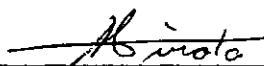


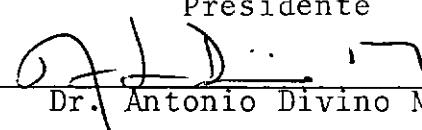
UM ESTUDO SOBRE A INFLUÊNCIA DE FENÔMENOS METEOROLÓGICOS  
EXTRATROPICAIS NA VARIAÇÃO DO CLIMA DO NORDESTE BRASILEIRO

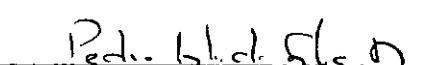
Julio Buchmann

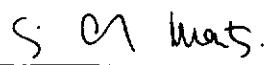
TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS DE  
PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS (D.Sc.)

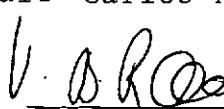
Aprovada por:

  
Dr. Miguel Hiroo Hirata  
Presidente

  
Dr. Antonio Divino Moura

  
Dr. Pedro Leite da Silva Dias

  
Dr. Luiz Carlos Martins

  
Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL  
JULHO DE 1981

BUCHMANN, JULIO

Um Estudo Sobre a Influência de Fenômenos Meteorológicos Extratropicais na Variação do Clima do Nordeste Brasileiro (Rio de Janeiro), 1981.

IX, 123p. 29,7 cm (COPPE-UFRJ, D.Sc., Eng. Mecânica, 1981).

Tese - Univ. Fed. do Rio de Janeiro, Fac. Engenharia.

1. Mecanismos externos à região atuando na variação do clima do Nordeste. I. COPPE/UFRJ  
II. Título (série).

A minha família, dedico

## AGRADECIMENTOS

O autor agradece a todos aqueles que concorreram para a feitura deste trabalho, em especial:

Aos professores: Dr. Antonio Divino Moura, do INPE e ao Dr. Miguel Hiroo Hirata, da COPPE/UFRJ, pela atenciosa e eficiente orientação sem a qual não seria possível a realização desse trabalho.

Ao Coordenador do Programa de Engenharia Mecânica da COPPE/UFRJ, Dr. Leopoldo Eurico Gonçalves Bastos e ao Dr. Luiz Gylvan de Meira Filho, Chefe do Departamento de Meteorologia do INPE, pelo apoio e incentivo, durante o desenvolvimento da tese.

Aos Professores: Dr. V.B. Rao, Dr. Pedro L.S. Dias, Dr. V.E. Kousky, C.M. Dixit, Marco A.M. Lemos, Rosalvo P. dos Santos e José Paulo Bonatti pelas valiosas críticas e sugestões apresentadas.

A técnica Maria Rosely Cabral pela eficiência e dedicação na fase de levantamento de dados.

A Sra. Maria do Socorro pela revisão do texto.

A Srta. Helena Santos de Oliveira pelo trabalho datilográfico.

Ao Sr. José Saturnino da Silva Filho e seus colegas pela hospitalidade em São José dos Campos.

Ao Sr. Audálio Rebello Torres Junior, meu aluno, pelo apoio na parte computacional.

Ao CNPq pela bolsa concedida. Processo nº 102081-77.

## RESUMO

Propõe-se estudar a ocorrência de anomalias de secas e de chuvas no Nordeste do Brasil, causada pela maior ou menor variação dos sistemas sinóticos de pressão, localizados nas médias e altas latitudes do hemisfério norte, através do mecanismo de forçamento lateral. Para isto, foi feito um estudo diagnóstico, correlacionando estas anomalias com os fluxos de quantidade de movimento, de energia potencial e com os campos de movimentos horizontais e verticais. Posteriormente, foi elaborado um modelo físico-matemático, com as condições de contorno apropriadas decorrentes de análise dos dados, a fim de simular, entender e poder constatar os fatos anteriormente diagnosticados. Foram utilizados dados do campo do vento para um período de dez anos (1968-77), aproximadamente.

Os resultados diagnosticados indicam que nos meses dos anos secos (chuvosos) os desvios dos escoamentos de nordeste, com relação aos campos dos ventos normais climatológicos, são relativamente mais fracos (intensos) em direção a região do Nordeste semi-árido do Brasil. Havendo boa concordância com os resultados de Namias<sup>28</sup>, que os centros das altas localizadas no oceano Atlântico Sul nos meses chuvosos (secos) encontram-se relativamente mais (menos) ao sul do litoral do Nordeste, em concordância também com os resultados de Hastenrath e Heller<sup>14</sup>. Com respeito aos fluxos de  $|v' \Phi'|$  e  $|u' v'|$ , que seus valores e suas respectivas curvas, concordam com os resultados de Mak<sup>20</sup>. Estes resultados serviram para caracterizar a latitude crítica e evidenciar que grande parte dos fluxos de quantidade de movimento proveniente da região equatorial da América do Sul em direção ao hemisfério norte, ori-

gina-se na região compreendida em  $50^{\circ}\text{W}$  e  $20^{\circ}\text{W}$ .

Na simulação, usou-se um modelo de equações primitivas de duas camadas, com uma condição de contorno na fronteira voltada para o hemisfério norte do tipo estado básico mais perturbação estacionária (componente de maior amplitude oriunda da análise em série de Fourier dos desvios dos parâmetros  $u$  e  $v$  com relação ao campo de vento climatológico). A solução é obtida integrando-se no tempo, a partir de um campo inicial em balanço geostrófico. Obteve-se, após 5-6 dias de integração, uma solução quase-estacionária, confinada na região equatorial, mostrando, conforme Mak<sup>20</sup>, a possível existência de interação entre os movimentos de latitudes médias e os trópicos, pelo menos num modelo de diferenças finitas e não-linear. Constatou-se no caso chuvoso (seco), uma convergência no nível de 750 mb relativamente menos (mais) a oeste do litoral norte do Nordeste Brasileiro, indicando, ao nível de 500 mb, movimentos ascendentes mais (menos) intensos próximos ao litoral do Nordeste Brasileiro e na própria região mais ao norte para o caso chuvoso (seco).

## ABSTRACT

The purpose of this work is to study the drought and rain anomalies in the Northeast of Brazil. This can be caused by the variations in the synoptic pressure systems located in the middle and high latitudes of the Northern Hemisphere, mechanism of lateral forcing. To achieve this is a diagnostic study was undertaken to colletate these anomalies with the fluxes of momentum and potential energy and the wind field. A physical mathematical model was then formulated using appropriate boundary conditions in order to simulate and to understand how the anomalies are set in the equatorial region, and verified against the diagnostic studies.

The diagnostic studies show that for the month of dry (rainy) years the flow deviation- from the trade winds compared with the normal wind field are relatively weak (intense) in the direction of the Semi-Arid Northeast Brazil. This agrees well with Namias<sup>28</sup> results that the synoptic high pressure systems located in the South Atlantic Ocean in the rainy (dry) months are, found more (less) to the south of the Northeast coast, also in agreement with the results of Hastenrath and Heller<sup>14</sup>. With respect to the quantities  $|\bar{v}'\phi'|$  and  $|\bar{u}'v'|$  their values and correspondent curves agree with the results of Mak<sup>20</sup>. These results characterize the critical latitude and show that a great part of the momentum flux from the equatorial region of South America towards the Northern Hemisphere originates in a equatorial region between  $50^{\circ}\text{W}$  and  $20^{\circ}\text{W}$ .

A two layer primitive equation model was used in simulated study to understand the coupling mechanism. The boundary condition in the north hemisphere is of the type a basic state plus stationary perturbation (the greater amplitude component was found from the Fourier analysis of the parameters deviation  $u$   $v$   $e$  with respect to the normal wind field). A solution, confined in the equatorial region was obtained after 5-6 days of integration, in accordance with Mak<sup>20</sup>. This shows a probable interaction between the middle latitude flows and the tropics (at least in non-linear finite difference model). In the rainy (dry) case a convergence was observed at 750 mb level, respectively more (less) west relative to the north coast of the Northeast region. At the 500 mb level vertical motions were observed more (less) intense near the Northeast coast and the norther part of the region for the rainy (dry) case.

## INDICE

I	- INTRODUÇÃO .....	1.
II	- ESTUDO DIAGNÓSTICO DO TRANSPORTE DE MOMENTUM, ENERGIA POTENCIAL E DO CAMPO DO MOVIMENTO NUMA REGIÃO ENGLOBANDO O NORDESTE .....	15.
	2.1 - Introdução ao Estudo Diagnóstico .....	15.
	2.2 - Identificação Geográfica de Região a ser Estudada .....	15.
	2.3 - Equações Básicas a Serem Utilizadas .....	17.
	2.4 - Análise dos Dados Disponíveis .....	25.
	2.5 - Análise dos Resultados e Conclusões .....	30.
	2.5.1 - Descrição Qualitativa dos Valores de $ u'v' $ .....	30.
	2.5.2 - Análise Quantitativa dos Resultados de $ u'v' $ .....	44.
	2.5.3 - Análise Qualitativa dos valores de $ v'\Phi' $ .....	50.
	2.5.4 - Análise do Campo do Vento .....	53.
	2.5.5 - Análise do Campo do Movimento Vertical .....	64.
III	- MODELO PARA O ESTUDO DO FORÇAMENTO LATERAL .....	73.
	3.1 - Acoplamento Trópico-Extratrópico .....	73.
	3.2 - Equações que Governam o Movimento .....	76.
	3.2.1 - A Região em Consideração .....	76.
	3.2.2 - Hipóteses e Equações Básicas .....	76.
	3.2.3 - Condições de Contorno .....	78.
	3.2.4 - Condições Iniciais no Interior da Região para os Níveis de 750 e 250 mb. ....	80.
	3.2.5 - Condição Inicial no Interior da Região no Nível de 500 Milibares .....	80.
	3.2.6 - Equações Linearizadas no Contorno Norte na Determinação de $\Phi'$ .....	81.

IV	- SOLUÇÃO NUMÉRICA DO MODELO E RESULTADOS NUMÉRICOS.	83.
4.1	- Método de Solução das Equações .....	83.
4.2	- A Solução das Equações .....	86.
4.3	- Interpretação dos Resultados Numéricos .....	87.
V	- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E SUMÁRIO .....	110.
	BIBLIOGRAFIA .....	120.

## I - INTRODUÇÃO

A região seca do Nordeste do Brasil compreende, segundo Freise<sup>10</sup>, os estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, cerca de um décimo do estado do Piauí, e a porção do estado da Bahia ao norte do rio Itapicuru, (Ver Figura 1.1). Esta região assim definida tem uma área de 54.000 km<sup>2</sup> e uma população de 40 milhões de pessoas aproximadamente.

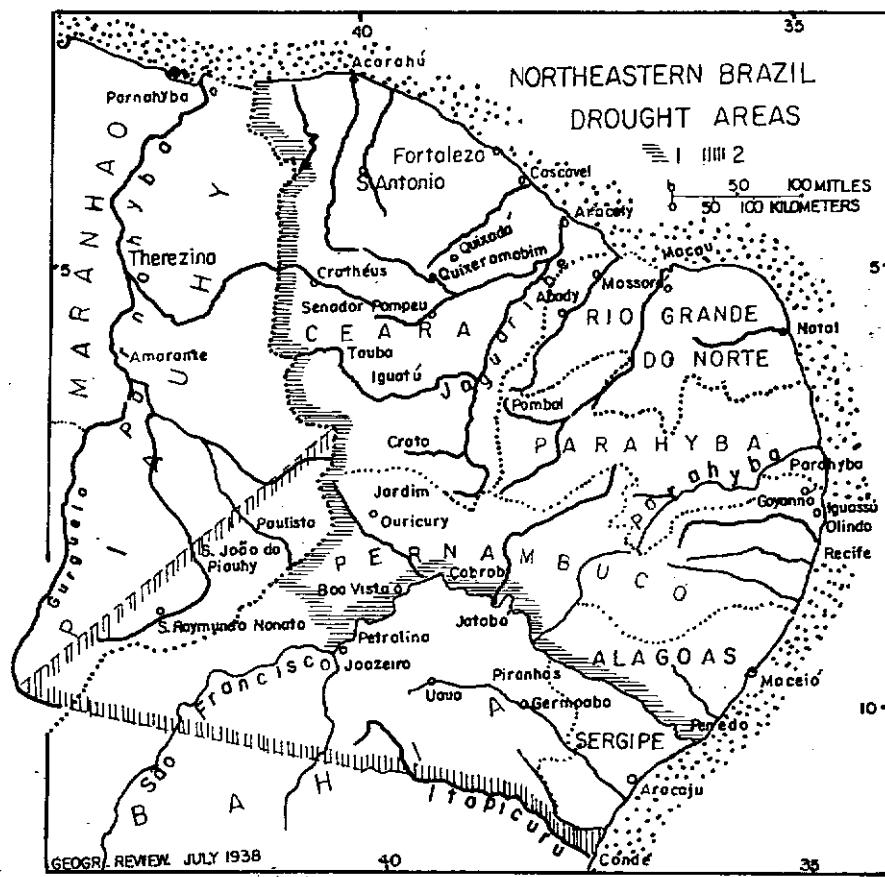


FIGURA 1.1 - ÁREAS DE SECA DO NORDESTE DO BRASIL BASEADO EM FREI SE<sup>10</sup>, p. 364

Observou-se que a precipitação sobre partes do nordeste do Brasil é altamente variável, de ano para ano, e, ocasionalmente, ocorre uma seca ou uma inundação bem severa, causando grande impacto econômico e social nesta região; na Figura 1.2, vemos a precipitação média anual.

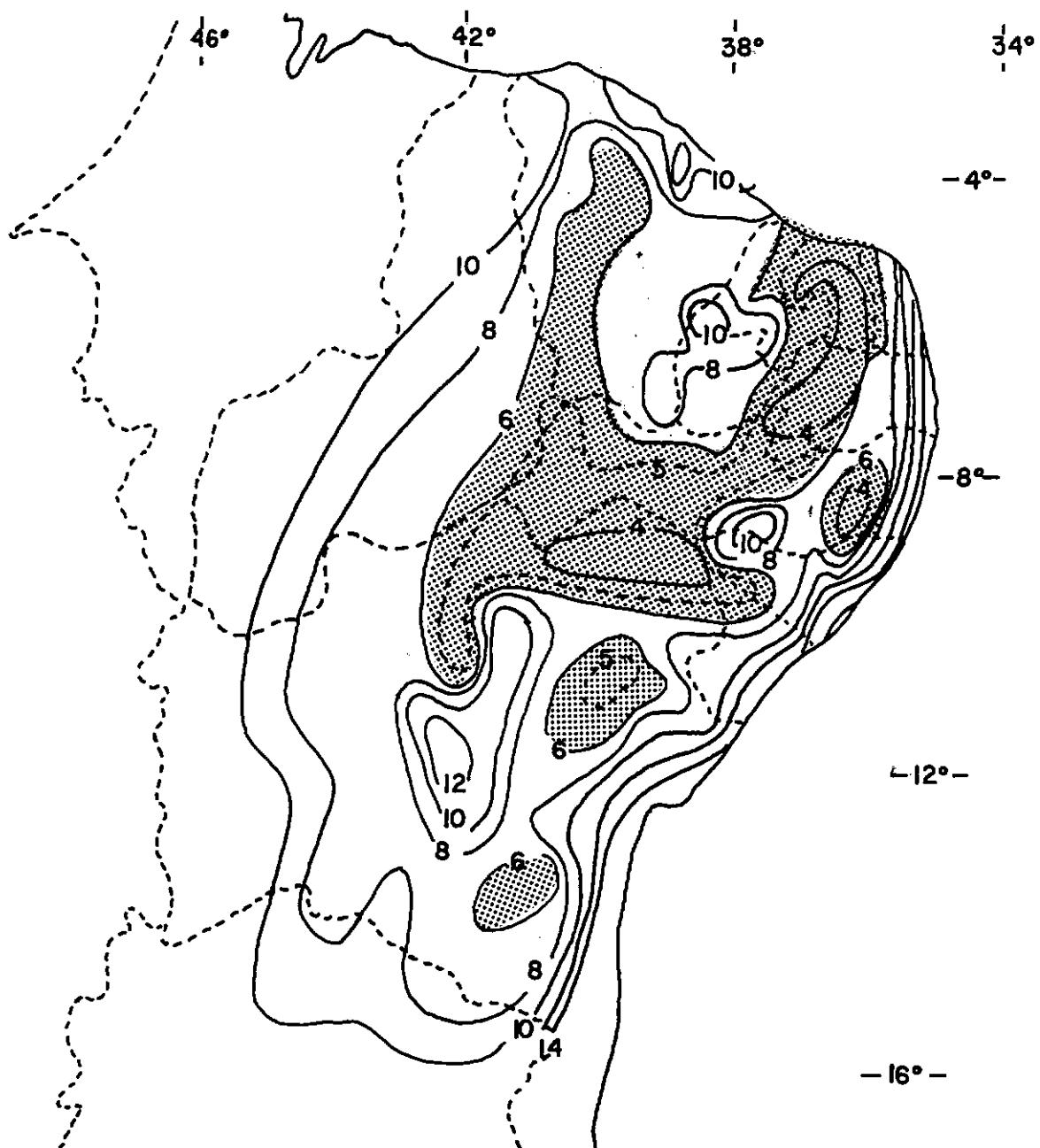


FIGURA 1.2 - PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL PARA 30 ANOS (1931-1960) EM CENTENAS DE MILÍMETROS, BASEADO EM KOUSKY E CHU<sup>17</sup>, p. 458 AS ÁREAS SOMBREADAS INDICAM MÉDIAS ANUAIS MENORES QUE 600 mm.

Medidas têm sido adotadas para combater o problema da seca: a construção de reservatórios de armazenamento de água e a sua consequente utilização nos projetos de irrigação de terra, nucleação das nuvens para aumentar a precipitação e o reflorestamento de certas áreas.

Todavia, os resultados obtidos não são proporcionais aos esforços empreendidos bem como aos gastos exigidos. Isso, entretanto, deve-se ao fato de que não se sabe, ainda, quais são os mecanismos responsáveis por esta anomalia.

O clima desta região vem sendo objeto de estudo por parte de pesquisadores, que procuram explicar esta anomalia climática.

Encontramos, revendo a literatura, diversos trabalhos analisando a anomalia climática da região nordestina. Aragão<sup>1</sup> considera como causa principal da ausência de precipitação no Nordeste, em determinadas épocas, a inexistência de um mecanismo dinâmico que provoque movimentos ascendentes, uma vez que existe vapor d'água nos níveis baixos.

Ramos<sup>30</sup> cita a existência de registros históricos, que poderiam nos levar a suposição de que, no passado, as chuvas eram mais regulares, a vegetação existia em maior escala e que modificações no clima podem estar ocorrendo desde então, seja pela mão do homem (pastos, desmatamento, etc.) seja naturalmente. No entanto, há evidências de ocorrência de secas na região desde 1614, segundo Sampaio Ferraz<sup>31</sup>.

Segundo Marinho e Rebouças<sup>21</sup>, a influência da orografia merece destaque visto que os principais acidentes geográficos, e.g. - serras Borborema, Baturité, entre outras - influen-

ciam efetivamente para o clima, apesar de não ultrapassarem 1 km acima do nível do mar.

Para Markhan e McLain<sup>22</sup>, a chuva no Ceará, está correlacionada com a temperatura de superfície do mar no Oceano Atlântico (ver Figura 1.3). O mecanismo sugerido é que a temperatura da água afeta a altitude de inversão térmica, e assim, a altitude da camada de mistura. Portanto o conhecimento da temperatura da superfície do mar possibilita um prognóstico da chuva antes da estação chuvosa começar, com antecedência de três meses.

Mais recentemente, Moura e Shukla<sup>24</sup> sugerem que um possível mecanismo para a ocorrência de grandes secas na região do Nordeste seja o estabelecimento de uma circulação, termicamente direta, com seu ramo ascendente em cerca de 10° N e descendente sobre o Nordeste do Brasil e a área oceânica adjacente.

Namias<sup>28</sup> mostra que a alta variabilidade de chuva inter-anual sobre o Nordeste do Brasil é dependente do grau de atividade ciclônica ou bloqueio na área da Terranova - Groelândia durante o inverno e a primavera no hemisfério norte. O elo é traçado através de variações no anticiclone subtropical do Atlântico Norte, escoamento de nordeste e correspondente célula de Hadley a qual é迫使ada a variar em posição e vigor. Intenso bloqueio sobre a América do Norte é usualmente associado com seca devastadora sobre o Nordeste do Brasil. Esta hipótese foi testada, com base em correlação calculada entre a precipitação sazonal (dezembro-fevereiro e março-abril), em Quixeramobim, localizada no estado do Ceará, e a altura geopotencial dos 700 mb sobre o Atlântico Norte e Leste da América do Norte, (ver Figura 1.4).

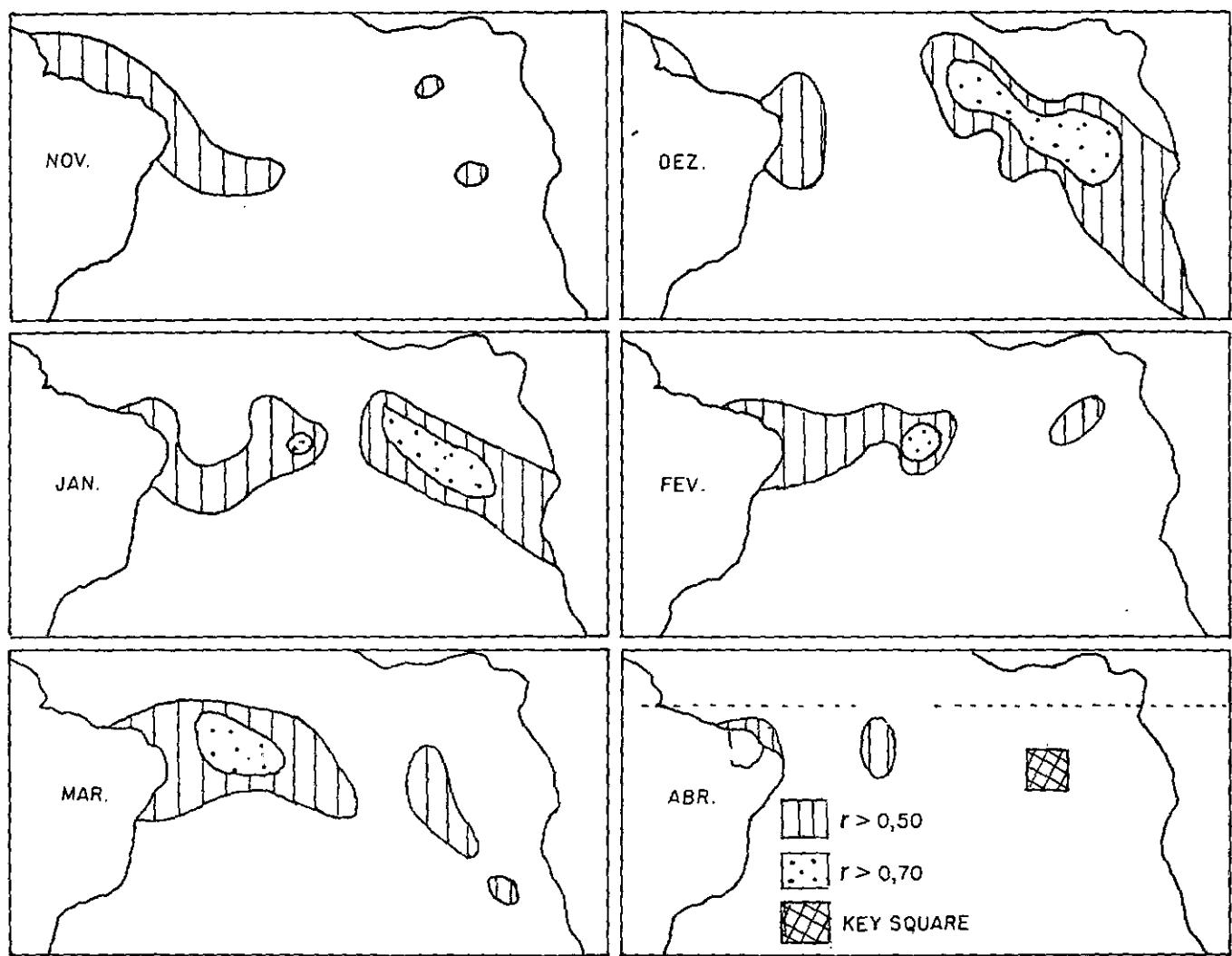


FIGURA 1.3 - CORRELAÇÃO ENTRE A TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE DO MAR E O ÍNDICE DE PRECIPITAÇÃO NO CEARÁ EM JANEIRO, FEVEREIRO E MARÇO. UMA ÁREA DE ALTO COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO APARECE AO LARGO DA COSTA DA ÁFRICA EM NOVEMBRO, AUMENTA EM DEZEMBRO, MOVE-SE PARA OESTE COM A CORRENTE EQUATORIAL SUL DURANTE JANEIRO, FEVEREIRO E MARÇO E DESAPARECE EM ABRIL. BASEADO EM MARKHAN E McLAIN<sup>22</sup>, p. 321

Hastenrath e Heller<sup>14</sup> constataram que a estação chuvosa do Nordeste do Brasil é centrada em março-abril, e que está relacionada com a migração sazonal mais para

sul de um eixo de confluência de ventos na baixa troposfera sobre o Oceano Atlântico tropical, leste adjacente. As secas do Ceará são caracterizadas por um deslocamento do anticiclone subtropical do Atlântico Sul em direção ao Equador, e um deslocamento da ITCZ (Zona de Convergência Intertropical) para o norte. Ao mesmo tempo, as bandas zonalmente orientadas de máximo de nuvens e frequência de precipitação permanecem mais para o norte, o anticiclone do Atlântico Norte é fraco e o anticiclone do Atlântico Sul fica mais forte que a média, a longo prazo. A temperatura da água do mar, na estação de chuva deficiente no Nordeste do Brasil, é caracterizada por desvio positivo numa ampla banda através do Atlântico Norte e no Pacífico-Leste, e, anomalametne, por águas frias na maior parte do Oceano Atlântico Sul e Equatorial. Durante as estações de chuvas abundantes no Nordeste do Brasil, os desvios da normal são aproximadamente inversos daqueles típicos dos anos secos.

Charney<sup>4</sup> discutiu a atuação de um mecanismo de reálimentação biogeofísico que tende a perpetuar as condições desérticas, de um deserto que está se formando, devido ao alto albedo, que por sua vez é consequência de falta de vegetação. Este autor usou um modelo dinâmico simples, com uma formulação bem simplificada para a radiação.

Charney et al<sup>5</sup> testaram a existência deste mecanismo usando um modelo global de circulação geral para um Sahara com cobertura vegetal e um Sahara desnudado, mostrando que um aumento no albedo resultante de um decréscimo na cobertura vegetal causa um decréscimo na chuva. Assim, qualquer tendência para a cobertura vegetal des crescer poderá iniciar ou perpetuar uma seca.

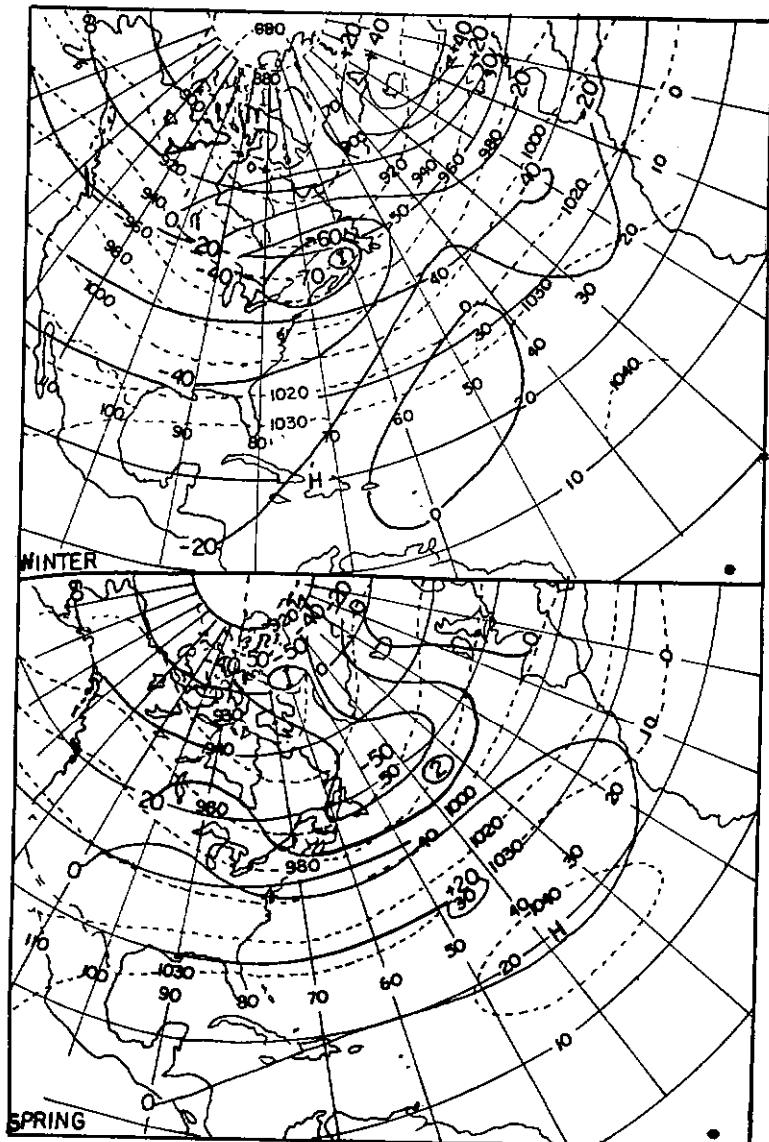


FIGURA 1.4 - CORRELAÇÃO ENTRE A PRECIPITAÇÃO SAZONAL DE QUIXERAMOBIM E A ALTITUDE DOS 700 mb PARA INVERNO E PRIMAVERA NO H.N., BASEADO EM NAMIAS<sup>28</sup>, p. 339. AS LINHAS TRACEJADAS SÃO AS NORMAIS SAZONais DE CONTORNO DA ALTITUDE DOS 700 mb, E AS CHEIAS SÃO OS DESVIOS OBTIDOS, ENTRE AS ISOLINHAS TRIMESTRAIS E AS NORMAIS: O PONTO ESCURO NO CANTO DIREITO DA FIGURA MOSTRA A LOCALIZAÇÃO APROXIMADA DE QUIXERAMOBIM

Berkofsky<sup>3</sup> mostrou, recentemente, usando um modelo de circulação para uma camada limite verticalmente parametrizada sobre o deserto de Negev-Israel, que a velocidade vertical

no topo da camada limite pode ser calculada como uma função do albedo da superfície e que é descendente (ascendente) para altos (baixos) valores do albedo.

Ainda, mais recentemente, esteve-se investigando no Brasil a atuação de alguns mecanismos na formação e manutenção da zona semi-árida da região do Nordeste. O modelo usado foi formulado por Gomes Filho<sup>11</sup>. Dos resultados encontrados cumpre destacar o fato de que os efeitos da orografia e do albedo juntos se adicionam para manter o baixo índice de precipitação sobre o Nordeste do Brasil, embora esta conclusão não seja definitiva.

Segundo Markham e McLain<sup>22</sup>, uma explicação alternativa para a correlação de Namias<sup>28</sup> é o reverso. O Oceano Atlântico Sul com a temperatura da água do mar relativamente quente produz fortes chuvas equatoriais. Esta liberação de grandes quantidades de calor latente, reforça a circulação de Hadley em ambos os hemisférios, e induz uma alta de bloqueio no Atlântico Norte. O aumento do escoamento no equador, acompanhado por um bloqueio, resulta num aumento de atividade ciclônica na área da Terranova, concomitantemente com um aprofundamento do cavado.

Para fundamentar esta explicação, Markham e McLain<sup>22</sup> encontraram que uma forte alta no Atlântico Sul e um forte escoamento de Sudeste parece mais decrescer que aumentar a chuva no Ceará. Os períodos mais chuvosos não ocorrem quando os escoamentos de Sudeste são fortes, porém quando a alta é fraca ou tem retraiimento para o sul, permitindo escoamento com uma componente de norte penetrar no Ceará. Existe então dúvida se o cavado da Terranova e a chuva no Ceará estão relacionados, isto é, qual é a causa e qual é o efeito não está claro. Entretanto, em qualquer even-

to, a precipitação sobre o Nordeste do Brasil pode ser importante para a circulação geral, porque representa uma significativa entrega de energia calorífica para a atmosfera e com grandes variações de ano para ano.

As condições necessárias para a existência de mecanismo de chuva são: a presença do vapor d'água e movimento vertical ascendente na atmosfera. Assim, um aumento de convergência dos ventos e de umidade numa determinada área, causados por mecanismos externos atuando lateralmente, provocaria um aumento de precipitação. Isto é o que poderá estar, de uma certa forma, ocorrendo na região semi-árida do Nordeste do Brasil, senão vejamos: A precipitação em Quixeramobim pode refletir o vigor e a posição da célula de Hadley, a qual, por sua vez, poderia estar associada com a intensidade do vento do anticiclone subtropical do Atlântico Norte, causada pela maior ou menor atividade ciclônica na área da Terranova - Groelândia. Assim, um forte escoamento de nordeste poderia aumentar o movimento ascendente na ITCZ e possivelmente deslocá-la mais para o sul. Uma vez reforçados os movimentos ascendentes e aumentada a liberação de calor latente impor-se-iam intensificações nos escoamentos de sudeste. O reforçado escoamento de sudeste poderia prover um grande influxo de ar úmido do Atlântico Sul no Nordeste do Brasil. Estes efeitos, o grande vigor da célula de Hadley, sua proximidade a Quixeramobim e o aumento do fluxo de umidade do Atlântico Sul poderiam resultar num aumento de precipitação. Contrariamente, fluxo de nordeste enfraquecido do anticiclone subtropical do Atlântico Norte, poderia produzir uma fraca célula de Hadley, a ITCZ em uma posição mais ao norte e uma menor necessidade sobre o fluxo de sul do sistema de vento. O resultado final poderia ser chuva defici-

ente em Quixeramobim (ver Namias<sup>28</sup>).

Evidências sinóticas deste fato podem ser vistas a partir de imagens fornecidas por satélites meteorológicos onde, durante um período determinado nas estações (dezembro - fevereiro e março-maio) a parte semi-árida do Nordeste apresenta quase nenhuma nebulosidade ao mesmo tempo que a ITCZ localiza-se mais ao norte desta região e que, a área de Terranova - Groelândia, encontra-se sem cobertura de nuvens, (ver Figura 1.5).

Quanto à topografia e o albedo, podemos traçar um paralelo entre estes efeitos e o que pode estar ocorrendo devido a eles, localmente, na região semi-árida do Nordeste do Brasil.

Na análise de Charney<sup>4</sup>, um aumento relativo maior no albedo em uma grande região, quando comparada com o de outra região próxima, causa movimento descendente. Este fato induz circulações que são devidas aos gradientes de temperatura, o que resultaria em movimentos descendentes e consequentemente redução da precipitação. Este contraste pode estar ocorrendo na região semi-árida do Nordeste e nas regiões próximas que são: Oceano Atlântico a leste e norte, a região dos cerrados de Minas Gerais ao sul e a floresta Amazônica a oeste. Mesmo que haja precipitação no Nordeste, devido à atividade pastoril a vegetação não volta ao seu aspecto anterior (Gomes Filho<sup>11</sup>).

Com os ventos soprando, quase sempre de leste para oeste nos níveis baixos e transportando vapor d'água do Oceano Atlântico para o Nordeste, pode-se verificar que a orografia exerce influência sobre o transporte de umidade para o interior, causando uma diminuição da mesma a medida que se afasta do litoral.

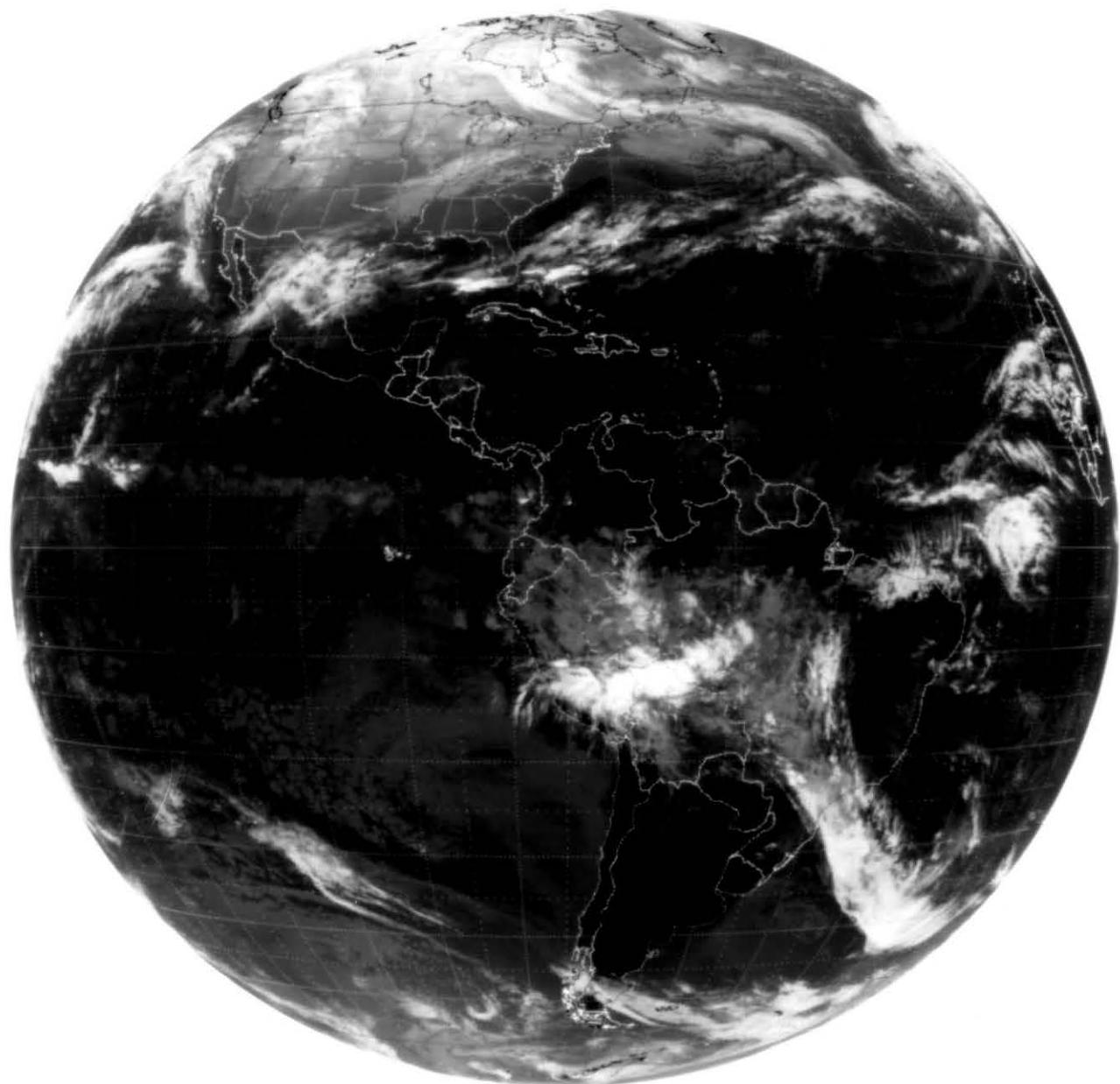


FIGURA 1.5 - IMAGEM TRANSMITIDA PELO SATELITE SMS/GOES. RECEBIDA PELO IMPE EM SÃO JOSE DOS CAMPOS, SÃO PAULO  
DATA: 26.dez.1978 HORÁRIO: 15:17 GMT.

Para melhor compreendermos este acoplamento lateral, que possa estar ocorrendo no Nordeste, torna-se necessário conhecer quais são os principais mecanismos físicos responsáveis pelas ondas que se iniciam nos leste tropicais e como atuam. Vamos rapidamente nos referir ao da instabilidade barotrópica e ao da liberação de calor latente das nuvens convectivas como fontes de energia de perturbações tropicais. O primeiro atua retirando energia cinética da corrente média zonal para as perturbações, amplificando-as. O segundo ocorre numa atmosfera condicionalmente instável, onde o efeito de convecção forçada (causada por convergência da umidade na camada de atrito) provoca a liberação de calor latente possibilitando a instabilização da circulação. Este é o chamado mecanismo CISK (Instabilidade Condisional de Segundo Tipo).

Além destes mecanismos, Mak<sup>20</sup> propos que os movimentos turbulentos em grande escala nos trópicos originam-se do forçamento lateral por processos baroclinicos nas latitudes médias. De acordo com esta teoria, os escoamentos básicos zonais de leste são dinamicamente estáveis e os redemoinhos tropicais ganham energia cinética do trabalho exercido pela pressão junto às fronteiras subtropicais, e perdem por dissipaçao e por convergência em energia cinética zonal e energia potencial disponível na forma turbulenta. Esta última, por sua vez, é perdida por resfriamento radiativo e conversão em energia potencial disponível zonal (ver Figura 1.6). Esta hipótese tem como suporte, evidências observadas de que muito da variação da velocidade meridional, prevista na região equatorial nos níveis superiores, pode ser explicada pelos movimentos com períodos de cerca de 5 dias, comprimento de onda por volta de 10.000 Km e com velocidade de propagação para oeste.

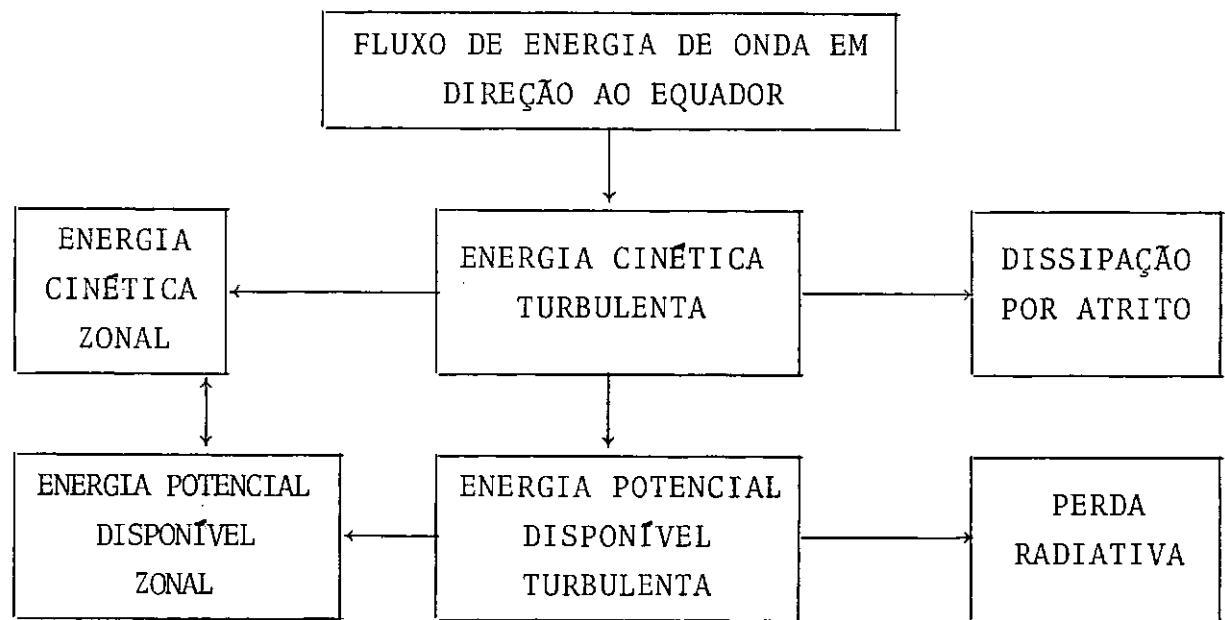


FIGURA 1.6 - DIAGRAMA DE CONVERSÃO DE ENERGIA DO MODELO NOS TRÓPICOS, BASEADO EM MAK<sup>20</sup>, p. 62

Com um modelo atmosférico seco de duas camadas, contendo efeitos não geostróficos e dissipação parametrizada, Mak<sup>20</sup> pode inferir certas propriedades dos fluxos turbulentos de calor sensível, energia de onda e quantidade de movimento cruzando as latitudes. Neste modelo, o movimento perturbado é tratado como um processo estacionário aleatório, conduzido por forçamento estocástico simétrico em 30° Norte e Sul de latitude, e que foi prescrito em termos do segundo momento estatístico.

Antes de formular um modelo para estudar o movimento de forçamento lateral e possível efeito causado na região do Nordeste, pela maior ou menor atividade ciclônica que ocorre na Terranova - Groelândia, é preciso dizer da importância deste trabalho no que diz respeito à interação entre as latitudes médias e os trópicos. Primeiramente, convém não esquecer que existem efeitos locais atuando na circulação dos trópicos e

que, somados aos possíveis efeitos de variação da circulação externa que atua na fronteira subtropical, alteraria sobremaneira o estado climático do Nordeste.

Estes fatos nos levariam a pensar que mecanismos propostos, para alterar ou modificar o clima do Nordeste, que estejam fundamentados em causas puramente locais, poderiam não conduzir a resultados desejados, visto que o acoplamento lateral não é fisicamente descartável.

Para estudar-se as causas destas anomalias, pretende-se fazer o descrito a seguir:

No segundo capítulo, far-se-á um estudo da distribuição latitudinal dos fluxos de quantidade de movimento e energia potencial, quando da ocorrência de anomalias de secas ou de chuvas intensas na região semi-árida do Nordeste do Brasil. E mais ainda, procurando-se também relacionar estas anomalias, com os movimentos horizontais e verticais, que ocorrem na região e adjacências.

No terceiro capítulo, será formulado um modelo simples semelhante ad de Mak<sup>20</sup> e com condições de contorno apropriadas, decorrentes da análise dos dados. A fim de testar os fatos diagnosticados na fase anterior.

No quarto capítulo será feito um estudo do método de solução numérica das equações do modelo proposto e bem como uma interpretação dos resultados numéricos.

No quinto capítulo, discussão dos resultados e sumário.

## II - ESTUDO DIAGNÓSTICO DO TRANSPORTE DE MOMENTUM, ENERGIA POTENCIAL E DO CAMPO DO MOVIMENTO NUMA REGIÃO ENGLOBANDO O NORDESTE

### 2.1 - INTRODUÇÃO AO ESTUDO DIAGNÓSTICO

Para estudar o efeito causado pelo forçamento lateral na região semi-árida do Nordeste do Brasil, é necessário fazer primeiramente um estudo diagnóstico dos movimentos das situações sinóticas reais.

Fez-se isto por meio do cálculo dos fluxos médios de momentum e de energia potencial, através dos quais procurou-se encontrar uma maior evidência do correlacionamento dos sistemas de latitudes médias com as anomalias climáticas nos trópicos. Além disto, procurou-se também relacionar os desvios horizontais e verticais (diferenças obtidas entre os movimentos mensais e os climatológicos) com estas anomalias. Considerou-se um período de nove anos para o cálculo da normal climatológica. Obteve-se a partir daí os fluxos mensais e normais, transientes.

Neste capítulo, ver-se-á a identificação geográfica da região para o estudo diagnóstico, as equações básicas a serem utilizadas, será feita uma análise dos dados disponíveis e finalmente far-se-a uma análise dos transportes citados e dos campos do movimento horizontal e vertical, procurando suas ligações com as anomalias climáticas na região.

### 2.2 - IDENTIFICAÇÃO GEOGRÁFICA DA REGIÃO A SER ESTUDADA

A região de estudo diagnóstico engloba o Nordeste e a Terranova, parte do Oceano Atlântico Norte e Sul e parte do continente da América do Sul. Como vemos na Figura 2.1, a região

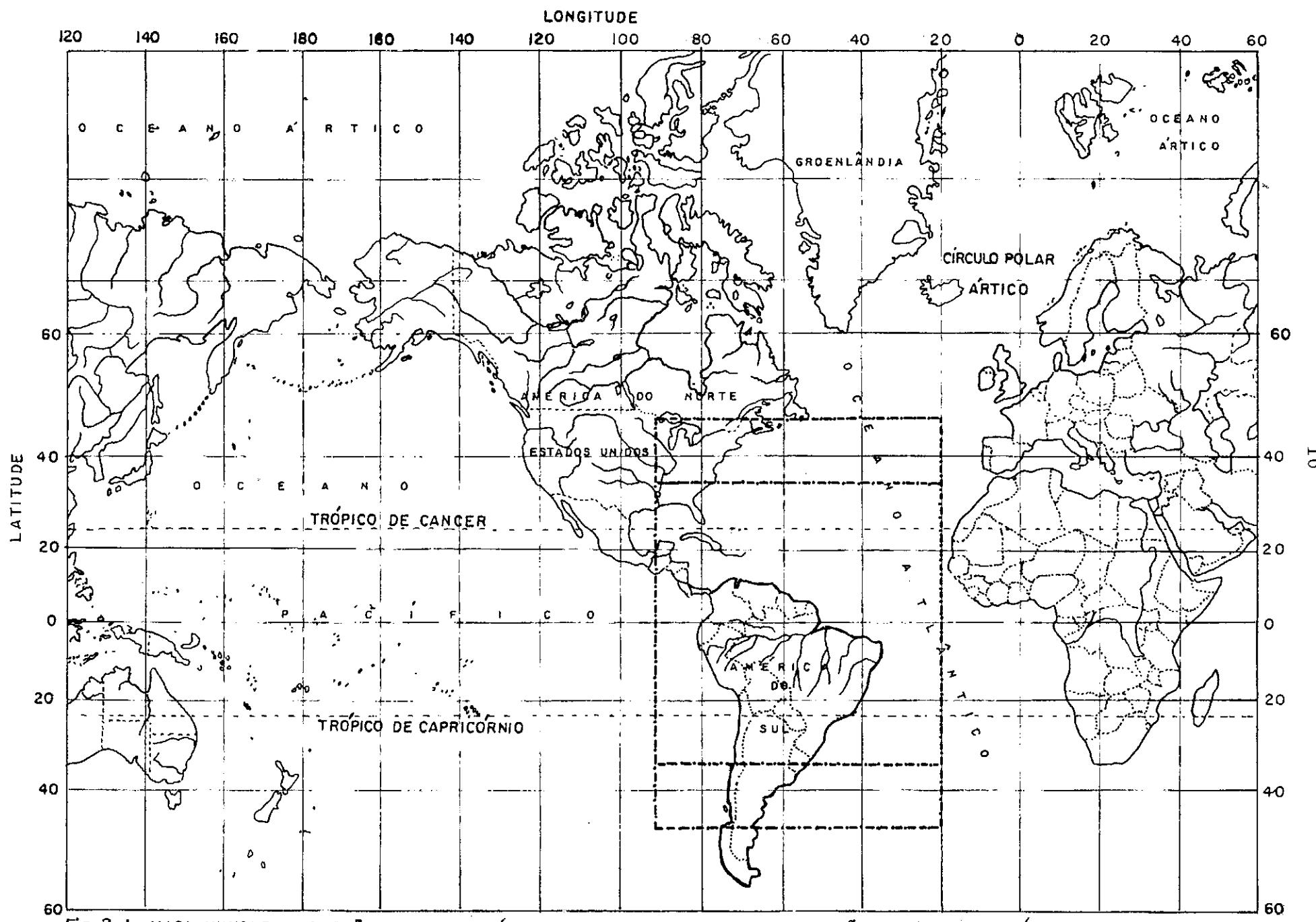


Fig. 2.1 - MAPA-MUNDI EM PROJEÇÃO MERCATOR. A ÁREA MAIOR EM TRAÇO PONTO INDICA A REGIÃO DO ESTUDO DIAGNÓSTICO E A MENOR A REGIÃO PARA O ESTUDO DA SIMULAÇÃO.

do Nordeste e da Terranova encontram-se quase na mesma longitude. E, ao que parece, a maior ou menor atividade ciclônica na Terranova, faz com que a ITCZ se desloque mais para sul ou mais para norte da posição média em que ela se encontra (a ITCZ localiza-se ao norte da região do Nordeste) podendo desta maneira afetar as condições climáticas da região semi-árida no Nordeste do Brasil. Para se ter em conta estes efeitos, procurou-se estabelecer a fronteira norte próxima a  $50^{\circ}$  de latitude norte.

A região do Nordeste sofre também as influências dos sistemas frontais, provenientes do Sul, e ao que tudo indica, os seus efeitos têm importância significativa no que possa estar a ocorrer na região em questão, tornando-se importante avaliar esta contribuição, Kousky<sup>16</sup>. Assim sendo, demarcou-se a fronteira sul próximo à  $50^{\circ}$  de latitude sul.

Para estudar os efeitos causados na região do Nordeste pelo transporte de energia de onda, proveniente dos movimentos de latitudes médias, torna-se necessário que se tenha um ciclo de onda completo. Estabeleceu-se então os meridianos de  $90^{\circ}$  W e de  $20^{\circ}$  W, como sendo os limites no sentido leste/oeste, que corresponde a uma onda completa de número de onda 4 a 5.

### 2.3. - EQUAÇÕES BÁSICAS A SEREM UTILIZADAS

Para este estudo diagnóstico, através do cálculo dos fluxos e sua ligação com as anomalias climáticas, considerou-se as equações de quantidade de movimento (equação do movimento) e a da energia, em coordenadas de pressão.

Equação de movimento na direção  $\lambda$ . (oeste-leste)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial uu}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (uv \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{\partial}{\partial p} (u\omega + g \tau_\lambda) = fv - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \quad (2.1)$$

Equação da energia cinética

$$\frac{\partial K}{\partial t} + \nabla \cdot (K + \Phi) \vec{V} + \frac{\partial}{\partial p} (K + \Phi) \omega = - \omega \alpha + \vec{V} \cdot \vec{F} \quad (2.2)$$

onde:

$K$  - energia cinética horizontal

$\Phi$  - geopotencial

$\vec{V}$  - vetor velocidade do vento

$u$  e  $v$  - componentes horizontais do vetor velocidade do vento

$\omega$  - velocidade vertical

$\vec{F}$  - força de atrito por unidade de volume

$\alpha$  - volume específico

$g$  - aceleração de gravidade

$f$  - parâmetro de Coriolis

$\phi, \lambda$  - latitude, longitude

$\tau_\lambda$  - componente do tensor tensão na direção  $\lambda$

$a$  - raio médio da Terra

A equação (2.1) representa a variação da componente zonal do vento, a qual deve-se a contribuição dos seguintes termos: iniciais, força de Coriolis, força de atrito e do gradiente de pressão.

A equação (2.2) representa a variação da energia cinética do movimento, a qual deve-se a contribuição dos seguintes termos: trabalho associado a força de pressão, advecção horizontal e vertical de energia cinética e do trabalho realizado pe-

la força dissipativa.

Tomando a média temporal num mês (traço) da equação (2.1) temos:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \bar{u}u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (\bar{u}v \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{\partial}{\partial p} (\bar{u}\omega + g \bar{\tau}_\lambda) - f\bar{v} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \lambda} = 0 \quad (2.3)$$

Fazendo a média em  $\lambda$  desde a longitude  $\lambda_2$  até  $\lambda_1$  (barra vertical) e decompondo em movimento básico e de perturbação (linha), a equação acima fica:

$$\frac{\partial |\bar{u}|}{\partial t} = \frac{(\lambda_2 - \lambda_1)^{-1}}{a \cos \phi} \{ \bar{u}u (\lambda_2, \phi_j, p_\ell) - \bar{u}u (\lambda_1, \phi_j, p_\ell) \} - \quad (1)$$

$$- \frac{|\bar{v}|}{a \cos \phi} \frac{\partial (|\bar{u}| \cos \phi)}{\partial \phi} - \frac{|\bar{u}|}{a} \frac{\partial |\bar{v}|}{\partial \phi} \quad (2) \quad (3)$$

$$- |\bar{\omega}| \frac{\partial}{\partial p} |\bar{u}| - |\bar{u}| \frac{\partial |\bar{\omega}|}{\partial p} - f |\bar{v}| \quad (4) \quad (5) \quad (6)$$

$$- \frac{(\lambda_2 - \lambda_1)^{-1}}{a \cos \phi} \{ \bar{\Phi} (\lambda_2, \phi_j, p_\ell) - \bar{\Phi} (\lambda_1, \phi_j, p_\ell) \} \quad (7)$$

$$- \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \{ (|\bar{u}^* \bar{v}^*| + |\bar{u}' \bar{v}'|) \cos \phi \} \quad (8)$$

$$- \frac{\partial}{\partial p} (|\bar{u}^* \bar{\omega}^*| + |\bar{u}' \bar{\omega}'|) + k_z \frac{\partial}{\partial p} |g \bar{\tau}_\lambda| \quad (9) \quad (10)$$

$$- \frac{(\lambda_2 - \lambda_1)^{-1}}{a \cos \phi} \{ \bar{u}'^2 (\lambda_2, \phi_j, p_\ell) - \bar{u}'^2 (\lambda_1, \phi_j, p_\ell) \} \quad (2.4) \quad (11)$$

onde

$k_z$  - representa o coeficiente de viscosidade cinemática.

onde os termos que contém \* indicam o desvio com relação a média zonal,  $(\lambda_1 \rightarrow \lambda_2)$ , para uma certa latitude  $\phi_j$  e nível  $p_\ell$ .

Os termos (1), (3), (5), (2) e (4) representam a advecção de momentum médio pelo escoamento médio zonal, meridional e vertical, (8) a divergência latitudinal dos fluxos de momentum estacionário e transiente, (6) o efeito da força de Coriolis, (11) o fluxo de momentum turbulento, (9) a divergência vertical dos fluxos de momentum estacionário e transiente e (10) a difusão vertical de momentum médio.

Utilizando-se os dados climatológicos, obtidos do National Climatic Center, Asheville (Gray e Varnadore<sup>12</sup>), estimou-se a magnitude de cada termo da equação acima.

Os termos (2), (3), (4) e (10) são pequenos quando comparados com os demais, sendo da ordem de  $10^{-3}$  cm/seg<sup>2</sup>, os termos (7), (8) e (11) são aproximadamente da mesma ordem de grandeza dos anteriores, (1) é em alguns casos de uma ordem inferior e os termos (9) e (5) não podem ser calculados com precisão. Tendo em vista o fato de ser de interesse o problema do acoplamento lateral, far-se-á um estudo da contribuição de (8) para com o escoamento zonal, de vez que este termo, segundo outros pesquisadores, tem uma influência relativamente grande no que possa estar ocorrendo na região dos trópicos. Em particular analisar-se-á o termo contendo  $\overline{u'v'}$ .

Tomando a média temporal num mês (traço) da equação (2.2) e decompondo esta equação em movimento básico e de perturbação (linha), temos analogamente às operações efetuadas em (2.1) para chegar a (2.4), pode-se operar em (2.2), obtendo:

$$\frac{\partial |\bar{K}|}{\partial t} = - \frac{|\bar{v}|}{a \cos \phi} \frac{\partial |\bar{K} \cos \phi|}{\partial \phi} - \frac{|\bar{K}|}{a} \frac{\partial |\bar{v}|}{\partial \phi} \quad (1) \quad (2)$$

$$- \frac{|\bar{v}|}{a \cos \phi} \frac{\partial |\Phi|}{\partial \phi} \cos \phi - \frac{|\Phi|}{a} \frac{\partial |\bar{v}|}{\partial \phi} \quad (3) \quad (4)$$

$$- \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \{ (|\bar{v}^* \bar{\Phi}^*| + |\bar{v}' \bar{\Phi}'|) \cos \phi \} \quad (5)$$

$$- \frac{(\lambda_2 - \lambda_1)^{-1}}{a \cos \phi} \{ \bar{u} \bar{K} (\lambda_2, \phi_j, p_\ell) - \bar{u} \bar{K} (\lambda_1, \phi_j, p_\ell) \} \quad (6)$$

$$- \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \{ (|\bar{v}^* \bar{K}^*| + |\bar{v}' \bar{K}'|) \cos \phi \} \quad (7)$$

$$- \frac{(\lambda_2 - \lambda_1)^{-1}}{a \cos \phi} \{ \bar{u} \bar{\Phi} (\lambda_2, \phi_j, p_\ell) - \bar{u} \bar{\Phi} (\lambda_1, \phi_j, p_\ell) \} \quad (8)$$

$$- |\bar{\omega}| \frac{\partial |\bar{K}|}{\partial p} - |\bar{\omega}| \frac{\partial |\bar{\Phi}|}{\partial p} - |\bar{K}| \frac{\partial |\bar{\omega}|}{\partial p} \quad (9) \quad (10) \quad (11)$$

$$- |\bar{\Phi}| \frac{\partial |\bar{\omega}|}{\partial p} - \frac{\partial}{\partial p} (|\bar{K}^* \bar{\omega}^*| + |\bar{K}' \bar{\omega}'|) - \frac{\partial}{\partial p} (|\bar{\Phi}^* \bar{\omega}^*| + |\bar{\Phi}' \bar{\omega}'|) + \quad (12) \quad (13) \quad (14)$$

$$+ (|\bar{\omega} \bar{T}|) \frac{R}{C_p p} + (|\bar{\omega}' \bar{T}'|) + |\bar{\omega}^* \bar{T}^*| \frac{R}{C_p p} \quad (2.5)$$

$$(15) \quad (16)$$

onde:

T - temperatura

$C_p$  - calor específico a pressão constante

Os termos (9) e (10) representam a advecção vertical de energia cinética e potencial, médias devidas ao escoamento médio, (7) a divergência latitudinal dos fluxos de energia ci

nética estacionária e transiente, (6) e (8) a média do fluxo de energia cinética e potencial devido ao vento zonal, (16) o fluxo vertical de calor sensível transiente, (13) a divergência vertical dos fluxos de energia cinética estacionário e transiente, (3) e (4) a divergência latitudinal do escoamento médio, (11) e (12) a advecção do escoamento médio vertical, por  $\bar{K}$  e  $\bar{\Phi}$ , (14) fluxos verticais de energia potencial estacionária e transiente, (5) divergência latitudinal de energia potencial estacionária e transiente, (1) e (3) advecção de  $\bar{K}$  e  $\bar{\Phi}$  devidas a circulação meridional.

Utilizando-se os mesmos dados, estimou-se a magnitude de cada termo da equação acima.

A ordem de grandeza dos termos (9), (10), (11), (12), (13), (14), (15) e (16), não pode ser determinada com precisão; os termos (6) e (8) são, às vezes, uma ordem de grandeza inferior que os demais; destes, os termos (1), (2), (3) e (4) são ainda de ordem de grandeza inferiores a (5) e (7). Segundo Mak<sup>20</sup>, o termo (5), no que diz respeito à parte transiente, contribui de modo significativo para o ganho de energia cinética dos redemoinhos tropicais; assim, analisaremos detidamente esta contribuição.

Dickinson<sup>7</sup> demonstrou, fazendo uso de modelo linearizado, uma relação matemática que liga os fluxos de momentum transiente aos fluxos de energia cinética transiente, e que é dada pela equação abaixo:

$$\bar{v}'\bar{\Phi}' = - (\bar{u} - c) \bar{u}'\bar{v}' \quad (2.6)$$

onde:

- c - é a velocidade de propagação da onda  
 $\bar{u}$  - é o vento médio zonal  
 $\Phi'$  - é o desvio com relação à normal do campo geopotencial  
 $\overline{v'\Phi'}$  - fluxo de energia potencial transiente devido ao gradiente de pressão  
 $\overline{u'v'}$  - fluxo de momentum transiente

Uma vez calculados os fluxos acima, pode-se, através da equação (2.6), estimar a posição aproximada da latitude crítica (região onde a velocidade de fase da propagação da onda é igual a do escoamento básico).

No tratamento acima, Dickinson<sup>7</sup> mostrou que quando  $\bar{u} = c$  a energia proveniente dos movimentos de onda de latitudes médias, não atinge a região equatorial, devido a existência da latitude crítica. Entretanto, outros pesquisadores levantam outras suposições a respeito da interferência desta latitude, sobre o escoamento em direção aos trópicos. No capítulo III trataremos este assunto com maior profundidade.

Calculou-se os fluxos de momentum, normais e mensais, para os meses de janeiro, fevereiro, março, abril e maio de 1966 a 1978.

Utilizou-se para isto as seguintes fórmulas:

$$u' = u - \bar{u} \quad (2.7)$$

$$v' = v - \bar{v} \quad (2.8)$$

onde:

$u'$  e  $v'$  - são desvios da média temporal, para as componentes do vento

$u$  e  $v$  - valores observados mensais das componentes de vento

$\bar{u}$  e  $\bar{v}$  - médias climatológicas para nove anos, das componentes de vento

O fluxo transiente mensal é dado pela expressão abaixo:

$$u'v' = (u - \bar{u})(v - \bar{v}) \quad (2.9)$$

O fluxo transiente normal é dado pela relação abaixo:

$$\overline{u'v'} = \overline{uv} - \bar{u}\bar{v} \quad (2.10)$$

Os fluxos normais e mensais, zonais, são dados, pela equação que segue:

$$|\overline{u'v'}| = \frac{1}{N} \sum (\overline{u'v'})_n \quad (2.11)$$

onde:

$n$  - indica o número de pontos de grade, no intervalo a ser considerado entre  $\lambda_1$  e  $\lambda_2$

De maneira análoga, calculou-se os fluxos de energia potencial, normais e mensais. Para determinação destes fluxos, foi necessário obter o campo do geopotencial utilizou-se então a equação (do tipo Monge-Ampère), que é conhecida na literatura.

tura meteorológica como equação de balanço, Haltiner<sup>13</sup>, na forma linear.

Procedeu-se à análise dos resultados encontrados, por meio do traçado de isolinhas de fluxo de momentum bem como dos campos de  $u$  e  $v$ ; comparou-se os mesmos, com os obtidos por Newell et all<sup>29</sup>, havendo boa concordância quantitativa e qualitativa. O mesmo foi feito para os fluxos de energia potencial. Muito embora Newell et all<sup>29</sup>, tenham se utilizado de um menor número de informações.

#### 2.4 - ANÁLISE DOS DADOS DISPONÍVEIS

Na primeira fase do trabalho, em que se procurou relacionar os fluxos anômalos de momentum com a ocorrência de secas ou chuvas regionais intensas, usou-se informações publicadas no "Monthly Climatic Data for the World". Foram encontradas dificuldades nas conclusões, já que os dados das estações meteorológicas disponíveis tinham pouca consistência e eram bastante escassos na área oceânica do Atlântico Norte e Sul. Usou-se, então, uma coleção completa de informações meteorológicas mensais que abrange esta área, arquivada no National Climatic Center, em Asheville, EEUU (Gray e Vernadore<sup>12</sup>).

Estes dados de altitude, nas estações, foram obtidos por meio da radiossondagem diária. A seguir analisou- e cartas de pressão constante (componentes  $u$  e  $v$  do vento e função de corrente) nos diversos níveis, com apoio das fotografias de satélite. Obteve-se, então, cartas mensais. Posteriormente calculou-se os valores das componentes do vento em pontos de grade, usando um processo de interpolação, por meio de computador. No Hemisfério Sul, no entanto, existe pouca confiabilidade nos dados, devido principalmente, à grande escassez de informações na região do Atlântico Sul.

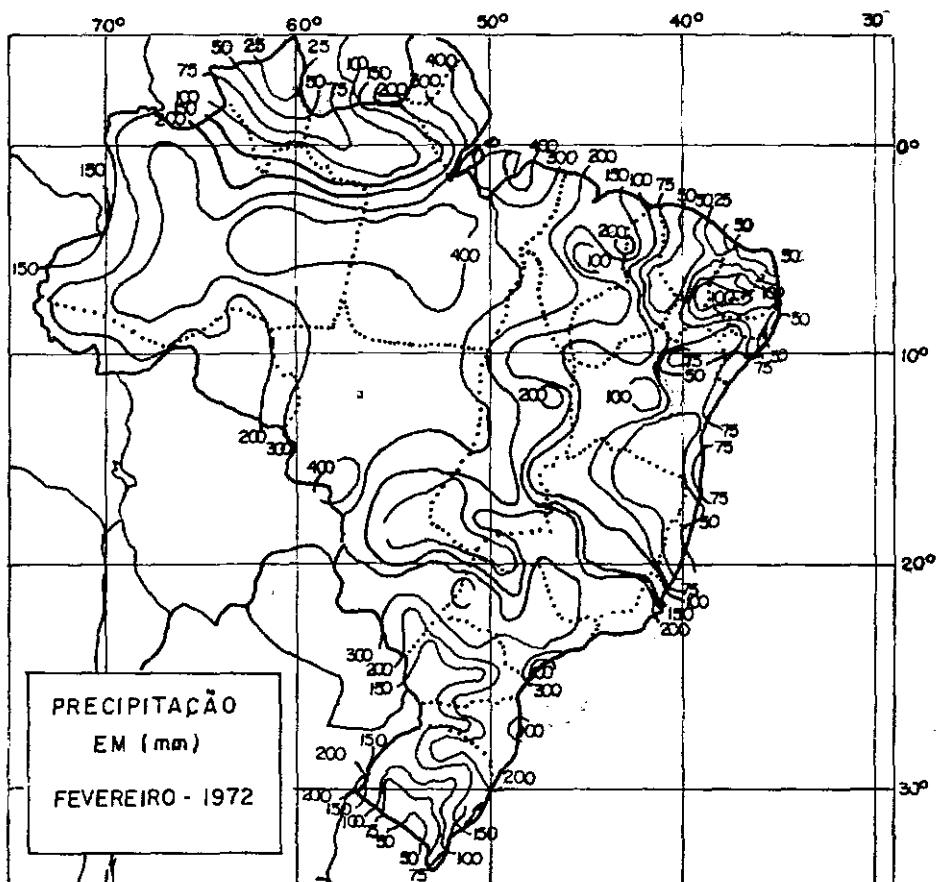
Fez-se um levantamento dos dados de vento, distanciados entre si de aproximadamente cinco graus, desde  $48^{\circ}$  N até  $48^{\circ}$  S e desde o meridiano de  $90^{\circ}$  W até  $20^{\circ}$  W, para um período de dez anos, num total da ordem de 200.000 informações, correspondentes aos níveis 700 mb e 200 mb.

Considerou-se os anos de 1972 e 1974 como seco e chuvoso, respectivamente, tendo como base as precipitações em Quixeramobim, Petrolina e Natal, mensalmente, e a normal de trinta anos para cada uma das estações mencionadas. As precipitações mensais foram obtidas do "Monthly Climatic Data for the World" e as normais do "Atlas Climatológico do Brasil", Serra<sup>32</sup>, ver Tabela 2.1, que foi construída com os valores obtidos pelas diferenças entre as precipitações mensais e as respectivas normais climatológicas, para trinta anos, divididas a seguir pela média aritmética das normais das três estações consideradas.

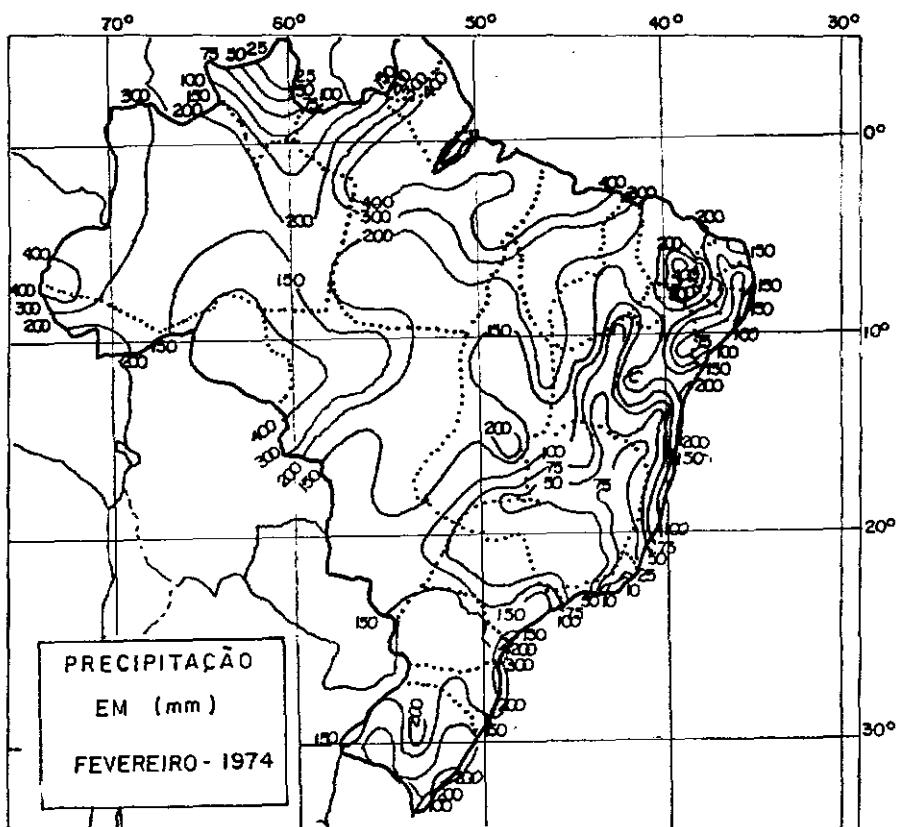
MES	ANO	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977
JAN		1.6	1.32	1.03	0.91	0.3	0.74	4.6	0.91	0.04	1.72
FEV		0.33	0.64	0.51	-	0.25	2.4	1.85	0.58	2.2	0.42
MAR		0.9	0.9	1.2	0.67	0.52	1.76	1.78	1.2	0.7	-
ABR		0.9	0.63	0.86	0.8	0.84	1.37	2.5	1.65	0.46	-
MAI		0.88	1.84	1.33	1.12	0.64	1.06	1.4	0.4	0.83	-

TABELA 2.1 - PRECIPITAÇÃO MÉDIA MENSAL DA REGIÃO COMPREENDIDA ENTRE QUIXERAMOBIM, PETROLINA E NATAL, NORMALIZADA

Podemos ver a seguir, nas figuras (2.2, 2.3 e 2.4), as precipitações dos meses de fevereiro, março e abril, correspondentes aos anos de 1972 e 1974, respectivamente.

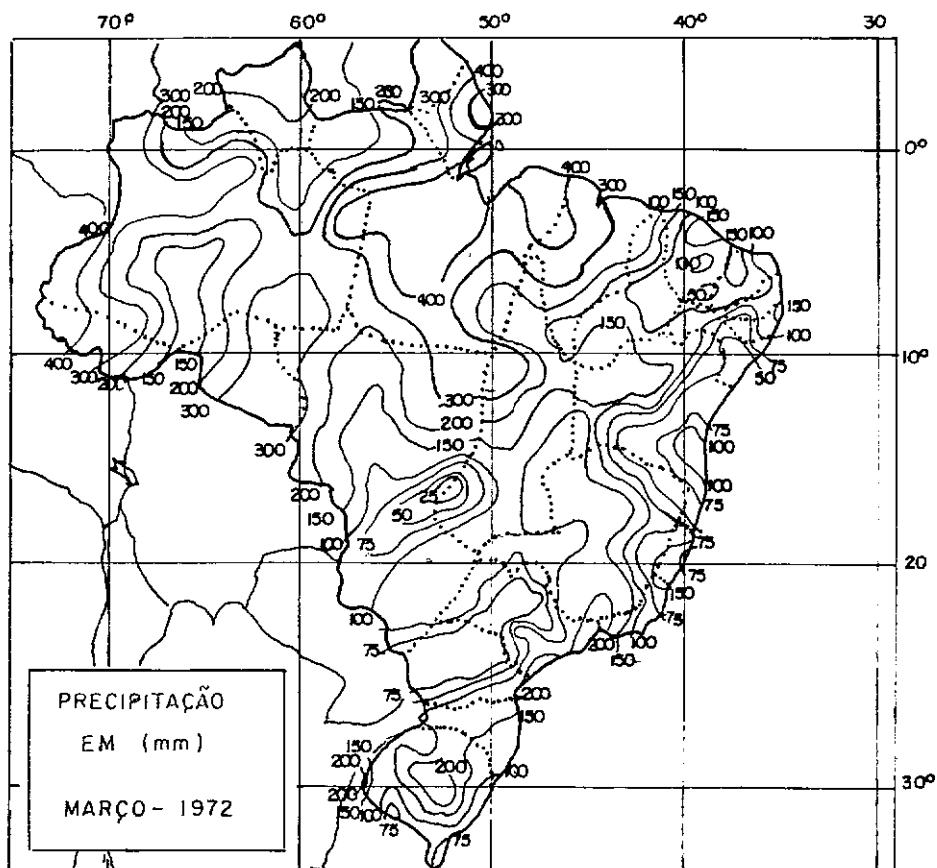


(a)

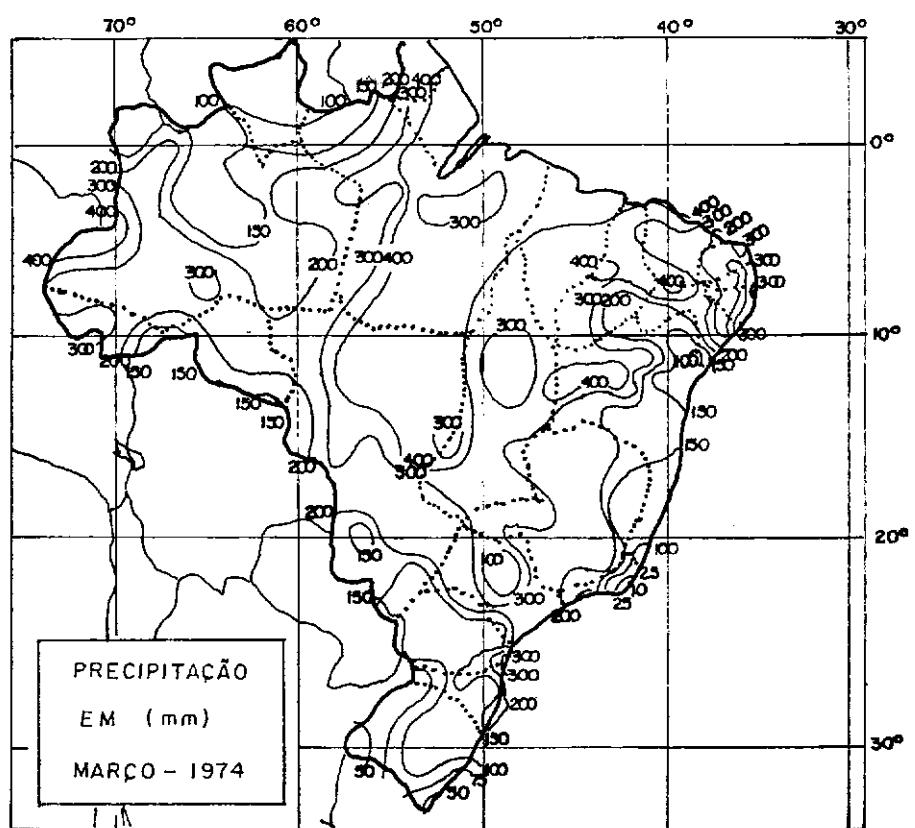


(b)

Fig. 2.2 — PRECIPITAÇÃO MENSAL DO PERÍODO INDICADO. FONTE DEPARTAMENTO NACIONAL DE METEOROLOGIA.

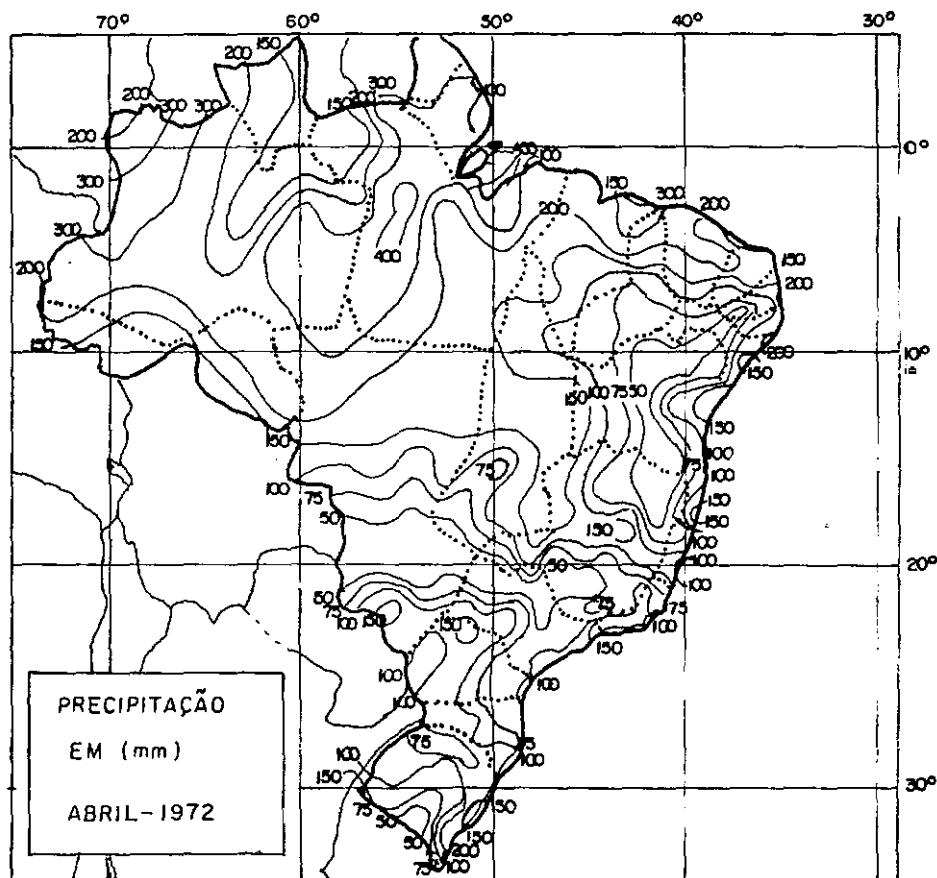


(a)

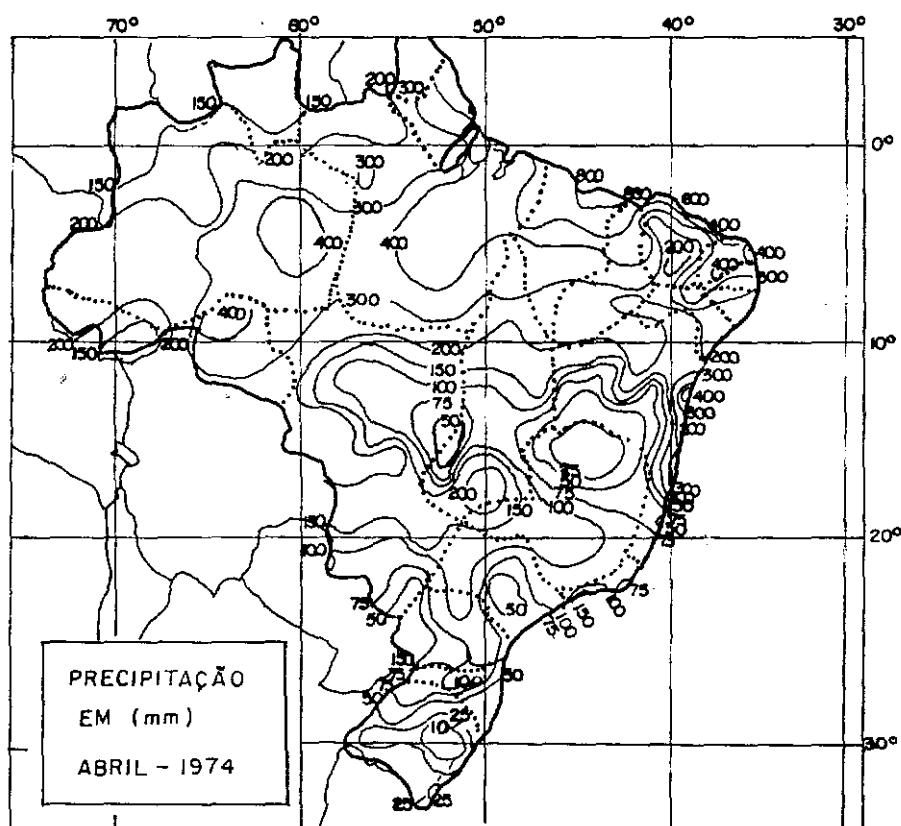


(b)

Fig. 2.3 - IGUAL AO DA FIGURA ANTERIOR, EXCETO PARA O MÊS DE MARÇO



(a)



(b)

Fig. 2.4 - IGUAL AO DA FIGURA 2.2, EXCETO PARA O MÊS DE ABRIL.

## 2.5 - ANÁLISE, RESULTADOS E CONCLUSÕES

### 2.5.1 - Descrição Qualitativa dos Valores de $|u'v'|$

Dos resultados, algumas evidências podem ser consideradas importantes: no nível de 700 mb, entre os medirianos de  $90^{\circ}$  e  $20^{\circ}$  W, constatou-se que nos meses chuvosos, o fluxo de momentum transiente zonal aumenta da latitude de  $5^{\circ}$  S até aproximadamente a latitude de  $15^{\circ}$  N e está acima do normal; nos meses secos, o fluxo está abaixo do normal (ver Figuras 2.5 e 2.6).

No caso chuvoso há fluxo do momentum transiente zonal em direção às latitudes mais altas do Hemisfério Norte e no caso seco não é tão evidente. Como consequência deste fato temos: no ano chuvoso os ventos de leste intensificaram-se, mais que no ano seco, na faixa compreendida entre o equador e a latitude de  $15^{\circ}$  N (ver Figuras 2.17 e 2.18). Verificando as análises das cartas sinóticas mensais de 700 mb, que são publicadas no "Montly Weather Review", encontramos uma atividade ciclônica na Terranova no ano chuvoso, maior do que no ano seco (ver Figuras 2.7 a 2.10). Isto nos leva a pensar que o aumento da intensidade dos ventos depende do grau de atividade ciclônica na região da Terranova-Groelândia.

O fluxo de momentum transiente zonal, no ano chuvoso, da latitude de  $5^{\circ}$  S a  $20^{\circ}$  S para as latitudes médias do H.S. é menor quando comparado com o fluxo em direção ao Hemisfério Norte, no mesmo ano, na faixa de  $5^{\circ}$  S a  $20^{\circ}$  N, (ver Figuras 2.5 e 2.6).

Calculou-se os fluxos de momentum transiente zonal em duas faixas separadamente, uma que vai de  $20^{\circ}$  W a  $50^{\circ}$  W e a outra de  $50^{\circ}$  W a  $90^{\circ}$  W; dos resultados encontrados temos que na região englobando o Nordeste e a Terranova o fluxo para o H.N.

está acima do normal no ano chuvoso e abaixo no ano seco (ver figuras 2.11 e 2.12). Verificou-se, também, nesta faixa, que os fluxos em direção ao H.N. são superiores aos fluxos em direção ao H.S. no caso chuvoso, próximo ao equador.

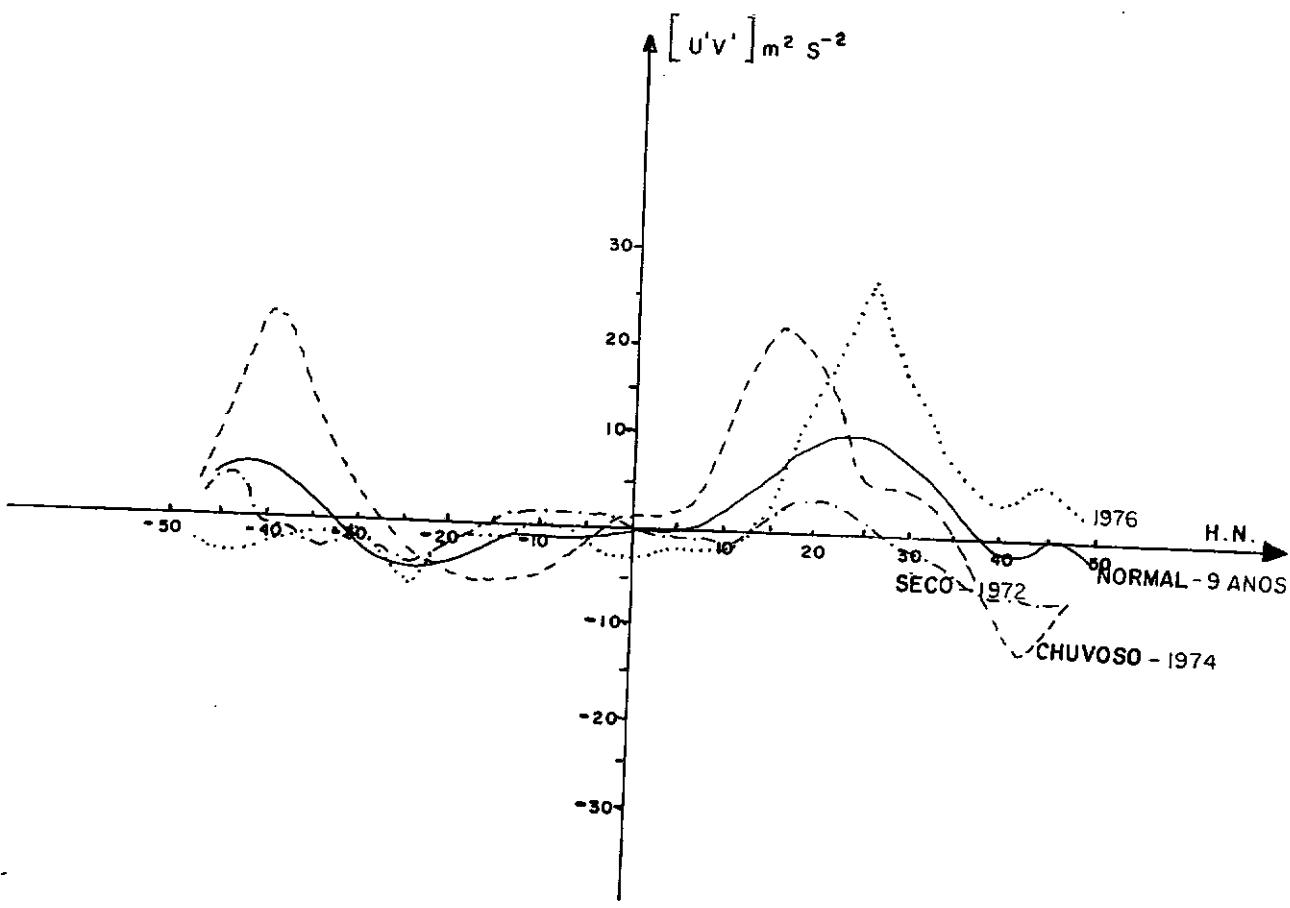


FIGURA 2.5 - FLUXO DE MOMENTUM TRANSIENTE ZONAL, NO NÍVEL DE 700 mb, CALCULADO NA FAIXA COMPREENDIDA ENTRE  $90^{\circ}$  W E  $20^{\circ}$  W, PARA O MÊS DE MARÇO. A LINHA CHEIA INDICA O FLUXO NORMAL PARA UM PERÍODO DE NOVE ANOS, A LINHA TRACEJADA INDICA O FLUXO MENSAL PARA O ANO DE 1974, A LINHA TRAÇO PONTO INDICA O FLUXO MENSAL PARA O ANO DE 1972 E A LINHA PONTILHADA O FLUXO MENSAL PARA O ANO DE 1976, O EIXO HORIZONTAL INDICA AS LATITUDES

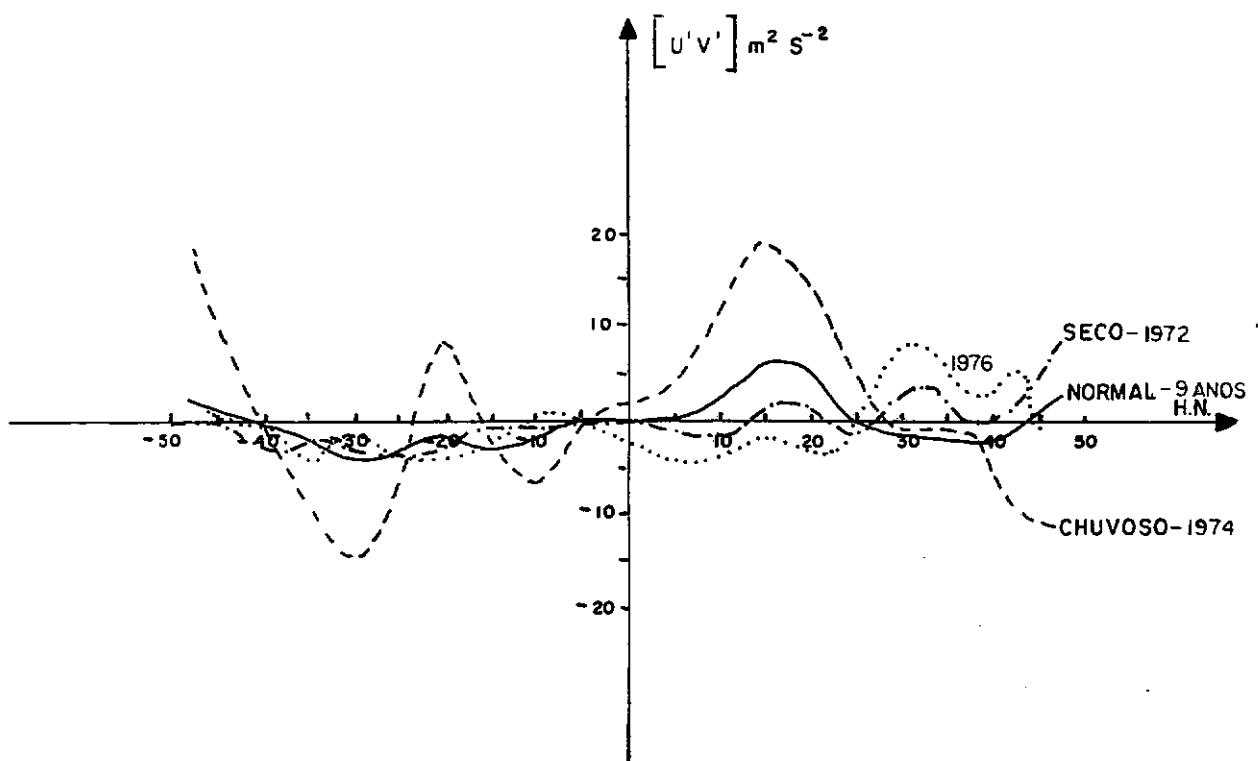


FIGURA 2.6 - IGUAL AO DA FIGURA 2.5, PARA O MÊS DE ABRIL

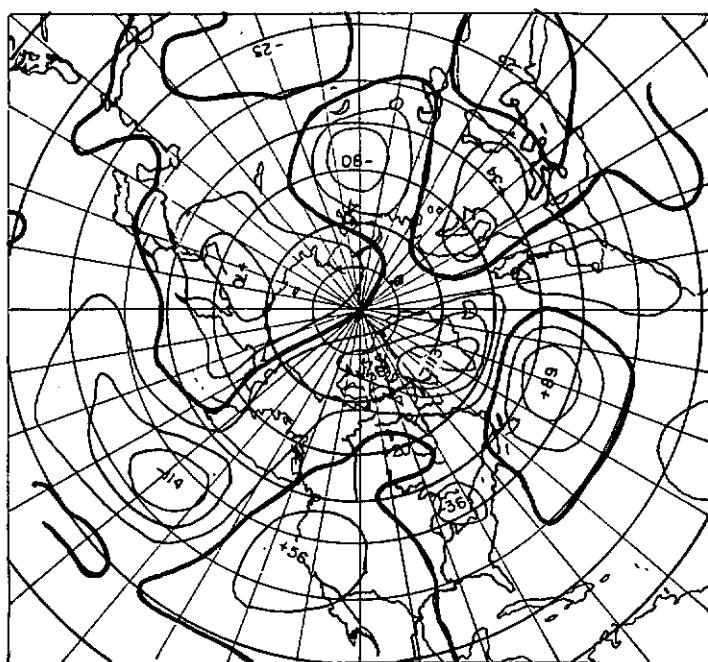


FIGURA 2.7 - DESVIO DA ALTITUDE MÉDIA (m) DA SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 700 mb, EM RELAÇÃO À SUA NORMAL, PARA O MÊS DE MARÇO DE 1972, BASEADO EM DICKSON<sup>8</sup>, p. 512

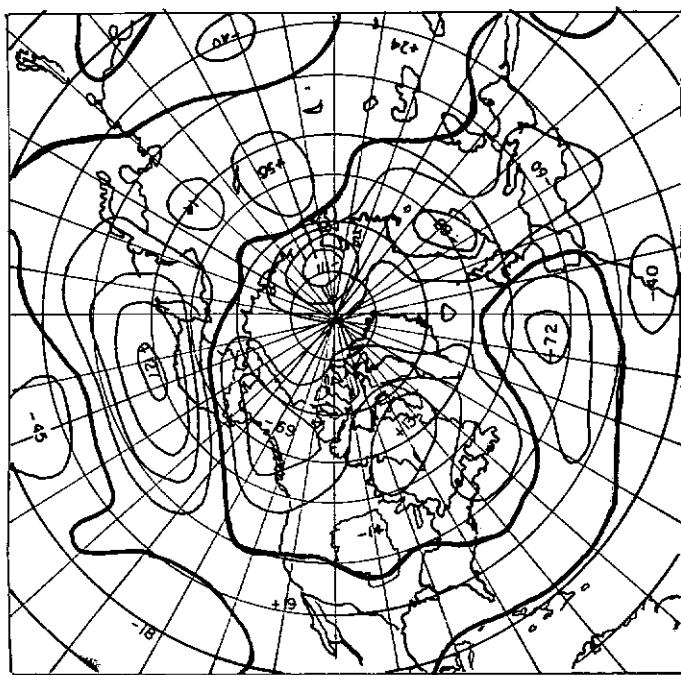


FIGURA 2.8 - DESVIO DA ALTITUDE MÉDIA (m) DA SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 700 mb, EM RELAÇÃO À SUA NORMAL, PARA O MÊS DE ABRIL DE 1972, BASEADO EM WAGNER<sup>35</sup>, p. 591

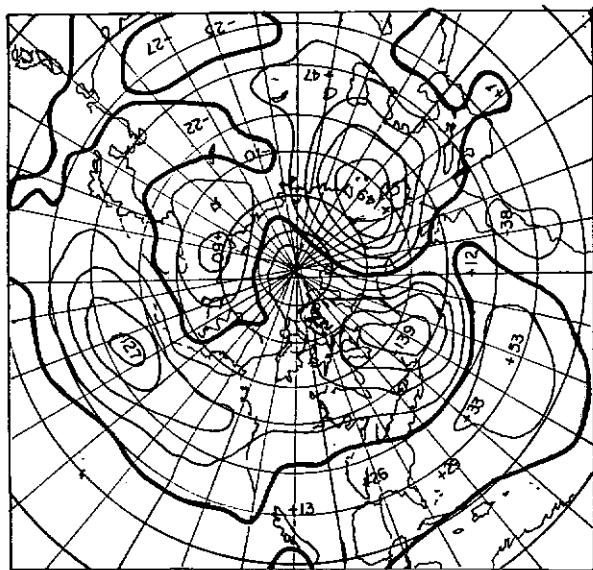


FIGURA 2.9 - DESVIO DA ALTITUDE MÉDIA (m) DA SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 700 mb, EM RELAÇÃO À SUA NORMAL, PARA O MÊS DE MARÇO DE 1974, BASEADO EM TAUBENSEE<sup>33</sup>, p. 467

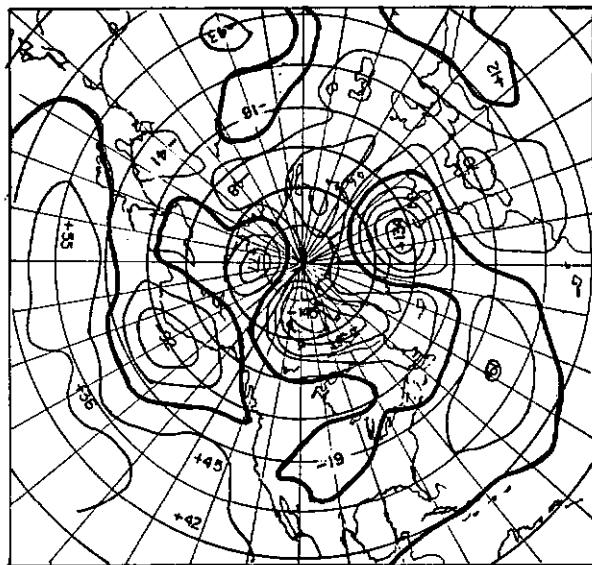


FIGURA 2.10 - DESVIO DA ALTITUDE MÉDIA (m) DA SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 700 mb, EM RELAÇÃO À SUA NORMAL, PARA O MÊS DE ABRIL DE 1974, BASEADO EM WAGNER<sup>36</sup>, p. 536

Na área envolvendo a Amazônia e a Terranova de  $50^{\circ}$  W a  $90^{\circ}$  W, estes fluxos transientes são inferiores em direção ao Hemisfério Norte, quando comparados com os fluxos envolvendo a Terranova e a região do Nordeste de  $20^{\circ}$  W a  $50^{\circ}$  W, no caso chuvoso (ver Figuras 2.13 e 2.14).

Dos resultados, pode-se concluir, que a maior parte do fluxo transiente saindo dos trópicos, de  $90^{\circ}$  W a  $20^{\circ}$  W em direção ao Hemisfério Norte, deve-se à região de  $50^{\circ}$  W a  $20^{\circ}$  W que engloba o Nordeste.

Constatou-se ainda que, via de regra, nos meses chuvosos de 1974, na faixa de  $5^{\circ}$  S/ $15^{\circ}$  N, entre os meridianos

$50^{\circ}$  W/ $20^{\circ}$  W, os ventos de leste aumentam mais do que entre os meridianos de  $90^{\circ}$  W/ $50^{\circ}$  W.

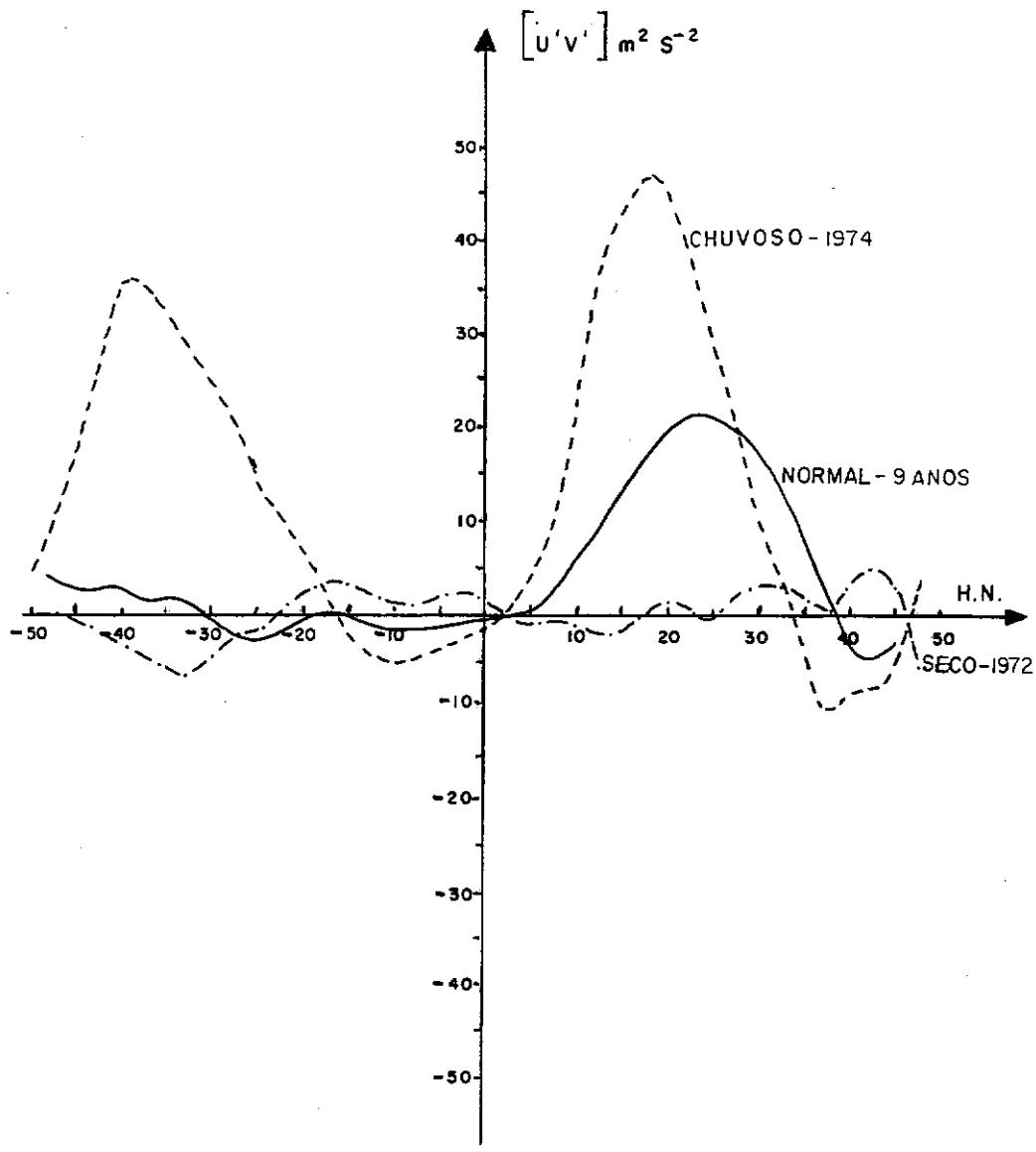


FIGURA 2.11 - FLUXO DE MOMENTUM TRANSIENTE ZONAL, NO NÍVEL DE 700 mb, CALCULADO NA FAIXA COMPREENDIDA ENTRE  $50^{\circ}$  W e  $20^{\circ}$  W, PARA O MÊS DE MARÇO. A LINHA CHEIA INDICA O FLUXO NORMAL PARA UM PERÍODO DE NOVE ANOS, A LINHA TRACEJADA INDICA O FLUXO MENSAL PARA O ANO DE 1974 E A LINHA TRAÇO-PONTO INDICA O FLUXO MENSAL PARA 1972. O EIXO HORIZONTAL INDICA AS LATITUDES

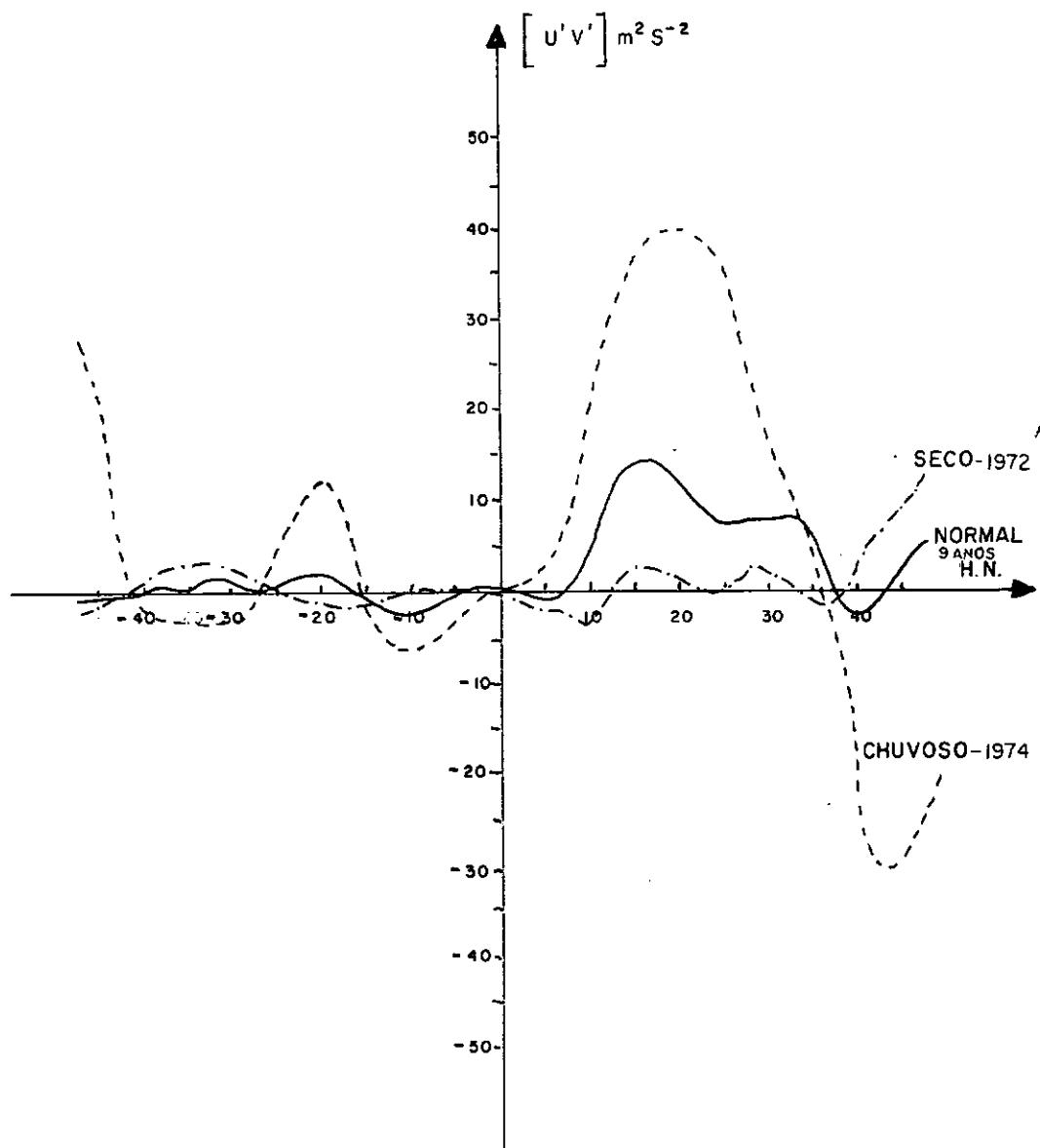


FIGURA 2.12 - IGUAL AO DA FIGURA 2.11, PARA O MÊS DE ABRIL

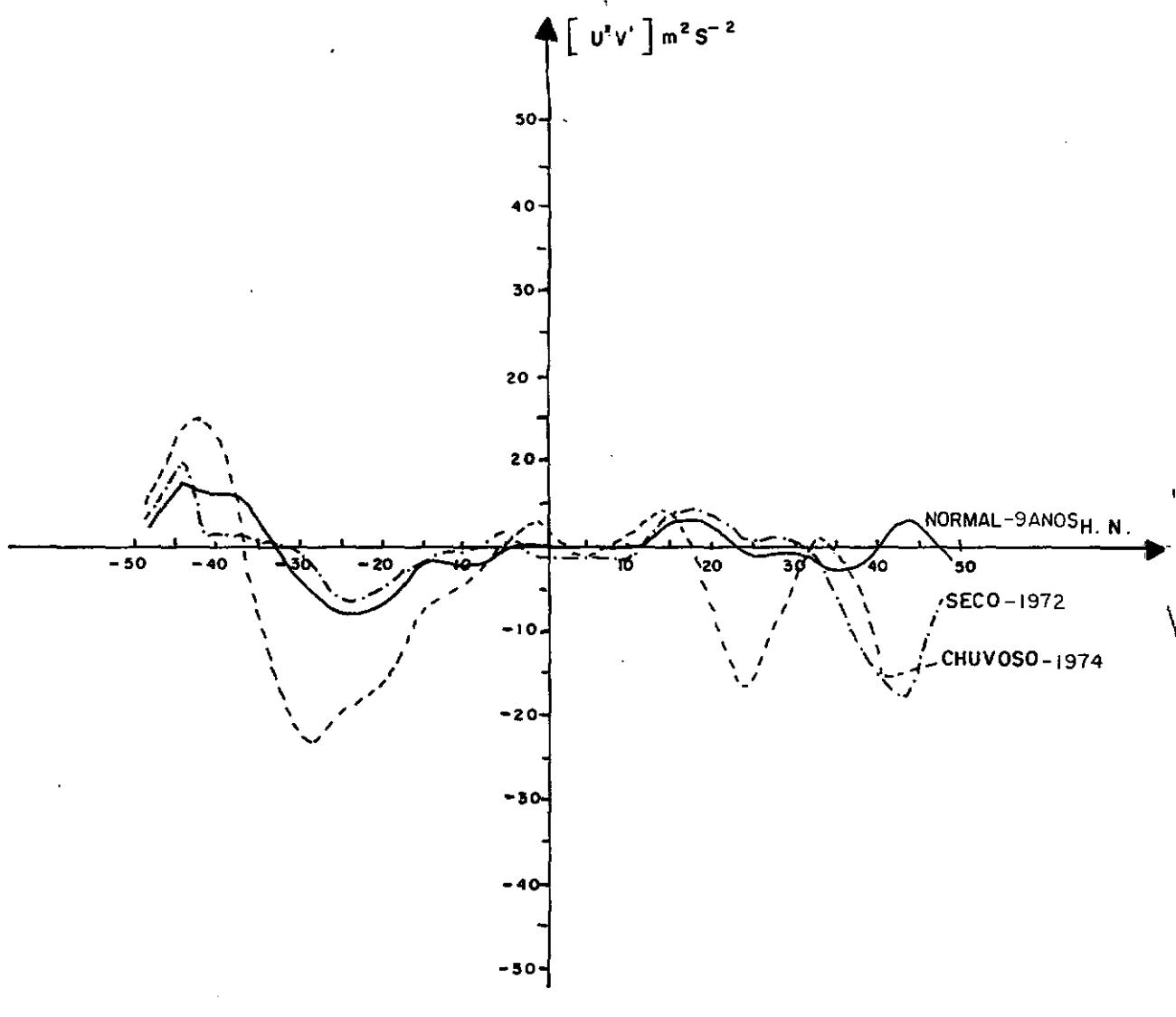


FIGURA 2.13 - FLUXO DE MOMENTUM TRANSIENTE ZONAL, NO NÍVEL DE 700 mb, CALCULADO NA FAIXA COMPREENDIDA ENTRE  $90^{\circ}$  W à  $50^{\circ}$  W, PARA O MES DE MARÇO. A LINHA CHEIA INDICA O FLUXO NORMAL PARA UM PERÍODO DE NOVE ANOS. A LINHA TRACEJADA INDICA O FLUXO MENSAL PARA O ANO DE 1974 E A LINHA TRAÇO-PONTO INDICA O FLUXO MENSAL PARA O ANO DE 1972. O EIXO HORIZONTAL INDICA AS LATITUDES.

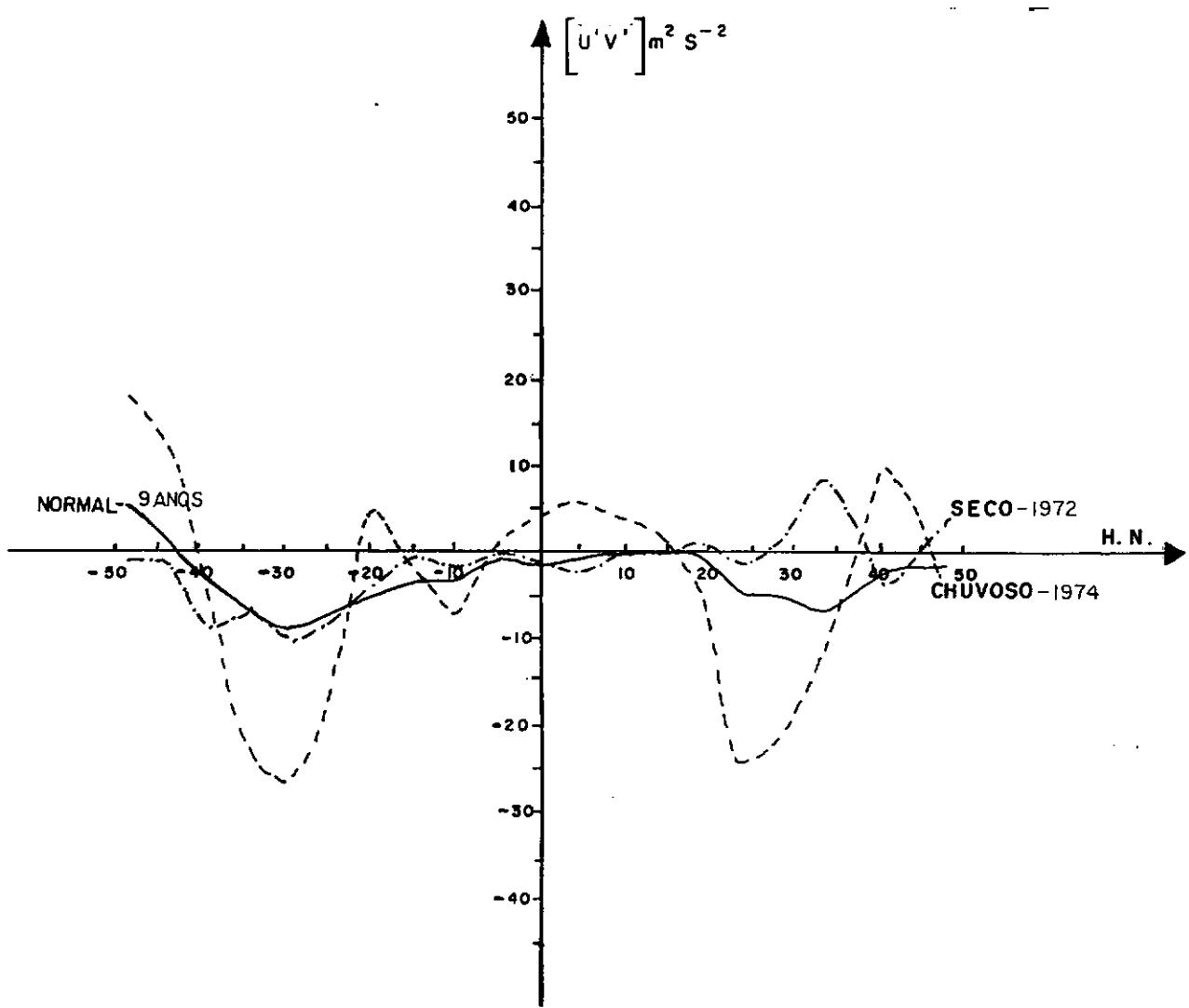


FIGURA 2.14 - IGUAL AO DA FIGURA 2.13, PARA O MÊS DE ABRIL

Dos resultados pode-se, de certa forma, afirmar que nos meses chuvosos houve um aumento dos ventos de leste em direção ao Nordeste, maior do que nos meses secos na região compreendida entre os paralelos de  $5^{\circ}$  S/ $15^{\circ}$  N e os meridianos de  $20^{\circ}$  W/ $90^{\circ}$  W, o que possivelmente implica num maior transporte de umidade nos meses de maior precipitação na região semi-árida do Nordeste.

Analizando-se o ano de 1976, considerado também como seco, observou-se que no único mês, o de fevereiro (não mostrado aqui), onde ocorreu uma precipitação acima do normal há um fluxo de momentum da região de  $5^{\circ}$  S em direção ao Hemisfério Norte, e mais, segundo as análises do "Monthly Weather Review", neste mês de fevereiro havia um aprofundamento do cavado na região da Terranova e um fortalecimento do anticiclone subtropical do Atlântico Norte (ver Figuras 2.15 e 2.16).

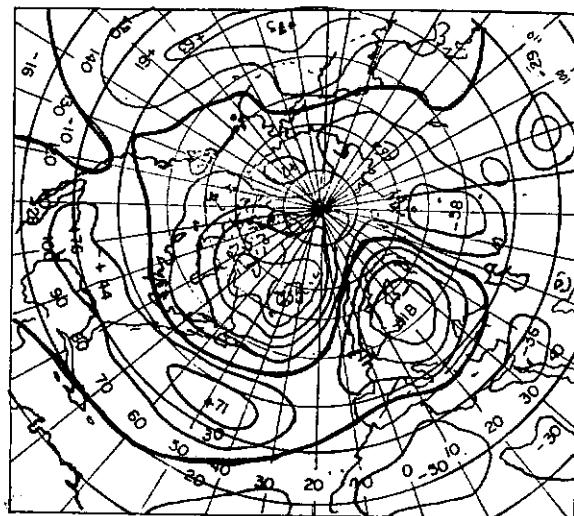


FIGURA 2.15 - DESVIO DA ALTITUDE MÉDIA (m) DA SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 700 mb, EM RELAÇÃO À SUA NORMAL, PARA O MÊS DE FEVEREIRO DE 1976, BASEADO EM DICKINSON<sup>9</sup>, p. 661

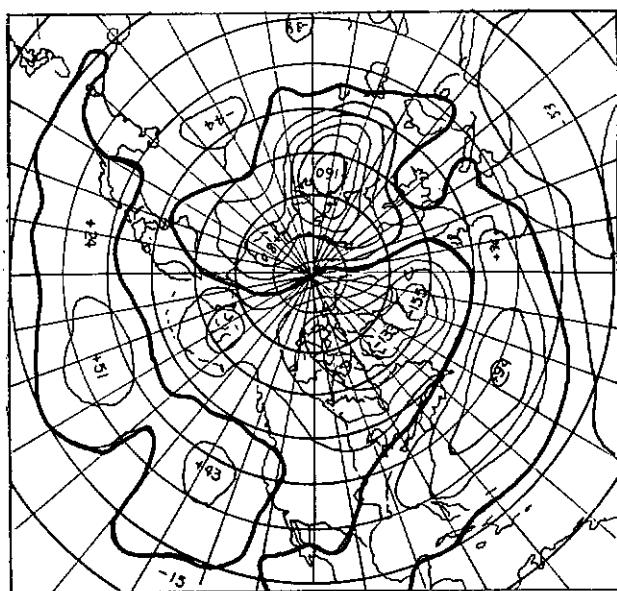


FIGURA 2.16 - DESVIO DA ALTITUDE MÉDIA (m) DA SUPERFÍCIE ISOBÁRICA DE 700 mb, EM RELAÇÃO À SUA NORMAL, PARA O MÊS DE MARÇO DE 1976, BASEADO EM TAUBENSEE<sup>34</sup>, p. 810

Os resultados mostrados na Tabela (2.2) (sumário dos gráficos correspondentes aos fluxos de momentum de fevereiro a maio) indicam que os alíseos aumentam mais nos meses do ano de 1974 que nos meses do ano de 1972.

Constatou-se também que nos meses de fevereiro, março, abril e maio de 1973, embora houvesse uma precipitação acima da normal na região semi-árida do Nordeste e um fluxo de momentum do equador em direção a latitudes mais altas do Hemisfério Norte na faixa de 90° W e 20° W, não se encontra na Terra Nova uma situação típica de intensa atividade ciclônica; este fato deve exigir, para sua explicação, a existência de algum outro mecanismo que esteja atuando na região do Nordeste.

Em 1975 verificou-se que houve precipitação acima da normal nos meses de março e abril na região do Nordeste,

havendo intensa atividade ciclônica na Terranova; no entanto, o fluxo de momentum em direção ao Hemisfério Norte é menor quando comparado com o fluxo em direção do Hemisfério Sul. Isto nos leva a acreditar que a influência dos sistemas frontais do H.S. se fez sentir mais do que propriamente a influência do ciclone na Terranova, para este caso, em concordância com Kousky<sup>16</sup>.

Ao que parece, nem todos os casos ligados às situações típicas de Namias, são responsáveis diretamente pelo que ocorre na região do Nordeste no "inverno" (março, abril e maio).

Ao que tudo indica estes mecanismos ora se somam, ora parecem atuar de forma separada, prevalecendo uma maior atuação de um deles como causa da anomalia provocada na região.

Constatou-se, no que diz respeito à distribuição latitudinal do vento médio zonal, que não há muita diferença entre os alíseos, para os casos secos e chuvosos, (ver Figuras 2.17 e 2.18), referentes aos meses de março e abril. No entanto, pode-se notar uma diferença entre as latitudes  $10^{\circ}$  N e  $25^{\circ}$  N e, também, entre  $5^{\circ}$  S e  $20^{\circ}$  S. É possível, que essas diferenças, possam se manifestar através da instabilidade barotrópica do fluxo zonal. Sendo esta uma linha a ser seguida no futuro.

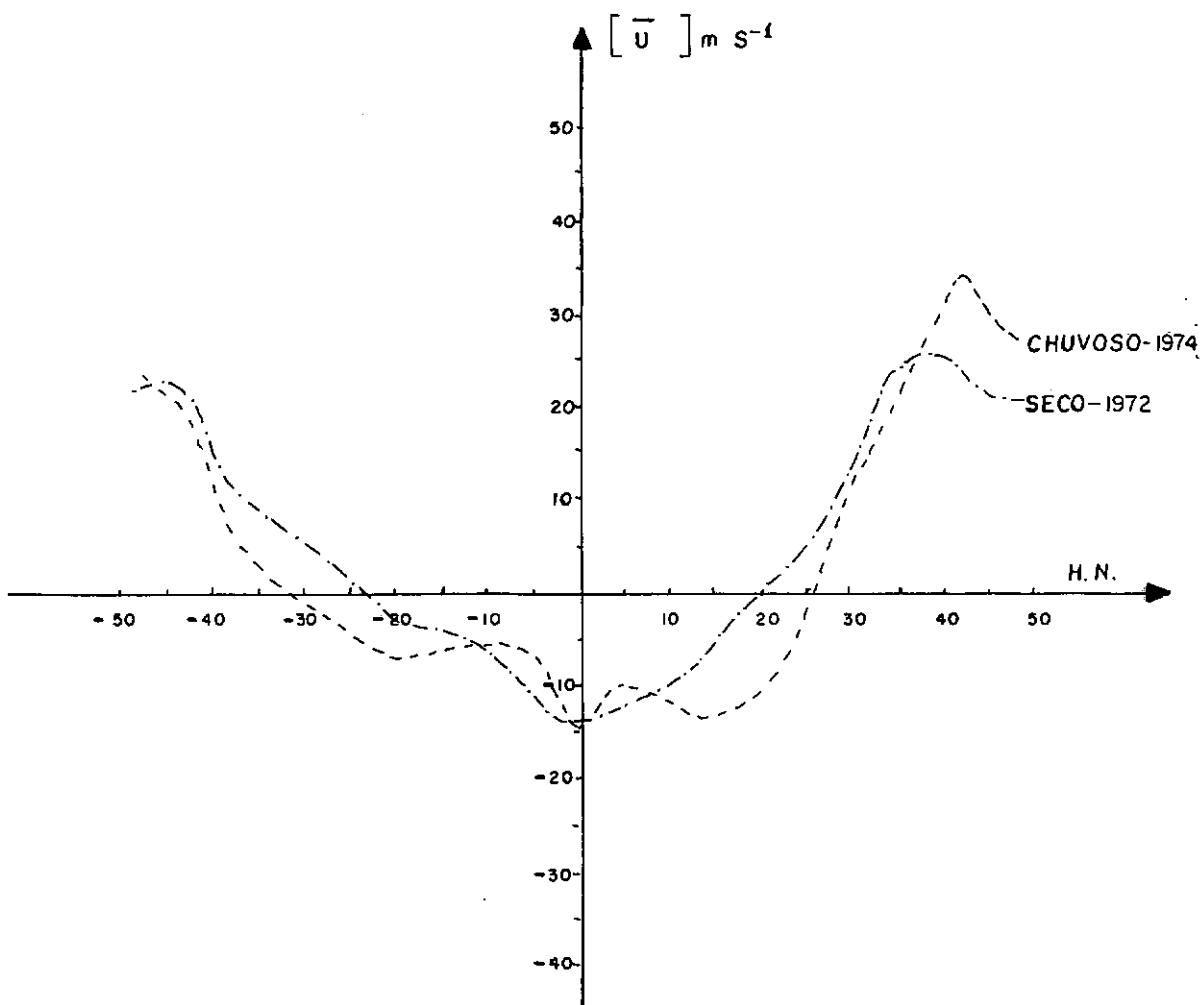


FIGURA 2.17 - VENTO MÉDIO ZONAL NO NÍVEL DE 700 mb, CALCULADO NA FAIXA COMPREENDIDA ENTRE 90° W E 20° W, PARA O MÊS DE JANEIRO. A LINHA TRACEJADA INDICA O VENTO MÉDIO ZONAL MENSAL, PARA O ANO DE 1974 E A LINHA TRACO-PONTO INDICA O VENTO MÉDIO ZONAL MENSAL PARA O ANO DE 1972. O EIXO HORIZONTAL INDICA AS LATITUDES.

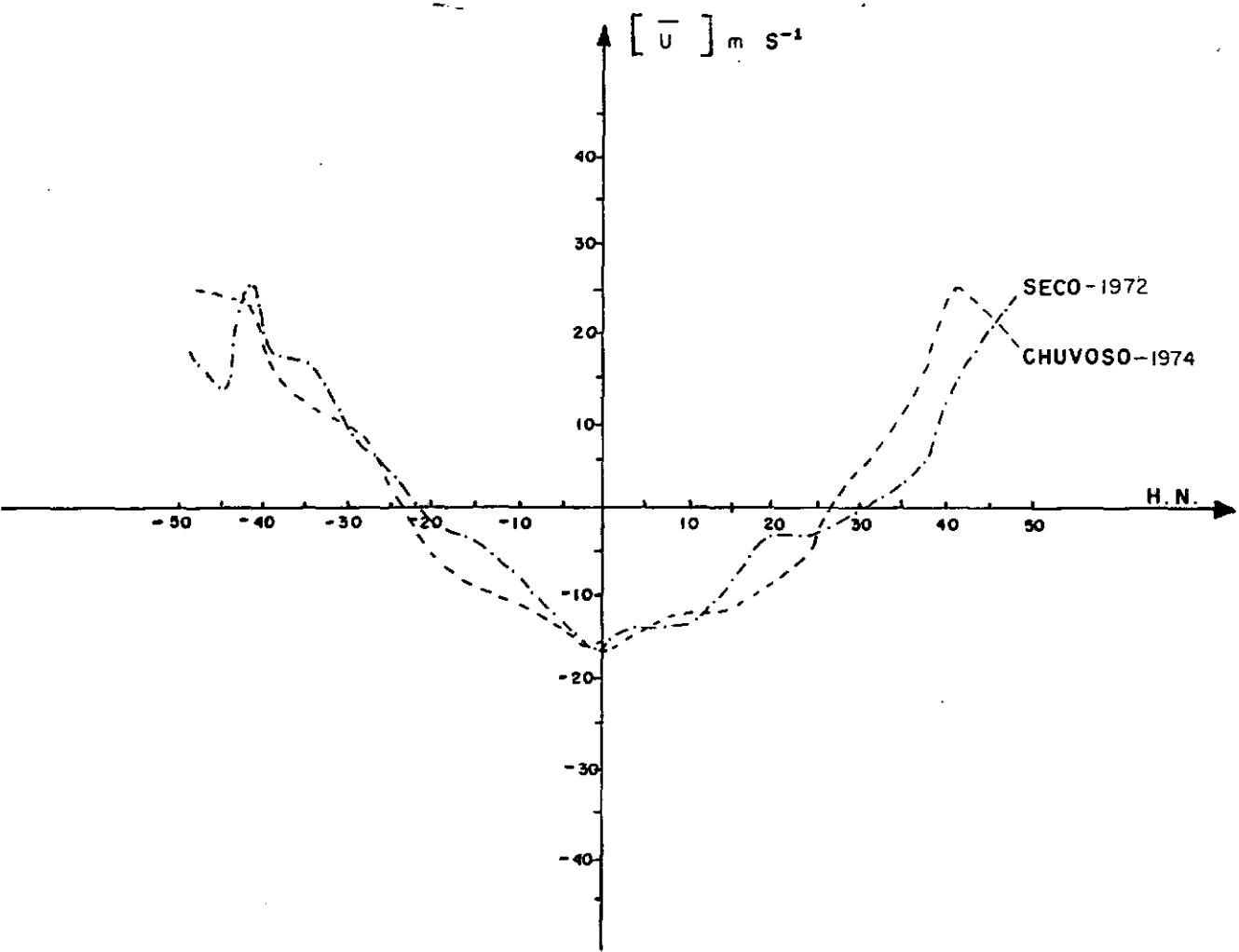


FIGURA 2.18 - IGUAL AO DA FIGURA 2.17, PARA O MÊS DE ABRIL

### 2.5.2 - Análise Quantitativa dos Resultados de $|u'v'|$

À luz da equação (2.5), tendo em conta somente a contribuição do termo que diz respeito ao fluxo de momentum transiente zonal, na faixa compreendida entre  $90^{\circ}$  W e  $20^{\circ}$  W, foram encontrados (ver Tabelas 2.2 e 2.3) os seguintes resultados, com base nas análises dos gráficos.

MESES	$5^{\circ} S / 15^{\circ} N$	CASO SECO 1972	CASO CHUVOSO 1974	COMENTÁRIOS $(\partial  \bar{u}  / \partial t \approx - \partial  \bar{u}'v'  / a \partial \phi)$
		$\partial  \bar{u}'v'  / \partial \phi$	$\partial  \bar{u}'v'  / \partial \phi$	
JANEIRO		> 0	>> 0	Os alíseos estão aumentando mais no caso chuvoso
FEVEREIRO		> 0	>> 0	Os alísios estão aumentando mais no caso chuvoso
MARÇO		> 0	>> 0	Os alíseos estão aumentando mais no caso chuvoso
ABRIL		> 0	>> 0	Os alíseos estão aumentando mais no caso chuvoso
MAIO		> 0	>> 0	Os alíseos estão aumentando mais no caso chuvoso

TABELA 2.2 - CONTRIBUIÇÃO DA DIVERGÊNCIA MERIDIONAL DO FLUXO DE MOMENTUM TRANSIENTE, PARA VARIAÇÃO DO ESCOAMENTO ZONAL, ENTRE  $5^{\circ} S$  E  $15^{\circ} N$  PARA A FAIXA  $90^{\circ} W$  A  $20^{\circ} W$

MESES	$15^{\circ} \text{ N}/35^{\circ} \text{ N}$	CASO SECO 1972	CASO CHUVOSO 1974	COMENTARIOS
	$\partial  \bar{u}'v''  / \partial \phi$	$\partial  \bar{u}'v'  / \partial \phi$	$(\partial  \bar{u}  / \partial t \approx \partial  \bar{u}'v'  / a \partial \phi)$	
ABRIL	< 0	<< 0		Os oestes intensificam-se mais no caso chuvoso
MAIO	< 0	<< 0		Os oestes intensificam-se mais no caso chuvoso

TABELA 2.3 - CONTRIBUIÇÃO DA DIVERGÊNCIA MERIDIONAL DO FLUXO DE MOMENTUM TRANSIENTE, PARA VARIAÇÃO DO ESCOAMENTO ZONAL, ENTRE  $15^{\circ} \text{ N}$  e  $35^{\circ} \text{ N}$  PARA A FAIXA  $90^{\circ} \text{ W}$  A  $20^{\circ} \text{ W}$

No que diz respeito ao ano de 1976, considerado seco, os resultados para os meses de fevereiro e março, na faixa compreendida entre  $90^{\circ}$  W e  $20^{\circ}$  W, estão mostrados nas tabelas 2.4 e 2.5:

MESES	$\partial  \bar{u}'v'  / \partial \phi$	COMENTÁRIOS
		$(\partial  \bar{u}  / \partial t) \approx - \partial  \bar{u}'v'  / \partial \phi$
FEVEREIRO	> 0	Os alíseos estão aumentando
MARÇO	> 0	Os alíseos estão aumentando

TABELA 2.4 - CONTRIBUIÇÃO DA DIVERGÊNCIA MERIDIONAL DO FLUXO DE MOMENTUM TRANSIENTE, PARA VARIAÇÃO DO ESCOAMENTO ZONAL, ENTRE  $15^{\circ}$  N e  $25^{\circ}$  N PARA A FAIXA  $90^{\circ}$ W a  $20^{\circ}$ W

MESES	$\partial  \bar{u}'v'  / \partial \phi$	COMENTÁRIOS
		$(\partial  \bar{u}  / \partial t) \approx - \partial  \bar{u}'v'  / \partial \phi$
FEVEREIRO	< 0	Os oestes estão intensificando-se
MARÇO	< 0	Os oestes estão intensificando-se

TABELA 2.5 - CONTRIBUIÇÃO DA DIVERGÊNCIA MERIDIONAL DO FLUXO DE MOMENTUM TRANSIENTE, PARA VARIAÇÃO DO ESCOAMENTO ZONAL, ENTRE  $25^{\circ}$  N e  $35^{\circ}$  N PARA A FAIXA  $90^{\circ}$  W a  $20^{\circ}$  W

Notou-se que, particularmente no mês de fevereiro de 1976, a precipitação foi acima da normal, havendo um aumento dos alíseos. E, quando comparado aos demais aumentos dos alíseos dos meses secos deste ano indica ser superior, não mostrados aqui.

Na faixa de  $50^{\circ}$  W até  $20^{\circ}$  W, os resultados estão mostrados nas Tabelas 2.6 e 2.7.

MESES	$5^{\circ} S / 20^{\circ} N$	CASO SECO 1972	CASO CHUVOSO 1974	COMENTÁRIOS
		$\partial  \bar{u}'v'  / \partial \phi$	$\partial  \bar{u}'v'  / \partial \phi$	$\partial  \bar{u}  / \partial t \approx - \partial  \bar{u}'v'  / a \partial \phi$
JANEIRO		> 0	>> 0	Os alíseos intensificam-se mais no caso chuvoso
FEVEREIRO		> 0	>> 0	Os alíseos intensificam-se mais no caso chuvoso
MARÇO		< 0	>> 0	Os alíseos diminuem no caso seco e aumentam no caso chuvoso
ABRIL		< 0	>> 0	Os alíseos diminuem no caso seco e aumentam no caso chuvoso
MAIO		< 0	>> 0	Os alíseos diminuem no caso seco e aumentam no caso chuvoso

TABELA 2.6 - CONTRIBUIÇÃO DA DIVERGÊNCIA MERIDIONAL DO FLUXO DE MOMENTUM TRANSIENTE, PARA VARIAÇÃO DO ESCOAMENTO ZONAL, ENTRE  $5^{\circ} S$  E  $20^{\circ} N$  PARA A FAIXA  $50^{\circ} W$  A  $20^{\circ} W$

MESES	20° N/35° N	CASO SECO 1972	CASO CHUVOSO 1974	COMENTÁRIOS
		$\partial  u'v'  / \partial \phi$	$\partial  u'v'  / \partial \phi$	$(\partial  \bar{u}  / \partial t \approx - \partial  u'v'  / \partial \phi)$
JANEIRO		> 0	<< 0	Os oestes intensificam-se mais no caso chuvoso
FEVEREIRO		< 0	<< 0	Os oestes intensificam-se mais no caso chuvoso
MARÇO		$\approx 0$	<< 0	Os oestes diminuem no caso seco. No caso chuvoso aumentam
ABRIL		> 0	<< 0	Os oestes diminuem no caso seco. No caso chuvoso aumentam
MAIO		> 0	<< 0	Os oestes diminuem no caso seco. No caso chuvoso aumentam

46

TABELA 2.7 - CONTRIBUIÇÃO DA DIVERGÊNCIA MERIDIONAL DO FLUXO DE MOMENTUM TRANSIENTE, PARA VARIAÇÃO DO ESCOAMENTO ZONAL, ENTRE 20° N E 35° N PARA A FAIXA 50° W A 20° W

### 2.5.3 - Análise Qualitativa dos Valores de $|v'\Phi'|$

Nota-se que, no caso chuvoso, na faixa de  $5^{\circ}$  S/ $10^{\circ}$  S, aproximadamente, as curvas de fluxo de energia potencial (ver figuras 2.19 e 2.20, têm via de regra inclinações contrárias às das curvas de  $|u'v'|$  na mesma faixa, o que parece indicar que existe um fluxo de energia potencial das latitudes mais altas em direção aos trópicos. Cumpre destacar que, no mês de janeiro correspondente ao caso seco, as inclinações de  $|u'v'|$  e  $|v'\Phi'|$  são contrárias ao do caso anterior, o que era de certa forma de se esperar; isto ocorre na faixa de  $5^{\circ}$  S até  $15^{\circ}$  N, aproximadamente.

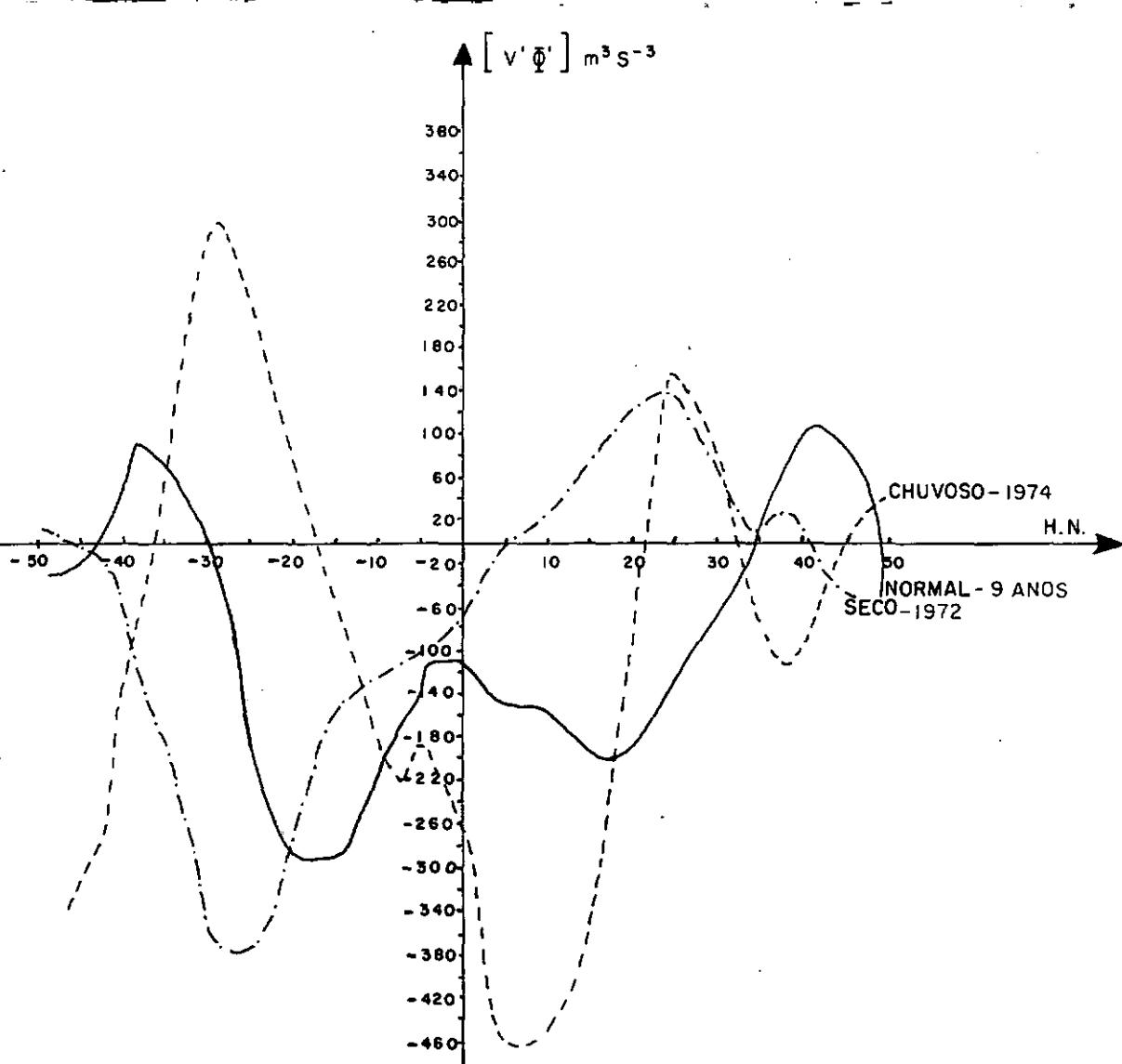


FIGURA 2.19 - FLUXO DE ENERGIA POTENCIAL TRANSIENTE ZONAL NO NÍVEL DE 700 mb, CALCULADO NA FAIXA COMPREENDIDA ENTRE 90° W E 20° W PARA O MÊS DE MARÇO. A LINHA CHEIA INDICA O FLUXO NORMAL PARA UM PERÍODO DE NOVE ANOS. A LINHA TRACEJADA INDICA O FLUXO MENSAL PARA O ANO 1974. A LINHA TRAÇO PONTO INDICA O FLUXO MENSAL PARA O ANO DE 1972. O EIXO HORIZONTAL INDICA AS LATITUDES.

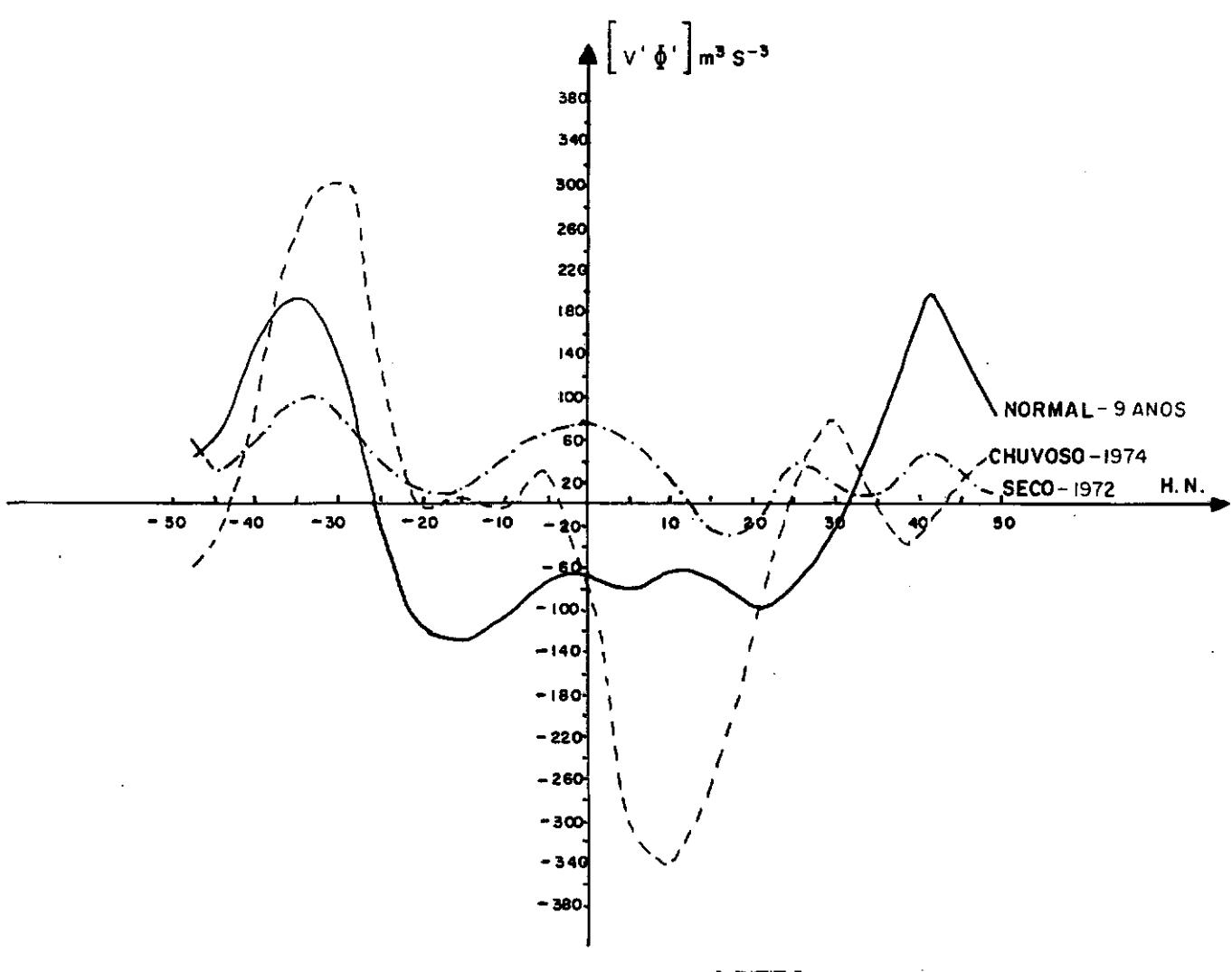


FIGURA 2.20 - IGUAL AO DA FIGURA 2.19, PARA O MÊS DE ABRIL

Nos meses secos de fevereiro e março, haja vista que a inclinação de  $|u'v'|$  não é muito precisa, ve-se que  $|v'\Phi'|$  tem uma inclinação positiva em direção às latitudes mais altas do Hemisfério Norte e Hemisfério Sul, indicando possivelmente uma saída de energia cinética para as latitudes médias.

Vê-se ainda que no caso chuvoso, as curvas  $|v'\Phi'|$  e  $|u'v'|$  interceptam o eixo positivo, aproximadamente nas mesmas

latitudes. Usando a formulação de Dickinson<sup>7</sup>, poderíamos de uma certa forma, dizer que a latitude crítica encontra-se no Hemisfério Norte aproximadamente compreendida entre os paralelos de 20° a 25° N, para os meses de janeiro, fevereiro, março, abril e maio.

Disto pode-se dizer, em que pese a pouca consistência dos dados do Hemisfério Sul, que a existência da latitude crítica não parece ser uma perfeita barreira para o fluxo de energia cinética proveniente das latitudes mais altas do Hemisfério Norte em direção à região dos trópicos, englobando o Nordeste.

Os resultados obtidos no nível de 700 mb, parecem de certa forma concordar com os encontrados por Mak<sup>20</sup>, no que diz respeito às inclinações das curvas de  $|u'v'|$  e  $|v'\Phi'|$ , bem como no que concerne à ordem de grandeza destes valores.

#### 2.5.4 - Análise do Campo do Vento

Calculada a média climatológica das componentes  $u$  e  $v$  dos campos de vento mensal, obteve-se as componentes dos campos de desvio (diferença obtida entre as componentes dos campos mensais e as suas respectivas componentes climatológicas).

Observou-se que os campos mensais e os climatológicos são consistentes na vertical.

Constatou-se que, no mês de fevereiro, no nível de 700 mb, na região do Hemisfério Norte, o campo climatológico tem componente de nordeste em direção a região equatorial e no nível de 200 mb o escoamento é predominantemente de oeste (ver Figuras 2.21c e 2.22d).

Analisaram-se os campos mensais para o mês de fevereiro, nos anos de 1972 e 1974. Constatou-se que, no nível de

700 mb, existe uma diferença entre os movimentos provenientes de latitudes médias em direção a região semi-árida do Nordeste do Brasil, havendo uma maior convergência no ano de 1974. Já na região do Nordeste, vê-se que no ano de 1972 há uma divergência nos baixos níveis e no ano de 1974, uma convergência (ver Figuras 2.21b e 2.22b).

No mês acima mencionado, no nível de 700 mb, notou-se no campo diferença que os desvios em relação a normal climatológica eram mais acentuados em direção à região do Nordeste no ano de 1974, do que no ano de 1972 (Figuras 2.21f e 2.22f).

Dando continuidade à análise dos campos de desvios, constatou-se que, no ano de 1972, no nível de 200 mb, a circulação no Atlântico Norte, numa região localizada um pouco acima da zona semi-árida, é ciclônica e no nível de 700 mb é anticyclônica. No ano de 1974 deu-se o contrário, (ver Figuras 2.21e, 2.21f, 2.22e e 2.22f). Ainda neste ano, notou-se que esta área de atividade ciclônica no nível de 200 mb encontra-se localizada a oeste do Nordeste do Brasil (ver Figura 2.22e).

Quanto à circulação do Hemisfério Sul, constatou-se que no ano de 1974, o centro do anticiclone subtropical do Atlântico Sul encontra-se mais ao Sul da Região do Nordeste e mais próximo do litoral, no ano de 1972 (ver Figuras 2.22e, 2.22f, 2.21e e 2.21f).

Notou-se ainda que existe uma menor influência dos desvios junto a fronteira sul (localizada aproximadamente a  $30^{\circ}$  S), quando comparado com as influências dos desvios junto a fronteira norte (localizada aproximadamente a  $30^{\circ}$  S), com a região do Nordeste (ver Figuras 2.21 f e 2.22 f).

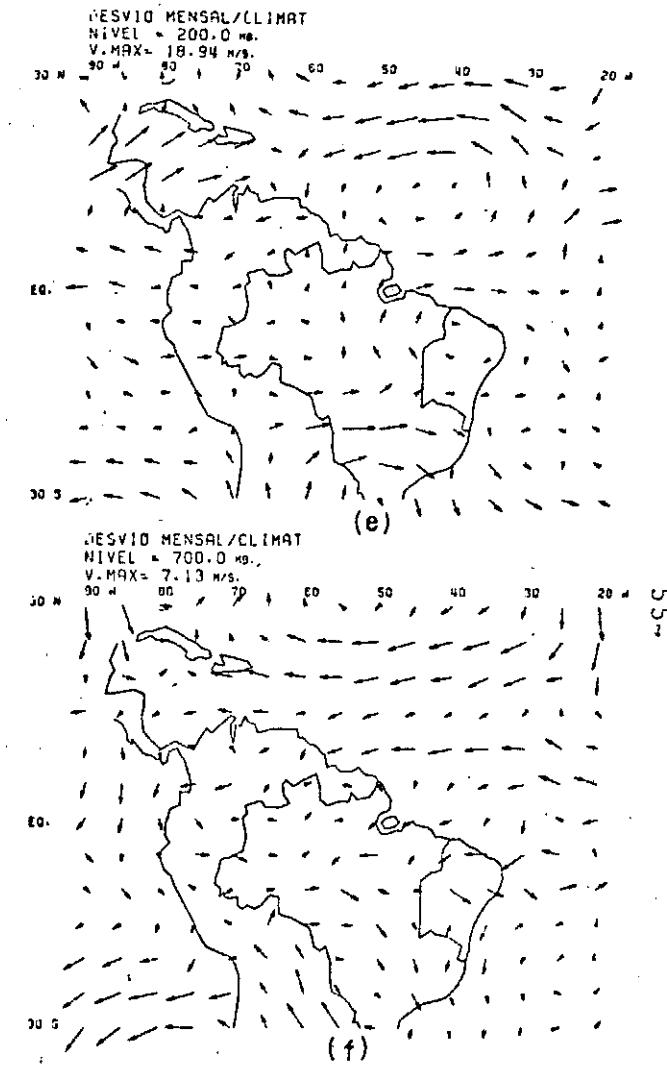
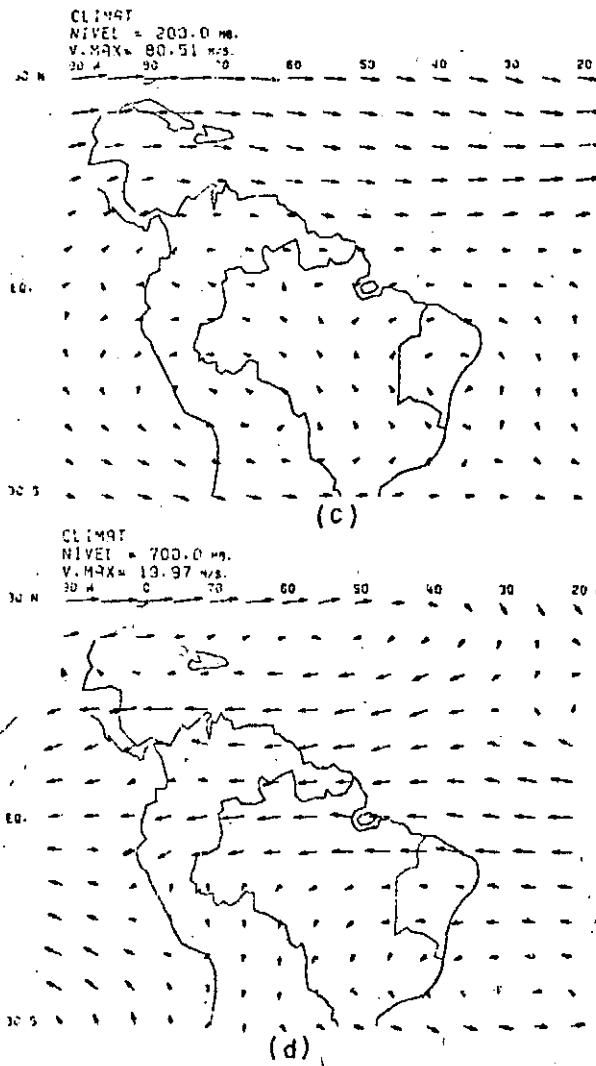
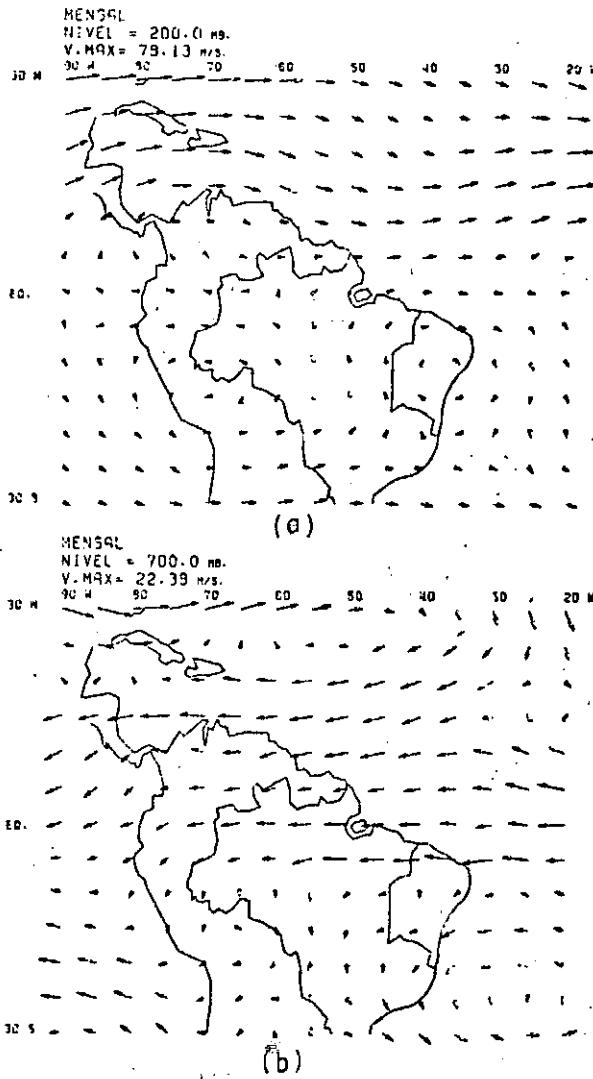


Fig. 2.21 - CAMPO HORIZONTAL DO VENTO a) MENSAL NO NÍVEL DE 200 MB, b) MENSAL NO NÍVEL DE 700 MB, c) CLIMATOLÓGICO NO NÍVEL DE 200 MB, d) CLIMATOLÓGICO NO NÍVEL DE 700 MB, e) DESVIO NO NÍVEL DE 200 MB, f) DESVIO NO NÍVEL DE 700 MB. PARA O MÊS DE FEVEREIRO DO ANO DE 1972.

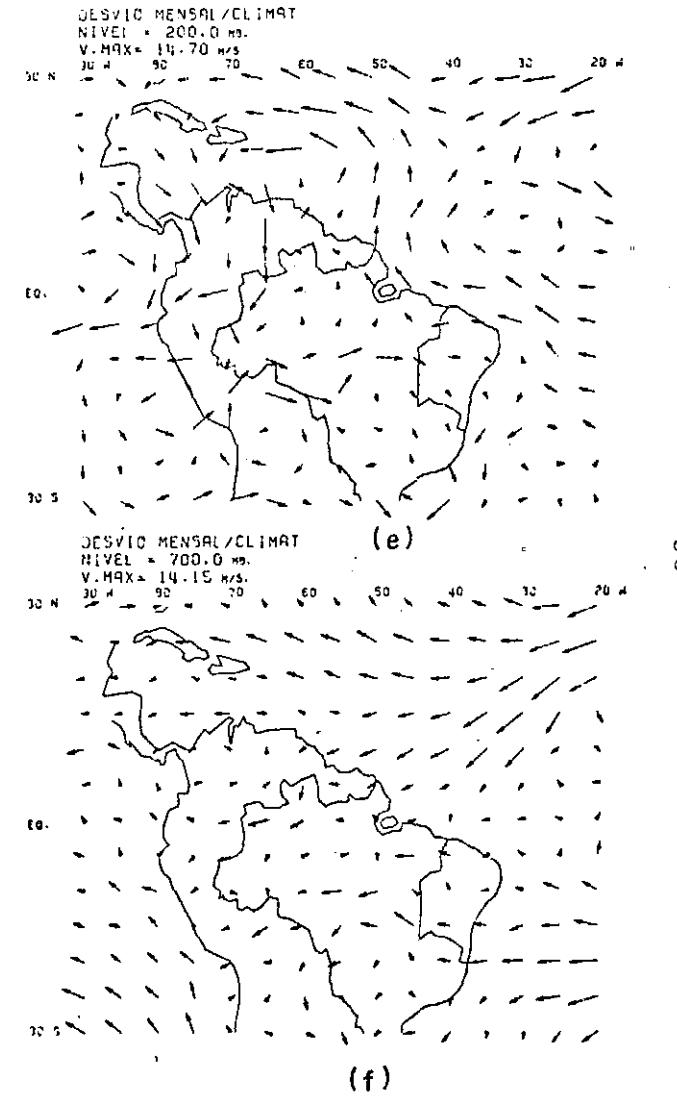
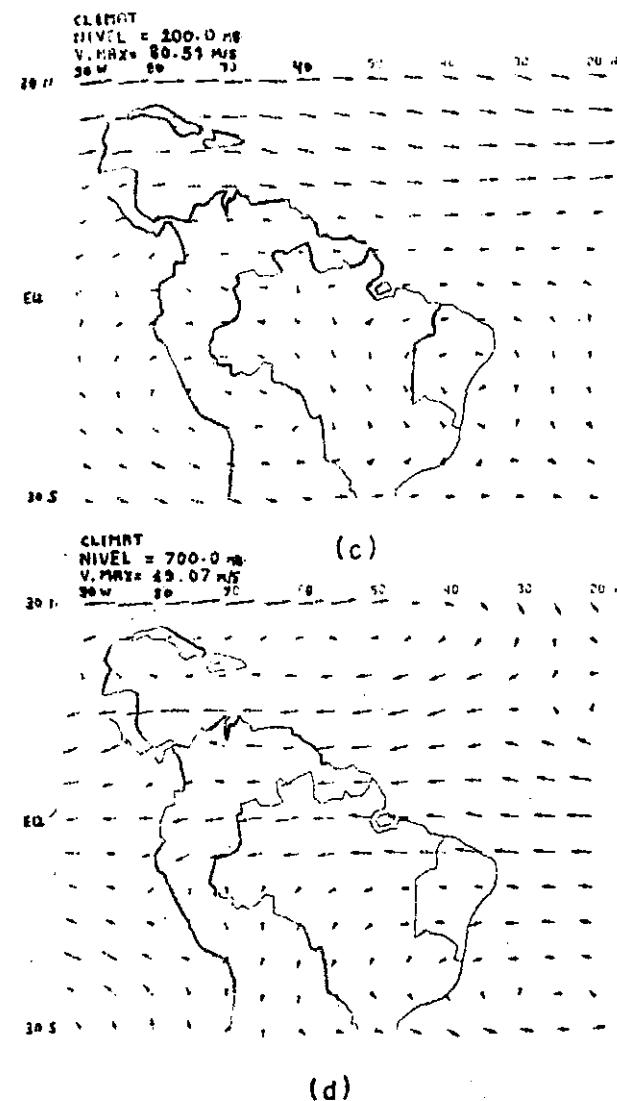
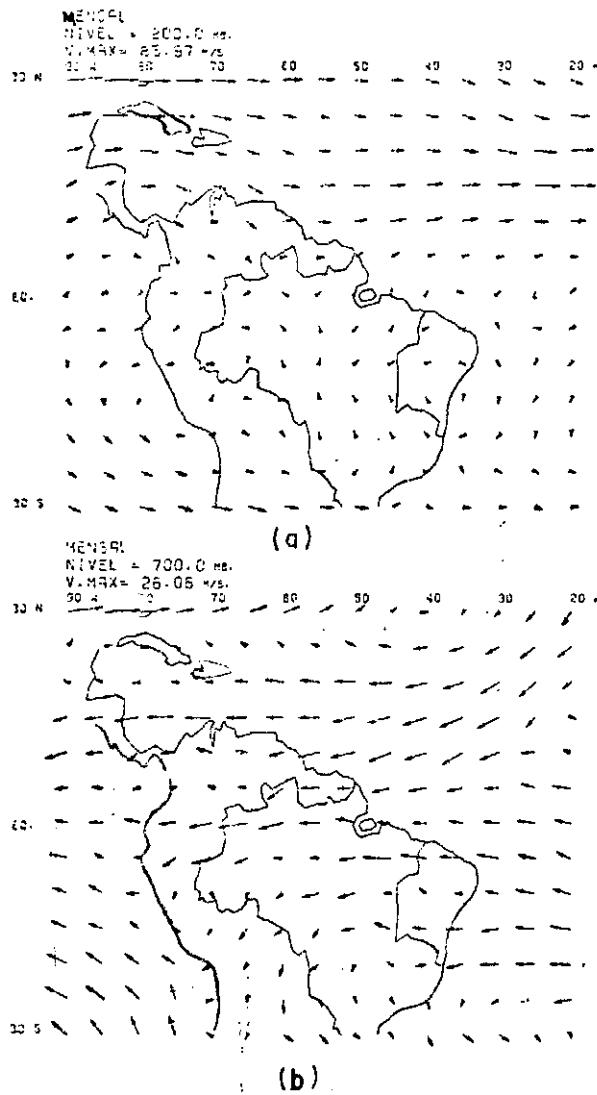


Fig. 2.22 - O MESMO DA FIGURA ANTERIOR PARA O MÊS DE FEVEREIRO DE 1974

Observou-se que o campo climatológico para o mês de março é bastante semelhante ao do mês de fevereiro (ver Figuras 2.23c e 2.23d).

Analizando os campos mensais do mês de março, vê-se que não existe diferenças marcantes ao que foi constatado no mês anterior, (ver Figuras 2.21a, 2.21b, 2.22a e 2.22b).

Para os níveis de 200 e 700 mb analisaram-se os campos de desvios e quase não se nota diferença em relação aos mesmos campos do mês de fevereiro, para o ano de 1974. Quanto a 1972, observa-se que o centro de atividade ciclônica, na região do Hemisfério Norte no nível de 200 mb, localiza-se um pouco a leste da região do Nordeste. Para este mesmo ano, cumpre destacar que próximo a Ilha Cuba, existe intensa atividade ciclônica nos níveis de 700 mb e 200 mb o que, de certa forma, faz lembrar as afirmações de Moura e Shukla<sup>24</sup>, isto é, movimento ascendente nesta região e descendente no Nordeste (ver Figuras 2.23e e 2.23f) .

No tocante à circulação do Hemisfério Sul verifica-se que, nas proximidades da região do Nordeste, a mesma não difere em muito do mês anterior. Isto ocorre para os anos de 1972 e 1974, respectivamente. Quanto às influências provenientes da fronteira sul, não se notam grandes diferenças nos campos de desvios com relação ao mês de fevereiro.

O campo climatológico do mês de abril é semelhante aos campos dos meses anteriores (ver Figuras 2.25c e 2.25d) .

Analizando os campos mensais, não se notam diferenças acentuadas, com relação aos meses anteriores, para os anos de 1972 e 1974, respectivamente (ver Figuras 2.25a, 2.25b, 2.26a e 2.26b).

Na análise dos campos de desvios não se evidenciou diferenças marcantes com relação aos meses de fevereiro e março para o ano de 1974, porém no ano de 1972, nota-se que a posição do anticiclone subtropical do Atlântico Norte, não mudou praticamente com relação ao mês de março. Cabe ainda mencionar que, neste ano, observou-se, próximo a Ilha de Marajó numa região localizada um pouco à norte, uma circulação no nível de 700 mb do tipo ciclônica e no nível de 200 mb do tipo anticiclônica. Novamente evidenciaram-se, próximo a região do Nordeste, as idéias de Moura e Shukla<sup>24</sup>. Mas ao que tudo indica, estes fatos parecem estar de acordo com as análises do campo do vento, confinados a uma área restrita.

No que diz respeito à ligação que porventura possa existir entre as anomalias de seca na região nordestina e o aumento de pluviosidade na costa do Peru/Equador, percebe-se que há uma componente do norteatravessando a região equatorial, até aproximadamente 15° de latitude sul, no Oceano Pacífico. Ao mesmo tempo, a atividade no Oceano Atlântico Norte é fraca quanto ao escoamento de latitudes médias em direção a região semi-árida do Nordeste do Brasil. O centro do anticiclone subtropical do Atlântico Sul encontra-se mais próximo do litoral do Nordeste, para os três meses estudados, porém é mais acentuado no mês de fevereiro.

Algumas hipóteses podem ser aventadas preliminarmente, com base nas observações anteriores.

Primeiramente, nota-se que no ano de 1974, nos meses estudados, parece existir uma maior influência de circulação do Hemisfério Norte sobre a região do Nordeste. No ano de 1972, vê-se que esta influência parece ser menor, quando comparada com

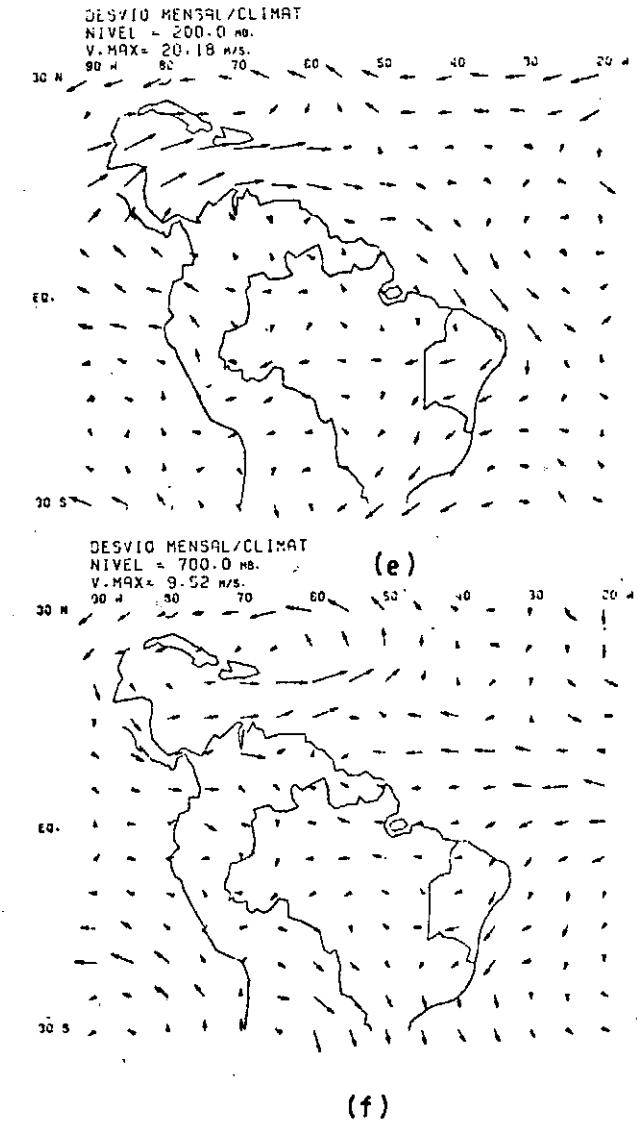
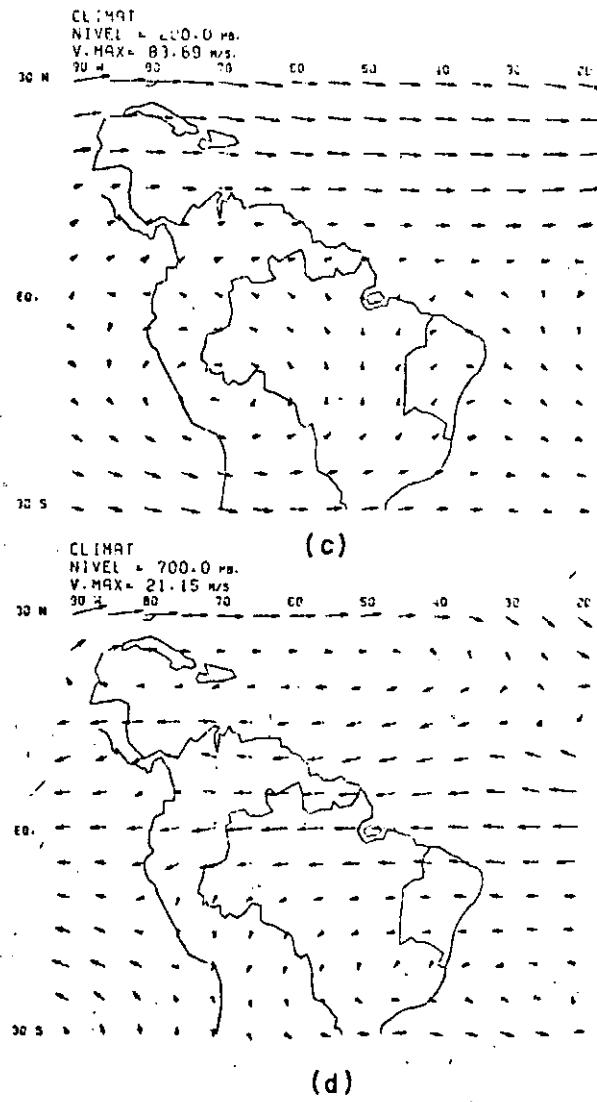
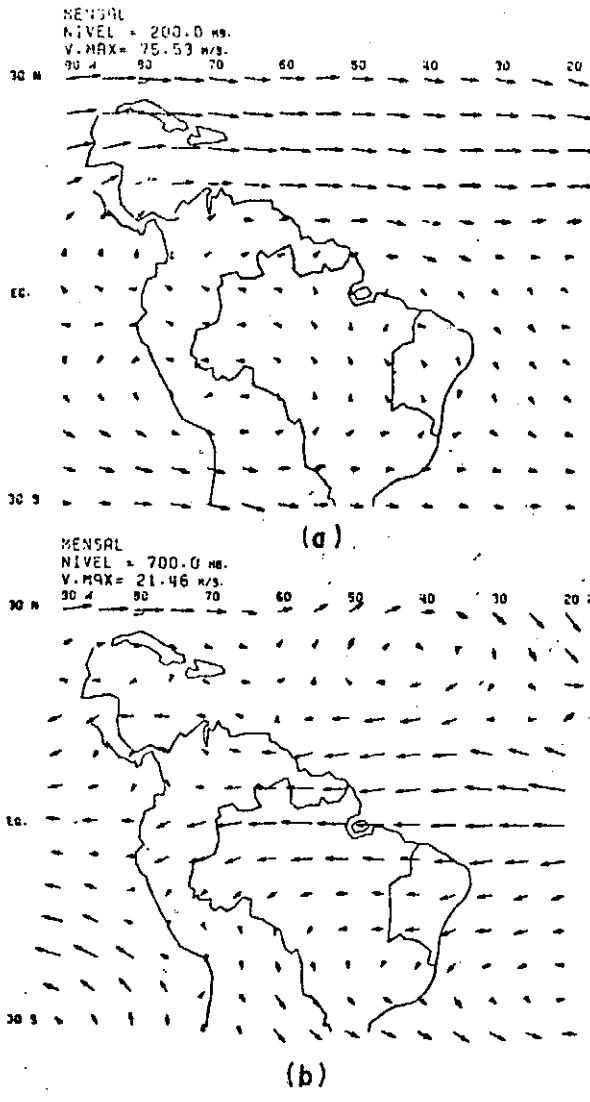


Fig. 2.23 - O MESMO DA FIGURA 2.21 PARA O MÊS DE MARÇO DE 1972

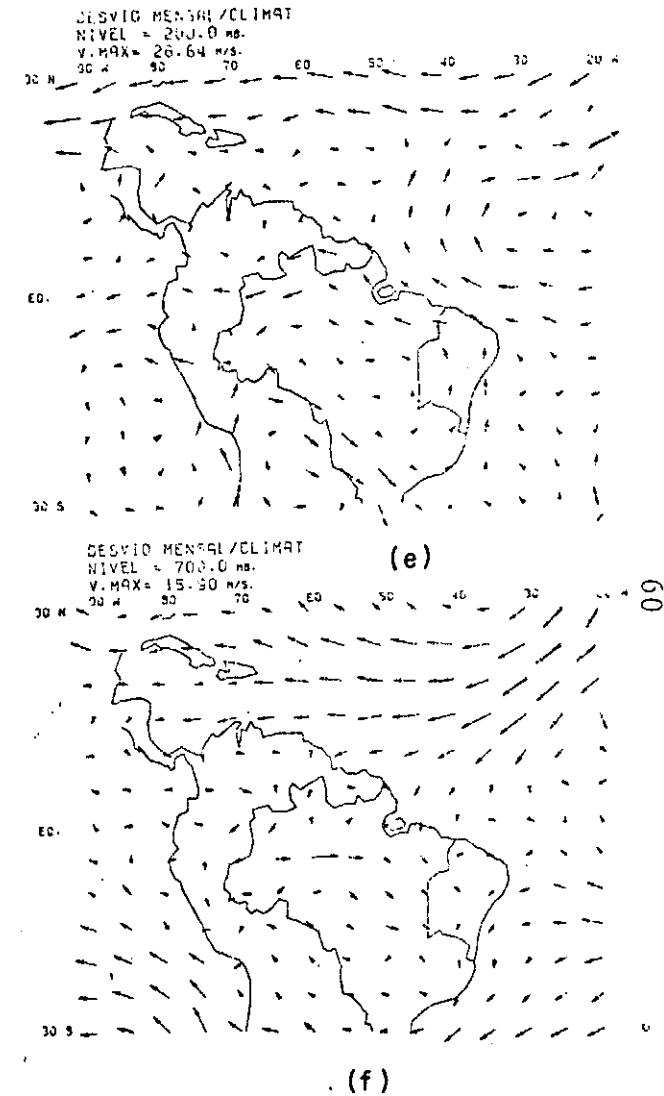
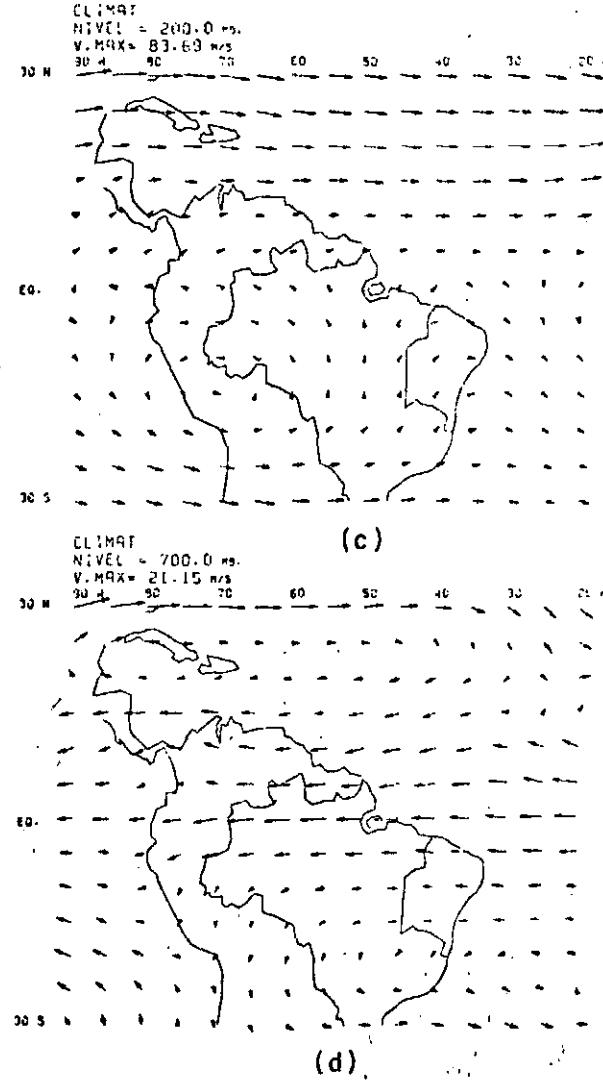
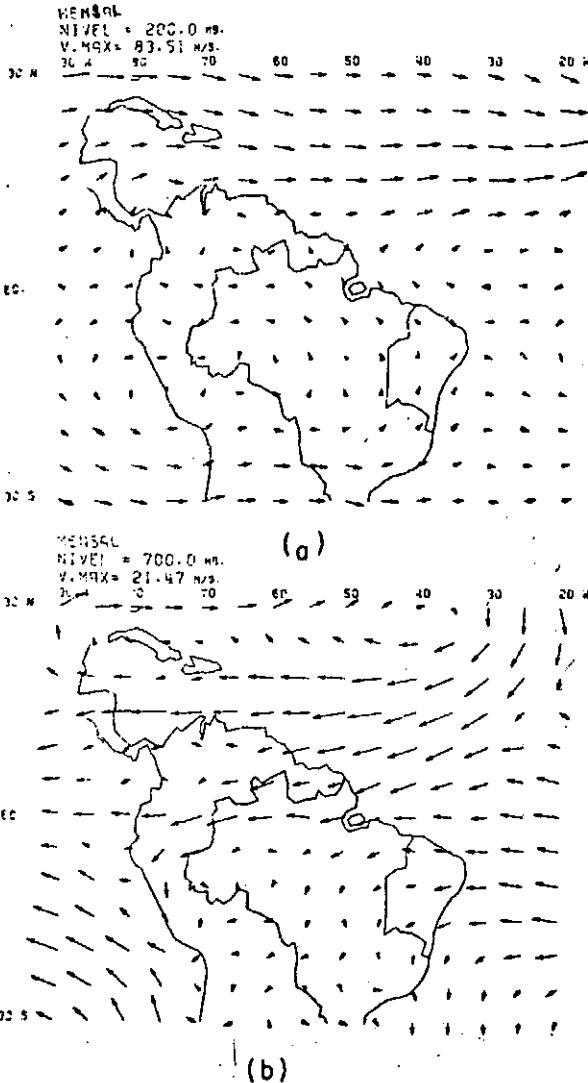


Fig. 2.24 - O MESMO DA FIGURA 2.21 PARA O MÊS DE MARÇO DE 1974

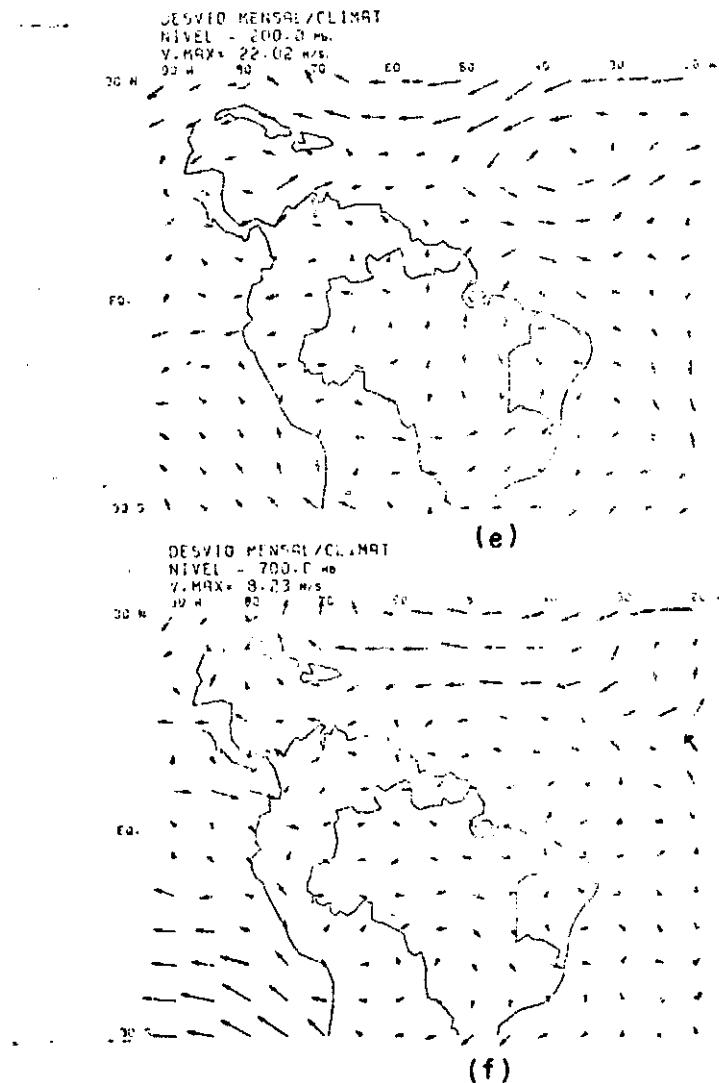
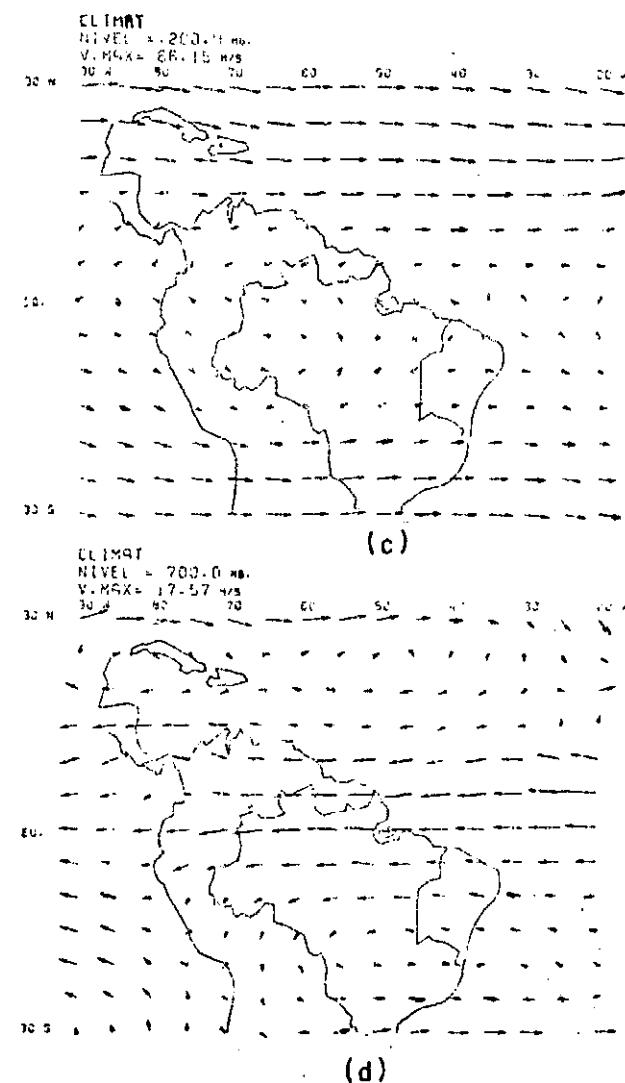
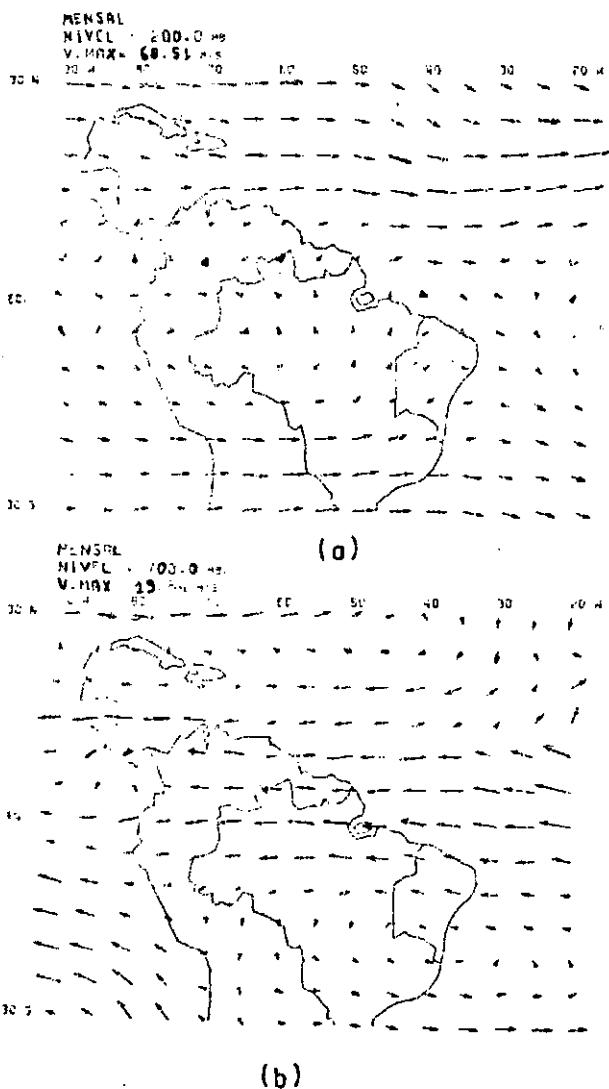


Fig. 2.25 - O MESMO DA FIGURA 2.21 PARA O MES DE ABRIL DE 1972

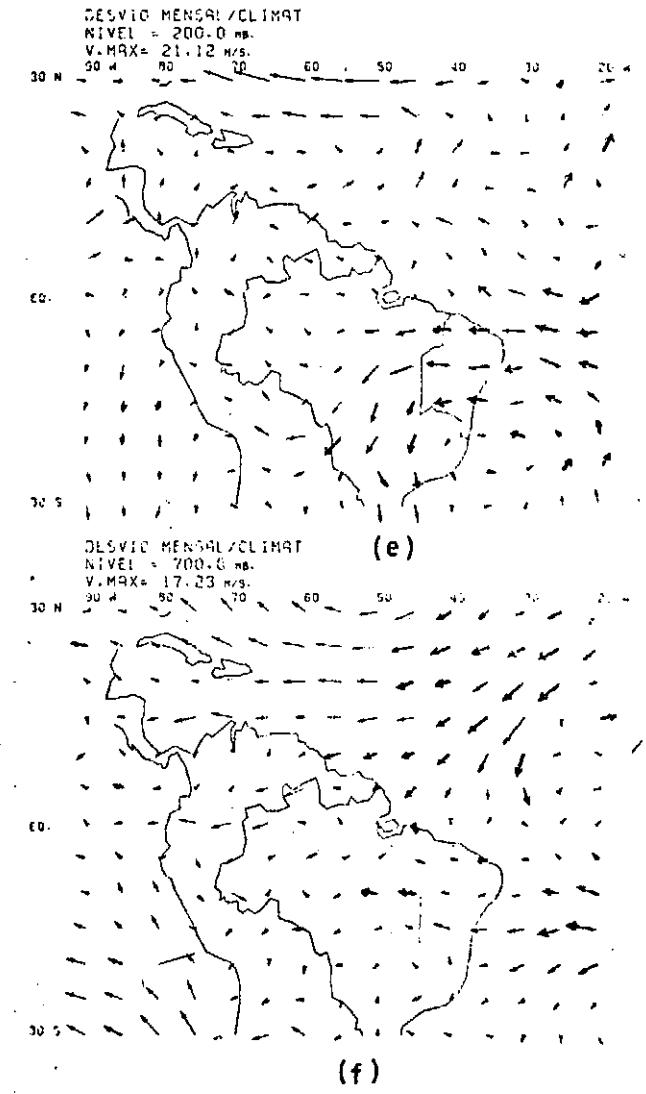
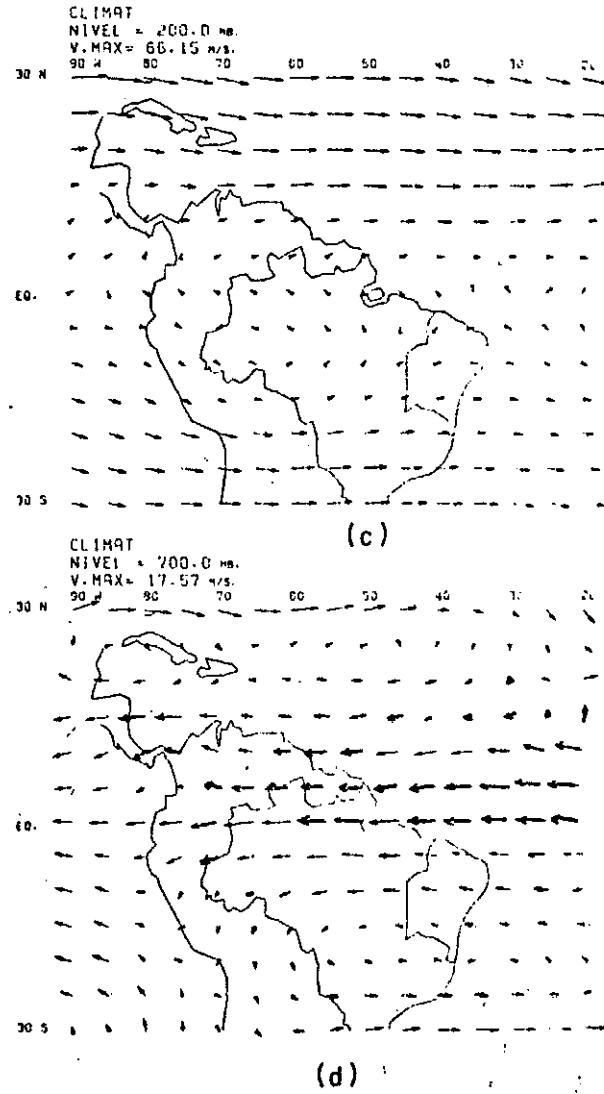
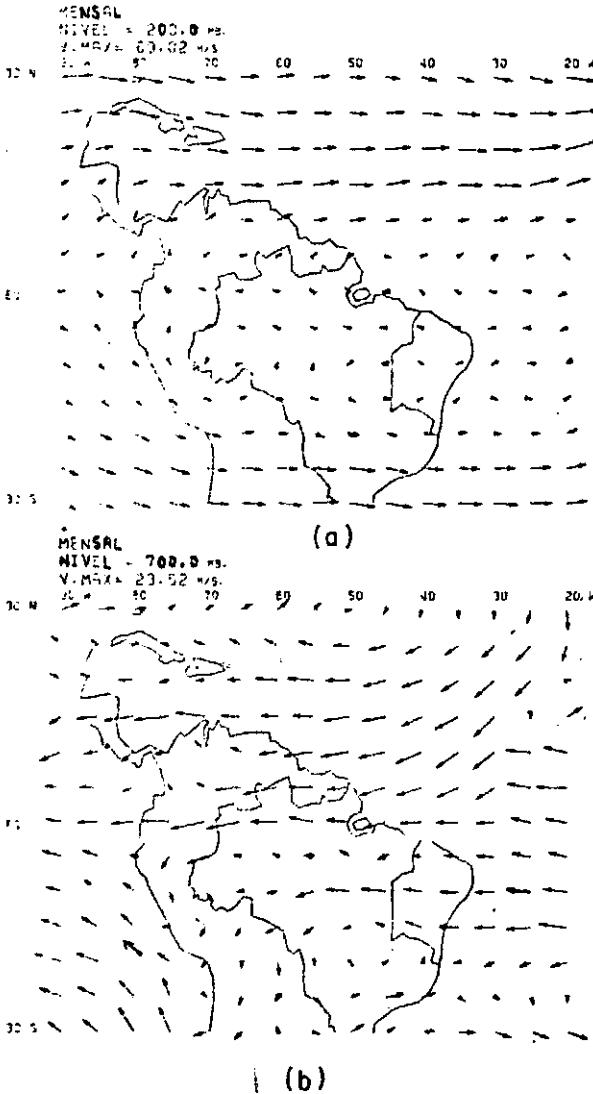


Fig. 2.26 - O MESMO DA FIGURA 2.21 PARA O MÊS DE ABRIL DE 1974.

a do ano de 1974.

Quanto à influência da circulação do Hemisfério Sul, no ano de 1972, para os meses estudados, observou-se um maior domínio do anticiclone subtropical do Atlântico Sul sobre a região do Nordeste, ao contrário do ano de 1974 que foi menor para os mesmos meses, respectivamente.

Ao que tudo indica, um aumento (diminuição) da atividade ciclônica nas latitudes médias do H.N. provoca uma anomalia de chuva (seca) na região do Nordeste.

Quando da ocorrência de anomalia de chuva (seca), no Nordeste, nota-se que o centro do anticiclone subtropical do Atlântico Sul encontra-se mais afastado (próximo) da região nordestina.

Parece também que, quando da ocorrência de chuvas (secas) intensas no Nordeste, existe em alguns casos uma ligação com as ocorrências de secas (chuvas) na costa do Peru/Equador.

É necessário dizer que, em alguns meses, estes fatores não predominam todos ao mesmo tempo, numa só direção, podendo haver maior ou menor influência de cada uma das possibilidades descritas acima, no que está ocorrendo no Nordeste.

A partir dos resultados encontrados, seria possível imaginar uma situação de seca e uma outra de chuva no Nordeste de maneira simplificada. Isto poderia ser feito considerando-se nos contornos voltados para o Hemisfério Norte e para o Hemisfério Sul ondas com diferenças de amplitude e de fase, que possam caracterizar, razoavelmente, as situações a serem estudadas.

### 2.5.5 - Análise do Campo do Movimento Vertical

Para a determinação do movimento vertical na região considerada, usou-se a equação omega, simplificada, Haltiner<sup>13</sup>, dada na forma abaixo:

$$\nabla^2 (\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = f \frac{\partial}{\partial p} \left[ \vec{V}_\psi \cdot \nabla (\xi + f) \right] - \nabla^2 (\vec{V} \cdot \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p})$$

Tendo sido dado  $\omega = 0$  na fronteira.

(2.12)

onde:

$p$  - coordenada de pressão

$\sigma$  - parâmetro de estabilidade estática

$f$  - parâmetro de Coriolis

$\Phi$  - geopotencial

$\vec{V}_\psi$  - componente rotacional do campo do vento

$\xi$  - componente vertical da vorticidade relativa

Das análises dos campos de movimentos verticais no nível de 500 mb, vale ressaltar que encontramos, via de regra, os campos climatológicos e os de desvios, bem suavizados.

Outro aspecto relevante e que cabe aqui mencionar é o que diz respeito ao aparecimento na região do Hemisfério Norte, nos campos acima mencionados, de duas áreas nitidamente diferentes. Uma que está relacionada com movimentos verticais ascendentes e a outra com movimentos verticais descendentes (ver Figura 2.27a).

O campo do desvio para o movimento vertical foi obtido pela diferença entre o campo da velocidade mensal e o campo da velocidade vertical climatológica.

Feita as análises dos campos acima, centralizamos mais detalhadamente no estudo dos campos de desvios. Isto foi feito para os meses de fevereiro, março e abril.

Quando se analisaram os campos horizontais de desvios, referentes aos meses mencionados no ano de 1974, observou-se que na região próxima ao Nordeste, ocorre, em regra, circulação anticiclônica em 200 mb e ciclônica em 700 mb. Constatou-se que os campos de desvios referentes aos movimentos verticais, ao nível de 500 mb, eram ascendentes nesta região.

No ano de 1972 dá-se ao contrário no que se refere ao campo horizontal dos desvios, porém os campos de desvios dos movimentos verticais são ascendentes. Os desvios do mes de fevereiro do ano de 1972, também são ascendentes, mas menos intensos do que os do ano de 1974.

Notou-se ainda neste mes que, no ano de 1974, a área mais negativa do campo de desvios está localizada mais próxima à região do Nordeste, do que a do ano de 1972, que está mais afastada (ver Figuras 2.27a e 2.28a).

Para o mês de março notou-se que, no ano de 1974, os desvios do campo de movimentos verticais são ascendentes em toda região do Nordeste. O mesmo não acontecendo no ano de 1972 (ver Figuras 2.29a e 2.30a).

Nos campos mensais para este mês, evidenciaram-se melhor as diferenças existentes entre os anos de 1972 e de 1974 (ver Figuras (2.29b e 2.30b)

Ainda com relação a estes campos, observando-se o ano de 1974, percebe-se que, ao norte da região semi-árida, aparece uma área de movimento vertical ascendente, com valores superiores aos encontrados no ano de 1972, (ver Figuras 2.27b e 2.28b).

Analizando o campo de desvio para o mês de abril nos anos de 1972 e 1974, constatou-se que os mesmos são ascendentes

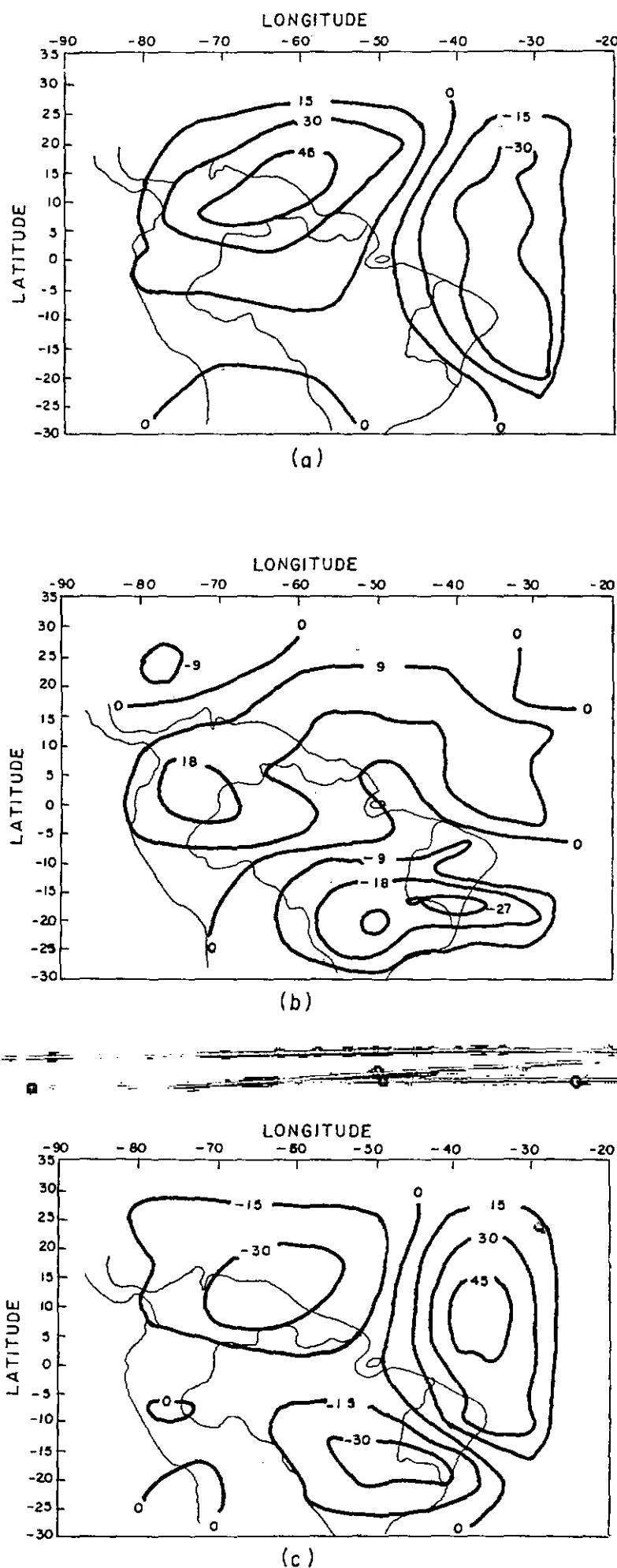


Fig. 2.27 - CAMPO DO MOVIMENTO VERTICAL: a)CAMPO DO DESVIO , b)CAMPO MENSAL OBSERVADO, c)CAMPO CLIMATOLÓGICO.PARA FEVEREIRO DE 1972 . EM UNIDADES DE  $10^{-5} \text{ m/s}$

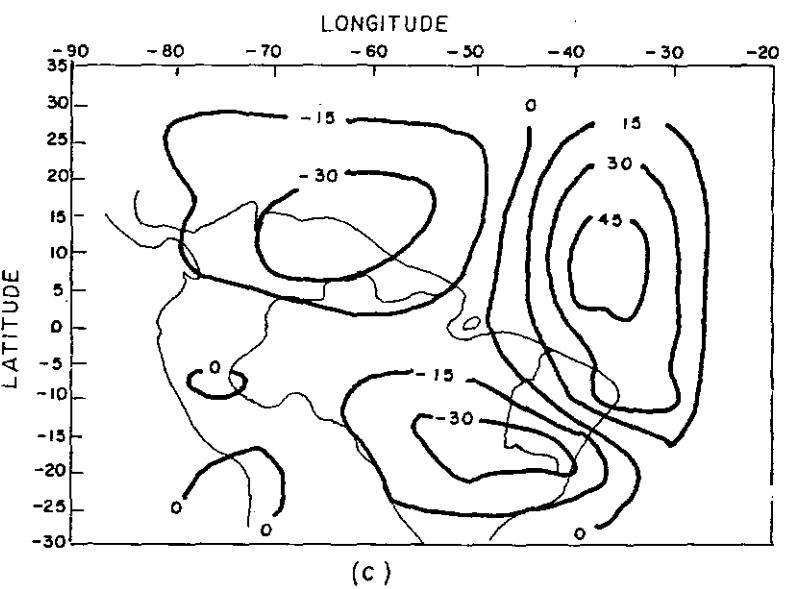
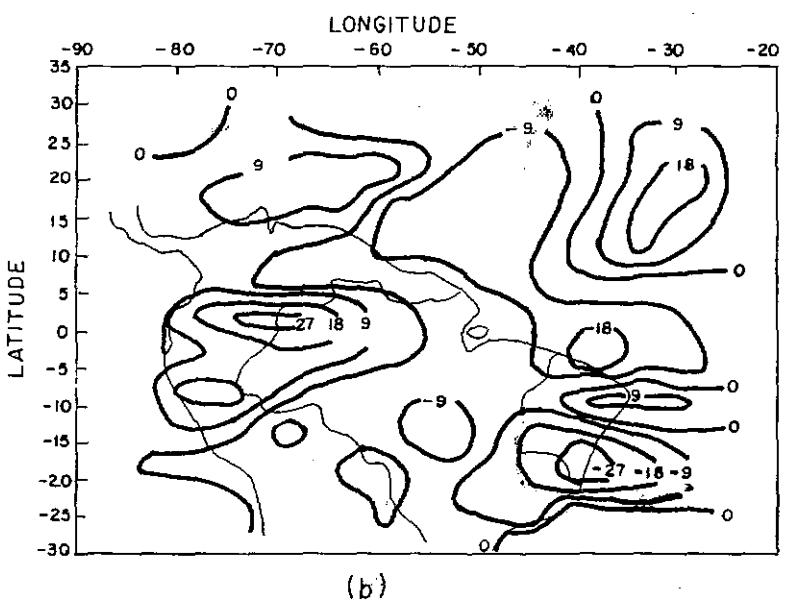
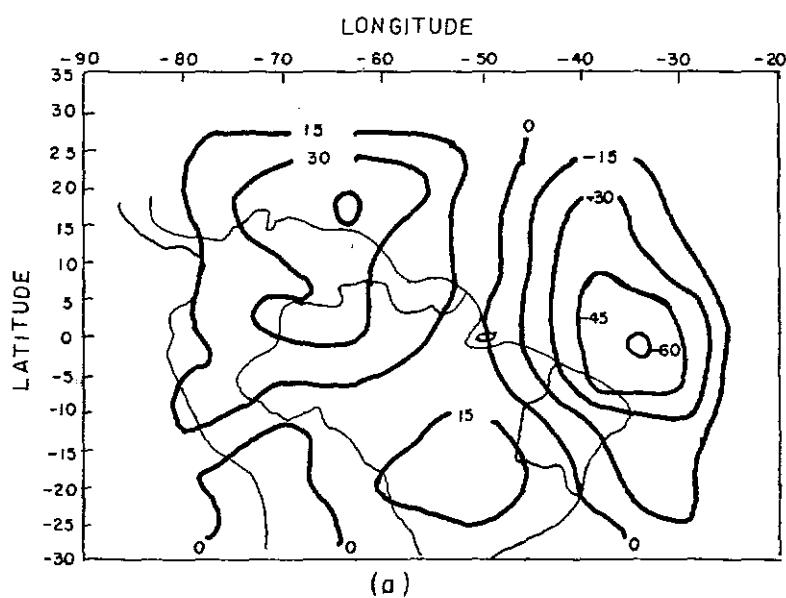


Fig. 2.28 - IGUAL AO DA FIGURA ANTERIOR PARA FEVEREIRO DE 1974.

tes, em ambos os casos e não notou-se grandes diferenças entre estes anos (ver Figuras 2.31a e 2.32a).

Notadamente surgem diferenças nos campos mensais. Os movimentos são ascendentes na região do Nordeste em 1972 e em 1974. Porém no ano mais recente, verificou-se novamente que aparece ao largo do litoral norte desta região semi-árida uma área de movimento vertical ascendente, sendo superior a que ocorre no ano de 1972 nesta mesma região (ver Figuras 2.31b e 2.32b).

Das observações constatou-se que, quando da ocorrência de anomalias no Nordeste, aparece uma solução quase-estacionária no Hemisfério Norte, como se houvesse uma situação de bloqueio.

Com base nos resultados obtidos até o presente, pretende-se investigar, através de um modelo simples, um possível acoplamento entre os movimentos de latitudes médias do Hemisfério Norte e a circulação no interior da região semi-árida, provocando anomalias de seca ou de chuvas regionais intensas.

A seguir, examinar-se-ão a relação existente entre os trópicos e a região extratropical, o modelo a ser utilizado e as condições de contorno.

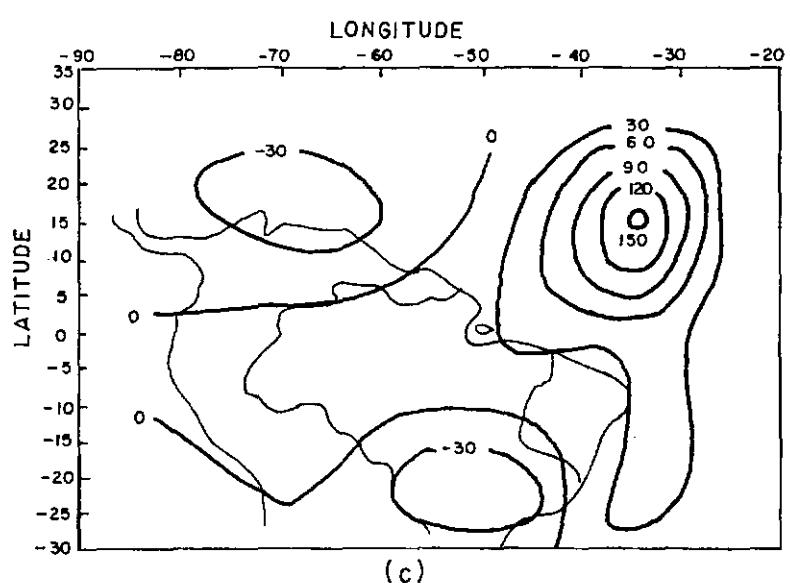
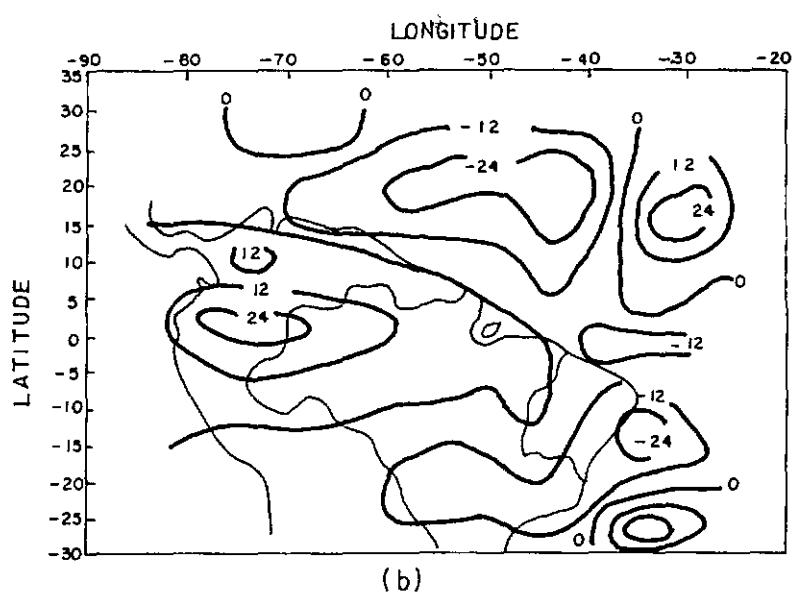
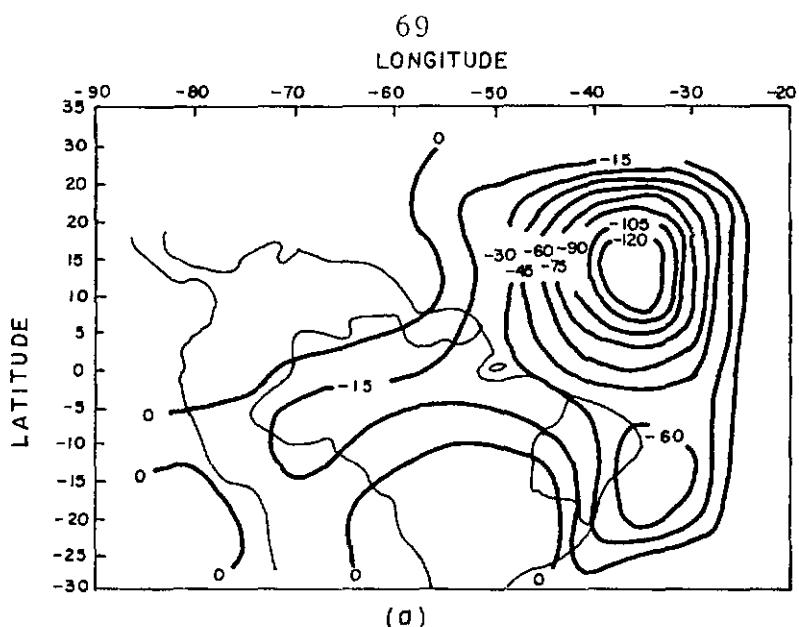


Fig. 2.29 - IGUAL AO DA FIGURA 2.27 PARA O MES DE MARÇO DE 1972.

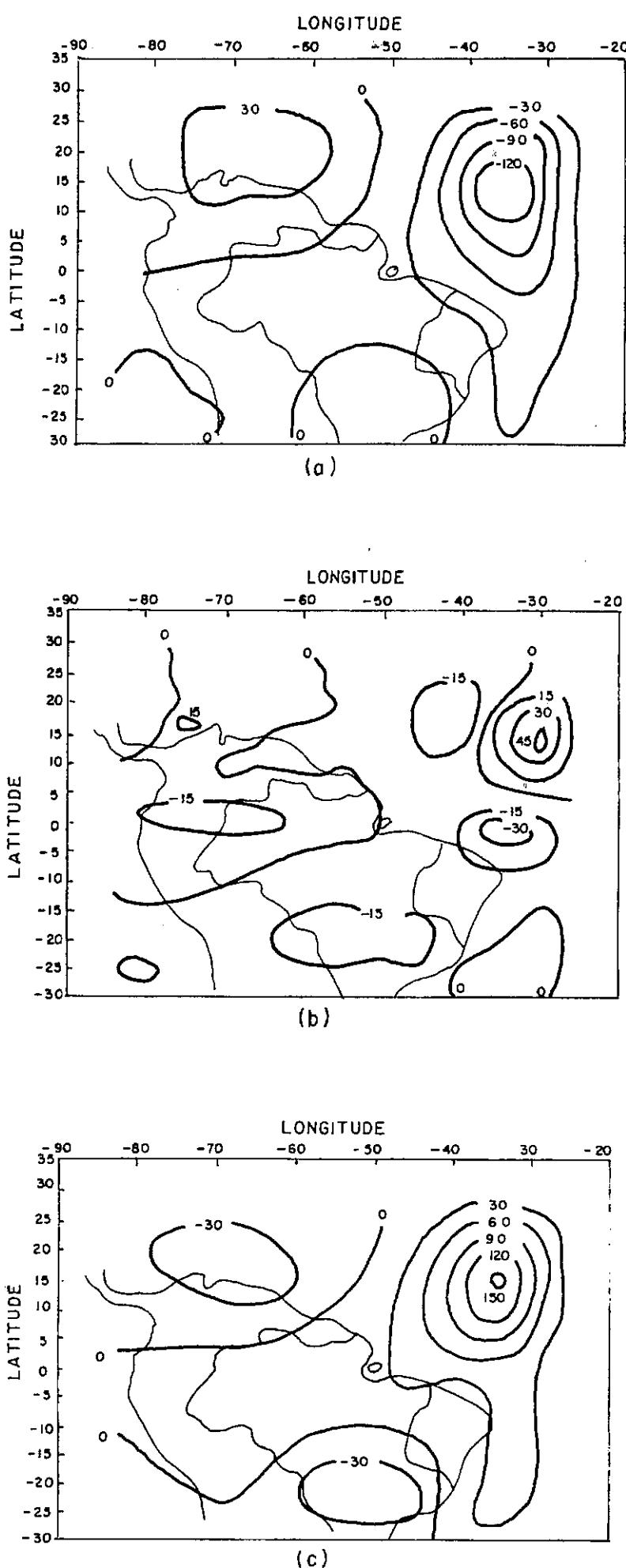


Fig. 2.30— IGUAL AO DA FIGURA 2.27 PARA O MES DE MARCO DE 1974.

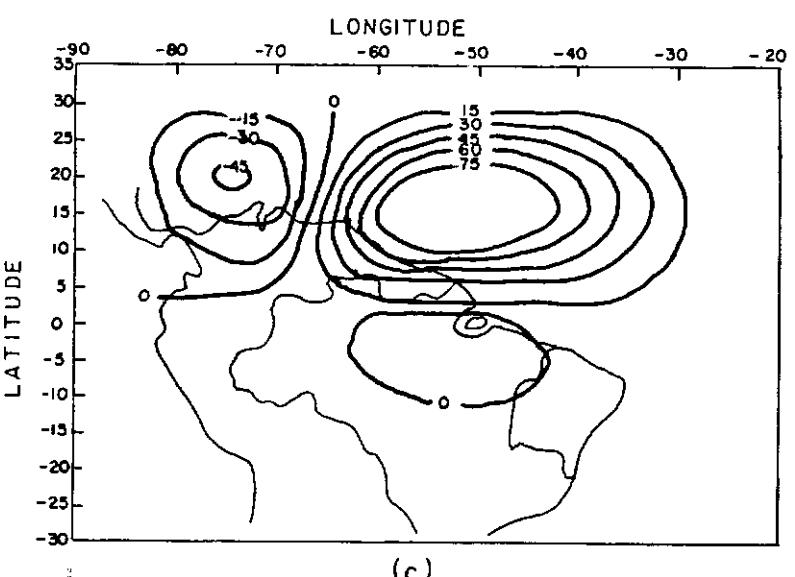
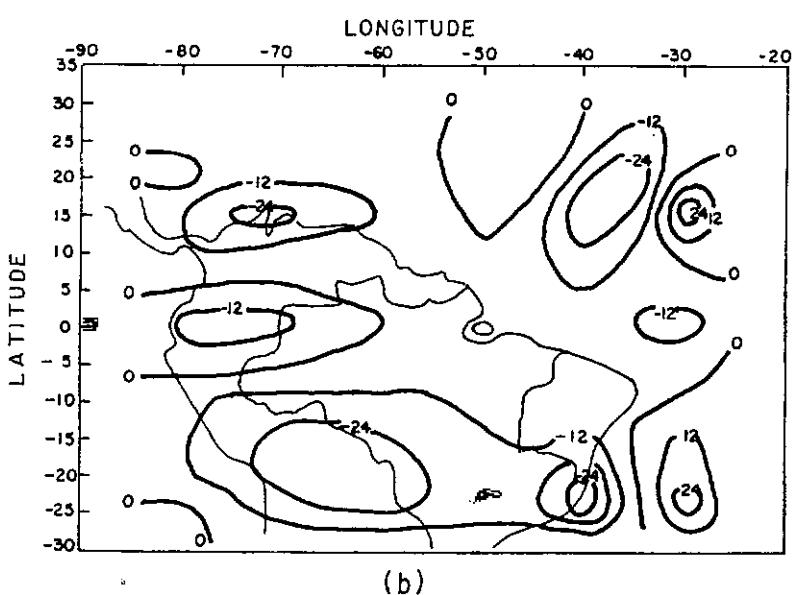
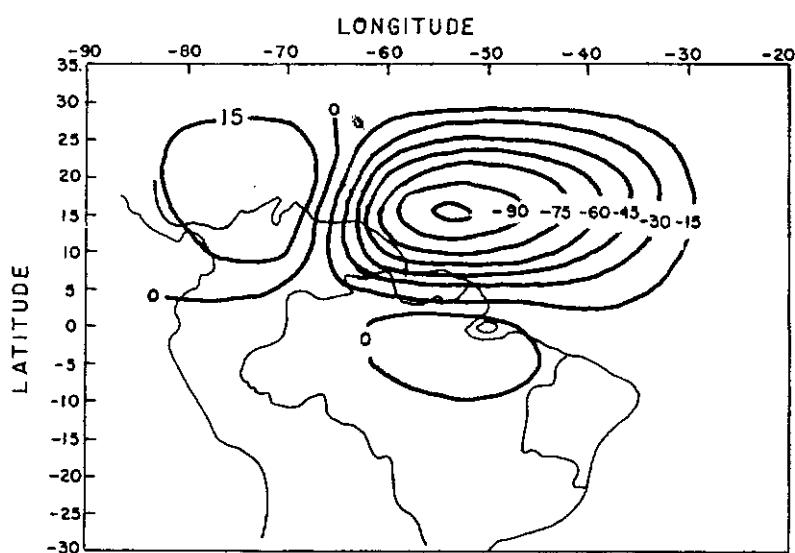


Fig. 2.31 - IGUAL AO DA FIGURA 2.27 PARA O MÊS DE ABRIL DE 1972

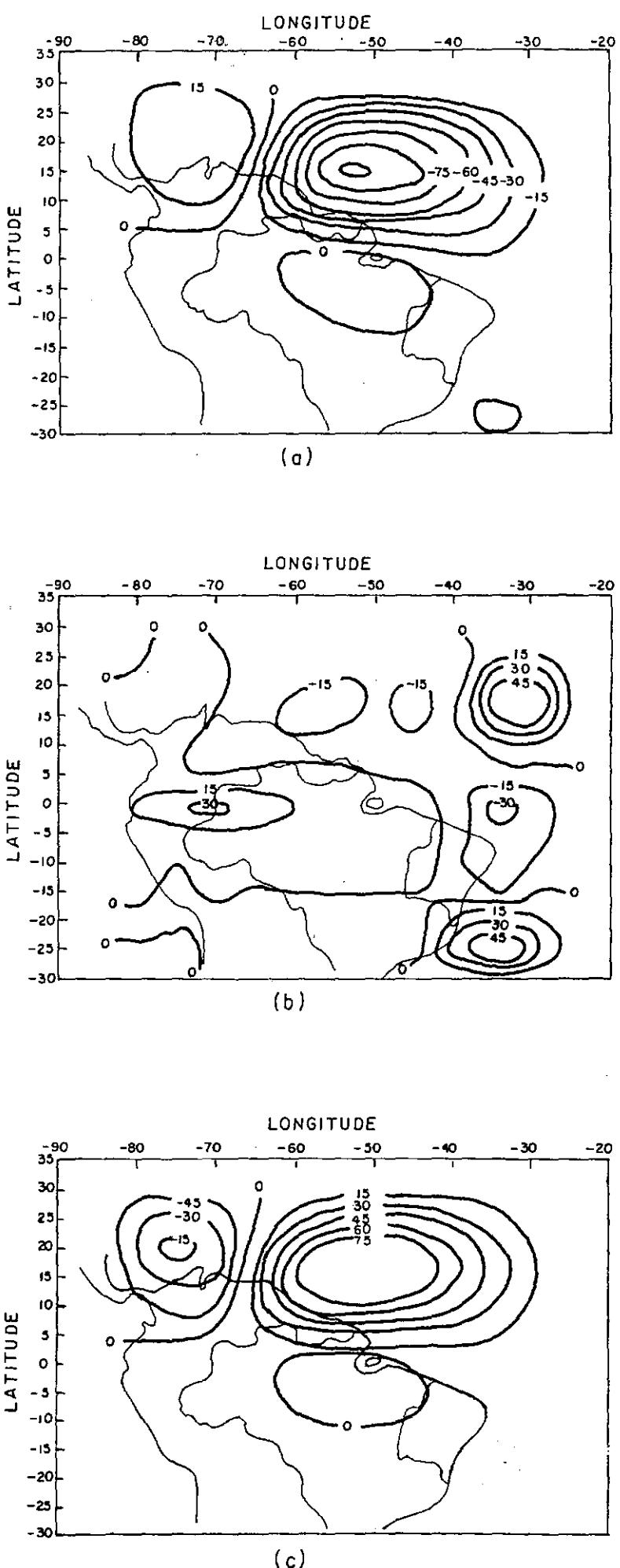


Fig. 2.32 - IGUAL AO DA FIGURA 2.27 PARA O MÊS DE ABRIL DE 1974.

### III - MODELO PARA O ESTUDO DO FORÇAMENTO LATERAL

#### 3.1 - ACOPLAMENTO TRÓPICO-EXTRATRÓPICO

A propagação de energia dos movimentos de latitudes médias, que podem afetar as regiões tropicais e de importância para o que possa estar à ocorrer no Nordeste semi-árido.

Vários estudos têm sido feitos no que diz respeito à interação entre as latitudes médias e à região dos trópicos.

Bennet e Young<sup>2</sup> estudaram os efeitos do cisalhamento do vento médio zonal sobre a propagação de perturbações de onda na direção meridional para os trópicos. Mostraram que a cortante horizontal do vento zonal pode alterar significativamente os tipos de movimentos de latitude média que podem afetar os movimentos tropicais. Em particular, ondas movendo-se com velocidade de fase grande para leste, tem efeito desprezível na região dos trópicos. Perturbações com velocidade de fase que em algum lugar é igual ao escoamento médio são absorvidas junto a latitude crítica. Perturbações com velocidade de fase mais para oeste que o escoamento médio, podem influenciar os trópicos, sendo absorvidas pelo escoamento médio e mantendo os lestes.

Murakami<sup>26</sup> estudou a influência das ondas planetárias de latitudes médias sobre os trópicos. Primeiramente, examinou a propagação latitudinal de ondas, no caso da inexistência da latitude crítica.

Os resultados do enfoque acima mostraram que ondas planetárias de latitudes médias com número de onda zonal igual a 1, superposta a um escoamento médio de oeste com velocidade em torno de 35 m/s, próximo à latitude de 45° N e movendo-se para

leste, podem afetar a atmosfera tropical mais intensamente quando têm um período de 12 dias.

Em outra abordagem, examinou a propagação latitudinal de ondas, quando da existência da latitude crítica. Os resultados deste estudo mostraram que a onda desaparece ao sul desta latitude e não têm nenhuma influência sobre as perturbações equatoriais.

Para os estudos acima referidos, usou um modelo de equações lineares. Todavia, para um modelo de equações não lineares os resultados indicam que as conclusões da teoria linear são sensivelmente alteradas. Em outras palavras, a latitude crítica não é mais uma perfeita barreira para o fluxo de energia proveniente das latitudes médias em direção aos trópicos, Murakami<sup>26</sup>.

Notou ainda que, quando o fluxo de energia penetra além da latitude crítica em direção ao equador, começa a estimular uma nova onda equatorial, cuja estrutura coincide com o modo teórico da onda de Kelvin equatorial. A evidência desta onda na atmosfera tropical foi estabelecida por observações de Wallace e Kousky<sup>37</sup>.

Entretanto, outras ondas podem estar sendo geradas na região equatorial, tais como ondas de gravidade, de Rossby e a onda mista Rossby-gravidade (Matsuano<sup>23</sup> e Longuet-Higgins<sup>19</sup>). Em especial, na nossa região, podem estar sendo geradas ondas de Rossby, que talvez sejam mais importantes do que as outras nesta região dos trópicos.

Algumas linhas de pesquisa têm sido desenvolvidas, com a finalidade de encontrar o mecanismo forçante mais importante para a geração dos movimentos de onda na região equatorial e

para explicar a seletividade das ondas observadas.

Uma linha de investigação supõe que as ondas são forçadas termicamente. Itoh<sup>15</sup> discutiu teoricamente a resposta das ondas estratosféricas equatoriais, tomando em conta a distribuição de aquecimento meridional e o cisalhamento vertical do vento médio zonal. A estrutura horizontal das ondas obtidas, quando incluídos os efeitos acima, indica que as ondas atmosféricas dominantes são as de Kelvin, ondas mistas de Rossby-gravidade e o primeiro modo das ondas de Rossby.

O autor concluiu que as ondas mistas de Rossby-gravidade têm a máxima resposta para o número de onda 4-5, como observado, devido ao efeito do cisalhamento vertical do vento médio zonal. Este resultado sugere que as ondas observadas não podem ser interpretadas meramente como tendo sido causadas por forçamento térmico.

Uma segunda linha de investigação examina a possibilidade de que o movimento de onda observado nos trópicos origine-se no mecanismo CISK (Instabilidade Condicional do Segundo Tipo). Os resultados obtidos, até recentemente, não são muito conclusivos quanto à hipótese de geração de ondas nos trópicos e no que diz respeito à seletividade da mesma.

Permanece a possibilidade de que o movimento de onda equatorial origine-se primeiramente na resposta a um mecanismo forçante lateral, esta hipótese foi inicialmente investigada por Mak<sup>20</sup> e mais tarde por Murakami<sup>25</sup>.

Para estudar o acoplamento lateral entre a zona semi-árida do Nordeste do Brasil e a região da Terranova, torna-se necessário especificar as condições de contorno na "parede"

lateral norte, localizada aproximadamente a  $35^{\circ}$  N, de tal forma que representem as influências causadas pelas latitudes médias.

Para isto será escolhido um modelo físico-matemático que, embora simples, possa responder de maneira razoável aos efeitos da variação dos sistemas sinóticos de pressão, localizados na Terranova-Groelândia, sobre a velocidade vertical no nível dos 500 milibares, na região do Nordeste, e que deverá ser formulado de modo semelhante ao de Mak<sup>20</sup>, com algumas modificações apropriadas ao problema em estudo.

Neste capítulo veremos a seguir a região em consideração, as condições para validade das equações, as equações básicas e as condições de contorno.

### 3.2 - EQUAÇÕES QUE GOVERNAM O MOVIMENTO

#### 3.2.1 - A Região em Consideração

A região a ser analisada engloba o Nordeste semi-árido, e a fronteira norte situa-se a meio caminho em direção a Terranova, isto é, aproximadamente a  $35^{\circ}$  N e a fronteira sul está a  $35^{\circ}$  S. No sentido leste-oeste a região está confinada entre os meridianos de  $90^{\circ}$  W e  $20^{\circ}$  W, como mencionado no Capítulo II. A latitude crítica deve encontrar-se no interior da região, devido ao fato, que nesta região  $\bar{u} = c$ .

#### 3.2.2 - Hipóteses e Equações Básicas

Consideremos as seguintes condições:

- atmosfera seca e adiabática
- viscosidade desprezível
- equilíbrio hidrostático

Se admitirmos a aproximação do plano beta equato-

torial, as equações que governam os movimentos na região dos trópicos, como dadas em Haltiner<sup>13</sup> são:

### EQUAÇÕES DO MOVIMENTO

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}u) + \frac{\partial \omega u}{\partial p} = - \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \beta y v \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}v) + \frac{\partial \omega v}{\partial p} = - \frac{\partial \Phi}{\partial y} - \beta y u \quad (3.2)$$

### EQUAÇÃO TERMODINÂMICA

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V} \theta) + \frac{\partial \omega \theta}{\partial p} = 0 \quad (3.3)$$

### EQUAÇÃO DA CONTINUIDADE DE MASSA

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (3.4)$$

### EQUAÇÃO DE ESTADO PARA O AR

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = - \alpha = \frac{RT}{p} \quad (3.5)$$

onde:

- (u, v, ω) - componentes do campo de velocidade do vento
- Φ - geopotencial
- T, θ - respectivamente, temperatura e temperatura potencial (°K)
- β - parâmetro de Rossby
- R - constante universal dos gases
- α - volume específico
- p - coordenada de pressão
- vec{V} - vetor velocidade horizontal (u, v)

A Figura 3.1 ilustra o modelo semelhante ao de Mak<sup>20</sup>, adotado para o estudo proposto.

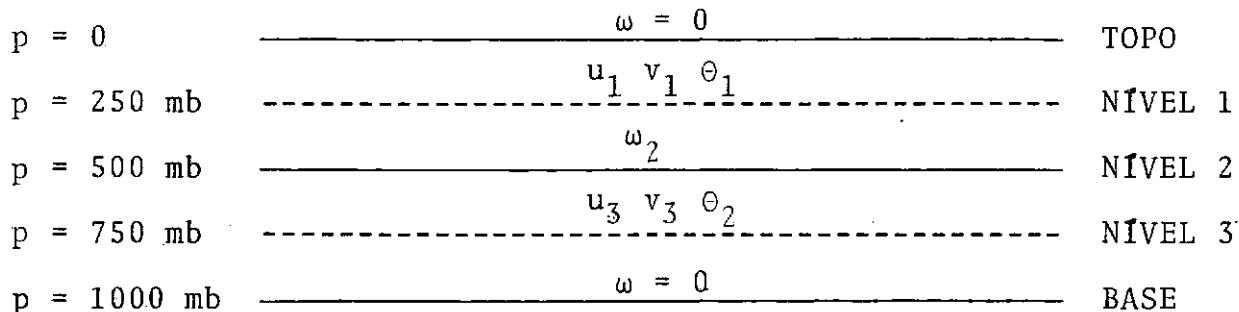


FIGURA 3.1 - MODELO BASEADO EM MAK<sup>20</sup>, p. 44 ONDE ESTÃO INDICADOS OS NÍVEIS DE PRESSÃO CORRESPONDENTES A 1000, 750, 500 e 250 MILIBARES E O TOPO. TEMOS NOS NÍVEIS 1 e 3 OS CAMPOS DO VENTO E DO GEOPOTENCIAL. NO NÍVEL 2, NO TOPO E NA BASE ESTÃO INDICADAS AS VELOCIDADES VERTICAIS ONDE  $\omega_2$  CORRESPONDE AO MOVIMENTO VERTICAL DO NÍVEL DE 500 mb.

### 3.2.3 - Condições de Contorno

São as seguintes as condições de contorno usadas no modelo:

- Supondo desprezível o efeito de montanha (uma vez que não estamos interessados na dinâmica devido à topografia), podemos supor a velocidade vertical na base igual a zero. Quanto a tomar a velocidade vertical no topo igual a zero, equivale a uma condição de "topo" rígido. Estas condições eliminam as ondas de "gravidade externas", Mak<sup>20</sup>.
- Na direção leste-oeste, supomos ciclicidade na solução para todas as variáveis.
- As condições de contorno no sul são aplicadas fazendo-se a condição de "parede" rígida, para os níveis de 750 e 250 milibares, respectivamente. As variáveis no contorno sul, dados por  $y = y_s$ , são dadas como segue abaixo:

$$\Phi = \bar{\Phi}(y) \quad (3.6)$$

$$\theta = \bar{\theta}(y) \quad (3.7)$$

$$u = \bar{u}(y) \quad (3.8)$$

$$v = 0; \omega = 0$$

Sabendo-se que  $\bar{\Phi}(y)$  e  $\bar{\theta}(y)$  estão em equilíbrio hidrostático e que  $\bar{\Phi}(y)$  e  $\bar{u}(y)$  em balanço geostrófico.

d) As condições de contorno norte são aplicadas fazendo-se cada variável igual a um escoamento médio (chamado básico) e mais uma perturbação (dada pela componente correspondente ao número de onda mais dominante, obtido pela análise em série de Fourier na direção x, de  $90^\circ$  W a  $20^\circ$  W, dos desvios dos parâmetros u e v, que são, por sua vez, calculados através da diferença entre os valores observados mensais e as suas respectivas normais climatológicas). As variáveis neste contorno norte, com  $y = y_n$  são dadas para os níveis de 750 e 250 milibares, como segue:

$$\Phi = \bar{\Phi}(y_n) + \Phi'(x) \quad (3.10)$$

$$\theta = \bar{\theta}(y_n) + \theta'(x) \quad (3.11)$$

$$v = v'(x) \quad (3.12)$$

$$u = \bar{u}(y_n) + u'(x) \quad (3.13)$$

Para parte básica nesta fronteira, considerou-se as mesmas condições admitidas no ítem b.

A perturbação para o campo de geopotencial é obtida usando-se as equações do movimento linearizadas no contorno norte e sabendo-se que as variáveis  $u'$ ,  $v'$  e  $\Phi'$  serão tomadas da forma abaixo indicada:

$$v' = a \sin kx + b \cos kx \quad (3.14)$$

$$u' = c \sin kx + d \cos kx \quad (3.15)$$

$$\Phi' = e \sin kx + f \cos kx \quad (3.16)$$

Uma vez obtido os coeficientes de  $\Phi'$ , obtem-se facilmente  $\theta'$ , usando-se a equação hidrostática.

### 3.2.4 - Condições Iniciais no Interior da Região para os Níveis de 750 e 250 Milibares

São as seguintes as condições iniciais: usadas no modelo:

- a) Os valores das variáveis no interior são consideradas supostamente valores climatológicos. Daí, usando-se o sistema de equações e as condições de contorno descritas em 3.4, extrapolamos estes parâmetros para o interior. As condições iniciais usadas no modelo são as seguintes:

$$\bar{v}_\ell = 0 \quad (3.17)$$

$$\bar{u}_\ell = \frac{a_\ell y^2}{y_m^2} + b_\ell \quad (3.18)$$

$$\frac{d\bar{\Phi}_\ell}{dy} = - \bar{u}_\ell \beta y \quad (3.19)$$

onde:

- $\ell = 1, 3$  - indica os níveis de pressão, correspondente a 250 e 750 milibares, respectivamente  
 $y_m$  - indica as fronteiras sul e norte, respectivamente

A variável  $\theta$  é obtida usando-se a equação da hidrostática.

### 3.2.5 - Condição Inicial no Interior da Região no Nível de 500 Milibares

É a seguinte a condição inicial usada no modelo:

- a) O valor da variável velocidade vertical é suposta climatológica e é dada como sendo igual a zero, de acordo com (3.17) e (3.18).

3.2.6 - Equações Linearizadas no Contorno Norte na Determinação de  $\Phi'$

As variáveis do modelo na fronteira voltada para o Hemisfério Norte, consistem de um escoamento básico e mais uma perturbação, sendo que a parte básica é conhecida. As equações do movimento podem ser divididas em duas partes, uma que diz respeito a de perturbação e a outra que se refere a de parte básica. Devendo ambas, serem satisfeitas no contorno.

São as seguintes as equações do movimento linearizadas para o contorno norte nos níveis 1 e 3, respectivamente:

$$\frac{\partial u'_1}{\partial t} + \bar{u}_1 \frac{\partial u'_1}{\partial x} + v'_1 \frac{\partial u'_1}{\partial y} + \frac{1}{2} (\bar{u}_1 - \bar{u}_3) \left( \frac{\partial u'_1}{\partial x} + \frac{\partial v'_1}{\partial y} \right) = \frac{\partial \Phi'_1}{\partial x} + \beta y v'_1 \quad (3.20)$$

$$\frac{\partial v'_1}{\partial t} + \bar{u}_1 \frac{\partial v'_1}{\partial x} = - \frac{\partial \Phi'_1}{\partial y} - \beta y u'_1 \quad (3.21)$$

$$\frac{\partial u'_3}{\partial t} + \bar{u}_3 \frac{\partial u'_3}{\partial x} + v'_3 \frac{\partial \bar{u}_3}{\partial y} - \frac{1}{2} (\bar{u}_1 - \bar{u}_3) \left( \frac{\partial u'_3}{\partial x} + \frac{\partial v'_3}{\partial y} \right) = - \frac{\partial \Phi'_3}{\partial y} + \beta y v'_3 \quad (3.22)$$

$$\frac{\partial v'_3}{\partial t} + \bar{u}_3 \frac{\partial v'_3}{\partial x} = - \frac{\partial \Phi'_3}{\partial y} - \beta y u'_3 \quad (3.23)$$

onde

$u'_1, v'_1, \Phi'_1, \Phi'_3, u'_3$  e  $v'_3$  - indicam as perturbações para os níveis 1 e 3, respectivamente.

De acordo com (3.14), (3.15) e (3.16) as equações acima se reduzem e são utilizadas para a determinação de  $\Phi'$  no contorno norte, nos níveis 1 e 3, respectivamente. Tendo-se em conta ainda, que  $u'_1$ ,  $u'_2$ ,  $v'_1$  e  $v'_2$  não variam com o tempo.

Os valores a, b, c, e d, mencionados em 3.2.3, foram obtidos dos dados observados, por meio de análise ou série de Fourier. Posteriormente, calculou-se por meio das equações linearizadas no contorno, os coeficientes de  $\Phi'$ .

No próximo capítulo veremos o método de solução das equações, a solução das equações, a interpretação dos resultados numéricos.

## IV - SOLUÇÃO NUMÉRICA DO MODELO E RESULTADOS NUMÉRICOS

### 4.1 - MÉTODO DE SOLUÇÃO DAS EQUAÇÕES

Escrevendo as equações do movimento e da termodinâmica para os níveis 1 e 3 e da continuidade para nível 2 temos:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}_1 u_1) + \frac{\omega_2}{2\Delta p} (u_1 + u_3) = - \frac{\partial \Phi_1}{\partial x} + \beta y v_1 \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial v_1}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}_1 v_1) + \frac{\omega_2}{2\Delta p} (v_1 + v_3) = - \frac{\partial \Phi_1}{\partial y} - \beta y u_1 \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial \theta_1}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}_1 \theta_1) + \frac{\omega_2}{2\Delta p} (\theta_1 + \theta_3) = 0 \quad (4.3)$$

$$\omega_2 = \frac{1}{2} \Delta p \left[ \left( \frac{\partial u_3}{\partial x} + \frac{\partial v_3}{\partial y} \right) - \left( \frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y} \right) \right] \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial u_3}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}_3 u_3) - \frac{\omega_2}{2\Delta p} (u_1 + u_3) = - \frac{\partial \Phi_3}{\partial x} + \beta y v_3 \quad (4.5)$$

$$\frac{\partial v_3}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}_3 v_3) - \frac{\omega_2}{2\Delta p} (v_1 + v_3) = - \frac{\partial \Phi_3}{\partial y} - \beta y u_3 \quad (4.6)$$

$$\frac{\partial \theta_3}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}_3 \theta_3) - \frac{\omega_2}{2\Delta p} (\theta_1 + \theta_3) = 0 \quad (4.7)$$

Integrando a equação hidrostática da superfície até os dois níveis 1 e 3, temos:

$$\Phi_3 = \Phi_{base} + R \bar{T}_{0-3} \ln \frac{p_0}{p_3} \quad (4.8)$$

$$\Phi_1 = \Phi_{base} + \Phi_3 + R \bar{T}_{3-1} \ln \frac{p_3}{p_1} \quad (4.9)$$

onde:

$\bar{T}_{0-3}$  - indica a temperatura média entre a base e o nível de 750 mb

$\bar{T}_{3-1}$  - indica a temperatura média entre o nível de 750 mb e 250 mb.

que formam, com as equações anteriores, o sistema que será utilizado para a simulação.

Temos ainda as seguintes relações:

$$\theta_2 = \frac{(\theta_3 + \theta_1)}{2} \quad (4.10)$$

$$\vec{V}_2 = \left( \frac{\vec{V}_1 + \vec{V}_3}{2} \right) \quad (4.11)$$

Na integração temporal, usou-se o esquema conhecido pelo nome de "Euler-backward", e na integração espacial o chamado de semi-momentum de Schuman, Haltiner<sup>13</sup>.

O primeiro esquema é exemplificado abaixo:

$$h^* - h^\tau = \Delta t F^\tau \quad (4.12)$$

$$h^{\tau+1} - h^\tau = \Delta t F^* \quad (4.13)$$

onde:

$h^\tau$  e  $F^\tau$  - indicam respectivamente, os valores da variável e da tendência no tempo  $\tau$

$h^*$  e  $F^*$  - indicam respectivamente, os valores da variável e da tendência num tempo intermediário

$h^{\tau+1}$  - indica o valor da variável no tempo  $\tau + 1$

$\Delta t$  - indica o intervalo de tempo

$\Phi_{j,i-1}$	$\Phi_{j-1,i}$	$\Phi_{j,i+1}$
$(\frac{\partial \Phi}{\partial x})_{j-\frac{1}{2}, i-\frac{1}{2}}$	$(\frac{\partial \Phi}{\partial x})_{j-\frac{1}{2}, i+\frac{1}{2}}$	$\Phi_{j,i+1}$
$\Phi_{j,i-j}$	$(\frac{\partial \Phi}{\partial x})_{j,i}$	
$(\frac{\partial \Phi}{\partial x})_{j+\frac{1}{2}, i-\frac{1}{2}}$	$(\frac{\partial \Phi}{\partial x})_{j+\frac{1}{2}, i+\frac{1}{2}}$	$\Phi_{j+1,i+1}$
$\Phi_{j+1,i-1}$	$\Phi_{j+1,i}$	

FIGURA 4.1 - INDICA OS NOVE PONTOS UTILIZADOS NO ESQUEMA DE DIFERENÇAS FINITAS NO ESPAÇO (SEMI-MOMENTUM DE SCHUMAN)

As derivadas com relação a x e y, para uma variável no ponto central, são dadas pelas equações que seguem:

$$(\frac{\partial \Phi}{\partial x})_{j,i} = \frac{1}{4} \left[ (\frac{\partial \Phi}{\partial x})_{j-\frac{1}{2}, i-\frac{1}{2}} + (\frac{\partial \Phi}{\partial x})_{j+\frac{1}{2}, i-\frac{1}{2}} + (\frac{\partial \Phi}{\partial x})_{j+\frac{1}{2}, i+\frac{1}{2}} + (\frac{\partial \Phi}{\partial x})_{j-\frac{1}{2}, i+\frac{1}{2}} \right] \quad (4.14)$$

$$(\frac{\partial \Phi}{\partial y})_{j,i} = \frac{1}{4} \left[ (\frac{\partial \Phi}{\partial y})_{j-\frac{1}{2}, i-\frac{1}{2}} + (\frac{\partial \Phi}{\partial y})_{j+\frac{1}{2}, i-\frac{1}{2}} + (\frac{\partial \Phi}{\partial y})_{j+\frac{1}{2}, i+\frac{1}{2}} + (\frac{\partial \Phi}{\partial y})_{j-\frac{1}{2}, i+\frac{1}{2}} \right] \quad (4.15)$$

Expressões análogas, são satisfeitas pelas equações (4.14) e (4.15).

Existem outros métodos de integração no tempo, entre os quais podemos destacar o (0) avançado (1) "Leapfrog", que entretanto apresentam alguns inconvenientes, tais como: a não conservação de energia e a instabilidade não linear, aspectos que são contornáveis com um processo de suavização. O esquema utilizado no modelo elimina ruidos e evita a instabilidade não linear, entre outras coisas, no entanto é mais demorado em tempo de computação quando comparado com os anteriores, Haltiner<sup>13</sup>.

Há vários esquemas de integração no espaço, mas o que está sendo utilizado no modelo evita a instabilidade não linear e conserva a energia, Haltiner<sup>13</sup>.

#### 4.2 - A SOLUÇÃO DAS EQUAÇÕES

Foram feitos alguns testes com o modelo, entre os quais cumpre destacar: primeiramente, o caso do escoamento com cisalhamento na vertical e sem condições de forçamento, que foi integrado por um período de três dias. Ao final verificou-se que o movimento estava mantido. No segundo experimento, considerou-se um escoamento com variação do vento na vertical e na horizontal, sendo que esta última tinha uma distribuição do tipo parabólica. Conservando-se as mesmas condições de fronteira, integrou-se o modelo pelo mesmo período de tempo e, após isto, verificou-se que o movimento também havia se mantido.

Tendo em conta as condições de contorno e as iniciais propostas para o modelo, em 3.4, integrou-se o mesmo para duas situações sinóticas, sendo que uma delas diz respeito ao caso seco e a outra ao caso chuvoso.

Cumpre lembrar que, na fronteira voltada para o

hemisfério norte, a perturbação foi introduzida lentamente até completar um dia, mantendo-se constante a seguir.

Os resultados destes experimentos, mostraram que a partir do terceiro dia para o quinto dia, o padrão de escoamento estava praticamente mantido.

Com uma amplitude de onda dez vezes menor que a anterior, introduziu-se a perturbação no contorno voltado para a região do hemisfério norte. Integrou-se o modelo e verificou-se que o mesmo alcançou um dia a mais na integração, quando comparado com o experimento anterior, que foi de cinco dias.

#### 4.3 - INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS NUMÉRICOS

Neste item veremos os resultados obtidos com o modelo, para cinco dias de integração. Nas figuras a seguir serão mostrados dois experimentos; o caso seco, correspondente ao ano de 1972, seguido do caso chuvoso, correspondente ao ano de 1974. Teremos nos níveis de 750 mb e 250 mb o campo do movimento horizontal, o campo do desvio (diferença obtida entre o campo que evoluiu e o campo inicial) e os movimentos verticais.

Como poderemos ver nas figuras a seguir, quando consideramos na fronteira voltada para o H.N. uma condição de contorno do tipo estado básico mais perturbação para as variáveis do modelo, começou-se a induzir próximo ao contorno de uma onda do tipo Rossby com  $k \approx 5$  na escala global haja vista que o escoamento inicial encontra-se em balanço geostrófico. Esta onda induzida começa a propagar-se latitudinalmente em direção a região equatorial e movendo-se para oeste. Ao mesmo tempo nota-se que o campo no interior da região considerada fica perturbado e que ondas começam a

ser estimuladas nas proximidades da região equatorial. As ondas tornam-se nítidas a partir do terceiro dia e intensificando após um período de 3-4 dias, a partir do início da simulação, daí em diante, vê-se que a solução fica confinada nesta região (ver Figuras 4.7 a 4.14).

Notou-se que, as ondas geradas na região equatorial tem um comprimento de onda igual ao da situada no contorno norte. Evidentemente, temos na região equatorial um espectro de ondas, sendo que algumas delas são mais dominantes. Observou-se que a amplitude da onda gerada é relativamente grande, do terceiro para o quarto dia da simulação (ver Figuras 4.9, 4.10, 4.12 e 4.13).

Com base na análise dos resultados constatou-se que o campo de  $u'$  e  $\Phi'$  são aproximadamente simétricos e o de  $v'$  é antissimétrico com relação a região equatorial a partir do mesmo período mencionado acima. Superpondo-se o campo de desvio do vento ao campo de desvio do geopotencial, vê-se que um tende a acompanhar o outro, parecendo com o encontrado por Matsuno<sup>23</sup> num modelo linear para latitudes mais altas, enquanto que na região equatorial predomina a componente ageostrófica. Não se notando especificamente uma onda simples na região equatorial, com base no trabalho de Matsuno<sup>23</sup>.

A solução gerada na região equatorial é, na realidade, uma combinação de ondas que incluem as do tipo Rossby, gravidade e Kelvin, com  $k = 5$  entre  $10^{\circ}$  N e  $10^{\circ}$  S, aproximadamente, movendo-se lentamente para oeste, quase-estacionária.

É importante lembrar que embora não se tenha considerado uma condição de contorno simétrica, encontramos uma resposta quase-simétrica com relação a região equatorial, para o campo do geopotencial e da componente  $u$ .

Constatou-se que entre os dois casos estudados existe uma diferença de fase de  $10^{\circ}$ , aproximadamente, entre as ondas situadas no contorno norte ao nível de 750 mb e as do nível de 250 mb no sentido leste-oeste, respectivamente. Considerou-se no contorno uma onda de comprimento igual a 1 na simulação, para as ondas situadas entre  $90^{\circ}$  W e  $20^{\circ}$  W. Isto foi feito com base nas observações, onde as mesmas são dominantes.

Ao fim de três dias de integração e notadamente no quarto dia, constatou-se que as ondas originadas na região equatorial no caso seco e no caso chuvoso encontram-se fora de fase mantendo praticamente a mesma diferença de fase que existe no contorno norte, (ver Figuras 4.12a, 4.12b, 4.13a e 4.13b).

Evidenciou-se também, que no caso chuvoso, ocorre uma convergência no nível de 750 mb, mais próxima a região do Nordeste, quando comparada a da ocorrida no caso seco. Como consequência, aparecem no caso chuvoso, movimentos ascendentes mais intensos no litoral norte do Nordeste e na própria região ao norte do que aqueles que ocorrem no caso seco, (ver Figuras 4.11 a 4.11b).

De vez que, o modelo não contém explicitamente nenhum tipo de mecanismo dissipativo, nota-se, próximo a região equatorial, que os movimentos verticais tornam-se cada vez mais intensos, devido ao "transporte" de energia da latitude média em direção ao equador. Como consequência, temos que do quinto para o sexto dia, o modelo não consegue mais ser integrado, (ver Figuras 4.15a e 4.15b).

Notou-se ainda, no nível de 500 mb, que no sentido leste-oeste aparecem áreas de movimentos ascendentes, seguidas de áreas de movimentos descendentes, em ambas as margens da região equatorial, indicando assim uma compensação de massa entre áreas adjacentes, (ver Figuras 4.11a e 4.11b).

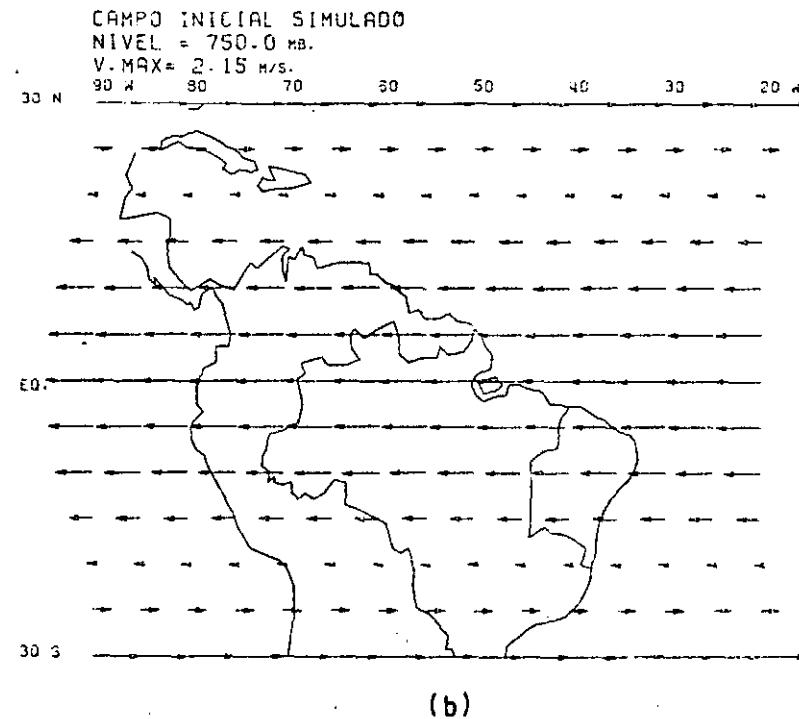
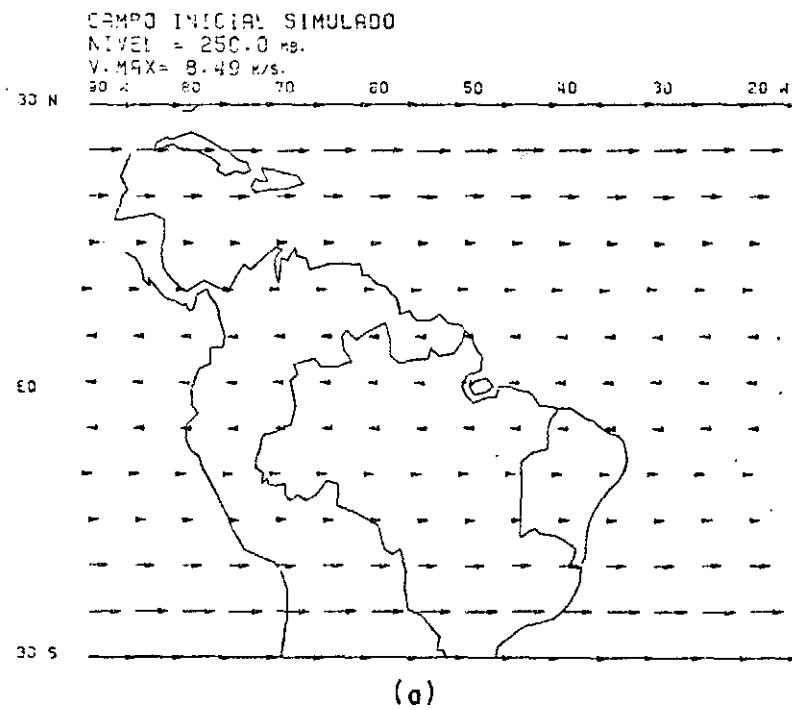


Fig. 4.2 - CONFIGURAÇÃO INICIAL PARA O CAMPO DO VENTO DO TIPO PARABÓLICA: a) NÍVEL DE 250 MB, b) NÍVEL DE 750 MB. PARA O CASO SECO E PARA O CHUVOSO.

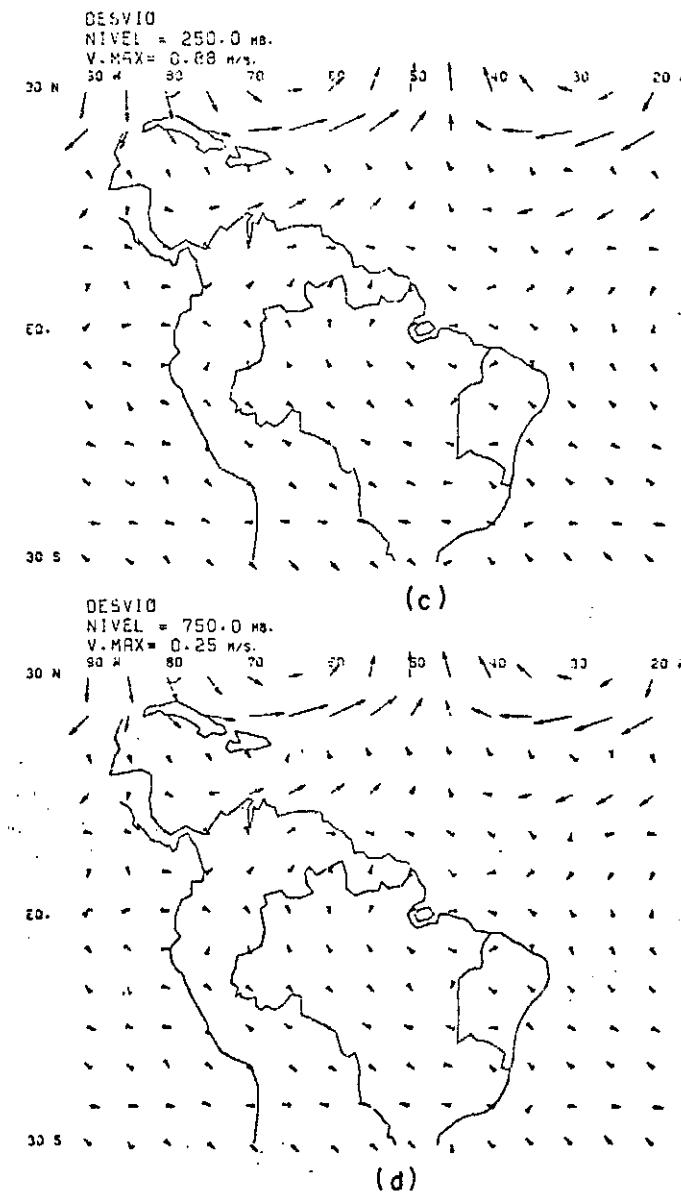
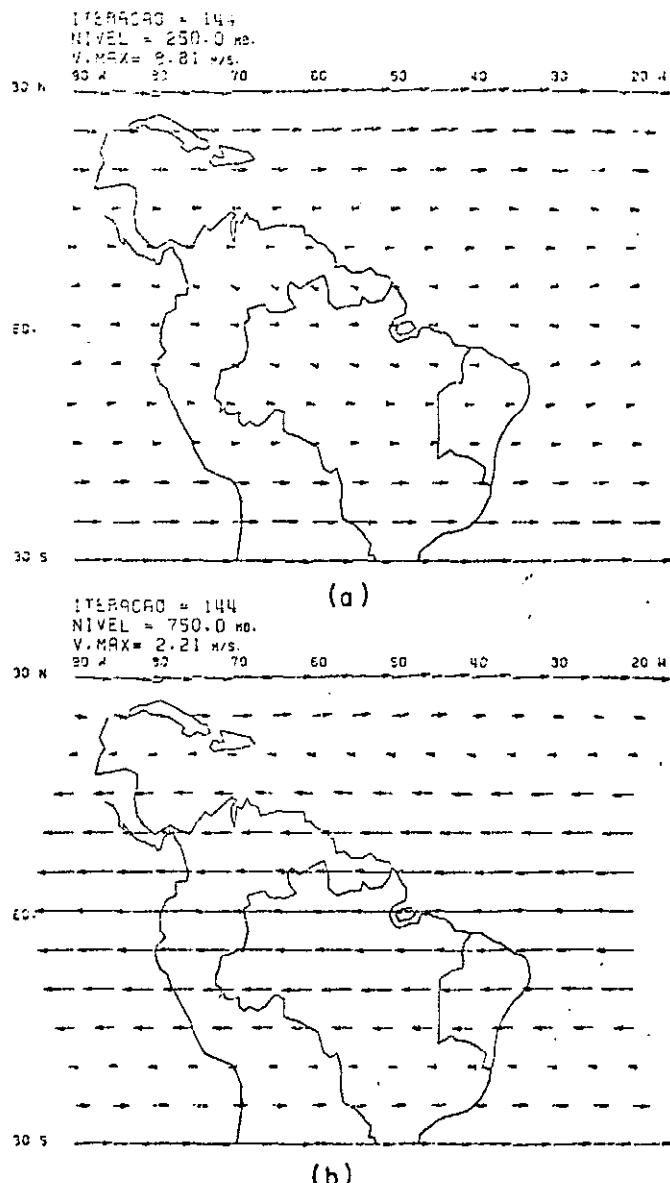


Fig. 4.3 - CAMPO DA VELOCIDADE DO VENTO: a) EVOLUÇÃO NO NÍVEL DE 250 MB, b) EVOLUÇÃO NO NÍVEL DE 750 MB, c) CAMPO DO DESVIO NO NÍVEL DE 250 MB, d) CAMPO DO DESVIO NO NÍVEL DE 750 MB. CALCULADO PELO MODELO 1 DIA APÓS O INSTANTE INICIAL, PARA O CASO SECO. NOTA-SE QUE EMBORA A PERTURBAÇÃO NO CONTORNO NORTE TENHA ATINGIDO SEU VALOR REAL NESTE ESTÁGIO, JA É SENTIDO O SEU EFEITO SOBRE O CAMPO DO VENTO (A PARTIR DESTE CONTORNO).

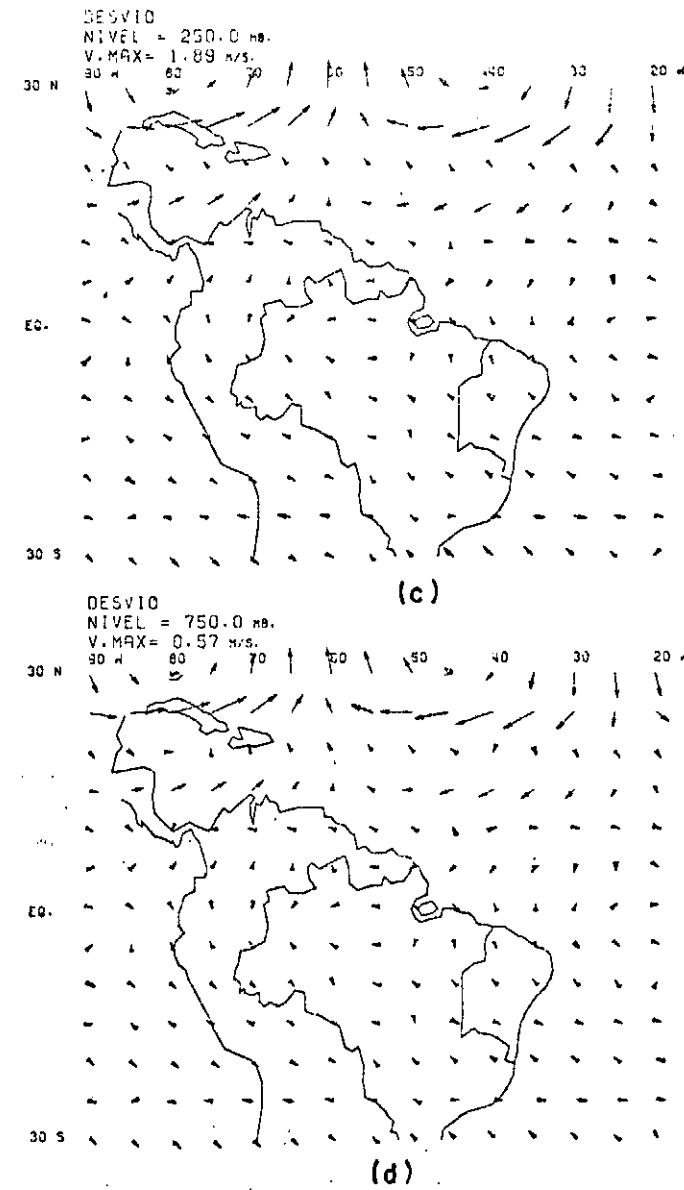
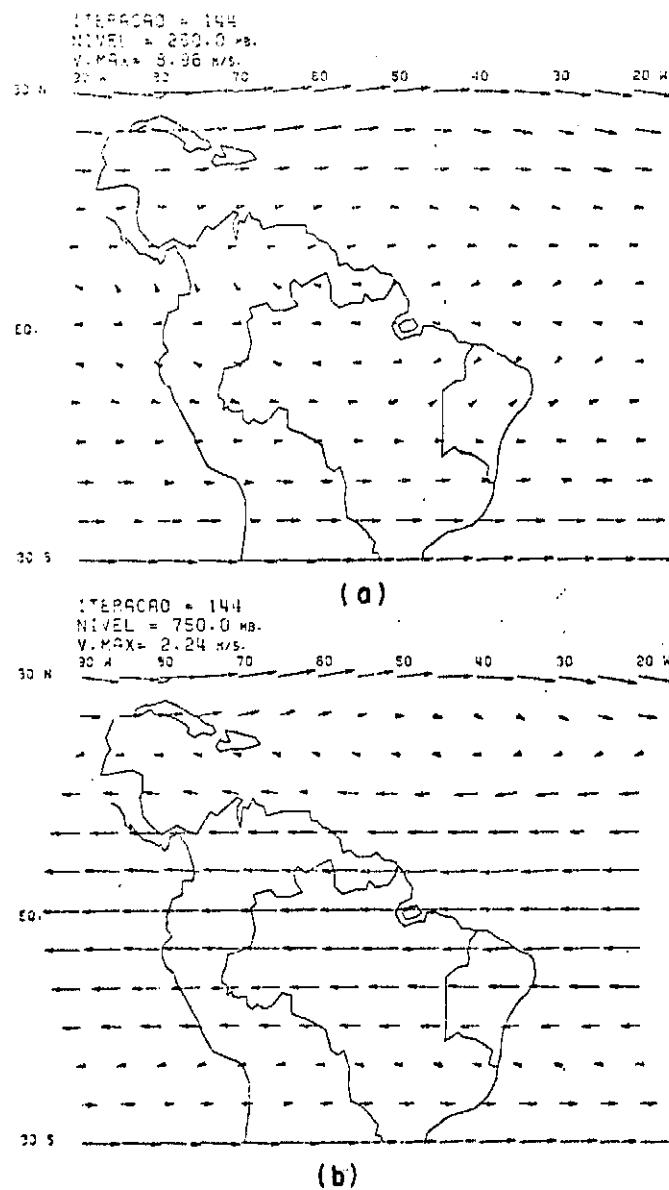


Fig. 4.4 - O MESMO DA FIGURA ANTERIOR, OCORRE PARA O CASO CHUVOSO, PODENDO NOTAR-SE ALGUMAS DIFERENÇAS ENTRE OS DOIS CASOS (A PARTIR DO CONTORNO NORTE).

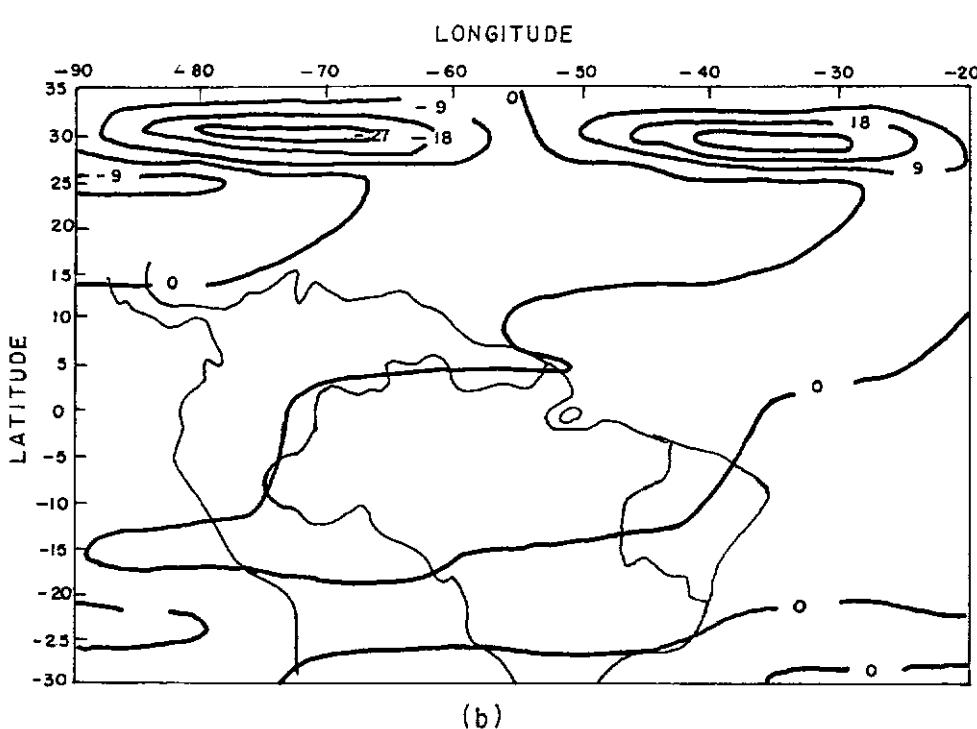
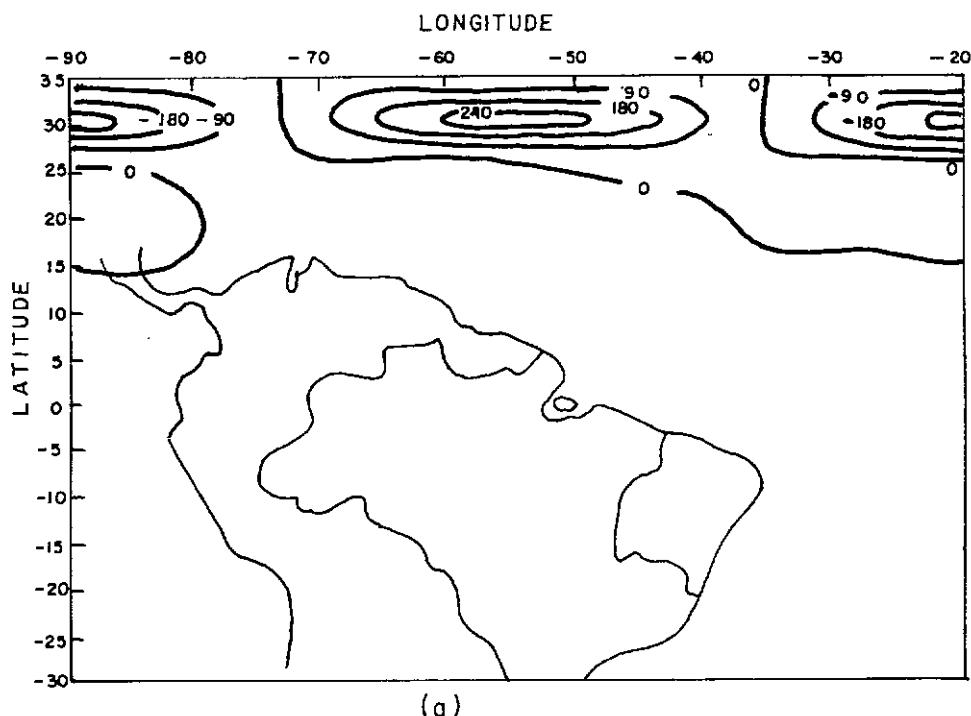
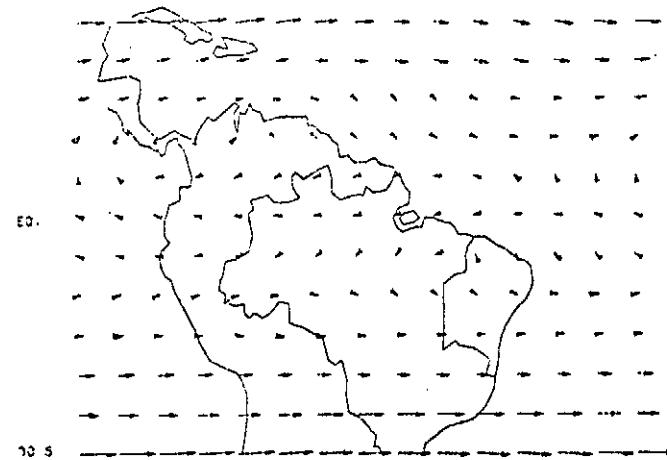


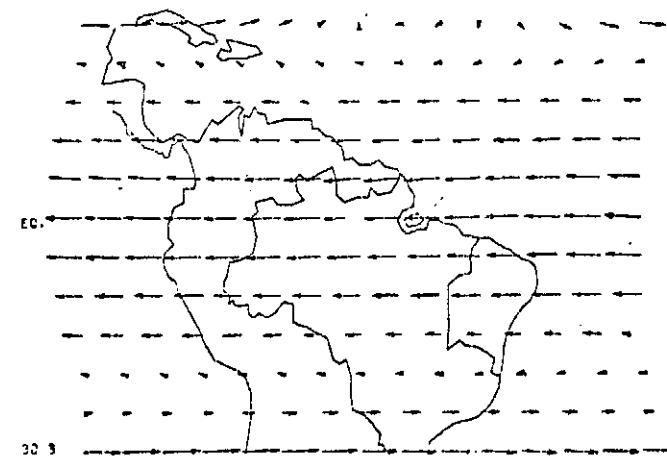
Fig. 4.5 - CAMPO DE VELOCIDADE VERTICAL NO NÍVEL DE 500 MB EM UNIDADES DE  $10^{-6}$  MB/S: a) CASO SECO, b) CASO CHUOSO. CALCULADA 1 DIA APÓS O INSTANTE INICIAL JÁ É SENTIDO O EFEITO DA PERTURBAÇÃO SOBRE O MOVIMENTO VERTICAL NA FRONTEIRA NORTE.

ITERACAO = 298  
 NIVEL = 250.0 mb.  
 V. MAX = 9.88 m/s.  
 90 W 80 70 60 50 40 30 20 H



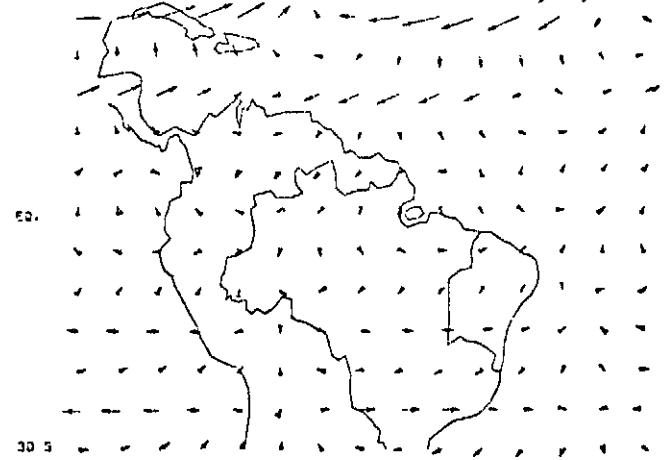
(a)

ITERACAO = 298  
 NIVEL = 750.0 mb.  
 V. MAX = 2.35 m/s.  
 90 W 80 70 60 50 40 30 20 H



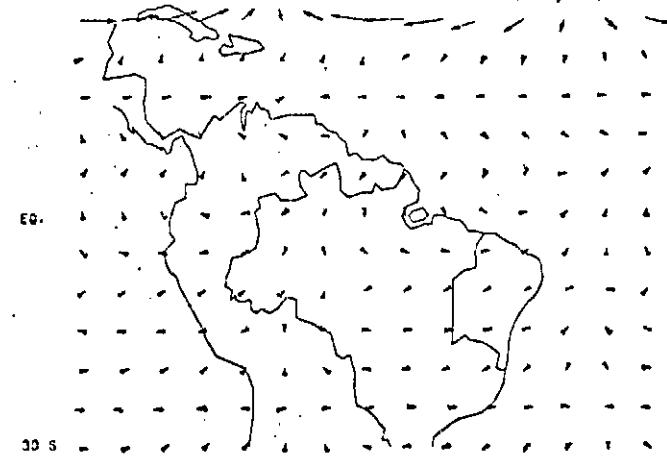
(b)

DESVIO  
 NIVEL = 250.0 mb.  
 V. MAX = 2.25 m/s.  
 90 W 80 70 60 50 40 30 20 H



(c)

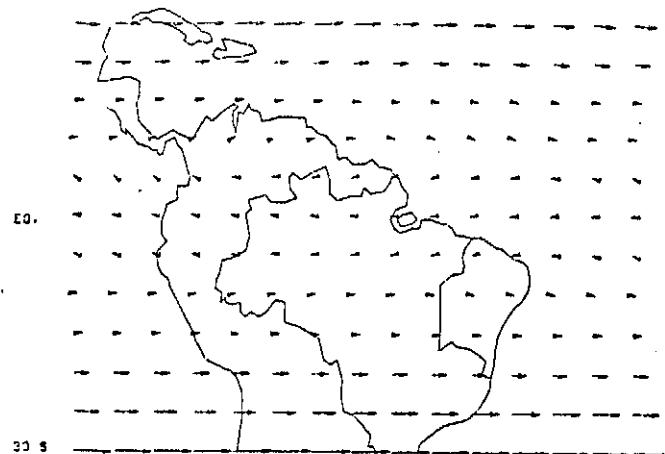
DESVIO  
 NIVEL = 750.0 mb.  
 V. MAX = 1.03 m/s.  
 90 W 80 70 60 50 40 30 20 H



(d)

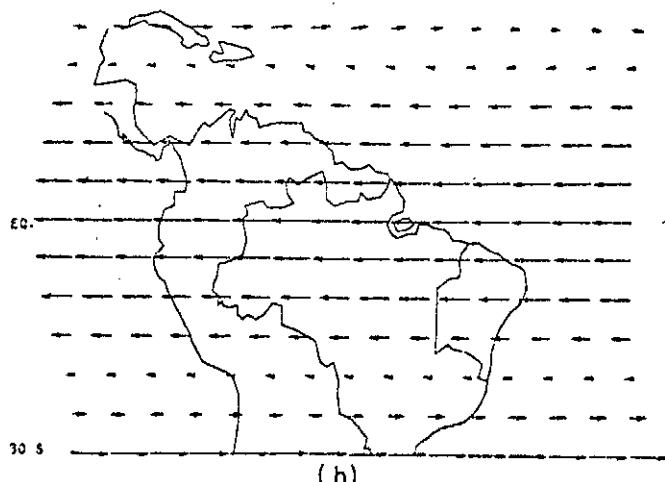
Fig. 4.6 - CAMPO DA VELOCIDADE DO VENTO: a) EVOLUÇÃO NO NÍVEL DE 250 MB, b) EVOLUÇÃO NO NÍVEL DE 750 MB,  
 c) CAMPO DO DESVIO NO NÍVEL DE 250 MB, d) CAMPO DO DESVIO NO NÍVEL DE 750 MB. CALCULADO 2 DIAS  
 APÓS O INSTANTE INICIAL PARA O CASO SECO. NOTA-SE QUE AUMENTOU O EFEITO CAUSADO PELA PERTURBA-  
 ÇÃO SOBRE O CAMPO DO VENTO.

INTERACAO = 289  
NIVEL = 250.0 mb.  
V. MAX = 9.15 m/s.  
30 N 60 70 80 50 40 30 20 W



(a)

INTERACAO = 288  
NIVEL = 750.0 mb.  
V. MAX = 2.26 m/s.  
30 N 60 70 80 50 40 30 20 W



(b)

DESVIO  
NIVEL = 250.0 mb.  
V. MAX = 1.18 m/s.  
30 N 60 70 80 50 40 30 20 W



(c)

DESVIO  
NIVEL = 750.0 mb.  
V. MAX = 0.35 m/s.  
30 N 60 70 80 50 40 30 20 W



(d)

Fig. 4.7 - O MESMO DA FIGURA ANTERIOR OCORRE PARA O CASO CHUVOSO. NOTANDO-SE QUE AS DIFERENÇAS ENTRE OS DOIS CASOS AUMENTOU.

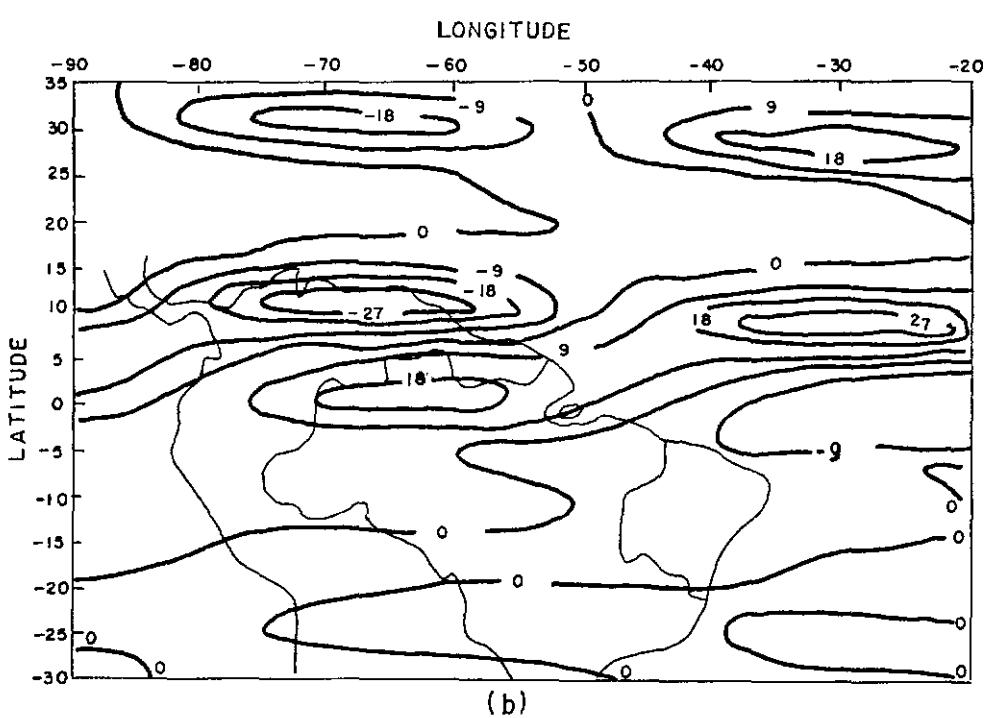
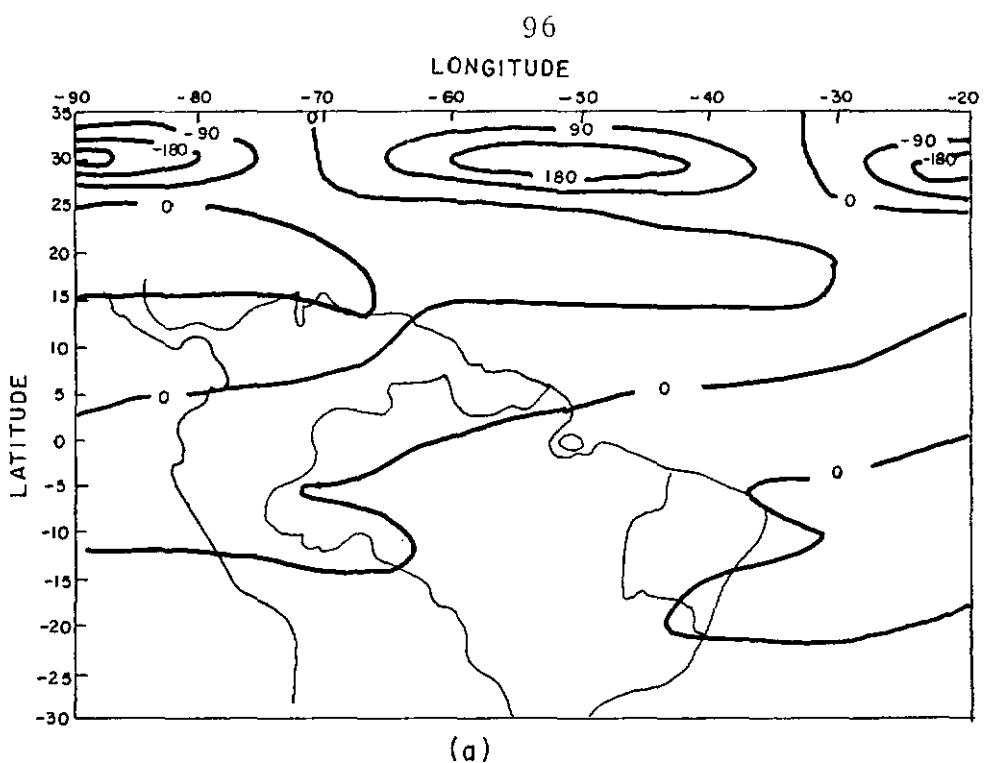
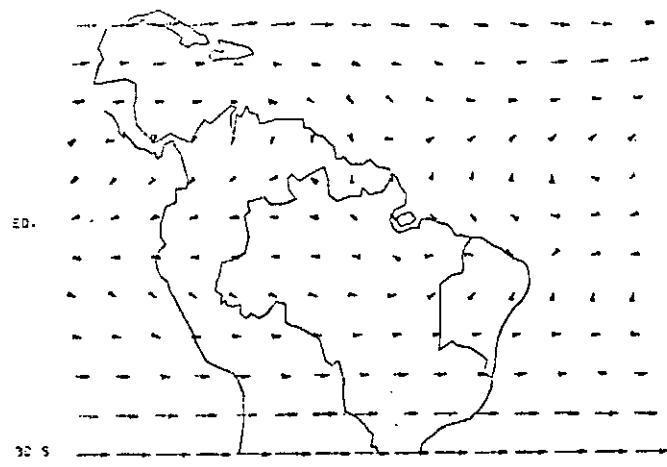


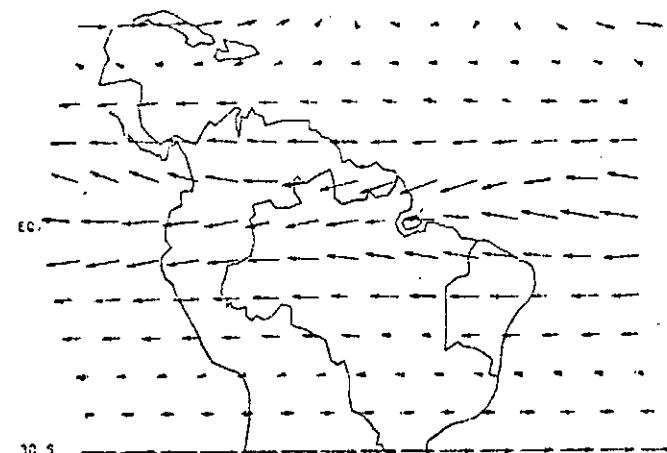
Fig. 4.8 – CAMPO DA VELOCIDADE VERTICAL NO NÍVEL DE 500 MB, EM UNIDADES DE  $10^{-8}$  MB/S: a) CASO SÉCO, b) CASO CHUVOSO. CALCULADO 2 DIAS APÓS O INSTANTE INICIAL. NOTA-SE NO INTERIOR DA REGIÃO FLUIDA, ÁREAS ONDE O MOVIMENTO É ASCENDENTE E EM OUTRAS ONDE O MOVIMENTO É DESCENDENTE.

ITERACAO = 432  
 NIVEL = 250.0 mb.  
 V. MAX= 10.10 m/s.  
 90 A 80 70 60 50 40 30 20 H



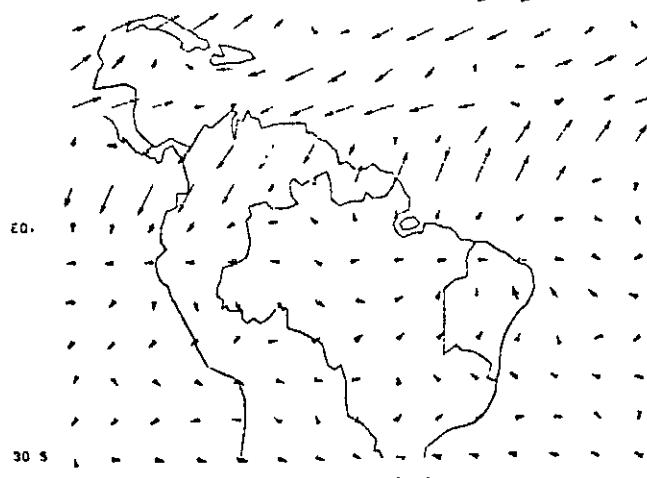
(a)

ITERACAO = 432  
 NIVEL = 750.0 mb.  
 V. MAX= 2.45 m/s.  
 90 A 80 70 60 50 40 30 20 H



(b)

DESVIO  
 NIVEL = 250.0 mb.  
 V. MAX= 1.71 m/s.  
 90 A 80 70 60 50 40 30 20 H



(c)

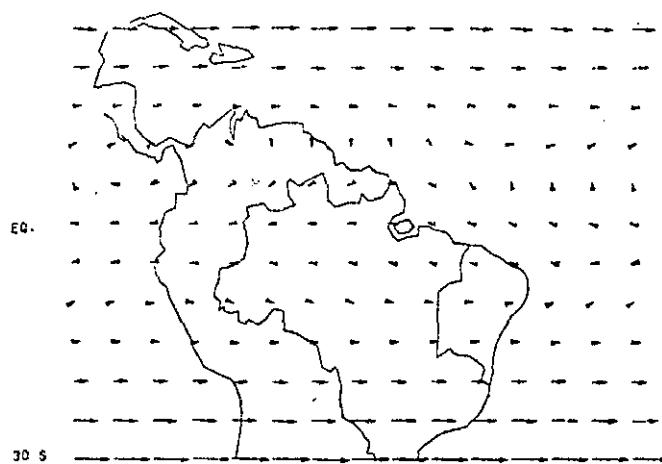
DESVIO  
 NIVEL = 750.0 mb.  
 V. MAX= 1.17 m/s.  
 90 A 80 70 60 50 40 30 20 H



(d)

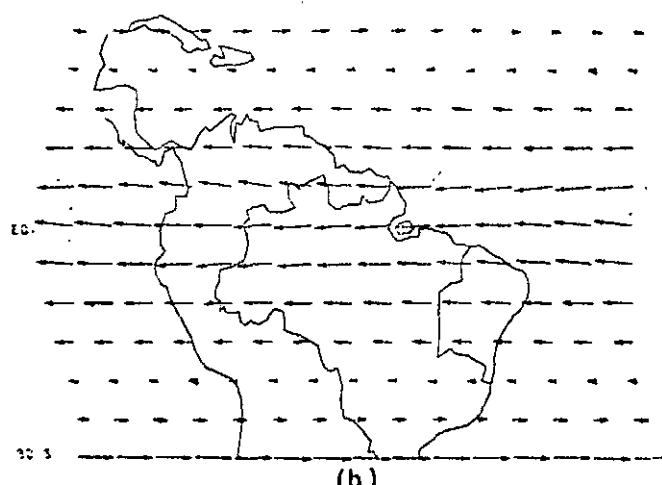
Fig. 4.9 - CAMPO DA VELOCIDADE DO VENTO: a) EVOLUÇÃO NO NÍVEL DE 250 MB, b) EVOLUÇÃO NO NÍVEL DE 750 MB  
 c) CAMPO DO DESVIO NO NÍVEL DE 250 MB, d) CAMPO DO DESVIO NO NÍVEL DE 750 MB. CALCULADO PELO MODELO  
 3 DIAS APÓS O INSTANTE INICIAL PARA O CASO SECO. NOTA-SE CADA VEZ MAIS O EFEITO DA PERTURBAÇÃO  
 COLOCADA NO CONTORNO NORTE ATUANDO SOBRE A REGIÃO EQUATORIAL.

ITERACAO = 432  
NIVEL = 250.0 mb.  
V.MAX= 0.37 m/s.  
30 N 80 70 60 50 40 30 20 W



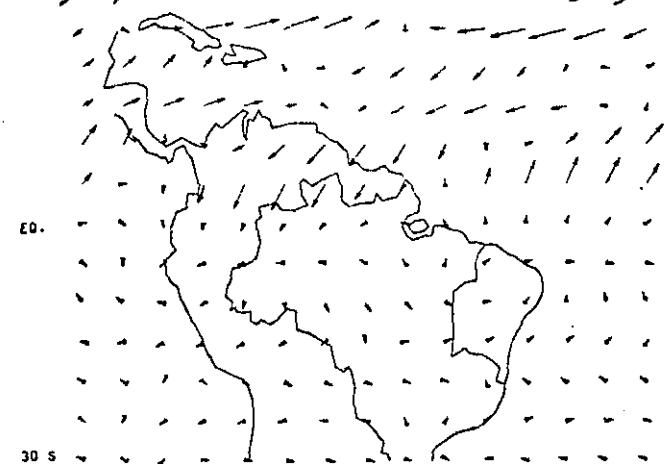
(a)

ITERACAO = 432  
NIVEL = 750.0 mb.  
V.MAX= 2.33 m/s.  
30 N 80 70 60 50 40 30 20 W



(b)

DESVIO  
NIVEL = 250.0 mb.  
V.MAX= 0.92 m/s.  
90 N 80 70 60 50 40 30 20 W



(c)

DESVIO  
NIVEL = 750.0 mb.  
V.MAX= 0.32 m/s.  
90 N 80 70 60 50 40 30 20 W



(d)

Fig. 4.10 - O MESMO DA FIGURA ANTERIOR OCORRE PARA O CASO CHUVOSO. NOTANDO-SE COM MAIS CLAREZA A DIFERENÇA ENTRE OS DOIS CASOS, JÁ NA REGIÃO EQUATORIAL.

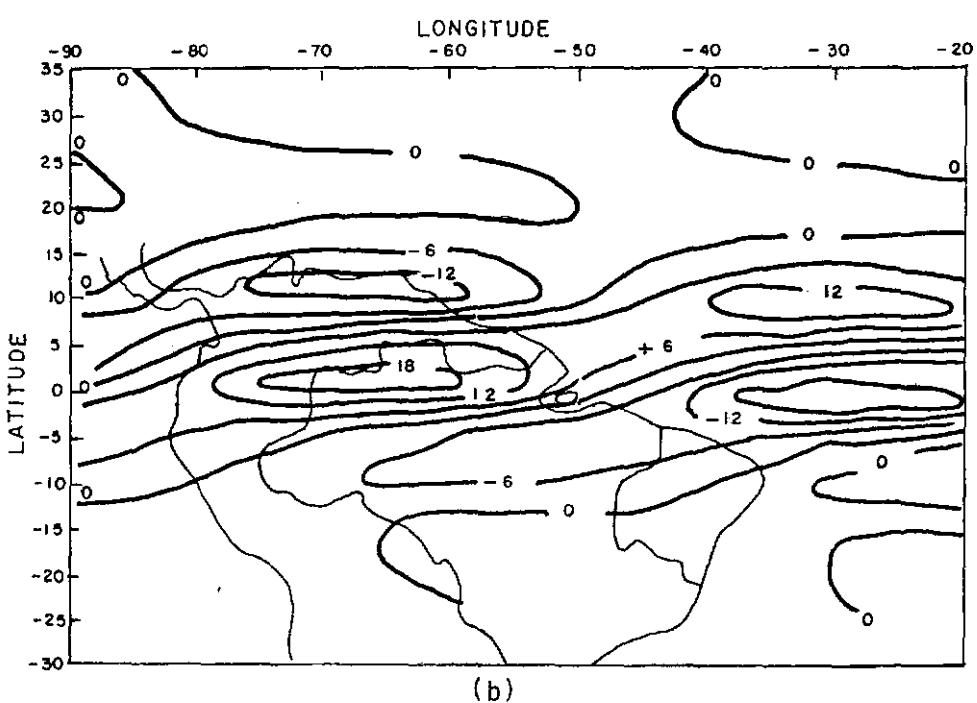
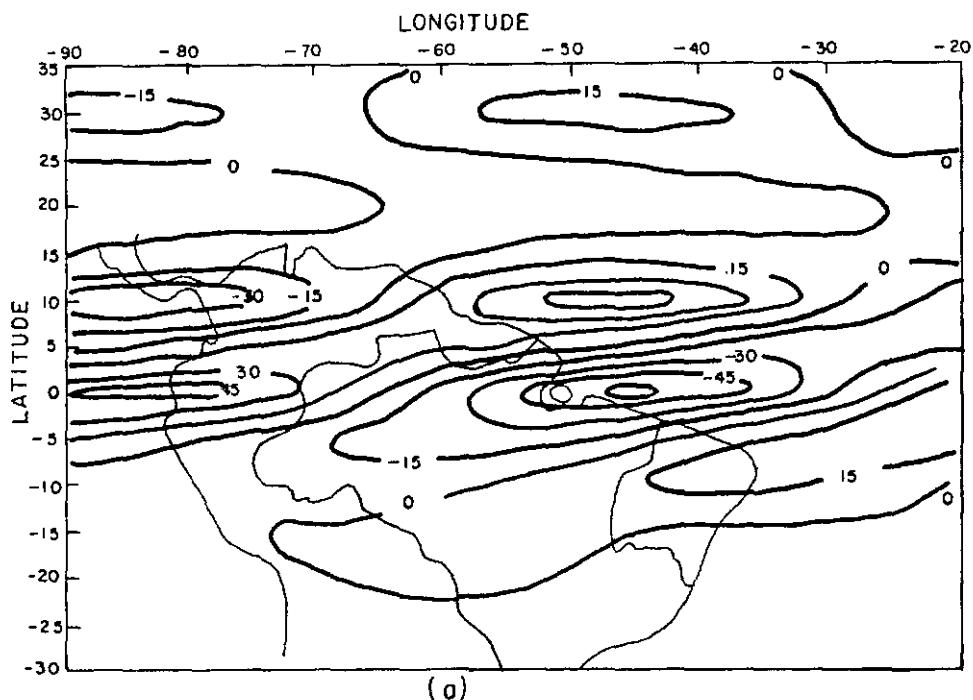


Fig. 4.11 - CAMPO DA VELOCIDADE VERTICAL NO NÍVEL DE 500 MB, EM UNIDADES DE  $10^{-5}$  MB: a) CASO SÉCO, b) CASO CHUVOSO. CALCULADA 3 DIAS APÓS O INSTANTE INICIAL. COMEÇA-SE A NOTAR DIFERENÇAS ENTRE OS MOVIMENTOS VERTICIAIS NA REGIÃO EM QUESTÃO E ADJACÊNCIAS, NOS CASOS ESTUDADOS.

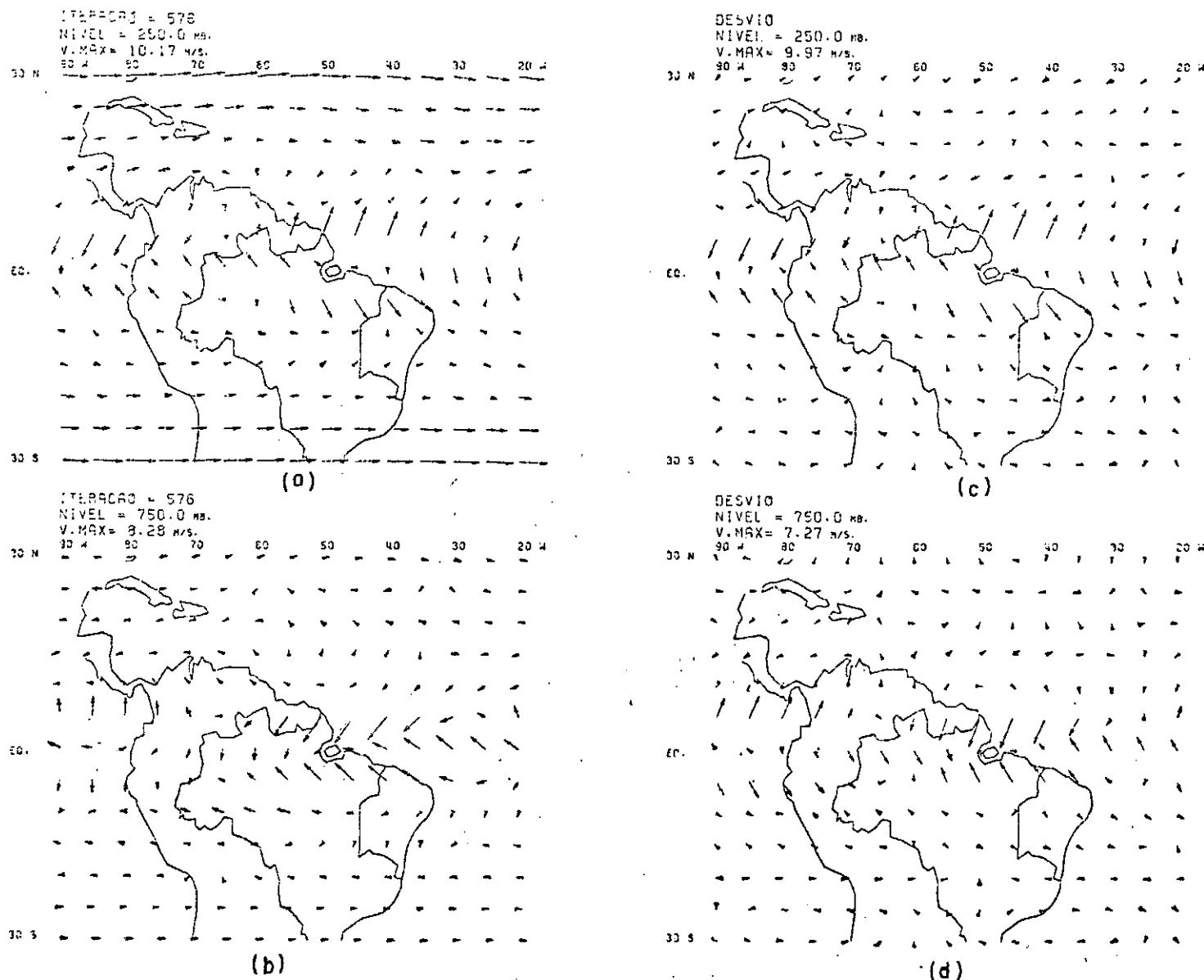
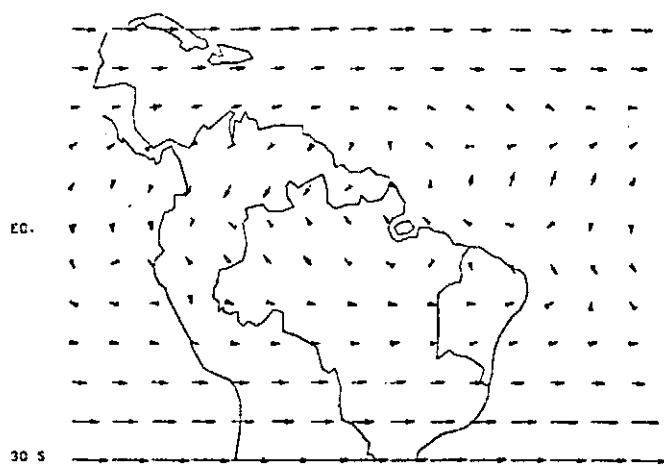


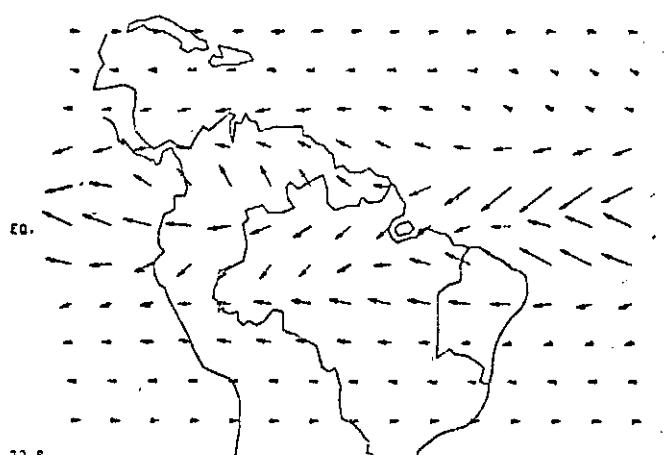
Fig. 4.12 - CAMPO DA VELOCIDADE DO VENTO: a) EVOLUÇÃO NO NÍVEL DE 250 MB, b) EVOLUÇÃO NO NÍVEL DE 750 MB, c) CAMPO DO DESVIO NO NÍVEL DE 250 MB, d) CAMPO DO DESVIO NO NÍVEL DE 750 MB. CAMPO CALCULADO 4 DIAS APÓS O INSTANTE INICIAL PARA O CASO SECO. NOTA-SE A EVOLUÇÃO DO ESCOAMENTO NA FRONTEIRA NORTE E BEM COMO UM MAIOR EFEITO DA PERTURBAÇÃO SOBRE A REGIÃO EQUATORIAL.

ITERACAO = 576  
NIVEL = 250.0 mb.  
V.MAX= 9.53 m/s.  
30 N 80 70 60 50 40 30 20 W



(a)

ITERACAO = 576  
NIVEL = 750.0 mb.  
V.MAX= 3.99 m/s.  
30 N 80 70 60 50 40 30 20 W



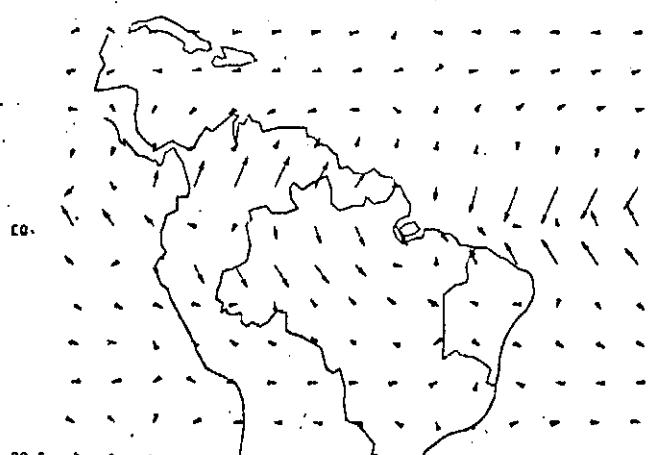
(b)

DESVIO  
NIVEL = 250.0 mb.  
V.MAX= 3.73 m/s.  
30 N 80 70 60 50 40 30 20 W



(c)

DESVIO  
NIVEL = 750.0 mb.  
V.MAX= 2.73 m/s.  
30 N 80 70 60 50 40 30 20 W



(d)

Fig. 4.13 - O MESMO DA FIGURA ANTERIOR OCORRE P/O CASO CHUVOSO. NOTANDO-SE AGORA UMA MAIOR DIFERENÇA ENTRE OS DOIS CASOS NA REGIÃO EQUATORIAL.

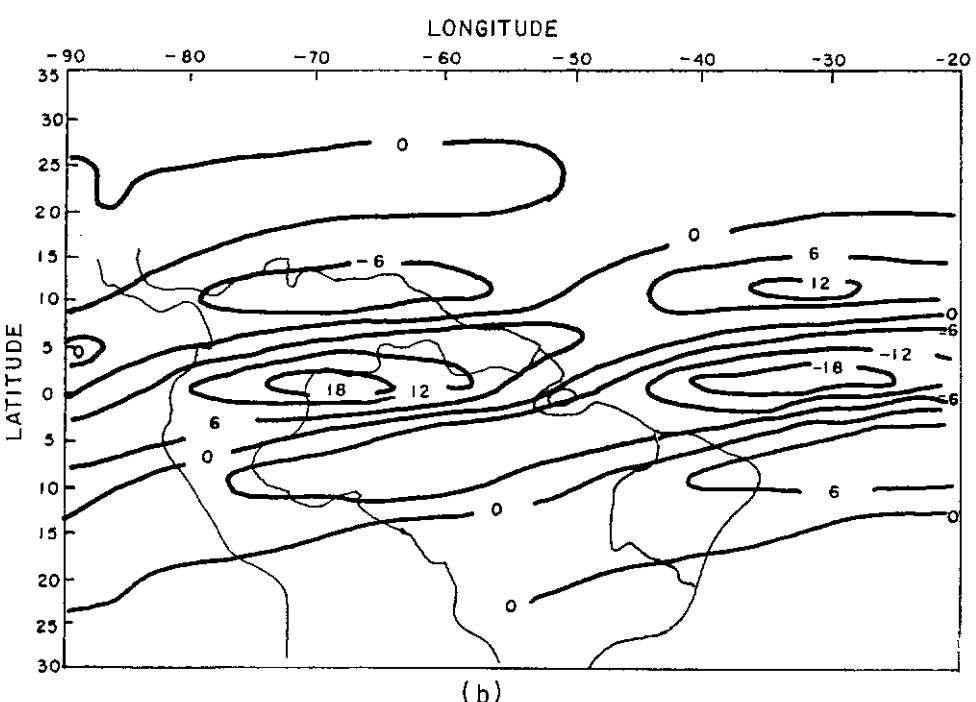
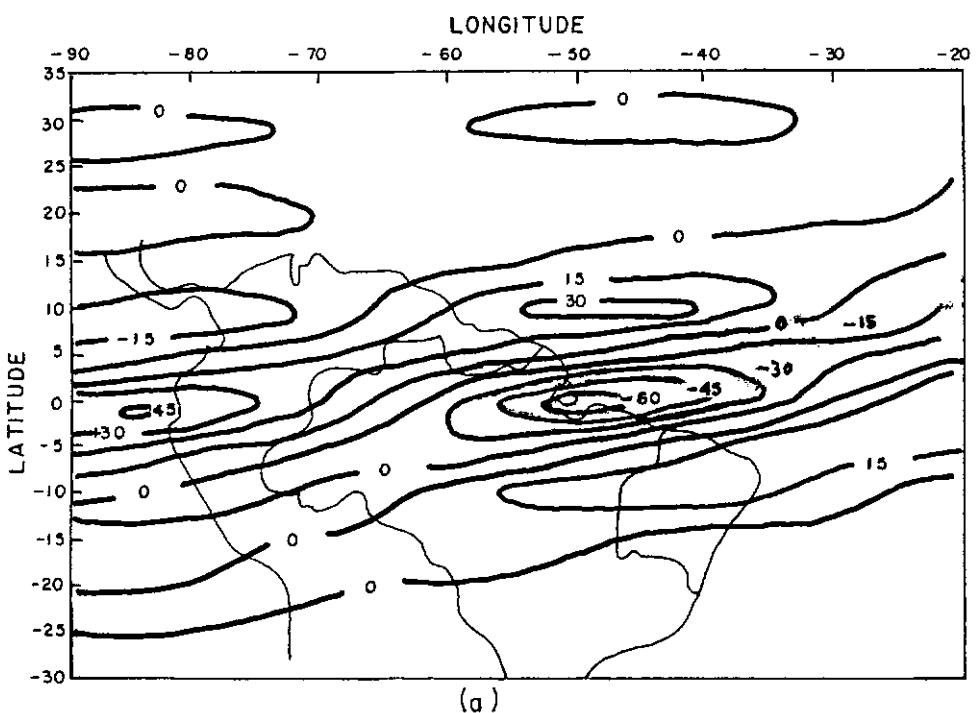


Fig. 4.14 – CAMPO DA VELOCIDADE VERTICAL NO NÍVEL DE 500 MB EM UNIDADES DE  $10^{-4}$  MB/S: a) CASO SÉCO, b) CASO CHUVOSO, CALCULADA 4 DIAS APÓS O INSTANTE INICIAL. NOTA-SE NO CASO SÉCO, QUE O MOVIMENTO VERTICAL É QUASE PREDOMINANTEMENTE DESCENDENTE NA REGIÃO EM QUESTÃO. E A ÁREA MAIS PRÓXIMA DE MÁXIMO MOVIMENTO ASCENDENTE, ESTA LOCALIZADA PERTO DA ILHA DE MARAJO.

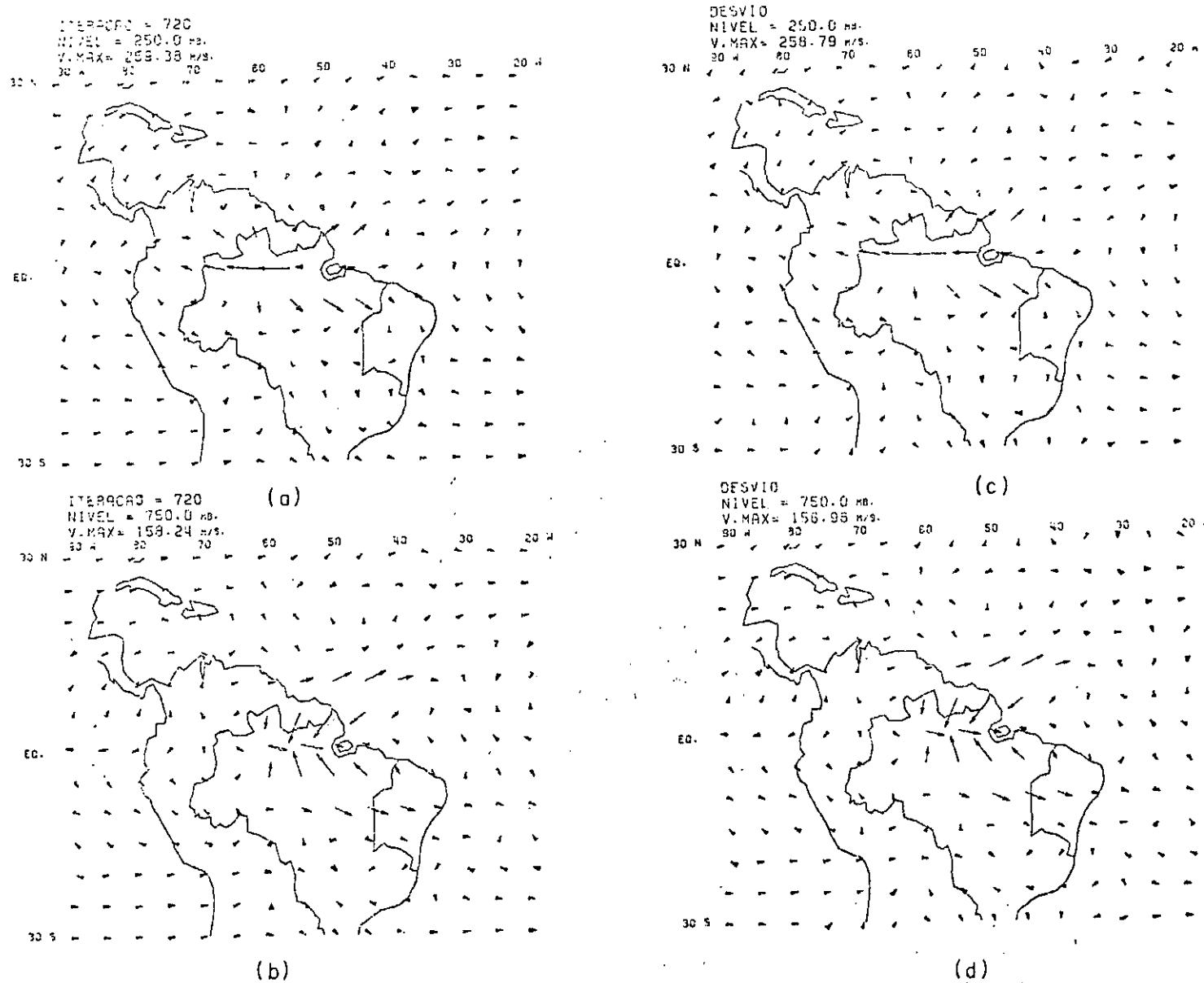


Fig. 4.15 - CAMPO DE VELOCIDADE DO VENTO: a) EVOLUÇÃO NO NÍVEL DE 250 MB, b) EVOLUÇÃO NO NÍVEL DE 750 MB, c) CAMPO DO DESVIO NO NÍVEL DE 250 MB, d) CAMPO DO DESVIO NO NÍVEL DE 750 MB. CALCULADO 5 DIAS APÓS O INSTANTE INICIAL PARA O CASO SÉCO, NOTANDO-SE UM AUMENTO DOS VALORES DO CAMPO DO VENTO.

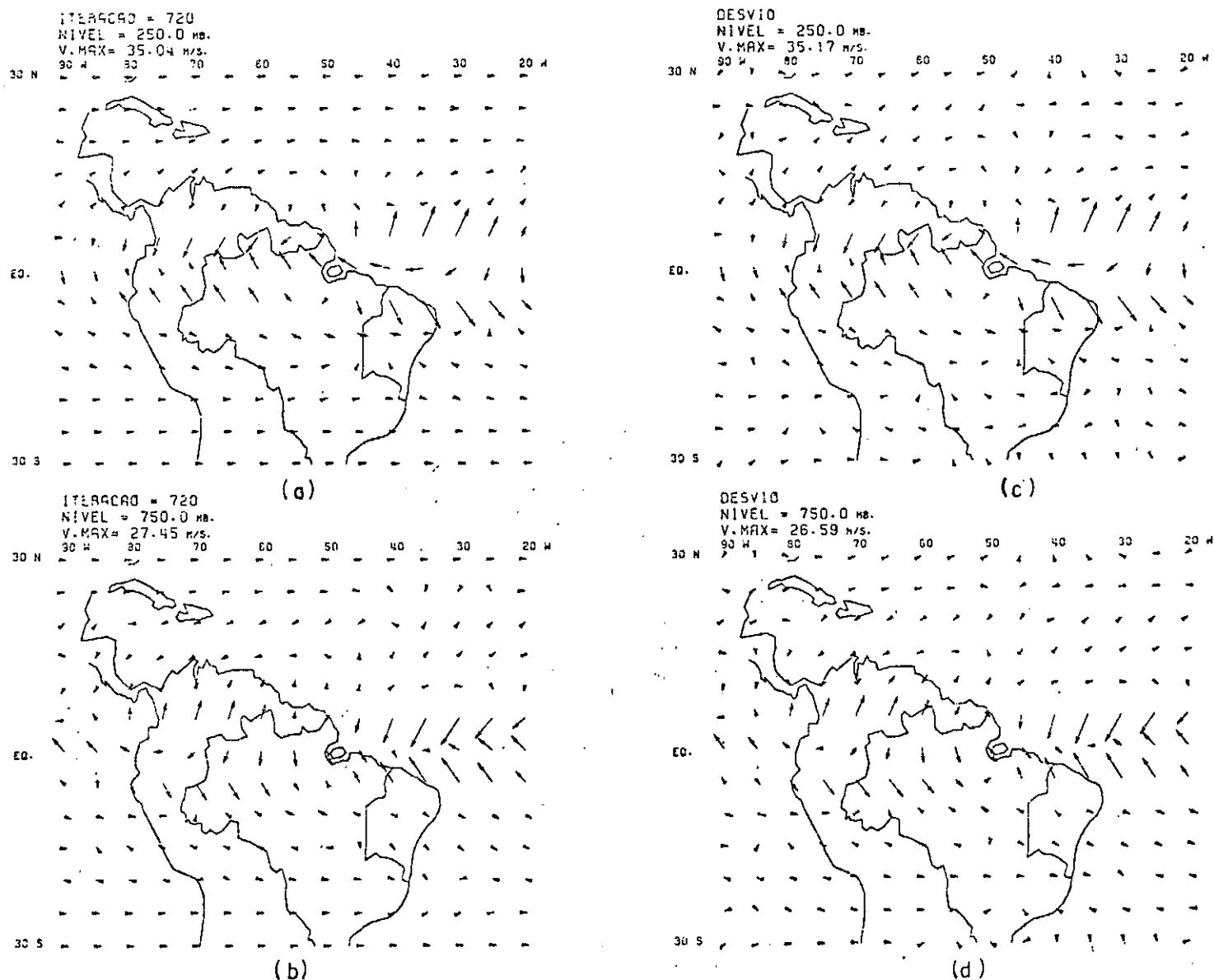


Fig. 4.16 - O MESMO DA FIGURA ANTERIOR OCORRE PARA O CASO CHUVOSO, NOTANDO-SE NESTE CASO UMA CONVERGÊNCIA NOS BAIXOS NÍVEIS MAIS PRÓXIMO A REGIÃO SEMI-ARIDA DO NORDESTE, DO QUE NO CASO SECO, QUE APARECE AO NORTE DA AMAZÔNIA.

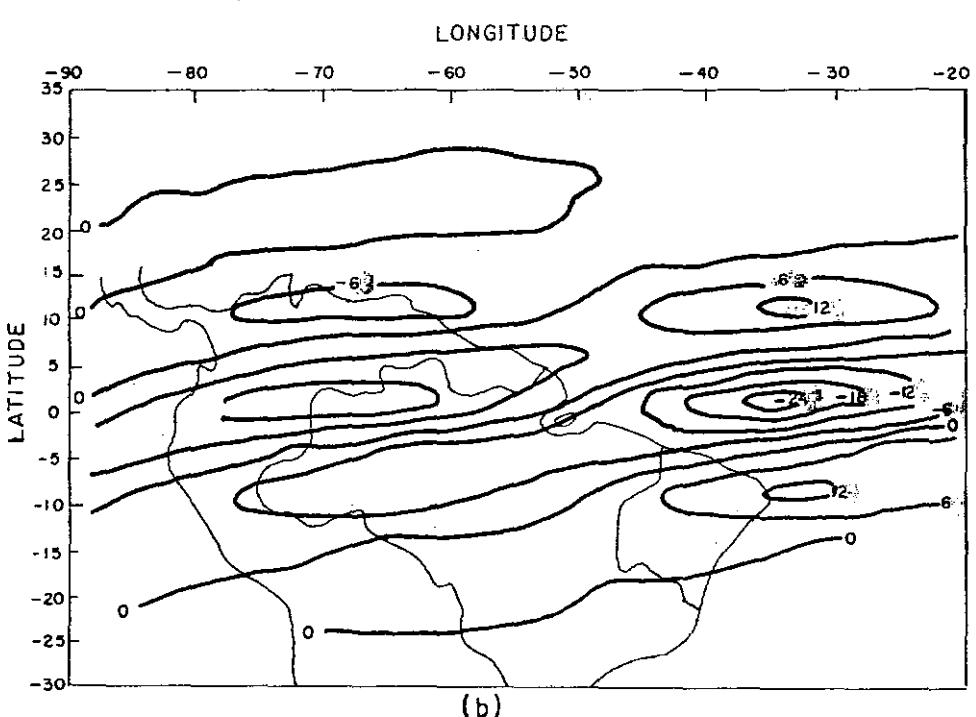
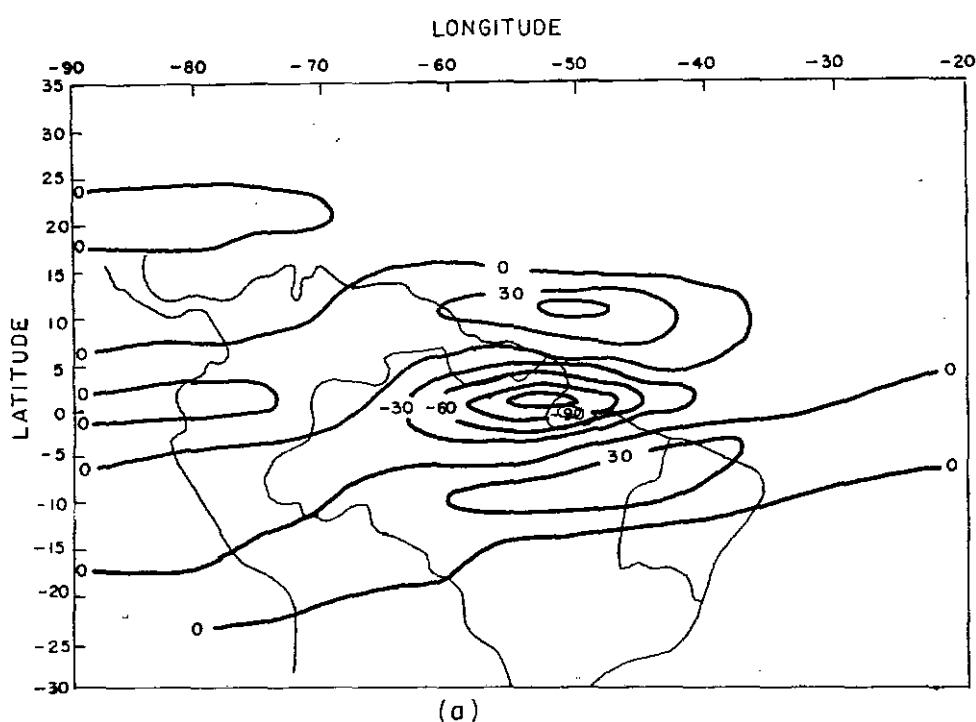


Fig. 4.17 - CAMPO DA VELOCIDADE VERTICAL NO NÍVEL DE 500 MB EM UNIDADES DE  $10^{-3}$  MB/S: a) CASO SÉCO, b) CASO CHUVOSO. CALCULADA 5 DIAS APÓS O INSTANTE INICIAL, NOTA-SE NO CASO CHUVOSO, QUE A ÁREA DE MÁXIMO MOVIMENTO VERTICAL ESTA AGORA MAIS PRÓXIMA DA REGIÃO SEMI-ARIDA E NO CASO SÉCO MAIS AFASTADA. QUANDO COMPARADOS COM OS CASOS ANTERIORES, RESPECTIVAMENTE.

Na Tabela 4.1 abaixo, estão indicadas as amplitudes das componentes  $u'$  e  $v'$ , situadas na fronteira voltada para o hemisfério norte, correspondentes aos níveis de 750 e 250 milibares, respectivamente. Isto para os diversos números de onda, desde  $k = 1$  até  $k = 6$ .

SECO CHUVOSO	$k=1$	$k=2$	$k=3$	$k=4$	$k=5$	$k=6$
$u'_{750}$	0.56	0.48	0.17	0.095	0.68	0.14
	0.52	0.52	0.48	0.24	0.074	0.18
$u'_{250}$	0.69	0.36	0.44	0.18	0.24	0.21
	0.95	0.69	0.57	0.31	0.071	0.24
$v'_{750}$	0.78	0.43	0.17	0.41	0.42	0.10
	0.36	0.18	0.30	0.26	0.13	0.18
$v'_{250}$	1.2	0.70	0.58	0.13	0.13	0.23
	0.93	0.30	0.27	0.43	0.29	0.15

TABELA 4.1 - AMPLITUDES DE  $u'$  e  $v'$  ( $\text{ms}^{-1}$ ) OBTIDOS DA ANÁLISE EM SÉRIE DE FOURIER, NOS NÍVEIS DE 750 E 250 MB, PARA VÁRIOS NÚMEROS DE ONDA ( $k=1, 2, \dots, 6$ ), PARA OS CASOS SECO E CHUVOSO, RESPECTIVAMENTE.

Foi utilizado no modelo como condição de fronteira norte para os parâmetros  $u'$  e  $v'$ , o número de onda  $k=1$ , correspondente na escala global a uma onda 4-5, como vemos na Tabela acima, corresponde as ondas de maiores amplitudes, comparada com as demais, nos casos seco e chuvoso. E bem como, é válido para os fluxos de quantidade de movimento e de energia potencial em

módulo com exceção para o nível de 750 mb no caso chuvoso. Estes valores não estão incluídos aqui.

A seguir, na Tabela 4.2, estão registrados os valores dos fluxos de quantidade de movimento e de energia potencial, na fronteira norte, para os casos seco e chuvoso, respectivamente. Estes valores se mantiveram constantes durante a simulação após o primeiro dia de integração.

		$k = 1$	
		750 mb	250 mb
SECO	CHUVOSO		
$[u' v']$		0.067 -0.025	0.312 -0.257
$[v' \Phi']$		0.78 0.026	-4.756 -3.943

TABELA 4.2 - FLUXOS DE QUANTIDADE DE MOVIMENTO E DE ENERGIA POTENCIAL NOS NÍVEIS DE 750 E 250 MB NA FRONTEIRA NORTE, RESPECTIVAMENTE, PARA O ANO SECO E O CHUVOSO.

Dos resultados encontrados, constatou-se na análise do campo do movimento vertical, que no ano seco, logo após o primeiro dia de integração, estes valores eram de uma ordem de grandeza maior que os obtidos no ano chuvoso, como se pode notar nas Figuras 4.5a e 4.5b. Além disto, verificou-se também, que ao fim do segundo dia de integração, os movimentos verticais no caso chuvoso, já eram muito mais evidentes, próximo à região equatorial, do que aqueles que ocorreram no ano seco, como se po-

de ver nas Figuras 4.8a e 4.8b.

Uma possível explicação, para estes fatos acima mencionados, seria que o fluxo de energia potencial no nível de 750 mb, e que é dirigido para as latitudes mais altas do H.N., ser no ano seco, superior ao do que ocorre no caso chuvoso. E mais, somando-se a isto, existe também, no caso seco, um fluxo de quantidade de movimento nos níveis de 750 e 250 mb, em direção às latitudes mais altas, ao contrário do que está acontecendo no caso chuvoso. Estas considerações parecem esclarecer tanto os valores maiores de movimentos verticais, que ocorrem no caso seco, como também o fato que ocorre no caso chuvoso, onde já se nota o aparecimento de valores significativos de movimentos verticais ascendentes e descendentes, próximo à região equatorial, o que não se verifica no caso seco.

Fisicamente, pode estar ocorrendo um acúmulo de energia junto a fronteira norte no caso seco, haja vista que existe tanto um fluxo de energia potencial no nível de 750 mb para as latitudes mais altas, como um transporte de fluxo de quantidade de movimento, nos níveis de 750 e 250 mb, nas mesma direção, o que já não ocorre para o caso chuvoso. Vale ressaltar que existe, no nível de 250 mb, um fluxo de energia potencial em direção à região equatorial no ano seco, superior ao do que ocorre no ano chuvoso, o que poderia atenuar este acúmulo de energia, junto à fronteira norte, mas ao que tudo indica, não se verifica

Uma outra explicação, estaria fundamentada no fato que as amplitudes de  $v'_{250}$  e  $v'_{750}$  no caso seco, são superiores às que foram encontradas no caso chuvoso, conforme podemos ver na primeira coluna da Tabela 4.1. Daí usando-se a equação da continuidade

de para determinar  $\omega$  no nível de 500 mb, junto à fronteira norte, constata-se a superioridade dos movimentos verticais, no caso seco.

Tendo em conta a equação da energia cinética, nota-se que a variação da energia, depende da contribuição de vários termos, dentre os quais, destaca-se o termo que contém  $v'\Phi'$  e que está variando latitudinalmente. Nota-se, junto à fronteira norte, que no caso seco há um maior fluxo de energia potencial em direção às latitudes mais altas do hemisfério norte, do que aquele que está ocorrendo para o caso chuvoso, devido esta variação latitudinal de  $v'\Phi'$ . Daí poderíamos, de certa forma, pensar, que uma maior demora no tempo para que apareçam movimentos verticais significativos na região equatorial, como foi o que ocorreu no caso do experimento para o ano seco, deva-se em muito, a este maior acúmulo de energia, que se verifica neste ano, próximo à fronteira voltada para as regiões de latitudes mais altas do hemisfério norte.

No próximo capítulo veremos a discussão dos resultados e o sumário.

## V - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E SUMÁRIO

Dos resultados encontrados na fase de diagnóstico, constatou-se na análise dos campos de desvios dos meses de fevereiro, março e abril do ano de 1974, considerado chuvoso, que os escoamentos de nordeste provenientes do H.N. em direção ao Nordeste, eram mais intensos, quando comparados aos do que ocorreram nos mesmos meses do ano de 1972, considerado seco, respectivamente. Havendo boa concordância com os resultados obtidos por Namias<sup>28</sup>, no que se refere aos escoamentos de nordeste, no tocante aos escoamentos de sudeste, não se verificou diferenças marcantes entre estes meses para os anos de 1972 e 1974, respectivamente.

Verificou-se também, com base na análise dos campos de desvios acima mencionados, que para o ano de 1974, os centros das altas localizadas no oceano Atlântico Sul, estavam posicionados mais ao sul do litoral do Nordeste, quando comparados com as posições destes centros, para os mesmos meses do ano de 1972, respectivamente. Hastenrath ~~e~~ Heller<sup>14</sup> mostraram em seu trabalho, que a alta do Atlântico Sul desloca-se para o norte, durante a estação chuvosa deficiente no Nordeste, enquanto que alta do Atlântico Norte também move-se para o norte. Notou-se uma boa concordância entre os resultados obtidos e os de Hastenrath ~~e~~ Heller<sup>14</sup>, no que diz respeito a posição da alta do Atlântico Sul, na estação chuvosa deficiente.

Viu-se ainda, com base na análise destes campos de desvios, nos meses acima citados, e mais notadamente em fevereiro, que havia uma componente de norte penetrando em direção a latitude de 15° sul, aproximadamente, na costa do Peru/Equador,

e que nestes meses do ano de 1972, isto não acontece. Caviedes<sup>6</sup>, notou a simultaneidade das ocorrências do El Niño e das secas do Nordeste do Brasil, constatou que a alta do Atlântico Sul permanece em uma posição anormal ao norte e a ITCZ fora de seu movimento normal para o sul. O anticiclone do Pacífico Sul permanece em sua posição de 35° S, não se movendo para o norte, como o faz habitualmente. Notou-se uma boa concordância no tocante a localização do anticiclone do Pacífico Sul na ocasião do El Niño e das secas do Nordeste.

No cálculo dos fluxos transientes  $|\bar{v}'u'|$  constatou-se que nos anos chuvosos (secos), existe via de regra relativamente uma maior (menor) ainda de fluxo de quantidade de movimentos em direção as latitudes mais altas do Hemisferio Norte, aproximadamente até 15° N, quando comparados com o escoamento normal. E que são também maiores em direção as latitudes mais altas do H.N. quando comparadas aos que saem em direção a região do H.S., em ambos os casos, seco e chuvoso, respectivamente, e, finalmente, que a maior parte destes escoamentos provenientes da região equatorial em direção ao H.N., origina entre os meridianos de 50° W e 20° W.

Com base nos resultados, vemos que existe uma tendência dos escoamentos de leste aumentarem mais no caso chuvoso, que no caso seco na região do H.N. Muito embora, isto não esteja tão claro, quando se analisa o campo médio zonal. No entanto, isto, possa caracterizar exatamente o aumento dos escoamentos de nordeste na situação típica de chuva e também o deslocamento do centro do anticiclone do Atlântico Sul para uma posição mais ao norte, no caso seco, clarificando assim a pequena diferença encontrada entre os campos zonais para os casos seco e chuvoso, respe-

tivamente.

Quanto aos fluxos transientes  $|\bar{v}'\Phi'|$ , via de regra têm inclinações contrárias aos fluxos de quantidade de movimento. Usando-se a formulação de Dickinson<sup>8</sup> obteve-se aproximadamente a posição da latitude crítica no H.N.

Os resultados encontrados concordam com os de Mak quanto as inclinações das curvas de  $|\bar{v}'\Phi'|$  e  $|\bar{u}'v'|$ .

Pelos resultados obtidos na fase da simulação, levava-nos a considerar, que a hipótese do mecanismo de forçamento lateral, Mak<sup>20</sup> é realmente importante na geração de ondas na atmosfera tropical, haja visto o seu aparecimento na região equatorial. Verifica-se também, que o efeito causado pela latitude crítica sobre a propagação de energia dos movimentos de latitudes médias em direção aos trópicos não parece ser tão relevante como se considera, quando se utiliza, como é o caso, um modelo de equações não-lineares, Murakami<sup>26</sup>. Além disto, supõe-se que a seletividade das ondas estimuladas na região equatorial possa depender do cisalhamento do campo do vento na vertical, que está presente no modelo. Isto foi enfocado por Itoh<sup>15</sup>, que mostrou a importância da distribuição do perfil do campo do vento na vertical como um elemento que contribui na seleção de ondas que aparecem na região tropical. Por outro lado, Lamb e Arakawa<sup>18</sup> acreditaram que a seletividade é uma propriedade inerente à atmosfera tropical. Quanto aos resultados já encontrados nesta região por outros pesquisadores, cabe compará-los aos nossos. Dentre estes trabalhos, o de Murakami<sup>26</sup> deve ser salientado pelo fato de ter muitas analogias ao que foi desenvolvido neste estudo, no que diz respeito a interação trópico e extratropical e sendo assim o examinaremos com maior profundidade.

Murakami<sup>26</sup> para estudar a interação entre o escoamento de latitude média e a região dos trópicos, utilizou um modelo de equações primitivas em coordenadas esféricas, contendo dez camadas, para uma atmosfera adiabática e sem dissipação. Considerou ainda, que as variáveis são dadas como sendo iguais a uma parte básica e uma outra parte de perturbação com um número de onda longitudinal fixo. As equações foram igualmente divididas em duas partes, como mencionado anteriormente, posteriormente o sistema foi calculado para um determinado número de onda especificado.

Neste modelo, a parte básica contém somente cisalhamento na horizontal, o forçamento lateral foi dado como sendo simétrico com relação ao equador e o escoamento não foi considerado estacionário. Sabe-se ainda que o modelo não é limitado no sentido leste-oeste e que o esquema de integração no tempo usado foi o mesmo utilizado no nosso modelo.

Conclui que a latitude crítica não é uma perfeita barreira para o fluxo de energia de latitude média em direção a região equatorial e que uma nova onda é gerada nesta região, cuja estrutura coincide com a onda de Kelvin equatorial. Notando ainda que ocorre nas vizinhanças da latitude crítica, uma significativa variação do campo do vento com tempo. Concluindo que, a interação não linear do escoamento de onda zonal, próximo a latitude crítica, tem a haver com a conversão do modo geostrófico de latitude média em modo de gravidade equatorial.

Como vemos, existem muitos pontos em comum entre os dois modelos, entretanto algumas diferenças aparecem que valem ser ressaltadas. Dentre estas, a de que o modelo é constituído

do apenas de duas camadas, é totalmente não-linear, o campo básico admite além do cisalhamento latitudinal também na vertical, o efeito forçante de latitude média é estacionário e não foi considerado simétrico com relação ao equador e finalmente que a região em consideração é limitada no sentido leste-oeste.

Viu-se pelos resultados, que existe uma concordância quanto a existência da interação entre os movimentos de latitudes médias e a região dos trópicos. Quanto as ondas geradas na região equatorial não coincidem numa primeira análise simples. Para Murakami<sup>26</sup>, a interação não-linear junto a latitude crítica tem papel importante na conversão de um modo de latitude média em outro modo na região equatorial. No entanto, em nosso estudo quando se considerou um escoamento em balanço geostrófico inicialmente (onda tipo Rossby) no contorno norte, obteve-se uma onda do tipo mista contendo modo de gravidade, Rossby e Kelvin na região equatorial. Isto deve-se provavelmente à inclusão no modelo totalmente não linear de um estado básico com cisalhamento de vento na vertical, onde com isto, procurou-se representar a atmosfera o mais realisticamente possível.

Podendo-se pensar então, com base nos resultados, que a interação não-linear junto a latitude crítica, horizontal e verticalmente altere assim a natureza da onda propagada. E mais, permitindo que nesta latitude, não haja qualquer impedimento na propagação latitudinal da onda de latitude média em direção aos trópicos. Evidenciando-se deste modo a importância dos termos não-lineares. Ressalte-se aqui que o modelo é discretizado e não consegue ter resolução para a latitude crítica.

Bennett e Young<sup>2</sup> mostraram teoricamente através de

teoria linear, que as perturbações de latitudes médias, não alcançam a região equatorial devido a presença da latitude crítica. No entanto, Murukami<sup>27</sup> mostrou num estudo observacional que existe uma forte interação inter-hemisférica na atmosfera superior na região central do Pacífico.

Os nossos resultados sugerem também que, a interpretação de Dickinson<sup>8</sup>, de que existe um fluxo de quantidade do movimento na troposfera superior do hemisfério de inverno para o hemisfério de verão, devido as assimetrias de escala planetária na liberação de calor latente ao longo do cinturão de precipitação, não é tão verdadeira a ponto de contrariar os resultados de Mak<sup>20</sup>, haja visto os resultados encontrados com o modelo, sem a inclusão da liberação de calor latente. Muito embora, a sua inclusão possa revelar um escoamento dos trópicos em direção às latitudes médias, após o forçamento de latitudes mais altas, estabelecer um estudo estacionário na região equatorial.

Um fato significativo dos resultados encontrados é que algumas das perturbações que aparecem na região equatorial têm a participação das ondas de Rossby e de outras ondas que possivelmente estejam presentes.

Comparados os campos simulados com os campos observados, nota-se muitas semelhanças existentes na região do H.N. nos níveis de 750 mb e 250 mb, respectivamente, (ver Figuras 2.21a, 2.21b, 4.6a e 4.6b), referentes ao caso seco, o que não ocorre tanto para o caso chuvoso.

Simulou-se também uma situação onde os estados básicos são nulos. Quando isto acontece não existe latitude crítica, apenas o forçamento de latitude média é considerado. Encon-

trou-se após o escoamento estabelecer-se uma situação parecida com a que foi encontrada quando levou-se em consideração o cisalhamento do vento na horizontal e na vertical. Mostrando, que na ausência da latitude crítica o escoamento de latitude média propaga-se em direção a região equatorial gerando ali um outro tipo de onda.

Isto mais uma vez demonstra a importância dos termos não lineares na propagação de ondas de latitudes médias em direção aos trópicos, como já frisamos anteriormente.

Resumidamente, podemos concluir através do estudo diagnóstico e pela simulação levada a efeito, com base neste estudo que a atmosfera tropical, englobando a região semi-árida do Nordeste do Brasil, sofre as influências dos movimentos de latitudes médias do Hemisfério Norte e também do Hemisfério Sul. Sendo que esta última influência é menor quando comparada a da primeira. Notando-se que, muito embora o modelo utilizado fosse simples e só tivesse em conta o mecanismo de forçamento lateral, ainda assim, conseguiu evidenciar que unicamente por efeitos dinâmicos, modificou-se o escoamento na região em consideração, originando-se situações típicas de seca e de chuva.

O que se poderia especular que esteja a ocorrer nas situações típicas de secas prolongadas, seria o fato que as ondas de latitudes médias do H.N. sejam tais que, repetidamente concorrem somente para aquela "situação de seca" vista na simulação, muito embora existam outras contribuições que não tenham sido investigadas.

Indica-se, como mecanismo para determinar as situações típicas de secas ou de chuvas com base no estudo levado a

efeito, a diminuição ou o aumento da atividade ciclônica na Terra Nova, que concorrem para a diminuição ou aumento dos escoamentos de nordeste em direção à região semi-árida do Nordeste.

Mais resumidamente, destacamos no presente trabalho, como pontos relevantes, que vêm dar uma contribuição adicional ao que já se conhece, a respeito das causas que contribuem para as anomalias de secas e de chuvas intensas na região do Nordeste, as seguintes constatações: a) O aparecimento nos níveis superiores, na região do hemisfério norte, de escoamentos de nordeste em direção ao Nordeste semi-árido do Brasil, mais intensos nos meses chuvosos, quando comparados aos do que ocorrem nos meses secos, conforme Namias<sup>28</sup>, que já havia observado o mesmo, porém à superfície. b) O posicionamento do centro do anticiclone subtropical do Atlântico Sul nos altos níveis, mais ao norte e mais próximo do litoral do Nordeste, no ano seco e mais ao sul e afastado do litoral no ano chuvoso, em concordância ao que já havia sido detectado por Hastenrath e Heller<sup>14</sup>, para as situações de seca e de chuva, à superfície. c) Que o mecanismo de forçamento lateral tem um papel importante no acoplamento trópico e extratropical, no caso do Nordeste semi-árido e a região da Terra Nova.

Como podemos avaliar no decorrer deste estudo, verificou-se que a ocorrência de situações adversas na região do Nordeste, decorrem essencialmente de fenômenos meteorológicos que acontecem fora da região em questão, tendo muito a haver com a variabilidade em termos de intensificação e posicionamento dos sistemas sinóticos de grande escala na atmosfera do hemisfério norte e também do hemisfério sul. Muito embora ainda não haja,

no presente momento, uma resposta para a previsão a longo prazo das situações de secas e de chuvas abundantes no Nordeste, tem-se pelo menos um melhor entendimento dos processos físicos mais importantes, que estão envolvidos, nesta interação existente.

Avaliou-se em termos de circulação geral da atmosfera, no que se refere à contribuição da circulação do hemisfério norte, que o acoplamento trópico e extratropical, se processa através do mecanismo de forçamento lateral, devido ao trabalho exercido pela força de gradiente de pressão na fronteira norte. Notando-se, que em ambas as situações estudadas, havia um fluxo de energia potencial no nível de 250 mb em direção às latitudes mais baixas. Havia também uma diferença entre o ano seco e chuvoso, quanto ao fluxo de quantidade de movimento, que no ano seco em ambos os níveis era dirigido para as altas latitudes do hemisfério norte, isto é, ao contrário do caso chuvoso. E que isto, fundamentalmente, está ligado à diferença de fase e de amplitude existente entre as ondas situadas no contorno norte, para o ano seco e o chuvoso, respectivamente.

Sugere-se a outros estudos, ter-se em conta as contribuições devida a fronteira voltada para a região ao Hemisfério Sul, com a finalidade de explorar os efeitos de sistemas sinóticos que atuam pelo sul, na região do Nordeste. Deve-se levar em conta, também, o efeito causado pela liberação de calor latente na região equatorial, principalmente na ocorrência de situações típicas de chuva.

Tendo em vista o aparecimento de uma combinação de ondas na região tropical, torna-se necessária uma análise mais

profunda para determinação dos modos dominantes presentes na solução simulada pelo modelo e, com isto, melhor entender a dinâmica equatorial estabelecida pelo forçamento lateral.

## BIBLIOGRAFIA

- 1 ARAGÃO, J.O.R. - "Um Estudo da Estrutura Perturbações Sinóticas do Nordeste do Brasil" - Tese de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos, INPE, 1975 (INPE-789-TPT/017).
- 2 BENNETT, J.R. & YOUNG, J.A. - "The Influence of Latitudinal Wind Shear upon Large-Scale Wave Propagation into the Tropics", Monthly Weather Review, 99(3): 202-214, 1971.
- 3 BERKOFSKY, L. - "The Effect of Variable Surface Albedo on the Atmospheric Circulation in Desert Regions", Journal of Applied Meteorology, 15(11): 1139-1144, 1976.
- 4 CHARNEY, J.G. - "Dynamics of Desert and Drought in the Sahel", Quarterly Journal Royal Meteorological Society, 101(428) : 193-202, 1975.
- 5 CHARNEY, J.G.; STONE, P.H. & QUIRK, W.J. - "Drought in the Sahara: A Biogeophysical Feedback Mechanism", Science, 187(4175): 434-435, 1975.
- 6 CAVIEDES, C.N. - "Secas and El Niño: Two Simultaneous Climatic Hazards in South America". Proc. Assoc. Amer. Geogr., 5:44-49, 1973.
- 7 DICKINSON, R.E. - "Cross-Equatorial Eddy Momentum Fluxes as Evidence of Planetary Wave Sources", Quarterly J.R.Met. Soc. 97( ):554-558, 1971.
- 8 DICKSON, R.R. - "Dry in the Southwest", Wheather and Circulation of March 1972 - Month. Wea. Rev., 100(6): 511-516, 1972.
- 9 DICKSON, R.R. - "Extreme Warmth Over the Eastern Two-Thirds of the United States", Weather and Circulation of February 1976 - Month. Wea. Rev., 104(5): 660-6651, 1976.

- 10 FREISE, F.W. - "The Drought Region of Northeastern Brazil" The Geographical Review, 28( ): 363-378, 1938.
- 11 GOMES FILHO, M.F. - "Um Estudo sobre a Influência do Albedo Diferencial e da Orografia na Circulação Atmosférica : Uma aplicação para o Nordeste Brasileiro", Tese de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 1979. (INPE-1640-TOL/015).
- 12 GRAY, T.I. & VERNADORE, M.S. - "Analysis and Data Listings of Winds over the Tropics" - Bulletin of the American Meteorological Society, 57(7): 810-814, 1978.
- 13 HALTINER, G.J. - "Numerical Weather Prediction", John Wiley & Sons, Inc., 1971, 317 pp.
- 14 HASTENRATH, S. & HELLER, D. - "Dynamics of Hazards in Northeast Brasil", Quart. J.R. Met. Soc., 103( ): 77-92, 1977.
- 15 ITOH, H. - "The Response of Equatorial Waves to Thermal Forcing", J. Meteor. Soc. Japan, 55 ( ): 222-239, 1977.
- 16 KOUSKY, V.E. - "Frontal Influences on Northeast Brasil", Monthly Weather Review, 107( ): 1140-1153, 1979.
- 17 KOUSKY, V.E. & CHU, P.S. - "Fluctuations in Annual Rainfall for Northeast Brazil" - Journal of Meteorological Society of Japan, 56(5): 457-465, 1978.
- 18 LAMB, V.R. & ARAKAWA, A. - "The Response of a Tropical Atmosphere to Middle Latitude Forcing", Department of Atmosphere Sciences, University of California, Los Angeles, 1977.
- 19 LONGUET-HIGGINS, M.S. - "The Eigenfunctions of Laplace's Tidal Equations over a Sphere", Phil Trans., A262, 511-607, 1968.
- 20 MAK, M.K. - "Laterally Driven Stochastic Motions in the Tropics", Journal of the Atmospheric Sciences, 26(1): 41-64, 1969.

- 30 RAMOS, R.P.L. - "Viabilidade da Modificação do Clima na Região Semi-árida do Nordeste Brasileiro pela Absorção da Energia Solar por Partículas de Carbono" - São José dos Campos, CTA, proposta de projeto (ECA/01/75).
- 31 SAMPAIO, F.J. - "Iminência duma "Grande" Seca Nordestina" - Revista Brasileira de Geografia, 12(1): 3-15, 1950.
- 32 SERRA, A. - Atlas Climatológico do Brasil: Reedição de Mapas selecionados, Rio de Janeiro, Escola de Meteorologia , 1969.
- 33 TAUBENSEE, R.E. - "A Warm Month Across the Country" - Weather and Circulation of March 1974 - Month. Wea. Rev., 102 ( ): 466-471, 1974.
- 34 TAUBENSEE, R.E. - "Record Heavy Precipitation Around the Great Lakes" - Weather and Circulation of March 1976-Month Wea. Rev., 104(6): 809-814, 1976.
- 35 WAGNER, A.J. - "Highly Variable over Central and Eastern United States, Continued Drought in Southwest" - Weather and Circulation of April 1972 - Month. Wea. Rev., 100 (7): 590-594, 1972.
- 36 WAGNER, A.J. - "A Generally Mild but Stormy Month" - Weather and Circulation of April 1974 - Month. Wea. Rev., 102 ( ): 535-540, 1974.
- 37 WALLACE, J.M. & KOUSKY, V.E. - "Observational Evidence of Kelvin Waves in the Tropical Stratosphere" - Journal of the Atmosphere Sciences, 25(5): 900-907, 1968.

- 21 MARINHO, M.E. & REBOUÇAS, A.C. - "Hidrologia das Secas-Nordeste do Brasil", Sudene, Recife, 1970.
- 22 MARKHAM, C.G. & McLAIN, D.R. - "Sea Surface Temperature Related to Rain in Ceará, North-Eastern Brazil", Nature, 265( ): 320-323, 1977.
- 23 MATSUNO, T. - "Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area" - Journal of the Meteorological Society of Japan 44(1): 25-42, 1966.
- 24 MOURA, A.D. & SHUKLA, J. - "Um Estudo sobre a Dinâmica das Secas do Nordeste do Brasil: Observações Teoria e Experimentos Numéricos com um Modelo Global de Circulação Atmosférica", São José dos Campos; INPE-1930-RPE/225 , outubro, 1980.
- 25 MURAKAMI, M. - "Response of the Tropical Atmosphere to the Initial Forcing on the Equator and Middle Latitude Boundary" Journal Meteorological, Society Japan, 51( ); 252-262, 1973.
- 26 MURAKAMI, M. - "Influence of Mid-Latitudinal Planetary Waves on the Tropics under the Existence of Critical Latitude", Journal of the Meteorological Society, 52(3): 261-271, 1974.
- 27 MURAKAMI, T. - "Regional Energetics of the 200 mb Summer Circulations" - Monthly Weather Review, 106(3):614-628 1978.
- 28 NAMIAS, J. - "Influence of Northern Hemisphere General Circulation on Drought in Northeast Brazil" - Tellus, 24 (4): 336-343, 1972.
- 29 NEWELL, R.E.; KIDSON, T.W.; VICENT, D.G. & BOER, G.J. -"The General Circulation of the Tropical Atmosphere and Interactions with Extratropical Latitudes" - Vol. 1, M.I.T., Cambridge, Mass. Chapter 2, 4, 1972.