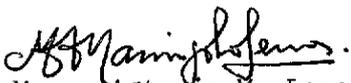
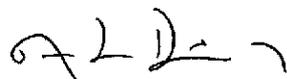


1. Publicação nº INPE-2912-PRE/425	2. Versão	3. Data Out., 1983	5. Distribuição <input type="checkbox"/> Interna <input checked="" type="checkbox"/> Externa <input type="checkbox"/> Restrita
4. Origem DME	Programa METBA		
6. Palavras chaves - selecionadas pelo(s) autor(es) MODELAGEM NUMÉRICA DIFERENÇAS FINITAS SECAS NORDESTE			
7. C.D.U.: 551.557.38(812/814)			
8. Título INFLUÊNCIA DE FENÔMENOS METEOROLÓGICOS EXTRATROPICAIS NO CLIMA DO NORDESTE BRASILEIRO: UM ESTUDO VIA DIFERENÇAS FINITAS		10. Páginas: 18	
		11. Última página: 15	
		12. Revisada por	
9. Autoria Julio Buchmann A. D. Moura M. H. Hirata		 Marco Antonio M. Lemes	
Assinatura responsável 		13. Autorizada por  Nelson de Jesus Parada Diretor Geral	
14. Resumo/Notas <p>Estuda-se a ocorrência de anomalias de secas e de chuvas no Nordeste do Brasil, causadas pela variação dos sistemas sinóticos de pressão, localizados nas médias e altas latitudes do hemisfério norte, através do mecanismo de forçamento lateral. Com base no estudo de BUCHMANN (1981), foi elaborado um modelo físico-matemático 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 das velocidades u e v, com relação ao campo do vento climatológico). A solução é obtida integrando-se no tempo, a partir de um campo inicial em balanço geostrofico. Obteve-se, após 5-6 dias de integração, uma configuração dos campos quase estacionária, confinada na região equatorial, mostrando, conforme MAK (1969), 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).</p>			
15. Observações A ser publicado na Revista Matemática Aplicada e Computacional, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.			

INFLUÊNCIA DE FENÔMENOS METEOROLÓGICOS
EXTRATROPICAIS NO CLIMA DO NORDESTE BRASILEIRO:
UM ESTUDO VIA DIFERENÇAS FINITAS

J. BUCHMANN

Departamento de Meteorologia - UFRJ

Ilha do Fundão

22910 Rio de Janeiro, RJ, Brasil

A. D. MOURA

Instituto de Pesquisas Espaciais - CNPq

12200 São José dos Campos, SP, Brasil

M. H. HIRATA

Departamento de Engenharia Mecânica - COPPE/UFRJ

Ilha do Fundão

22910 Rio de Janeiro, RJ, Brasil

RESUMO

Estuda-se a ocorrência de anomalias de secas e de chuvas no Nordeste do Brasil, causadas pela variação dos sistemas sinóticos de pressão, localizados nas médias e altas latitudes do hemisfério norte, através do mecanismo de forçamento lateral. Com base no estudo de BUCHMANN (1981), foi elaborado um modelo físico-matemático 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 das velocidades u e v , com relação ao campo do vento climatológico). A solução é obtida integrando-se no tempo, a partir de um campo inicial em balanço geostrofico. Obteve-se, após 5-6 dias de integração, uma configuração dos campos quase estacionária, confinada na região equatorial, mostrando, conforme MAK (1969), 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 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 occurrence of drought and rain anomalies in the Northeast Brazil, which could be caused by variations in the synoptic pressure systems located at middle and high latitudes of the Northern Hemisphere, through the mechanism of lateral forcing. To achieve this goal, a two-layer primitive equations model was used to simulate the coupling mechanism between tropics and extratropics as suggested by BUCHMANN (1981). The northern boundary condition in the Northern Hemisphere used is a basic state plus the largest stationary perturbation which amplitude was obtained through a Fourier analysis of the u and v velocities. A solution, confined to the equatorial region, was obtained after 5-6 days of integration, in accordance with MAK (1969). This shows a probable interaction between the middle latitude flows and the tropics (at least in a non linear finite difference model). In the rainy (dry) case a convergence was obtained at 750 mb level, respectively more (less) to the 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 northern part of the region for the rainy (dry) case.

1. INTRODUÇÃO

A região do Nordeste do Brasil sofre a influência do balanço radiativo junto à superfície e da topografia da região. Recentemente, Gomes Filho (1979) mostrou que estes efeitos combinados adicionam-se para manter o baixo índice de precipitação sobre o Nordeste, embora esta conclusão não seja ainda definitiva.

Além dos mecanismos locais, existem mecanismos forçantes externos que atuam na região em questão. Namias (1972) mostra que a grande variabilidade interanual da chuva sobre o Nordeste do Brasil é altamente dependente do grau de atividade ciclônica ou bloqueio do escoamento atmosférico na área da Terra nova-Groenlândia, 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 alteração na célula de Hadley, a qual é forçada a variar em posição e intensidade. Intenso bloqueio sobre a América do Norte é usualmente associado com seca devastadora sobre o Nordeste do Brasil.

Mak (1969) propôs que os movimentos turbulentos em grande escala nos trópicos originam-se no forçamento lateral, por processos baroclínicos de latitudes médias.

Um estudo diagnóstico de Buchmann (1981), utilizando dados meteorológicos de 10 anos de uma região grande que engloba o Nordeste, correlaciona transportes de quantidade de movimento, energia potencial e os desvios temporais dos movimentos horizontal e vertical, com as anomalias climáticas na região nordestina. Neste estudo, nota-se que, para o caso de secas no Nordeste (o ano de 1972 foi utilizado), há um decréscimo no fluxo turbulento de quantidade de movimento ($\overline{u'v'}$), ao passo que para o caso de cheias (o ano de 1974 foi utilizado) há um grande fluxo $\overline{u'v'}$ de 35° de latitude norte até o equador, com um pico em 15° norte.

Contrariamente ao fluxo $\overline{u'v'}$, o fluxo turbulento de energia potencial ($\overline{v'\phi'}$) é na direção do equador para as regiões extratropicais quando o fluxo $\overline{u'v'}$ é na direção dos trópicos, onde se insere o Nordeste.

Esta análise diagnóstica levou-nos a explorar com maior profundidade os efeitos de forçantes em latitudes extratropicais sobre o fluxo de energia e quantidade de movimento exportados ou importados da região tropical e a consequente alteração na sua circulação atmosférica.

O modelo numérico utilizado é semelhante ao de Mak (1969) para integrar no tempo as equações primitivas, não-lineares, da Meteorologia. O forçamento lateral é efetuado através da condição de contorno (fixada pelos dados de 1972 ou 1974) na fronteira norte do domínio de integração, com o objetivo de simular os resultados observados de Namias (1972), sobre a correlação entre a atividade ciclônica na Terranova-Groenlândia e as chuvas no Nordeste.

2. MODELO PARA ESTUDO DO FORÇAMENTO LATERAL

A região em consideração

A região analisada engloba o nordeste semi-árido, com a fronteira norte situada em 35° N e a fronteira sul a 35° S. No sentido leste-oeste a região está confinada entre os meridianos de 90° W e 20° W (Fig. 1).

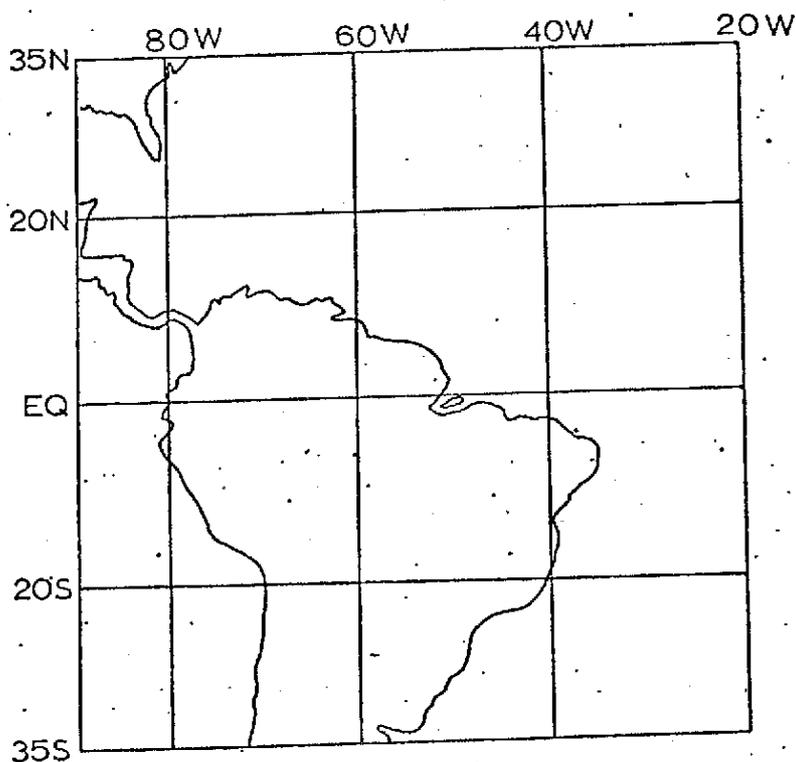


Fig. 1 - Mapa-mundi em projeção mercator indica a região para o estudo da simulação.

Equações governantes do movimento

Com as condições de atmosfera seca e adiabática e equilíbrio hidrostático, as equações que governam os movimentos na região dos trópicos, como dadas em Haltiner (1971), não considerando os efeitos de atrito e viscosidade turbulenta, são:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}u) + \frac{\partial \omega u}{\partial p} = - \frac{\partial \phi}{\partial x} + \beta y v \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}v) + \frac{\partial \omega v}{\partial p} = - \frac{\partial \phi}{\partial y} - \beta y u \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}\theta) + \frac{\partial \omega \theta}{\partial p} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} = - \alpha = \frac{RT}{p} = \frac{R}{p} \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} \theta \quad (5)$$

Onde as equações (1) e (2) representam o balanço de momento no plano equatorial (para assumir uma aproximação aos efeitos dinâmicos da esfericidade da terra); (3) é a equação da termodinâmica para uma atmosfera adiabática, (4) é a equação da continuidade de massa e (5) a equação de estado para o ar seco. Os símbolos abaixo representam:

(u, v, ω) - componentes do campo de velocidade do vento, na direção x, y e na vertical.

ϕ - geopotencial.

T, θ - temperatura e temperatura potencial, respectivamente.

β - parâmetro de Rossby, $(\beta = \frac{df}{dy})$

R - constante universal dos gases ($R = 287,05 \text{ J/Kg}^{\circ} \text{ K}$).

C_p - calor específico à pressão constante.

α - volume específico.

\vec{V} - vetor velocidade horizontal (u, v).

(x,y,p) - sistema de coordenadas no qual a coordenada vertical \bar{e} substituída pela pressão; x e y apontam para o leste e para o norte, respectivamente.

A Figura 2 ilustra a distribuição vertical das variáveis no modelo utilizado semelhante ao de Mak (1969):

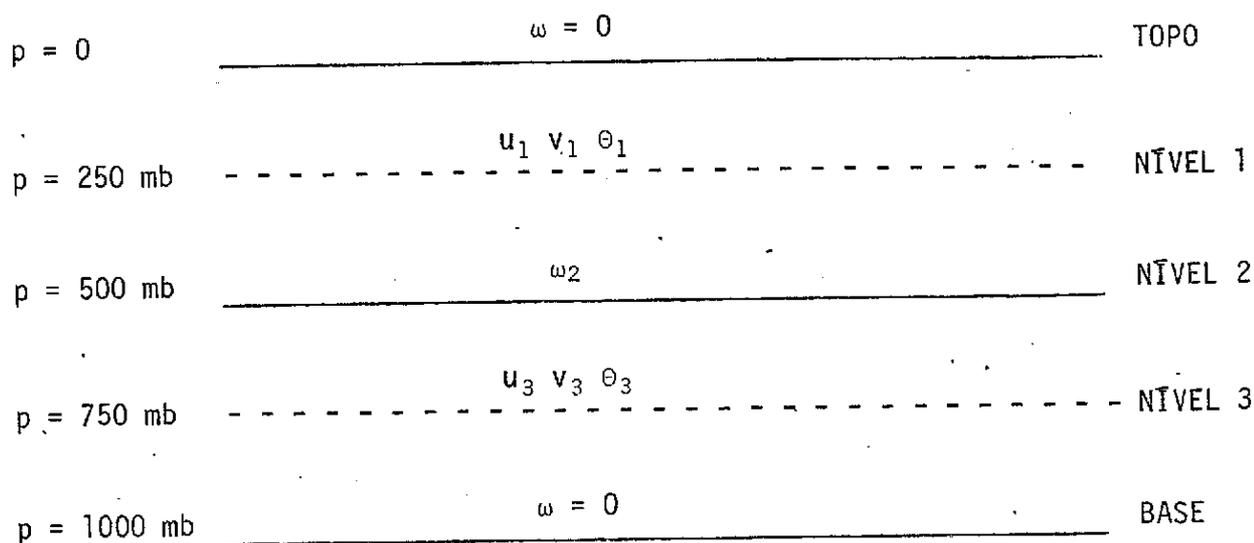


Fig. 2 - Distribuição das variáveis nos vários níveis no modelo utilizado, onde estão indicados os níveis de pressão. O topo é tomado em $p = 0$ mb. Nos níveis 1 e 3, tem-se os campos de vento e da temperatura potencial. No nível 2, no topo e na base estão indicadas as velocidades verticais.

Condições iniciais para os níveis de 750 e 250 milibares

As condições iniciais dentro da região, usadas, no modelo são:

$$\bar{V}_\ell = 0 \quad (\text{não há escoamento básico meridional}). \quad (6)$$

$$\bar{u}_\ell = a_\ell y^2/y_m^2 + b_\ell \quad (\text{variação parabólica do vento zonal}) \quad (7)$$

$$\frac{d\bar{\psi}_\ell}{dy} = -\bar{u}_\ell \beta y \quad (\text{balanço geostrofico para o vento zonal}) \quad (8)$$

onde:

$\ell = 1,3$ - indicam os níveis de pressão, correspondentes a 250 e 750 milibares.

a_λ e b_λ - são constantes a determinar.

y_m - distância do equador à fronteira norte (ou sul).

A variável θ é obtida usando-se a equação hidrostática (5).

Condição inicial na região no nível de 500 milibares

O valor da velocidade vertical (ω) é suposta climatológica e é tomada igual a zero de acordo com (6) e (7).

Condição de contorno

As condições de contorno usadas no modelo são:

- a) Não considerando o efeito de montanhas (não estamos interessados na dinâmica devido a topografia), pode-se supor a velocidade vertical na base e no topo iguais a zero. Isto é, $\omega=0$ para $p=1000$ mb e $\omega=0$ para $p=0$.
- b) Na direção leste-oeste, toma-se ciclicidade na solução para todas as variáveis. Isto é: $u(20^{\circ}W) = u(90^{\circ}W)$, $v(20^{\circ}W) = v(90^{\circ}W)$ etc.
- c) A condição de contorno no sul é $v_\lambda(35^{\circ}S)=0$, que corresponde à condição de "parede" rígida, nos níveis de 750 e 250 milibares. As variáveis u e ϕ , no contorno sul, satisfazem a (7) e (8), em $y=y_m$ e $\theta(y_m)$ satisfaz(5).
- d) As condições de contorno na fronteira norte são aplicadas fazendo-se cada variável igual ao escoamento médio, dado por (6), (7) e (8) em $y=y_m$, e mais uma perturbação dada pela componente de maior amplitude (no caso o primeiro harmônico é o dominante), obtida pela análise em série de Fourier na direção x de $90^{\circ}W$ e $20^{\circ}W$, dos desvios de u e v (componentes do campo de vento) que são por sua vez calculados através da diferença obtida entre os valores observados mensais e as suas respectivas normais climatológicas. Para isto, usou-se uma coleção completa de informações meteorológicas mensais de vento que abrange a área escolhida arquivada no National Climatic Center, em Asheville, USA (Gray e Vernadore, 1978). No Hemisfério Sul, no entanto, existe pouca confiabilidade nos dados, devido principalmente, a grande escassez de informações na região oceânica do Atlântico Sul.

As variáveis neste contorno são, portanto, dadas, para os níveis de 750 e 250 milibares, como segue:

$$u = \bar{u}_\ell (y_m) + u'_\ell (x) \quad (9)$$

$$v = v'_\ell (x) \quad (10)$$

$$\phi = \bar{\phi}_\ell (y_m) + \phi'_\ell (x) \quad (11)$$

$$\theta = \bar{\theta}_\ell (y_m) + \theta'_\ell (x) \quad (12)$$

A perturbação para o campo do geopotencial é obtida das equações do movimento linearizadas no contorno norte, com as variáveis u' e v' conhecidas (Buchmann, 1981). Com ϕ' conhecido, obtém-se θ' através da equação hidrostática (5).

Como a condição de contorno é fixa no tempo e há contínua injeção de energia cinética e/ou potencial através da fronteira norte e não há mecanismo dissipativo nas equações do modelo, a perturbação propaga-se para o interior e ao confinar-se na região equatorial cresce em amplitude, mas atinge uma configuração quase-estacionária. O importante não é a solução em si, mas a intercomparação entre os dois casos: seco e chuvoso.

Na integração numérica, a perturbação foi introduzida de forma crescente, durante a primeira hora de integração, continuando a seguir com valor constante e igual ao obtido dos dados (equações (9) - (12)).

3. MÉTODO DE SOLUÇÃO DAS EQUAÇÕES

Escrevendo as equações do movimento (1 e 2) e da termodinâmica (3) para os níveis de 750 e 250 mb e a equação da continuidade (4) para o nível de 500 mb, temos:

$$\frac{\partial u_\ell}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}_\ell u_\ell) + \frac{\omega_2}{2\Delta p} (u_1 + u_3) = - \frac{\partial \phi_\ell}{\partial x} + \beta y v_\ell \quad (13)$$

$$\frac{\partial v_\ell}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}_\ell v_\ell) + \frac{\omega_2}{2\Delta p} (v_1 + v_3) = - \frac{\partial \phi_\ell}{\partial y} - \beta y u_\ell \quad (14)$$

$$\frac{\partial \theta_\ell}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{V}_\ell \theta_\ell) + \frac{\omega_2}{2\Delta p} (\theta_1 + \theta_3) = 0 \quad (15)$$

$$\omega_2 = \frac{1}{2} \Delta p \left(\frac{\partial u_3}{\partial x} + \frac{\partial v_3}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y} \right) \quad (16)$$

$\ell = 1, 3$ indica os níveis de pressão, correspondentes a 250 e 750 mb, respectivamente.

Integrando a equação hidrostática (5) da base ($p = 1000$ mb) até os níveis de 750 e 250 milibares, temos:

$$\phi_3 = \phi_{\text{base}} + R\bar{T}_{0-3} \ln \left(\frac{p_0}{p_3} \right) \quad (17)$$

$$\phi_1 = \phi_{\text{base}} + \phi_3 + R\bar{T}_{3-1} \ln \left(\frac{p_3}{p_1} \right) \quad (18)$$

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 e 250 mb.

As equações (13) a (18) formam o sistema que é utilizado para a simulação.

Na integração temporal, usou-se o esquema conhecido pelo nome de Euler-Backward, e na integração espacial o esquema do semi-momentum de Schuman (Haltiner, 1971).

O primeiro esquema é exemplificado abaixo:

$$h^* - h^\tau = \Delta t F^\tau \quad (19)$$

$$h^{\tau+1} - h^\tau = \Delta t F^* \quad (20)$$

onde

h^τ e F^τ - indicam, respectivamente, os valores da variável e da tendência no tempo τ .

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

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

Δt - indica o intervalo de tempo.

No segundo esquema são utilizados nove pontos para determinação da derivada (Fig. 3).

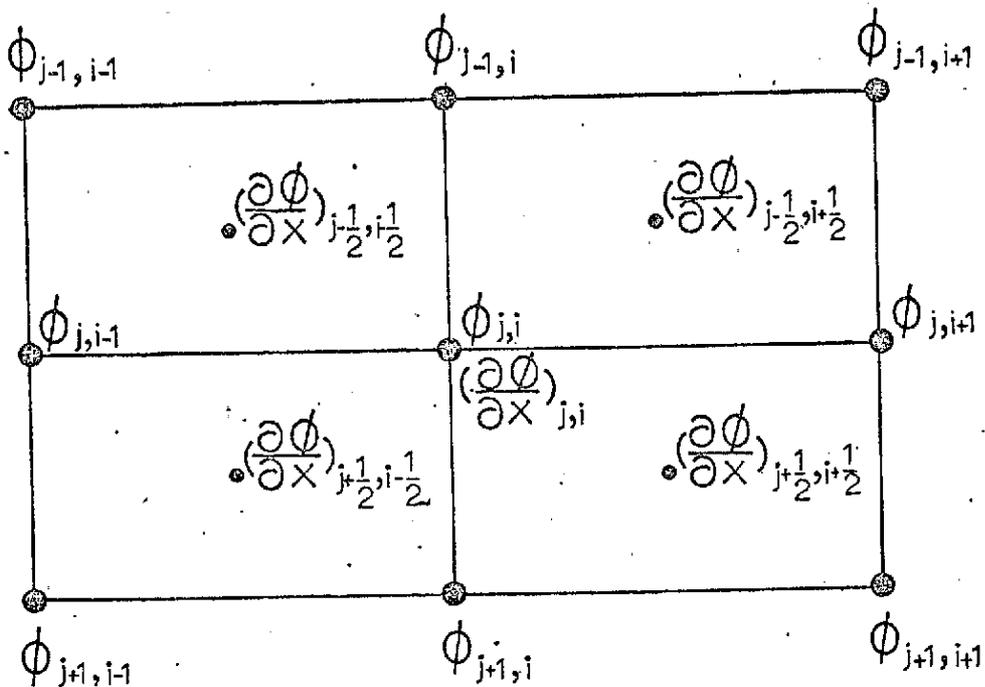


Fig. 3 - Indica os nove pontos utilizados no esquema de diferenças finitas no espaço (semi-momento de Schuman).

Primeiramente, fez-se um teste com o modelo com uma condição inicial em balanço geostrófico, sem qualquer tipo de mecanismo dissipativo e de forçamento. Após seis dias de integração, verificou-se que o escoamento estava mantido e que a solução era estável.

Posteriormente, considerou-se na fronteira norte o forçamento lateral, conforme descrito, para os casos de 1972 e 1974 e integrou-se o modelo. Verificou-se que, do primeiro para o segundo dia, a configuração no interior da re

gião havia mudado. Daí em diante, até o sexto dia, notou-se que a configuração do escoamento na região equatorial, estava praticamente mantida e confinada à mesma. Porém, os campos obtidos tiveram os seus valores aumentados, continuamente, até não ser mais possível integrar. Isto deve-se possivelmente à injeção contínua de energia proveniente da fronteira norte em direção a região equatorial e da ausência de um mecanismo dissipativo no modelo.

As condições de contorno na fronteira norte foram perturbadas com os valores de u' , v' e ϕ' , obtidos da análise de Fourier dos dados meteorológicos de 1972 e 1974, como descrito no item d da seção 2. Nota-se, pela Tabela 1, que o ano de 1972 foi relativamente seco, ao passo que 1974 foi bastante chuvoso.

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 1 - Precipitação média mensal da região compreendida entre Quixeramobim, Petrolina e Natal, normalizada.

Fonte de dados: INEMET - Instituto Nacional de Meteorologia.

O tempo de computação utilizado para integrar o modelo, durante 5 dias, foi em torno de 2 horas de CPU num computador Burroughs 6700.

4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As integrações do modelo para os dois casos, o seco e o chuvoso, foram feitas considerando-se na fronteira voltada para o norte, uma condição de con

torno tipo estado b́sico (Fig. 4) mais perturbação para as variáveis do modelo. Integrando-se da condição inicial, o modelo começa, então, a induzir próximo ao contorno uma onda do tipo Rossby com número de onda aproximadamente igual a 5 na escala global (o número de onda 1 na região considerada), haja vista que o escoamento inicial encontrava-se em equilíbrio. Esta onda induzida propaga-se latitudinalmente em direção à região equatorial e movendo-se para oeste. Ao mesmo tempo nota-se que os vários campos no interior da região considerada ficam perturbados a partir do segundo dia, e que ondas começam a ser excitadas nas proximidades da região equatorial. Estas ondas tornam-se nítidas a partir do terceiro dia e intensificam-se 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 (Fig. 5a, 5b, 5c e 5d).

Evidencia-se que, no caso chuvoso, ocorre convergência no nível de 750 mb, mais próxima à região Nordeste, quando comparada ao 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 para o caso seco (Fig. 6a e 6b).

Quanto aos resultados já encontrados nesta região por outros pesquisadores, cabe compará-los aos nossos. Dentre estes trabalhos, deve-se salientar o de Murakami (1974) por ter muitas analogias ao que foi desenvolvido neste estudo, referente à interação trópico e extratropical.

Nota-se, pelos resultados, que existe uma concordância quanto à existência de interação entre os movimentos de latitudes médias e região tropical. No estudo de Murakami (1974), as ondas geradas na região equatorial não coincidem, numa primeira análise simples, com as ondas encontradas no presente estudo. Isto deve-se, provavelmente, ao fato do presente modelo ser totalmente não linear e de se tomar um estado b́sico com cisalhamento vertical do vento.

Com base nos resultados, vê-se que interações não lineares junto à latitude crítica (região na qual a velocidade de fase da onda é igual à velocidade do escoamento b́sico) horizontal e verticalmente alteram a natureza da onda propagada, fazendo com que não haja impedimento na propagação latitudinal da onda de latitude média em direção aos trópicos. Tal fato evidencia a importância dos termos não lineares. Ressalte-se, no entanto, que o modelo é discretizado e não consegue ter resolução para latitude crítica.

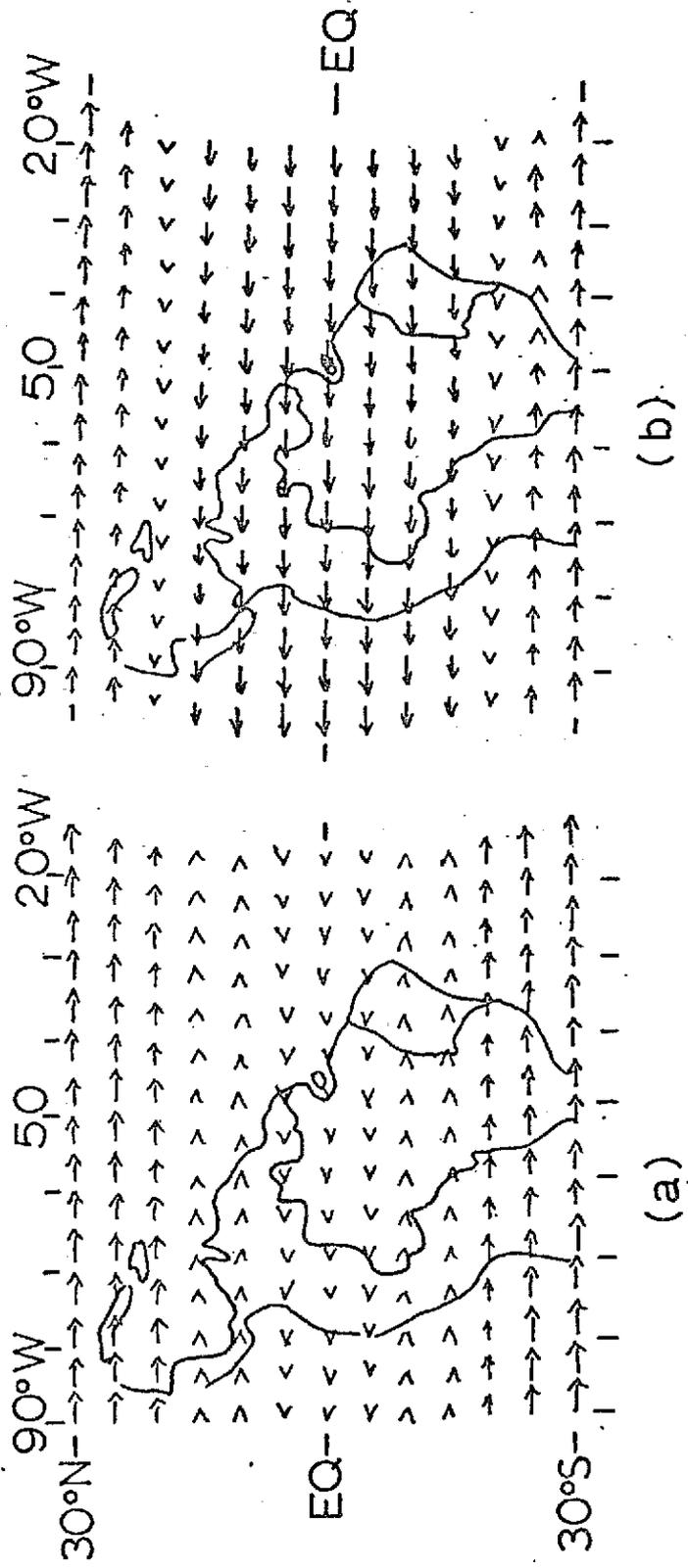


Fig. 4 - Configuração inicial para o campo do vento, em equilíbrio geostrofico, parabolica: a) nível de 250 mb; b) nível de 750 mb. Para o caso seco e para o chuvoso. E as velocidades máximas são $8,49 \text{ ms}^{-1}$ e $2,15 \text{ ms}^{-1}$, para o caso a) e b), respectivamente.

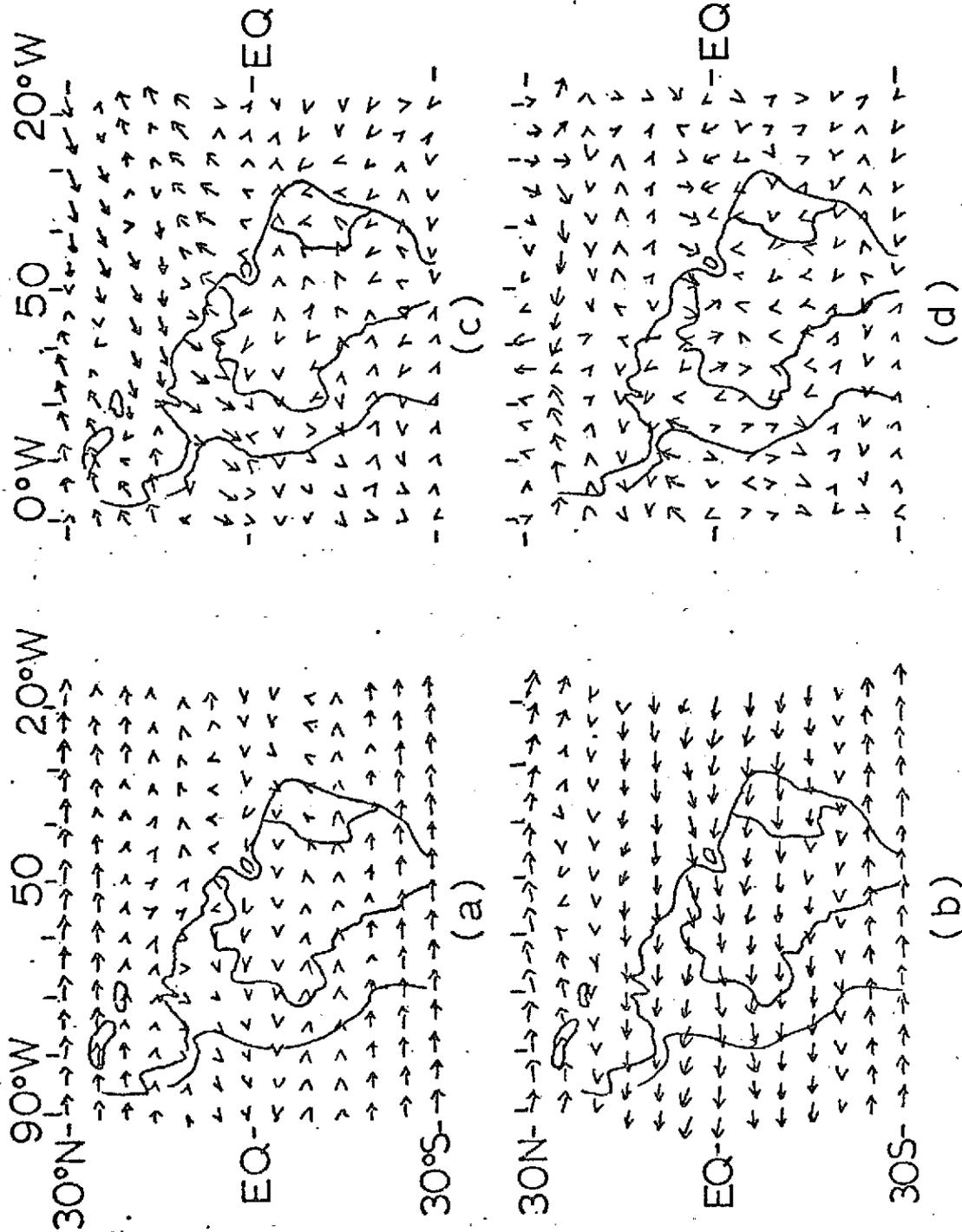


Fig. 5 - Campo da velocidade do vento: a) evolução no nível de 250 mb; $V_{Max} = 10,10 \text{ ms}^{-1}$, b) evolução no nível de 750 mb, $V_{Max} = 2,45 \text{ ms}^{-1}$, c) campo do desvio de 250 mb, $V_{Max} = 1,71 \text{ ms}^{-1}$, d) campo do desvio no nível de 750 mb, $V_{Max} = 1,71 \text{ ms}^{-1}$. Calcu- tado 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 re- gião equatorial.

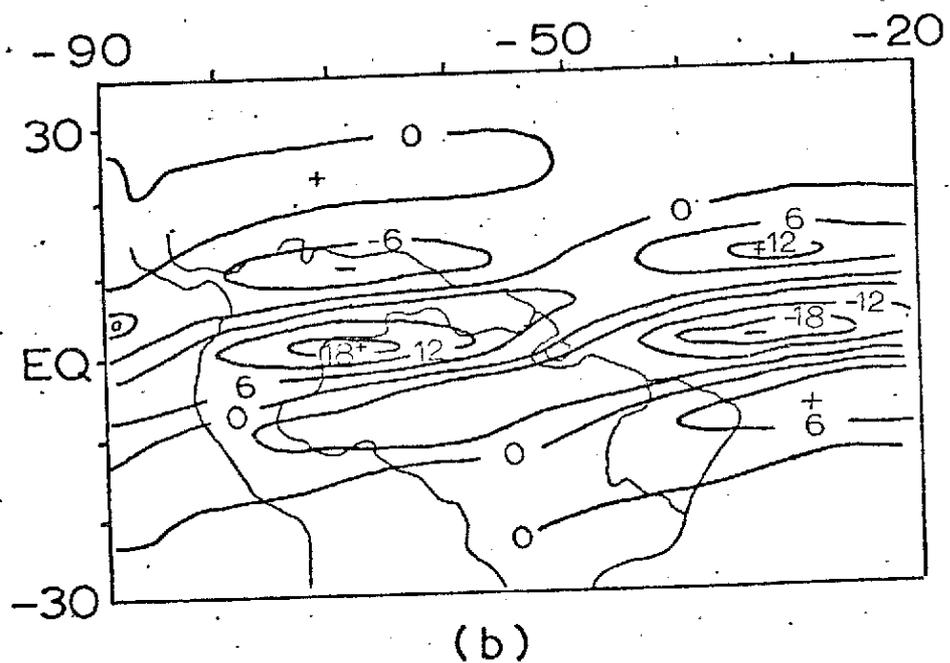
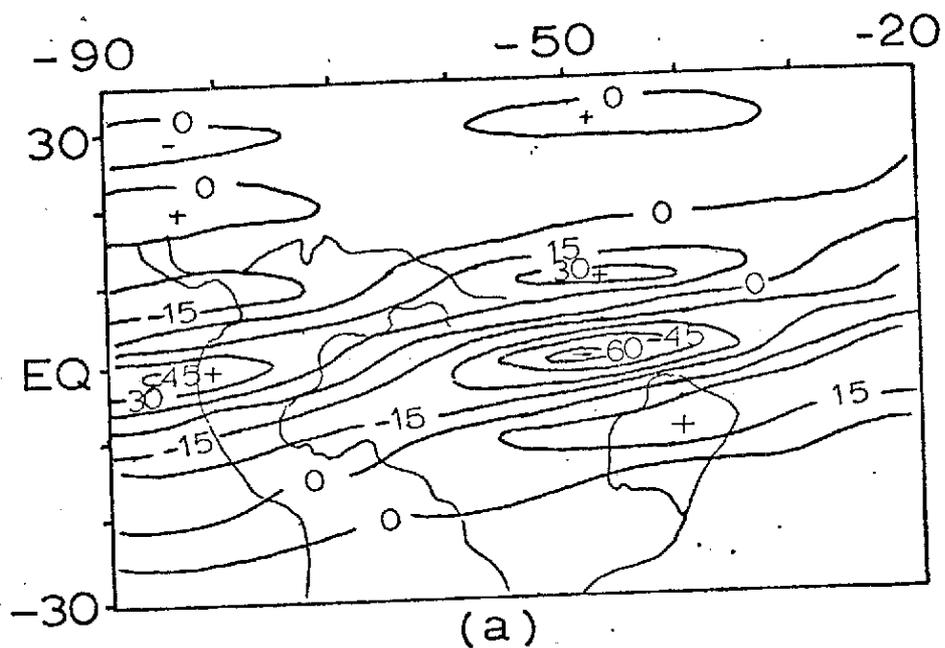


Fig. 6 - Campo da velocidade vertical no nível de 500 mb em unidades de $10^{-4} \text{ mb s}^{-1}$: a) caso seco, b) caso chuvoso. Calculada 4 dias após o instante inicial. Nota-se no caso seco, que o movimento vertical é quase predominantemente descendente na região em questão.

Pode-se concluir que, embora o modelo utilizado é simples e sô considera o mecanismo de forçamento lateral, ainda assim, consegue evidenciar que unicamente por efeitos dinâmicos, modificou-se o escoamento na região em consideração, originando-se situações típicas de seca e de chuva.

Indica-se, como mecanismo para determinar as situações típicas de secas ou de chuvas, com base neste estudo, a diminuição ou o aumento da atividade ciclônica na Terranova, que concorrem para a diminuição ou o aumento do escoamento de nordeste em direção a região semi-árida do Nordeste.

Ressalta-se aqui que, embora o modelo seja capaz de estabelecer ligações entre os escoamentos de latitudes médias e da região tropical, o modelo não consegue reproduzir totalmente a realidade. O interesse, no presente estudo, é mostrar as diferenças entre a perturbação no escoamento tropical para os casos seco (1972) e chuvoso (1974) no Nordeste, e não, especificamente, descrever o clima da região. Neste tocante, o modelo, quando integrado com a forçante lateral para os dados meteorológicos de fevereiro de 1972 e de 1974, mostra a diferença de resultados em termos de amplitude e fase da resposta (Fig. 6).

A alternância de regiões ascendentes e descendentes, no sentido norte sul, apesar de merecer um estudo mais aprofundado, em termos de ondas na região tropical (Matsuno, 1966), encontra certo apoio no estudo observacional de Namias (1963).

Sugere-se, para o futuro, explorar também forçantes na fronteira voltada para o Hemisfério Sul, com vistas a estabelecer a importância dos sistemas sinóticos deste hemisfério sobre a precipitação no Nordeste. Um estudo mais completo deverá, naturalmente, levar em conta o aquecimento devido à liberação de calor latente na região tropical, principalmente em situações típicas de chuvas.

Agradecimentos

Os autores agradecem aos Drs. V. B. Rao; V. E. Kousky e Pedro L. Silva Dias pelas valiosas discussões e sugestões no decorrer do trabalho. Agradecem também ao revisor anônimo que, construtivamente, enriqueceu o texto de sugestões.

O primeiro autor agradece ao CNPq pela concessão de bolsa de estudo durante a realização de seu doutorado na COPPE e no INPE.

5. REFERÊNCIAS

- BUCHMANN, J. - "Um estudo sobre a influência de fenômenos meteorológicos extratropicais na variação do clima do Nordeste Brasileiro, RJ, 1981, COPPE/UFRJ. *Tese de Doutorado*.
- 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).
- 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.
- HALTINER, G. J. - "Numerical Weather Prediction". John Wiley & Sons, Inc., 1971, 317 pp.
- MAK, M. K. - "Laterally driven stochastic motions in the tropics". *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26 (1): 41-64, 1969.
- MATSUNO, T - "Quasi-geostrophic motions in the equatorial area". *Journal Meteorological, Soc. Japan*. 44,25-42, 1966.
- MURAKAMI, M. - "Response of the tropical atmosphere to the initial forcing on the existence of critical latitude". *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 52 (3): 261-271, 1974.
- NAMIAS, J. - "Interactions of circulations and weather between hemispheres". *Monthly Weather Review*, 91: 482-486, 1963.
- NAMIAS, J. - "Influence of northern hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil". *Tellus*. 24 (4): 336-343, 1972.