- Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para meses intensos das La Niña 70/71 e 88/89 sobre a Amazônia	35
Tab.3- Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para meses os normais 81/82 e 96/97 sobre a Amazônia	35
Tab.4- Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para meses intensos de El Niño 1982/83 e 1997/98 sobre o Nordeste	36
Tab.5- Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para os meses intensos de La Niña 1970/71 e 1988/89 sobre o Nordeste	37
Tab.6- Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para meses normais 1981/82 e 1996/97 sobre o Nordeste	38

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS EM PORTUGUÊS

MCGA	Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
ECMWF	Centro Europeu para Previsão de Tempo em Médio Prazo
CISK	Instabilidade Condicional de Segundo Tipo
ENSO	El Niño–Oscilação Sul
TOGA COARE	Experimento de Resposta da Atmosfera – Oceano Acoplado a Atmosfera Global e Oceano Tropical
IOP	Período de Operação Intensiva
CEPEX	Experimento do Pacífico Equatorial Central
OSA	Disposição de Sondagens Externas
IFA	Disposição de Fluxo Intensivo
NAU	Norte da Austrália
TIPEX	Experimento Meteorológico do Platô Tibetano
AWS	Estações Automáticas Observacionais
GAME	Experimento Global da Monção Asiática
GEWEX	Experimento do Ciclo da Água e da Energia Global
LBA	Experimento da Grande Escala Atmosfera-Biosfera na Amazônia
NE	Nordeste do Brasil

LISTA DE SÍMBOLOS

Q_1	Fonte aparente de calor
Q_2	Sumidouro aparente de umidade
Q_R	Taxa de aquecimento/resfriamento radiativo
S	Energia estática seca
\vec{V}	Vetor velocidade horizontal
ω	Velocidade vertical média em coordenadas de pressão.
q	Umidade específica do vapor d'água
L	Calor latente de condensação
c_p	Capacidade calorífica do ar seco à pressão constante
c	Taxa de condensação por unidade de massa de ar
e	Taxa de reevaporação de gotas de nuvem
P	Precipitação à superfície
p_o	Pressão à superfície
p_t	Pressão no topo da nuvem
g	Aceleração da gravidade

CAPÍTULO 1

1. Introdução

O estudo do clima e de suas flutuações em diferentes escalas temporais além de ser um problema importante em meteorologia tem importante aplicação prática, pois uma série de setores, tais como: agricultura, energia, habitação, recursos hídricos, dentre outros, são seriamente afetados pelas variações climáticas. Uma das mais importantes ferramentas para o estudo do clima são os modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA). Esses modelos podem ser usados para entender o clima do passado e para projetar cenários para o futuro (Justino, 2004). Por representarem soluções discretas de um conjunto de equações diferenciais, o que implica no truncamento de certas escalas do movimento e, portanto, na necessidade de parametrização da física de certos fenômenos, a qualidade das simulações para o passado e das projeções para o futuro dependem da destreza dos modelos em representar determinadas características da atmosfera.

A região tropical cobre uma grande área do globo terrestre e é fundamental na dinâmica climática global, assim como na localização de impactos climáticos. De um lado

essa região é muito sensível às mudanças climáticas, por outro lado, é o local onde ocorrem as principais trocas de energia que condicionam o clima global.

Os sistemas convectivos, principalmente a convecção cúmulos, são os principais responsáveis pela precipitação nessa região. Esse tipo de convecção tem uma interação muito acentuada com os campos de grande escala e o conhecimento de como essas escalas interagem é fundamental para a compreensão da dinâmica da atmosfera (Arakawa e Schubert, 1974). Em adição, estudos da energética das perturbações de ondas tropicais indicam que os distúrbios ondulatórios obtêm sua energia cinética principalmente da conversão de energia potencial disponível gerada pela liberação de calor latente de condensação (Manabe e Smagorinsky, 1967; Nitta, 1970).

A forma como a atmosfera reage a uma concentração de energia, como a gerada pela presença de um grande aglomerado de nuvens cúmulos, é pela geração de ondas. Nos trópicos, esse processo de ajuste leva a excitação de vários modos que são identificados como pacotes de ondas particulares (Matsuno, 1966, Silva Dias et al., 1983). Particularmente, esses modos são sensíveis à intensidade das perturbações e a altura em que esses máximos acontecem (Silva Dias et al, 1987). Por exemplo: a resposta será diferente se a fonte de energia for localizada na baixa troposfera ou na alta.

Para que os modelos sejam capazes de reproduzir aspectos importantes do sistema de ajuste da atmosfera que, em última instância, determinam as características climáticas das diversas regiões, é necessário que representem bem, pelo menos do ponto de vista de grande escala, a intensidade e a localização tanto horizontal quanto vertical das principais fontes de calor.

Desde que foram criadas, as reanálises (Kalnay et al, 1996) representam um importante conjunto de dados que permitem que se façam climatologias com campos atmosféricos em ponto de grade. Como formam um conjunto no espaço e no tempo,

conjuntos de reanálise, como o do European Centre for Medium Range Forecast – ECMWF (www.ecmwf.int) podem ser usados para obter os efeitos da convecção na atmosfera a partir dos balanços de energia e de umidade. Yanai et al., (1973) propuseram um método no qual se relaciona a ocorrência de convecção à presença nos campos atmosféricos de uma fonte aparente de calor Q_1 e de um sumidouro aparente de umidade Q_2 . Saber-se a profundidade, intensidade e a posição de Q_1 com respeito a $-Q_2$, é importante, haja vista que tais caracteres podem ser usados como parâmetros para a classificação do tipo de precipitação e para aferir qualitativamente a contribuição da fonte de calor na geração de ondas atmosféricas.

O objetivo deste trabalho é determinar os perfis de Q_1 e de $-Q_2$ para alguns anos de eventos de El Niño, La Niña e anos normais. As análises abrangerão o período de outubro a março de cada evento selecionado e o foco das discussões será posto sobre as regiões Amazônica e Nordeste do Brasil.

No capítulo 2 deste trabalho, é apresentada uma revisão bibliográfica relativa ao tema. No capítulo 3 é feita uma descrição dos materiais e métodos utilizados neste trabalho. O capítulo 4 apresenta os resultados obtidos com o modelo e o capítulo 5 exhibe as principais conclusões deste estudo e algumas sugestões que podem contribuir para trabalhos futuros.

CAPÍTULO 2

2.1 Revisão Bibliográfica

Com o estabelecimento da capacidade de se fazer previsões numéricas de tempo, nos anos 1950, surgiu a necessidade de se compreender com mais profundidade os processos físicos que determinam o balanço de energia da atmosfera. A importância da função desempenhada pelas nuvens cúmulos profundas no balanço de calor da atmosfera tropical foi apontada por Riehl e Malkus (1958) Apud Yanai et al (1973). Eles mostraram que tais nuvens podem conduzir o calor latente de condensação à atmosfera superior, onde o gradiente vertical da energia estática úmida é positivo.

A primeira formulação teórica do macro movimento e a convecção cúmulos através da convergência na camada limite foi feita por Charney e Eliassen (1964) e Ooyama (1964, 1969a) Apud Yanai et al. (1973), na tentativa de explicar o desenvolvimento dos ciclones tropicais. Do trabalho de Charney e Eliassen (1964) Apud Arakawa (1974) surgiu o conceito de instabilidade condicional de segundo tipo (CISK) que é uma importante teoria sobre a interação entre a escala convectiva e a grande escala.

Estudos de energética das perturbações de origem tropical indicam que os distúrbios ondulatórios obtêm sua energia cinética principalmente da energia potencial disponível de vórtices turbulentos. Essa energia é gerada pela liberação de calor latente de condensação (Manabe e Smogorinsky, 1967; Nitta, 1970). Reed e Recker (1971) e Nitta (1972) Apud

Yanai et al (1973) obtiveram perfis verticais das fontes de calor associado com os aglomerados médios de nuvens.

Yanai et al. (1973), em um trabalho que se tornou um clássico da literatura meteorológica, demonstraram que o balanço de umidade e calor de grande escala, simultaneamente com um simples modelo de um grupo de cúmulos, torna possível obter um elevado número de informações tais como fluxo de massa, excesso de temperatura e o conteúdo de água líquida e umidade das nuvens cúmulos. Nesse trabalho eles cunharam os termos “fonte aparente de calor” para designar o aquecimento devido aos cúmulos e “sumidouro aparente de umidade” para indicar que o aquecimento tinha como origem o calor latente de condensação. Eles mostraram como o balanceamento entre o calor e umidade da grande escala pode ser explicado em termos do movimento descendente entre as nuvens e a saída de vapor d’água e água líquida das nuvens. Suas mais importantes conclusões foram que o fluxo de massa médio vertical requerido pela convergência de grande escala era excedente, portanto causando um movimento compensatório descendente entre as nuvens ativas. O aquecimento em grande escala do ar ambiente é principalmente devido a sua compressão adiabática no movimento descendente.

Vários estudos, por exemplo: Johnson (1976); Thompson et al. (1979); Esbensen e Wang (1988); Frank e McBride (1989); McBride e Holland (1989); Gallus e Johnson (1991) têm provido cálculos de fontes aparentes de calor Q_1 e sumidouros aparentes de umidade Q_2 para casos especiais usando o método de Yanai et al. (1973) segundo Yang e Smith (2000). Seus resultados indicam que as estruturas de aquecimento variam com os sistemas de tempo e a sua localização.

Conforme Yang e Smith (2000), Lau e Peng (1987) encontraram que diferentes formas de perfis de aquecimento vertical direcionam para diferentes velocidades de fase das ondas de Kelvin excitadas e adicionalmente, Wu et al. (1993) mostraram que efeitos de

aquecimento externo (forçado de áreas oceânicas fora da região tropical) desempenham uma importante função na indução da variabilidade El Niño–Oscilação Sul (ENSO).

Para Yang e Smith (2000), estes resultados sugerem que perfis mais precisos de aquecimento diabático vertical melhoram a simulação de modelos e também ajudam no entendimento da circulação geral e das causas da ENSO.

Frank e Wang (1996) investigaram o fluxo de calor e de umidade à superfície, perfis de Q_1 e estimativas de aguaceiros à superfície avaliados das análises de Q_1 e Q_2 sobre sete configurações dispostas durante o experimento de resposta da atmosfera – oceano acoplados a atmosfera global e oceano tropical (TOGA COARE) para um período de operação intensiva (IOP). Seus resultados indicam que os perfis de Q_1 geralmente são consistentes entre essas disposições, exceto que o aquecimento máximo foi localizado a um nível mais alto sobre disposições de terras. Lim e Johnson (1996) também estudaram os processos de aquecimento e umedecimento sobre piscinas quentes durante o TOGA COARE, encontrando que o perfil de Q_1 obtido no IOP expressa aquecimento positivo para todos os níveis da troposfera com pico de aquecimento entre 400 e 450hPa.

Tian et al. (2001) ao estudarem o balanço de calor de uma “piscina” atmosférica quente do Oceano Pacífico Oeste (-10° a 10° S e 150° E a 180°) durante o TOGA COARE e CEPEX obtiveram resultados significativos. A fonte aparente total de calor apresentou-se intensa e positiva para todos os níveis, devido ao forte resfriamento dinâmico, exceto para a camada limite. Eles argumentaram que os seus resultados podem ser comparados com os obtidos, para o TOGA COARE, por Lin e Johnson (1996) e notaram que havia algumas similaridades qualitativas tanto nos perfis de Q_1 quanto nos perfis de Q_2 .

Em Tian et al. (2001) Q_1 é positivo por toda a troposfera com um máximo de cerca de $2,3 \text{ Kdia}^{-1}$ próximo ao nível de 400mb e Q_2 apresenta dois picos fracos abaixo de 900hPa e acima de 400hPa e um mínimo simples de 1 Kdia^{-1} próximo a 600hPa. As

máximas magnitudes de Q_1 e Q_2 , segundo esses autores, foram similares aos valores de Frank e Wang (1996), mas foram menores que os valores dos estudos do TOGA COARE para a disposição de sondagens externas (OSA) e disposição de fluxo intensivo (IFA). Esses resultados concordam, segundo os autores, com as fortes variações espaciais do transporte de energia obtido em seu estudo e em outros estudos.

Tung e Yanai (2002) usaram o transporte convectivo de momentum observado durante o TOGA COARE IOP para estudar os efeitos de aquecimento de áreas quentes do Oceano Pacífico. Um dos resultados significativos em seu estudo foi uma sugestiva ligação entre a convecção cúmulos e a aceleração-desaceleração do movimento horizontal de grande escala, via transporte convectivo de momentum, que pode ser modulado por várias perturbações atmosféricas. Outro resultado expressivo sugeriu que existe contribuição do momento ejetado do topo da nuvem cúmulos para a concentração da fricção de grande escala e transferência de energia em uma camada existente junto à tropopausa.

Liu et al (2002) estudaram a relação entre as chuvas da monção indiana e a temperatura troposférica sobre o continente da Eurásia. Fundamentalmente, os resultados obtidos nesse estudo indicaram que possivelmente a ligação entre a atividade convectiva tropical e as chuvas da monção indiana têm um impacto na variabilidade atmosférica em escala global.

Usando as reanálises do *European Centre for Medium-Range Forecast* ECMWF e dados de radiação de onda longa e precipitação para o período de 1979–93, Hung e Yanai (2003) examinaram os principais fatores que contribuía para o início da monção de verão australiana. Eles usaram dados de ventos de oeste ao nível de 850hPa e atividade convectiva (radiação de ondas longas e precipitação) sobre uma região ao norte da Austrália (NAU) para suprir os dados de entrada do modelo, em seguida fizeram a composição dos resultados, baseados nos dados escolhidos no intervalo supracitado, a

partir daí obtiveram Q_1 e Q_2 como resíduos dos balanços de grande escala de calor e umidade respectivamente para ajudar a elucidar as funções dos vários processos de aquecimento para o início do fenômeno.

Chen et al. (2003) estudaram as características da fonte de calor e sumidouro de umidade sobre o platô Tibetano Qinghai durante o segundo TIPEX do verão de 1998 e seu impacto nas monções vizinhas. Eles usaram os dados de seis estações automáticas observacionais (AWS) para o balanço de calor e um conjunto de 52 estações observacionais à superfície desse platô e adjacências. Para estudar a distribuição horizontal média das fontes de calor $\langle Q_1 \rangle$ e sumidouro de umidade $\langle Q_2 \rangle$. As estações AWS foram estabelecidas durante o período de maio a agosto de 1998 do Experimento Meteorológico do Platô Tibetano (segundo TIPEX) por uma cooperação entre China e Japão.

Os referidos estudos encontraram que a média de $\langle Q_1 \rangle$ é positiva sobre o Platô, conseqüentemente durante este período o platô é uma fonte de calor e sumidouro de umidade. Seus resultados evidenciaram que a mudança dia a dia de $\langle Q_1 \rangle$ e $\langle Q_2 \rangle$ é mais pronunciada sobre a parte média leste do platô que sobre o oeste.

Ueda et al. (2003) examinaram os fatores sazonais contrastantes do balanço de calor e umidade entre o leste e o oeste do Platô do Tibet durante o Experimento Global da Monção Asiática (GAME) IOP, usando dados de ar superior assimilados em 4 dimensões, para a obtenção de Q_1 e Q_2 sobre o leste e oeste do Platô, através do GAME e do Experimento do Ciclo da Água e da Energia Global (GEWEX) num período de 4 meses (1 maio a 31 de agosto de 1998), aplicando a coordenada híbrida de pressão σ -sigma, denominada coordena η para incluir áreas montanhosas de alta elevação.

Sumariamente, Ueda et al. (2003) encontraram que sobre o oeste do Platô, em maio, há uma camada profunda de aquecimento ocupando toda a troposfera, com um valor

máximo ultrapassando 3Kdia^{-1} em torno de 400 – 600 hPa; a menor magnitude do sumidouro aparente de umidade era confinada na baixa troposfera, a 1 km da superfície do solo; a integração vertical das fontes de calor soma 103 Wm^{-2} sobre o oeste do Platô e é acompanhada por um sumidouro de umidade que soma metade (60 Wm^{-2}). O que levou a concluir que o calor latente liberado associado com a condensação desempenha uma importante função no aquecimento total além do suprimento de calor sensível da superfície terrestre.

Realmente, como encontrado por esses pesquisadores, no fim de julho o sumidouro de umidade no leste do Platô Tibetano aproximadamente iguala-se à fonte de calor, indicando o predomínio dos processos úmidos associados com as chuvas monçônicas e no que diz respeito aos fatores contrastantes Ueda et al. (2003) enfatizaram que a fonte de calor e o sumidouro de umidade estão aproximadamente relacionados aos campos de circulação, pois para maio e junho eles tinham observado forte movimento ascendente ao longo da inclinação oeste e sudoeste do Platô Tibetano oeste e um saliente movimento subsidente sobre Platô Tibetano leste.

Hung e Yanai. (2003) citaram alguns estudos anteriores que reportaram a avaliação das distribuições verticais de aquecimento sobre a Austrália bem como os seus resultados mais significativos, a saber:

-Usando dados do experimento Wangara, de 15 de julho a 27 de agosto de 1967, Clarke et al. (1971) alguns estudiosos como Yamanda e Mellor (1975) estudaram o fluxo de calor à superfície sobre o sudeste do continente australiano;

-Schaack et al. (1990) usaram os dados do experimento global do tempo do ECMWF, de dezembro de 1978 a novembro de 1979, para calcular a taxa de aquecimento tridimensional através da integração vertical da equação da continuidade de massa

isentrópica, encontrando que o máximo de Q_1 sobre o norte da Austrália em janeiro é cerca de $2,3 \text{ Kdia}^{-1}$ e seu pico está localizado entre 500-400 hPa.

-Frank e McBride (1989) usaram os dados obtidos do experimento da monção australiana (13 de janeiro-14 de fevereiro de 1987) através de uma rede de radiossondas para calcular os balanços de calor e de umidade para intervalos de 6 horas. Essa rede foi localizada no Golfo da Carpentaria e conseqüentemente os resultados representam significativamente a distribuição de aquecimento vertical sobre o norte da Austrália.

No entanto, os resultados de Hung e Yanai (2003) proveram uma estrutura de aquecimento mais geral pelo fato deles fazerem a composição dos dados entre 1979-93. Eles encontraram que o perfil vertical de Q_1 sobre o Norte da Austrália (NAU) apresenta o máximo de aquecimento entre 500-400 hPa após o início do evento monçônico, contudo há um aquecimento relativamente fraco antes do início do evento em torno da mesma camada. De acordo com esses autores o máximo de Q_1 não pode se deslocar verticalmente para outras camadas após o início do evento. Eles salientaram que isso concorda com o trabalho de Frank e McBride (1989), que explicita que o máximo de Q_1 não pode também mudar muito em termos de altura durante diferentes estágios dos sistemas convectivos.

Eles constataram também, que após o início do fenômeno, o perfil vertical de Q_2 sobre o Norte da Austrália tem um pico entre 800 e 650 hPa, que é mais baixo em altura que Q_1 e julgaram que tal diferença sugere as contribuições de turbilhões verticais devido à convecção cúmulos profundos, pois picos bem separados Q_1 e Q_2 na vertical são fatores típicos de uma atmosfera com atividade convectiva profunda como destacado em Yanai et al. (1973). Além disso, Q_2 , que tem o máximo em uma posição mais inferior, exibe um pico secundário numa camada mais baixa entre 500-400 hPa em alguns períodos, ocupando o mesmo nível de pressão que o nível do máximo de Q_1 , indicando dessa forma a presença de chuva estratiforme na monção de verão.

No que concerne, de acordo com o estudo de Hung e Yanai (2003), a distribuição vertical de Q_1 sobre o continente da Austrália, esta tem uma estrutura muito diferente da exposta logo acima. No continente australiano o aquecimento é confinado em uma camada rasa (superfície - 750 hPa). O Q_2 , por outro lado, na área continental, é negativo (cerca de $-0,5 \text{ Kdia}^{-1}$) abaixo de 700 hPa, onde este valor negativo implica umedecimento devido a evaporação próximo à superfície. Todos os valores de Q_1 abaixo de 750 hPa ($-2,5 \text{ Kdia}^{-1}$) antes e após o início da monção são maiores que Q_2 e o máximo de Q_1 é próximo a superfície.

Seguindo a metodologia de Yanai et al. (1973) Halverson e Roy (2004) obtiveram cálculos iniciais para a fonte de calor sensível Q_1 e sumidouro aparente de umidade Q_2 para duas áreas triangulares de quatro locais de sondagens do *Large-Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA). Um triângulo mais ao norte formado por Rancho Grande, Rebio Jaru e ABRACOS para obter os balanços para um regime de vento de leste entre o período de 09 a 20 de fevereiro de 1999 e outro mais ao sul formado por ABRACOS, Rebio Jaru e Rolim de Moura para o regime de vento de oeste entre 27 de janeiro a 8 de fevereiro do mesmo ano.

Os autores salientaram que os perfis médios preliminares obtidos em seu estudo de Q_1 e Q_2 (Figura 1 para o regime de ventos de leste e Figura 2 para o regime de oeste) revelam que nas condições de ventos de leste, que é caracterizado por sistemas convectivos de natureza continental, ou seja, por grande fração de chuva convectiva, pequena área estratiforme e freqüente céu claro, os maiores valores de aquecimento e secamento são encontrados na baixa troposfera, próximo a 800 hPa, enquanto que durante o regime de escoamento de oeste, no qual predominam os sistemas convectivos tipo monção, ou seja, grande área de cobertura estratiforme, maiores frações de chuvas estratiformes e céu encoberto, o perfil de aquecimento assume um pico maior em 400 hPa. O sinal de Q_2

contém uma dupla estrutura com um pico principal localizado em 500 hPa e um secundário em 750 hPa.

Esses autores acrescentaram que as formas destes perfis parecem serem fortemente dependentes do regime e são consistentes com o modo dominante do processo de precipitação presente em cada conjunto de condições, ou seja, os picos de aquecimento e secamento assumem os níveis mais elevados sob condições onde os processos estratiformes são dominantes e que em contraste com o período de escoamento de oeste a forma de Q_1 e Q_2 do regime de leste sofrem uma evolução diurna significativa.

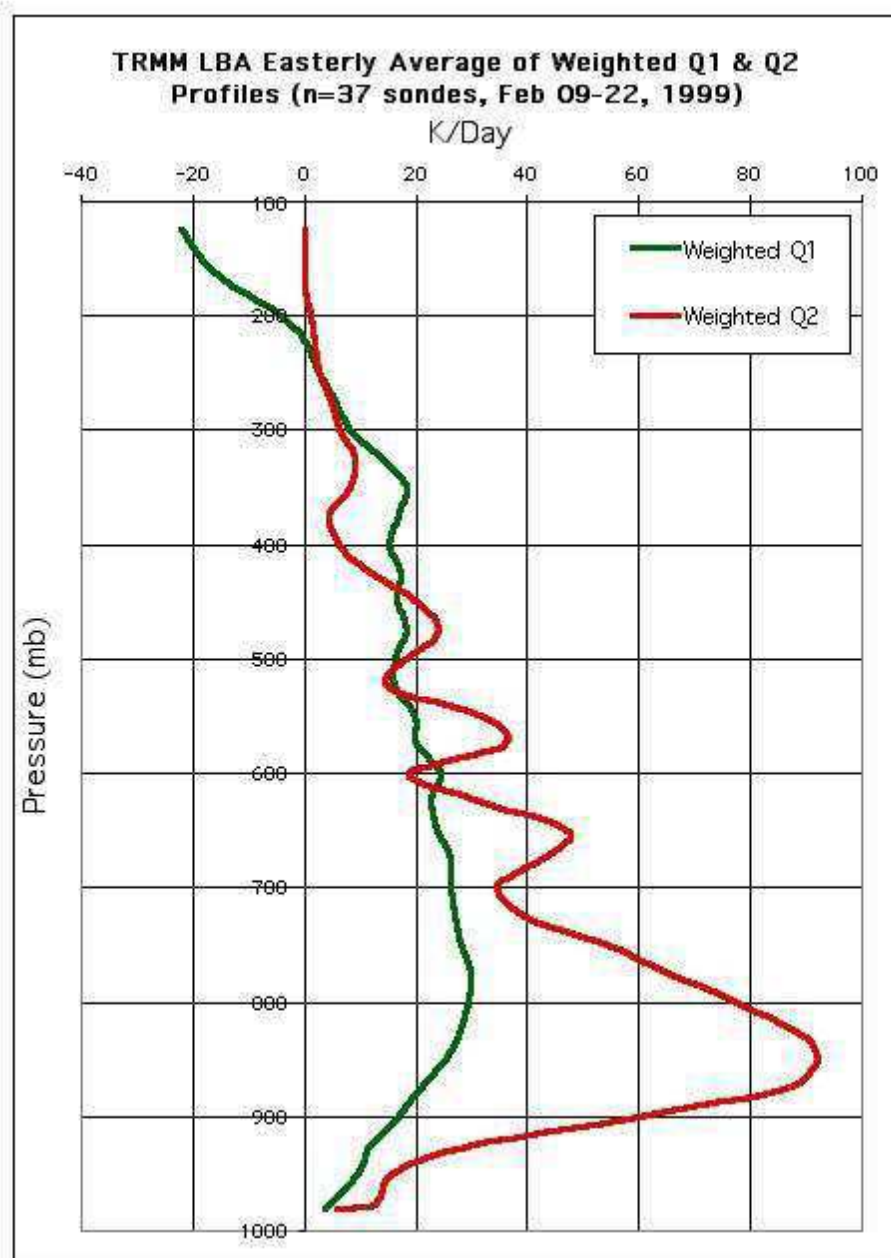


Fig.1- Perfis de Q_1 e Q_2 para 37 sondagens no período de 09 a 22 de fevereiro de 1999 para o regime de leste. FONTE: Halverson e Roy (2003)

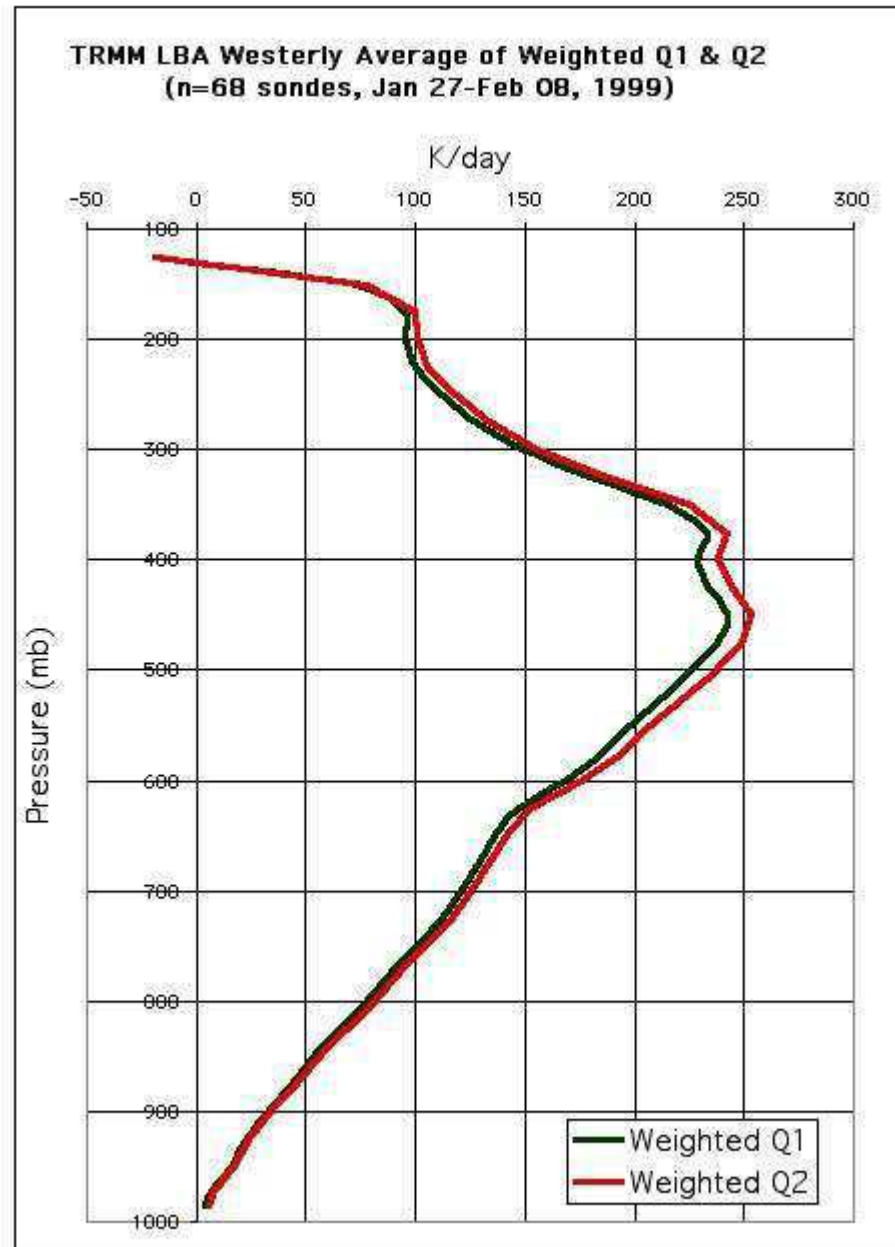


Fig.2- Perfis de Q_1 e Q_2 para 37 sondagens no período de 09 a 22 de fevereiro de 1999 para o regime de oeste FONTE: Halverson e Roy (2003).

Yoshizaki et al. (2004) Em um estudo de reavaliação do experimento "Winter mesoscale convective systems (MCSs) over the Japan Sea in 2001" e comparação, do caso

de relaxamento do ar frio em 14 de janeiro, confrontando dados das análises com os obtidos por um modelo de resolução de nuvens não hidrostático. A fonte aparente de calor Q_1 e o sumidouro aparente de umidade Q_2 foram estimados neste estudo visando investigar os fatores característicos do tempo sobre o mar do Japão.

CAPÍTULO 3

3. Material e Métodos

3.1 O Modelo

O modelo conceitual utilizado neste trabalho é o de Yanai et al. (1973). Esse modelo considera, essencialmente, o efeito estatístico que um conjunto de nuvens cúmulos causa na grande escala na qual está embebido. Para o desenvolvimento das equações, eles partiram do pressuposto de que a área horizontal coberta pelo conjunto é grande o suficiente para conter um grupo significativo de cúmulos, mas pequena o suficiente para ser considerada como uma pequena fração de um sistema de grande escala. Na essência do modelo, um esquema que represente um conjunto de cúmulos, em associação com os balanços de calor e umidade de grande escala, possibilita a obtenção de um grande número de informações das nuvens cúmulos, tais como: fluxo de massa, excesso de temperatura e os conteúdos de umidade e água líquida e precipitação.

Segundo Yanai et al. (1973), os balanços de energia e de umidade na atmosfera causam uma fonte aparente de calor Q_1 , e um sorvedouro aparente de umidade Q_2 , que podem ser escritos, respectivamente, como:

$$Q_1 \equiv \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot s \vec{V}} + \frac{\partial \bar{s} \cdot \bar{\omega}}{\partial p} \quad (1)$$

e

$$Q_2 \equiv L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{q} \vec{V} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} \right) \quad (2)$$

em que: s é a energia estática seca ($s=c_p T+gz$), \vec{V} é o vetor velocidade horizontal, ω é a velocidade vertical média em coordenadas de pressão, q é a umidade específica do vapor d'água e L é calor latente de condensação. As barras sobre as variáveis indicam valores médios na área de grande escala.

Quando a distribuição da fonte aparente de calor apresenta uma boa correlação negativa com o sumidouro aparente de umidade, em uma determinada região, pode-se supor que grande parte desse aquecimento decorreu da liberação de calor latente de condensação em cúmulos. O balanço de energia pode, então, ser usado para estudar as propriedades do conjunto de cúmulos e, a partir dessas propriedades, podem-se desenvolver esquemas de parametrização de cúmulos. Os valores de Q_1 e de Q_2 podem ser associados atmosféricos aos processos da seguinte forma:

$$Q_1 = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial \overline{s' \omega'}}{\partial p} \quad (3)$$

$$Q_2 = L(c - e) + L \frac{\partial \overline{q' \omega'}}{\partial p} \quad (4)$$

em que: Q_R é a taxa de aquecimento/resfriamento devida à radiação, c é a taxa de condensação por unidade de massa de ar, e a taxa de reevaporação de gotas de nuvem. As linhas sobre as variáveis representam os desvios da média horizontal.

A Equação (3) mostra que a fonte aparente de calor Q_1 consiste do aquecimento/resfriamento devido à radiação, à liberação de calor latente pela condensação líquida e à convergência de transporte vertical turbulento de calor sensível. Por outro lado

a Equação (4) mostra que o sumidouro aparente de umidade Q_1 é devido à condensação líquida adicionada à divergência vertical do transporte de umidade turbulento na vertical.

As unidades de Q_1 e de Q_2 são de energia por unidade de tempo e massa. Entretanto, é comum que os resultados sejam divididos por c_p e apresentados em unidades de $K\text{dia}^{-1}$.

O modelo de Yanai et. al (1973) também permite a obtenção da estimativa da precipitação à superfície. Com o conhecimento de Q_R , a precipitação pode ser calculada através da fórmula abaixo:

$$P \cong \frac{1}{L} \left(\frac{1}{g} \int_{p_r}^{p_o} (Q_1 - Q_R) dp \right) \quad (5)$$

em que P é precipitação à superfície, os limites p_o e p_r na integral correspondem a pressão à superfície e no topo da nuvem respectivamente.

3.2 Dados

Os dados utilizados neste trabalho (velocidade horizontal e vertical do vento, temperatura do ar, geopotencial, umidade específica, pressão média ao nível do mar e precipitação) são as reanálises do *European Centre for Medium-Range Forecast* - ECMWF, com resolução temporal de 6 horas e resolução horizontal de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ e para 23 níveis de pressão. Como o objetivo é estudar o que acontece na pré-estação e no início da estação chuvosa do semi-árido nordestino, a análise é feita no período de outubro a março, que é o período em que as principais previsões para a estação chuvosa do semi-árido são feitas.

Foram escolhidos dois casos de cada tipo de Oscilação do Sul. Para os episódios El Niño de 1982-1983 e de 1997-1998, foram escolhidos, respectivamente, out-nov-dez de 1982 e de 1997 e jan-fev-mar de 1983 e de 1998. Para os casos de La Niña intensos de 1970-1971 e 1988-1989, foram escolhidos, respectivamente, out-nov-dez de 1970 e de 1988 e jan-fev-mar de 1971 e de 1989. Finalmente, para os anos normais de 1981-1982 e 1996-1997 foram escolhidos os meses de out-nov-dez de 1981 e de 1996 e jan-fev-mar de 1982 e de 1997.

As Equações (1) e (2) são discretizadas e as derivadas temporais têm resolução de 06 horas (00, 06, 12, 18h) para uma área que cobre a região intratropical do Oceano Pacífico ao Atlântico. As análises, contudo, abrangerão áreas representativas da Amazônia (entre 10°S a 0° e 55°W a 65°W) e do Nordeste do Brasil (entre 2°S a 12°S e 40°W a 50°W), conforme mostrado na Figura 3. Para essas regiões, designadas, respectivamente, por 1 e 2 na Figura 3, foram calculados os perfis verticais médios mensais de Q_1 e de $-Q_2$. Essa análise serve para determinar os níveis onde os valores máximos de Q_1 e de $-Q_2$ acontecem.

Em adição, serão produzidos diagramas de Hovmöller de Q_1 e de $-Q_2$ em 5°S para avaliação dos valores típicos que ocorrem sobre a Amazônia, o Nordeste e o Atlântico ao leste do Nordeste nos níveis onde tipicamente ocorrem os máximos para cada mês do período em estudo. A extensão longitudinal dessa linha é mostrada assinalada pela linha pontilhada na Figura 3.

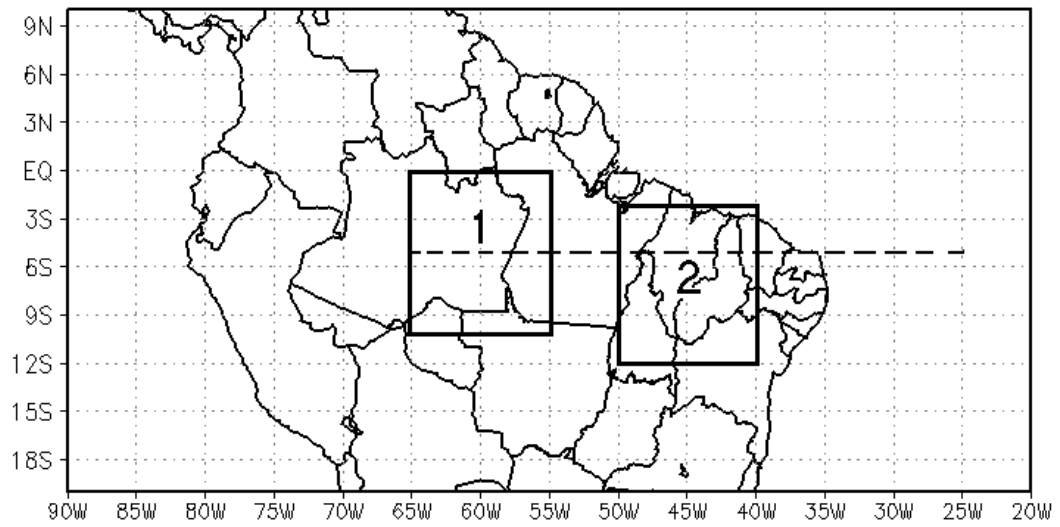


Fig. 3- Área representativa da Amazônia (quadrado 1) e do Nordeste (quadrado 2). A linha tracejada representa a latitude 5°S, e nela serão traçados os diagramas de Hovmöller.

CAPÍTULO 4

Neste capítulo serão analisados os níveis nos quais acontecem os picos de Q_1 e $-Q_2$. Note-se que como esses níveis são obtidos a partir de médias de 10 graus de longitude por 10 graus de latitude para cada região, além de ser feita a média temporal ao longo de cada mês, a análise se restringirá apenas ao nível em que ocorre o máximo, e não no valor desse máximo. Em seguida, serão apresentados diagramas de Hovmöller de Q_1 e de Q_2 para os dois níveis onde os máximos são mais freqüentes.

4.1 Análise dos níveis de máximo Q_1 e $-Q_2$

4.1.1 Análise para os episódios de El Niño 1982/83 e 1997/98 sobre a Amazônia

A Tabela 1 mostra que, com exceção de dezembro de ambos os eventos, quando o nível do pico de Q_1 ocorreu em 300hPa, o evento 1997/98 exibiu os picos dos perfis de Q_1 em um nível mais elevado que no evento 82/83. É visível também dessa tabela que o pico de Q_1 para o episódio 1982/83 ocorreu em baixos níveis, essencialmente entre 600-850 hPa enquanto que no evento 97/98 ocorreu em 500 hPa ou 300 hPa, ou seja, em um nível médio ou alto.

Adicionalmente, é evidente que o pico de $-Q_2$ aconteceu entre 300-500 hPa para o caso 1997/98 enquanto que no evento 1982/83 o máximo de $-Q_2$ ocorreu entre 250-400 hPa para o trimestre OND e entre 600-850hPa para o trimestre JFM. Note-se ainda que em

fevereiro e março de 1983 o nível de ocorrência do máximo de Q_1 coincidiu com o nível de ocorrência de máximo $-Q_2$ e que a diferença de altura entre o pico de Q_1 e de $-Q_2$ é maior no episódio 1982/83 que no episódio 1997/98. Essa diferença de altura do máximo de Q_2 , em relação com o máximo de Q_1 , principalmente com Q_2 sobre Q_1 , foge ao padrão convectivo típico (Yanai et al., 1973) e é característico de um período de convecção suprimida, como é o caso da Amazônia em anos de El Niño.

Tabela 1. Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para meses intensos de El Niño 1982/83 e 1997/98 sobre a Amazônia

Amazônia	El Niño 82/83	El Niño 82/83	El Niño 97/98	El Niño 97/98
Meses	Nível (em hPa) de máximo Q_1	Nível (em hPa) de máximo $-Q_2$	Nível (em hPa) de máximo Q_1	Nível (em hPa) de máximo $-Q_2$
OUT	775	250	300	300
NOV	775	300	300	400
DEZ	300	400	300	400
JAN	850	600	500	500
FEV	775	775	300	300 a 400
MAR	600	600	500	400

4.1.2 Análise para os episódios de La Niña 1970/71 e 1988/89 sobre a Amazônia

A Tabela 2 mostra que o nível de máximo Q_1 ocorreu em 300 hPa para o trimestre OND de ambos os casos de La Niña, sendo que dezembro de 1970 exibiu um outro pico em 500 hPa. No trimestre seguinte, JFM, esse pico ocorreu em 500hPa. Estes resultados sugerem que em anos de La Niña há uma tendência de os picos no perfil vertical de Q_1 serem mais baixos em JFM que no trimestre precedente sobre a região da Amazônia.

O fato de, na maior parte dos casos, o pico de $-Q_2$ ocorrer abaixo do de Q_1 indica o caráter convectivo dos episódios de La Niña na Amazônia.

Tabela 2. Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para meses intensos das La Niña 70/71 e 88/89 sobre a Amazônia

Amazônia	La Niña 70/71	La Niña 70/71	La Niña 88/89	La Niña 88/89
Meses	Nível (em hPa) de máximo Q_1	Nível (em hPa) de máximo $-Q_2$	Nível (em hPa) de máximo Q_1	Nível (em hPa) de máximo $-Q_2$
OUT	300	775	300	400
NOV	300	500	300	400
DEZ	300 e 500	775	300	400
JAN	500	500	500	400
FEV	500	775	500	400
MAR	500	500	500	500

4.1.3 Análise para os casos normais 1981/82 e 1996/97 sobre a Amazônia

Os resultados obtidos para os casos normais sobre a Amazônia e sistematizados na Tabela 3 mostram que, exceto em dezembro e março do caso 1981/82, todo o período restante apresenta o pico de Q_1 entre 250-500 hPa. Mais especificamente, o máximo de Q_1 no caso 1996/97 ocorreu em 300 hPa ou 500 hPa enquanto no caso 1981/82 em 250 hPa ou 300 hPa.

Tabela 3. Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para meses os normais 81/82 e 96/97 sobre a Amazônia.

Amazônia	Normal 81/82	Normal 81/82	Normal 96/97	Normal 96/97
Meses	Nível (em hPa) de máximo Q_1	Nível (em hPa) de máximo $-Q_2$	Nível (em hPa) de máximo Q_1	Nível (em hPa) de máximo $-Q_2$
OUT	250	300	500	775
NOV	250	300	300	775
DEZ	850	250	300	775
JAN	300	300	300	400
FEV	300	400	500	775
MAR	775	775	500	600

De forma geral, os resultados mostram que, para a Amazônia, os picos de Q_1 tendem a ser mais altos durante OND e mais baixos durante JFM. Existe um padrão convectivo mais claro em anos de La Niña, razoável em anos normais e não parece haver padrão para os anos de El Niño.

4.1.4 Análise para os episódios de El Niño 1982/83 e 1997/98 sobre o Nordeste

Observava-se da Tabela 4 que em ONDJ do episódio de 1982/83 o nível de máximo Q_1 foi localizado em níveis troposféricos baixos (925 hPa e 775 hPa). Para 1997, apenas outubro e novembro apresentam picos de Q_1 em baixos níveis (925 hPa e 775 hPa), salvo que em novembro de 97 houve o pico de Q_1 também em 500hPa. Nos outros meses a magnitude máxima do perfil de Q_1 foi localizada em 500 hPa. Portanto, isso mostra que na média o pico de Q_1 foi mais elevado para o El Niño 1997/98 do que para o El Niño 1982/83.

Existe também uma tendência de, nos meses que antecedem a estação chuvosa, o máximo nível de $-Q_2$ localizar-se acima do máximo de Q_1 . Quando isso ocorre em baixos níveis, é indicação da presença de cúmulos não precipitantes, muito comuns na região (Souza e Silva, 2003).

Tabela 4. Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para meses intensos de El Niño 1982/83 e 1997/98 sobre o Nordeste.

Nordeste	El niño 82/83	El niño 82/83	El Niño 97/98	El Niño 97/98
Meses	Nível (em hPa) de máximo Q_1	Nível (em hPa) de máximo $-Q_2$	Nível (em hPa) de máximo Q_1	Nível (em hPa) de máximo $-Q_2$
OUT	925	700	925	700
NOV	925	700	775 e 500	775
DEZ	775	775	500	775
JAN	775	775	500	700
FEV	500	500	500	775
MAR	500	775	500	775

4.1.5 Análise para os episódios de La Niña 1970/71 e 1988/89 sobre o Nordeste

A Tabela 5 mostra que o nível de máximo Q_1 sobre o Nordeste ocorreu em níveis baixos, mais precisamente em 925hPa a 775hPa, para a La Niña 1970/71 e em um nível relativamente superior (500 hPa em 5 meses e 400hPa em um mês) no período analisado

da La Niña 1988/89. É interessante notar que os máximos de Q_1 e de $-Q_2$ ocorrem no mesmo nível em 1970/71 e que em 1988/89 os máximos de Q_1 ocorrem acima dos de $-Q_2$. Esta última situação indica que JFM de 1989 foram mais convectivamente turbulentos que o mesmo período de 1971. Isso porque a turbulência transporta os produtos o aquecimento e um local para níveis mais acima (Yanai et al., 1973; Hung et al., 2003).

Tabela 5. Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para os meses intensos de La Niña 1970/71 e 1988/89 sobre o Nordeste

Nordeste	La Niña 70/71	La Niña 70/71	La Niña 88/89	La Niña 88/89
Meses	Nível (em hPa) de máximo Q_1	Nível (em hPa) de máximo $-Q_2$	Nível (em hPa) de máximo Q_1	Nível (em hPa) de máximo $-Q_2$
OUT	925	775	500	400
NOV	925	775	500	400
DEZ	925	250	400	500
JAN	775 a 925	775	500	775
FEV	775	775	500	775
MAR	775	775	500	600

4.1.6 Análise para os casos normais 1981/82 e 1996/97 sobre o Nordeste

A Tabela 6 mostra que o pico de Q_1 ocorreu em um nível baixo (925 hPa) para o trimestre OND de 1981 e no trimestre posterior JFM de 1982 esse pico foi encontrado em 500 hPa. No caso normal 1996/97, o nível máximo de Q_1 durante dois meses do trimestre OND ocorreu em baixos níveis (925 hPa e 775 hPa) e no trimestre posterior, ocorreu em 500 hPa em dois meses e em 775 hPa em um mês. Isso mostra uma tendência do pico de Q_1 sofrer uma elevação em termos de altura no trimestre JFM quando comparado ao trimestre precedente sobre esta região.

Comparando-se os níveis de máximo Q_1 com os de máximo $-Q_2$ vê-se que a diferença entre eles é maior no caso 1981/82 do que no caso 1996/97, sendo mais

pronunciada em particular, no segundo trimestre do caso 81/82. De forma geral, comparado com os máximos de Q_2 , que em OND ocorrem acima do máximo de Q_1 , a análise mostra que em anos normais, a estação chuvosa é precedida por um período de muita convecção rasa.

Tabela 6. Nível dos picos do perfil vertical da fonte de calor Q_1 e do sumidouro de umidade $-Q_2$ para meses normais 1981/82 e 1996/97 sobre o Nordeste

Nordeste	Caso 81/82	Normal	Caso 81/82	Normal	Caso 96/97	Normal	Caso 96/97	Normal
Meses	Nível de máximo Q_1 em hPa		Nível de máximo $-Q_2$ em hPa		Nível de máximo Q_1 em hPa		Nível de máximo $-Q_2$ em hPa	
OUT	925		700		925		700	
NOV	925		700		600		700	
DEZ	925		700		775		775	
JAN	500		700		500		500 e 700	
FEV	500		700		775		775	
MAR	500		775		500		500	

Para o Nordeste, de forma geral, pode-se dizer que há um padrão de o máximo de Q_1 localizar-se na baixa troposfera durante OND e por volta de 500 hPa, a partir de janeiro. No geral esse é um padrão que parece se repetir durante os episódios de La Niña, nos anos normais e nos anos de El Niño, principalmente em JFM.

4.2 Diagramas de Hovmöller de Q_1 e $-Q_2$ sobre a Amazônia e o Nordeste

A análise anterior sugere que os máximos de Q_1 ocorrem por volta de 700 hPa e de 500 hPa. Para se ter uma idéia dos valores típicos serão apresentados diagramas de Hovmöller de Q_1 e de Q_2 ao longo da latitude de 5°S , estendendo-se de 65°W a 25°W . As Figuras relacionadas aos Diagramas de Hovmöller representam a evolução temporal da fonte aparente de calor Q_1 (em 500 hPa, lado superior esquerdo da página e em 700 hPa, lado inferior esquerdo da página) e o sumidouro aparente de umidade $-Q_2$ (em 500 hPa,

lado superior direito da página e em 700 hPa, lado inferior direito da página). As linhas cheias representam valores positivos e as linhas tracejadas valores negativos.

4.2.1 Diagramas Hovmöller de Q_1 e de Q_2 para o El Niño 1882/83

As Figuras 4-9 mostram que não há nenhum núcleo notável de Q_1 nem tampouco de $-Q_2$ para os níveis de 500 hPa e 700 hPa sobre a Amazônia (região a oeste de 50°W). Contudo, apesar da pequena intensidade, $-Q_2$ apresenta-se predominantemente negativo nos meses de outubro e novembro de 1982, indicando evaporação da água das nuvens. Em fevereiro e março do evento 1981/82 tanto Q_1 quanto $-Q_2$ são nulos praticamente em todos os dias sobre esta região amazônica.

Por outro lado, no Nordeste, essas figuras mostram que há núcleos com valores significativos tanto para Q_1 quanto para $-Q_2$ no final de cada mês do trimestre OND de 1981 em ambos os níveis em estudo. Em particular, dezembro exibiu núcleos de Q_1 de 30K/dia e 20K/dia e núcleos de $-Q_2$ de 10K/dia e 12 K/dia para os níveis de 500 hPa e 700 hPa, respectivamente.

É importante destacar-se que os sinais de Q_1 e $-Q_2$ são predominantemente positivos por todo o período citado anteriormente. O fato de Q_1 e Q_2 serem bem correlacionados evidencia que o aquecimento observado é de origem convectiva (Yanai et al., 1973). No caso do mês de dezembro, Q_1 e $-Q_2$ são praticamente nulos até os dias em que ocorrem os grandes valores, ou seja, no fim do mês. Em janeiro de 1983 não se observa núcleo significativo da fonte de calor aparente nem do sumidouro de umidade aparente sobre o Nordeste. Na primeira quinzena de fevereiro e em todo o mês de março de 1983 há núcleos bem definidos de Q_1 e de $-Q_2$ em ambos os níveis em questão.

Em termos de intensidade, a máxima magnitude de Q_1 e de $-Q_2$ para os meses citados correspondem a 40 K/dia e 30 K/dia para Q_1 e 14 K/dia e 18 K/dia para $-Q_2$ em 500 hPa e 700 hPa respectivamente no mês de fevereiro e correspondem a 25K/dia e 20K/dia para Q_1 e 8K/dia e 9K/dia para $-Q_2$ no mês de março. Veja-se que a intensidade destes núcleos é maior para o nível de 500 hPa que para o nível 700 hPa no que tange a Q_1 .

Sobre o Atlântico, ao leste de 35°W , Q_1 e $-Q_2$ apresentam valores bastante pequenos em 700 hPa e 500 hPa em todo o período analisado do evento 1982/83, exceto no final de março de 1983, quando se observam núcleos de Q_1 e de $-Q_2$ bastante significativos, a saber: 20K/dia e 25K/dia para Q_1 e 8K/dia e 12K/dia para $-Q_2$ em 500 hPa e 700 hPa respectivamente. Note-se que a intensidade tanto do núcleo de Q_1 quanto também de $-Q_2$ foi maior em 700hPa. Esse núcleo é devido à aproximação da ZCIT que, no caso do El Niño de 1983, chegou tardiamente para uma posição mais ao sul.

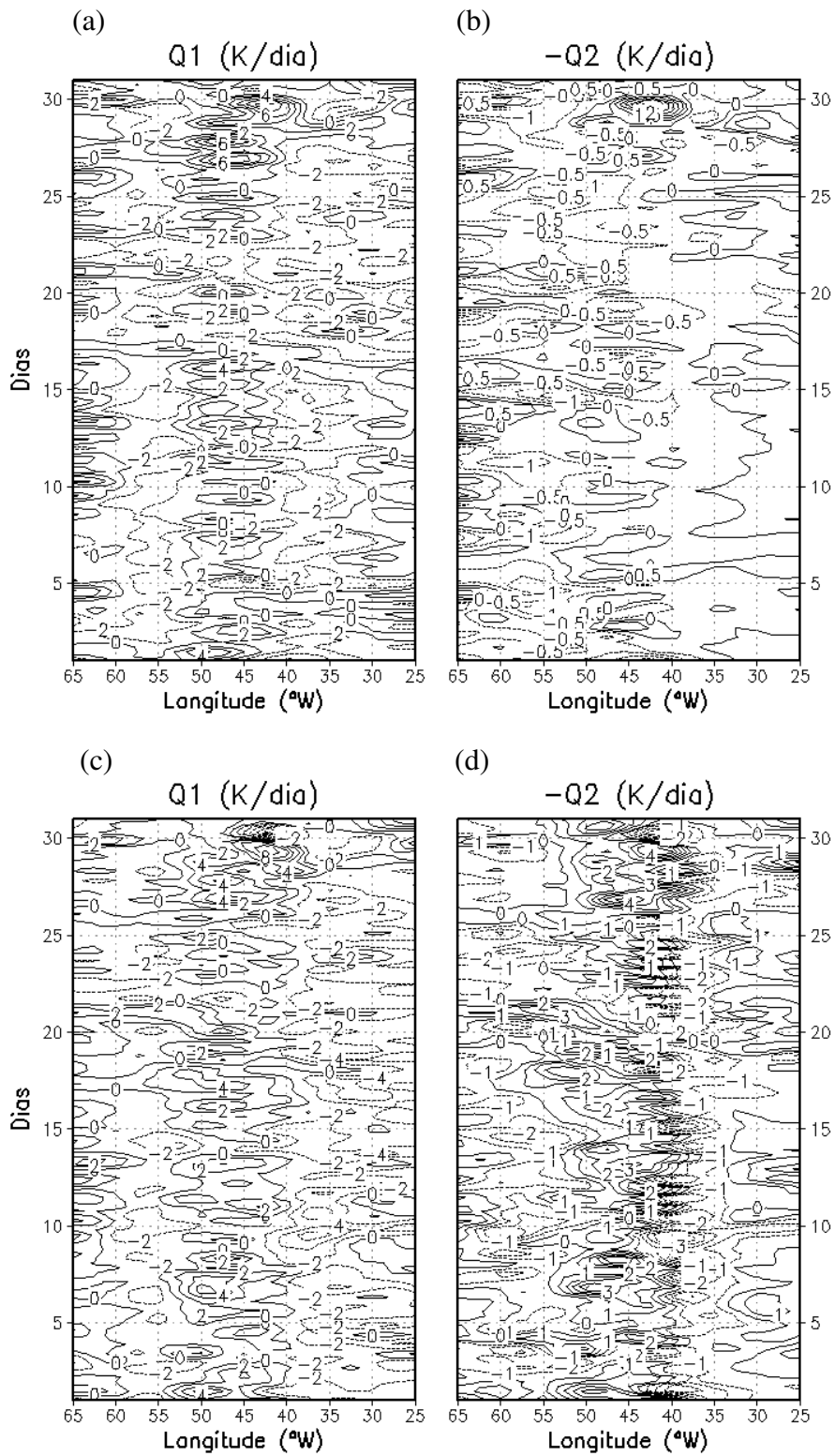


Fig. 4 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante outubro de 1982: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

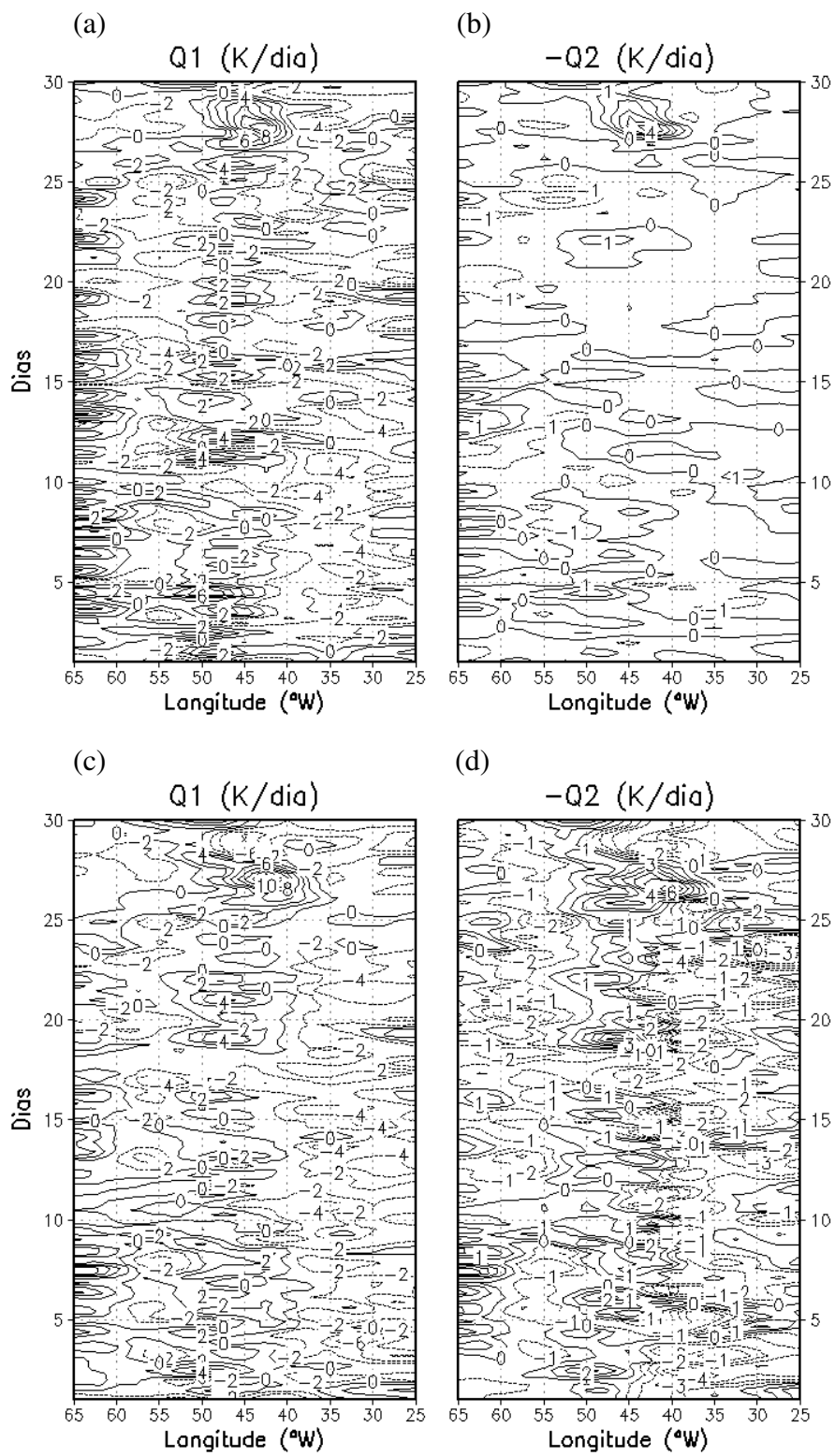


Fig. 5 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante novembro de 1982: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

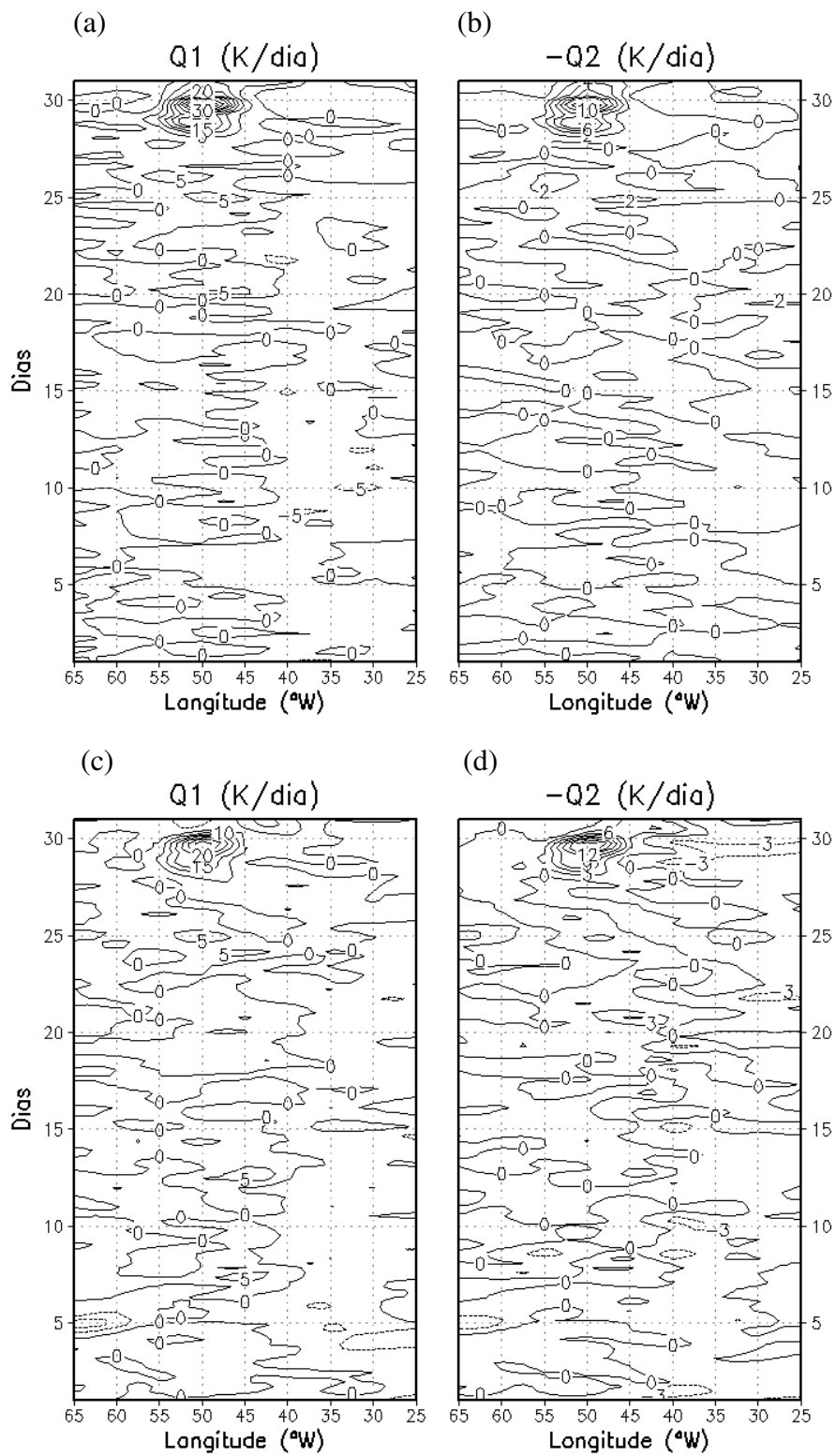


Fig. 6 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante dezembro de 1982: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.

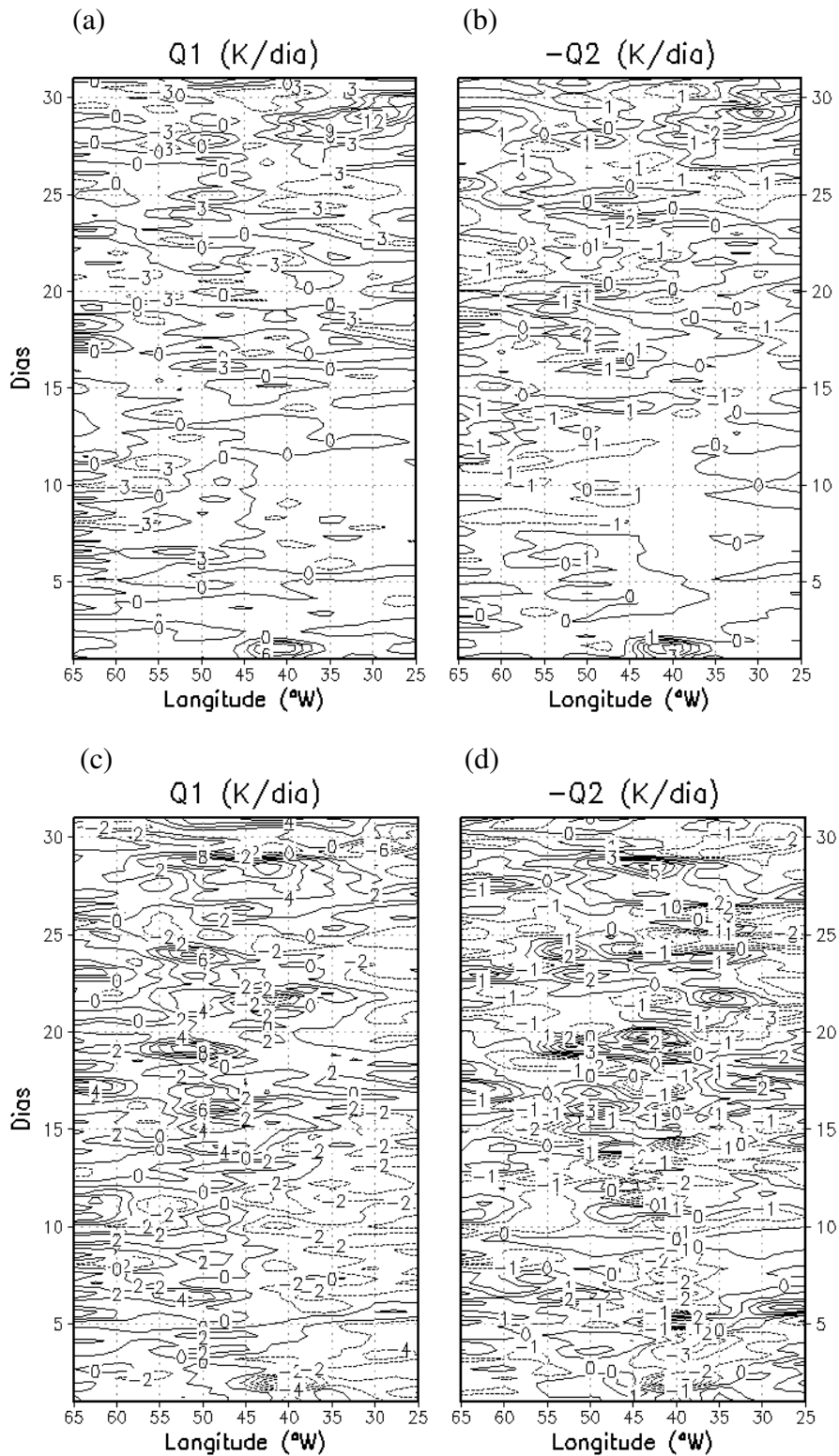


Fig. 7 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante janeiro de 1983: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

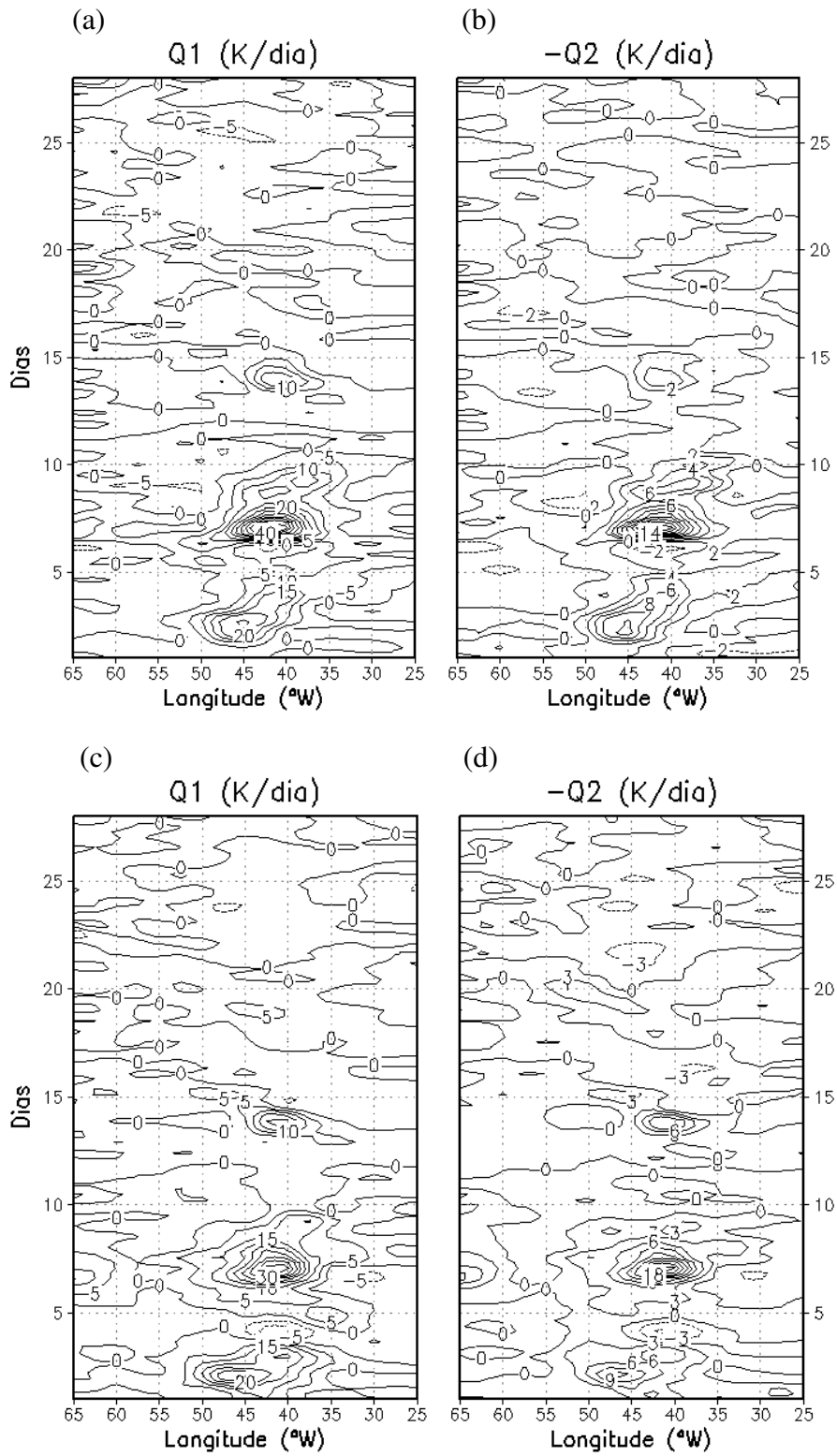


Fig. 8 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante fevereiro de 1983: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

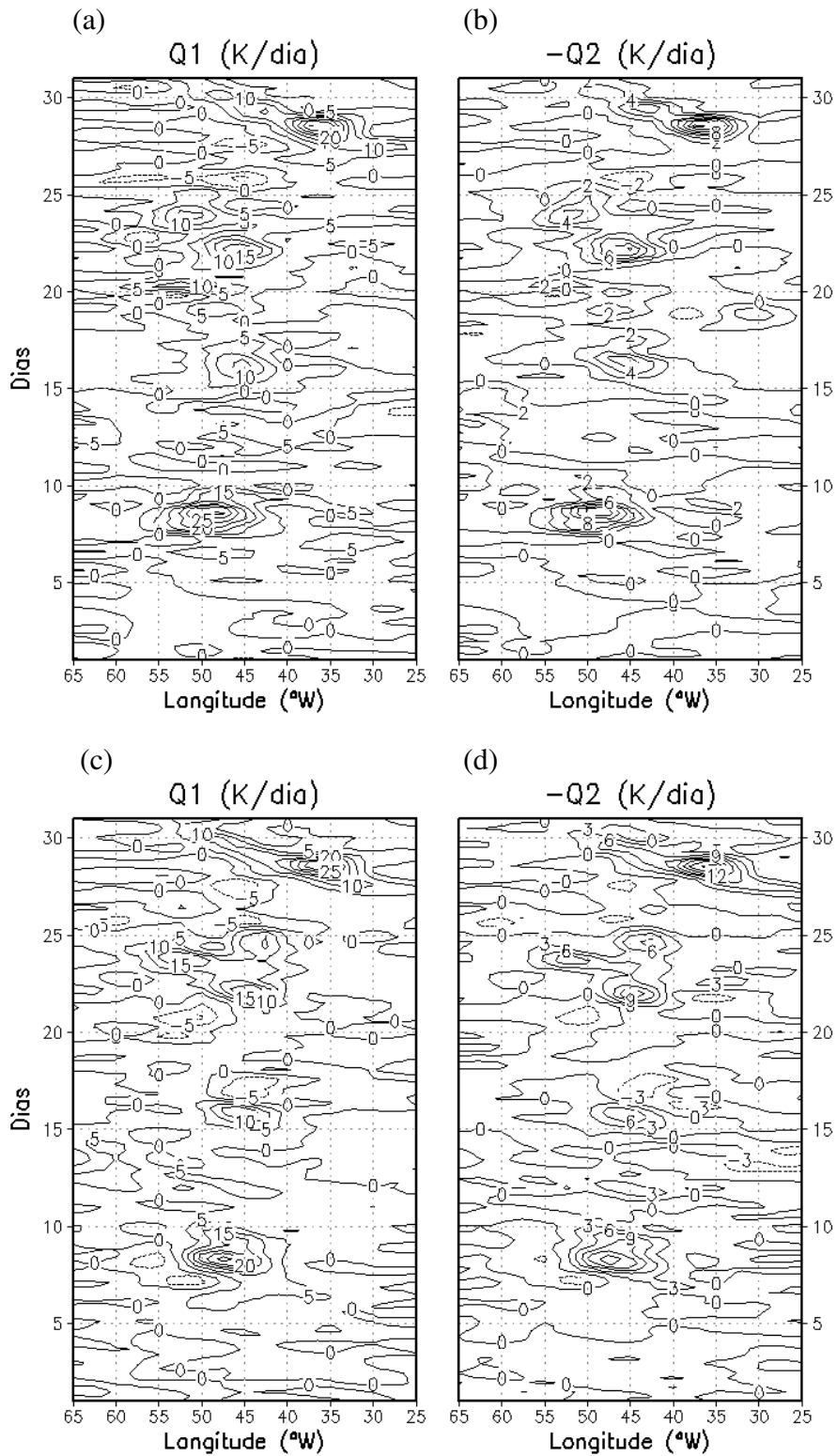


Fig. 9 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante março de 1983: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

4.2.2 Diagramas Hovmöller de Q_1 e de Q_2 para o El Niño 1897/98

As Figuras 10-15 mostram que sobre a Amazônia, durante o El Niño 1996/97, Q_1 e $-Q_2$ são quase que totalmente nulos para ambos os níveis de referência. Comparando esse resultado com o discutido anteriormente, pode-se concluir que durante o El Niño de 1982/83 a atmosfera para os níveis citados anteriormente estava mais convectiva.

Por outro lado, sobre o Nordeste há núcleos apreciáveis tanto de Q_1 quanto de $-Q_2$ entre os dias quinze e vinte e cinco dos meses de outubro e de novembro de 1997 e na maior parte do mês de dezembro. Neste mês, em particular no seu final, a intensidade do núcleo de Q_1 foi de 25K/dia e 30K/dia e a de $-Q_2$ foi de 10K/dia e 15K/dia. Perceba-se que no evento 1982/83, esses núcleos ocorreram apenas no final de cada um desses meses e no evento 1997/98 entre os dias 20 e 25 dos meses de outubro e novembro e em todo o período de dezembro.

No trimestre JFM, as Figuras 13-15 mostram que há vários núcleos bem definidos de Q_1 e de $-Q_2$ sobre o Nordeste. Especificamente, no início de março de 1998, dia 3, tem-se um núcleo relativamente forte de Q_1 e de $-Q_2$ em ambos os níveis de referência, como 50K/dia e 25K/dia para Q_1 e 18K/dia e 20K/dia para $-Q_2$ para 500 hPa e 700 hPa respectivamente (Fig. 15). A Figura W1 mostra o valor de Q_1 para o dia 03 de março de 1998. Em concordância com a Figura 15, a Figura 16 mostra um núcleo de 60 K/dia sobre o estado do Maranhão.

Para enfatizar a correlação entre esse núcleo bastante intenso de Q_1 em 500 hPa e a precipitação associada, as Figuras 17-18 mostram a precipitação estimada pelo modelo e a observada, respectivamente, de acordo com o ECMWF. Pode-se ver que há uma correspondência entre a intensidade do núcleo de Q_1 , cujo máximo ocorre sobre o

Maranhão e a precipitação. A estimativa da precipitação feita pelo método de Yanai et al. (1973) superestima um pouco os valores observados, embora seja da mesma ordem de magnitude.

Sobre o Atlântico, no período estudado do El Niño 1997/98, as Figuras 10-15 mostram que não há fonte de calor nem tampouco sumidouro de umidade para os níveis de referência. Esse resultado é um pouco mais severo que o que ocorreu no evento 1982/33 para essa região. Essa característica dá razão ao título do livro de Changnon (2000) que denominou o El Niño de 1997-98 de “o evento climático do século”.

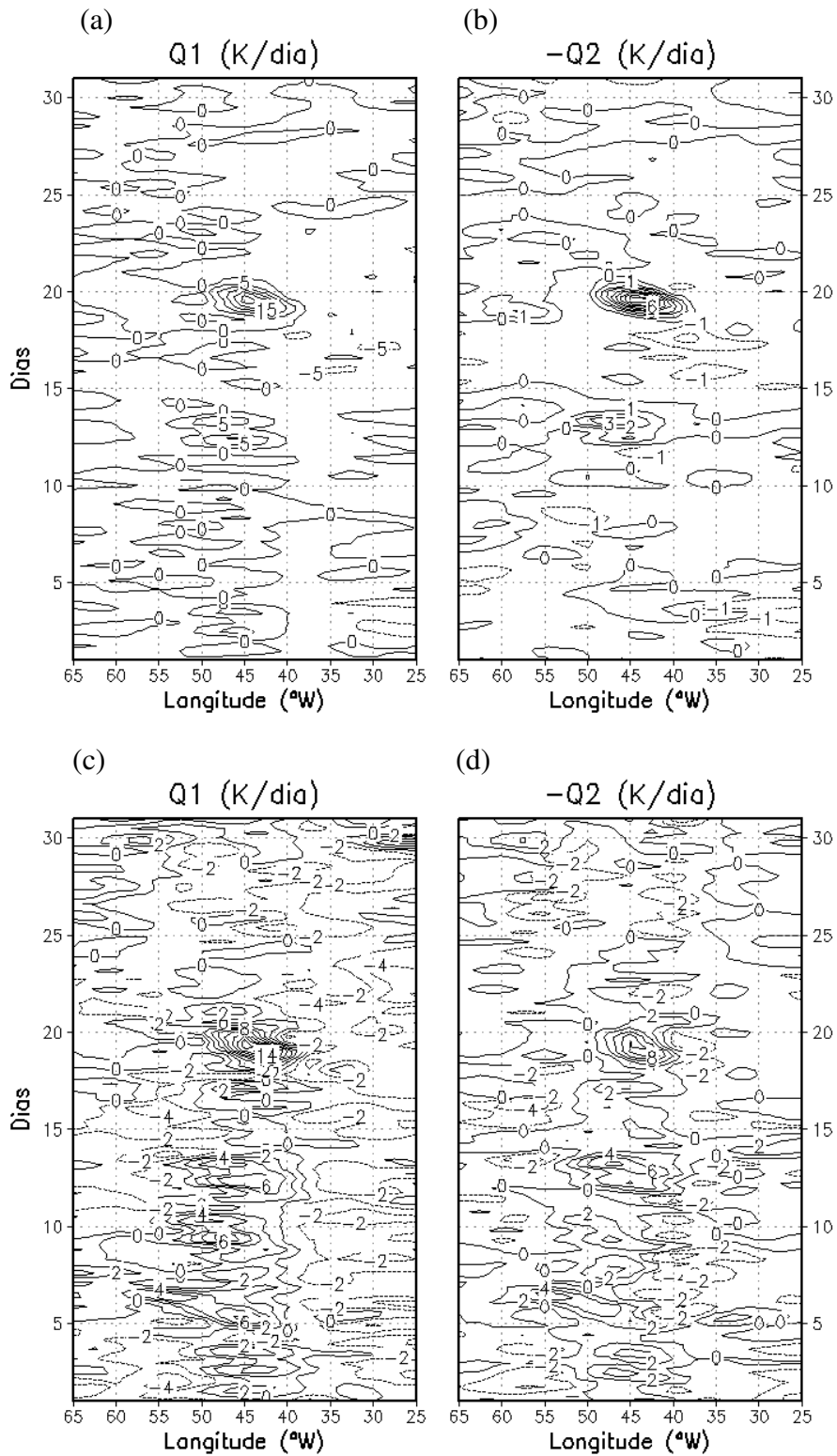


Fig. 10 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante outubro de 1997: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.

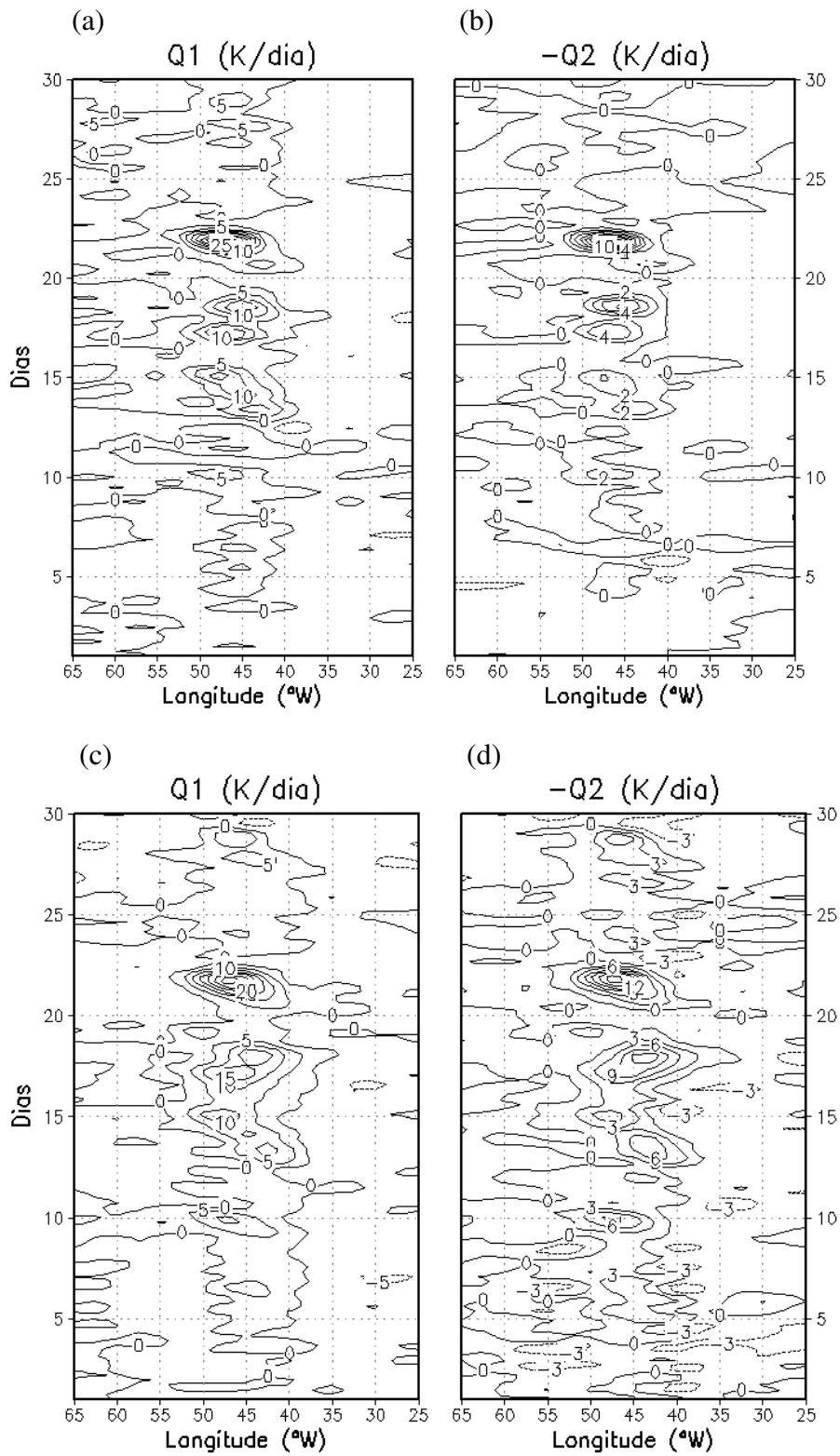


Fig. 11 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante novembro de 1997: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

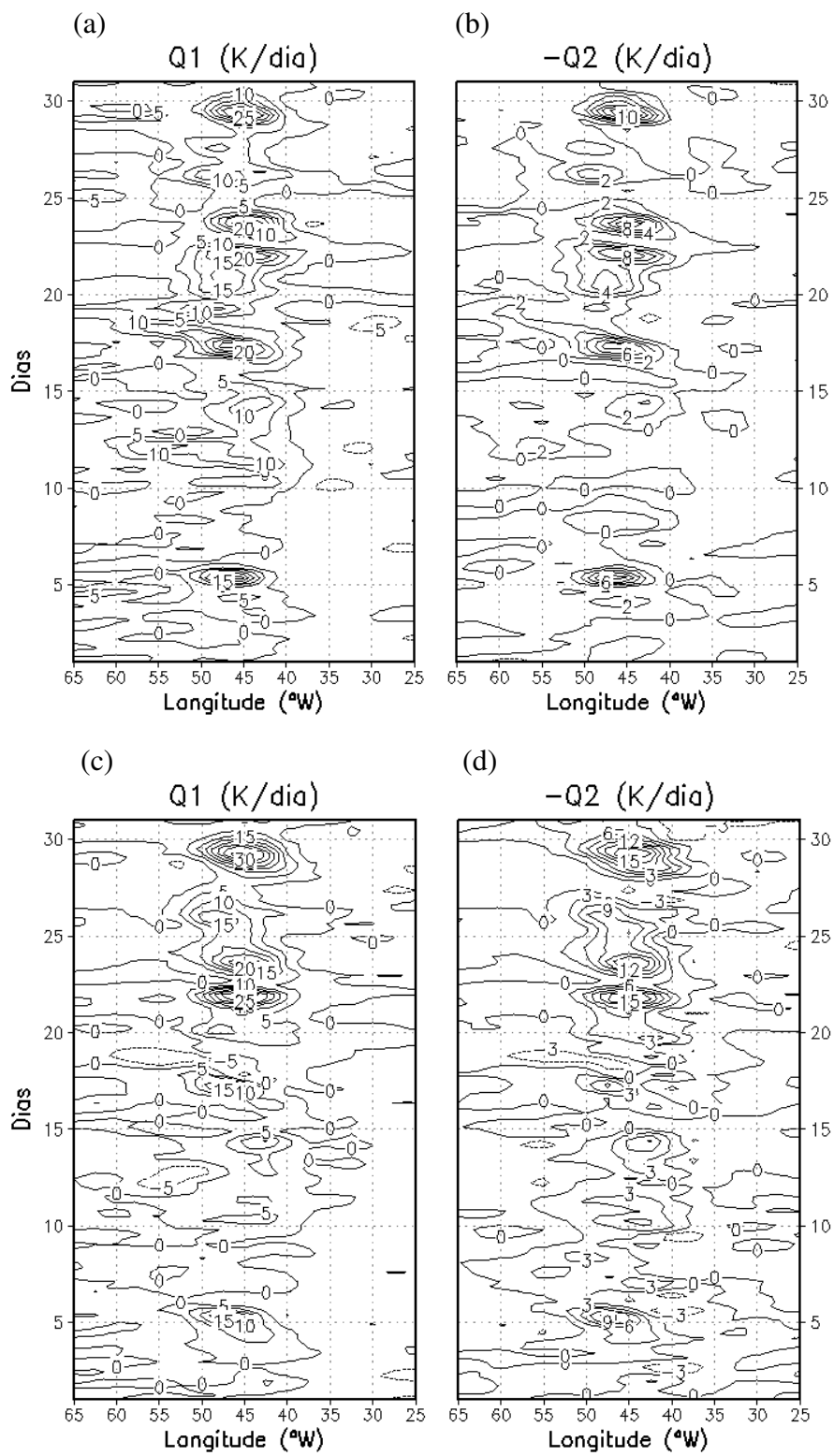


Fig. 12 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante dezembro de 1997: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

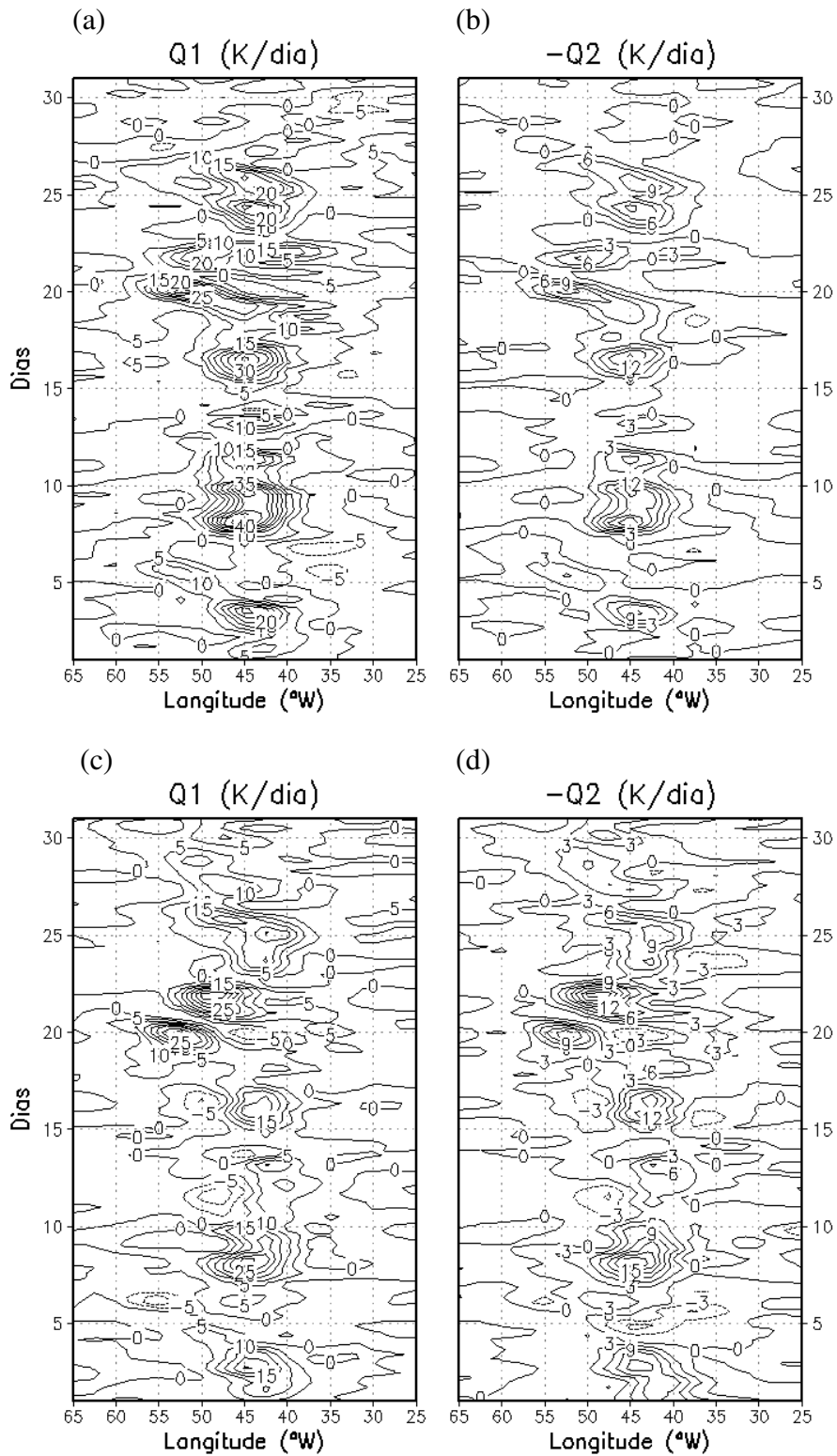


Fig. 13 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante janeiro de 1998: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

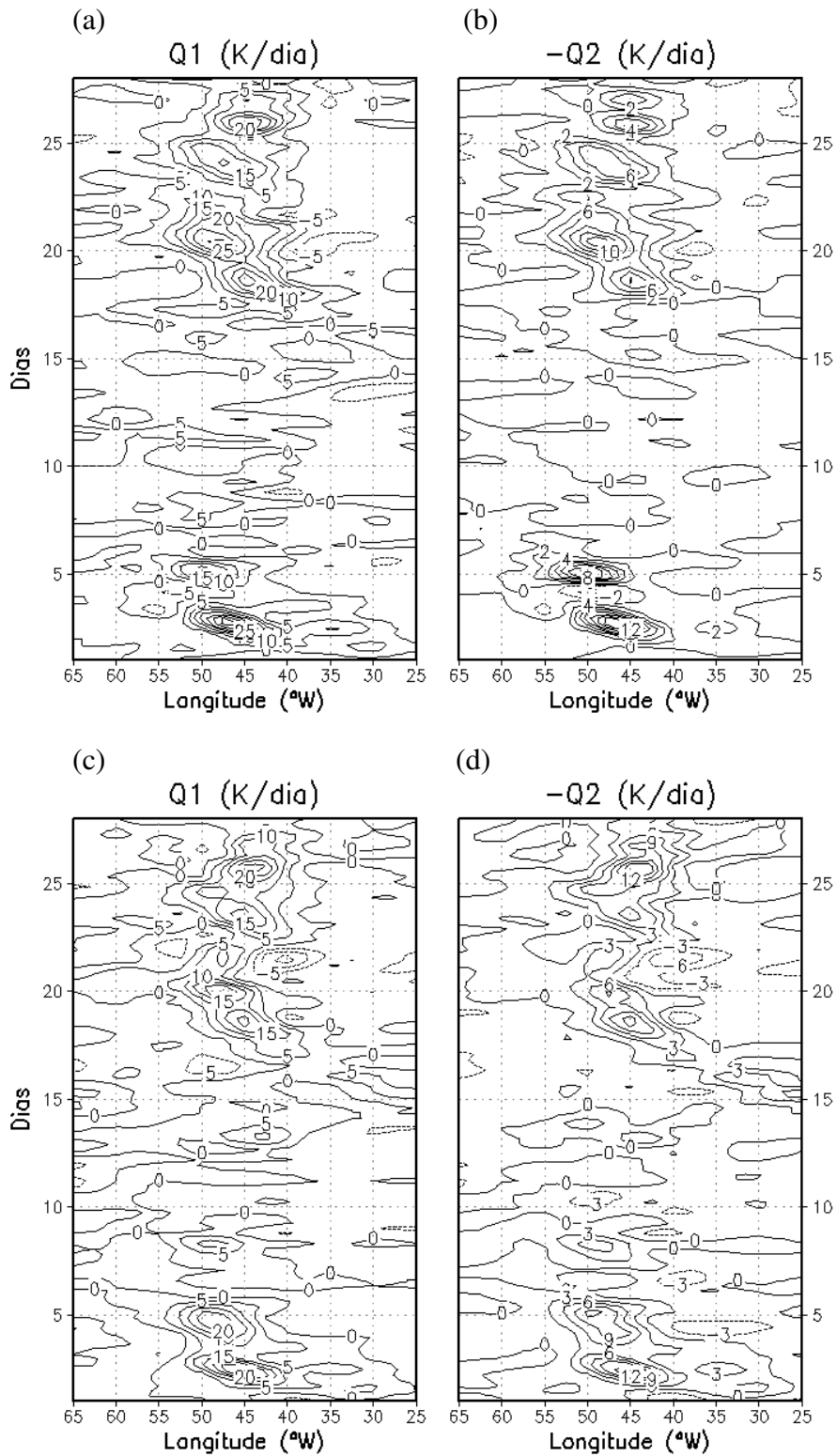


Fig. 14—Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante fevereiro de 1998: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.

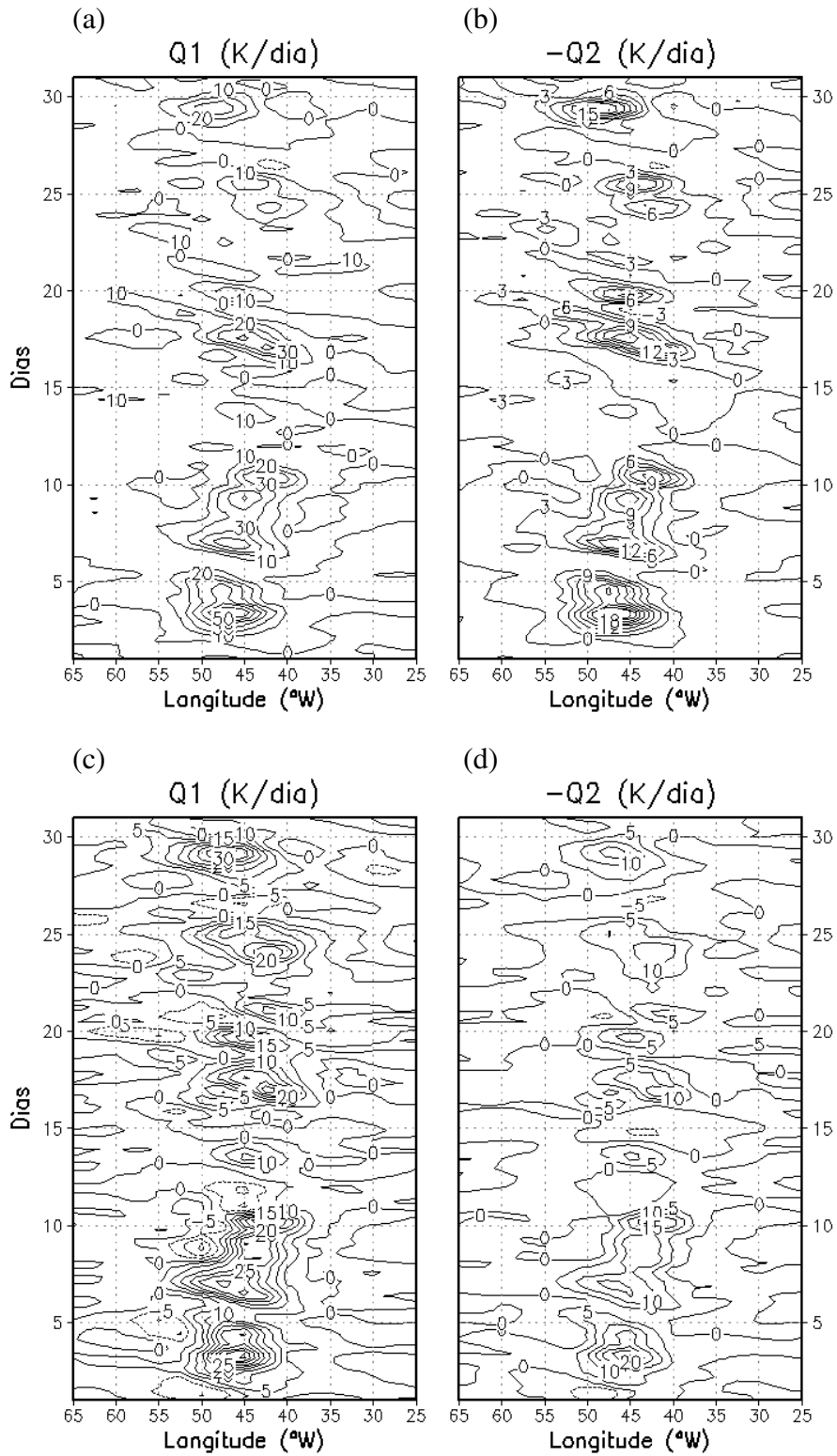


Fig. 15 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante março de 1998: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.

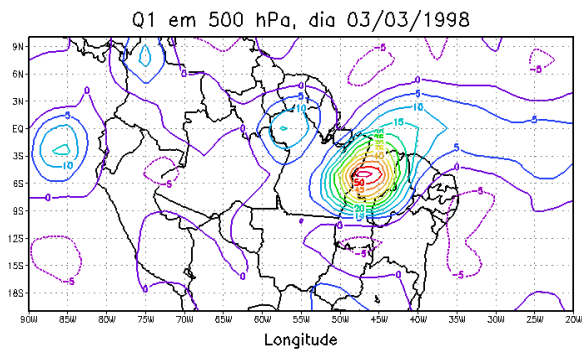


Fig. 16 – Q1 em K/dia estimado em 500 hPa para 03 de março 1998

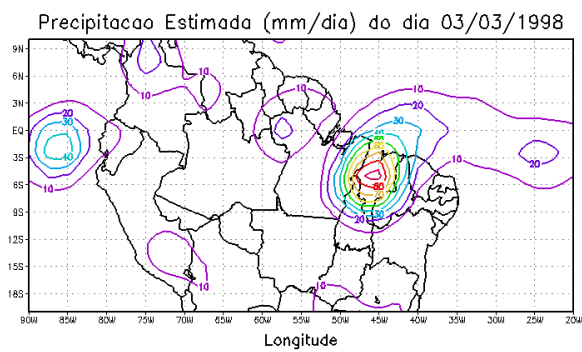


Fig. 17 – Precipitação estimada em 24 h, para 03/03/1998

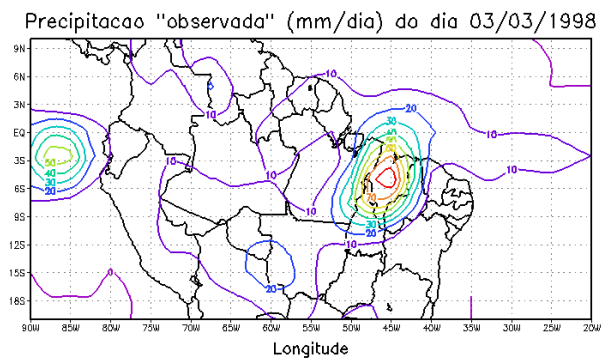


Fig. 18 – Precipitação observada em 24 h, para 03/03/1998

4.2.3 Diagramas Hovmöller de Q_1 e de $-Q_2$ para a La Niña 1970/71

Examinando-se as Figuras 19 a 24 observa-se que no evento La Niña 1970/71, Q_1 nos níveis de referência é predominantemente negativo no trimestre OND e nulo no trimestre seguinte e $-Q_2$ é predominantemente nulo em todos os meses desse evento. No tocante a região da Amazônia, nota-se que de outubro a janeiro (Figuras 19-22) não há núcleos significativos de Q_1 e de $-Q_2$ em 500 hPa e 700 hPa.

Diferentemente do que aconteceu com Q_1 e $-Q_2$ na Amazônia nos casos de El Niño anteriormente estudados, fevereiro e março do episódio da La Niña 1970/71 (Figuras 23-24) apresentaram núcleos relevantes de Q_1 e $-Q_2$. No geral, na região da Amazônia as intensidades dos núcleos de Q_1 são relativamente superiores as do núcleo de $-Q_2$ para os seus respectivos níveis de referência.

Com relação ao comportamento de Q_1 e $-Q_2$ para a La Niña de 1970/71 constata-se que no trimestre OND do evento 1970/71 não há núcleos notáveis de Q_1 e tampouco de $-Q_2$ sobre o Nordeste.

Comparando-se a intensidade dos núcleos de Q_1 com a dos núcleos de $-Q_2$ sobre o Nordeste, nesse episódio de La Niña, constata-se que há uma grande diferença entre eles, em particular Q_1 supera $-Q_2$ por um número considerável na maioria dos casos.

Examinando-se as Figuras 13 a 24 observa-se que não há, sobre o Atlântico, fonte de calor e nem sumidouro de umidade notável para os níveis de referência em nenhum dos meses da La Niña de 1970/71.

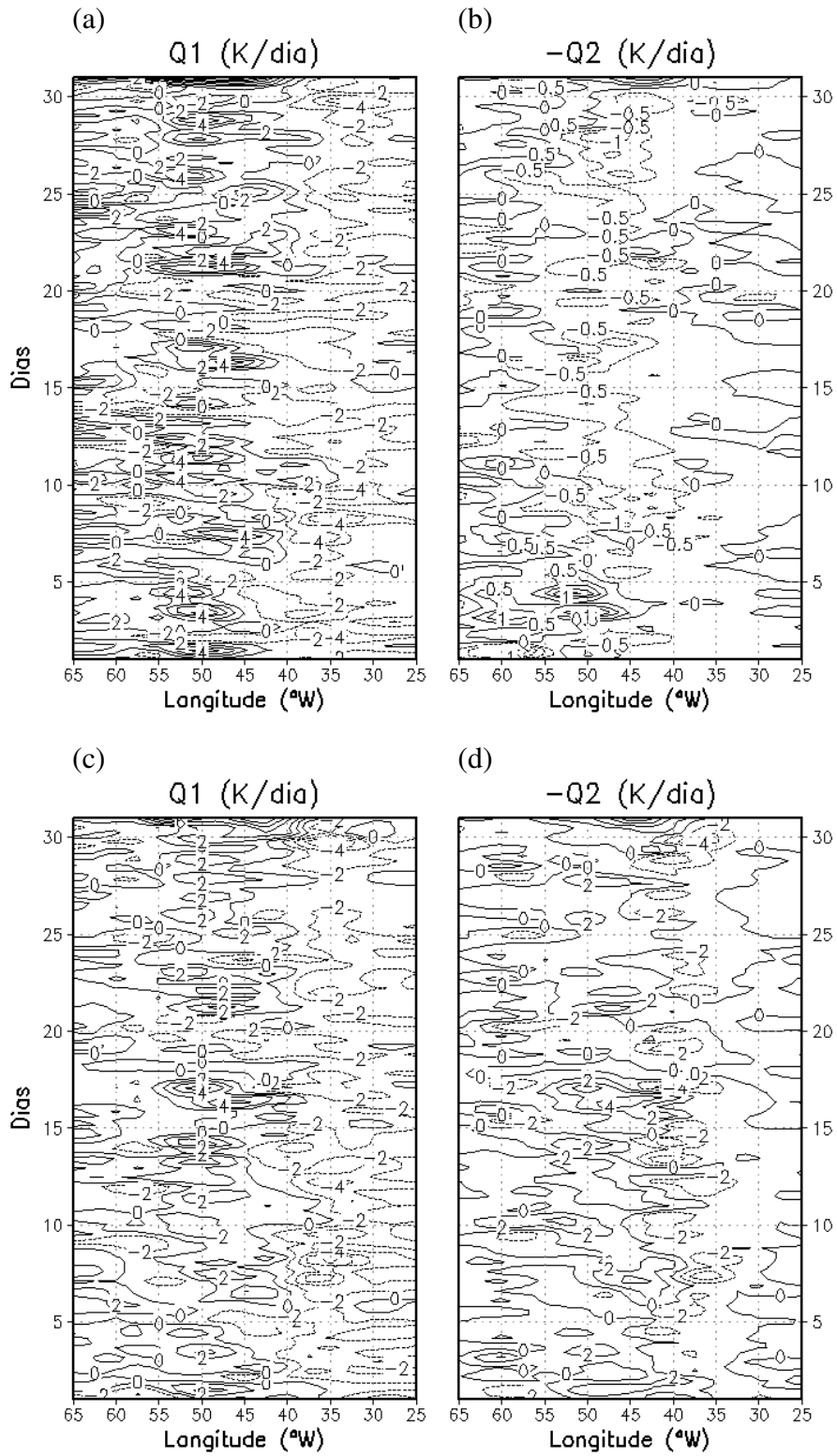


Fig. 19 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante outubro de 1970: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

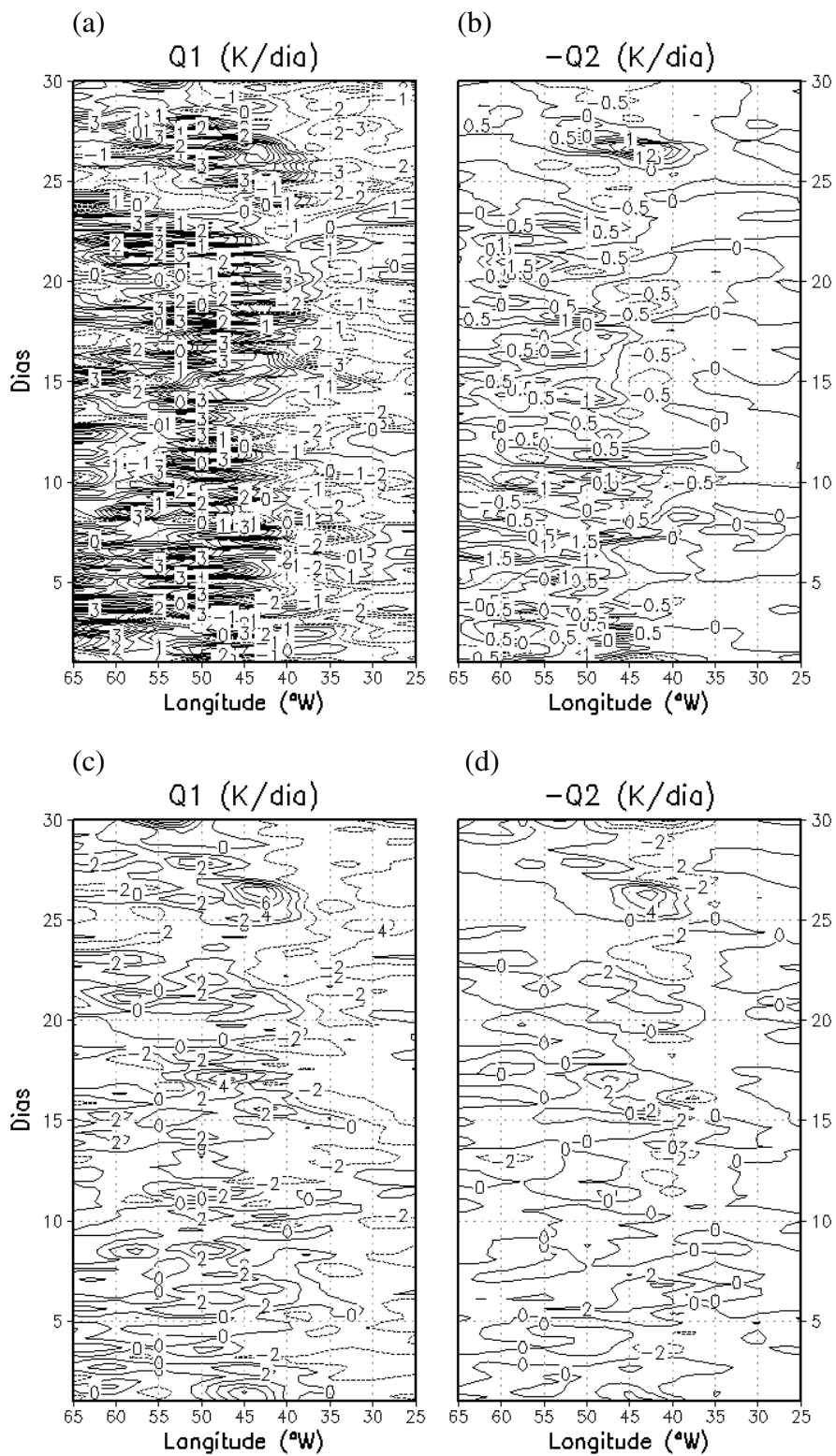


Fig. 20 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante novembro de 1970: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

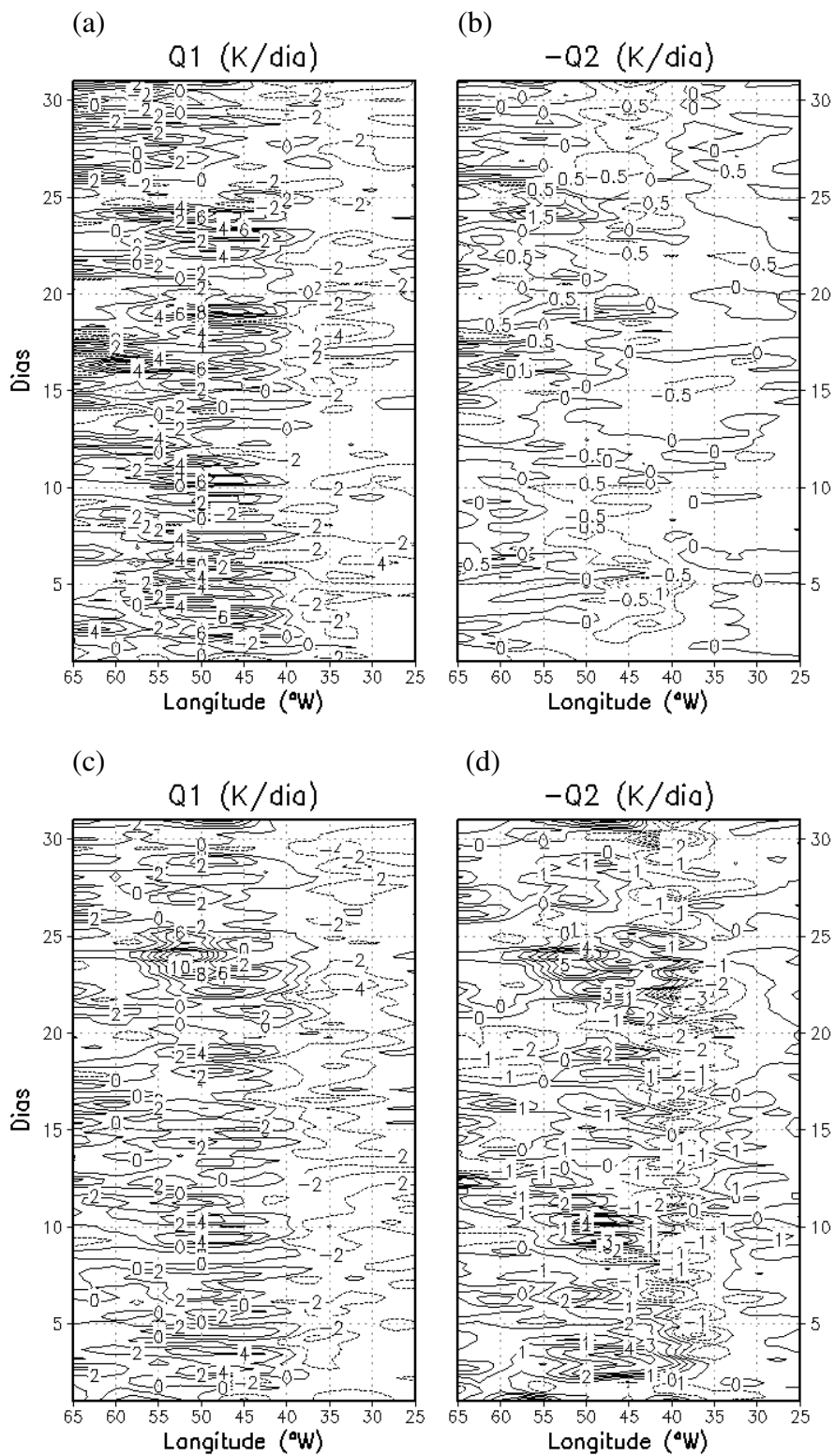


Fig. 21 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante dezembro de 1970: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

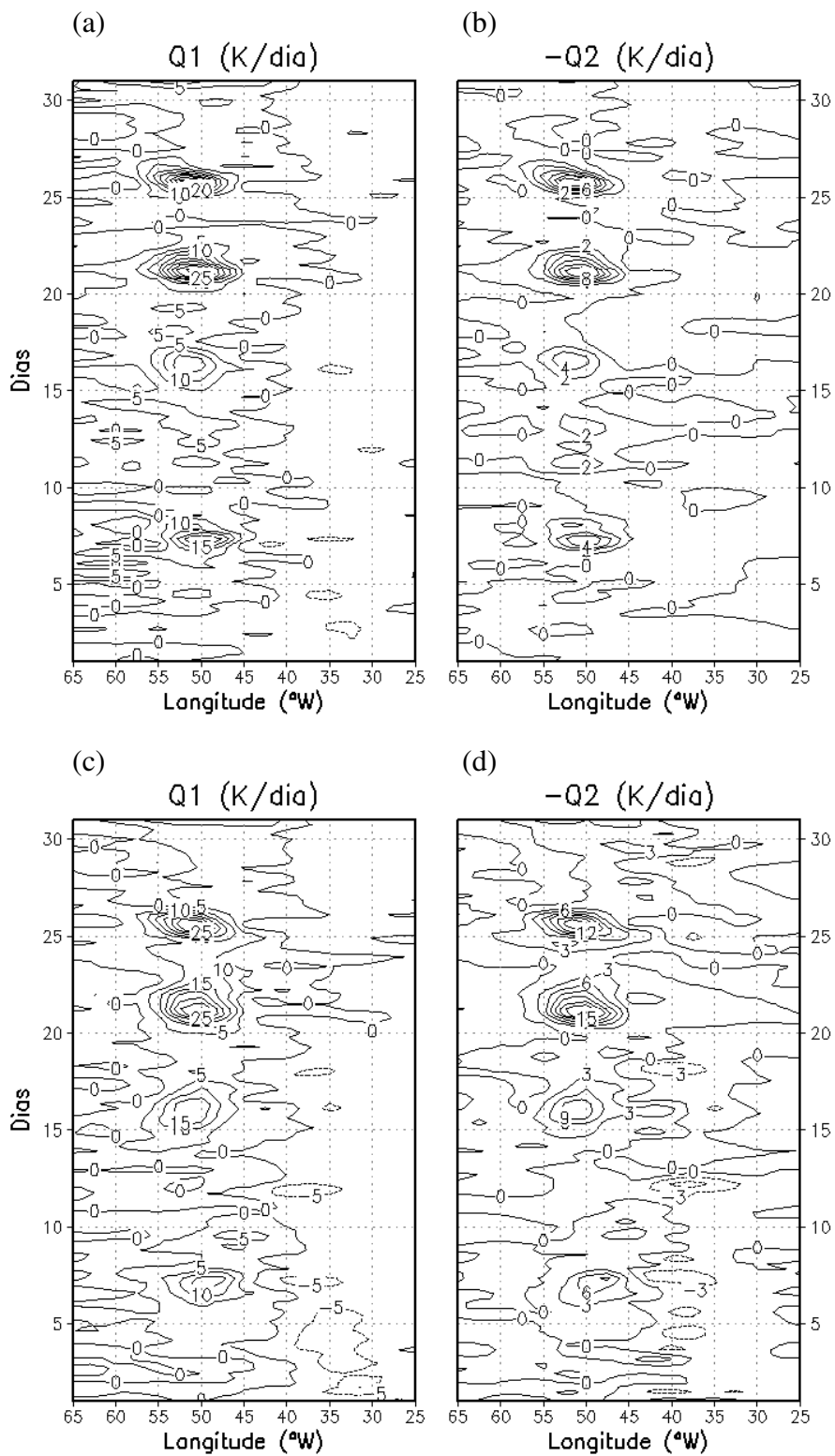


Fig. 22 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante janeiro de 1971: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

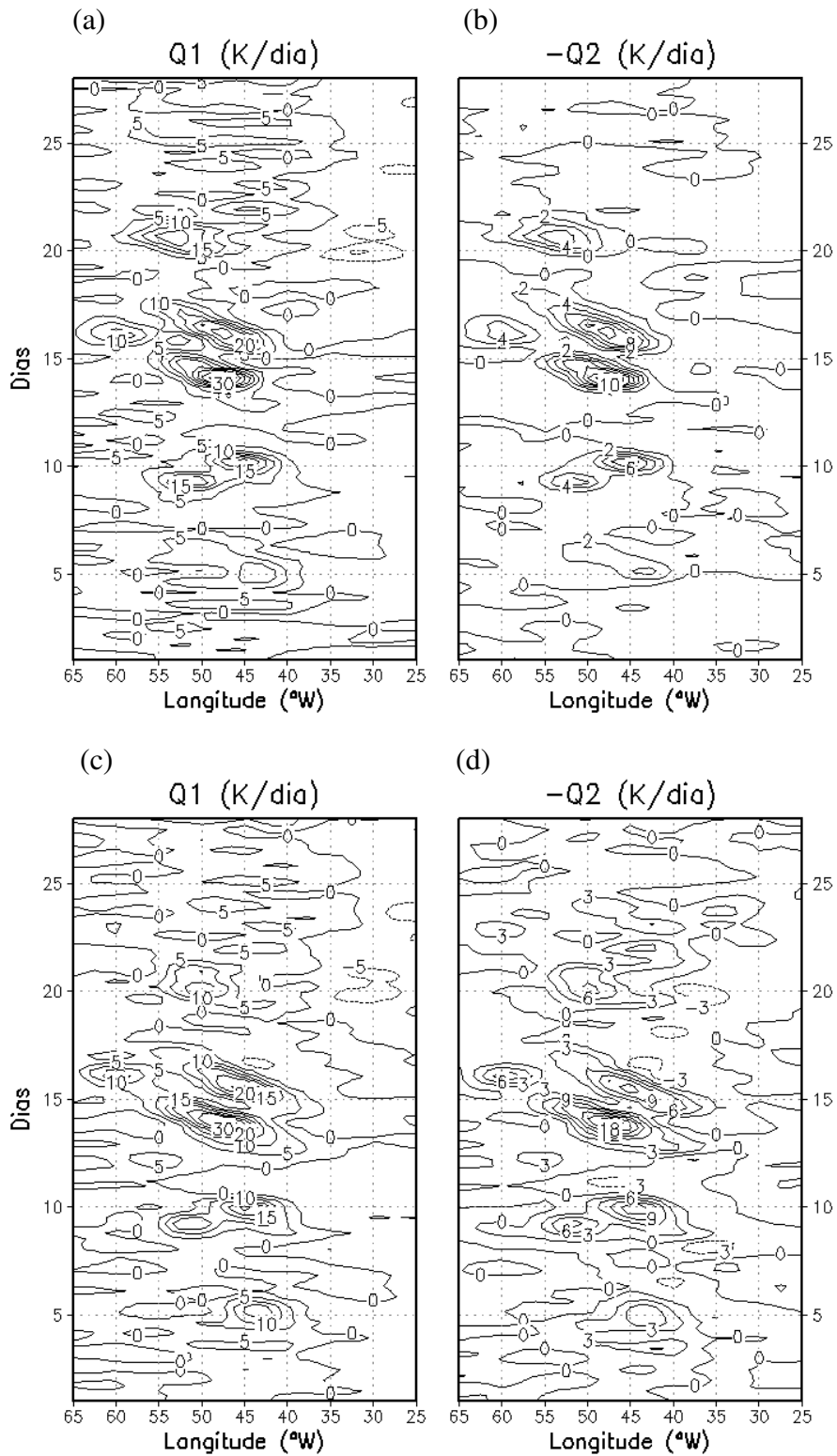


Fig. 23 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante fevereiro de 1971: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

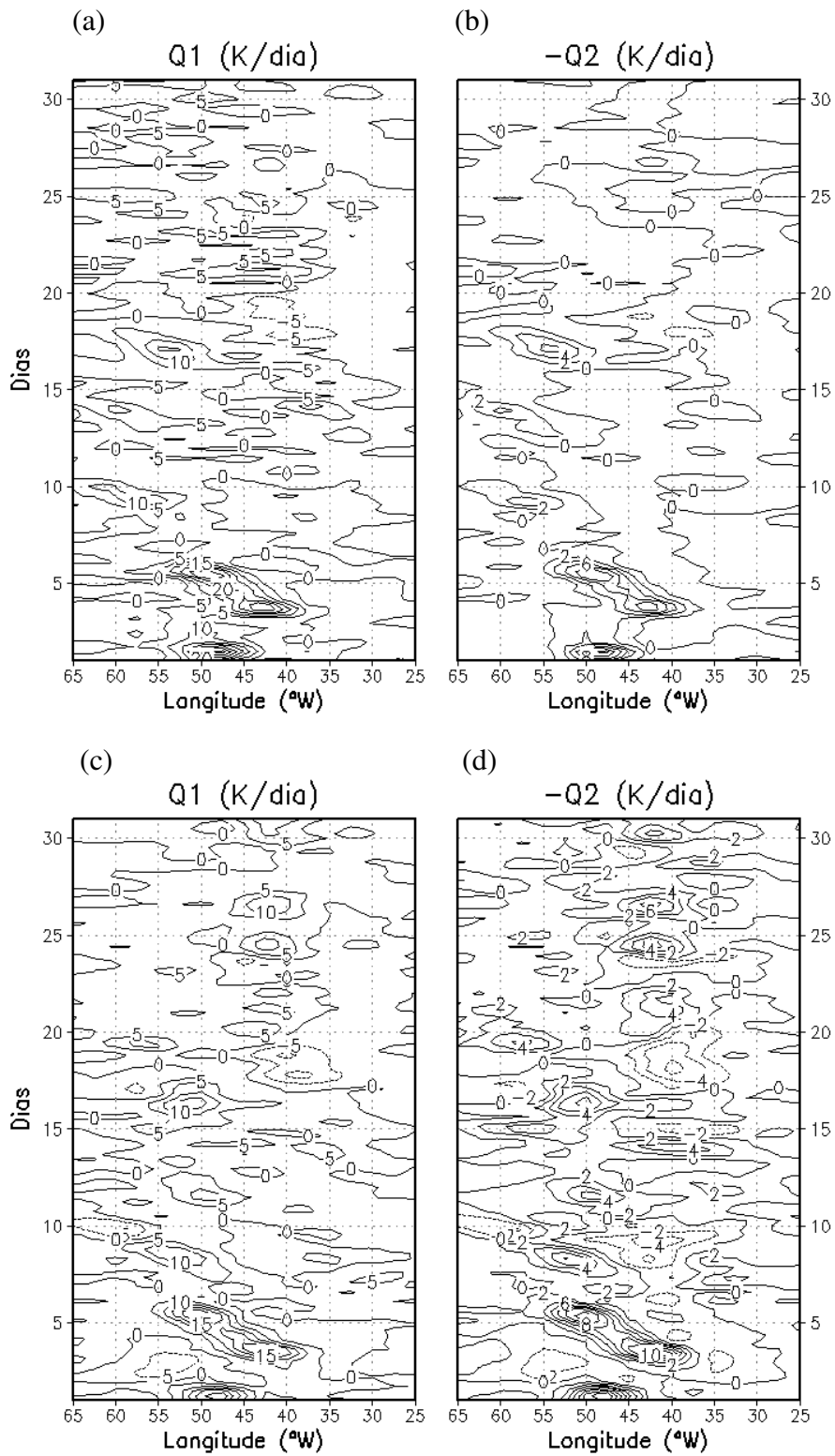


Fig. 24 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante março de 1971: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

4.2.4 Diagramas Hovmöller de Q_1 e de $-Q_2$ para a La Niña 1988/89

As Figuras 25-30 mostram que diferentemente do que aconteceu com Q_1 e $-Q_2$ na Amazônia nos casos de El Niño, anteriormente estudados, a quadra DJFM da La Niña 1988/89 (Figuras 27-30) apresentaram núcleos relevantes de Q_1 e $-Q_2$. No cômputo geral, na região da Amazônia a intensidade dos núcleos de Q_1 são relativamente superiores as do núcleo de $-Q_2$ para os seus respectivos níveis de referência.

Em dezembro de 1988 aconteceu um fato interessante sobre a Amazônia, neste mês ocorreu um núcleo de Q_1 de 40K/dia e de Q_2 de 4K/dia em 500 hPa entre os dias 15 e 20 e um núcleo de Q_1 de -20K/dia e de $-Q_2$ de -3K/dia em 700hPa neste mesmo intervalo de tempo, observe-se neste caso os sinais de Q_1 e $-Q_2$ invertidos para estes níveis.

Com relação ao comportamento de Q_1 e $-Q_2$ sobre o Nordeste para a La Niña de 1988/89, constata-se das Figuras 25-27 que no trimestre OND há núcleos bem definidos de Q_1 e $-Q_2$ com sinal positivo. Note-se, que, em média, esses núcleos são mais intensos para o episódio 1988/89 do que os observados no mesmo período para o evento 1971/72 (Figuras 19-21).

Notadamente, dezembro de 1988 apresentou núcleos de Q_1 e de $-Q_2$ bastante intensos para os níveis de referência sobre o Nordeste, atingindo 80K/dia para Q_1 e 14K/dia para $-Q_2$ em torno do dia 16 e de 40K/dia para Q_1 e 8Kdia para $-Q_2$ em torno do dia 25, em 500 hPa (Fig. 27). Em 700 hPa, de forma similar, observam-se dois núcleos de Q_1 de 60K/dia e dois correspondentes de $-Q_2$ de 15K/dia em torno desses dias.

A Figura 31 confirma, de forma complementar, a existência do citado núcleo de Q_1 no dia 16 de dezembro sobre o Nordeste, em torno da parte central do Maranhão. Para comparar esse máximo de Q_1 com a precipitação, as Figuras 32 e 33 mostram a precipitação estimada pelo modelo e a observada. É evidente dessas figuras, mais uma vez, a forte correlação de Q_1 em 500 hPa e a precipitação, contudo há uma enorme discrepância entre a precipitação observada e a prevista pelo modelo em todas as regiões em estudo para este mês. Não há explicações para este fato, visto que se comparando as precipitações observadas e as previstas pelo modelo para os outros períodos há uma significativa concordância entre o observado e o estimado.

Examinando-se as Figuras 25 a 30 observa-se que não há, sobre o Atlântico, fonte de calor e nem sumidouro de umidade notável para os níveis de referência em nenhum dos meses da La Niña de 1988/89. Realmente, as Figuras 25-30 mostram que Q_1 e $-Q_2$ são predominantemente negativos em outubro de 1988 e quase que exclusivamente nulos nos outros meses ao leste de 35°W .

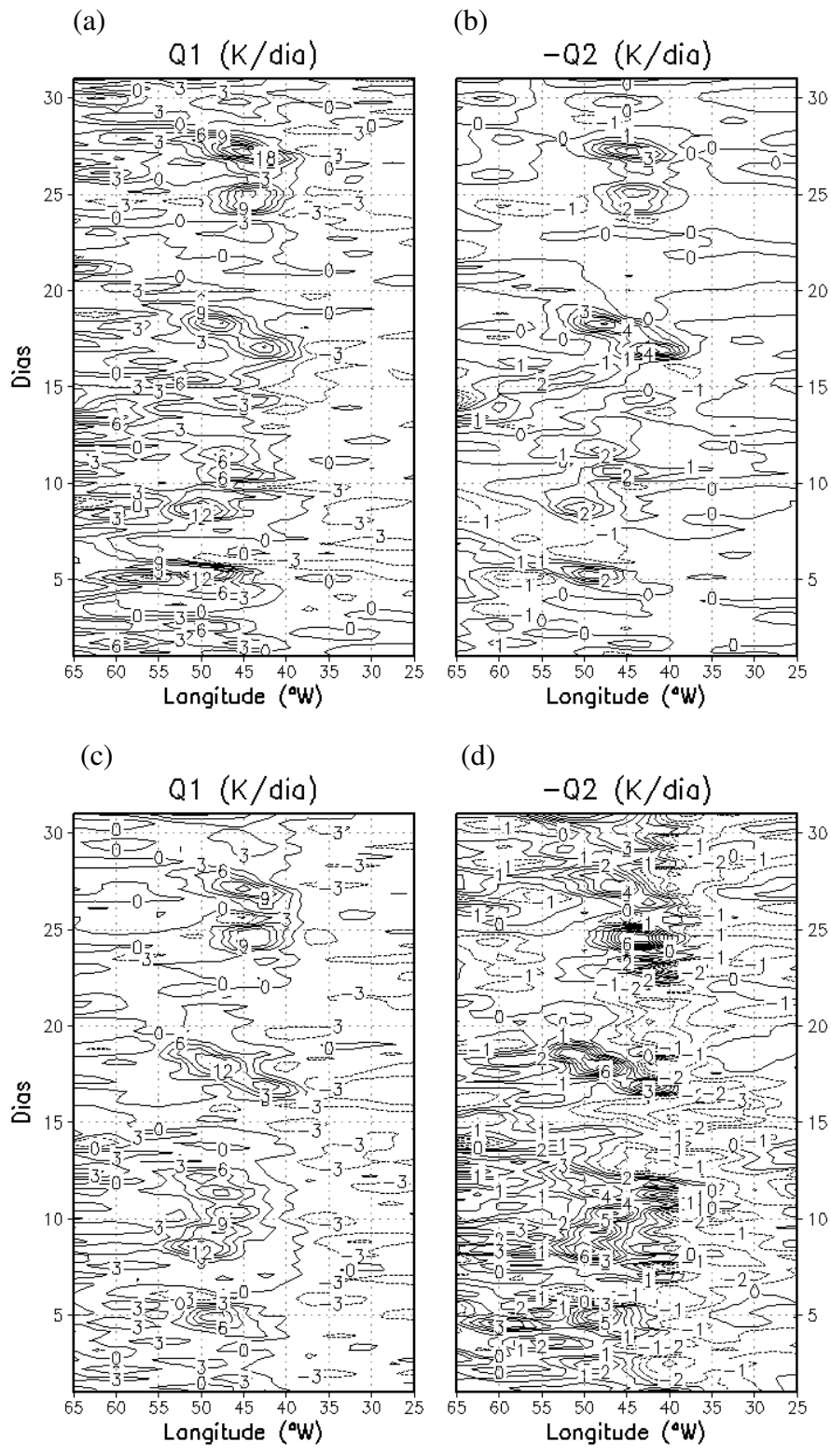


Fig. 25 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante outubro de 1988: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

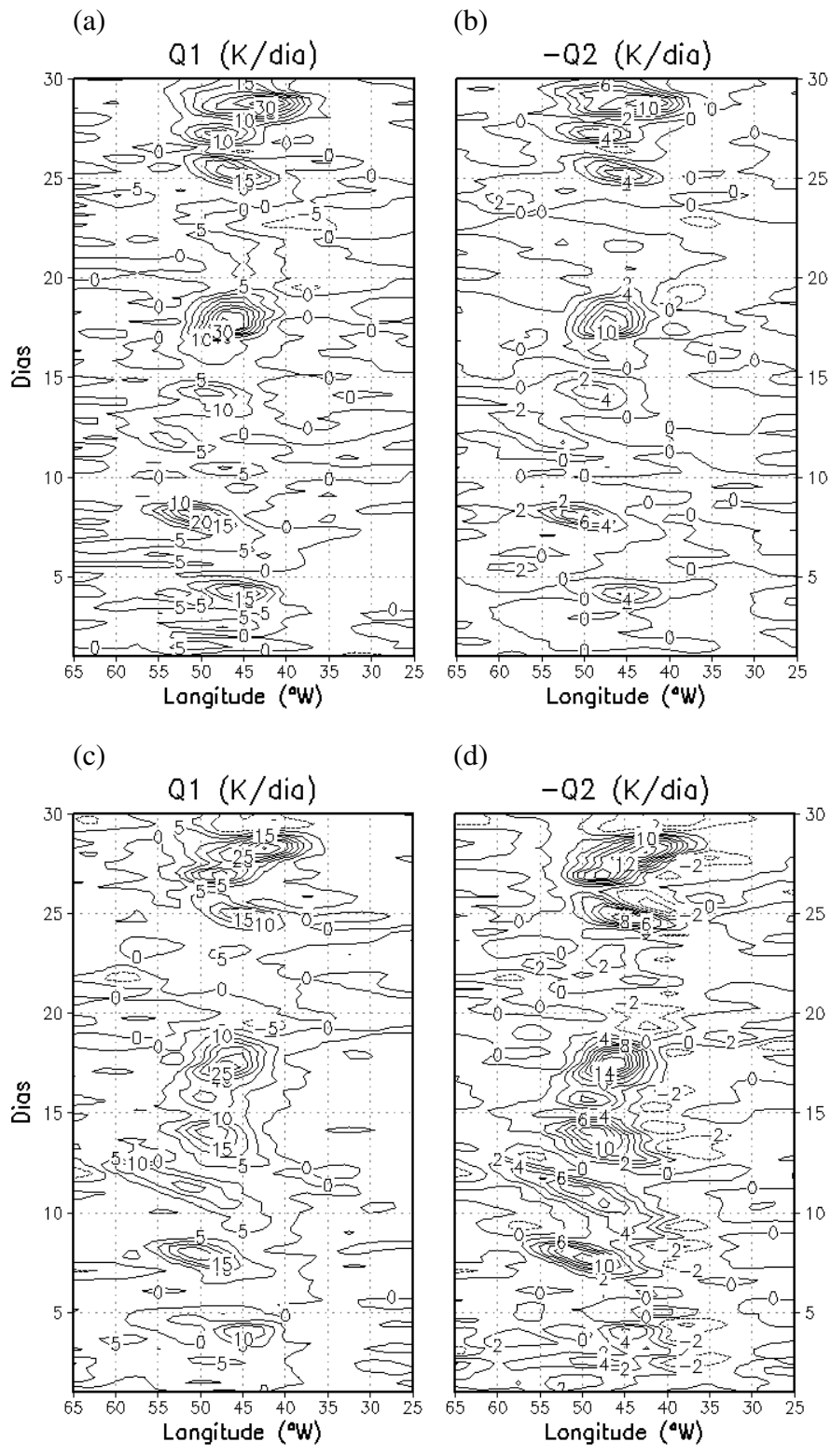


Fig. 26 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante novembro de 1988: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

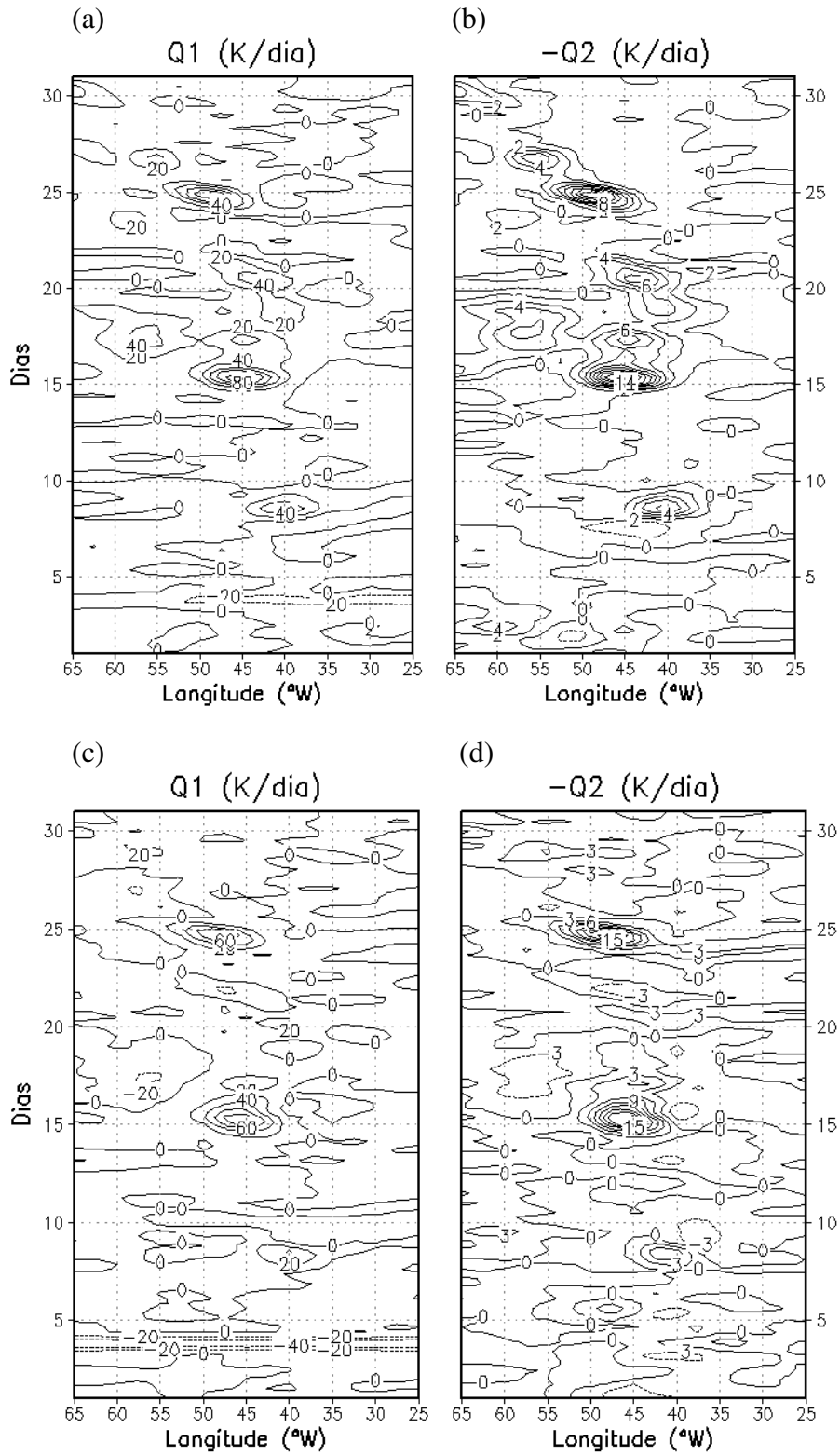


Fig. 27 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante dezembro de 1988: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

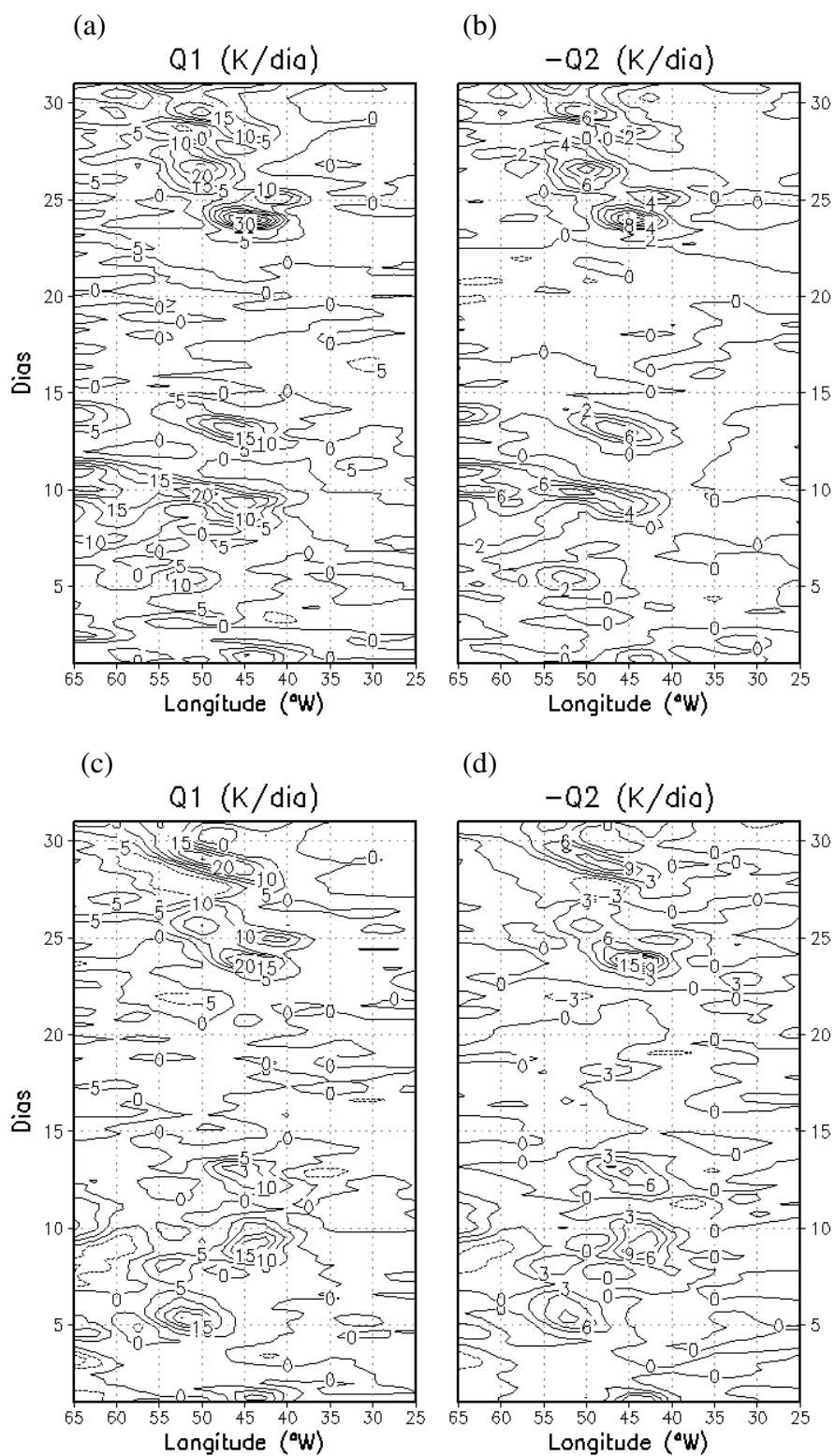


Fig. 28 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante janeiro de 1989: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

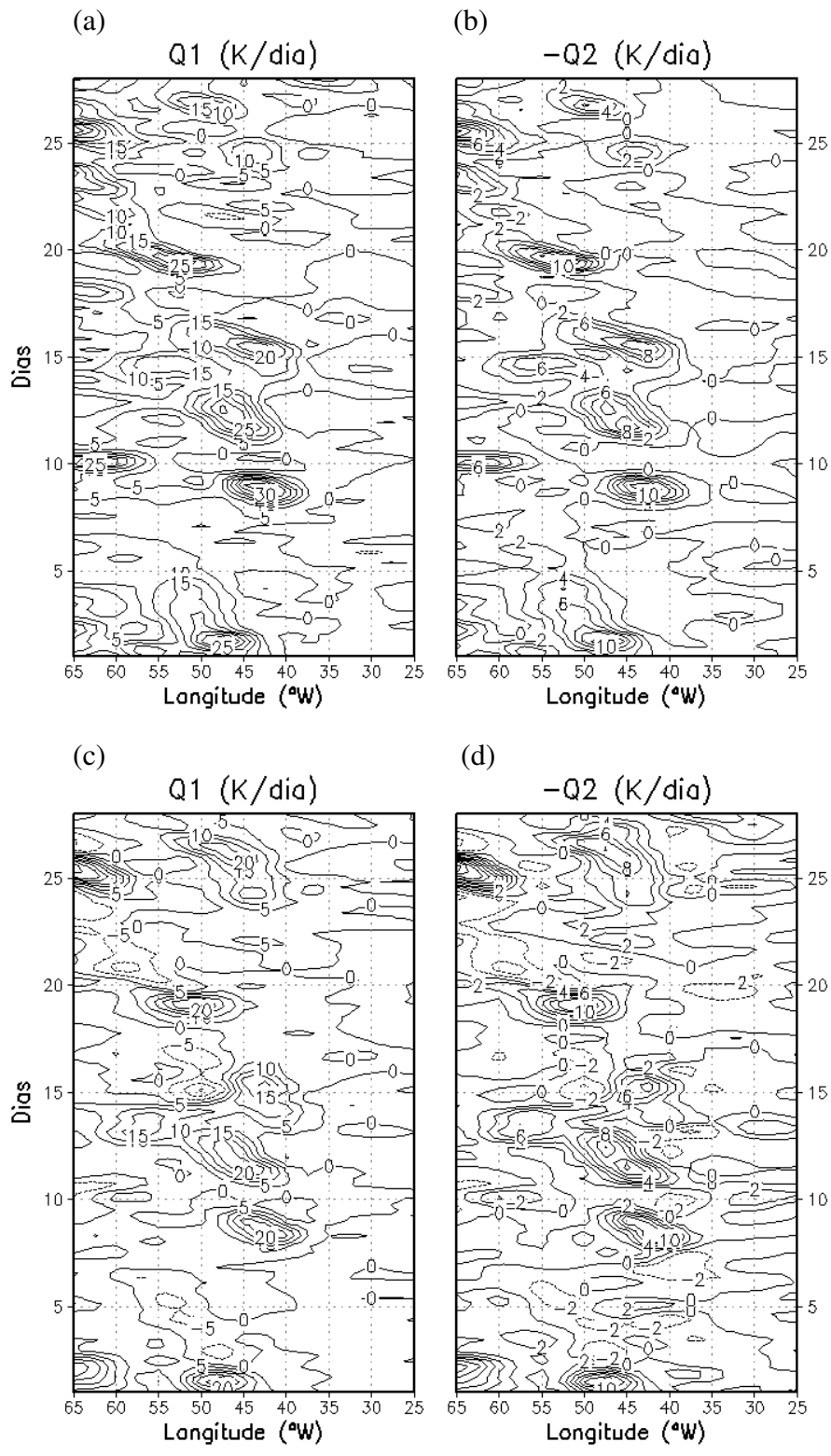


Fig. 29 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante fevereiro de 1989: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

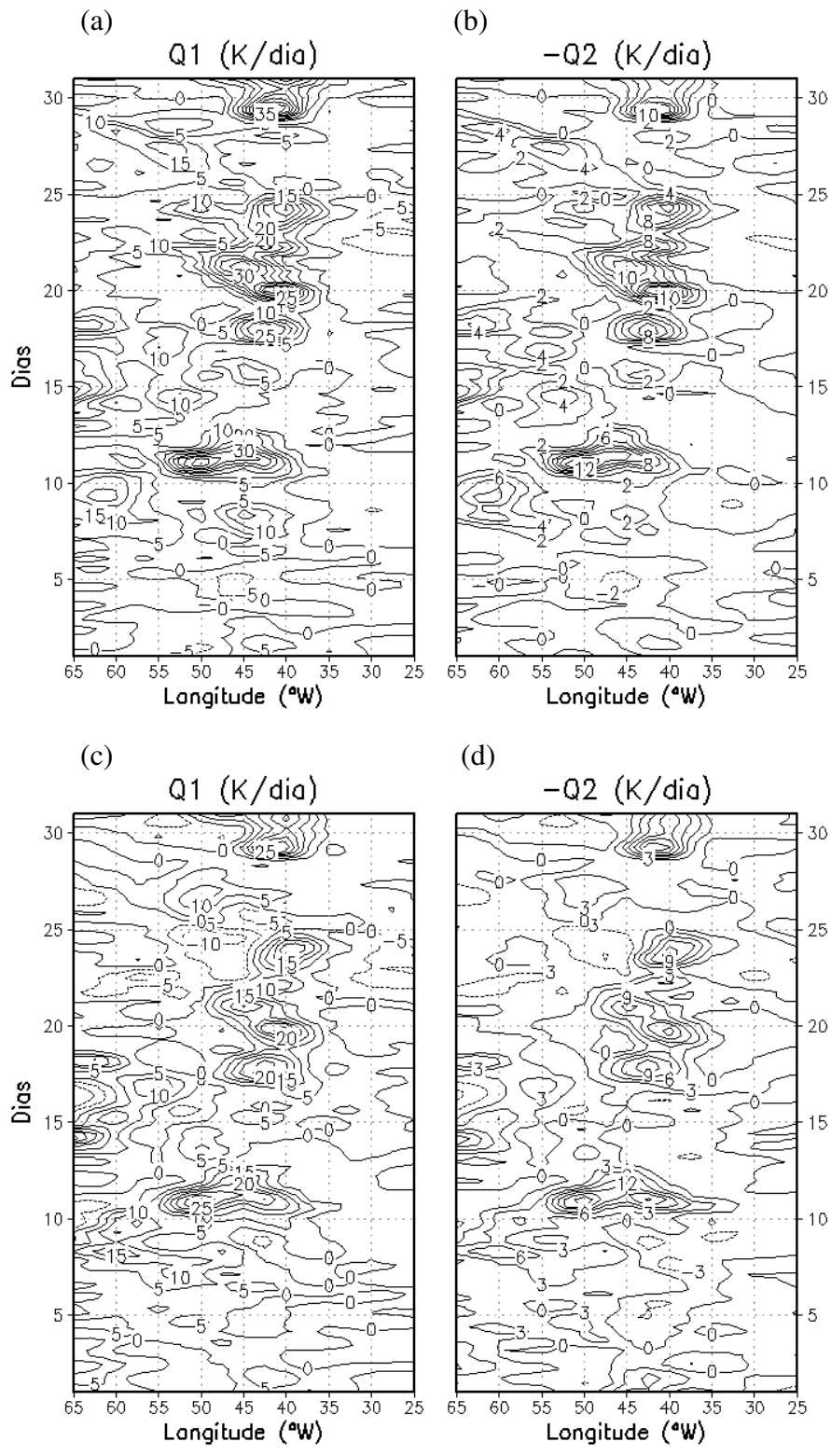


Fig. 30 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante março de 1989: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa.

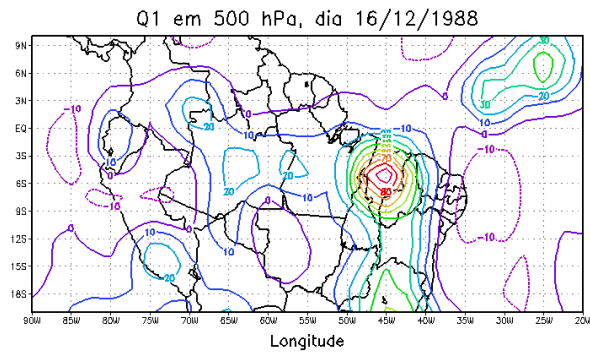


Fig. 31 – Q_1 em K/dia estimado em 500 hPa para 16 de dezembro de 1988

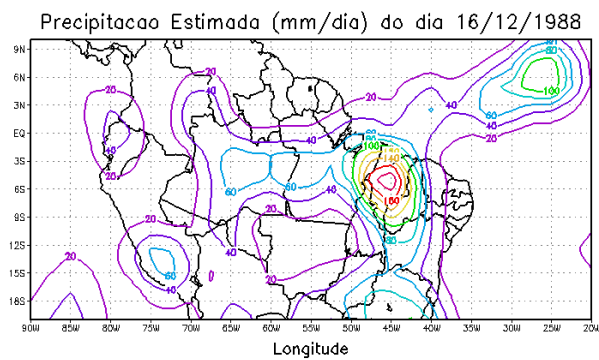


Fig. 32 – Precipitação estimada para o dia 16 de dezembro de 1988

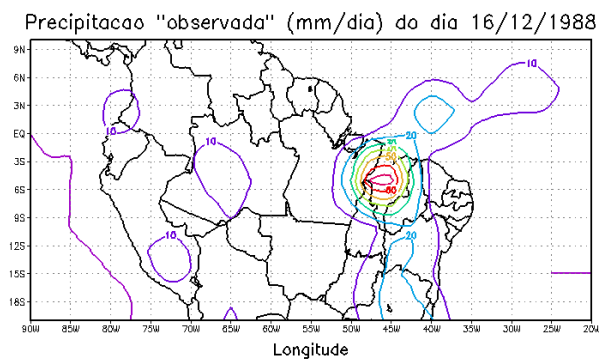


Fig. 33 – Precipitação observada para 16 de dezembro de 1988

4.2.5 Diagramas Hovmöller de Q_1 e de $-Q_2$ para o caso normal 1981/82

Antes de começar a análise nos eventos normais faz-se necessário entender que os casos normais de ONDJFM dos casos 1981/82 e 1996/97 são períodos que antecedem o início dos episódios dos El Niño 1982/8 e 1997/98, respectivamente. Tal escolha foi motivada pelo fato de buscar observar o comportamento da atmosfera antes desses eventos.

Analisando-se as Figuras 34 a 39 nota-se que tanto na região da Amazônia quanto na região do Atlântico não há núcleos definidos da fonte aparente de calor Q_1 nem do sumidouro aparente de umidade $-Q_2$, em ambos os níveis de referência.

Ao contrário do que ocorreu na região da Amazônia e sobre o Atlântico, essas Figuras mostram que no Nordeste houve incidência de núcleos de Q_1 e de $-Q_2$ isolados e não tão bem definidos em OND de 1981, mas que foram mais numerosos e mais intensos no trimestre JFM de 1982, com destaque para os meses de fevereiro e março, que apresentaram núcleos de Q_1 e de $-Q_2$ tão intensos quanto 40K/dia e 25K/dia para Q_1 e 14K/dia e 15K/dia para $-Q_2$ ligados aos níveis de 500 hPa e 700 hPa, respectivamente, em fevereiro, e de 40K/dia e 30K/dia para Q_1 e 18K/dia e 15K/dia para $-Q_2$ em março.

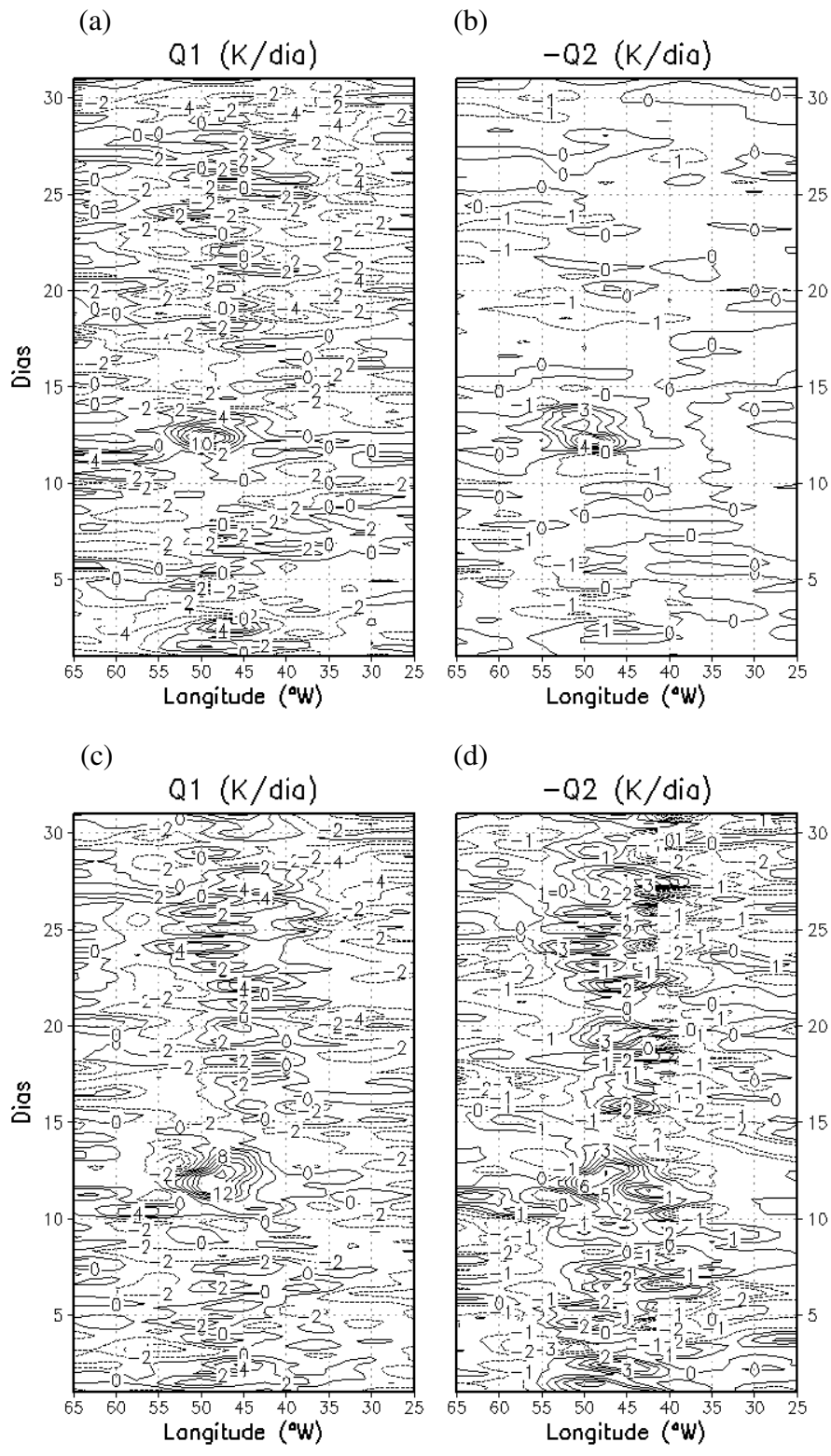


Fig. 34 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante outubro de 1981: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

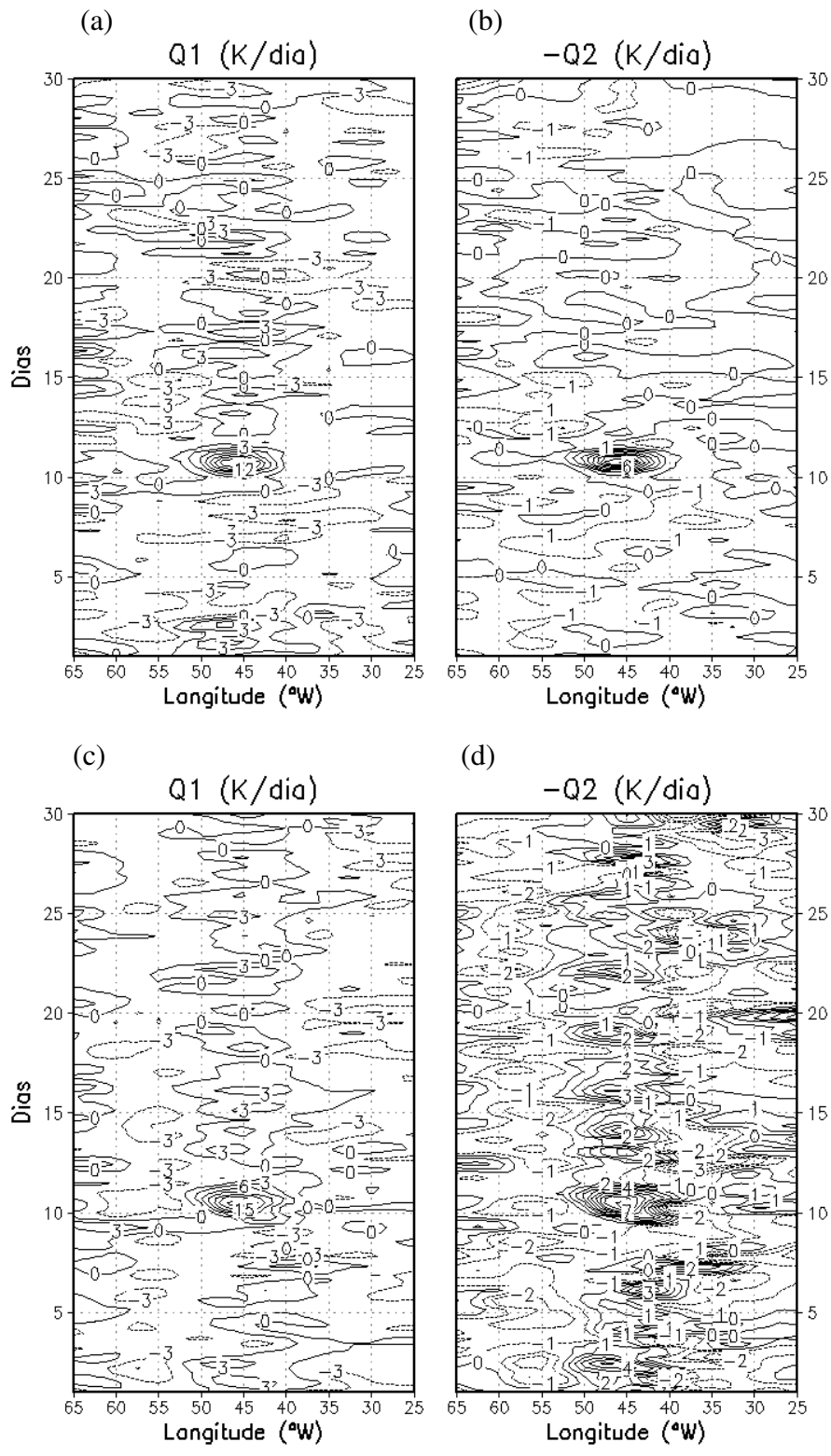


Fig. 35 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante novembro de 1981: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

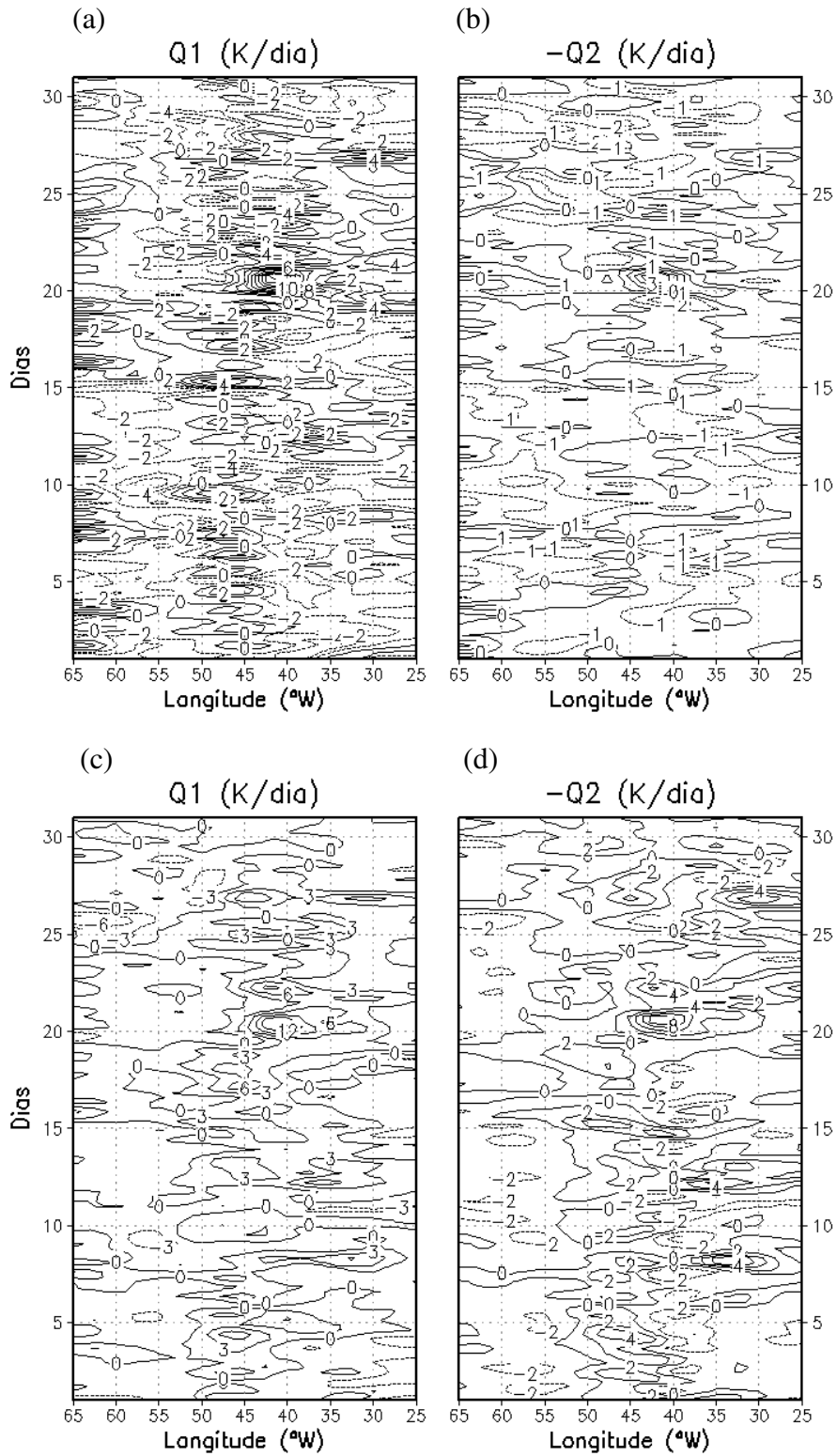


Fig. 36 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante dezembro de 1981: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

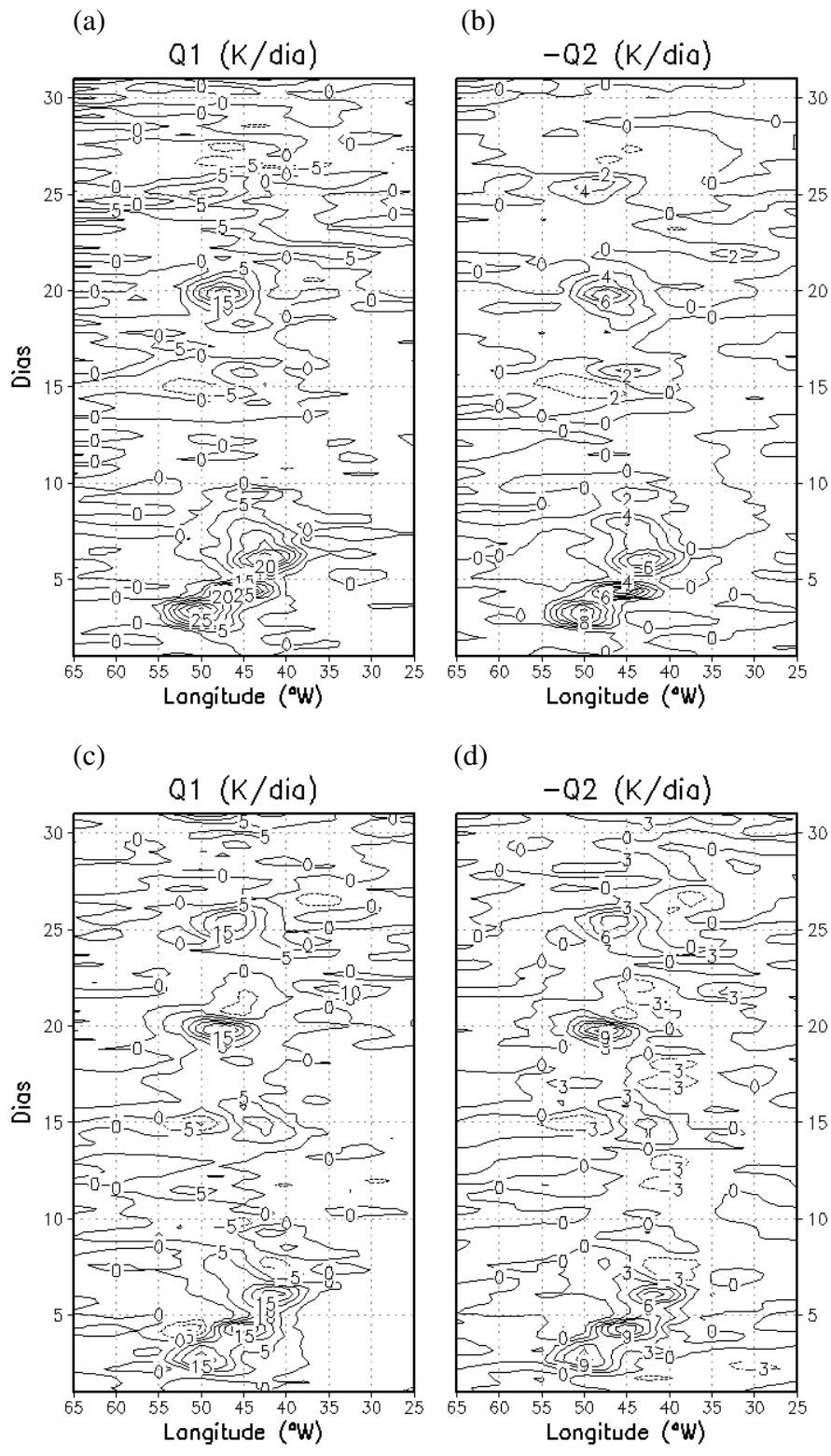


Fig. 37 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante janeiro de 1982: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

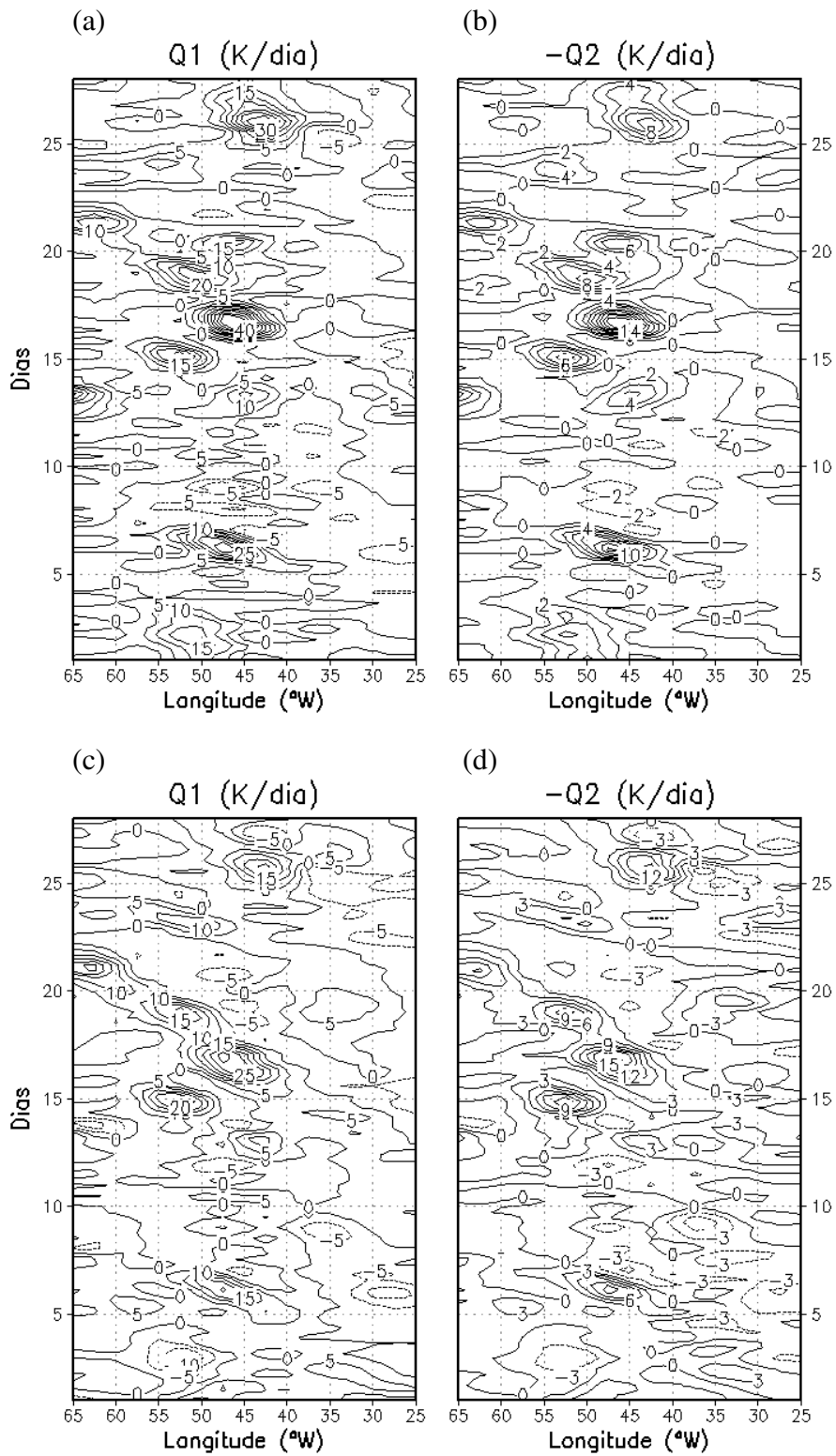


Fig. 38 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante fevereiro de 1982: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

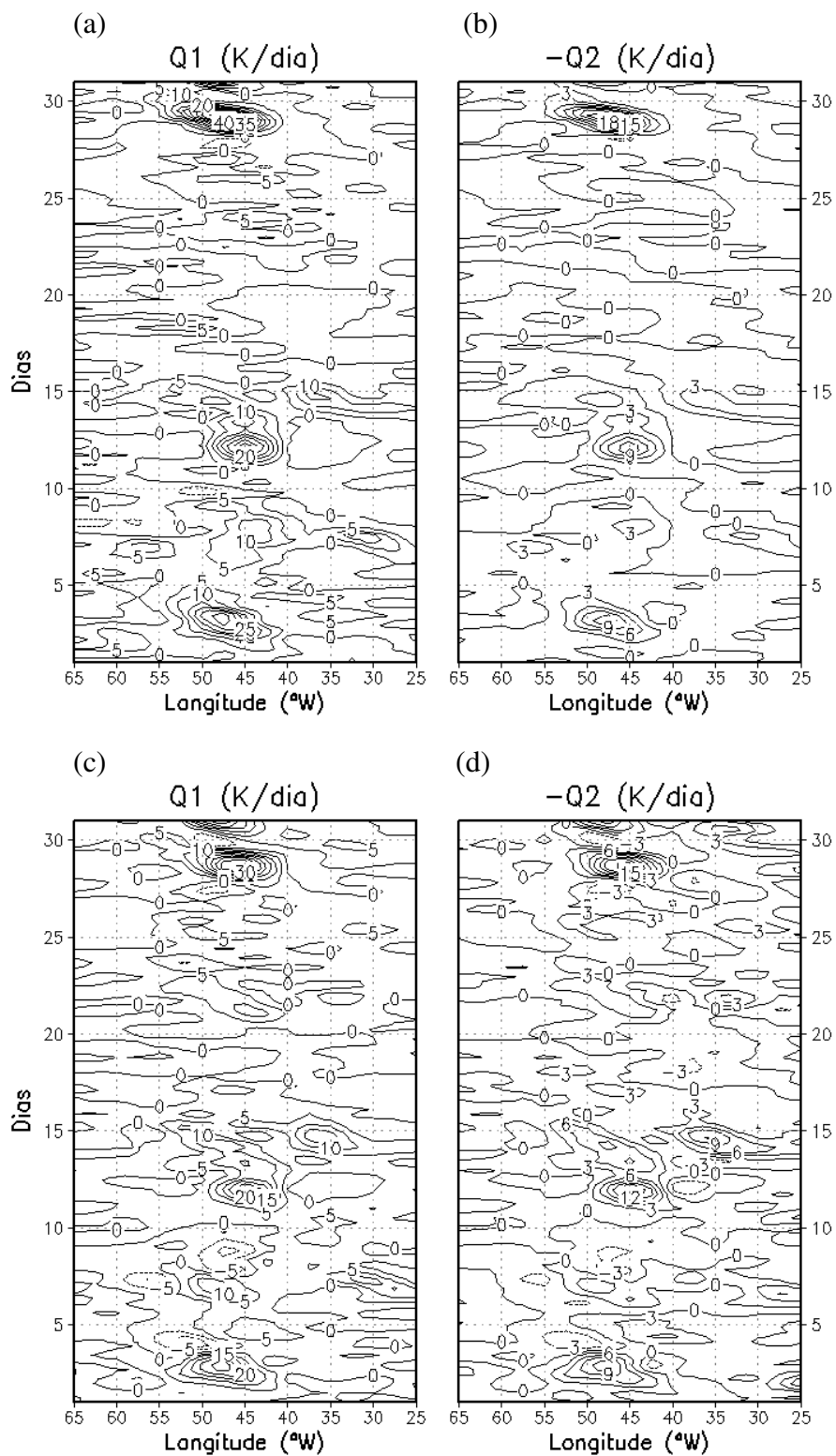


Fig. 39 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante março de 1982: (a) Q_1 em 500 hPa; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

4.2.6 Diagramas Hovmöller de Q_1 e de $-Q_2$ para o caso normal 1996/97

As figuras 40-45 mostram que, a exemplo do que aconteceu para o caso normal de 1981/82, tanto na região da Amazônia quanto na região do Atlântico não há núcleos definidos de Q_1 nem de $-Q_2$ em ambos os níveis de referência para nenhum dos meses. Esse resultado é condizente com o que ocorreu nos meses em estudo relacionados aos eventos dos El Niño 1982/83 e 1997/98.

No que tange a Q_1 e $-Q_2$ sobre o Nordeste, há núcleos da fonte de calor e do sumidouro de umidade bem definidos em todo o período observado, com destaque para o trimestre JFM, quando, em particular março, apresentou vários núcleos de Q_1 superiores a 20K/dia e de $-Q_2$ superiores a 15K/dia em ambos os níveis de referência. Em fevereiro de 1997 observa-se que a máxima intensidade de Q_1 em 500 hPa está concentrada exclusivamente no início do mês (Figura 43). Em especial no dia 06 de fevereiro há um significativo núcleo de Q_1 em 500 hPa, com intensidade de aproximadamente 30K/dia.

No sentido de enfatizar mais concisamente o referido núcleo no que concerne a sua localização espacial e sua correlação com a chuva, como foi visto anteriormente para o caso de março de 1998 e para dezembro de 1988, acrescenta-se a essa análise as figuras 46, 47 e 48, que mostram que a projeção do local exato de ocorrência de tal máximo de Q_1 em 500 hPa sobre a superfície ocorre nas fronteiras do Maranhão e Pará e a sua respectiva correlação com a precipitação é bastante ampla tanto em valores numéricos quanto em termos espaciais.

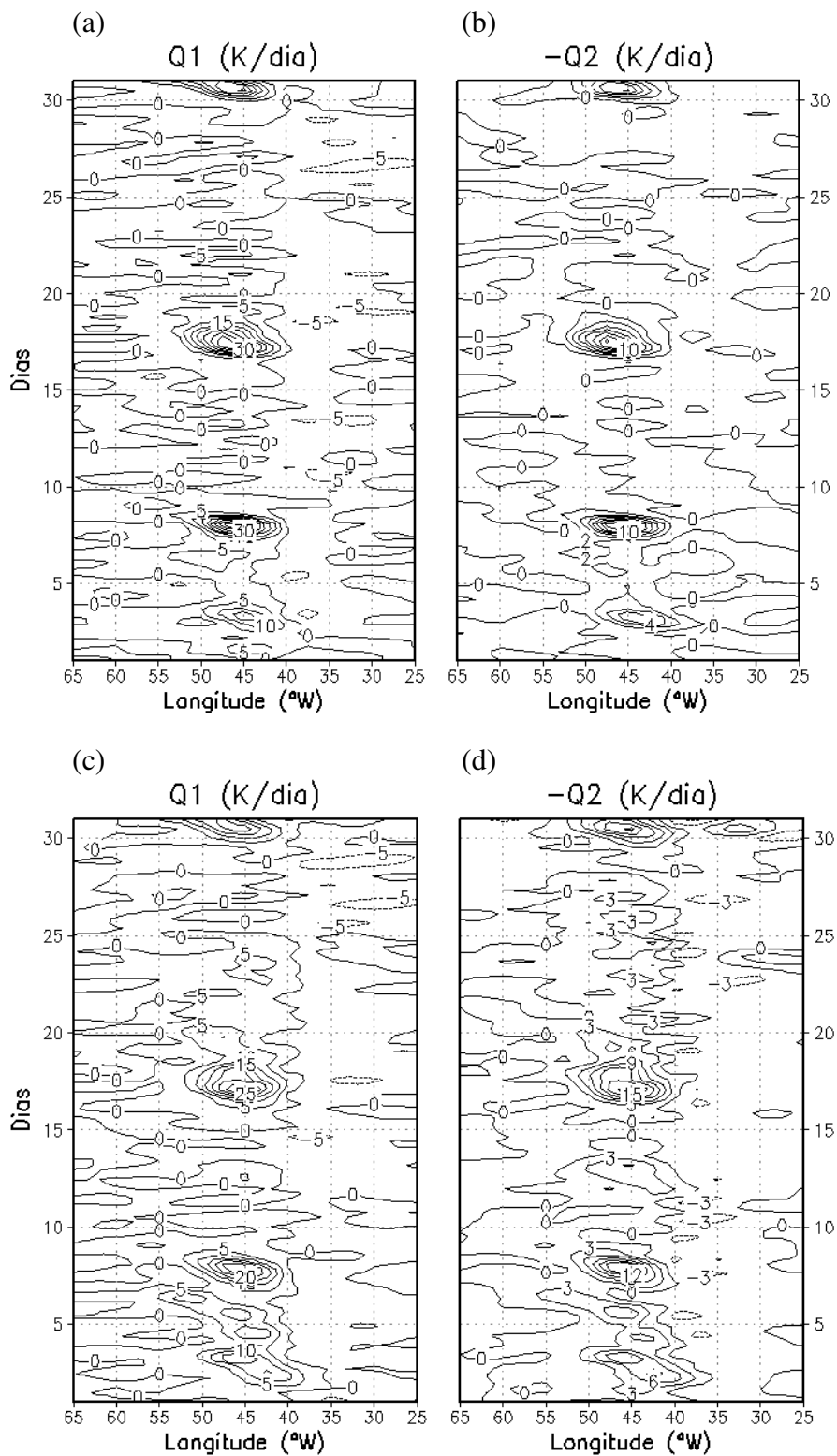


Fig. 40 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante outubro de 1996: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

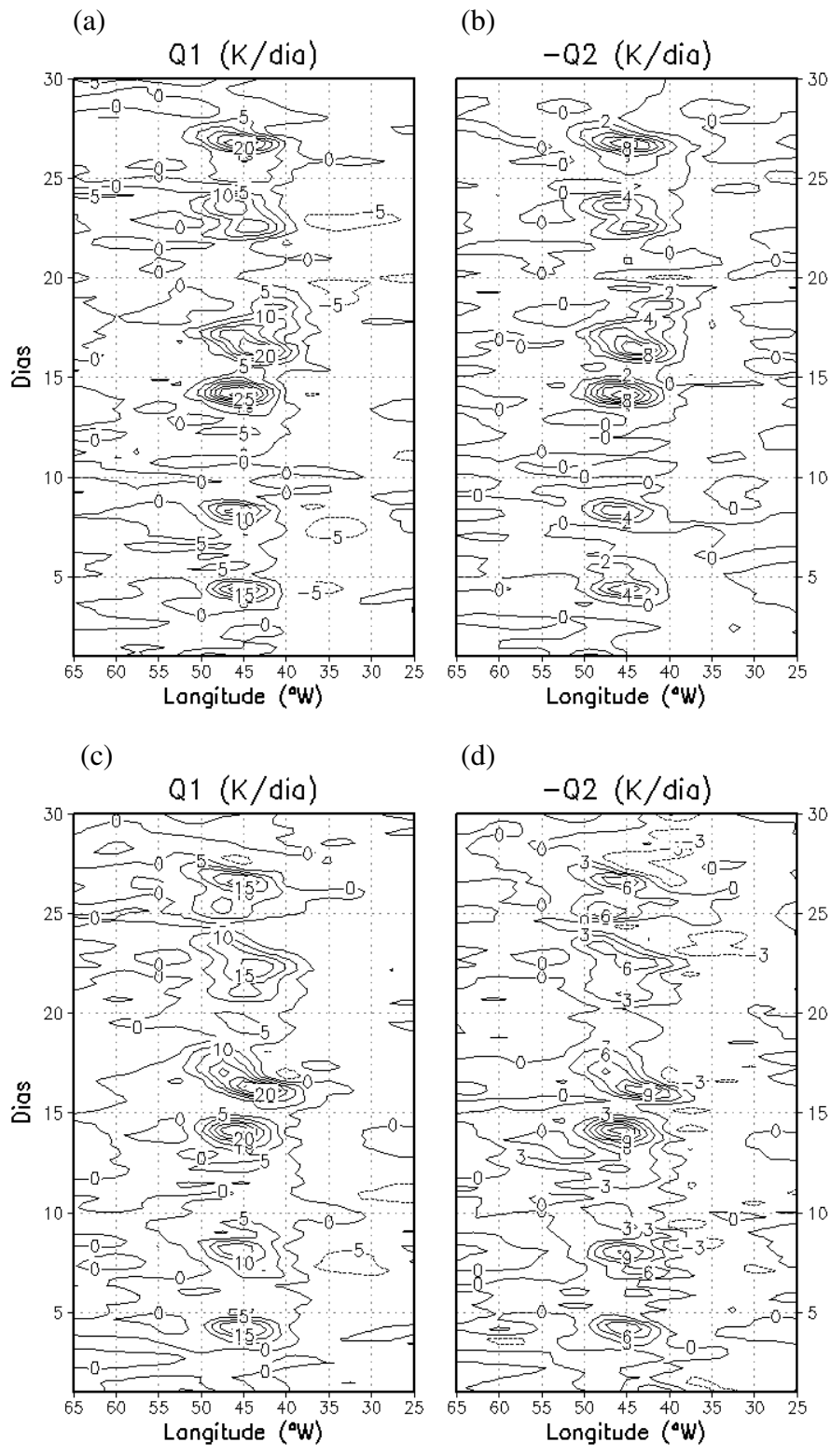


Fig. 41 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante novembro de 1996: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

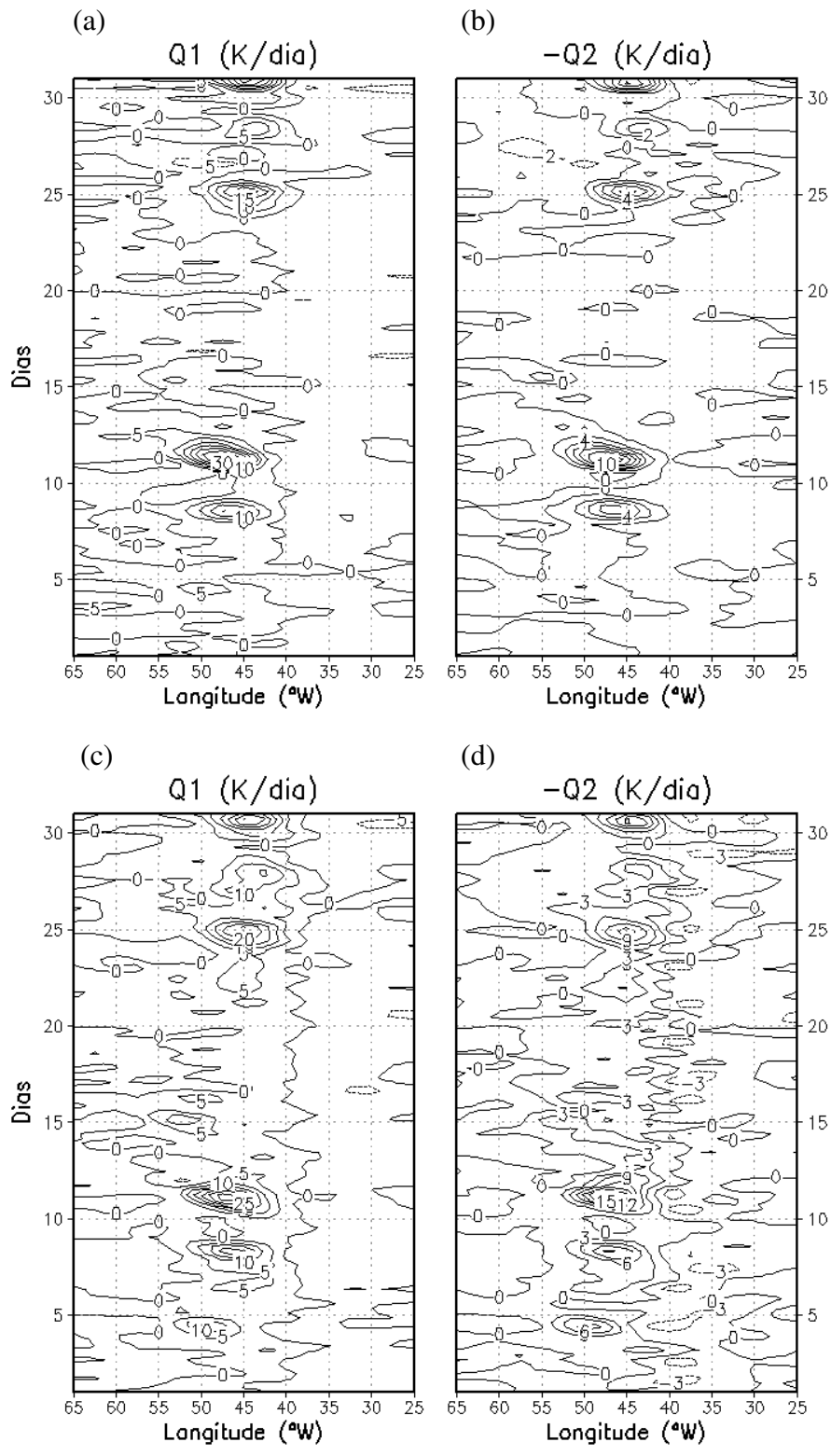


Fig. 42 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante dezembro de 1996: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

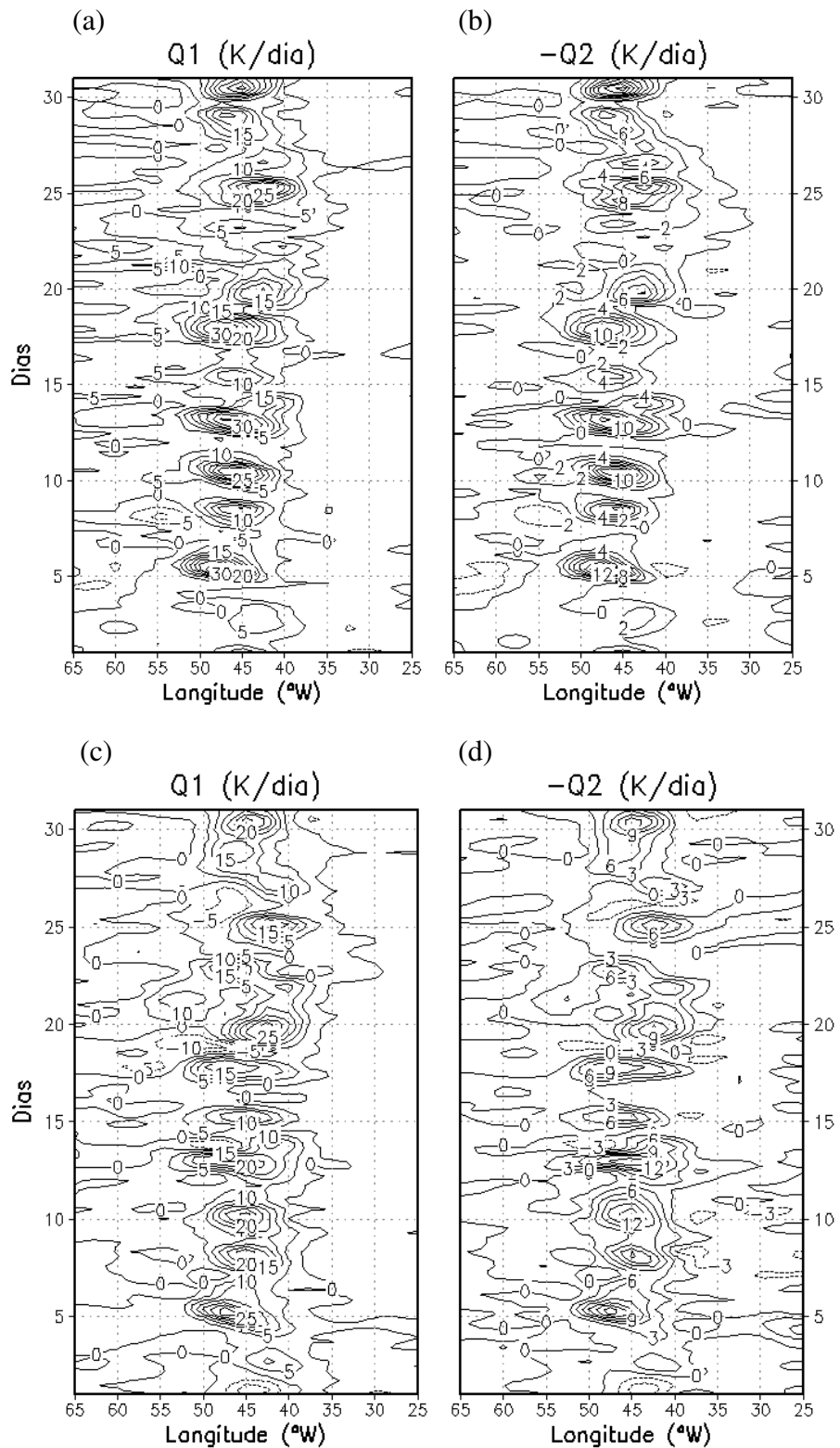


Fig. 43– Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante janeiro de 1997: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

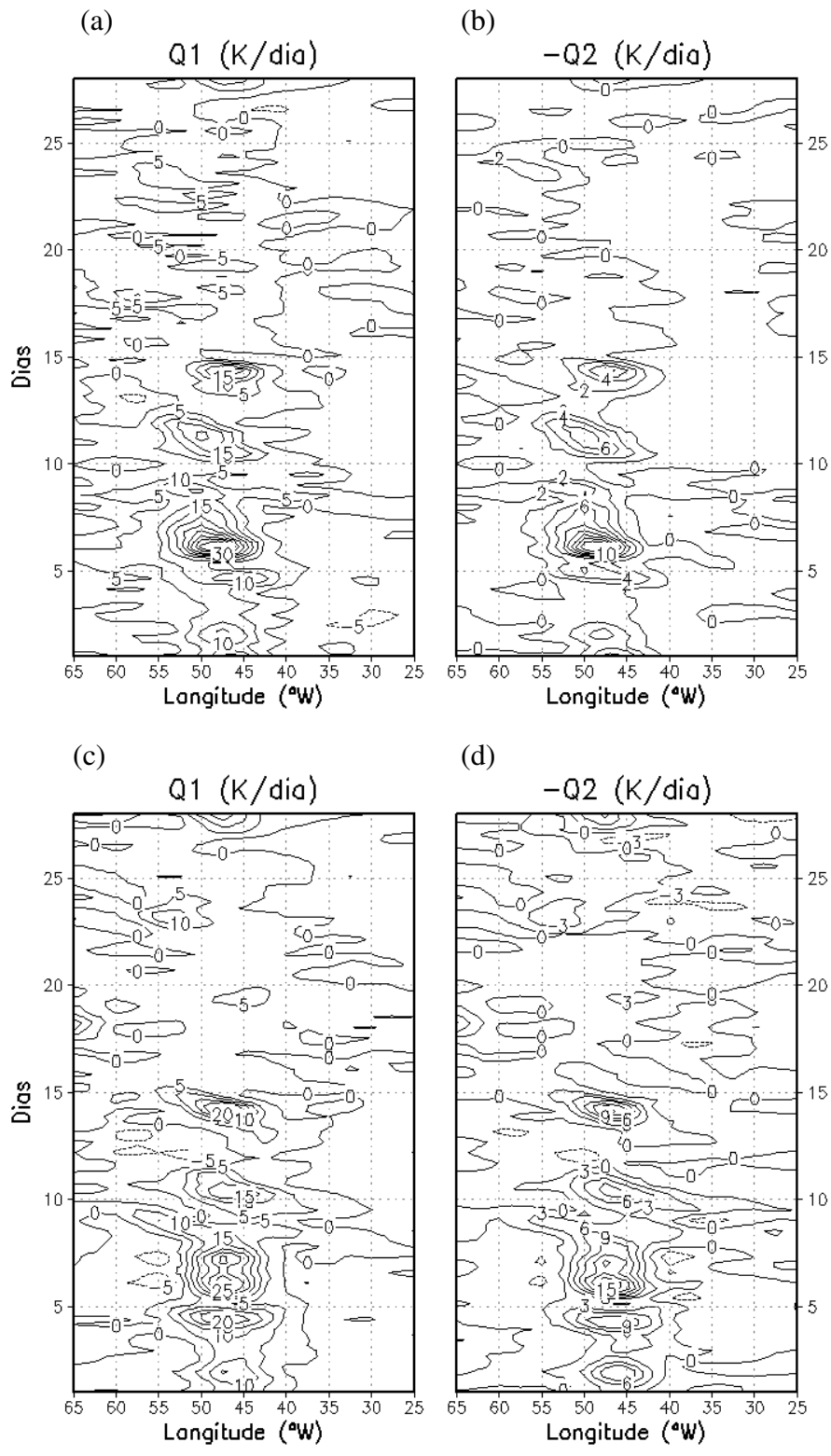


Fig. 44 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante fevereiro de 1997: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

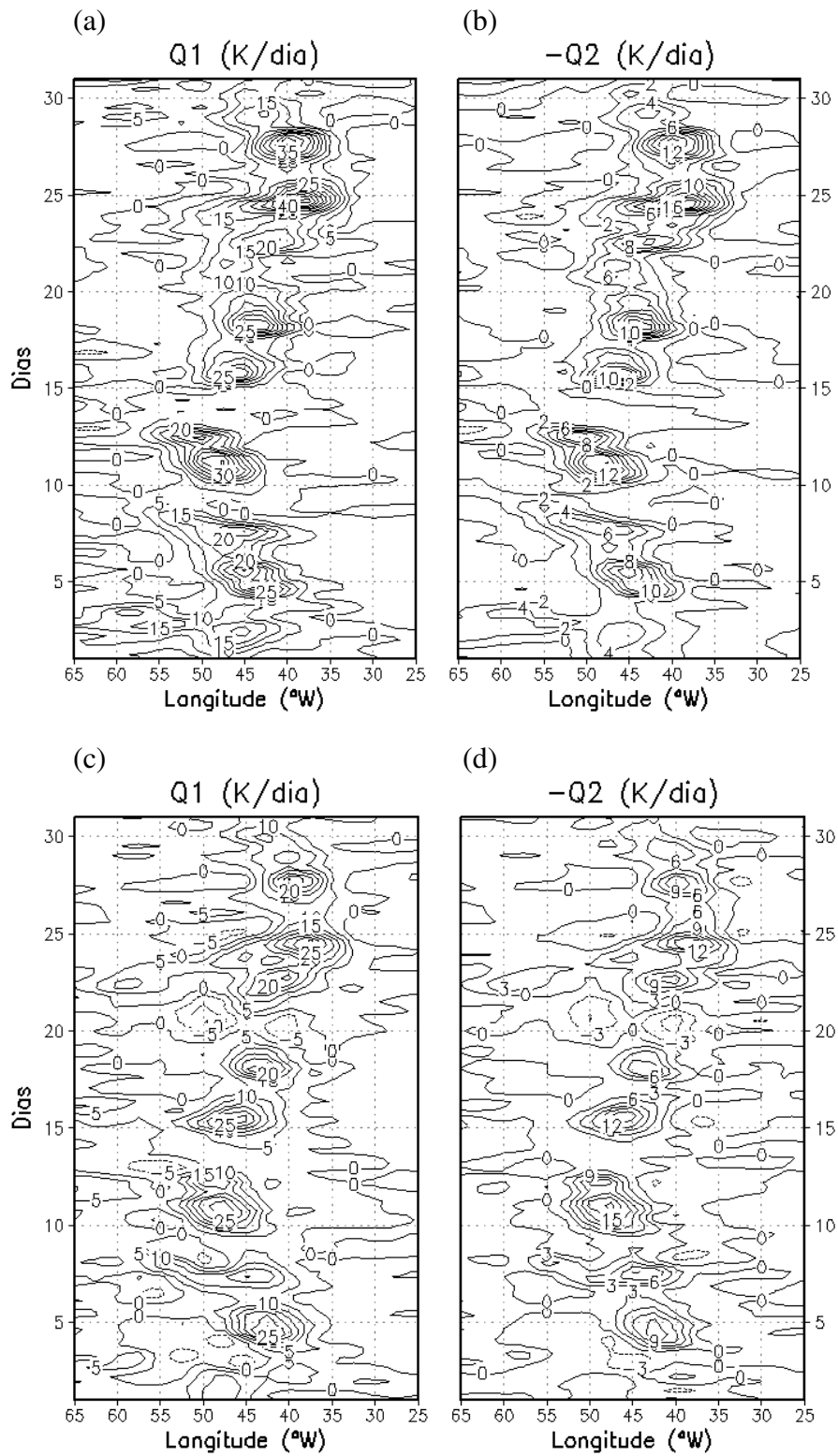


Fig. 45 – Evolução temporal de Q_1 e $-Q_2$ durante março de 1997: (a) Q_1 em 500; (b) $-Q_2$ em 500 hPa; (c) Q_1 em 700 hPa e (d) $-Q_2$ em 700 hPa

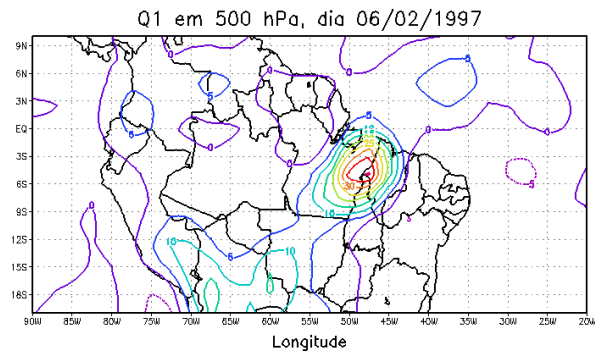


Fig. 46 – Q_1 em K/dia estimado em 500hPa para 16 de fevereiro de 1988

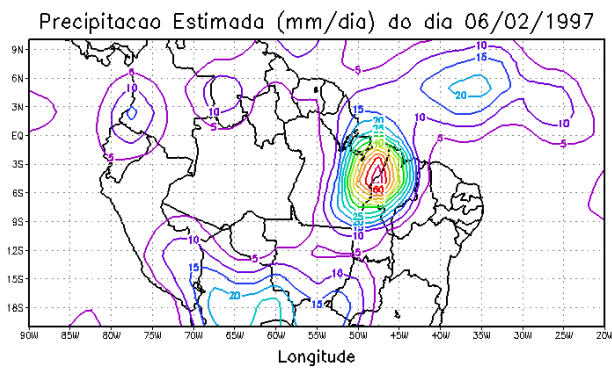


Fig. 47 – Precipitação estimada para 06 de fevereiro de 1997

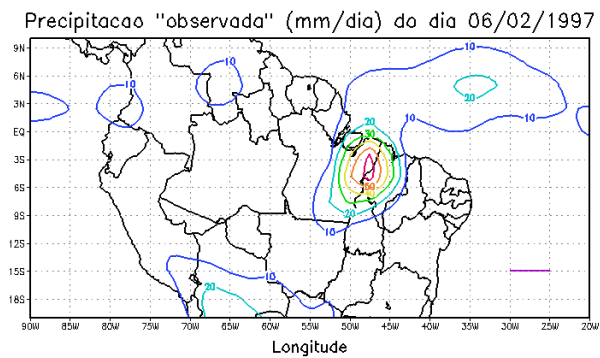


Fig. 48 – Precipitação observada para 06 de fevereiro de 1997

Comparando-se os resultados obtidos nos casos de El Niño e La Niña com os resultados obtidos nos casos normais, nota-se que naqueles episódios a fonte de calor e o sumidouro de umidade são mais intensos que em casos normais e ainda que nos eventos de La Niña a fonte de calor e o sumidouro de umidade sobre a Amazônia são mais intensos.

Um outro ponto a ser destacado é que os anos considerados como normais neste estudo representam um semestre antes do início dos eventos de El Niño de 1982/83 e 1997/98, fato este evidencia como a atmosfera requer um tempo de resposta para estímulos dinâmicos e termodinâmicos de escala apreciável. As fontes de calor aparente Q_1 e o sumidouro de umidade $-Q_2$ nos anos normais deveriam ter-se assemelhado mais em termos de estrutura física e numérica aos resultados obtidos em anos de El Niño.

No entanto, os resultados obtidos neste trabalho não traduziram de forma relevante essa expectativa. Portanto, é bastante plausível que, em trabalhos futuros, haja um estudo relacionado a um semestre antes dos casos de La Niña aqui estudados e comparar a estrutura de Q_1 e $-Q_2$ obtida com a destes casos normais.

CAPÍTULO 5

5.1 Conclusões

Neste trabalho estudou-se o nível de maior ocorrência e a intensidade da fonte aparente de calor Q_1 e o sumidouro de umidade aparente $-Q_2$ sobre a região da Amazônia e o nordeste do Brasil e em anos de El Niño, La Niña e em anos normais. As principais conclusões foram:

Nos anos de El Niño enfocados neste trabalho (1982/83 e 1997/98), não existe um nível atmosférico que possa ser tomado como padrão para a ocorrência dos máximos de Q_1 e de $-Q_2$. Isso deve ser resultado da situação de desorganização que o El Niño impõe à atmosfera.

Nos anos de La Niña (1970/71 e 1988/89), na Amazônia o máximo de Q_1 situa-se em 300 hPa no trimestre OND e em 500 hPa no trimestre JFM. Sobre o Nordeste, pode-se concluir apenas que há uma tendência do máximo de Q_1 ocorrer em baixos níveis durante OND, como conseqüência da atividade dos cúmulos rasos e em um nível mais elevado no trimestre JFM.

Nos anos normais (1981/82 e 1996/97). Os resultados são mais parecidos com os de La Niña do que com os de El Niño.

Na região da Amazônia, em média, os máximos de Q_1 e de $-Q_2$ encontram-se em um nível mais elevado que no Nordeste e, em ambas as regiões, evidencia-se em todos os

períodos analisados, parecer haver um acoplamento significativo entre Q_1 e $-Q_2$, dada a natureza convectiva das chuvas nessas regiões.

Nos eventos de La Niña sobre a Amazônia e na pré-estação em todos os casos sobre o nordeste Q_2 está acima de Q_1 , o que foge ao padrão convectivo típico (Yanai et al., 1973) e é característico de um período de pouca convecção precipitante.

Quanto à intensidade, a região tropical do Brasil admite valores de Q_1 tão grandes quanto 50K/dia, do ponto de vista de um conjunto de dados com resolução horizontal de 2,5 graus. Portanto, para simulações climáticas confiáveis, os modelos atmosféricos devem ser capazes de representar essas características.

5.2 Sugestões

Alguns questionamentos ficaram deste trabalho que são deixados como sugestões para trabalhos futuros.

As análises concentraram-se em apenas dois anos de cada episódio. Sugere-se que este estudo seja ampliado para um número maior de eventos, de modo que se possam produzir resultados estatisticamente significativos. Além disso, deve ser interessante entender o que acontece nos outros meses do ano e a análise deve ser estendida para o ano todo.

Sugere-se também que sejam realizadas simulações numéricas, tanto com modelos globais quanto com modelos regionais para a investigação do quanto à intensidade e os níveis de máximo aquecimento correspondem aos observados. Tal estudo pode fornecer elementos para a melhoria da modelagem, principalmente nos trópicos.

Referências Bibliográficas

- Arakawa, A. And Schubert, W. H., 1974. Interacton of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I . J. Atmos. Sci., 31, 674-701.
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of hurricane depression. J. Atmos. Sci., 21, 68-75.
- Chen, L. X., Smidt, F., and Li, W., 2003: Characteristics of the atmospheric heat source and cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. J. Atmos. Sci., 30, 611-627.
- Clarke, R. H., Dyer, A. J., Brook, R. R., Reid, D. G., Troup, A. J. 1971 *The Wangara experiment: Boundary layer data*. Tech. Paper 19, Div. Meteorol. Phys., CSIRO, Melbourne, Australia.
- Changnon, A. S.,2000: EL NIÑO 1997-1998: The Climate Event of the Century, Oxford University Press, Oxford, 203pp.
- Dias, S. L. P., Schubert, H. W., and DeMaria M.,1983: Large-Scale Response Tropical Atmosphere to Transient Convection. American Met. Soc.,40, 2689-2707.
- Dias, S. L. P., Bonatti, J. P., and Kousky, E. V.,1987: Diurnaly Forced Tropical Tropospheric Circulation over South America. Monthly Wea. Review, 115, 1465-1478.

- Esbensen, S. K., and J. T. Wang, 1988: A composite life cycle of nonsquall mesoscale convective systems over the tropical ocean. Part II: Heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, 45, 573- 598.
- Frank, W. M., and J. L. McBride, 1989: The vertical disturbance of heating in AMEX and GATE cloud clusters. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3464- 3478.
- Frank, W. M., and H Wang, 1996: Rawinsonde budget analyses during the TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, 53, 1761-1780.
- Gallus, W. A., Jr., and R. H. Johnson, 1991: Heat and Moisture of an intense Midlatitude squall line. *J. Atmos. Sci.*, 48, 122-146.
- Hung, -W. C. and Yanai, M., 2003: Factors Contributing to the onset of the Australian Summer Monsoon. Submitted *Q. J. R. Meteorol. Soc.*.
- Johnson, R. H., 1976: The role convective-scale precipitation downdrafts in cumulus and synoptic - scale interactions. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1180- 1910.
- Justino, F., 2004: The influence of boundary conditions on the Last Glacial Maximum. University of Kiel., Shaker Verlag. 107pp.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., R., *et al.* The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society.* 77, 437-471. 1996.
- Lau, K. M., and L. Peng, 1987: Origin of low- frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I: Basic teory. *J. Atmos. Sci.*,44, 950-972.
- Lin, X., and R. H. Johnson, 1996: Heating, moistening, and rainfall over the Western Pacific warm pool during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*,53,3367-3383.
- Manabe, S., and J. Smagorinsky, 1967: Simulated climatology of general a circulation model with a hidrologic cycle II. Analysis of the tropical atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, 95, 155- 169.

- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 25-43.
- Mcbride, J. L., and G. Holland, 1989: The Australia Monsoon Experiment (AMEX): Early results. *Aust. Meteor. Mag.*, 37, 23-35.
- Nitta, T., 1970: a study of generation and conversion of eddy available potential energy in the tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 48, 524-528.
- Nitta, T., 1972a: Energy budget of wave disturbance over the Marshall Islands during the year of 1956 and 1958. *J. Meteor. Soc. Japan*, 50, 85-103.
- Ooyama, k., 1969a: Numerical simulation of the cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 3-40.
- Reed, R. J., and E. E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic- scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1117-1133.
- Shack, T. K., Johnson, D. R. and Wei, M.-Y., 1990 The three-dimensional distribution of atmospheric heating during GWE. *Tellus*, 42A, 305-327.
- Thompson, R. M., S. W. Payne, E. E. Recker, and R. J. REED, 1979: Structure of synoptic-scale wave disturbance in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic Ocean. *J Atmos. Sci.*, 36, 53- 71.
- Tian, B., G. J. Zhang, and V. Ramanathan, 2001: Heat Balance in the Pacific warm pool atmosphere during TOGA COARE and CEPEX. University of California, San Diego, La Jolla, California, 1881pp.
- Tung, W. -W. and Yanai, M., 2002: Convective transport observed during TOGA COARE IOP. Part I: General features. *J. Atmos. Sci*, 59, 1857-1871.
- Ueda, H., Kamahori, H., and Yamazaki, N., 2003: Seasonal Contrasting Features of Heat and Moisture Budgets between the Eastern and Western Tibetan Plateau during the GAME IOP. *Journal of Climate*, 16, 2309-2324.

- Wu, D. -H., D. L. Anderson, and M. K. Davei, 1993: ENSO variability and external impacts. *J. Climate*, 6, 1703-1717.
- Yamada, T. and Mellor, G. 1975: A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data. *J. Atmos. Sci.*, 32, 2309-2329.
- Yanai, M., S. Esbensen and J. -H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, 30, 611-627.
- Yang, S., and E. A. Smith, 2000: Vertical Structure and Transient Behavior of convective – stratiform heating in TOGA COARE from combined satellite – sounding analysis. Department of Meteorology, the Florida State University, Tallahassee, Florida, 1492pp.
- Yoshizaki, M, Kato, T., Hayashi, S., Tao, W. K., 2004: An overview of the field experiment "Winter mesoscale convective systems (MCSs) over the Japan Sea in 2001", and comparisons of the cold-air outbreak case (14 January) between analysis and a non-hydrostatic cloud-resolving model. *Journal of Met. Soc. Japan*, 82, 1365-1387.