



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS


INPE-741-TPT/011

**ESTUDO TEÓRICO DA INFLUÊNCIA DAS ELEVAÇÕES
CONTINENTAIS SOBRE ONDAS ESTACIONÁRIAS NO
HEMISFÉRIO SUL**

Rubens Leite Vianello

Tese de Mestrado em Ciência Espacial e da Atmosfera, especialidade Meteorologia
orientada pelo Dr. V.B. Rao, aprovada em Setembro de 1975.

INPE
São José dos Campos
1975

1. Classificação <i>INPE-COM.1/TPT</i>	2. Período <i>dezembro de 1974</i>	4. Critério de Distribuição: interna <input type="checkbox"/> externa <input checked="" type="checkbox"/>
3. Palavras Chave (selecionadas pelo autor) <i>ONDAS ESTACIONÁRIAS, ELEVAÇÕES CONTINENTAIS, MODELO QUASE-GEOSTRÓFICO, CICLO DE ENERGIA</i>		
5. Relatório nº <i>INPE-741-TPT/011</i>	6. Data <i>Setembro, 1975</i>	7. Revisado por - <i>V. B. Rao</i> <i>V. Brahamananda Rao</i>
8. Título e Sub-Título <i>ESTUDO TEÓRICO DA INFLUÊNCIA DAS ELEVAÇÕES CONTINENTAIS SOBRE ONDAS ESTACIONARIAS NO HEMISFERIO SUL</i>		9. Autorizado por - <i>Fernando de Mendonça</i> <i>Director</i>
10. Setor <i>CEA</i>	11. Nº de cópias <i>10</i>	
12. Autoria <i>Rubens Leite Vianello</i>	14. Nº de páginas <i>69</i>	
13. Assinatura Responsável 	15. Preço	
16. Sumário/Notas <i>Para estudar a influência das elevações continentais sobre ondas estacionárias a 30° e 70° Sul, usamos um Modelo Quasé-Geostrófico em Estado Permanente de Dois Níveis. Inicialmente, o modelo foi testado, usando-se para isto dados de Derome e Wiin-Nielsen, e os resultados foram considerados excelentes, em relação aos resultados obtidos por aqueles pesquisadores. Posteriormente, utilizando-se de dados topográficos e observados, aplicamos o referido modelo às latitudes acima, e obtivemos as principais características das ondas estacionárias. Notamos, em geral, a presença de cristas sobre os continentes e cavados na porção oriental dos mesmos. Estes resultados concordam bem com outros resultados teóricos anteriormente obtidos e com as observações. Buscando obter melhor entendimento do problema, derivamos as equações de energia e discutimos o ciclo de energia. Todavia, para explicar melhor a variância total dos perfis observados, julgamos necessária a inclusão no modelo de outros efeitos, tais como aquecimento diabático e efeitos não-lineares.</i>		
17. Observações <i>Trabalho apresentado como um dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciência Espacial e da Atmosfera, especialidade Meteorologia.</i>		

Dedico este trabalho à minha família: Maria da Glória Pereira Vianello, minha esposa, e meus filhos, Silvana, Rosana e Marcelo, meus principais e constantes motivadores.

ÍNDICE

CAPÍTULO I - Introdução.	1
CAPÍTULO II - Formulação Teórica	5
2.1 - Modelo quase-geostrofico para ondas estacioná rias	5
2.2 - Inclusão da força topográfica e cálculo do geopotencial	14
2.3 - Comparações com resultados de Derome e Wiin- Nielsen.	15
2.4 - Dados usados para 30 ^o e 70 ^o Sul.	21
CAPÍTULO III - RESULTADOS.	29
3.1 - Análise do geopotencial segundo suas componen tes harmônicas	29
3.2 - Análise do geopotencial calculado e observa do - somatório dos quinze primeiros harmônicos	35
3.3 - Ciclo de energia de perturbações estacionárias forçadas por topografia.	41
CAPÍTULO IV - CONCLUSÕES	49
AGRADECIMENTOS	53
REFERÊNCIAS.	55

SUMÁRIO

Para estudar a influência das elevações continentais sobre ondas estacionárias a 30° e 70° Sul, usamos um Modelo Quase-Geostrófico em Estado Permanente a Dois Níveis. Inicialmente, o modelo foi testado, usando-se para isto dados de Derome e Wiin-Nielsen, e os resultados foram considerados excelentes, em relação aos resultados obtidos por aqueles pesquisadores. Posteriormente, utilizando-se de dados topográficos e observados, aplicamos o referido modelo às latitudes acima, e obtivemos as principais características das ondas estacionárias. Notamos, em geral, a presença de cristas sobre os continentes e cavados na porção oriental dos mesmos. Estes resultados concordam bem com outros resultados teóricos anteriormente obtidos e com as observações. Buscando obter melhor entendimento do problema, derivamos as equações de energia e discutimos o ciclo de energia. Todavia, para explicar melhor a variância total dos perfis observados, julgamos necessária a inclusão no modelo de outros efeitos, tais como aquecimento diabático e efeitos não-lineares.

ABSTRACT

The influence of continental elevations on the stationary harmonics at 30° and 70° south is studied using a Steady State, Two Level, Quasi-Geostrophic Model. Initially the model is tested by reproducing some of the results of Derome and Wiin-Nielsen. The results obtained from the present model are found to be in excellent agreement with those of the above mentioned authors. Then solutions are obtained for summer and winter cases separately at 30° and 70° south. It is found that the formation of a high over the continent and a low over the eastern side, agreed generally with earlier theoretical calculations and with the observations. However, it is concluded that the total variance of the observed stationary waves could only be explained by including other effects such as diabatic heating and non-linear terms. With a view to obtain physical insight into the problem of stationary waves, energy equations are derived and a schematic picture of the energy cycle is given.

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Raio da Terra
f	Parâmetro de Coriolis
g	Aceleração da gravidade
n	Número de onda
x, y, z	Distâncias para leste, norte e para cima, respectivamente, em coordenadas cartesianas
C_p	Calor específico do ar seco, a pressão constante
C_n^*	Amplitude da função de corrente média
C_n^T	Amplitude da função de corrente térmica
F	Coefficiente de fricção
H	Aquecimento diabático por unidade de massa
K	Energia cinética
L_y	Comprimento de onda meridional
P	Pressão atmosférica; energia potencial
P_g	Pressão atmosférica, no solo
R	Constante universal dos gases para o ar seco
R_n	Coefficiente de Fourier da expansão de P_g -cosseno
S_n	Coefficiente de Fourier da expansão de P_g -seno
\vec{V}	Vetor velocidade do fluxo
β	Plano centrado na latitude em estudo; variação do parâmetro de Coriolis com a latitude
ζ	Componente vertical da vorticidade relativa

θ	Temperatura potencial
λ	Longitude
μ	Número de onda na direção meridional
σ	Coefficiente de estabilidade estática
ϕ	Geopotencial
ϕ_0	Latitude
ψ	Função de corrente
ω	Componente vertical da velocidade
δ	Constante; fase
∇	Operador vetorial
(-)	Símbolo que representa estado básico
(')	Símbolo que representa perturbação
(~)	Símbolo que representa estrutura zonal de perturbação
(*)	Símbolo que representa valor médio
(T)	Símbolo que representa valor térmico

LISTA DE FIGURAS

Fig. II.1	- Amplitude da função de corrente média - Resultados do modelo presente	18
Fig. II.2	- Amplitude da função de corrente térmica - Resultados do modelo presente	19
Fig. II.3	- Razão da amplitude da função de corrente - Resultados do modelo presente	19
Fig. II.4	- Amplitude da função de corrente média - Resultados de Derome e Wiin-Nielsen	20
Fig. II.5	- Amplitude da função de corrente térmica - Resultados de Derome e Wiin-Nielsen	20
Fig. II.6	- Razão de amplitude da função de corrente - Resultados de Derome e Wiin-Nielsen	21
Fig. III.1	- Nível de 250 mb - janeiro - 30° Sul	37
Fig. III.2	- Nível de 250 mb - julho - 30° Sul	38
Fig. III.3	- Nível de 750 mb - janeiro - 30° Sul	39
Fig. III.4	- Nível de 750 mb - julho - 30° Sul	40
Fig. III.5	- Nível de 250 mb - janeiro - 70° Sul	42
Fig. III.6	- Nível de 250 mb - julho - 70° Sul	43
Fig. III.7	- Nível de 750 mb - janeiro - 70° Sul	44
Fig. III.8	- Nível de 750 mb - julho - 70° Sul	45
Fig. III.9	- Ciclo de Energia	48

LISTA DE TABELAS

Tabela	II.1	-	Valores de R_n , S_n e topografia média para 30° Sul	24
Tabela	II.2	-	Valores de R_n , S_n e topografia média para 70° Sul	25
Tabela	II.3	-	Valores usados nos cálculos computacionais	26
Tabela	II.4	-	Constantes para as diferentes estações e latitudes	27
Tabela	II.5	-	Quinze primeiros harmônicos da altura geopotencial observada a 250 e 750 mb	28
Tabela	III.1	-	Amplitude e fase da altura geopotencial - Calculados - 30° Sul - Janeiro	30
Tabela	III.2	-	Amplitude e fase da altura geopotencial - Calculados - 30° Sul - Julho	31
Tabela	III.3	-	Amplitude e fase da altura geopotencial - Calculados - 70° Sul - Janeiro	32
Tabela	III.4	-	Amplitude e fase da altura geopotencial - Calculados - 70° Sul - Julho	33

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

É sabido atualmente que os movimentos atmosféricos são compostos de perturbações "livres" que se deslocam e perturbações "estacionárias" produzidas pela assimetria da Camada Limite Inferior. As primeiras são responsáveis pelas trocas de "tempo" e as segundas caracterizam o clima. Um modelo para previsão numérica do tempo, na ausência do mecanismo gerador das perturbações estacionárias, produz largas discrepâncias entre os mapas de tempo previstos e observados segundo Charney e Eliassen (1949). Consequentemente, o estudo de movimentos permanentes da atmosfera tem se tornado grandemente importante, quer seja no desenvolvimento de uma teoria climática, quer visando considerá-los nas mudanças diárias do tempo.

Existem dois métodos a serem usados para estudos teóricos da atmosfera em estado permanente:

- 1) Método do Valor Inicial (Initial Value Method);
- 2) Método do Estado Permanente (Steady State Method).

No primeiro método, as equações aplicáveis à atmosfera, dependentes do tempo e sujeitas a condições de con

torno variáveis, são integradas a partir de condições iniciais arbitrárias. A integração é realizada continuamente até que um estado permanente é encontrado estatisticamente. Um aspecto deste método é que as perturbações do tempo se desenvolvem devido a inerentes instabilidades e as previsões culminam em um estado climático quase-estacionário, conforme Phillips (1956), Smagorinsky, Manabe e Holloway (1965), Mintz (1965), Manabe e Bryan (1969).

No segundo método são formuladas as equações da atmosfera, médias no tempo, usando o Método de Reynolds (1894). As equações médias contêm agora os efeitos das perturbações de larga escala. As soluções de tais equações, com as convenientes condições de contorno, fornecerão as necessárias informações climáticas.

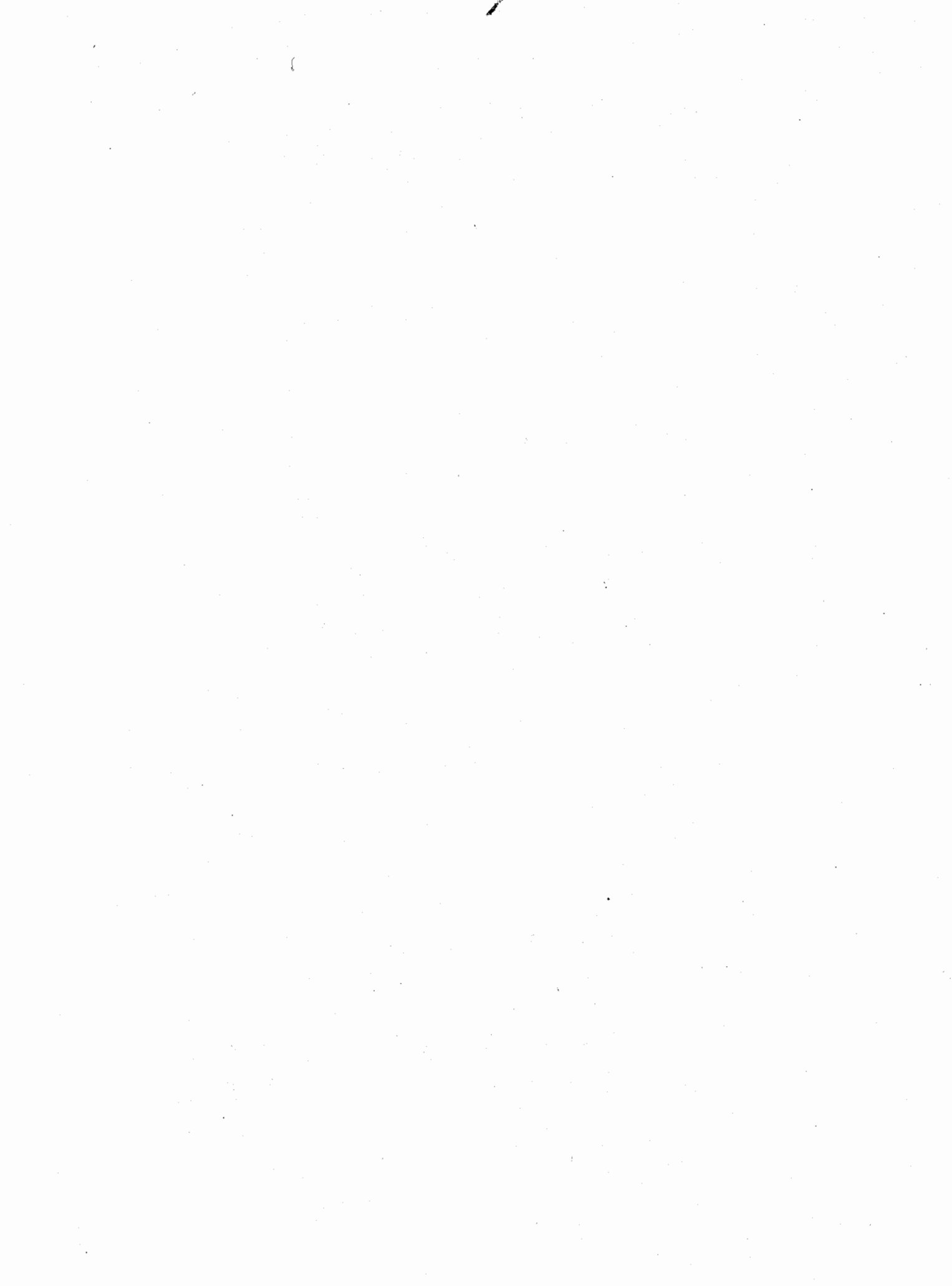
Um importante componente da atmosfera em estado permanente é o movimento zonalmente assimétrico. O campo assimétrico observado poderia ser representado como a combinação de harmônicos estacionários. As elevações continentais são um dos fatores responsáveis pelas harmônicas estacionárias na atmosfera. Na presente tese, estamos interessados no estudo da influência das elevações continentais sobre as harmônicas estacionárias no Hemisfério Sul. Não incluiremos os efeitos de fontes e sumidouros de calor estacionários, nem os efeitos não-lineares

das perturbações transientes; não significando isto que tais fatores sejam pouco importantes, mas tão somente porque fogem aos objetivos de nossa tese. Na verdade, as perturbações transientes parecem desempenhar um papel dominante na Circulação Geral do Hemisfério Sul, conforme Obasi (1963).

No capítulo II apresentaremos um Modelo Quase-Geostrófico em Estado Permanente com dados topográficos a 30° e 70° Sul.

No capítulo III obteremos soluções para o Modelo para o verão (janeiro) e inverno (julho), separadamente, e as soluções teóricas serão comparadas com observações.

Finalmente, visando ao entendimento do processo dominante, derivaremos as equações de energia e apresentaremos, um quadro esquemático do Ciclo de Energia em questão.



CAPÍTULO II

FORMULAÇÃO TEÓRICA

2.1 - MODELO QUASE-GEOSTRÓFICO PARA ONDAS ESTACIONÁRIAS

Assumimos que o movimento ocorre em um Plano β (β - Plane Approximation) centrado na latitude em estudo, de tal forma que podemos usar o sistema de coordenadas cartesiano, onde "x" e "y" crescem para leste e norte, respectivamente. Usamos ainda a Aproximação Hidrostática para introduzirmos a pressão como coordenada vertical.

Assim, a Equação da Vorticidade Quase-Geostrófica em Estado Permanente é:

$$\vec{V} \cdot \nabla (\zeta + f) = f_0 \frac{\partial \omega}{\partial P} \quad (\text{II.1})$$

e a Equação Termodinâmica em Estado Permanente:

$$\vec{V} \cdot \nabla \left(\frac{\partial \phi}{\partial P} \right) + \sigma \omega = - \frac{RH}{C_p P} \quad (\text{II.2})$$

Nas equações (1) e (2), " \vec{V} " é a parte não-divergente do vetor velocidade horizontal, com componentes "u" e "v"

nas direções "x" e "y", respectivamente; "z" é a componente vertical da vorticidade relativa; "f" é o parâmetro de Coriolis, o qual assume valores "f₀" nas latitudes em estudo (por consistência de escala e energia); "ω" é a velocidade vertical dp/dt, onde "P" é a pressão atmosférica e "t", o tempo; "φ" é o geopotencial, "gz", onde "g" = 9.806 ms⁻² é a aceleração da gravidade e "z" a altura geométrica acima do nível médio do mar;

$$\nabla = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y}$$

onde " \vec{i} " e " \vec{j} " são vetores unitários nas direções leste e norte, respectivamente;

$$\sigma = - \alpha \frac{\partial \ln \theta}{\partial P}$$

é o Coeficiente de Estabilidade Estática, no qual "α" é o volume específico e "θ" é a temperatura potencial; "R" = 0.287 KJ. Kg⁻¹. deg⁻¹ é a constante universal dos gases para o ar seco; "C_p" = 1.004 KJ. Kg⁻¹. deg⁻¹ é o calor específico a pressão constante; e "H" é o aquecimento diabático por unidade de massa e por unidade de tempo. Nesta formulação, "σ" é independente das coordenadas horizontais, por consistência energética, conforme Lorenz (1960).

Apesar do termo de fricção não constar das equações (1) e (2), o efeito de fricção será levado em conta através das condições de contorno inferior, considerando-se que a fricção na Camada de Ekman introduz algum movimento vertical no fundo da atmosfera livre, conforme sugeriu Charney e Eliassen (1949).

Introduzimos ainda a aproximação :

$$\phi = f_0 \psi \quad (II.3)$$

cujas natureza foi discutida por Phillips (1963).

Usamos um "Modelo Atmosférico a Dois Níveis", Phillips (1954), a fim de simplificar a estrutura vertical da atmosfera, ao mesmo tempo que temos condições de obter entendimento quantitativo do problema. Assim, a atmosfera será dividida em duas camadas : 0 a 500 mb e 500 a 1000 mb, as quais serão representadas pelos dois níveis de 250 a 750 mb, respectivamente. Numeramos os níveis de 0 a 4 para facilitar as referências, e as variáveis são arranjadas como mostra o modelo que segue :

0	$\omega_0 = 0$	0	mb
1	$\psi = 1$	250	mb
2	$\omega = 2$	500	mb
3	$\psi = 3$	750	mb
4	$\omega_4 = \omega_e$	1000	mb

É bom notar que a condição de contorno superior, " ω_0 " = 0, impede a propagação vertical de energia, enquanto a condição inferior é $\omega_4 = \omega_e$, onde " ω_e " é o " ω " induzido friccionamente no topo da Camada de Ekman.

Introduzindo a notação:

$$(\)_* = \frac{1}{2} [(\)_1 + (\)_3] \quad (II.4)$$

$$(\)_T = \frac{1}{2} [(\)_1 - (\)_3] \quad (II.5)$$

e aplicando a equação (1) aos níveis 1 e 3, usando (4) e (5), temos:

$$\vec{V}_* \cdot \nabla (\zeta_* + f) + \vec{V}_T \cdot \nabla \zeta_T = \frac{f_0}{P_4} \omega_4 \quad (II.6)$$

e

$$\vec{V}_* \cdot \nabla \zeta_T + \vec{V}_T \cdot \nabla (\zeta_* + f) = \frac{f_0}{P_2} \omega_2 - \frac{f_0}{P_4} \omega_4 \quad (II.7)$$

Igualmente, usando (3) e aplicando a equação (2) ao nível 2 obtemos, após substituir as derivadas em "P" por diferenças finitas :

$$2f_0 \vec{V}_* \cdot \nabla \psi_T - \sigma_2 P_2 \omega_2 = \frac{RH}{C_p} \quad (II.8)$$

Para condição de contorno inferior, " ω_e ", tomamos :

$$\omega_e = \vec{V}_4 \cdot \nabla P_g - \frac{P_4 F}{2f_0} \zeta_4 \quad (II.9)$$

onde a primeira contribuição para " ω_4 " é devido ao fluxo de ar sobre um terreno irregular onde a pressão padrão é " P_g ", e a segunda contribuição resulta da viscosidade na Camada de Ekman, Charney e Eliassen (1949), Phillips (1956), Wiin-Nielsen (1961). A quantidade "F" em (9) é o Coeficiente de Fricção, o qual consideramos constante em nossos estudos. Para obtermos " ζ_4 " e " \vec{V}_4 " que são, respectivamente, a vorticidade e o vento não-divergente no nível de 1000 mb, extrapolamos a Função de Corrente, " ψ ", de 250 e 750 mb para 1000 mb, assumindo a razão de lapso da temperatura, constante, de 6.5°C/Km e, após integrarmos a Equação Hidrostática segue :

$$\psi_4 = \psi_* - 1.6 \psi_T \quad (II.10)$$

Igualmente, obtemos:

$$\psi_2 = \psi_* - 0.2 \psi_T \quad (\text{II.11})$$

Linearizamos as equações (6), (7), (8) e (9), considerando consistir o fluxo de uma componente zonal, sobre a qual sobrepõem-se perturbações, sendo tais perturbações geradas pelas variações da pressão no solo. Após linearização, eliminando a componente vertical, as equações se tornam:

$$\begin{aligned} & \left[U_* \frac{\partial \nabla^2}{\partial x} + \frac{F}{2} \nabla^2 + \beta \frac{\partial}{\partial x} \right] \psi_* + \left[U_T \frac{\partial \nabla^2}{\partial x} - 0.8F \nabla^2 \right] \psi_T = \\ & = \frac{f_0}{P_4} \left(U_* - 1.6 U_T \right) \frac{\partial P_g}{\partial x} \end{aligned} \quad (\text{II.12})$$

$$\begin{aligned} & \left[U_T \frac{\partial \nabla^2}{\partial x} - \frac{F}{2} \nabla^2 + \delta^2 U_T \frac{\partial}{\partial x} \right] \psi_* + \\ & + \left[U_* \frac{\partial \nabla^2}{\partial x} + 0.8F \nabla^2 + (\beta - U_* \delta^2) \frac{\partial}{\partial x} \right] \psi_T = \\ & = - \frac{4Rf_0H}{C_p \sigma_2 P_4^2} - \frac{f_0}{P_4} (U_* - 1.6 U_T) \frac{\partial P_g}{\partial x} \end{aligned} \quad (\text{II.13})$$

onde, $\delta^2 = \frac{8f_0}{\sigma_2 P_4^2}$ e $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$

Aqui, " U_* " e " U_T " identificam a componente zonal do fluxo e " ψ_* " e " ψ_T " as respectivas perturbações.

Assumimos agora que as perturbações têm uma estrutura meridional simples, dada por:

$$\cos(\mu y),$$

ou seja:

$$\left[\psi_*, \psi_T, H, P_g \right] = \left[\hat{\psi}_*(x), \hat{\psi}_T(x), \hat{H}(x), \hat{P}_g(x) \right] \cos(\mu y) \quad (\text{II.14})$$

onde " μ " é o número de onda meridional e na qual tomamos inicialmente $y=0$ a 30° e 70° de latitude sul, conforme estejamos trabalhando para uma ou outra latitude; de tal forma que a perturbação assumirá valor máximo absoluto naquela latitude. Na expressão (14) aparece também " H ", que corresponderia à perturbação gerada pela presença de fontes e sumidouros de aquecimento. O propósito desta inclusão, bem como outras vezes que tal se der, é no sentido de facilitar a inclusão posterior deste fenômeno no Modelo, o que é nosso propósito.

Como pode ser facilmente observado, a expressão (14) é a solução das equações (12) e (13) desde que " U_* " e

"U_T" sejam constantes, o que aqui consideramos.

Quanto ao comprimento de onda meridional, "L_y", abordá-lo-emos no item 2.4.1 deste capítulo.

A estrutura zonal das perturbações foi representada pela Série de Fourier:

$$\begin{aligned} & \left[\widehat{\psi}^*(\lambda), \widehat{\psi}_T(\lambda), \widehat{H}(\lambda), \widehat{P}_g(\lambda) \right] = \\ & \sum_{n=1}^N \left\{ \left[A_n^*, A_n^T, Q_n, R_n \right] \cos(n\lambda) + \right. \\ & \left. + \left[B_n^*, B_n^T, T_n, S_n \right] \sin(n\lambda) \right\} \end{aligned} \quad (II.15)$$

onde "λ" = (x/acosφ₀) é a longitude; "a" e "φ₀" são o raio da Terra e a latitude (30° ou 70° Sul, conforme o caso em consideração), respectivamente.

Após substituirmos (14) e (15) nas equações (12) e (13), obtivemos o seguinte sistema de equações algébricas:

$$\begin{vmatrix} a_1 & -a_2 & -1.6a_1 & a_3 \\ a_2 & a_1 & - & a_3 - 1.6a_1 \\ a_1 & a_4 & -1.6a_1 & a_5 \\ -a_4 & a_1 & - & a_5 - 1.6a_1 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} A_n^* \\ B_n^* \\ A_n^T \\ B_n^T \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} -bS_n \\ bR_n \\ -bS_n & -qQ_n \\ bR_n & -qT_n \end{vmatrix} \quad (\text{II.16})$$

onde,

$$\begin{aligned}
 a_1 &= FK^2 \text{acos}\phi_0 / 2n \\
 a_2 &= \beta - K^2 U_* \\
 a_3 &= K^2 U_T \\
 a_4 &= U_T (\delta^2 - K^2) \\
 a_5 &= \beta - U_* (\delta^2 + K^2) \\
 b &= \frac{f_0}{P_4} (U_* - 1.6U_T) \\
 q &= \frac{4Rf_0 \text{acos}\phi_0}{\sigma^2 C_p P_4^2 n} \\
 K^2 &= \frac{n^2}{(\text{acos}\phi_0)^2} + \mu^2
 \end{aligned}$$

Sendo " R_n ", " S_n ", " Q_n " e " T_n " conhecidos por observações, (16) pode ser resolvida e " A_n^* ", " B_n^* ", " A_n^T " e " B_n^T " obtidos para $1 \leq n \leq N$, " N " = 15. Conseqüentemente, podemos obter " $\hat{\psi}_*$ " e " $\hat{\psi}_T$ " usando a equação (15) e " $\hat{\psi}_1$ ", " $\hat{\psi}_2$ ", " $\hat{\psi}_3$ " e " $\hat{\psi}_4$ " através das equações (4), (5), (10) e (11).

2.2 - INCLUSÃO DA FORÇA TOPOGRÁFICA E CÁLCULO DO GEOPOTENCIAL

Consideramos o fluxo adiabático de um Modelo Atmosférico sobre uma superfície onde a pressão é dada pela função (15), ou seja:

$$P_g(\lambda) = \sum_{n=1}^{15} R_n \cos(n\lambda) + \sum_{n=1}^{15} S_n \sin(n\lambda)$$

e, a fim de obtermos os valores para " R_n " e " S_n ", utilizamos as amplitudes e fases harmônicas de Saltzman e outros (1964), os quais, por sua vez, valeram-se de dados topográficos reais de Berkofsky e Bertoni (1955). Entretanto, as amplitudes de Saltzman e outros foram dadas em metros. Diante disto, procedemos à conversão em unidades de pressão (mb ou $10^2 \text{ Kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$); para tal, usamos a U.S. Standard Atmosphere (1962).

Finalmente, " R_n " e " S_n " foram substituídos em (16), com " Q_n " = " T_n " = 0, o que nos permitiu achar as raízes do sistema, ou seja, " A_n^* ", " B_n^* ", " A_n^T " e " B_n^T ".

Semelhantemente, a solução para a Função de Corrente Média é:

$$\bar{\psi}^*(\lambda) = \sum_{n=1}^{15} C_n^* \cos(n\lambda - \alpha_n^*)$$

onde, $C_n^* = (A_n^{*2} + B_n^{*2})^{1/2}$ e $\alpha_n^* = \tan^{-1}(B_n^*/A_n^*)$

Expressões idênticas podem ser obtidas para a Função de Corrente Térmica, " ψ_T ".

Agora, para obtermos o Geopotencial nos níveis de 250 e 750 mb necessitamos antes conhecer as Funções de Corrente naqueles níveis, isto é, " ψ_1 " e " ψ_3 ". Para isto, de (4) e (5) tiramos que:

$$\psi_1 = \psi_* + \psi_T$$

e

$$\psi_3 = \psi_* - \psi_T \tag{II.18}$$

Usando (15) e (18) segue que:

$$\psi_1(n) = \left[(A_n^* + A_n^T)^2 + (B_n^* + B_n^T)^2 \right]^{1/2} \cos \left[(n\lambda) - \tan^{-1} \left(\frac{B_n^* + B_n^T}{A_n^* + A_n^T} \right) \right] \tag{II.19}$$

Igualmente,

$$\psi_3(n) = \left[(A_n^* - A_n^T)^2 + (B_n^* - B_n^T)^2 \right]^{1/2} \cos \left[(n\lambda) - \tan^{-1} \left(\frac{B_n^* - B_n^T}{A_n^* - A_n^T} \right) \right] \quad (\text{II.20})$$

Assim, retomando a equação (3), isto é,

$$\phi = f_0 \psi$$

obtemos o Geopotencial para os níveis pretendidos e para os 15 primeiros harmônicos com respectivas fases:

$$\phi_{250}(n) = f_0 \psi_1(n)$$

e

$$\phi_{750}(n) = f_0 \psi_3(n)$$

Finalmente, resta-nos apenas obter os valores de " ϕ ", Geopotencial, para os 72 pontos igualmente espaçados ao redor do círculo de latitude, correspondendo a longitudes equidistantes de 5° , e cujos valores correspondam ao somatório das contribuições das 15 harmônicas conhecidas. Para isto, usaremos a expressão:

$$\phi(M) = \sum_{n=1}^{15} \phi_n \cos \left(\frac{2\pi n(M-1)}{72} \right) - \delta_n$$

onde " δ_n " corresponde à fase do Geopotencial para o n-ésimo comprimento de onda, " n " = 1,2,..., 15 e " M " = 1,2,...,72, com o que, alcançamos os valores desejados.

2.3 - COMPARAÇÕES COM RESULTADOS DE DEROME, JACQUES E WIIN-NIELSEN, A.

Antes de procedermos à aplicação do Modelo, julgamos conveniente comparar nossa formulação aos resultados de Derome e Wiin-Nielsen (loc.cit.). Conseqüentemente, calculamos a resposta do Modelo aos valores abaixo:

$$P_g(\lambda) = R_n \cos(n\lambda)$$

$$U_* = 15 \text{ ms}^{-1}$$

$$F = 4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$$

$$W^2 = 0.9 \times 10^{-12} \text{ m}^{-2}$$

$$R_n = 1 \text{ cb}$$

$$U_T = 5 \text{ ms}^{-1}$$

$$\sigma^2 = 3 \times 10^{-6} \text{ m}^4 \text{ s}^2 \text{ Kg}^{-2}$$

Os gráficos de " C_n^* " e " C_n^T " como função do número de onda zonal são mostrados nas figuras II.1 e II.2, respectivamente. A razão

de amplitude " $\hat{\psi}_1$ " por " $\hat{\psi}_3$ " como função do número de onda zonal \bar{n} é também exibido na Figura II.3. Por outro lado, as Figuras II.4, II.5 e II.6 mostram os correspondentes resultados alcançados por Derome e Wiin-Nielsen para os mesmos valores dados acima. A concordância entre os dois resultados é excelente. Feito isto, passamos a aplicação do Modelo ao Hemisfério Sul.

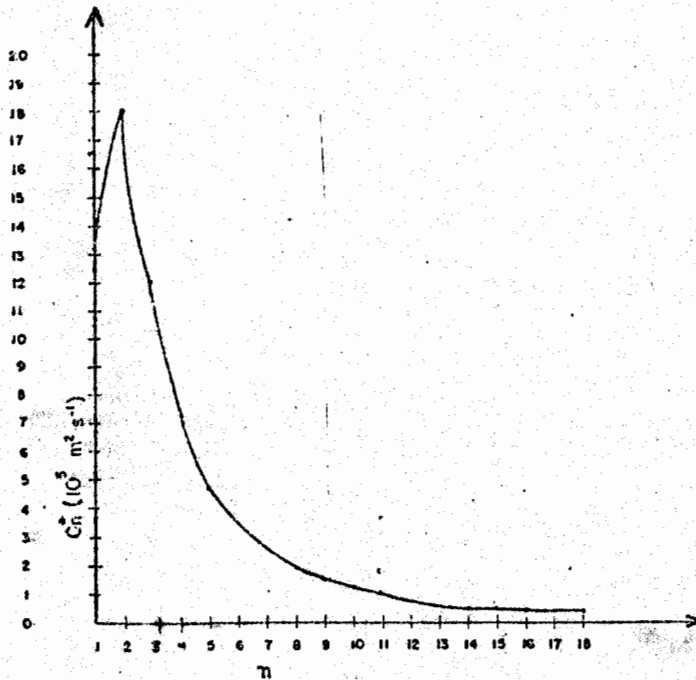


Fig. II.1 - Amplitude da Função de Corrente Média - Resultados do Modelo Presente

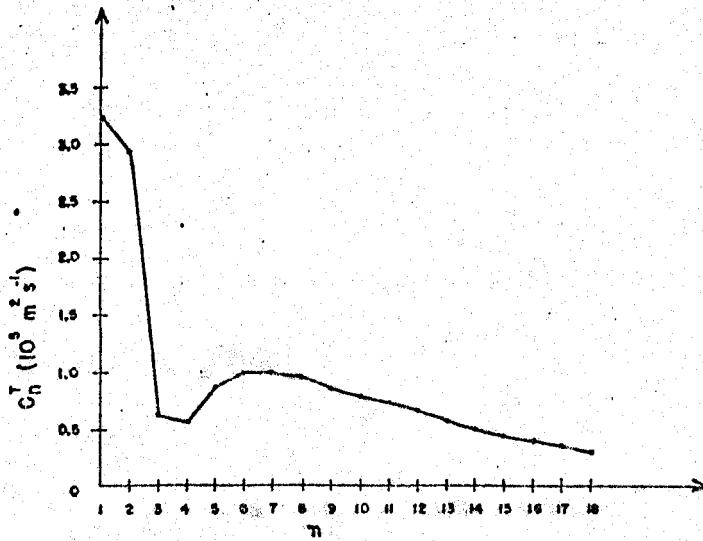


Fig. II.2 - Amplitude da Função de Corrente Térmica - Resultados do Modelo Presente

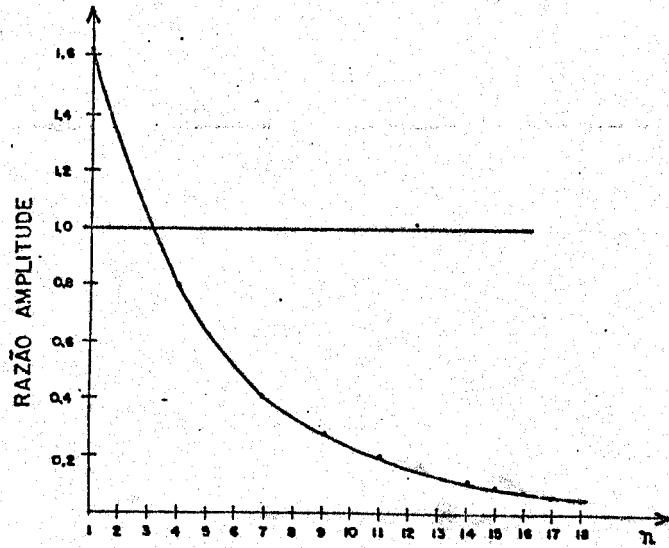


Fig. II.3 - Razão da Amplitude da Função de Corrente - Resultados do Modelo Presente

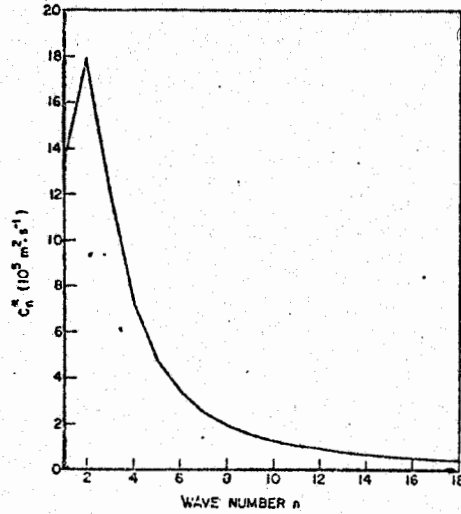


Fig. II.4 - Amplitude da Função de Corrente Média - Resultados de Derome e Wiin-Nielsen

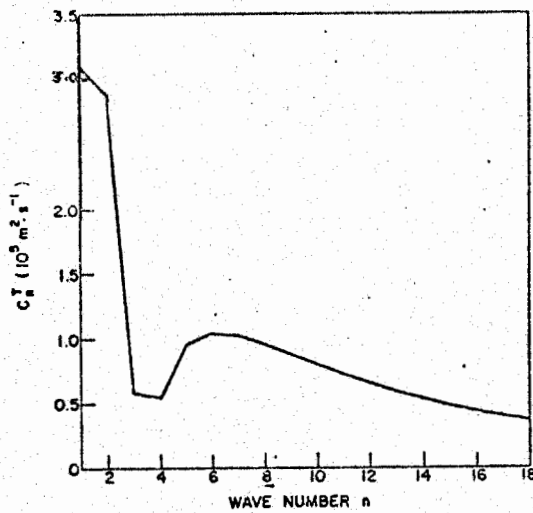


Fig. II.5 - Amplitude da Função de Corrente Térmica - Resultados de Derome e Wiin-Nielsen

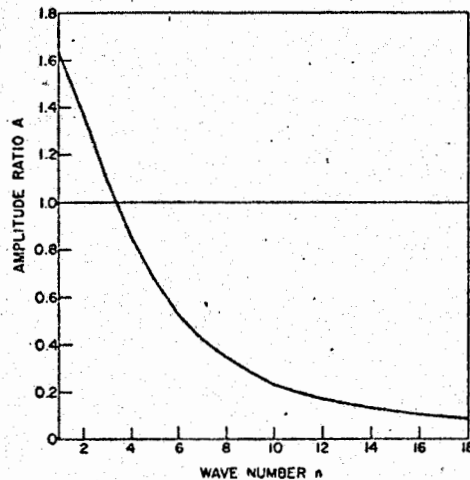


Fig. II.6 - Razão de Amplitude da Função de Corrente - Resultados de Derome e Wiin-Nielsen

2.4 - DADOS USADOS PARA 30° E 70° SUL

Antes da apresentação de resultados propriamente vale citar algumas propriedades dos dados usados, tanto nos cálculos teóricos, quanto nos observados e plotados para fins de comparações:

2.4.1 - PARA CÁLCULOS TEÓRICOS

Visando obter resultados mais expressivos, optamos pela aplicação do Modelo às latitudes de 30° e 70° Sul, onde a amplitude da topografia média é mais acentuada e, para tais latitudes, adotamos valores médios abrangendo uma faixa la

titudinal de 10° , ou seja, para 70° Sul, tomamos a média dos dados de 65° , 70° e 75° Sul, enquanto para 30° Sul, adotamos a média das latitudes de 20° , 25° e 30° Sul. Quanto a 30° Sul, a opção de valores de 20° em lugar de 35° , para obtenção da média, deveu-se ao fato de serem os dados para 35° bastante modestos, o que não ocorre para 20° , e também porque os resultados a serem alcançados não sofreriam exagerada deformação para a latitude em questão. Assim, usando dados obtidos por Peixoto, e outros (1964), chegamos às Tabelas II.1 e II.2

Entretanto, para o parâmetro de Coriolis, f , e sua respectiva variação, $\partial f / \partial y = \beta$, os valores computados referem-se exatamente às latitudes 30° e 70° Sul, o mesmo ocorrendo em relação ao Coeficiente de Estabilidade Estática, σ_2 , cujos valores para 30° Sul, janeiro e julho, foram extraídos de "*A Note on Some Characteristics of the Flow Pattern in January and July over the Sub-Tropics of South American Continent*", (1972), por V. Brahmananda Rao e R.V. Calheiros. Para 70° Sul, todavia, na ausência de dados para 500 mb, realizamos os cálculos para o nível de 600 mb, janeiro e julho, os quais utilizamos para aquele nível. Para o referido cálculo, mediante interpolação linear, usamos a expressão:

$$\sigma = \frac{\partial \phi}{\partial P} \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial P}$$

em diferenças finitas e os dados referentes aos níveis de 400 e 800 mb. Os resultados obtidos acham-se constantes da Tabela III.3.

Os dados referentes a ventos, para os meses em estudo, foram extraídos de "*Climate of Upper Air*", Southern Hemisphere, Vol. II, Zonal Geostrophic Winds, (1971), por H. Van Loon, J.J. Taljaard, R.L. Jenne, e H.L. Crutcher. Estes, e os demais valores usados no processamento do Modelo, para diferentes latitudes e estações, acham-se resumidos nas Tabelas II.3 e II.4.

Finalmente, mediante Análise Harmônica e usando-se dados topográficos médios em torno do círculo de longitude, extraídos de Peixoto, e outros (loc.cit.), concluímos ser de 45° de latitude o comprimento da onda meridional, L_y , o qual permitiria melhor concordância entre os resultados calculados e os dados observados. Apesar disto, visando confirmação teórica, todos os cálculos foram também realizados para os comprimentos de 30° e 60° de latitude. Como será visto adiante, os melhores resultados, de fato, correspondem a 45° .

Tabela II.1 - Valores de R_n , S_n e Topografia Média para 30° Sul

Nº de Onda	RN=		SN=		$(RN^2 + SN^2)^{1/2} \tan^{-1}(RN/SN)$
	$\frac{RN(20^\circ) + RN(25^\circ) + RN(30^\circ)}{3}$		$\frac{SN(20^\circ) + SN(25^\circ) + SN(30^\circ)}{3}$		
	$Kg.m^{-1}.s^{-2}$		$Kg.m^{-1}.s^{-2}$		Graus
1	1736	- 437	1790	104.1	
2	170	- 1112	1125	8.7	
3	958	2333	2522	157.7	
4	1365	3086	3374	156.1	
5	718	1620	1772	23.9	
6	341	247	421	54.1	
7	- 1464	- 1168	1873	51.4	
8	- 1948	- 599	2038	72.9	
9	- 1198	554	1320	114.8	
10	206	98	228	64.6	
11	682	- 1398	1555	154.0	
12	17	- 1748	1748	179.4	
13	- 969	- 620	1150	57.4	
14	- 444	497	666	138.2	
15	1346	1111	1745	50.5	

Tabela II.2 - Valores de R_n , S_n e Topografia Média para 70° Sul

No Onda	$R_n =$	$S_n =$	$(R_n^2 + S_n^2)^{1/2}$ Kg.m.s ⁻²	$\tan^{-1}(R_n/S_n)$ Graus
	$\frac{RN(65^\circ) + RN(70^\circ) + RN(75^\circ)}{3}$ Kg.m.s ⁻²	$\frac{SN(65^\circ) + SN(70^\circ) + SN(75^\circ)}{3}$ Kg.m.s ⁻²		
1	3513	10467	11041	18.5
2	- 4200	250	4207	93.4
3	2907	3781	4769	37.6
4	85	2245	2247	2.2
5	1694	- 180	1704	96.1
6	562	- 1805	1890	162.7
7	874	- 691	1114	128.3
8	421	1252	1340	71.7
9	21	1031	1031	1.2
10	- 507	354	618	124.9
11	376	- 522	643	144.2
12	25	- 550	551	177.4
13	71	- 549	554	172.6
14	- 175	331	374	152.1
15	- 139	115	180	129.6

Tabela II.3 - Valores usados nos cálculos computacionais

J A N E I R O											
30° DE LATITUDE SUL					70° DE LATITUDE SUL						
U_*	U_T	σ_2	f_0	$\cos \varphi_0$	β	U_*	U_T	σ_2	f_0	$\cos \varphi_0$	β
$m.s^{-1}$	$m.s^{-1}$	$m.s.Kg^{-2}$	s^{-1}		$m.s^{-1}$	$m.s^{-1}$	$m.s^{-1}$	$m.s.Kg^{-2}$	s^{-1}		$m.s^{-1}$
10.5	7.5	3.2×10^5	-7.3×10^5	866×10^3	19.8×10^{-12}	3.7	3.7	2.5×10^6	-13.7×10^5	342×10^3	78.3×10^{13}
J U L H O											
30° DE LATITUDE SUL					70° DE LATITUDE SUL						
U_*	U_T	σ_2	f_0	$\cos \varphi_0$	β	U_*	U_T	σ_2	f_0	$\cos \varphi_0$	β
$m.s^{-1}$	$m.s^{-1}$	$m.s.Kg^{-2}$	s^{-1}		$m.s^{-1}$	$m.s^{-1}$	$m.s^{-1}$	$m.s.Kg^{-2}$	s^{-1}		$m.s^{-1}$
24.0	16.0	2.4×10^6	-7.3×10^5	866×10^{-3}	19.8×10^{-12}	..0	5.0	2.3×10^6	-13.7×10^5	342×10^3	78.3×10^{13}

2.4.2 - OBSERVADOS

Usando dados da altura geopotencial média, retirados de "Climate of Upper Air", part 1, Southern Hemisphere, Vol. I, por H. Van Loon e outros (1969), para os níveis de 200, 300, 700 e 850 mb, meses de janeiro e julho, latitude 30° Sul, procedemos às interpolações para os níveis de 250 e 775 mb, cujos resultados serão comparados aos teoricamente calculados para 250 mb e 750 mb no próximo capítulo. Entretanto, em razão da descontinuidade dos dados existentes naquela publicação, para o nível de 850 mb, tanto em janeiro quanto em julho, só nos foi possível interpolar para 250 mb; conseqüentemente, os resultados obtidos teoricamente para 750 mb serão comparados aos observados ao nível de 700 mb. Na Tabela II.5 apresentamos resultados da Análise Harmônica a que submetemos os dados observados, os quais serão analisados no capítulo que segue.

Tabela II.4 - Constantes para as Diferentes Estações e Latitudes

F s ⁻¹	(m ⁻²)			s n.	P ₄ Kg.m ⁻¹ .s ⁻¹	C _p KJ.Kg ⁻¹ .K ⁻¹	R KJ.Kg ⁻¹ .K ⁻¹
	Ly=30°	Ly=45°	Ly=60°				
4x10 ⁻⁶	3.5x10 ⁻¹²	1.6x10 ⁻¹²	0.9x10 ⁻¹²	637:10 ⁴	10 ⁵	1004x10 ⁻³	287x10 ⁻³

Tabela II.5 - Quinze Primeiros Harmônicos da Altura Geopotencial
Observada a 250 e 750 mb

Nº de Onda	J A N E I R O						J U L H O									
	30° DE LATITUDE SUL			70° DE LATITUDE SUL			30° DE LATITUDE SUL			70° DE LATITUDE SUL						
	250 mb(*)		775 mb(*)	250 mb (*)		700 mb	250 mb(*)		775 mb(*)	250 mb(*)		700 mb				
	AMPL.	FASE	AMPL.	FASE	AMPL.	FASE	AMPL.	FASE	AMPL.	FASE	AMPL.	FASE				
1	30.8	331.8	9.6	338.3	41.3	104.3	10.1	259.1	54.4	349.7	31.2	346.9	59.8	78.1	21.6	15.6
2	13.6	227.8	6.2	188.9	13.3	308.8	9.0	192.6	25.9	266.1	9.0	226.3	34.6	168.8	32.3	163.3
3	12.7	256.9	6.2	357.3	4.2	216.4	1.1	134.3	24.1	212.1	7.7	262.2	3.1	206.5	5.8	233.7
4	7.2	252.3	7.8	51.3	3.9	71.5	3.4	83.7	16.7	210.7	6.7	129.7	5.9	237.0	6.9	216.6
5	1.9	267.2	4.3	76.6	2.5	123.6	2.9	208.1	11.4	104.1	4.0	114.3	2.6	264.1	2.6	328.2
6	8.0	324.7	3.6	233.6	1.9	79.3	1.1	76.1	7.9	359.7	5.1	219.2	0.8	351.6	5.0	53.0
7	3.4	133.1	3.4	169.0	0.8	256.6	1.5	292.1	4.4	212.1	3.2	189.8	1.2	55.5	4.7	31.1
8	4.9	101.0	1.6	52.5	0.6	254.5	0.1	93.1	1.8	194.1	1.6	2.8	0.9	55.2	1.8	287.8
9	2.2	233.1	0.8	255.0	0.2	28.7	0.5	249.6	1.1	190.7	1.2	84.9	0.7	189.5	0.3	197.7
10	2.3	187.6	1.3	126.5	0.1	262.3	0.9	205.3	1.1	114.1	2.0	70.6	0.6	330.1	0.4	280.9
11	2.0	47.8	1.4	41.8	0.4	262.2	0.5	175.3	0.3	158.8	1.7	101.8	0.3	11.5	0.4	228.3
12	0.7	339.6	0.6	319.0	0.1	69.0	0.1	134.6	1.3	353.9	0.8	125.2	0.6	107.2	0.2	99.2
13	1.0	133.6	0.4	32.7	0.1	163.7	0.2	182.1	0.3	280.9	0.6	296.9	0.5	217.6	0.1	341.2
14	0.7	60.7	0.6	19.3	0.1	359.9	0.0	356.7	0.5	115.0	1.2	348.1	0.7	287.6	0.2	263.9
15	0.2	220.6	0.4	239.8	0.1	338.2	0.1	239.3	0.2	45.3	1.2	23.5	0.5	8.4	0.1	72.0

(*) Valores Interpolados

CAPÍTULO III

RESULTADOS

Concluída a fase de formulação teórica, bem como a preparação dos dados, submetemos o Modelo em estudo ao respectivo processamento, cujos resultados seguem abaixo:

3.1 - ANÁLISE DO GEOPOTENCIAL, SEGUNDO SUAS COMPONENTES HARMÔNICAS

As tabelas III.1, III.2, III.3, III.4 mostram as variações de amplitude e fase da altura geopotencial para os níveis de 250 e 750 mb, janeiro e julho, onde acham-se incluídos os valores obtidos para comprimentos de onda meridional de 30° , 45° e 60° de latitude.

Para 30° Sul, tanto verão (janeiro), quanto inverno (julho), verificamos predomínio das ondas, em ordem de grandeza, 4, 3 e 5, exceto para comprimento de onda meridional de 60° latitude, inverno, onde a ordem passa a 3, 4 e 5. O maior predomínio da onda 4 pode ser atribuído ao fato de ser esta onda marcadamente dominante na topografia, como mostra a tabela II.1. Estes resultados concordam em geral com observações feitas por Van Loon e outros (1972).

Tabela III.1 - Amplitude e Fase da Altura Geopotencial
 - Calculados - 30° Sul - Janeiro

nº de ONDA	Ly=30° LATITUDE				Ly=45° LATITUDE				Ly=60° LATITUDE			
	250 mb		750 mb		250 mb		750 mb		250 mb		750 mb	
	AMPL. -m.s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m.s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m.s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m.s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m.s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m.s ⁻²	FASE rad.
1	0.8	1.3	2.9	1.3	8.1	1.2	7.9	1.2	33.3	4.8	2.8	1.5
2	0.9	3.2	3.6	3.2	7.9	3.5	8.9	3.5	53.2	5.7	3.3	5.7
3	2.7	5.8	11.6	5.8	19.0	6.1	26.0	6.1	117.1	2.2	36.4	2.2
4	4.1	5.7	19.3	5.7	23.4	6.1	40.1	6.1	87.6	2.8	57.6	2.8
5	2.3	2.9	11.6	2.9	10.5	2.6	22.6	2.6	28.5	2.2	31.4	2.2
6	0.5	2.5	3.0	2.5	2.0	2.2	5.5	2.2	4.5	1.9	7.4	1.9
7	2.2	3.7	13.8	3.7	7.2	3.9	24.3	3.9	14.0	4.2	32.1	4.2
8	2.1	4.0	15.2	4.0	6.2	4.2	25.3	4.2	10.7	4.4	32.7	4.4
9	1.2	4.6	9.6	4.6	3.1	4.8	15.3	4.8	4.9	4.9	19.3	4.9
10	0.2	2.6	1.6	2.6	0.4	2.5	2.4	2.5	0.6	2.4	2.9	2.4
11	1.0	1.1	10.3	1.1	2.2	1.0	15.0	1.0	3.0	0.9	18.0	0.9
12	1.0	0.7	10.9	0.7	1.8	0.6	15.2	0.6	2.5	0.6	17.8	0.6
13	0.5	3.4	6.6	3.4	1.0	3.4	9.0	3.4	1.2	3.5	10.3	3.5
14	0.3	4.7	3.5	4.7	0.4	4.8	4.6	4.8	0.6	4.8	5.2	4.8
15	0.6	3.1	8.6	3.1	0.9	3.1	10.9	3.1	1.1	3.1	12.1	3.1

Tabela III.2 - Amplitude e Fase da Altura Geopotencial
 - Calculados - 30° Sul - Julho

Nº de Onda	Ly=30° LATITUDE				Ly=45° LATITUDE				Ly=60° LATITUDE			
	250 mb		750 mb		250 mb		750 mb		250 mb		750 mb	
	AMPL. -m. ²⁻² _s	FASE rad.	AMPL. -m. ²⁻² _s	FASE rad.	AMPL. -m. ²⁻² _s	FASE rad.	AMPL. -m. ²⁻² _s	FASE rad.	AMPL. -m. ²⁻² _s	FASE rad.	AMPL. -m. ²⁻² _s	FASE rad.
1	0.8	1.7	2.9	1.7	4.4	1.9	6.6	1.9	19.8	1.9	13.8	1.9
2	0.8	0.6	2.9	0.6	3.6	0.7	5.8	0.7	12.9	0.8	10.4	0.8
3	1.9	5.0	7.6	5.0	7.7	4.9	13.9	4.9	21.6	4.8	21.6	4.8
4	2.5	4.8	10.7	4.8	8.7	4.7	18.2	4.7	20.0	4.7	25.3	4.7
5	1.2	5.6	5.5	5.6	3.6	5.5	8.8	5.5	7.2	5.5	11.5	5.5
6	0.3	6.1	1.2	6.1	0.7	6.0	1.9	6.0	1.1	6.0	2.4	6.0
7	1.0	0.3	5.4	0.3	2.3	0.4	7.8	0.4	3.7	0.4	9.4	0.4
8	0.9	3.2	5.5	3.2	2.0	0.0	7.7	0.0	2.9	0.0	9.0	0.0
9	0.5	3.9	3.3	3.9	1.0	3.8	4.5	3.8	1.4	3.8	5.2	3.8
10	0.1	6.1	0.5	6.1	0.1	6.1	0.7	6.1	0.2	6.1	0.8	6.1
11	0.4	1.8	3.4	1.8	0.7	1.8	4.3	1.8	0.9	1.8	4.8	1.8
12	0.4	1.3	3.5	1.3	0.7	1.4	4.4	1.4	0.8	1.4	4.9	1.4
13	0.2	0.3	2.1	0.3	0.3	0.4	2.6	0.4	0.4	0.4	2.9	0.4
14	0.1	4.2	1.1	4.2	0.2	4.2	1.4	4.2	0.2	4.2	1.5	4.2
15	0.2	5.8	2.8	5.8	0.3	5.8	3.4	5.8	0.4	5.8	3.6	5.8

Tabela III.3 - Amplitude e Fase da Altura Geopotencial
 - Calculados - 70° Sul - Janeiro

Nº de Onda.	Ly=30° LATITUDE				Ly=45° LATITUDE				Ly=60° LATITUDE			
	250 mb		750 mb.		250 mb		750 mb		250 mb		750 mb	
	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.
1	293.1	6.2	266.0	6.2	2549.5	5.2	649.1	5.2	3418.6	3.6	60.8	3.6
2	129.3	4.2	145.0	4.2	476.7	3.7	223.3	3.7	1077.8	3.2	249.6	3.2
3	120.7	6.3	178.4	6.3	284.1	6.0	234.3	6.0	437.7	5.8	257.4	5.8
4	42.5	5.6	84.1	5.6	77.5	5.4	102.7	5.4	101.4	5.3	110.3	5.3
5	23.6	2.1	61.8	2.1	36.7	2.3	72.2	2.3	44.2	2.3	76.5	2.3
6	19.2	0.9	65.4	0.9	27.2	1.0	74.3	1.0	31.0	1.1	77.9	1.1
7	3.4	1.5	36.4	1.5	11.0	1.6	40.5	1.6	12.2	1.6	42.1	1.6
8	6.5	6.1	35.1	6.1	8.1	6.1	38.4	6.1	8.8	6.0	39.7	6.0
9	4.5	5.8	29.9	5.8	5.4	5.7	32.3	5.7	5.8	5.7	33.2	5.7
10	2.1	4.8	16.9	4.8	2.4	4.8	18.0	4.8	2.6	4.8	18.4	4.8
11	1.7	1.1	16.5	1.1	2.0	1.1	17.5	1.1	2.0	1.1	17.9	1.1
12	1.2	0.5	13.3	0.5	1.3	0.5	14.0	0.5	1.4	0.5	14.3	0.5
13	1.0	0.5	12.7	0.5	1.0	0.5	13.2	0.5	1.1	0.6	13.4	0.6
14	0.5	5.4	8.1	5.4	0.6	5.4	8.4	5.4	0.6	5.4	8.5	5.4
15	0.2	5.0	3.7	5.0	0.2	5.0	3.8	5.0	0.2	5.0	3.9	5.0

Tabela III.4 - Amplitude e Fase da Altura Geopotencial
 - Calculados - 70° Sul - Julho

Nº de Onda	Ly=30° LATITUDE				Ly=45° LATITUDE				Ly=60° LATITUDE			
	250 mb		750 mb		250 mb		750 mb		250 mb		750 mb	
	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.	AMPL. -m. ² .s ⁻²	FASE rad.
1	78.2	5.8	88.6	5.8	314.4	5.5	166.4	5.5	1065.5	5.5	330.4	5.3
2	29.6	3.7	39.4	3.7	76.9	3.5	55.9	3.5	140.8	3.4	71.5	3.4
3	26.0	5.8	43.1	5.8	51.1	5.7	54.0	5.7	72.4	5.6	60.7	5.6
4	8.8	5.1	18.8	5.1	14.5	5.1	22.1	5.1	18.2	5.0	23.2	5.0
5	4.7	2.7	12.9	2.7	6.9	2.7	14.7	2.7	8.1	2.7	15.4	2.7
6	3.7	1.5	13.0	1.5	5.0	1.5	14.4	1.5	5.7	1.6	14.9	1.6
7	1.5	2.1	6.9	2.1	2.0	2.1	7.5	2.1	2.2	2.2	7.7	2.2
8	1.2	5.4	6.3	5.4	1.4	5.4	6.8	5.4	1.5	5.4	7.0	5.4
9	0.8	5.1	5.1	5.1	0.9	5.1	5.4	5.1	1.0	5.1	5.6	5.1
10	0.4	4.1	2.7	4.1	0.4	4.1	2.9	4.1	0.4	4.1	3.0	4.1
11	0.3	1.9	2.6	1.9	0.3	1.9	2.7	1.9	0.3	1.9	2.7	1.9
12	0.2	1.3	2.0	1.3	0.2	1.3	2.1	1.3	0.2	1.3	2.1	1.3
13	0.2	1.4	1.8	1.4	0.2	1.4	1.9	1.4	0.2	1.4	1.9	1.4
14	0.1	4.5	1.1	4.5	0.0	4.5	1.2	4.5	0.0	4.5	1.2	4.5
15	0.0	4.1	0.5	4.1	0.0	4.1	0.5	4.1	0.0	4.1	0.5	4.1

Quanto a 70° Sul, nota-se um predomínio bem acentuado do primeiro harmônico, para as duas estações e diferentes comprimentos de onda meridional. Desta feita, tais resultados concordam inteiramente com o predomínio da onda 1 da topografia, como pode ser visto na figura II.2. Também aqui os resultados teóricos concordam muito bem com conclusões de Van Loon e outros (loc.cit.).

Voltando agora nossa atenção para os dados observados, podemos verificar, na tabela II.5, um nítido predomínio dos dois primeiros harmônicos, tanto para 30° quanto para 70° Sul, em ambas as estações. Neste caso, para 70° Sul, registra-se uma boa concordância com a teoria. Entretanto, o mesmo não se verifica para 30° Sul. Neste caso, embora tenhamos predomínio marcante da onda 4 na topografia, os resultados observados não exibem tal predomínio, mas sim da onda 1; daí concluímos que, nesta latitude, outros fatores, como fontes e sumidouros de calor e efeitos não-lineares, assumem papel predominante.

No que tange a fase, notamos que não há diferença entre os valores para as perturbações a 250 e 750 mb, quer seja para 30° , quer para 70° Sul, ambas as estações, exceção apenas para 30° Sul, janeiro, comprimento de onda meridional de 60° de latitude. A igualdade de fase entre as perturbações nos dois níveis significa que o eixo do cavado (ou da crista) não

se inclina com a altura, o que importa dizer tais ondas esta
cionárias forçadas pela topografia não transportam Calor Sensí
vel na direção meridional. Isto concorda bem como resultados an
teriormente obtidos por outros pesquisadores, como Saltzman
(1965), Derome e Wiin-Nielsen (1971) e outros.

3.2 - ANÁLISE DO GEOPOTENCIAL CALCULADO E OBSERVADO SOMATÓRIO DOS QUINZE PRIMEIROS HARMÔNICOS

As figuras III.1 a III.8 mostram comparações en
tre resultados teóricos e observações. Na porção anterior de ca
da figura mostramos o perfil observado em linha cheia e o resul
tado teórico para $L_y = 45^0$ de latitude, comprimento de onda es
te que corresponde ao predominante da topografia, como anterior
mente mencionado. Verifica-se também que os resultados para es
te comprimento de onda concordam melhor os observados.

De um modo geral, observa-se, nos resultados teó
ricos, tanto a 30^0 quanto a 70^0 Sul, igualmente nos níveis de
250 e 750 mb, o destaque de cristas sobre os continentes e uma
tendência bem pronunciada para a formação de cavados na parte
oriental dos continentes. Este resultado concorda com conclu
sões tiradas por Charney e Eliassen (1949) e Derome e Wiin-
Nielsen (1972) e outros. Na análise dos perfis convém observar
atentamente a diferença de escalas para os diferentes perfis.

1) Resultados para 30° Sul

As figuras III.1, III.2, III.3, III.4 mostram, nas observações, uma alta sobre a América do Sul, em janeiro e julho, e África, em janeiro, e um cavado na parte dos referidos continentes. Tais fatos são igualmente destacados nos resultados teóricos. Entretanto, em outras longitudes, não se pode definir tão claramente formações sistemáticas de cristas e cavados, tanto para resultados teóricos quanto para observações. Outro fato destacável é a presença de uma alta sobre a América do Sul, seguida de um cavado, os quais concordam bem com as observações, permitindo concluir tratar-se, de fato, da predominância das grandes elevações andinas, as quais, nesta latitude, chegam a ultrapassar 6000 metros de altitude. É importante mencionar, que, naquelas longitudes, a concordância, apesar de boa na forma, é diferente na escala. Esta diferença pode ser devido a outros efeitos, tais como aquecimento diabático, os quais não foram incluídos no presente trabalho.

2) Resultados para 70° Sul

A análise das figuras III.5, III.6, III.7, III.8 permite as seguintes conclusões:

Há melhor concordância entre os resultados teóri

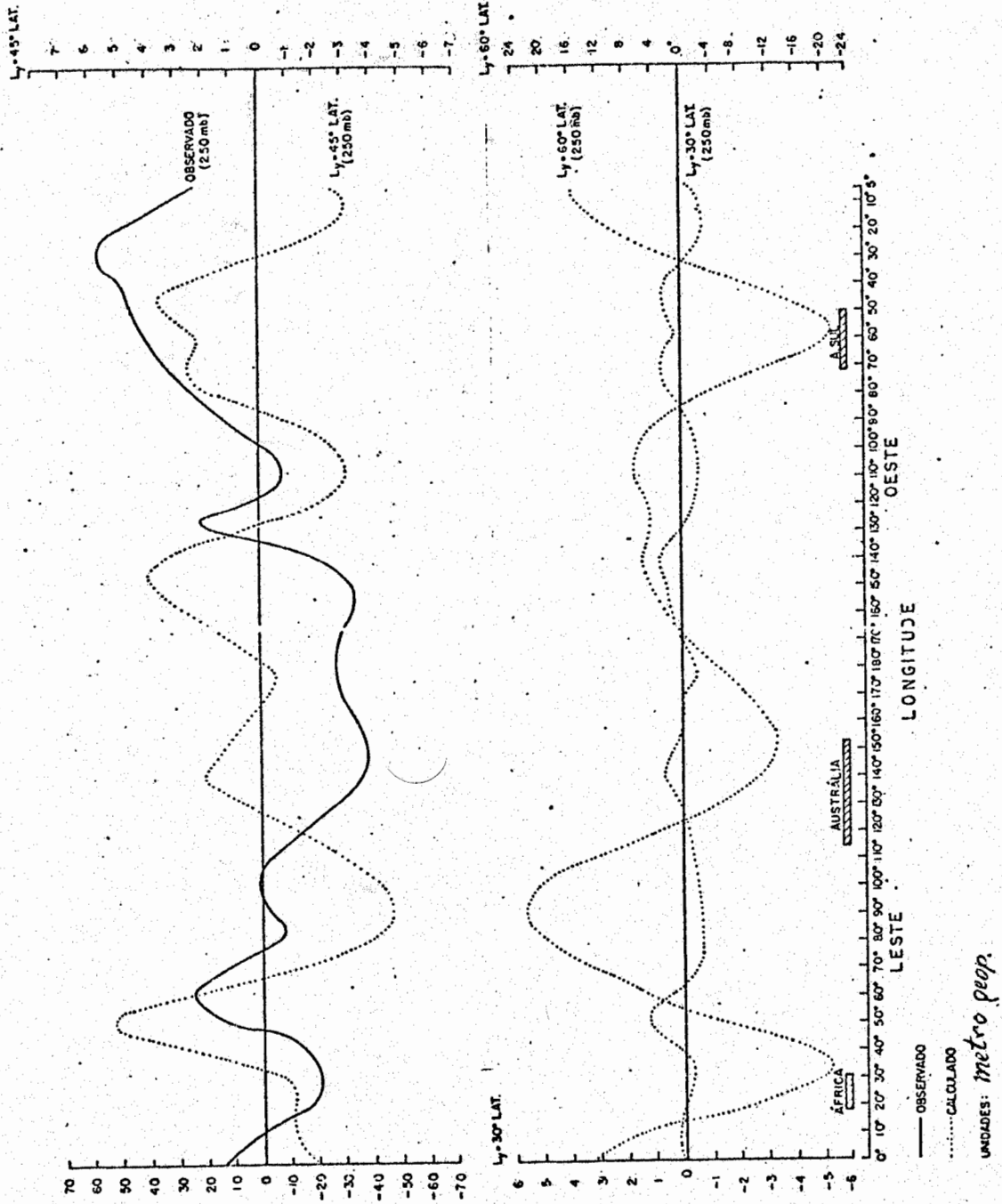


Fig. III.1 - Nível de 250 mb - Janeiro - 30° Sul

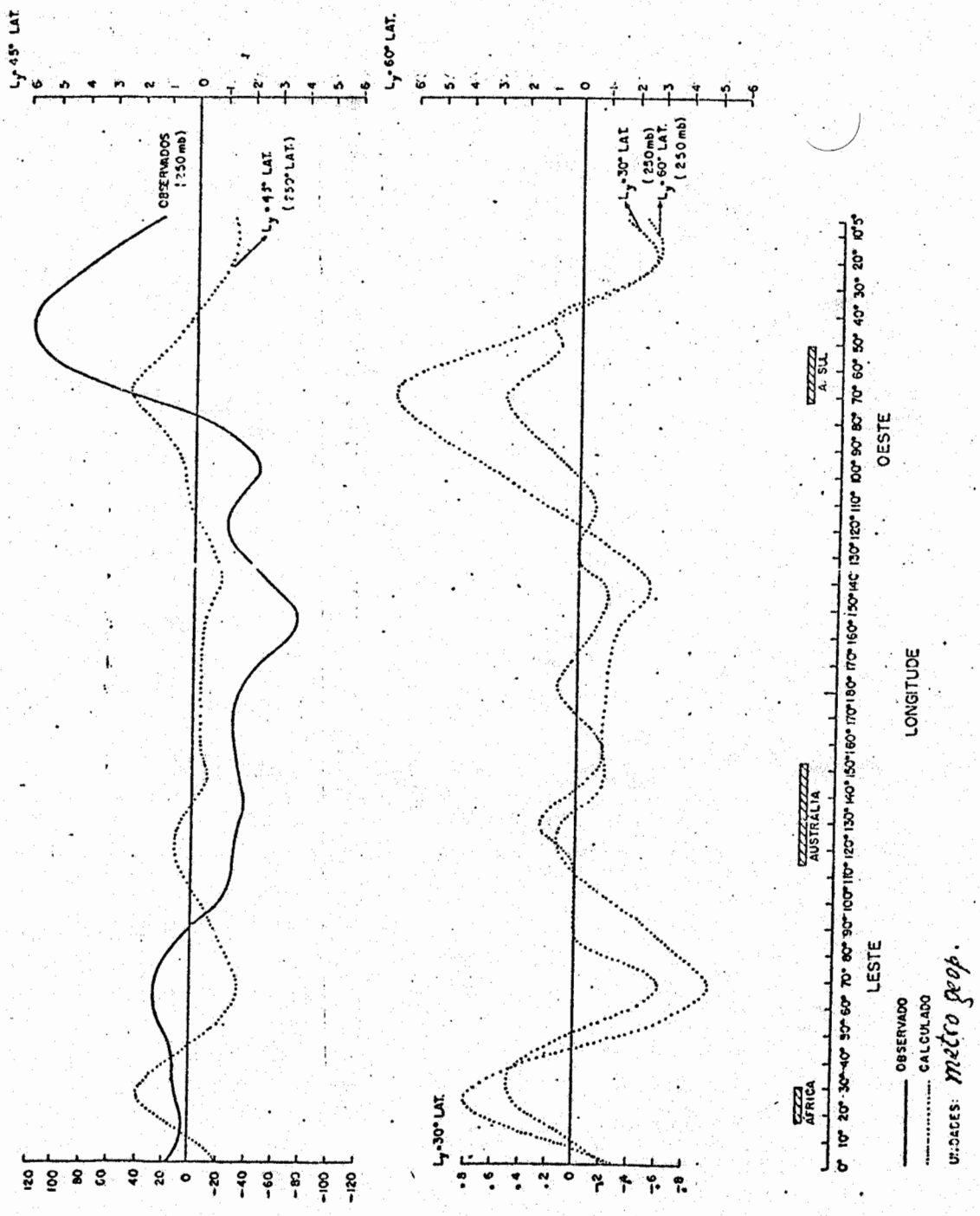


Fig. III.2 - Nível de 250 mb - Julho - 30° Sul

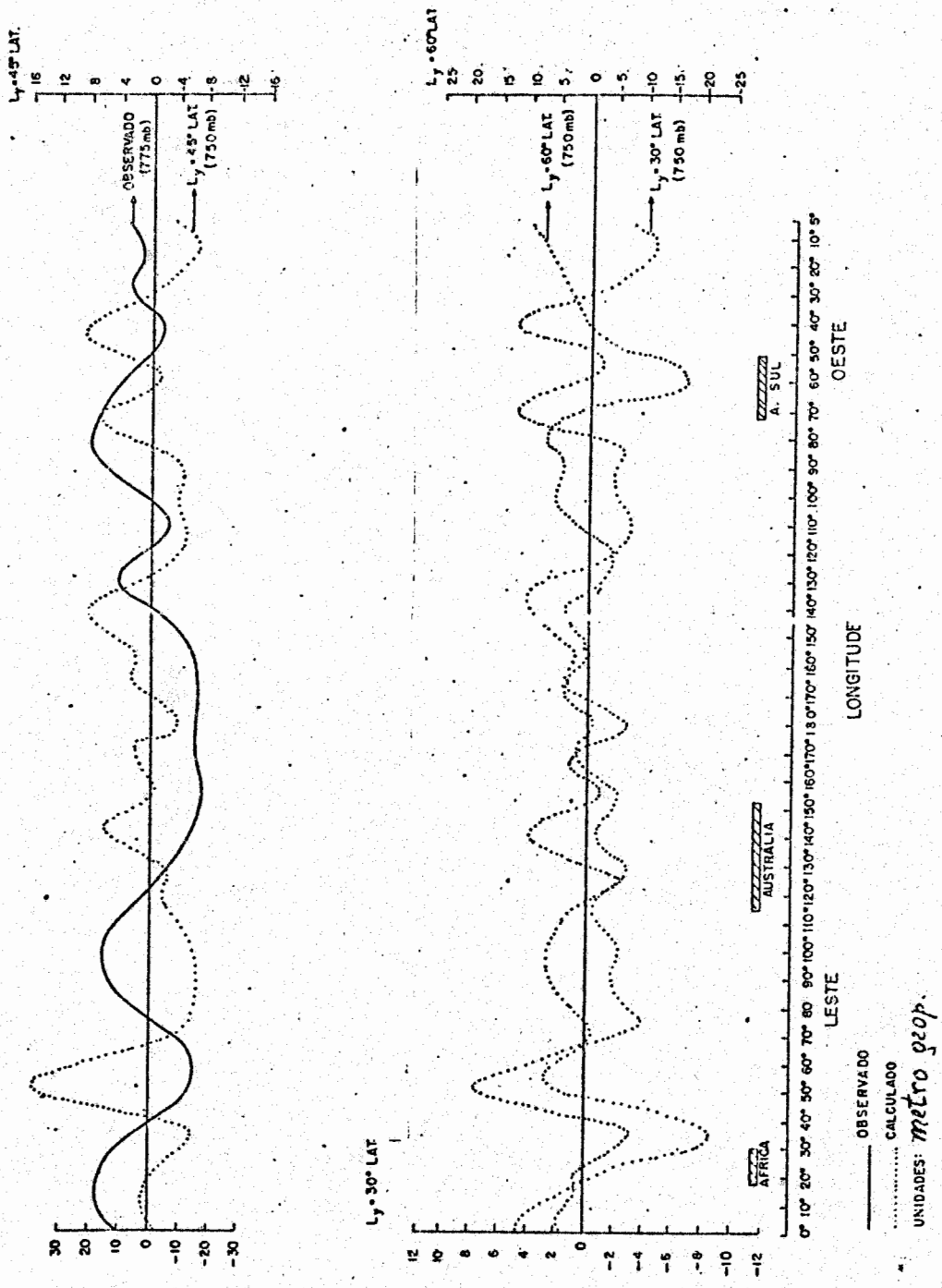


Fig. III.3 - Nível de 750 mb - Janeiro - 30° Sul

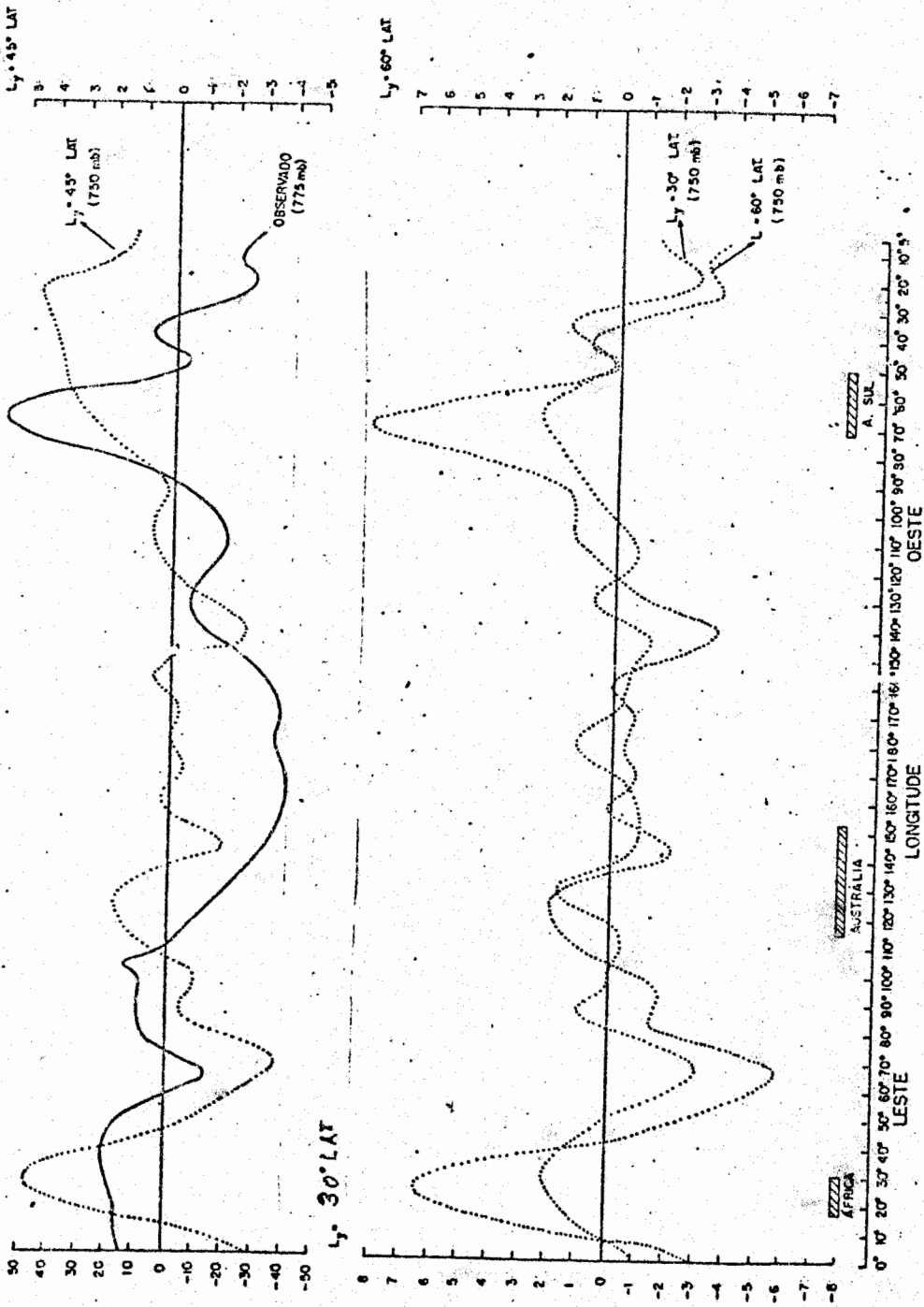


Fig. III.4 - Nível de 750 mb - Julho - 30° Sul

cos por nós alcançados e aqueles obtidos por outros, no que tangue ao aparecimento de uma baixa a leste do continente e uma alta sobre o mesmo. Nos perfis observados de 250 mb podemos verificar a existência de uma defasagem da alta e baixa que se situam em torno de 160° Leste e 90° Oeste, respectivamente, no verão, e, 90° Leste e 170° Oeste, no inverno. Isto significa a presença destacável do efeito de aquecimento. Para o nível de 750 mb, podemos ver a existência de ondas curtas no perfil do verão (janeiro), o que não se nota no inverno. Evidentemente, tal fato não nos é permitido explicar com o uso do Modelo adotado.

Contudo, a concordância na forma, entre valores calculados e observados para 250 mb, verão, é boa. Para outros níveis e estações, verificamos existir divergência grande. Isto significa, mais uma vez, o predomínio de outros efeitos.

3.3 - CICLO DE ENERGIA DE PERTURBAÇÕES ESTACIONÁRIAS FORÇADAS POR TOPOGRAFIA

Usando as equações II.1 e II.2, podemos derivar as equações da energia das perturbações estacionárias na forma que segue:

$$0 = [\bar{K}, K'] + [P', K'] + [P_g, K'] + [K', F]$$

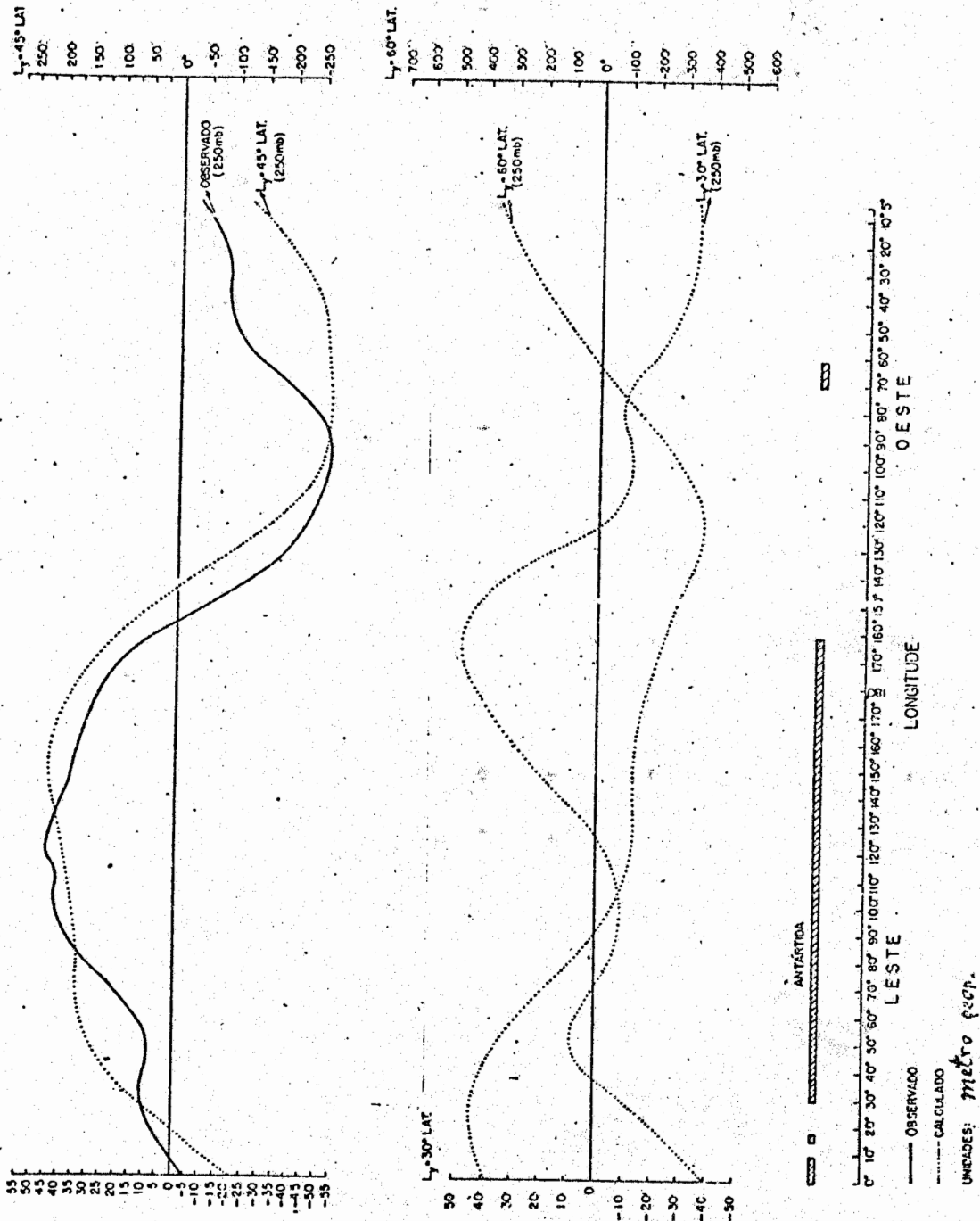


Fig. III.5 - Nível de 250 mb - Janeiro - 70° Sul

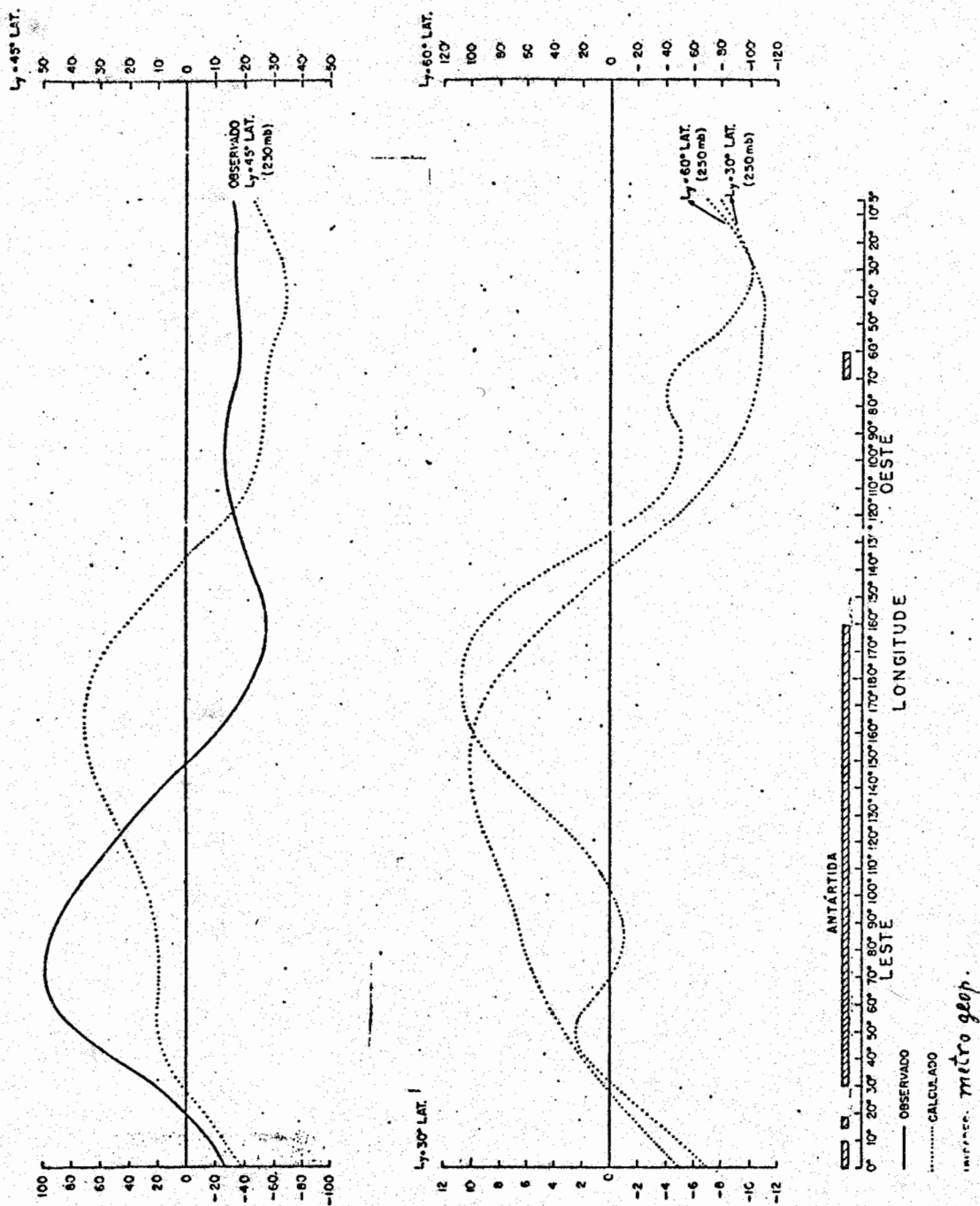


Fig. III.6 - Nível de 250 mb - Julho - 70° Sul

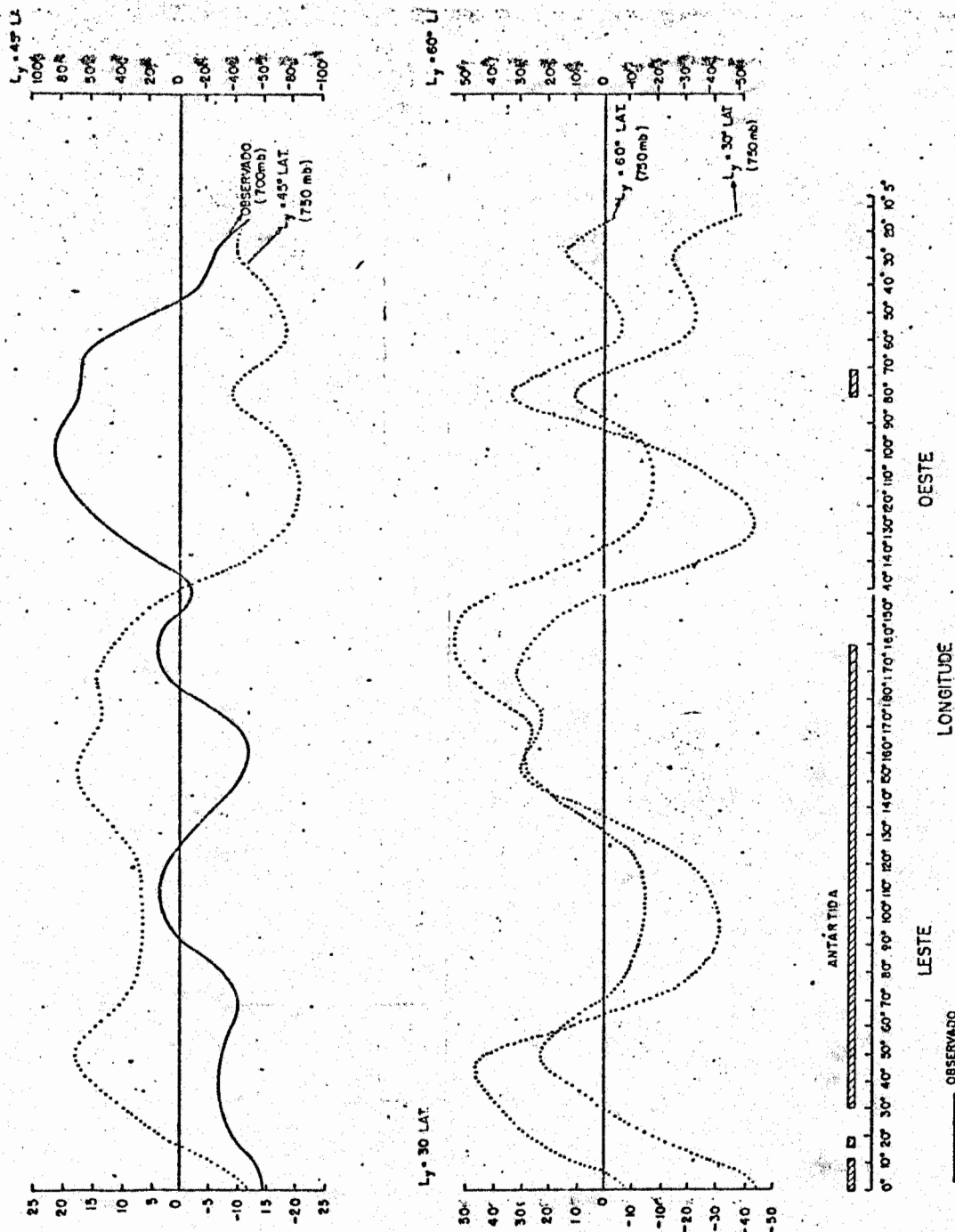
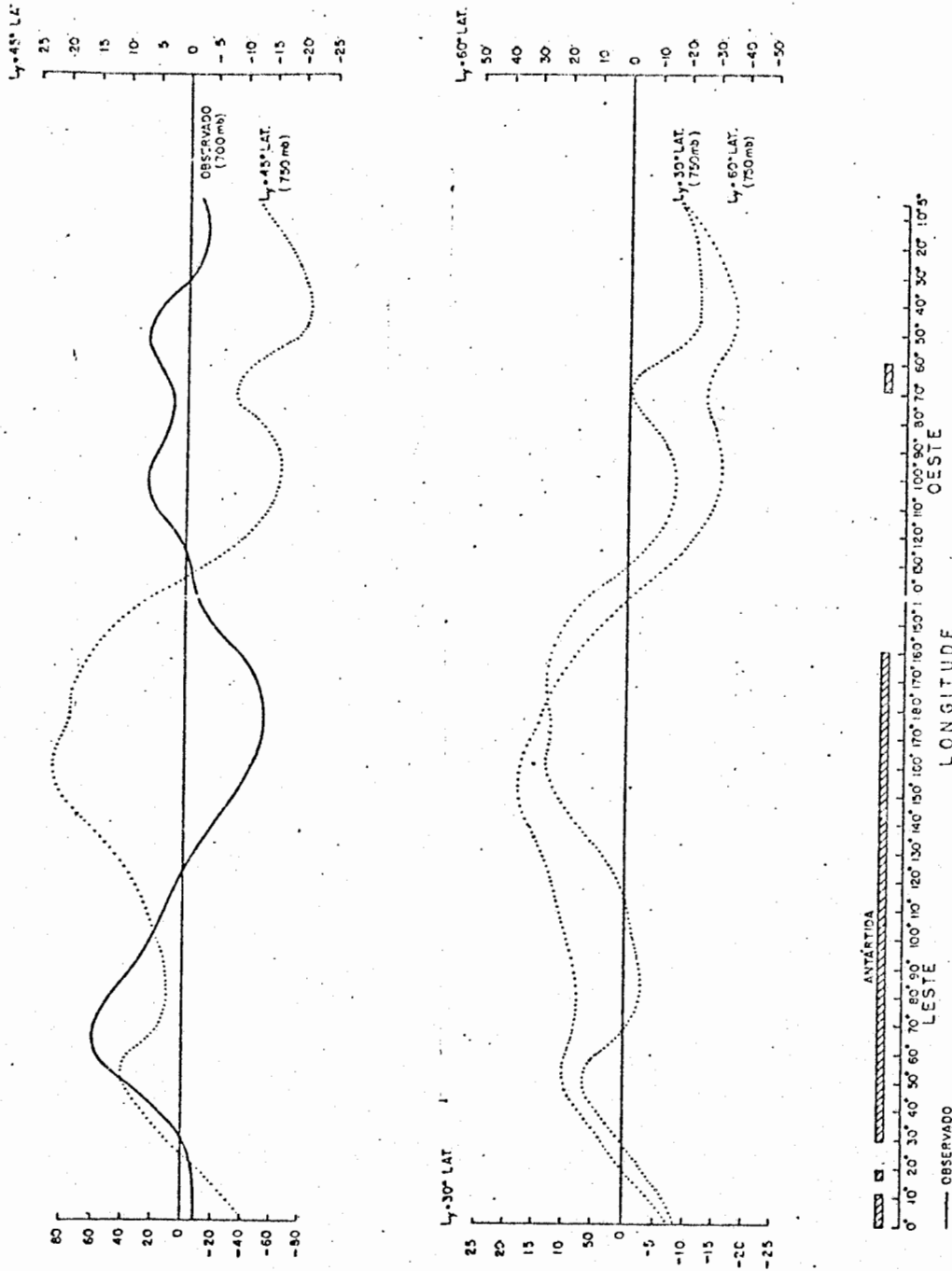


Fig. III.7 - Nível de 750 mb - Janeiro - 70° Sul

UNIDADES: metros geop.



UNIDADES: metro *prop.*

Fig. III.8 - Nível de 750 mb - Julho - 70° Sul

$$0 = [\bar{P}, P'] - [P', K']$$

onde

$$[\bar{K}, K'] = - \frac{1}{g} \int \int \left(\frac{\partial U}{\partial y} v' u' \right) dp dx$$

$$[P', K'] = \frac{1}{g} \int \int (\omega' \alpha') dp dx$$

$$[\bar{P}_g, K'] = - \frac{1}{g} \int \left(U \bar{P}_g \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) dx$$

$$[K', F] = \frac{1}{g} \int \left(\phi \frac{P_4 F}{2f_0} \nabla^2 \zeta_4 \right) dx$$

$$[\bar{P}, P'] = \frac{f_0}{g} \int \int \left(\frac{1}{\sigma} v \frac{\partial \phi}{\partial P} \frac{\partial U}{\partial P} \right) dp dx$$

Fisicamente, o termo $[\bar{K}, K']$ significa interação entre a energia cinética da perturbação e a energia cinética do estado básico. Entretanto, no presente estudo assumimos a variação linear da corrente zonal básica na direção de "y", consequentemente, este termo é sempre negativo, indicando com isto um estado barotropicamente estável.

$[P', K']$ por sua vez significa a conversão de

energia potencial disponível da perturbação para energia cinética da mesma, e pode ocorrer nos dois sentidos.

$[\bar{P}_g, K']$ foi interpretado por Murakami (1967) e expressa a geração de energia cinética devido aos efeitos orográficos.

O termo $[K', F]$ significa perda de energia cinética por dissipação friccional.

Finalmente, $[\bar{P}, P']$ identifica interações entre a energia potencial disponível do estado básico e a energia potencial disponível da perturbação, devido ao transporte de Calor Sensível. Mas vimos anteriormente que Ondas Estacionárias forçadas por topografia não transportam Calor Sensível, consequentemente, este termo é igual a zero.

A figura III.10 abaixo representa o Ciclo de Energia de Perturbações Estacionárias forçadas por topografia.

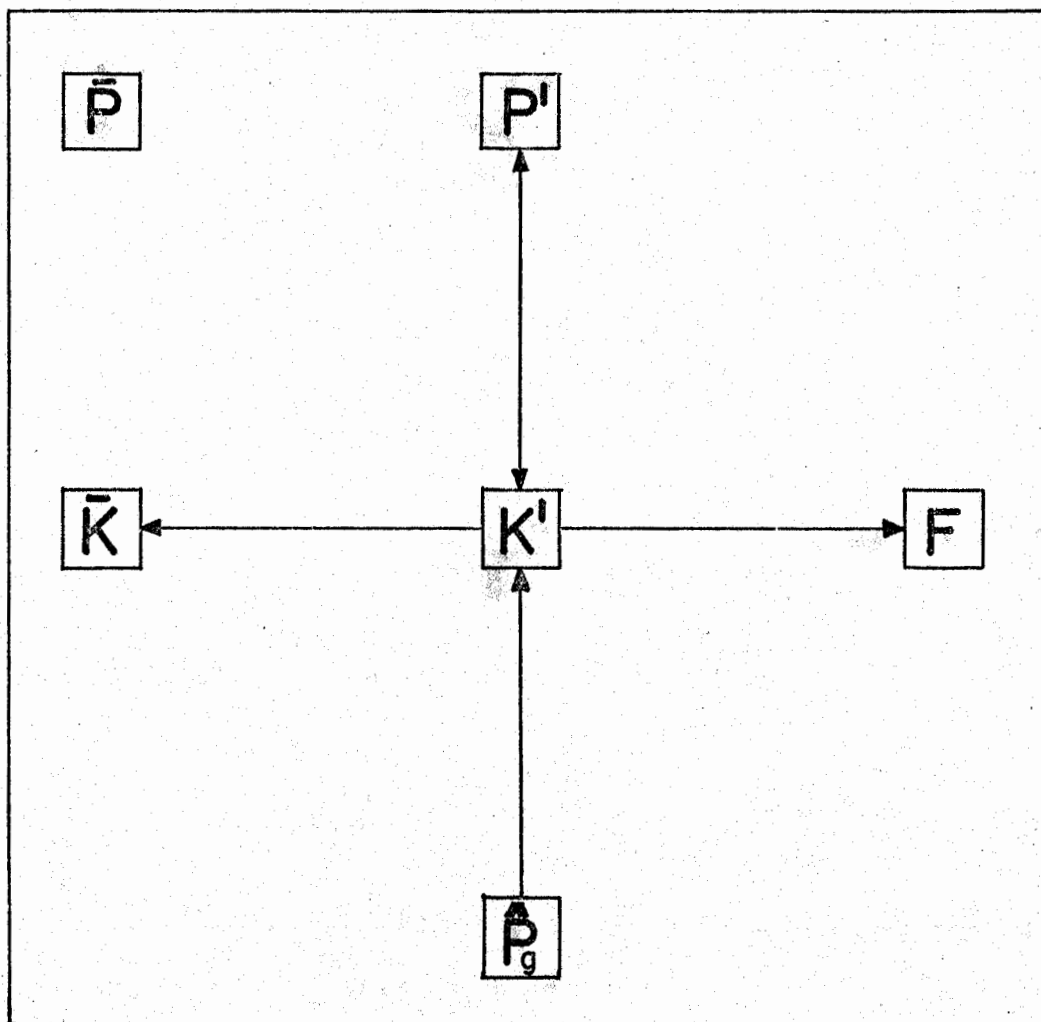


Fig. III.9 - Ciclo de Energia

CAPÍTULO IV

CONCLUSÕES

No capítulo II formulamos o problema das perturbações sobre ondas estacionárias forçadas pela topografia. Para isto, foi utilizado o Modelo Quase-Geostrófico a Dois Níveis em Estado Permanente. O Modelo foi testado, utilizando-se de dados de Derome e Wiin-Nielsen (1972) e obteve-se excelente concordância com os resultados por eles alcançados.

Aplicou-se o referido Modelo para as condições a 30° e 70° sul, verão (janeiro) e inverno (julho), valendo-se de dados topográficos calculados por Peixoto, José P., Saltzman, Barry e Teweles, Sidney (1964).

Os dados observados por Van Loon, H.; Taljaard, J.J.; Jenne, R.L.; Crutcher, H.L. (1971) foram preparados de forma conveniente para o presente Modelo.

Os resultados alcançados mediante aplicação do Modelo foram comparados aos resultados teóricos anteriormente obtidos por Charney e Eliassen (1949) e outros, os quais mostraram a formação de cristas sobre os continentes e tendência bem pronunciada para a formação de cavados na porção oriental dos

mesmos, em ambas as estações e latitudes. Tais resultados mostraram boa concordância com os obtidos por aqueles pesquisadores acima citados.

Através do somatório das primeiras quinze harmônicas da altura geopotencial dos níveis de 250 e 750 mb, obteve-se perfis para os referidos níveis, os quais foram comparados aos perfis observados, para 30° e 70° sul.

Para 30° sul, verificou-se a formação de cristas bem pronunciadas sobre os continentes Africano e Sul-Americano, mormente sobre o último, permitindo concluir tratar-se, de fato, da influência das elevações andinas. Para outras longitudes, entretanto, a discordância entre resultados teóricos e observados poderia ser justificada pela atuação destacável de efeitos como aquecimento diabático, os quais não foram incluídos no presente estudo.

Para 70° sul, apesar de boa concordância na forma, pode-se verificar também a presença de outros efeitos, tais como aquecimento diabático e interações não-lineares.

Em suma, poderia ser mencionado que os efeitos de aquecimento e não-lineares parecem ser importantes para explicar completamente a variância dos perfis observados. Basean

do-se em estudos feitos por Obasi (1963), como mencionado na introdução, e nas conclusões aqui tiradas, parece-nos que os efeititos não-lineares por perturbações transitórias sobre ondas estacionárias desempenham importante papel no Hemisfério Sul.



AGRADECIMENTOS

Aos Drs. Fernando de Mendonça e Luiz Gylvan Meira Filho, pelo apoio.

Ao Dr. V.B. Rao, pela Orientação.

E a todos meus colegas de curso, que tanto auxiliaram-me em minhas dificuldades iniciais.



BIBLIOGRAFIA

BERKOFISKY, L.; BERTONI, E.A. - "Mean Topographic Charts for the Entire Earth", *Bulletin of the American Meteorological Society*, 36 (7): 350-354, 1955.

BROWN, J.A., JR. - "A Diagnostic Study of the Tropospheric Diabatic Heating and the Generation of Available Potential Energy", *Tellus*, 10 (3): 371-388, 1967.

BURGER, A.P. - "Scale Consideration of Planetary Motions of the Atmosphere", *Tellus*, 16 (2): 195-205, 1958.

CHARNEY, J.G.; ELIASSEN, A. - "A Numerical Method for Predicting the Perturbations in Middle-Latitude Westerlies", *Tellus*, 1 (2): 38-54; 1949.

DEROME, J.; WIIN-NIELSEN, A. - "The Response of a Middle-Latitude Model Atmosphere to Forcing by Topography and Stationary Heat Sources", *Monthly Weather Review*, 99 (7): 564-576, 1971.

DÖÖS, B.R. - "The Influence of Exchange of Sensible Heat With the Earth's Surface on the Planetary Flow", *Tellus*, 14 (2): 133-147, 1962.

- GAMBO, K. - "The Scale of Atmospheric Motions and Effect of Topography on Numerical Weather Prediction in the Lower Atmosphere", *Journal of Met. Soc Japan*, 8 (1): 1-24, 1957.
- LORENZ, E.N. - "Energy and Numerical Weather Prediction", *Tellus*, 12 (4): 364-373, 1960.
- MANABE, S.; BRYAN, K. - "Climate Calculations With a Combined Ocean-Atmosphere Model", *Journal of Atmospheric Sciences*, 26 (4). 786-789, 1969.
- MINTZ, Y. - "Very Long-Term Global Integration of the Primitive Equations of Atmospheric Motions", *World Meteorological Organization Technical Note*, 66: 141-167, 1965.
- MURAKAMI, T. - "Vertical Transfer of Energy due to Stationary Disturbances Induced by Topography and Diabatic Heat Sources and Sinks", *Journal of Met. Soc. Japan*, 45 (3): 205-231, 1967.
- OBASI, G.O.P. - "Poleward Flux of Atmospheric Angular Momentum in the Southern Hemisphere", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20: 516-528, 1963.
- PEIXOTO, J.P.; SALTZMAN B.; TEWELES S. - "Harmonic Analysis of

the Topography along Parallels of the Earth", *Journal of Geophysical Research*, 69 (8): 1501-1505, 1964.

PHILLIPS, N.A. - "The General Circulation of the Atmosphere: A Numerical Experiment", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 82 (352): 124-164, 1956.

PHILLIPS, N.A. - "Energy Transformations and Meridional Circulations Associated With Simple Baroclinic Waves in a Two-Level, Quasi-Geostrophic Model", *Tellus*, 6 (4): 273-186, 1954.

RAO, V.B.; CALHEIROS R.V. - "A Note on Some Characteristics of the Flow Pattern in January and July over Sub-Tropics of South American Continent", São José dos Campos, INPE, Maio 1972 (INPE-207/RI-008).

REYNOLDS, O. - "On the Dynamical Theory of Incompressible Viscous Fluids and the Determination Criterion", *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 136A: 123-164, 1894.

SCHUTZ, C.; GATES W.L. - "Global Climatic Data for Surface, 800 mb, 400 mb, July", Santa Mônica, Rand Corporation, 1972 (R-1029-ARPA).

SMAGORINSKY, J.; MANABE S.; HOLLOWAY, J.L., JR. - "Numerical Results From a Nine-Level General Circulation Model of the Atmosphere", *Monthly Weather Review*, 93 (12): 727-768, 1965.

TALJAARD, J.J.; LOON, H.V.; CRUTCHER, H.L.; JENNE, R.L. - "Temperatures, Dew Point, and Heights at Selected Pressure Levels". In: _____ - *Climate of the Upper Air*. National Weather Records Center, 1969, Vol. 1, P.1.

TALJAARD, J.J.; LOON, H.V.; CRUTCHER, H.L.; JENNE, R.L. - "Zonal Geostrophic Winds". In: _____ - *Climate of Upper Air*. National Weather Records Center, 1971, Vol. II.

NASA - U.S. Standard Atmosphere, Washington, 1962.

VAN LOON, H.; JENNE, R.L.; LABITZKE, K. - "Zonal Harmonic Standing Waves", *Journal of Geophysical Research, Oceans and Atmosphere*, 78 (21): 4463-4471, 1973.

VAN LOON, H.; JENNE, R.L.; ROY L. - "The Zonal Harmonic Standing Waves in the Southern Hemisphere", *Journal of Geophysical Research, Oceans and Atmosphere*, 77 (6): 992-1003, 1972.

WIIN-NIELSEN, A. - "On the Distribution of Temperature Relative

to Height in Stationary Planetary Waves", *Tellus*, 13 (2):
127-139, 1961.