



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

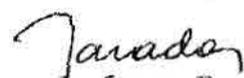
INPE -3333-TDL/182

**Variações interanuais da circulação geral de inverno no hemisfério Norte e da oscilação sul (Meridional) e suas possíveis conexões com o clima do nordeste Brasileiro.**

José Ivaldo Barbosa de Brito

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada por Vadlamudi B. Rao, aprovada em 18 de abril de 1984.

INPE  
São José dos Campos  
1984

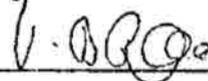
1. Publicação nº INPE-3333-TDL/182	2. Versão	3. Data Nov., 1984	5. Distribuição <input type="checkbox"/> Interna <input checked="" type="checkbox"/> Externa <input type="checkbox"/> Restrita
4. Origem DRH-DME	Programa FRH/MET		
6. Palavras chaves - selecionadas pelo(s) autor(es) TELECONEXÕES OSCILAÇÃO SUL/EL NIÑO NORDESTE SECA			
7. C.D.U.: 551.578.1(812/814)			
8. Título INPE-3333-TDL/182 VARIACÕES INTERANUAIS DA CIRCULAÇÃO GERAL DE INVERNO NO HEMISFÉRIO NORTE E DA OSCILAÇÃO SUL (MERIDIONAL) E SUAS POSSÍVEIS CONEXÕES COM O CLIMA DO NORDESTE BRASILEIRO		10. Páginas: 101	
9. Autoria José Ivaldo Barbosa de Brito		11. Última página: D.2	
		12. Revisada por  Vadlamudi B. Rao	
Assinatura responsável  José Ivaldo Barbosa de Brito		13. Autorizada por  Nelson de Jesus Parada Diretor Geral	
14. Resumo/Notas No presente trabalho foi feito um estudo da variabilidade interanual da circulação geral, durante o período de inverno no Hemisfério Norte (HN) e suas possíveis conexões com a variabilidade interanual de precipitação no Nordeste Brasileiro (NEB). Para isto usaram-se dados de altura geopotencial ao nível de 700mb, de 19 invernos (1964/82) no HN. A partir destes dados verificou-se a variação interanual de algumas grandezas tais como, energia cinética e transporte de momentum, vento zonal médio, amplitude e fase das ondas 1, 2 e 3, e variância do geopotencial. Não foi observada uma variação sistemática interanual destas grandezas. A conexão HN/NEB foi verificada através de cálculos de coeficientes de correlação lineares entre a altura geopotencial, acima referida, e a precipitação no NEB. Foram encontradas correlações, com níveis de significância de 99% e 95%, entre a precipitação no NEB e altura geopotencial de algumas regiões do HN, tais como a Sibéria, a região do Ártico e a costa sul da Europa. Foram feitos os cálculos dos coeficientes de correlação entre o índice de Oscilação Sul ou Oscilação Meridional (Southern Oscillation (OS)) no verão do Hemisfério Sul (HS) e a precipitação no trimestre chuvoso no NEB, a partir do que foi observado que existem correlações significativas para uma defasagem de dois meses, com o índice de OS precedente. A precipitação no NEB durante a seca do ano de 1983 é analisada. Verifica-se que esta é a pior seca dos últimos vinte anos.			
15. Observações Dissertação de Mestrado em Meteorologia, aprovada em 18 de abril de 1984.			

Aprovada pela Banca Examinadora  
em cumprimento a requisito exigido  
para a obtenção do Título de Mestre  
em Meteorologia

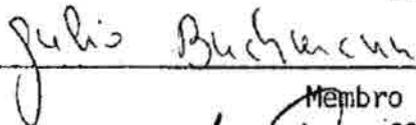
Dr. Antonio Divino Moura

  
\_\_\_\_\_  
Presidente

Dr. V. B. Rao

  
\_\_\_\_\_  
Orientador

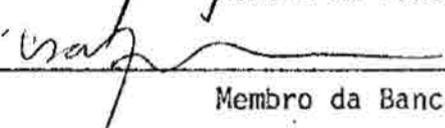
Dr. Júlio Buchman

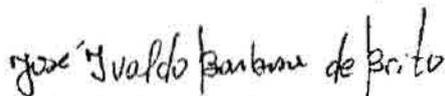
  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca  
-convidado-

Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca

Dr. Prakki Satyamurti

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca

  
Candidato: José Ivaldo Barbosa de Brito

São José dos Campos, 18 de abril de 1984

Às minhas irmãs,  
Cristina e Adja, e aos meus irmãos,  
Paulo e Ulisses, por terem me dado  
todo incentivo,

o meu reconhecimento.

Ao meu pai

Ulisses que, enquanto viveu, fez tantos sacrifícios  
para dar o melhor aos seus filhos, a expressão de minha eterna gra-  
tidão (in memoriam).

À minha mãe,

Inez, que nunca mediu esforços  
para dar a melhor educação aos  
seus filhos,

dedico-lhe.



## AGRADECIMENTOS

Ao Dr. V.B. Rao pela tão paciente, eficiente e valiosa orientação, sem a qual este trabalho não teria sido realizado.

Ao Sr. José Paulo Bonatti e as Srtas. Mariângela Amendola e Mary Toshie Kagano pelo apoio e eficiente revisão dos originais.

Aos colegas do Departamento de Meteorologia do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) pelo estímulo, compreensão e incentivo durante as fases mais árduas deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pela concessão de Bolsa de Estudos, e ao Instituto de Pesquisas Espaciais pelas facilidades.

A Célia Regina Rosa e a Maria Cristina dos Santos pela eficiente datilografia deste trabalho.

E a todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para a elaboração deste trabalho.



### ABSTRACT

Interannual variations of the winter circulation in the Northern Hemisphere (NH) and their possible connections with the interannual variation of the precipitation in Northeast (NE) Brazil are studied. The data set used for the NH circulation are the winter grid point geopotential height of the 700mb for the period 1964-82 (19 years). These grid point data are subjected to harmonic analysis yielding amplitudes and phases of zonal harmonics. Using the amplitudes and phases of different harmonics, dynamical quantities such as kinetic energy and momentum transport are calculated. Examination of these quantities did not show any systematic interannual variation, although some interesting connections between them are detected. The connection between NH circulation and NE Brazil rainfall is examined calculating correlation coefficients between rainfall and grid point data of geopotential height field. Significant correlations are found in the region of Siberia, Arctic and Southern Europe. Correlation coefficients are calculated between the Southern Oscillation index during the summer of Southern Hemisphere (SH) and the rainfall during the rainy season in NE Brazil. The highest significant correlation is found with SO index preceding rainfall by about two months. The rainfall distribution in NE Brazil during the 1983 drought year is analyzed. It is found that this is the worst drought that occurred during the last twenty years.



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS .....	<i>xi</i>
LISTA DE SÍMBOLOS.....	<i>xiii</i>
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u> .....	1
1.1 - Generalidades .....	1
1.2 - Nordeste Brasileiro .....	6
1.3 - Objetivos .....	11
<u>CAPÍTULO 2 - DADOS E METODOLOGIA</u> .....	13
2.1 - Dados .....	13
2.2 - Análise de Fourier .....	13
2.3 - Estatística .....	16
<u>CAPÍTULO 3 - VARIABILIDADE INTERANUAL DA CIRCULAÇÃO GERAL DE INVERNO NO HEMISFÉRIO NORTE (HN)</u> .....	17
3.1 - Ondas no Geopotencial .....	20
3.2 - Fluxo Horizontal de Momentum .....	28
3.3 - Campo do vento geostrófico zonal médio .....	32
3.4 - Energia cinética total e da perturbação .....	33
3.5 - Escala do movimento .....	34
<u>CAPÍTULO 4 - VARIABILIDADE CLIMÁTICA NO NORDESTE BRASILEIRO</u> .....	37
4.1 - Análise da precipitação no NEB .....	37
4.2 - Correlação linear entre a precipitação no Nordeste Brasileiro e a altura geopotencial em 700mb no Hemisfério Norte .....	41
4.3 - Possíveis influências da Oscilação Meridional no clima do Nordeste Brasileiro .....	53
4.4 - A Seca de 1983 .....	56
<u>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES</u> .....	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	63
APÊNDICE A - MÉDIA E DESVIO DE UMA GRANDEZA $f$	
APÊNDICE B - ANÁLISE HARMÔNICA	
APÊNDICE C - FLUXO HORIZONTAL DE MOMENTUM E ENERGIA CINÉTICA	

APÊNDICE D - LOCALIDADES DAS ESTAÇÕES DO NORDESTE BRASILEIRO USA  
DAS NESTE TRABALHO

DADOS BIOGRÁFICOS DO AUTOR

## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Correlação anual entre a pressão em Porto Darwin e as pressões das estações no Pacífico Sul .....	4
1.2 - Precipitação anual média no período de 1931-1960 para o Nordeste Brasileiro .....	7
1.3 - Correlação entre a precipitação sazonal em Quixeramobim e a altura geopotencial de 700mb, na região de Terra Nova-Groenlândia, para o inverno (a) e primavera (b) .....	9
3.1 - Altura geopotencial (decâmetros) ao nível de 700mb no Hemisfério Norte .....	18
3.2 - Seção latitudinal-anual da amplitude das ondas 1, 2 e 3 da altura geopotencial para o Hemisfério Norte em 700mb .....	24
3.3 - Seção latitudinal-anual da fase das ondas 1, 2 e 3 da altura geopotencial para o Hemisfério Norte em 700mb .....	26
3.4 - Seção latitudinal-anual da variância total da altura geopotencial para o Hemisfério Norte em 700mb .....	28
3.5 - Seção latitudinal-anual do transporte de momentum feito pelas ondas 1, 2, 3 e pelos dez primeiros harmônicos para o Hemisfério Norte em 700mb .....	30
3.6 - Seção latitudinal-anual do campo do vento geostrófico zonal médio para o Hemisfério Norte em 700mb .....	32
3.7 - Seção latitudinal-anual da energia cinética total e a energia cinética da perturbação para o Hemisfério Norte em 700mb .....	34
3.8 - Seção latitudinal-anual da escala do movimento para o Hemisfério Norte em 700mb .....	36
4.1 - Desvio normalizado da precipitação do trimestre mais chuvoso e aquele dos meses de março abril e maio de vinte estações do Nordeste Brasileiro .....	39
4.2 - Distribuição espacial das vinte estações do Nordeste Brasileiro .....	40
4.3 - Coeficientes de correlação entre a altura geopotencial de 700mb do inverno do Hemisfério Norte e a precipitação do mês de março do Nordeste Brasileiro .....	43
4.4 - Coeficiente de correlação entre a altura geopotencial de 700mb dos meses de inverno no Hemisfério Norte e a precipitação dos meses do trimestre mais chuvoso no Nordeste Brasileiro .....	48
4.5 - Variação interanual da altura geopotencial, ao nível de 700mb, de alguns pontos do Hemisfério Norte .....	49

4.6 - Desvio da normal da altura geopotencial ao nível de 700mb, para o Hemisfério Norte, do mês de janeiro dos anos de 1973, 1979, 1974 e 1967 .....	51
4.7 - Variação interanual do Índice de Oscilação Sul (Meridional) para janeiro e fevereiro .....	55
4.8 - Total de precipitação do trimestre mais chuvoso no Nordeste Brasileiro para o ano de 1983 e o seu desvio em percentagem, com base nos boletins do Instituto Nacional de Meteorologia (1983) .....	57

## LISTA DE SÍMBOLOS

- $a_k^f$  - Coeficiente dos termos cos-seno da expansão da grandeza  $f$  em série de Fourier.
- $A_k^f$  - Amplitude da grandeza  $f$  da onda  $k$ .
- $b_k^f$  - Coeficiente dos termos seno da expansão da grandeza  $f$  em série de Fourier.
- $D_i^j$  - Desvio normalizado da precipitação da estação  $i$  do ano  $j$ .
- $D^j$  - Desvio normalizado da precipitação do trimestre mais chuvoso no Nordeste Brasileiro do ano  $j$ .
- $DP_i$  - Desvio padrão da estação  $i$  do trimestre mais chuvoso no Nordeste Brasileiro.
- $E$  - Raio da Terra ( $6,371 \times 10^6\text{m}$ ).
- $f$  - Uma grandeza qualquer.
- fev. - Fevereiro.
- $f_c$  - Parâmetro de coriolis ( $\text{seg}^{-1}$ ).
- $F$  - Dobro da velocidade angular da Terra ( $\text{seg}^{-1}$ ).
- $g$  - Aceleração da gravidade ( $\text{m}\cdot\text{seg}^{-2}$ ).
- HN - Hemisfério Norte.
- HS - Hemisfério Sul.
- jan. - Janeiro.
- $k$  - Número de onda.
- $K_m$  - Energia cinética meridional.
- $K_t$  - Energia cinética total.
- $K_z$  - Energia cinética zonal.
- $m$  - Inteiro positivo menor do que  $k$ .
- $M$  - Quantidade de estações.

- n - Metade do número de dados (no máximo).
- mar. - Março.
- N - Número de dados ao longo de uma latitude (36).
- NE - Nordeste.
- NEB - Nordeste Brasileiro.
- NO - Noroeste.
- OS - Oscilação Sul (Oscilação Meridional).
- $P_i^j$  - Total de precipitação do trimestre mais chuvoso no NEB do ano j, da estação i.
- $\bar{P}_i$  - Precipitação média do trimestre mais chuvoso no NEB da estação i.
- r - Coeficiente de correlação linear entre duas variáveis.
- SE - Sudeste.
- SO - Sudoeste.
- $SV_Z$  - Escala do movimento (número de onda).
- TSM - Temperatura da Superfície do Mar.
- u - Componente zonal do vento geostrofico ( $m \text{ seg}^{-1}$ ).
- v - Componente meridional do vento geostrofico ( $m \text{ seg}^{-1}$ ).
- x - Direção zonal.
- X - Uma variável qualquer.
- y - Direção meridional.
- Y - Uma variável qualquer.
- Z - Altura geopotencial (m).
- ZCIT - Zona de Convergência Intertropical.
- $\pi$  - Arcos (-1).
- $\lambda$  - Longitude.
- $\lambda_A^f$  - Longitude das cristas da grandeza f.

- $\lambda_B^f$  - Longitude dos cavados da grandeza  $f$ .  
 $\lambda_K^f$  - Fase da onda  $k$  da grandeza  $f$ .  
 $\phi$  - Latitude.  
 $\Phi$  - Geopotencial.  
 $\tau$  - Transporte de momentum relativo de oeste.  
 $\sigma$  - Desvio normalizado da precipitação de vinte estações, no Nordeste Brasileiro.  
 $\Omega$  - Velocidade angular da Terra ( $\text{seg}^{-1}$ ).  
 $( )_0$  - Média zonal de uma grandeza.  
 $( )'$  - Desvio da média zonal de uma grandeza.  
 $\overline{( )}$  - Média temporal de uma grandeza.  
 $( )^*$  - Desvio da média temporal de uma grandeza.



## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

#### 1.1 - GENERALIDADES

Um dos principais motivos que levaram o ser humano a estudar o clima foram as suas grandes flutuações interanuais. Nota-se, desde os lavradores até os mais famosos cientistas do clima, que há uma certa preocupação em saber como será o clima no próximo inverno ou no próximo verão. Também é comum as pessoas compararem o clima atual com o passado e até fazerem previsões para o clima futuro. Então, as variações interanuais do clima são muito importantes, tanto do ponto de vista humano quanto meteorológico. Por outro lado, os primeiros estudos científicos que envolvem variações interanuais de clima começaram a surgir no fim do século passado. Recentemente, Trenberth (1979, 1980, 1981) publicou uma série de artigos, nos quais ele estudou as variações interanuais do escoamento ao nível de 500mb no Hemisfério Sul (HS). No entanto, Trenberth (1981) sugeriu que tal tipo de estudo deveria ser feito também para outros níveis de pressão, tanto para o Hemisfério Sul quanto para o Hemisfério Norte (HN). Outras pesquisas recentes sobre as variações interanuais do clima foram feitas por Stoeckinius (1981) que estudou as variações interanuais da precipitação nos trópicos, e Reiter (1978) que fez um breve estudo da variabilidade interanual do sistema oceano-atmosfera.

Nos estudos das variações interanuais do clima, vários pesquisadores têm usado diferentes metodologias para descrever as características da circulação atmosférica e, frequentemente, alguns métodos levam a uma série de campos meteorológicos de difíceis interpretações (Trenberth, 1981). No presente trabalho as variações interanuais do escoamento, ao nível de 700mb no Hemisfério Norte (HN), foram analisadas usando expansões em série de Fourier. Idêntica metodologia foi usada por Trenberth (1979, 1980, 1981) nos seus estudos, conforme citado acima. Outros pesquisadores que usaram esta metodologia foram Gambo

e Kudo (1983), quando fizeram uma pesquisa sobre as teleconexões tridimensionais no campo da altura geopotencial de assimetria zonal, durante o inverno no HN. Maiores detalhes sobre a metodologia podem ser vistos no Capítulo 2 e nos Apêndices A, B e C.

O trabalho pioneiro que dá uma explicação física para as variações interanuais do clima é o de Bjerknes (1966). Bjerknes observou que uma forte anomalia positiva de temperatura da superfície do mar (TSM), ao longo do equador, no Oceano Pacífico Central Oriental, tinha uma acentuada influência na circulação geral nas latitudes médias do HN. Ele observou que uma anomalia negativa de pressão da baixa do golfo do Alaska estava correlacionada com uma anomalia positiva de TSM na costa do Equador/Peru, e os enfraquecimentos da baixa da Groenlândia e da alta da Sibéria estavam conectados com uma anomalia negativa de pressão da baixa do golfo do Alaska. Esta anomalia positiva de TSM na costa do Equador/Peru é conhecida com o nome de "El Niño".

"El Niño" é um fenômeno oceanográfico que compreende o aparecimento de águas quentes ao longo da costa do Equador/Peru. É assim chamado devido ao seu usual aparecimento justamente no Natal, ou seja, no mês de dezembro (Rasmusson and Carpenter, 1981). Em anos excepcionais as águas quentes espalham-se por toda costa do Peru, onde normalmente predomina a ressurgência de águas frias. Em tais situações decresce a atividade biológica e os peixes morrem, acarretando grandes prejuízos econômicos as indústrias locais (Cowles and Barber, 1977).

Prosseguindo em seus estudos, Bjerknes (1969) observou que as anomalias positivas de TSM no Pacífico Equatorial, Central e Oriental são decorrentes do enfraquecimento dos ventos alísios no HS, o que causa um enfraquecimento na ressurgência de águas frias no Pacífico Equatorial. O enfraquecimento dos ventos alísios do HS está ligado fortemente a um fenômeno meteorológico chamado *Oscilação Meridional* (OS).

Os primeiros estudos sobre a OS foram feitos por Hildbrandsson em 1897 (Rasmusson and Carpenter, 1981). Porém, uma melhor explicação física sobre a OS surgiu na década de 1920 com a famosa série de artigos publicados por Walker (1923, 1924 e 1928, segundo Walker, 1928) e um estudo mais profundo foi feito por Walker e Bliss (1932, segundo Troup, 1965). A característica essencial no modelo proposto por Walker e Bliss foi cuidadosamente estudada por Troup (1965), que usou uma série de dados mais recentes.

Geralmente a OS é definida como uma troca de ar entre os Hemisférios Oriental e Ocidental, principalmente nas latitudes tropicais e subtropicais. Seus centros de ação, principalmente o centro de baixa pressão da Indonésia e o centro de alta pressão do Oceano Pacífico Sul, variam vagarosamente com as estações do ano. Estes centros são conectados por uma circulação leste-oeste, a qual foi originalmente chamada Circulação de Walker por Bjerknes (1969). Quando a pressão ao nível do mar é mais alta sobre o Pacífico Sul, ela tende a ser mais baixa sobre a Indonésia e vice-versa. Centros secundários aparecem sobre o Brasil e o oceano Atlântico Tropical (Trenberth, 1976). A OS não é regular no tempo. Isto levou Berlage (1966) a concluir que a OS não é periódica, mas é, certamente, oscilatória.

Estudos mais recentes (Bjerknes, 1969; Krueger and Winston, 1974) têm considerado a OS separadamente para cada estação do ano através de vários parâmetros. Para a OS definida desta maneira, não existe nenhuma medida contínua da sua variação temporal (Trenberth, 1976). A intensidade e fase da OS são medidas por Índices: Berlage (1966) usou a pressão ao nível do mar em Djakarta, enquanto Quinn e Burt (1970) usaram a pressão ao nível do mar em Porto Darwin como Índices. Ambas as estações estão próximas do centro de ação da Oscilação Meridional na Indonésia, o que tem a vantagem de proporcionar um Índice contínuo e homogêneo. Por outro lado, estes Índices não representam apenas as variações que são parte da OS, mas também as variações locais e transientes (Trenberth, 1976). Quinn e Burt (1972) acharam que a diferença entre a pressão ao nível do mar de Porto Darwin e da Ilha

de Páscoa seriam de mais uso, porque utilizam informações de ambos os centros de ação. Berlage (1966) considerou Djakarta e a Ilha da Páscoa como as mais representativas de cada centro de ação. Trenberth (1976) usou a pressão ao nível do mar das estações de Tahiti, Porto Darwin, Apia e Ilha de Páscoa, e calculou os coeficientes de correlação entre elas, o que permitem observar que existe uma correlação negativa entre Porto Darwin e as demais (Figura 1.1).

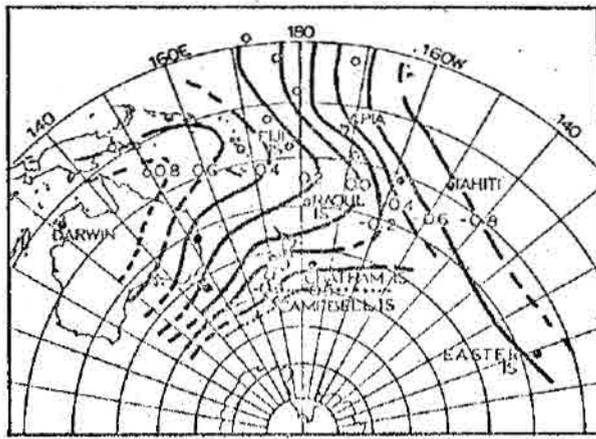


Fig. 1.1 - Correlação anual entre a pressão em Porto Darwin e as pressões nas estações no Pacífico Sul.

Pequenos círculos sólidos indicam estações onde 30 anos de dados foram usados (1944-1973). Pequenos círculos abertos indicam registros incompletos de dados. Isolinhas tracejadas indicam menor confiabilidade.

FONTE: Trenberth (1976), p. 641.

Através da análise espectral, Trenberth (1976) mostrou que a maior variância da OS está entre dois a dez anos de periodicidade. Usando cálculos espectrais cruzados, encontrou que, para o intervalo de dois a dez anos e principalmente para o intervalo de três a seis anos, existe uma coerente periodicidade de larga escala e uma relação fora de fase entre as estações do sul do oceano Pacífico e do Porto Darwin.

Uma outra conclusão de Trenberth (1976) foi que a OS não é confinada nas latitudes tropicais e subtropicais, mas é também claramente observada em sistemas de latitudes médias.

Recentemente, van Loon e Madden (1981) investigaram uma correlação global entre a OS e a pressão ao nível do mar e a temperatura do ar na superfície no inverno do Hemisfério Norte. Concluíram que a OS tem uma forte influência na circulação global na superfície de dezembro a fevereiro.

A OS é um fenômeno que está conectado com as variações em parâmetros climatológicos de regiões do globo separadas por grandes distâncias. Estas conexões são chamadas teleconexões.

As teleconexões são de grande importância nos estudos de variações interanuais de clima. As pesquisas mais recentes têm mostrado a importância dos estudos sobre teleconexões nos Hemisférios Norte e Sul ou em todo o globo. A seguir são descritas algumas definições subjetivas de teleconexões usadas por vários pesquisadores.

Wallace e Gutzler (1981) estudaram as teleconexões no campo de altura geopotencial durante o inverno no Hemisfério Norte. Definiram teleconexões como a correlação entre flutuações temporais de parâmetros meteorológicos em pontos distantes sobre a Terra, e concluíram que as teleconexões são importantes, pois têm consideráveis influências no comportamento transiente das ondas planetárias. Eles mostraram evidências observacionais da existência de tais correlações, principalmente em flutuações com escala de tempo de mais de uma semana.

As definições subjetivas de teleconexões encontradas na literatura são difíceis de sintetizar, devido à falta de concordância universal sobre o critério e procedimento para definir as relações de estruturas horizontais. Alguns pesquisadores usam séries temporais da pressão ao nível do mar, em alguma estação particular, como base para correlacionar dados atmosféricos; outros usam séries temporais de dife

rença de pressão ao nível do mar, selecionando pares de estações; outros usam séries que consistem em combinações lineares da pressão ao nível do mar em três ou mais estações; outros usam séries temporais de parâmetros, tais como temperatura ou altura geopotencial nos níveis superiores, ou combinações de diferentes parâmetros. Além disto, têm-se usado vários intervalos para o cálculo da média temporal, os quais variam entre poucos dias até uma estação do ano.

A dificuldade na comparação das diferentes definições de teleconexão e dos resultados obtidos pelos diversos autores é muito grande devido as várias maneiras de escolha das variáveis, às estações meteorológicas, aos dados base e às análises aproximadas destes dados, bem como aos diferentes modelos de teleconexão propostos pelos diferentes autores.

Neste trabalho o uso da teleconexão será empregado para verificar as possíveis influências da circulação geral sobre o clima no Nordeste Brasileiro (NEB), pois esta é a região do Brasil que apresenta a mais alta variabilidade interanual do clima.

## 1.2 - O NORDESTE BRASILEIRO

O Nordeste Brasileiro compreende uma área de aproximadamente 1,5 milhões de quilômetros quadrados e uma população de aproximadamente 35 milhões de habitantes, tendo como pontos extremos: ao norte  $1^{\circ}01'S$ ; ao sul  $18^{\circ}20'S$ ; a leste  $34^{\circ}45'W$  e a oeste  $48^{\circ}50'W$  (Figura 1.2). A distribuição espacial da precipitação no NEB, assim como a temporal, também é altamente variável, como é mostrado na Figura 1.2, retirada de Strang (1972). Esta alta variabilidade implica grandes impactos econômicos, desde que a sobrevivência de boa parte da população esteja ligada à atividade agropecuária que, por sua vez, depende da precipitação local.

Estas características da distribuição de precipitação do NEB já foram discutidas por vários pesquisadores, entre eles Kousky

(1979) que correlacionou a precipitação no NEB com as penetrações de frentes frias oriundas do sul do continente; Hastenrath e Heller (1977) e Moura e Shukla (1981) que explicaram a variabilidade climática no NEB relacionada com a TSM; Namias (1972), Buchmann (1981), Sugahara (1983) que investigaram possíveis conexões da variabilidade climática do NEB com vários parâmetros meteorológicos de outras regiões do globo, ou seja, procuraram explicar as causas das secas no NEB associadas com fenômenos meteorológicos distantes da região afetada. A seguir discutir-se-ão alguns dos trabalhos acima citados.

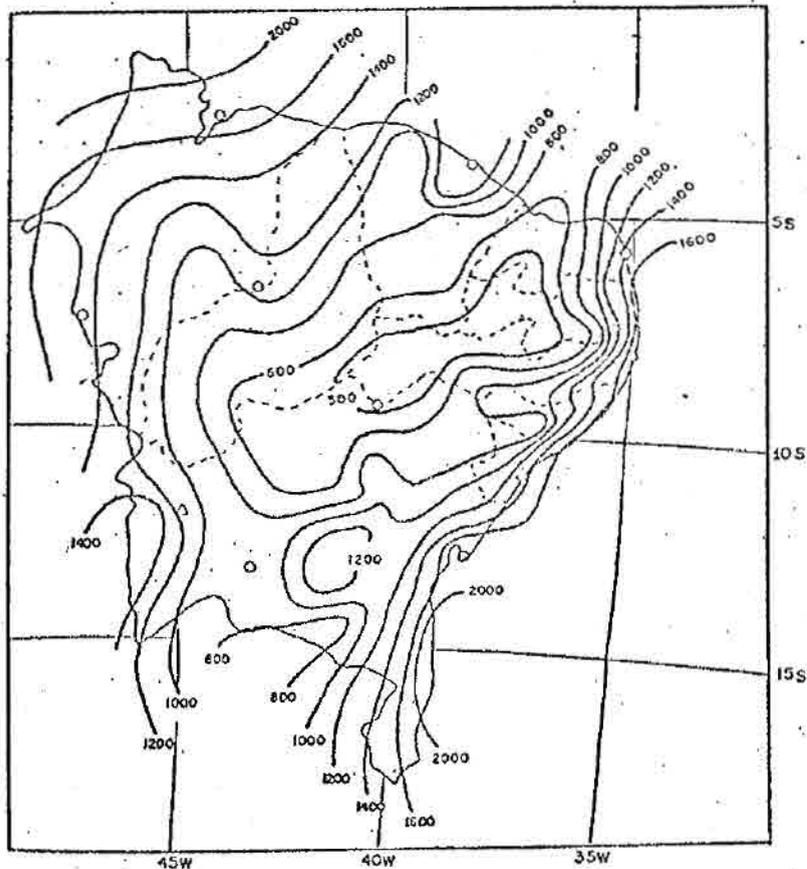


Fig. 1.2 - Precipitação anual média no período de 1931-1960 para o Nordeste Brasileiro.

Isoietas numeradas em milímetros.

FONTE: Strang (1972), p. 6.

Namias (1972) mostrou evidência de que a alta variabilidade interanual da precipitação no NEB depende da atividade ciclônica subpolar ou de uma situação de intenso bloqueio nas áreas da Terra Nova-Groenlândia, durante o inverno e primavera do HN. Observou ainda que os períodos de secas no NEB estão ligados às configurações da circulação geral sobre HN, ou seja, os períodos de secas no NEB estão associados com atividade ciclônica e os períodos chuvosos estão associados com situação de intenso bloqueio na região da Terra Nova-Groenlândia. Namias encontrou correlações significativas entre a precipitação de Quixeramobim (março, abril e maio) e a altura geopotencial de 700mb para o inverno (dezembro, janeiro e fevereiro) e a primavera (março, abril e maio) na região da Terra Nova-Groenlândia. (Figura 1.3a e b).

Hastenrath e Heller (1977) fizeram um estudo das características da circulação de larga escala e suas relações com períodos secos e chuvosos no NEB. Eles sugeriram que a estação chuvosa do NEB está relacionada com a migração estacional, para o sul, do eixo de confluência dos alísios na baixa troposfera do Oceano Atlântico Tropical. Eles encontraram que a precipitação do NEB tem uma fraca correlação negativa com a temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico Equatorial Sul, e uma significativa correlação negativa com a TSM ao longo da costa do Peru/Equador. Com estas correlações tentaram encontrar uma possível relação entre o *El Niño* e o regime de precipitação no NEB. Porém, concluíram que os períodos secos e chuvosos no NEB parecem ser associados mais fortemente com os eventos do Oceano Atlântico Tropical do que com a parte nordeste do Oceano Pacífico Tropical Sul.

Moura e Shukla (1981) mostraram uma associação entre as secas no NEB e a ocorrência simultânea de anomalias quentes da TSM ao norte do equador e de anomalias frias ao sul do equador. Eles mostraram que um possível mecanismo das secas do NEB está associado com a intensificação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ao norte do equador, que ocorre em associação com anomalias quentes de TSM e com o aparecimento de movimentos descendentes sobre o NEB e oceanos adjacentes. Este mecanismo está conjugado com uma anomalia fria de TSM, o que reduz a convecção úmida e, conseqüentemente, a precipitação. A ocorrên

cia simultânea de anomalias quentes e frias de TSM, respectivamente ao norte e ao sul do equador, reforça este mecanismo.

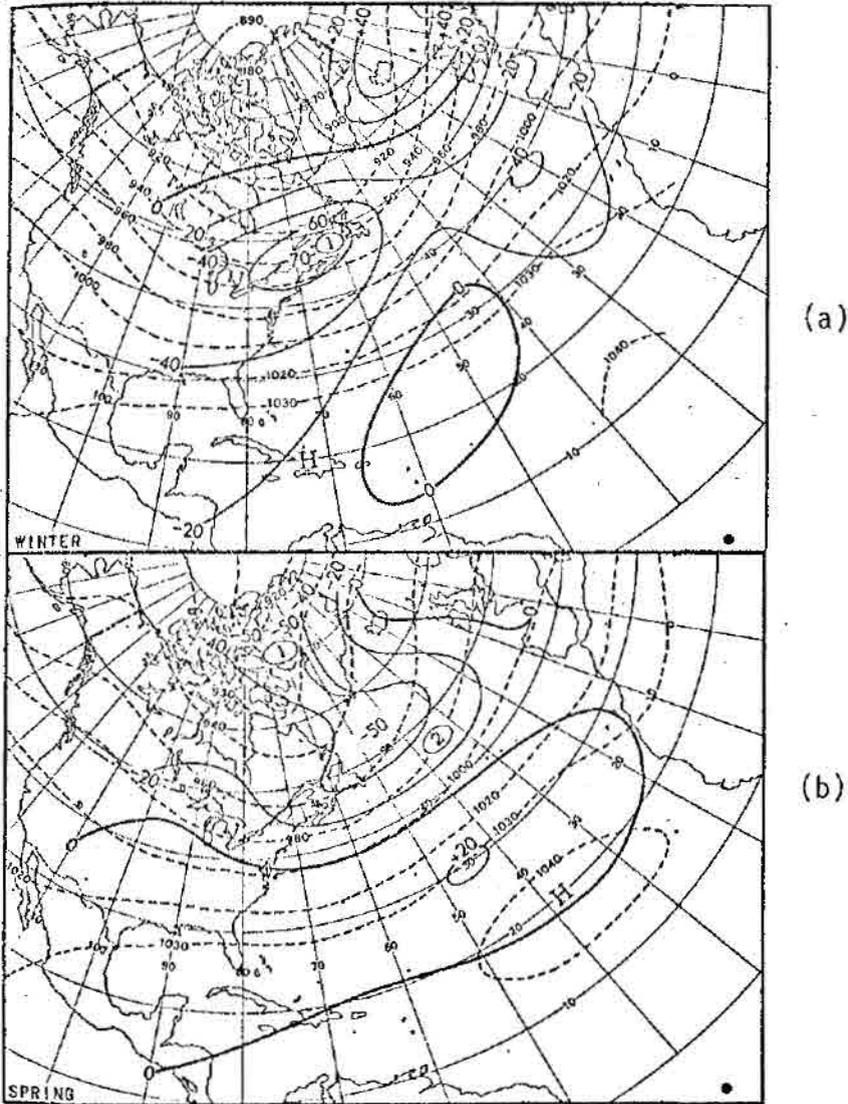


Fig. 1.3 - Correlação entre a precipitação sazonal em Quixeramobim e a altura geopotencial de 700mb, na região de Terra No va-Groenlândia, para o inverno (a) e primavera (b).

As linhas quebradas são médias estacionais das alturas geopotenciais em 700mb. O círculo sólido mostra a localização aproximada de Quixeramobim.

FONTE: Namias (1972), p. 339.

Buchmann (1981) estudou a ocorrência de secas e de chuvas no NEB, causadas pela maior ou menor variação dos sistemas sinóticos de pressão, localizados nas latitudes médias e altas do Hemisfério Norte. Ele concluiu que, na estação chuvosa do NEB, os campos de desvios dos escoamentos provenientes do HN, com relação aos campos dos ventos normais climatológicos, são relativamente mais intensos nos anos chuvosos e relativamente mais fracos nos anos secos. O centro de alta pressão do Oceano Atlântico Sul encontra-se, com relação à sua normal climatológica, mais ao sul nos anos chuvosos e mais ao norte nos anos secos. Uma outra conclusão de Buchmann refere-se à existência de uma maior quantidade de fluxos de movimentos em direção às latitudes mais altas do HN, nos anos chuvosos, e uma menor quantidade destes fluxos nos anos secos, quando comparados com o escoamento normal.

Sugahara (1983) usou as técnicas estatísticas da correlação, regressão e componentes principais para estudar a viabilidade de prever a precipitação no NEB, com antecedência de 1 a 9 meses. Ele estabeleceu correlações defasadas entre a precipitação no NEB e os parâmetros meteorológicos de várias estações localizadas entre  $60^{\circ}\text{N}$  e  $60^{\circ}\text{S}$ . Além disto, ele usou a precipitação do NEB, observada antes da estação chuvosa, como um possível preditor. Porém, concluiu que é extremamente difícil fazer previsões da precipitação da estação chuvosa do NEB com base somente na precipitação do período pré-chuvoso no próprio NEB, pois o máximo da variância total de precipitação da estação chuvosa, que pode ser explicado a partir da precipitação de períodos anteriores, é cerca de 10%.

No entanto, Sugahara obteve correlações bastante significativas entre a precipitação do NEB e as variáveis climáticas de estações bem afastadas do NEB. Após aplicar a técnica de regressão múltipla interativa e selecionar cinco variáveis previsoras, ele chegou a explicar 70% da variância total da precipitação da estação chuvosa no NEB. Mas, quando comparou os valores calculados dos desvios da precipitação pela equação de regressão múltipla linear com os observados, concluiu que não se podem obter previsões muito precisas baseadas neste

método de regressão, e que previsões a médio prazo (dois meses de antecedência) são viáveis, pelo menos com relação à tendência da estação chuvosa ser mais seca ou mais úmida do que a normal.

### 1.3 - OBJETIVOS

Os objetivos deste trabalho são:

- 1) estudar as características observadas das variações interanuais da circulação geral de inverno no HN;
- 2) detectar as possíveis conexões das variações interanuais da circulação geral de inverno no HN com as variações interanuais no clima do NEB;
- 3) reexaminar as conexões entre as variações interanuais de precipitação no NEB e a Oscilação Meridional.

Escolheu-se o inverno do HN, pois muitas das manifestações de interações de fenômenos meteorológicos entre os Hemisférios Norte e Sul aparecem mais claras no inverno do Hemisfério Norte, principalmente no mês de janeiro (van Loon and Madden, 1981). Os estudos anteriores (Wallace and Gutzler, 1981) mostraram que, para o problema de variações climáticas, um mês é uma escala de tempo razoável. Portanto, normalmente trabalhar-se-á com dados médios mensais.

A precipitação pluviométrica é o principal elemento que evidencia as características climáticas das regiões tropicais (Hantel and Peyinghaus, 1976). Seguindo esta regra, neste estudo as variações interanuais no clima do NEB são determinadas pelas variações de precipitação.



## CAPÍTULO. 2

### DADOS E METODOLOGIA

#### 2.1 - DADOS

No presente trabalho usam-se dados de altura geopotencial do nível de 700mb, interpolados graficamente com cartas médias mensais. Esta interpolação foi feita numa grade de  $10^{\circ}$  versus  $10^{\circ}$ , com latitude variando de  $20^{\circ}\text{N}$  até  $90^{\circ}\text{N}$ , e a longitude de  $0^{\circ}$  até  $360^{\circ}$ , para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro. Estas cartas pertencem ao National Meteorological Center (NMC), publicadas pela Monthly Weather Review. Usaram-se dados do período do inverno de 1963/1964 até o inverno de 1981/1982, ou seja, 19 invernos do HN. Os dados de precipitação de várias estações do NEB (Apêndice D) foram obtidos dos Boletins Agroclimatológicos do Instituto Nacional de Meteorologia e das publicações do Monthly Climatic Data for the World (período de 23 anos - 1961-1983). Os dados de pressão ao nível médio do mar das estações da Ilha de Páscoa ( $27^{\circ}10'\text{S}$ ;  $109^{\circ}26'\text{W}$ ), no Pacífico sul, e Porto Darwin ( $12^{\circ}26'\text{S}$ ;  $130^{\circ}52'\text{W}$ ), no norte da Austrália, foram obtidos das publicações do Monthly Climatic Data for the World, para um período de 23 anos, (de setembro de 1960 até maio de 1983).

Os dados de temperatura da superfície do mar, (TSM) médias mensais, para o período de 1964 a 1979 do Atlântico Tropical, foram cedidos pelo Laboratoire d'Océanographie Physique (Brest - França); por cortesia dos Drs. J. Servain, J. Picant e J. Merle (1984).

#### 2.2 - ANÁLISE DE FOURIER

Usando os dados da altura geopotencial ao nível de 700mb, calculam-se o vento geostrofico, os fluxos horizontais de momentum, a energia cinética do movimento, a amplitude e a fase da onda de geopotencial, a variância do geopotencial e a escala do movimento. Para o cálculo destes parâmetros, o escoamento ao nível de 700mb foi dividido

em médias zonais e desvios da média zonal. Para isto é usada a análise de Fourier. Esta metodologia foi utilizada por Trenberth (1979, 1980 e 1981) e por Wackter (1976). A seguir faz-se um breve comentário da análise de Fourier para a altura geopotencial.

Desde que a altura de um nível de pressão  $Z(\lambda)$ , ao longo de um círculo de latitude  $\phi$ , é uma função cíclica da longitude ( $\lambda$ ) com período de  $2\pi$ , admite-se a aproximação de Fourier na forma:

$$Z(\lambda) = Z_0 + \sum_{k=1}^n (a_k^Z \cos k \lambda + b_k^Z \sen k \lambda) , \quad (2.1)$$

onde  $k$  define o número de onda ao redor da Terra em um dado círculo de latitude. O valor de  $n$  é determinado pela metade do número de pontos em um dado círculo de latitude (Wackter, 1976).

Os coeficientes da expansão de Fourier,  $a_k^Z$  e  $b_k^Z$ , podem ser calculados por dados empíricos, se  $Z(\lambda)$  é conhecida em um conjunto de dados discretos em pontos igualmente espaçados sobre um intervalo fundamental  $[0, 2\pi]$ , que vai de leste para oeste ao redor de um círculo de latitude. Tomando  $N$  como o número de pontos nas longitudes  $0, 2\pi/N, 4\pi/N, \dots, 2(n-1)\pi/N$ , então tem-se  $N$  valores independentes de  $Z$ , os quais podem determinar os coeficientes da Equação 2.1. Os intervalos da abscissa são de  $0$  até  $2\pi - 2\pi/N$  e podem ser denotados pelo subscrito  $j$ , tal como:

$$\lambda_j = 2(j-1)\pi/N, \quad (j = 1, \dots, N) . \quad (2.2)$$

$Z, a_k^Z$  e  $b_k^Z$  podem ser escritos como:

$$Z_0 = 1/N \sum_{j=1}^N Z(\lambda_j) , \quad (2.3)$$

$$a_k^Z = 2/N \sum_{j=1}^N Z(\lambda_j) \cos(k\lambda_j) , \quad (2.4)$$

$$b_k^Z = 2/N \sum_{j=1}^N Z(\lambda_j) \text{sen}(k\lambda_j) . \quad (2.5)$$

A s\u00e9rie de Fourier da Equa\u00e7\u00e3o 2.1 pode ser escrita na forma:

$$Z(\lambda) = Z_0 + \sum_{j=1}^N A_k^Z \cos(k(\lambda - \lambda_k^Z)) , \quad (2.6)$$

onde  $A_k^Z$  \u00e9 a amplitude;  $\lambda_k^Z$  \u00e9 o \u00e2ngulo de fase, os quais s\u00e3o conhecidos como coeficientes de Fourier:

$$A_k^Z = \left\{ (a_k^Z)^2 + (b_k^Z)^2 \right\}^{1/2} , \quad (2.7)$$

$$\lambda_k^Z = 1/k(\text{artg}(b/a)) . \quad (2.8)$$

A amplitude  $A_k^Z$  \u00e9 uma contribui\u00e7\u00e3o espectral para o campo de altura com comprimento de onda:

$$L_k = 2\pi E \cos(\phi) / k , \quad (2.9)$$

onde  $E$  \u00e9 o raio da Terra, com uma distribui\u00e7\u00e3o correspondente ao \u00e2ngulo de fase.

As cristas (ou altas) do  $k$ -\u00e9simo harm\u00f4nico s\u00e3o determinadas por coeficientes do harm\u00f4nico, e s\u00e3o encontradas nas longitudes:

$$\lambda_A^Z = \lambda_k^Z + 2m/k \quad (m = 0, 1, 2, \dots, k-1) . \quad (2.10)$$

Consequentemente, os cavados s\u00e3o encontrados nas longitudes:

$$\lambda_B^Z = \lambda_A^Z + \pi/k . \quad (2.11)$$

A primeira crista (cavado) a leste do meridiano de Greenwich é o primeiro valor positivo de  $\lambda_A^Z$  ( $\lambda_B^Z$ ).

Outros detalhes das relações acima são mostrados no Apêndice B. Os Apêndices A, B e C mostram os cálculos das demais variáveis dinâmicas.

### 2.3 - ESTATÍSTICA

Para os cálculos dos coeficientes de correlação entre a precipitação na parte norte do NEB, que corresponde à média de vinte estações (Apêndice D) dos meses de março, abril e maio, para o período de 1964/1982, e a altura geopotencial no HN dos meses dezembro, janeiro e fevereiro, no mesmo período, utilizou-se o conhecimento formulário para calcular coeficientes de correlação lineares, ou seja, através da seguinte equação:

$$r = \frac{n! \sum_{i=1}^{n!} X_i^* Y_i^* - \sum_{i=1}^{n!} X_i^* \sum_{i=1}^{n!} Y_i^*}{\left( n! \sum_{i=1}^{n!} X_i^{*2} - \left( \sum_{i=1}^{n!} X_i^* \right)^2 \right)^{1/2} \times \left( n! \sum_{i=1}^{n!} Y_i^{*2} - \left( \sum_{i=1}^{n!} Y_i^* \right)^2 \right)^{1/2}}$$

onde  $r$  é o coeficiente de correlação entre as variáveis  $X$  e  $Y$ , sendo  $X^*$  e  $Y^*$  os desvios em relação à média temporal de  $X$  e  $Y$ , respectivamente;  $n!$  é o número total de pares  $(X, Y)$ . Esta mesma técnica foi usada para os cálculos dos coeficientes de correlação entre a precipitação no NEB, dos meses de janeiro a maio, para o período de 1961/1983 e o Índice de OS, definido como a diferença de pressão normalizada ao nível do mar das estações da Ilha de Páscoa (Pacífico sul) e de Porto Darwin (norte da Austrália), dos meses de setembro a maio, para o período de 1960/1983.

Os coeficientes de correlação dão apenas uma indicação do comportamento da precipitação no NEB, o qual está relacionado com as regiões acima citadas.

### CAPÍTULO 3

#### VARIAÇÃO INTERANUAL DA CIRCULAÇÃO GERAL DE INVERNO NO HEMISFÉRIO NORTE (HN)

Neste capítulo analisar-se-ão os resultados observados sobre as variações interanuais da circulação geral de janeiro/fevereiro, ao nível de 700mb no HN, do campo zonal médio do vento; da estrutura das ondas de geopotencial; do fluxo horizontal de momentum; da escala do movimento; dos campos de energia cinética média zonal; da energia cinética da perturbação; e da variância da altura geopotencial.

A climatologia dos meses de janeiro e fevereiro, ao nível de 700mb no HN, mostra cristas na costa da Europa (longitude de  $5^{\circ}\text{W}$ ); na Sibéria/China (longitude de  $115^{\circ}\text{W}$ ); na costa oeste da América do Norte (Longitude de  $135^{\circ}\text{E}$ ). Mostra também cavados no Oceano Pacífico Central (longitude de  $145^{\circ}\text{E}$ ); na costa leste da América do Norte (longitude de  $70^{\circ}\text{W}$ ); e na Europa oriental Oriente Médio (longitude de  $35^{\circ}\text{E}$ ), como pode ser visto na Figura 3.1b e c.

A Figura 3.1a, b e c representa a circulação média mensal do HN de dezembro, janeiro e fevereiro, respectivamente, para um período de 19 anos de dados. Como um dos objetivos deste trabalho é estudar a variabilidade interanual da circulação geral, os desvios anuais destas médias são de grande importância. No Capítulo 4 a Figura 3.1a, b e c será usada como referência no estudo da correlação entre a circulação geral no HN e a precipitação no NEB.

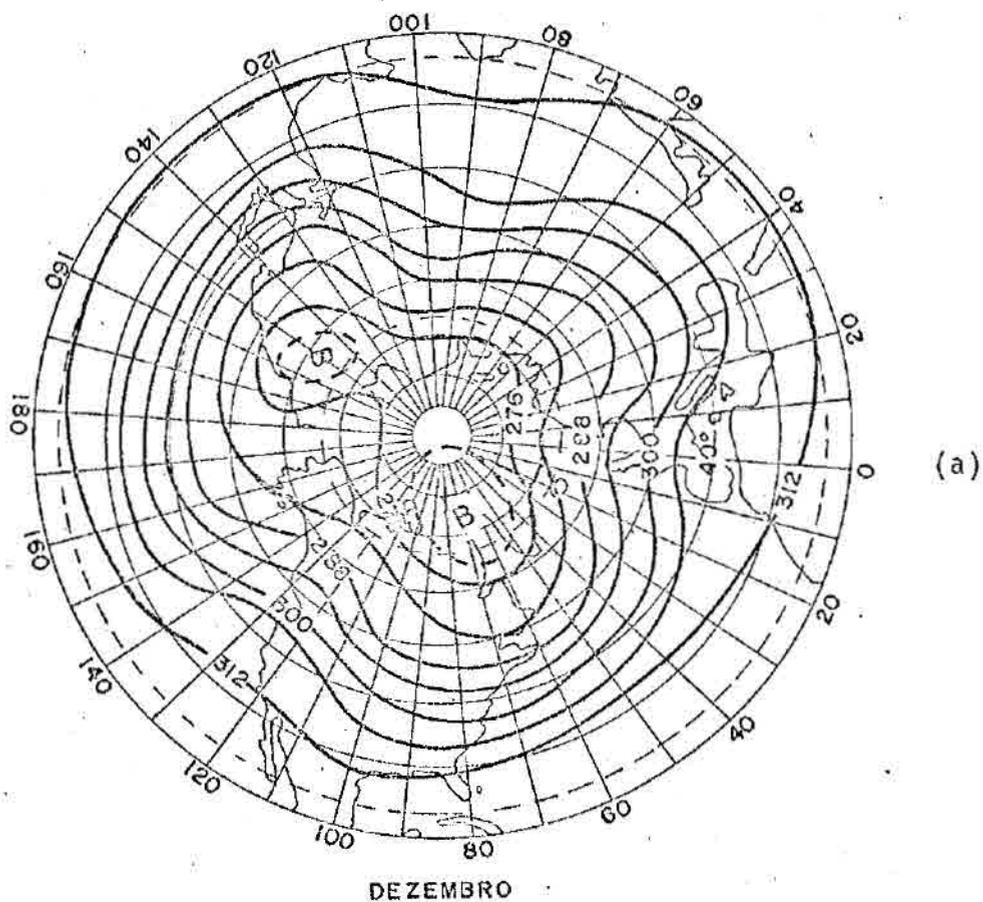


Fig. 3.1 - Altura geopotencial (decâmetros) ao nível de 700mb no Hemisfério Norte.

Médias mensais de 19 anos de dados dos meses de dezembro (a), janeiro (b) e fevereiro (c). B é para as baixas e A é para as altas.

(continua)

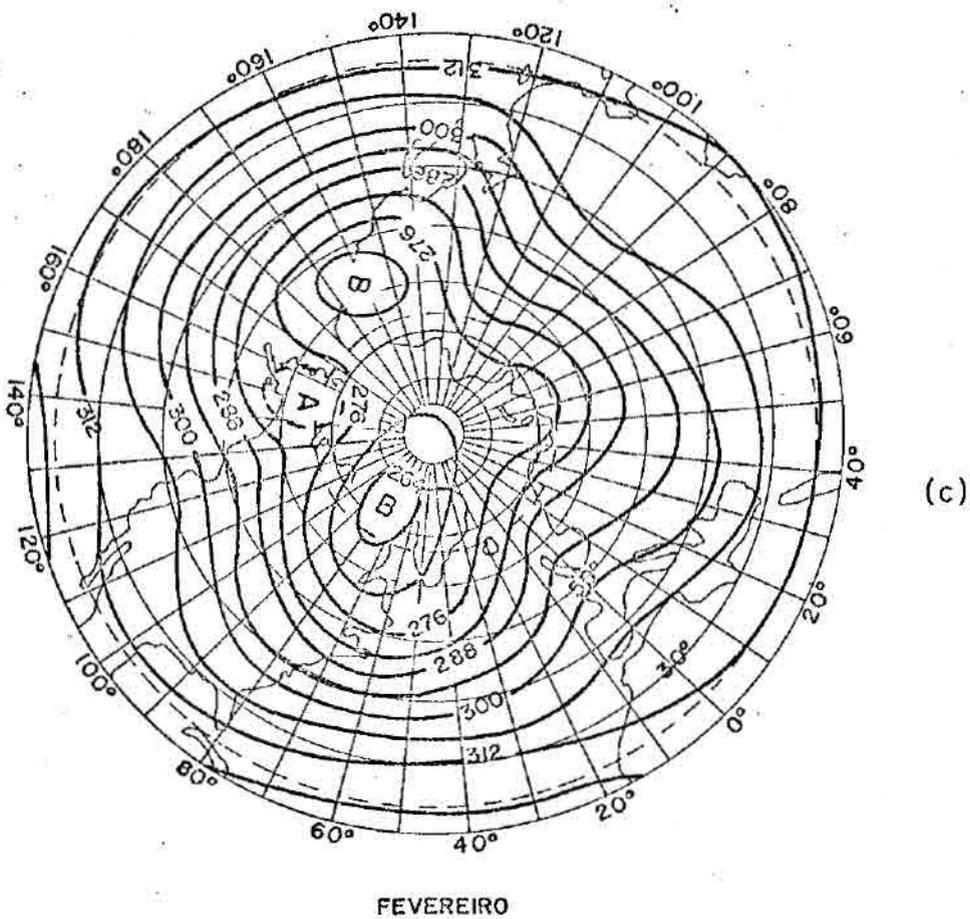
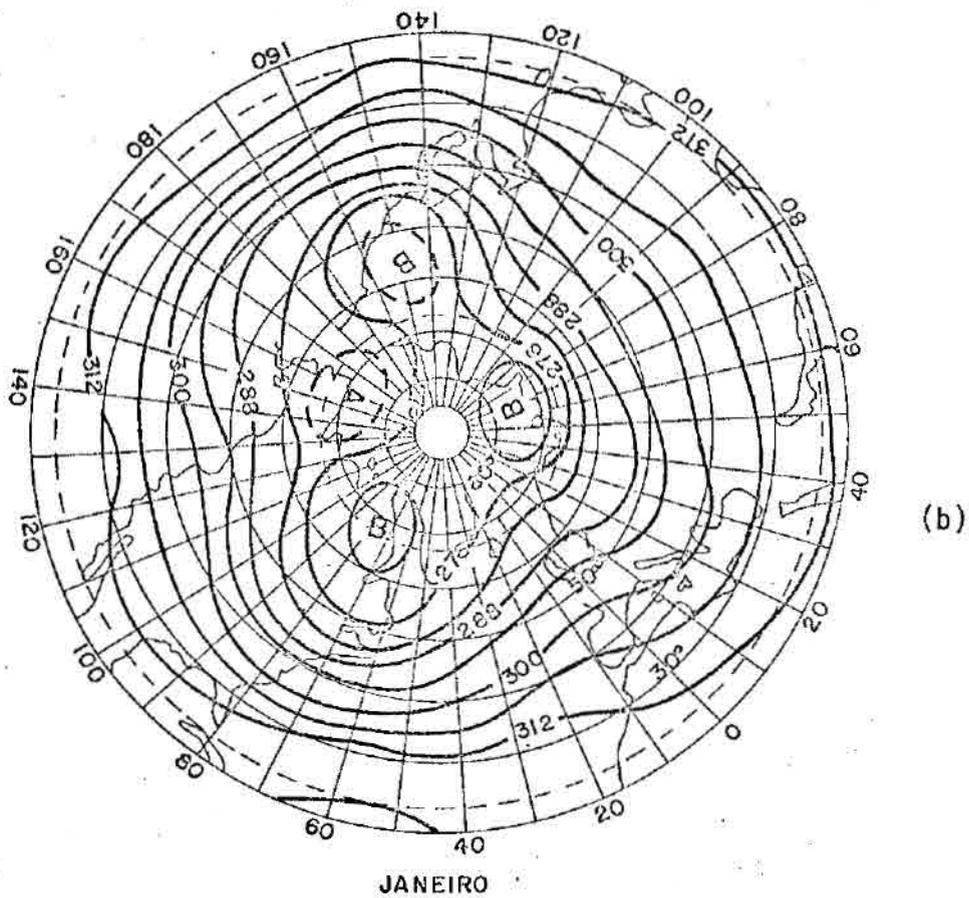


Fig. 3.1 - Conclusão.

### 3.1 - ONDAS NO GEOPOTENCIAL

As Figuras 3.2a, b e c mostra as variações interanuais e meridionais da amplitude dos três primeiros harmônicos da altura geopotencial em 700mb no HN. Os harmônicos menores têm em geral amplitudes maiores. Também pode ser observado que nos anos em que um dos harmônicos tem amplitude relativamente maior, em geral os demais harmônicos têm amplitudes relativamente menores; exceto no ano de 1981, para o qual a onda 1 tem uma grande amplitude na latitude de  $50^{\circ}\text{N}$  e a onda 3 tem uma grande amplitude na latitude de  $60^{\circ}\text{N}$  do ano de 1972 verifica-se que as amplitudes das ondas 1 e 2 foram relativamente grandes<sup>1</sup> na latitude de  $70^{\circ}\text{N}$ .

Observando a Figura 3.2a, b e c tem-se que; para os dois primeiros harmônicos, as maiores amplitudes são geralmente encontradas nas latitudes médias e altas, enquanto as maiores amplitudes do terceiro harmônico são observadas apenas nas latitudes médias, ou seja, a onda 3 é confinada nas latitudes médias. Estas observações estão consistentes com a teoria de Hoskins e Karoly (1981) que fizeram um estudo sobre propagação meridional de energia, mostrando que a onda 3 tende a confinar-se nas latitudes médias, enquanto as ondas 1 e 2 propagam-se em direção ao pólo.

Da Figura 3.2a pode ser visto que os anos nos quais a amplitude da onda 1 foi relativamente grande foram:

- a) 1964 - A causa principal que levou a onda 1 ter uma amplitude relativamente maior neste ano está relacionada ao fato de a cir

---

<sup>1</sup> Neste trabalho quando se diz que uma certa grandeza  $f$  é grande, pequena, maior ou menor o autor se refere aos maiores ou menores valores da grandeza  $f$  durante o período de anos usados neste trabalho. Por exemplo, verifica-se através da Figura 3.2a que as amplitudes da onda 1 foram maiores nos anos de 1964, latitude de  $50^{\circ}\text{N}$ ; 1972, latitude de  $70^{\circ}\text{N}$ ; e 1981 latitude de  $50^{\circ}\text{N}$ . Então, diz-se que nestes anos e latitudes, a amplitude da onda 1 é grande.

culação em 700mb de fevereiro estar caracterizada por uma acentuada crista na costa da Europa e um também acentuado cavado no Oceano Pacífico Central.

- b) 1969 - Uma amplitude relativamente grande da onda 1 neste ano é devida à crista da costa da Europa estar bem mais intensa do que a sua normal, conforme a análise de Stark (1969).
- c) 1972 - Uma amplitude relativamente grande da onda 1 em janeiro neste ano está associada com a predominância de um forte bloqueio sobre a Europa, já que a circulação nas latitudes médias, ao redor de quase todo o hemisfério, foi quase zonal; conforme análise de Wagner (1972).
- d) 1974 - A circulação de janeiro de 1974 foi caracterizada por uma forte depressão sobre a baixa da Islândia e por um forte bloqueio sobre o Alaska e, com isto, a crista da costa oeste da América do Norte foi bem mais intensa que sua normal.
- e) 1981 - Este ano a circulação de janeiro e fevereiro foi dominada pela onda 3, e tanto o cavado sobre a costa leste da América do Norte como o cavado sobre o Pacífico Central e o cavado sobre a parte oriental da Europa foram mais intensos do que os seus valores normais em janeiro e mais fracos do que os seus valores normais em fevereiro. Porém, uma amplitude relativamente grande da onda 1 parece estar relacionada com o cavado sobre a costa leste da América do Norte, que estava mais forte do que os demais no mês de janeiro.

Observando a Figura 3.2b vê-se que os anos em que a amplitude da onda 2 foi relativamente grande foram:

- a) 1966 - Neste ano a análise da circulação de 700mb, no mês de fevereiro, foi dominada pela onda 2 (Green, 1966); sendo que tanto o cavado da costa leste da América do Norte, deslocado mais para leste aparecendo sobre o Oceano Atlântico Norte, como

o cavado do Pacífico Central, próximo ao Japão, estava bastante intenso, fazendo com que a circulação de fevereiro deste ano fosse dominada pela onda 2.

- b) 1972 - Uma amplitude relativamente grande da onda 2 em fevereiro deste ano ocorreu devido à intensificação da circulação no Oceano Pacífico, ou seja, devido às intensificações do cavado do Pacífico Central e da crista sobre a costa oeste da América do Norte. Além disso, como a crista sobre a Europa que estava bastante intensa no mês de janeiro ainda continuou intensa durante todo mês de fevereiro, conforme a análise de Taubensee (1972), o resultado foi uma amplitude relativamente grande da onda 2.
- c) 1979 - Um bloqueio sobre o estreito de Bering e outro sobre o mar da Noruega, durante os meses de janeiro e fevereiro deste ano, provocou o domínio da onda 2.

Verificando a Figura 3.2c nota-se que os anos de maiores amplitudes da onda 3 foram:

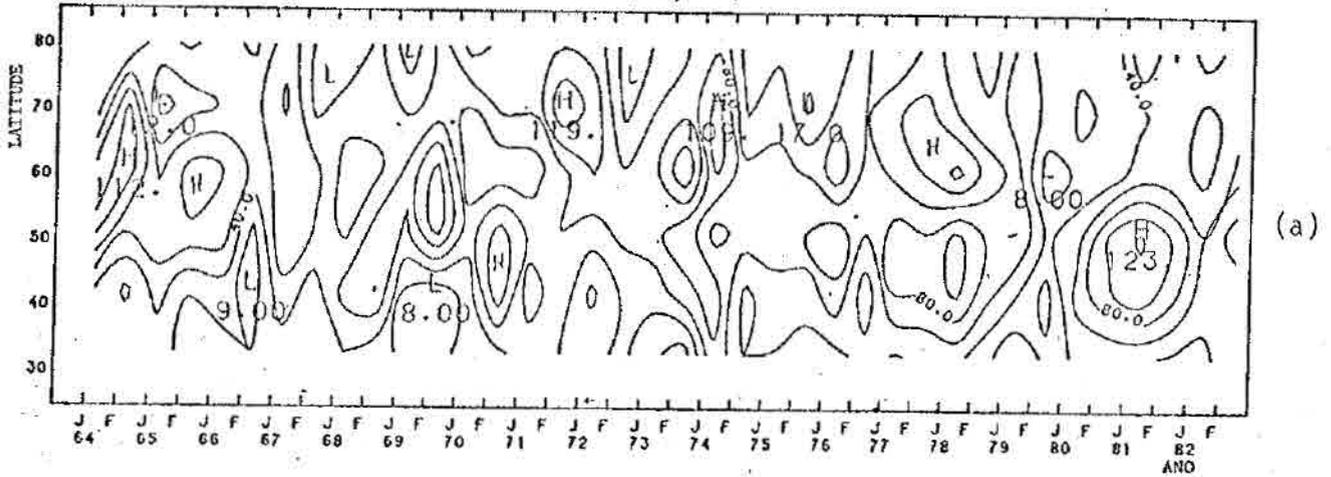
- a) 1965 - A circulação de fevereiro deste ano foi caracterizada por três intensos cavados: um sobre o leste do Canadá, outro sobre a parte central da Europa e outro no Pacífico Ocidental próximo ao Japão, os quais mostram nitidamente o domínio da onda 3.
- b) 1970 - Em janeiro deste ano a circulação ao nível de 700mb foi dominada por um intenso bloqueio sobre a Groenlândia/Islândia. No entanto, em fevereiro a onda 3 é que foi dominante, e a circulação em quase todo o Hemisfério Norte foi idêntica à circulação de fevereiro de 1965, sendo que o bloqueio sobre a Groenlândia/Islândia ainda continuou; porém bem mais fraco se comparado com janeiro.

- c) 1976 - A circulação média em fevereiro deste ano foi caracterizada por uma sequência de bloqueios: um próximo ao Ártico, outro no Atlântico Norte e outro no norte da Ásia. Estes bloqueios caracterizaram o domínio da onda 3 durante todo o mês de fevereiro.
- d) 1981 - Como já foi discutido anteriormente, no mês de janeiro deste ano a onda 3 foi dominante, conforme a análise da circulação média mensal feita por Wagner (1981).

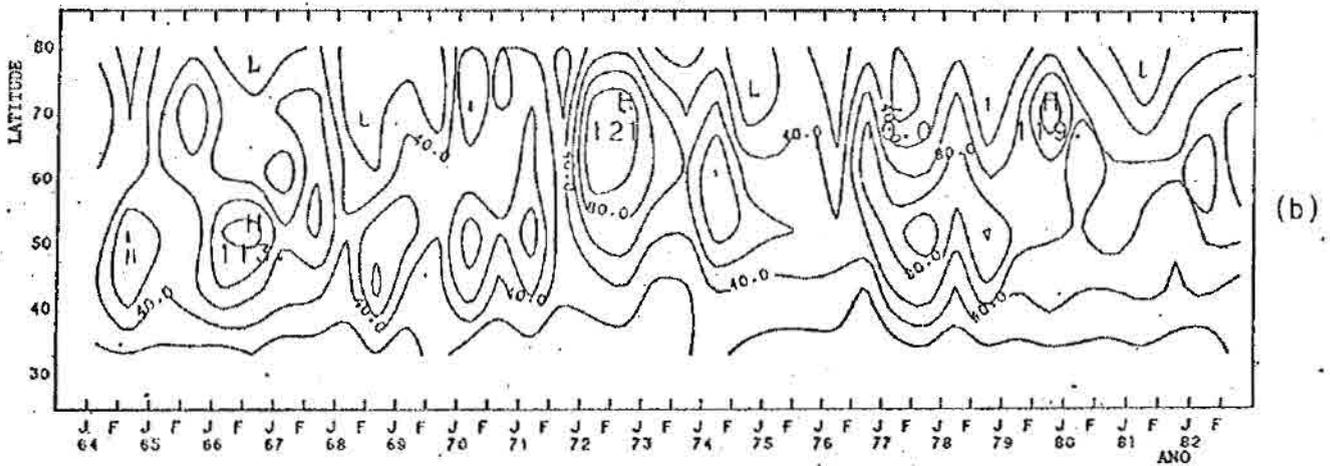
A Figura 3.3a, b e c, mostra as variações interanuais e meridionais de fase, ou seja, a longitude da primeira crista a leste de Greenwich, dos três primeiros harmônicos, respectivamente. É importante mencionar que a estrutura de fase das ondas geostróficas determina a direção do transporte de momentum horizontal (detalhes matemáticos encontram-se no Apêndice C). Vale salientar que a amplitude e a fase das ondas são de grande importância nas variações interanuais de clima, pois dependendo em que longitude estiver as fases das ondas planetárias e os valores de suas amplitudes, algumas regiões do globo poderão ser afetadas por massa de ar mais fria ou mais quente, mais úmida ou menos úmida, apresentar maior ou menor precipitação. Logo, o clima de regiões bem separadas depende da amplitude e da fase destas ondas.

Verificando os valores mensais de amplitude das ondas 1, 2 e 3, observa-se que existe uma certa persistência de janeiro para fevereiro dos valores de amplitude destas ondas. Por outro lado, observa-se que há uma variabilidade interanual (Figura 3.2a, b e c). Porém, quando se examina as posições mensais de fase das ondas 1, 2 e 3, nota-se que existem variações mensais (Figura 3.3a, b e c). Uma das causas para o aparecimento destas variações mensais é o fato de, em um mês, uma certa crista (cavado) estar mais intensa, e no outro mês uma outra, sem que haja uma mudança brusca na configuração da circulação.

AMPLITUDE DA ONDA 1(m)



AMPLITUDE DA ONDA 2(m)



AMPLITUDE DA ONDA 3(m)

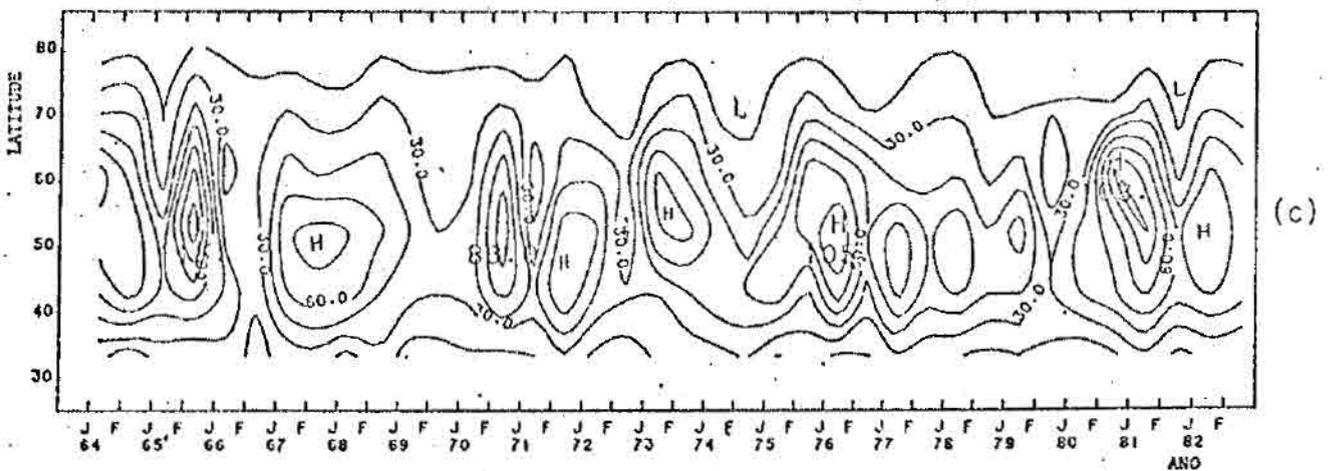


Fig. 3.2 - Seção latitudinal-anual da amplitude das ondas 1, 2 e 3 da altura geopotencial, para o Hemisfério Norte em 700mb.

H é para os máximos e L é para os mínimos, J é janeiro e F é fevereiro.

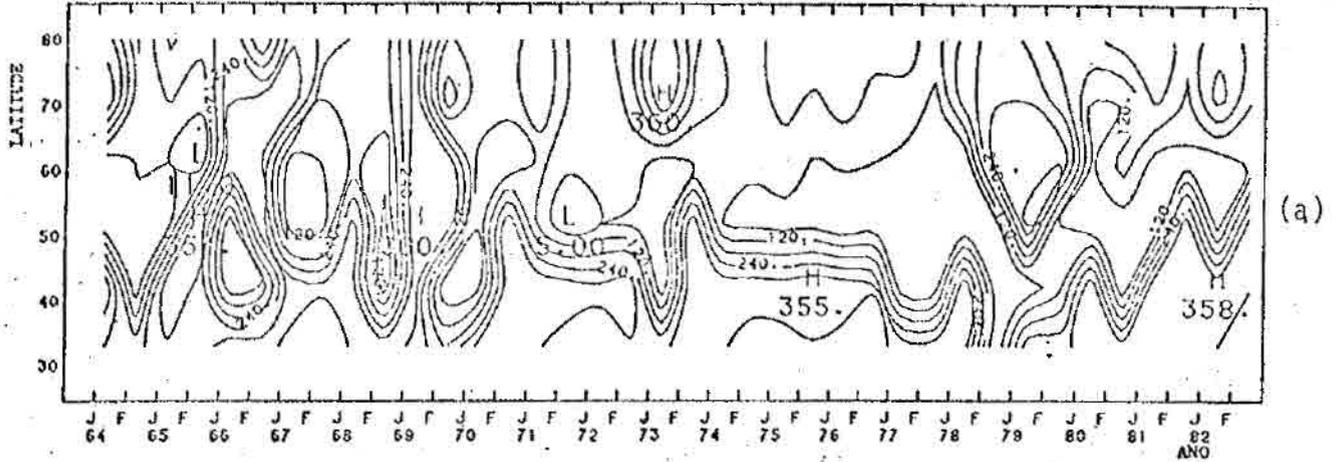
A Figura 3.3a mostra que a onda 1 apresenta uma grande variação interanual de fase, em todas as latitudes desde de  $30^{\circ}\text{N}$  até  $80^{\circ}\text{N}$ . Por outro lado, cuidados especiais devem ser tomados quando se observa a variação interanual de fase da onda 1, pois, se em um determinado ano a fase desta onda estiver na longitude de  $355^{\circ}$  a leste de Greenwich ( $5^{\circ}$  a oeste de Greenwich), e no outro ano a fase estiver na longitude de  $5^{\circ}$  a leste de Greenwich, a variação de fase de um ano para outro é de apenas  $10^{\circ}$ , e não de  $350^{\circ}$  como parece.

Observando a variação interanual de fase da onda 1 nas latitudes médias, pode-se verificar que a fase desta onda sempre aparece próxima a  $0^{\circ}\text{E}$  (Crista da costa da Europa); a  $120^{\circ}\text{E}$  (crista sobre a Sibéria/China); ou ainda próxima a  $240^{\circ}\text{E}$  (crista da costa oeste da América do Norte), dependendo do ano em que uma destas cristas estiver mais forte, podendo no entanto aparecer um pouco mais a leste ou um pouco mais para oeste destas posições, dependendo de como está a circulação de cada ano, como mostra a Figura 3.3a.

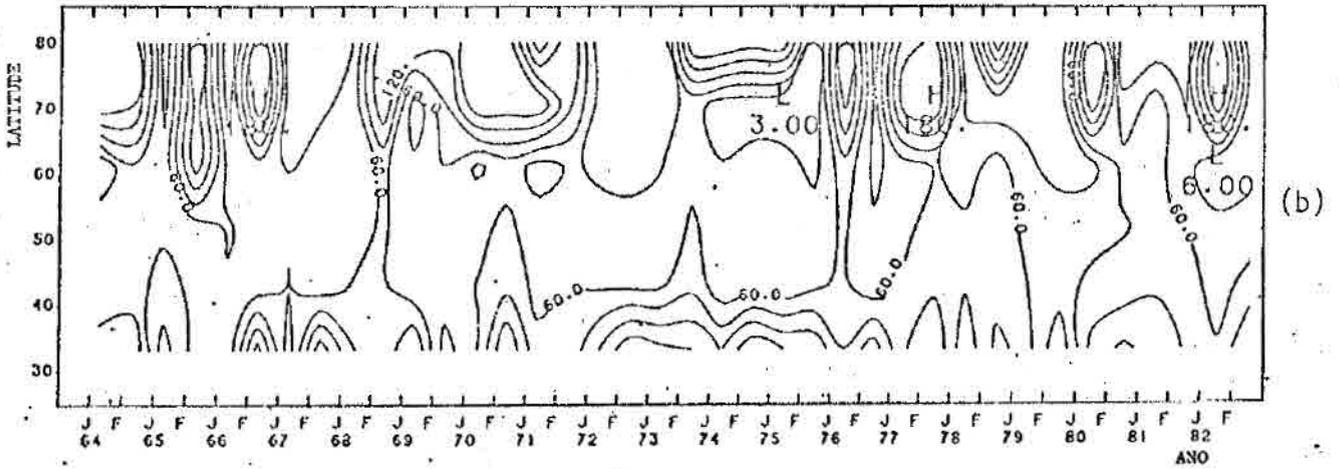
A Figura 3.3b mostra a variação interanual e meridional de fase da onda 2, onde pode ser notado que a variação de fase desta onda depende muito de qual das cristas estiver mais acentuada: a crista da costa da Europa ou a crista da Sibéria/China. Os mesmos cuidados tomados na análise da variação interanual de fase da onda 1 devem também ser tomados para a onda 2, pois se em um certo ano a fase estiver próxima da longitude de  $0^{\circ}$  e no ano seguinte estiver próxima da longitude de  $180^{\circ}$ , a variação de fase de um ano para outro será pequena.

A Figura 3.3c mostra a variação interanual e meridional de fase da onda 3. Os cuidados tomados quando se faz as análises da variação interanual de fase das ondas 1 e 2 também são necessários para a onda 3, porque se em um certo ano a fase da onda 3 estiver em uma longitude próxima a  $0^{\circ}\text{E}$  e no próximo ano estiver em uma longitude próxima a  $120^{\circ}\text{E}$ , a variação de fase da onda 3 será pequena. Sabe-se que a distância longitudinal de uma crista a outra da onda 3 é  $120^{\circ}$ .

FASE DA ONDA 1 ( $\lambda_1^Z$  (°E))



FASE DA ONDA 2 ( $\lambda_2^Z$  (°E))



FASE DA ONDA 3 ( $\lambda_3^Z$  (°E))

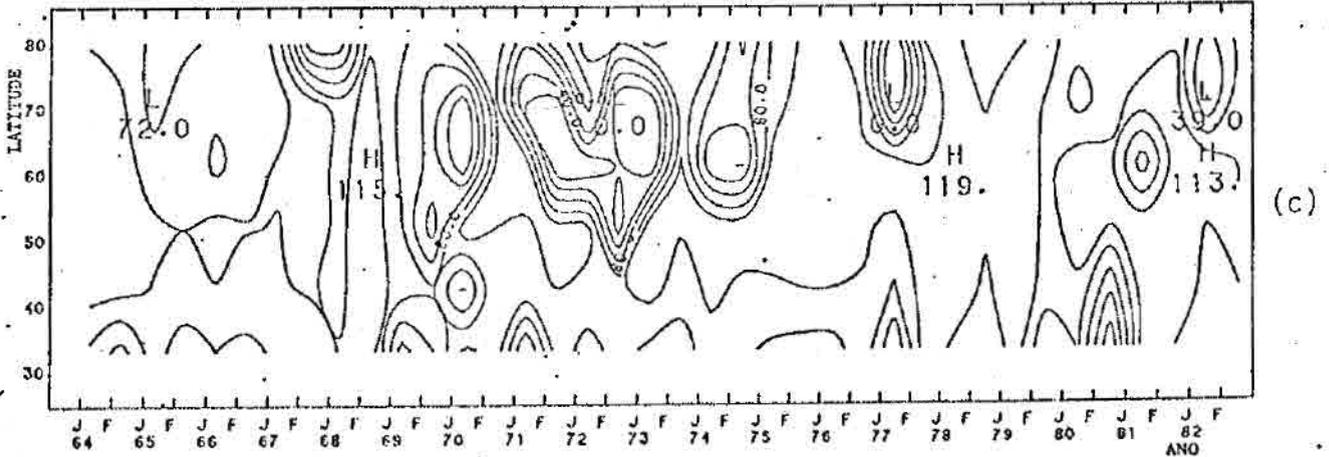


Fig. 3.3 - Seção latitudinal-anual da fase das ondas 1, 2 e 3 da altura geopotencial, para o Hemisfério Norte, em 700mb.

J é janeiro e F é fevereiro.

As grandes variações interanuais de fase das ondas 1 e 2, nas latitudes subtropicais e da onda 3 nas latitudes altas e subtropicais, têm pouca confiabilidade, pois nestas latitudes as ondas 1, 2 e 3 têm, em geral, pequenas amplitudes.

A Figura 3.4 mostra as variações interanual e meridional da variância da altura geopotencial. Como pode ser visto, não existe nenhuma variação sistemática interanual da variância da altura geopotencial, nem mesmo uma oscilação quase bienal encontrada por Trenberth (1981) ao nível de 500mb no HS; sendo que o período de dados usado por Trenberth foi de 1972/1978. Observando a Figura 3.4, apenas no período de 1968/1976, nota-se uma oscilação quase bienal na estrutura meridional da variância da altura geopotencial. Porém, quando se observa todo o período, ou seja, de janeiro de 1964 até fevereiro de 1982, não se verifica nenhuma variação sistemática interanual da variância da altura geopotencial. Também pode ser observado que, em geral, os anos de maiores variâncias da altura geopotencial coincidem com os anos de maior amplitude das ondas 1, 2 e 3. (Isto porque a variância total é a soma dos quadrados dividida por quatro das amplitudes de todas as ondas, para cada latitude e para cada ano). Como exemplo, cita-se o ano de 1980 (latitude de  $50^{\circ}\text{N}$ ) no qual as ondas 1 e 3 representam 38% da variância total, e o ano de 1972 (latitude de  $70^{\circ}\text{N}$ ) no qual as ondas 1 e 2 representam 42% da variância total.

Shukla (1981) discutiu a previsibilidade das médias mensais. Ele mencionou que a variabilidade interanual é composta essencialmente das primeiras poucas ondas de baixa frequência. Assim, o problema principal nas previsões de longo prazo é prever as variâncias apresentadas na Figura 3.4.

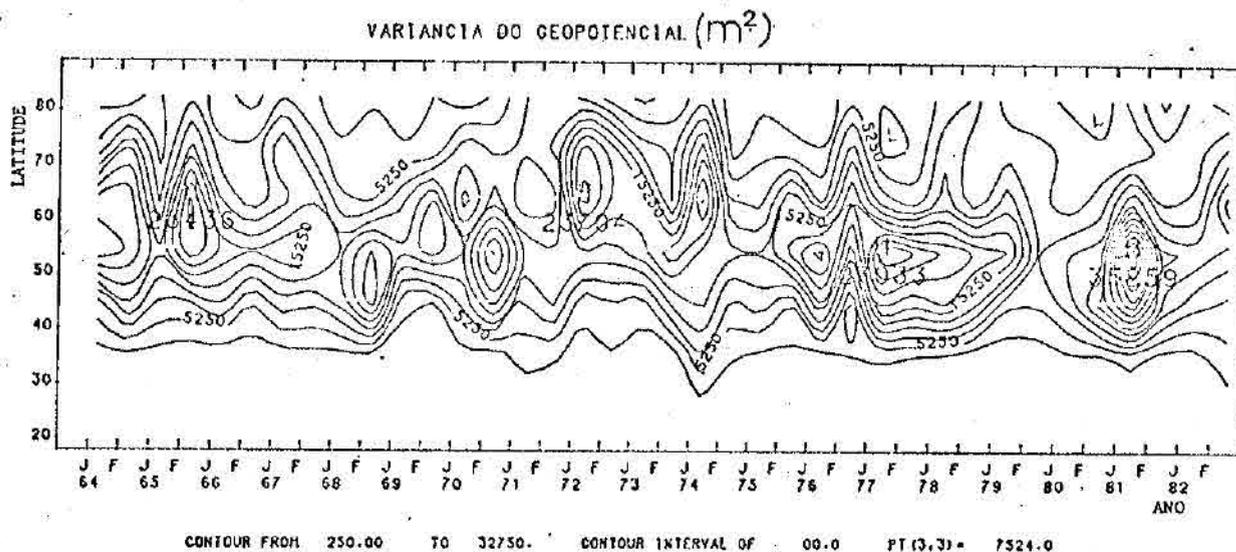


Fig. 3.4 - Seção latitudinal-anual da variância total da altura geopotencial, para o Hemisfério Norte, em 700mb.

H é para os máximos e L é para os mínimos; J é janeiro e F é fevereiro.

### 3.2 - FLUXO HORIZONTAL DE MOMENTUM

Discutir-se-ão agora as características do fluxo horizontal de momentum.

O fluxo horizontal de momentum relativo de oeste ( $\tau$ ), na direção norte, por unidade de massa, é calculado pela equação:

$$\tau = \int_0^{2\pi} uv d\lambda = \sum_{k=1}^n \tau_k \quad (3.1)$$

Os detalhes matemáticos desta equação são dados no Apêndice C.

A Figura 3.5a, b, c e d mostra as variações interanual e meridional do transporte de momentum das ondas 1, 2, 3 e dos dez primeiros harmônicos, respectivamente.

O transporte de momentum está associado com o transporte meridional de energia. Eliassen e Palm (1961) encontraram que a relação matemática, que traduz esta associação, é a seguinte:

$$(u)_0(u'v')_0 = (-v'\phi')_0 . \quad (3.2)$$

O transporte de momentum para o pólo ou para o equador depende da inclinação de fase da onda. Os detalhes matemáticos encontram-se no Apêndice C.

Observando a Figura 3.5a, b e c verifica-se que a variabilidade interanual do fluxo de momentum é grande. É importante observar que quando o fluxo de momentum de uma certa onda estiver em um sentido, os fluxos das outras ondas não devem estar necessariamente no mesmo sentido.

Verificando os pares das Figuras 3.5a e 3.3a, 3.5b e 3.3b, 3.5c e 3.3c nota-se que nos anos e latitudes de maiores inclinações de fase Sudoeste-Nordeste (SO-NE) observa-se maior transporte de momentum para o norte (para o pólo), e nos anos e latitudes de maiores inclinações de fase Sudeste-Noroeste (SE-NO) observa-se maior transporte de momentum para o sul (para o equador).

Na Figura 3.5d, que mostra as variações interanual e meridional do transporte de momentum feito pelos dez primeiros harmônicos, pode ser observado que, na maioria dos anos, nas latitudes médias, o transporte de momentum é para o sul (equador), enquanto nas latitudes altas o transporte de momentum é para o norte (pólo).

Observando a Figura 3.5a, b e c nota-se que o transporte de momentum, feito pelos dez primeiros harmônicos (Figura 3.5d), é bem próximo da soma do transporte de momentum feito pelos três primeiros harmônicos. Em determinadas latitudes de alguns anos, o transporte de momentum feito pelos três primeiros harmônicos representa mais de 80% do transporte de momentum feito pelos dez primeiros harmônicos. Como exemplo, podem ser citados os anos de 1973 (latitude de 50°N), em que

o transporte de momentum feito pela onda 3 representa quase 80% do transporte de momentum feito pelos dez primeiros harmônicos, e no ano de 1969 (latitude de  $50^{\circ}\text{N}$ ), em que o transporte de momentum feito pela onda 1 é quase 90% do transporte de momentum feito pelos dez primeiros harmônicos.

As latitudes de convergência (divergência) de momentum são regiões favoráveis para o aumento (diminuição) de vento zonal. Por exemplo, no ano de 1977 houve divergências de momentum nas latitudes altas. Com isto o vento zonal reduziu e passou a ser de leste (Figura 3.6).

Outro aspecto interessante, associado com transporte de momentum, é o transporte de energia (Equação 3.2). Como o vento zonal é essencialmente de oeste, os centros de transporte de momentum negativo são centros de transporte de energia positiva. Por exemplo, o inverno de 1964 foi favorável ao transporte de energia para o sul, e o inverno de 1981 foi favorável ao transporte de energia na direção contrária (Figura 3.5d).

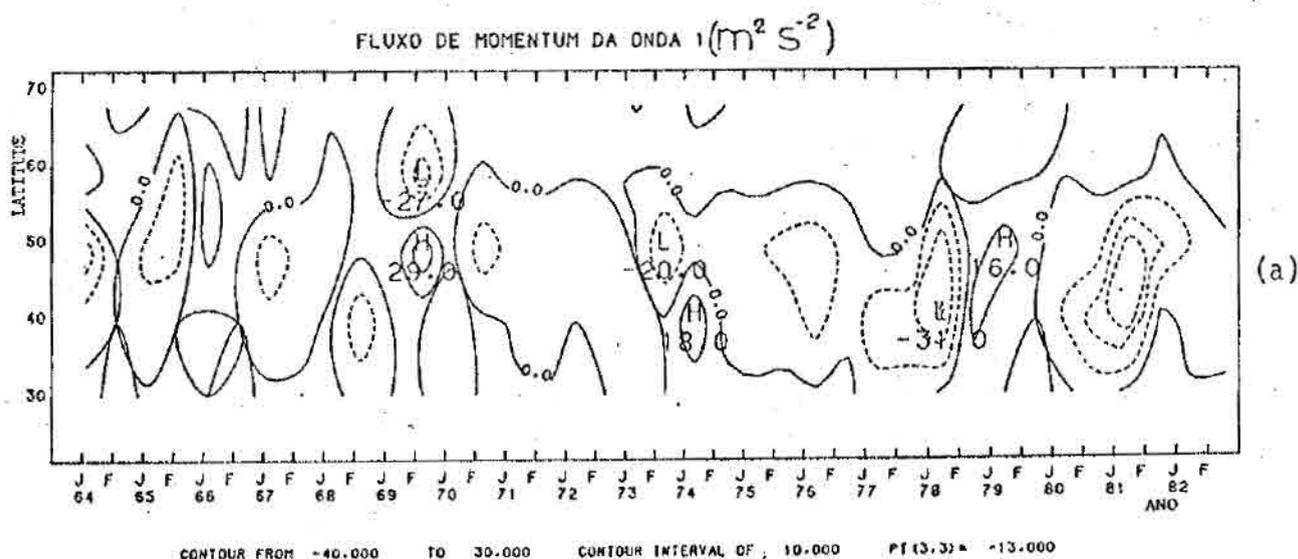


Fig. 3.5 - Seção latitudinal-anual do transporte de momentum feito pelas ondas 1, 2 e 3 e pelos dez primeiros harmônicos para o Hemisfério Norte, em 700mb.

As linhas sólidas indicam transporte de momentum para o Norte (pólo) as linhas tracejadas indicam transporte de momentum para o Sul (equador). J é janeiro e F é fevereiro.

(continua)

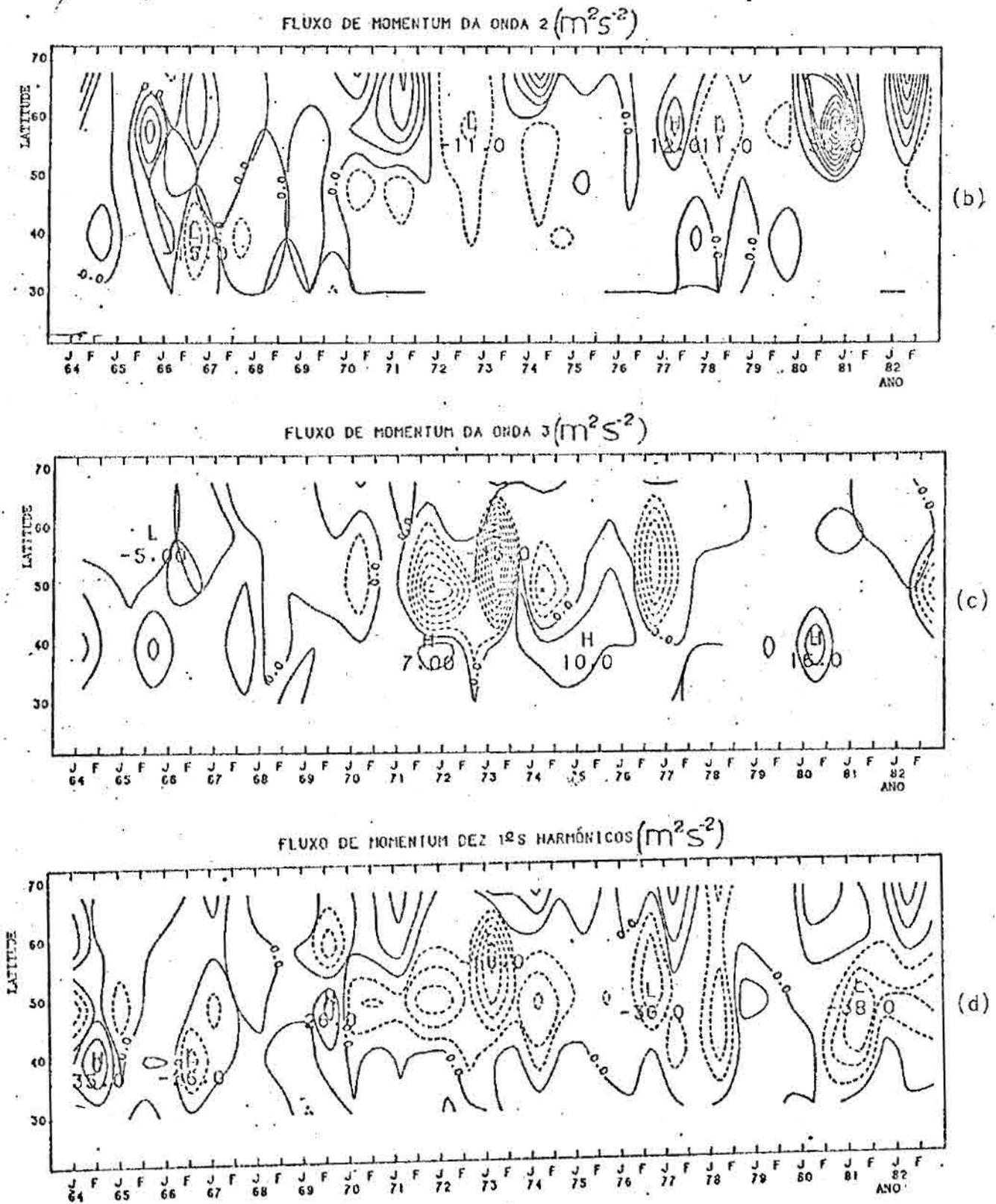


Fig. 3.5 - Conclusão.



Trenberth (1981) encontrou uma oscilação quase bienal do vento zonal médio para o nível de 500mb no HS. Observando a Figura 3.6, de fevereiro de 1968 até fevereiro de 1974, nota-se uma oscilação quase bienal na estrutura meridional do vento zonal médio. Contudo, observando todo o período, ou seja, de janeiro de 1964 até fevereiro de 1982, não se verifica nenhuma variação sistemática interanual do vento zonal.

### 3.4 - ENERGIA CINÉTICA TOTAL E DA PERTURBAÇÃO

Devido ao fato de o vento real ser aproximadamente geostrófico nas latitudes médias e altas e acima da camada limite planetária, pode-se calcular a quantidade de energia cinética com razoável grau de exatidão usando a aproximação geostrófica.

A energia cinética total por unidade de massa (em unidades  $m^2 s^{-2}$ ), em torno de um dado círculo de latitude e um dado nível de pressão, pode ser expressa por:

$$K_t = (1/(2\pi)) \int_0^{2\pi} (1/(2)) (u^2 + v^2) d\lambda, \quad (3.3)$$

onde o primeiro termo é a energia cinética do escoamento zonal e o segundo termo é a energia cinética do escoamento meridional. Detalhes de cálculo da Equação 3.3 encontram-se no Apêndice C.

A variação interanual e meridional da energia cinética total é semelhante à variação interanual e meridional do vento zonal médio.

A variação interanual da energia cinética da perturbação é mostrada na Figura 3.7b, na qual observa-se que a energia da perturbação foi relativamente grande nos anos de 1965, 1970, 1974 e 1981. Estes anos coincidem com os de variância do geopotencial relativamente grande, que foram 1965, 1970, 1972, 1974, 1977 e 1981 (Figura 3.4), os quais mostram grandes variações interanuais, principalmente nas latitudes baixas.

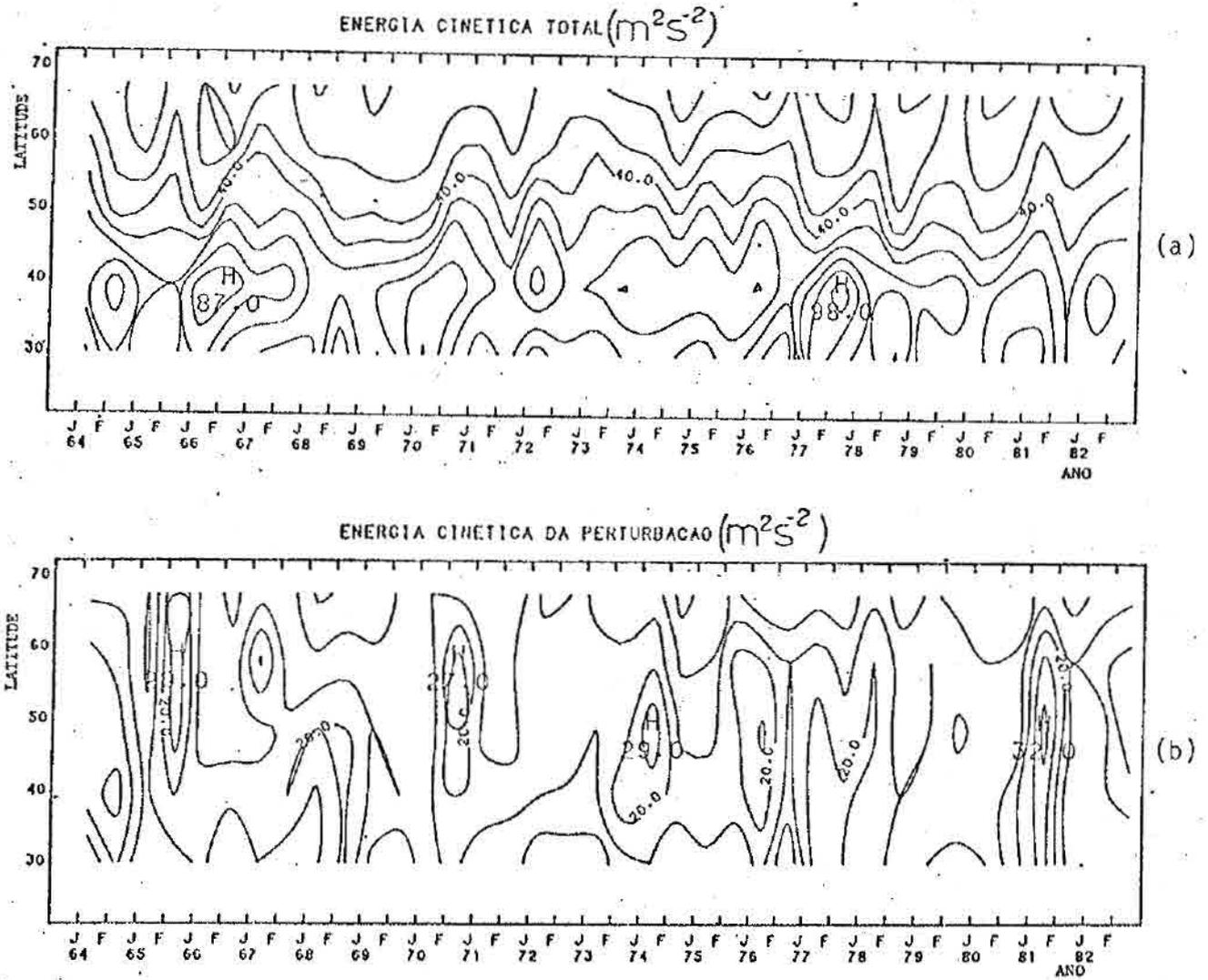


Fig. 3.7 - Seção latitudinal-anual da energia cinética total e da energia cinética da perturbação para o Hemisfério Norte, em 700mb.

H é para os máximos e L é para os mínimos; J é janeiro e F é fevereiro.

### 3.5 - ESCALA DO MOVIMENTO

Definiu-se uma escala  $Sv_z$  (Stefanick, 1981) para o movimento horizontal, dada por:

$$Sv_Z = \left[ \frac{\sum_{k=1}^n (A_k^V)^2}{\sum_{k=1}^n (A_k^Z)^2} \right]^{1/2} \frac{|f_c| E \cos\phi}{g} \quad (3.4)$$

Esta escala está relacionada com a razão entre a variância total da velocidade meridional e a variância total do campo de altura geopotencial.

A variação interanual e meridional da escala do movimento é mostrada na Figura 3.8, onde pode ser visto que a variação interanual da escala do movimento é muito pequena ao longo de todos os anos, e é verificado que nas latitudes médias e subtropicais um número de onda próximo a 3 é dominante, enquanto nas latitudes altas um número de onda próximo a 2 é dominante. Além disso, pode ser visto que em fevereiro de 1965, em janeiro de 1969 e em fevereiro de 1979 a onda 4 foi representativa do escoamento médio mensal destes meses na latitude de 30°N.

Quanto à variação meridional, pode ser visto que o número de onda representativo do escoamento em 700mb diminui das latitudes mais baixas para as latitudes mais altas.

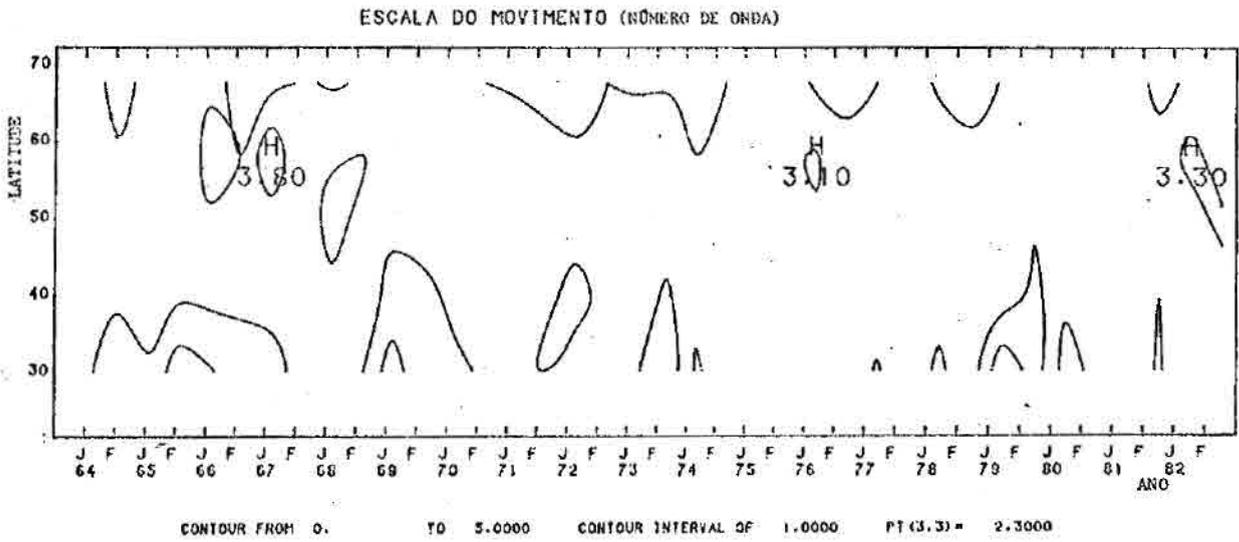


Fig. 3.8 - Seção latitudinal-anual da escala do movimento para o Hemisfério Norte, em 700mb.

H é para os máximos e L é para os mínimos; J é janeiro e F é fevereiro.

## CAPÍTULO 4

### VARIABILIDADE CLIMÁTICA NO NORDESTE BRASILEIRO (NEB)

Neste capítulo serão tratadas as possíveis conexões entre a precipitação no Nordeste Brasileiro com a circulação geral de inverno no HN ao nível de 700mb. Também será tratada a possível influência da Oscilação Meridional na precipitação do NEB. Na última seção deste capítulo será discutido o caso específico da seca de 1983.

Para ter uma idéia melhor da variação interanual da precipitação no NEB, é desejável fazer uma análise dela, pelo menos no trimestre mais chuvoso no NEB.

#### 4.1 - ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE BRASILEIRO (NEB)

Neste trabalho, o trimestre relativo a março, abril e maio foi escolhido como o trimestre mais chuvoso no NEB (aqui chamado *trimestre chuvoso*). Esta escolha foi feita tomando como base os trabalhos de Azevedo (1974) e Marques (1981).

A Figura 4.1a mostra o desvio normalizado ( $D_i^j$ ) da precipitação do NEB, no trimestre chuvoso do ano de 1964 até o ano de 1983, ou seja, dos últimos vinte anos. Para o cálculo de  $D_i^j$  utilizou-se a metodologia usada por Marques (1981), ou seja:

$$D_i^j = (P_i^j - \bar{P}_i) / (DP_i) \quad (4.1)$$

e

$$D^j = 1/M \sum D_i^j \quad (4.2)$$

onde  $D_i^j$  é o desvio normalizado da precipitação do ano j da estação i;  $P_i^j$  é a precipitação média do trimestre chuvoso da estação i; e M é a

quantidade de estações utilizadas. No presente trabalho utilizaram vinte estações, cuja distribuição espacial é mostrada na Figura 4.2, e suas localidades são citadas no Apêndice D. No cálculo de  $D^j$  vale salientar que para a estação de Floriano (Piauí), (43 02'W; 6 46'N), tem-se apenas 60% dos dados, enquanto nas demais estações tem-se mais de 85% dos dados, sendo que em boa parte delas tem-se 100% dos dados.

Na Figura 4.1a pode ser visto que os anos mais chuvosos no NEB no período de 1964 até 1983 foram 1964, 1965, 1967, 1973 e 1974; enquanto os anos mais secos foram 1966, 1970, 1976, 1980 e 1983. Esta escolha foi feita da seguinte maneira. Os anos cujos desvios da precipitação de sua normal foram acima de 0,5 do desvio padrão, são considerados os chuvosos, e aqueles cujos desvios foram abaixo de -0,5 do desvio padrão secos.

A Figura 4.1b mostra a variabilidade interanual do desvio normalizado da precipitação dos meses de março, abril e maio no NEB.

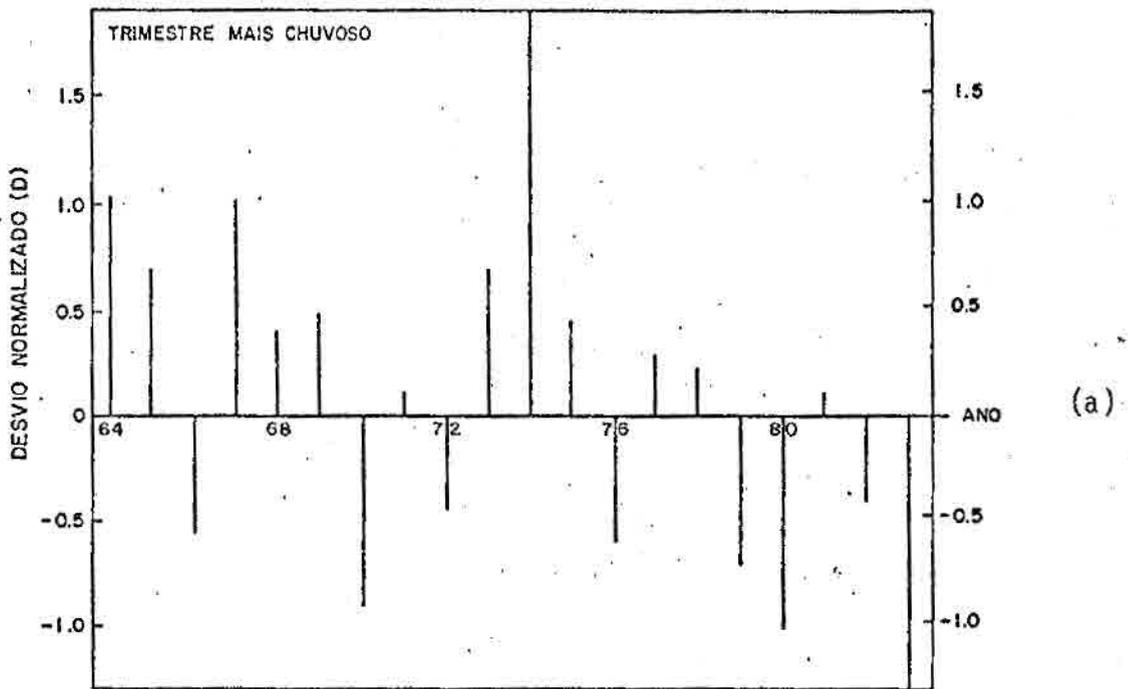


Fig. 4.1 - Desvio normalizado da precipitação do trimestre mais chuvoso e aquele dos meses de março, abril e maio de vinte estações do Nordeste Brasileiro.

(continua)

#### 4.2 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE A PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE BRASILEIRO (NEB) E A ALTURA GEOPOTENCIAL EM 700mb NO HEMISFÉRIO NORTE (HN)

Observando simultaneamente a variabilidade interanual de precipitação no NEB (Figura 4.1) e a variação interanual das grandezas do Capítulo 3 (Figuras de 3.2 a 3.8), verifica-se que aparentemente não existe uma relação simples entre a precipitação no NEB e as grandezas mencionadas no Capítulo 3 exceto a variância da altura geopotencial que, em geral, é relativamente menor nos anos secos do que nos anos chuvosos. Verificando a variação interanual da variância da altura geopotencial (Figura 3.4), nota-se que esta foi relativamente grande nos anos de 1964, 1965, 1968, 1970, 1972, 1974, 1977, 1978 e 1981. No entanto, observando a Figura 4.1a verifica-se que em quase todos estes anos a precipitação no NEB foi acima da normal, as exceções foram os anos de 1970 e 1972. Como exemplo das demais grandezas, pode ser mencionado o transporte meridional de momentum feito pelos dez primeiros harmônicos (Figura 3.5d), onde se observa divergência na latitude próxima a  $50^{\circ}\text{N}$  nos anos de 1964, 1966, 1970, 1971, 1974, 1976, 1977, 1981 e 1982. Por outro lado, a precipitação no NEB foi acima da normal nos anos de 1964, 1971, 1977 e 1981 e abaixo da normal nos anos de 1966, 1970, 1976 e 1982. Então, procurou-se verificar a variabilidade interanual de precipitação no NEB, conectada com a circulação geral do HN, através de cálculos dos coeficientes de correlação entre a altura geopotencial de inverno no HN e a precipitação do trimestre chuvoso do NEB. Além disto, foi feita a comparação entre as análises dos desvios da altura geopotencial ao nível de 700mb dos meses de inverno do HN e os anos secos e chuvosos no NEB.

Os coeficientes de correlação são apenas um indicativo do comportamento entre a precipitação no NEB e a circulação geral de inverno no HN em 700mb. Estudos desta natureza foram realizados por Namias (1972). Este tipo de investigação requer cuidados especiais para não levar a conclusões errôneas.

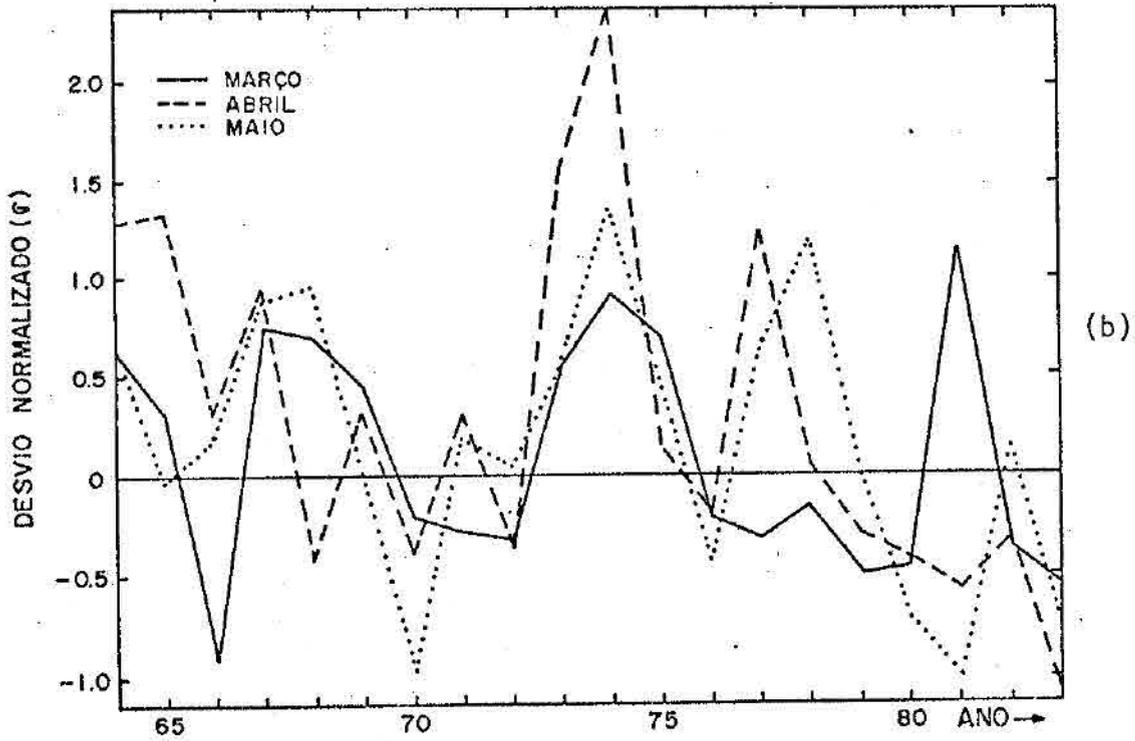


Fig. 4.1 - Conclusão.

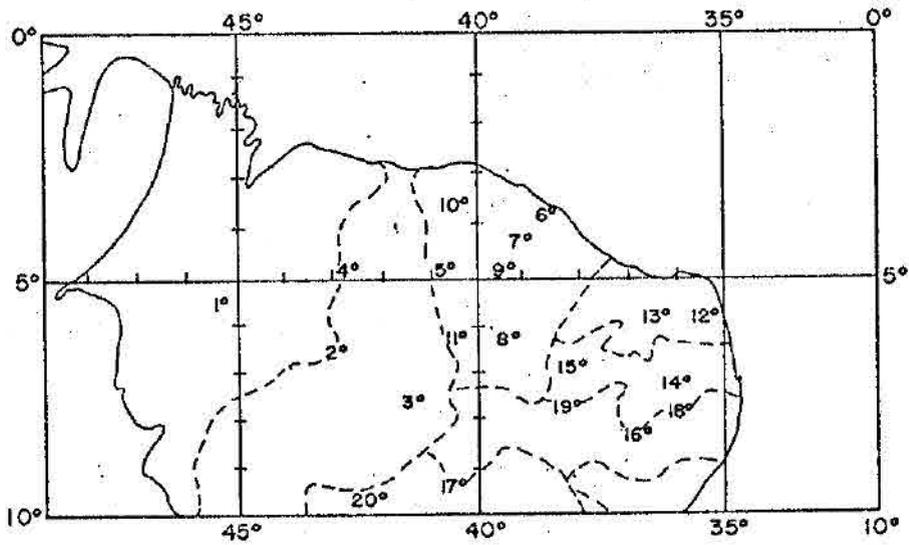


Fig. 4.2 - Distribuição espacial das vinte estações do Nordeste Brasileiro.

Esta distribuição (Apêndice D) é usada neste trabalho para o cálculo dos desvios normalizados.

A Figura 4.3a, b e c mostra os coeficientes de correlações entre a circulação média mensal dos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, respectivamente, e a precipitação no NEB no mês de março.

No mês de dezembro (Figura 4.3a) os centros de coeficientes de correlação com maiores valores são:

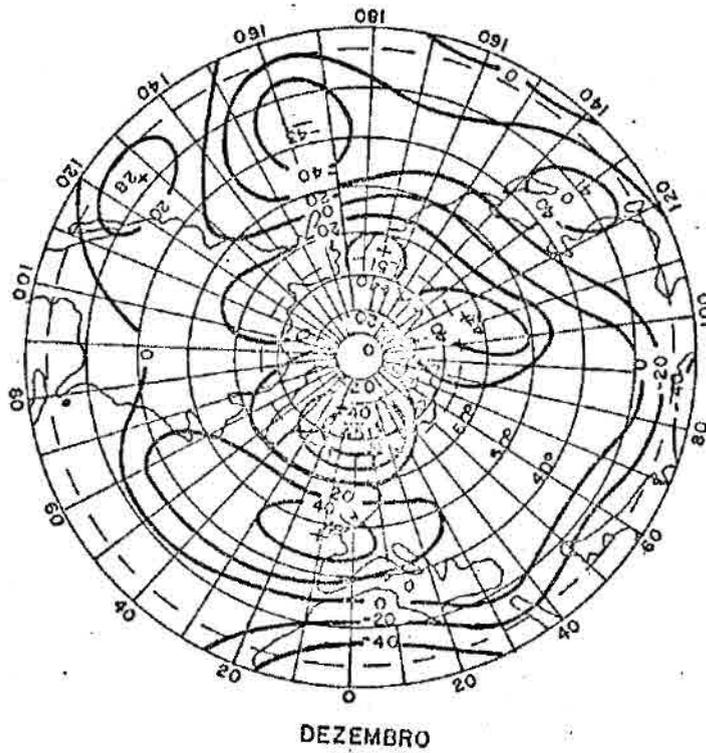
- a) Positivos: Sobre a Sibéria ( $110^{\circ}\text{E}$ ;  $60^{\circ}\text{N}$ ) com um valor de 0,43; na costa da Europa ( $10^{\circ}\text{W}$ ;  $40^{\circ}\text{N}$ ) o valor é 0,49; e sobre o mar de Bering ( $180^{\circ}\text{W}$ ;  $70^{\circ}\text{N}$ ) é 0,51. Um centro secundário aparece sobre a costa oeste dos Estados Unidos ( $120^{\circ}\text{W}$ ;  $30^{\circ}\text{N}$ ).
- b) Negativos: Próximo à Islândia ( $10^{\circ}\text{W}$ ;  $70^{\circ}\text{N}$ ) com um valor de -0,45; sobre o Pacífico central ( $160^{\circ}\text{W}$ ;  $40^{\circ}\text{N}$ ) com um valor de -0,63; e próximo ao Japão ( $130^{\circ}\text{E}$ ;  $30^{\circ}\text{N}$ ) com -0,41.

Para o mês de janeiro (Figura 4.3b), os centros de coeficientes de correlação com maiores valores aparecem:

- a) Positivos: Sobre a Europa Ocidental ( $0^{\circ}\text{E}$ ;  $40^{\circ}\text{N}$ ) com um valor de 0,66; sobre a Sibéria ( $120^{\circ}\text{E}$ ,  $50^{\circ}\text{N}$ ) o valor é 0,58; e sobre o Estados Unidos ( $90^{\circ}\text{W}$ ;  $40^{\circ}\text{N}$ ) é 0,55.
- b) Negativos: Sobre o Egito ( $30^{\circ}\text{W}$ ,  $30^{\circ}\text{N}$ ) com um valor de -0,63 e sobre a região polar ( $180^{\circ}\text{W}$ ;  $80^{\circ}\text{N}$ ) com uma valor de -0,56.

No mês de fevereiro (Figura 4.3c), os centros de coeficientes de correlação com maiores valores são:

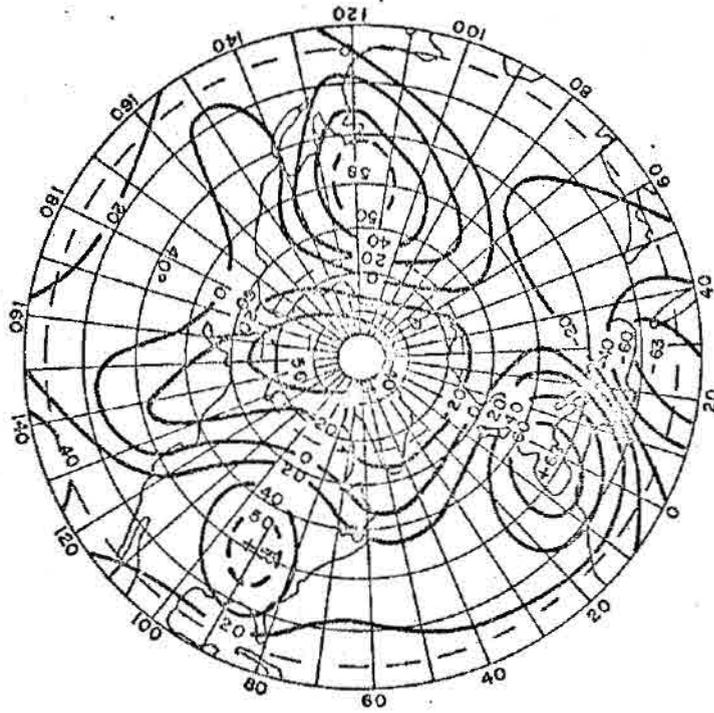
- a) Positivos: Sobre a Sibéria ( $100^{\circ}\text{E}$ ;  $60^{\circ}\text{N}$ ) com um valor de 0,63.
- b) Negativos: A nordeste dos Estados Unidos ( $70^{\circ}\text{W}$ ;  $40^{\circ}\text{N}$ ) com um valor de -0,61 e sobre as Ilhas Spitsbergen ( $20^{\circ}\text{E}$ ;  $80^{\circ}\text{N}$ ), na região do Ártico, com um valor de 0,51.



(a)

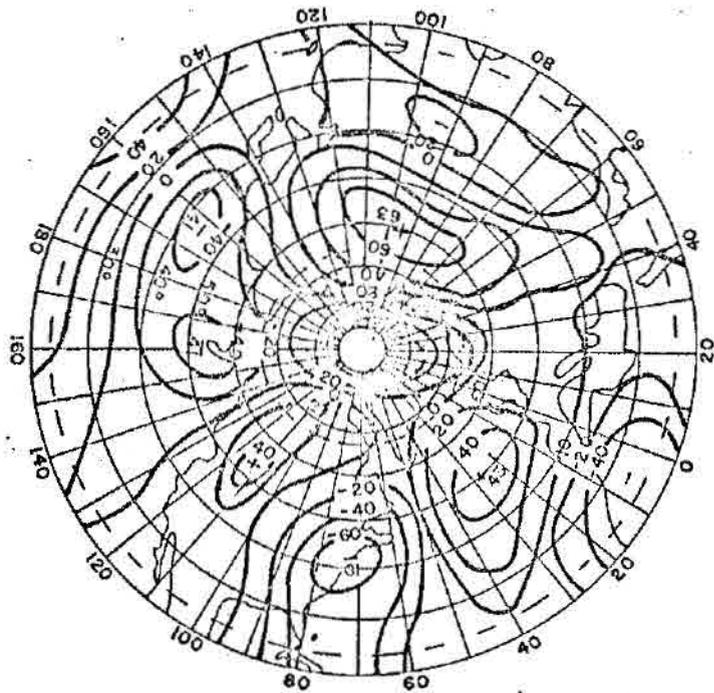
Fig. 4.3 - Coeficientes de correlação entre a altura geopotencial de 700mb do inverno no Hemisfério Norte e a precipitação do mês de março do Nordeste Brasileiro.

(continua)



JANEIRO

(b)



FEVEREIRO

(c)

Fig. 4.3 - Conclusão.

A significância estatística dos resultados comentados anteriormente deve ser feita comparando os valores dos coeficientes de correlação (positivo e negativo) com os valores apresentados na Tabela 4.1. Esta tabela mostra os valores acima dos quais os coeficientes de correlação são significativos, para um determinado nível de significância e uma determinada quantidade de dados, e foi construída usando a distribuição t de Student para os dois lados.

TABELA 4.1

VALORES CRÍTICOS DOS COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO PARA UMA DETERMINADA SÉRIE DE DADOS E UM CERTO NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA

NÚMERO DE DADOS	NÍVEIS DE SIGNIFICÂNCIA		
	90%	95%	99%
19	0,39	0,46	0,58
23	0,36	0,41	0,53
25	0,34	0,40	0,51
38	0,27	0,32	0,42
57	0,22	0,27	0,34

Fonte: Adaptada de Spiesel (1971), p.563

No caso dos coeficientes de correlação da Figura 4.3a, b e c, a série de dados é de 19 anos, ou seja, 19 pares de dados para cada figura. Então, todos os coeficientes de correlação cujos valores são iguais ou maiores que 0,58 são significativos ao nível de 99%, e aqueles cujos valores são superiores ou iguais a 0,46 são significativos ao nível de 95%.

Logo, pode ser observado que para o mês de dezembro (Figura 4.3a) os centros positivos sobre a costa da Europa ( $10^{\circ}\text{W}$ ;  $50^{\circ}\text{N}$ ) e sobre o mar de Bering ( $180^{\circ}\text{W}$ ;  $70^{\circ}\text{N}$ ) são significativos ao nível de 95%, e a variância explicada é de aproximadamente 23%. Já os centros negativos sobre o Japão ( $130^{\circ}\text{E}$ ;  $30^{\circ}\text{N}$ ) e sobre o Pacífico central ( $160^{\circ}\text{W}$ ;  $40^{\circ}\text{N}$ ) e o centro positivo sobre a Sibéria ( $100^{\circ}\text{W}$ ;  $60^{\circ}\text{N}$ ) são significativos apenas ao nível de 90%. No mês de janeiro (Figura 4.3b) nota-se que os centros positivos sobre a Europa Ocidental ( $0^{\circ}\text{E}$ ;  $40^{\circ}\text{N}$ ) e sobre a Sibéria ( $110^{\circ}\text{E}$ ;  $50^{\circ}\text{N}$ ), além do centro negativo sobre o Egito ( $30^{\circ}\text{E}$ ;  $30^{\circ}\text{N}$ ), são significativos ao nível de 99%, e a variância explicada é de aproximadamente 40% enquanto o centro positivo sobre os Estados Unidos e o centro negativo sobre a região polar são significativos ao nível de 95%, e a variância explicada é de aproximadamente 30%. No caso da Figura 3.1c, ou seja, do mês de fevereiro, o centro positivo sobre a Sibéria ( $100^{\circ}\text{E}$ ;  $60^{\circ}\text{N}$ ) e o centro negativo a nordeste do Estados Unidos ( $70^{\circ}\text{E}$ ;  $40^{\circ}\text{N}$ ) são significativos ao nível de 99%, e a variância explicada é de aproximadamente 40%. O centro negativo sobre a região do Ártico ( $20^{\circ}\text{W}$ ;  $80^{\circ}\text{N}$ ) é significativo ao nível de 95%, e a variância é de 25%.

Um melhor entendimento das correlações estatísticas encontradas anteriormente pode ser obtido comparando a Figura 4.3a, b e c com a Figura 3.1a, b e c, as quais mostram a altura geopotencial média mensal de 19 anos de dados ao nível de 700mb para o HN dos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, respectivamente.

Para o mês de dezembro (Figura 4.3a e 3.1a) pode ser visto que o centro de correlação negativo, próximo à Islândia, está perto da baixa da Groenlândia, e o positivo sobre a Sibéria está localizado justamente sobre uma região de crista. Já o centro de correlação negativa próximo ao Japão está sobre uma região de cavado.

No mês de janeiro o centro de correlação positivo sobre a Europa Ocidental/Mediterrâneo está situado sobre uma região de crista (Figura 3.1b) e o centro positivo sobre a Sibéria também está sobre

uma região de crista. O centro negativo que aparece sobre a região polar está sobre uma região de alta pressão (Figura 3.1b).

Comparando as Figuras 4.3c e 3.1c pôde ser verificado que o centro de correlação positivo sobre a Sibéria está localizado sobre uma região de crista e o centro negativo sobre o noroeste dos Estados Unidos está próximo da região de crista. O centro de correlação negativo a nordeste da Groenlândia está próximo de uma região de crista.

A Figura 4.4 mostra a configuração dos coeficientes de correlação lineares entre a altura geopotencial, ao nível de 700mb no HN, nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, e a precipitação no NEB nos meses de março, abril e maio. O período de dados foi de 1964 até 1982, ou seja, 57 pares de dados. Pode ser observado que mesmo os resultados dos maiores centros de correlação não são muito animadores, pois os centros positivos que aparecem sobre a região da Sibéria ( $110^{\circ}\text{W}$ ;  $50^{\circ}\text{N}$ ) e sobre a parte central da Europa ( $30^{\circ}\text{E}$ ;  $40^{\circ}\text{N}$ ) e o centro negativo que aparece sobre a baixa da Islândia são significativos apenas ao nível de 90%. Os demais centros não têm nenhum significado estatístico; contudo, um dos centros aparece sobre a baixa do golfo do Alaska e o outro aparece sobre a região da alta polar.

Observando a Figura 4.4 nota-se que, quando a anomalia de pressão for positiva sobre a alta do estreito de Bering, positiva sobre a baixa da Groenlândia e negativa sobre a Sibéria e sobre a parte sul da Europa, a tendência da precipitação no NEB é ser inferior à sua normal.

As Figuras 4.5a, b, c e d mostram as variações interanuais dos desvios da altura geopotencial nos pontos ( $0^{\circ}\text{E}$ ;  $40^{\circ}\text{N}$ ), ( $110^{\circ}\text{E}$ ;  $60^{\circ}\text{N}$ ) e ( $180^{\circ}\text{W}$ ;  $80^{\circ}\text{N}$ ) do mês de janeiro, e ( $90^{\circ}\text{E}$ ;  $50^{\circ}\text{N}$ ) do mês de fevereiro, e a precipitação no NEB no mês de março.

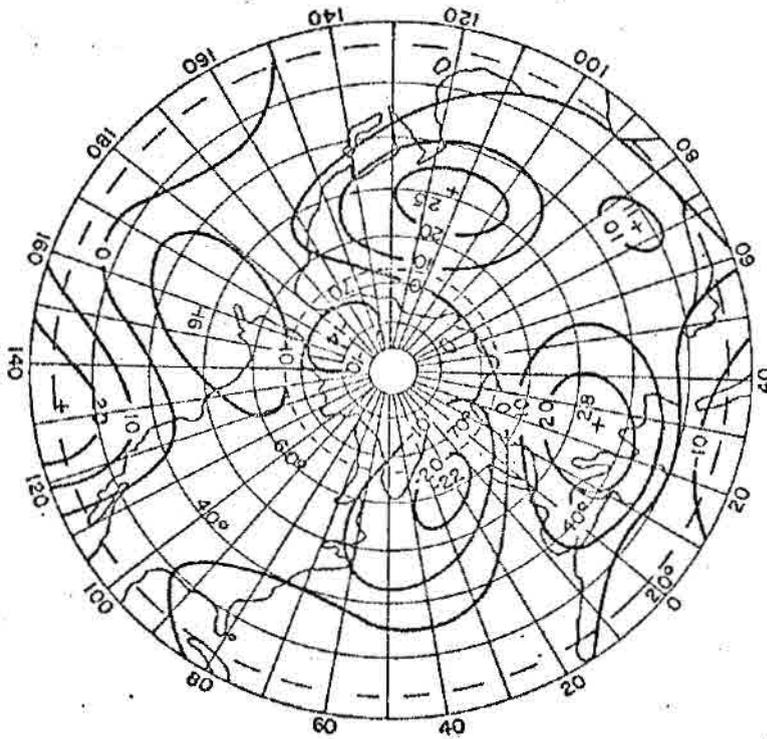


Fig. 4.4 - Coeficientes de correlação entre a altura geopotencial de 700mb dos meses de inverno no Hemisfério Norte e a precipitação dos meses do trimestre mais chuvoso no Nordeste Brasileiro.

A vantagem do conjunto da Figura 4.5 é que pode ser vista a variação interanual de altura geopotencial em relação à precipitação no NEB. Verifica-se através da Figura 4.5a que, na maioria dos anos em que o desvio normalizado da precipitação do mês de março tem valores relativamente maiores, o desvio da altura geopotencial do mês de janeiro no ponto ( $0^{\circ}\text{E}$ ;  $40^{\circ}\text{N}$ ) também tem valores relativamente maiores; enquanto na maioria dos anos em que o desvio normalizado da precipitação do mês de março tem valores relativamente menores, o desvio da altura geopotencial tem valores relativamente menores. Verifica-se que esta observação é analisada para a Figura 4.5b e d. Por outro lado, observando a Figura 4.5c, verifica-se que na maioria dos anos em que o desvio normalizado da precipitação tem valores relativamente maiores, o desvio da altura geopotencial de janeiro no ponto ( $180^{\circ}\text{W}$ ;  $80^{\circ}\text{N}$ ) tem valores relativamente menores, e na maioria dos anos em que

o desvio normalizado da precipitação do mês de março tem valores relativamente menores, o desvio da altura geopotencial tem valores relativamente maiores. No entanto, na Figura 4.3b, no ponto  $(180^{\circ}\text{W}; 80^{\circ}\text{N})$ , observa-se coeficiente de correlação negativo, cujo nível de significância é de 95%.

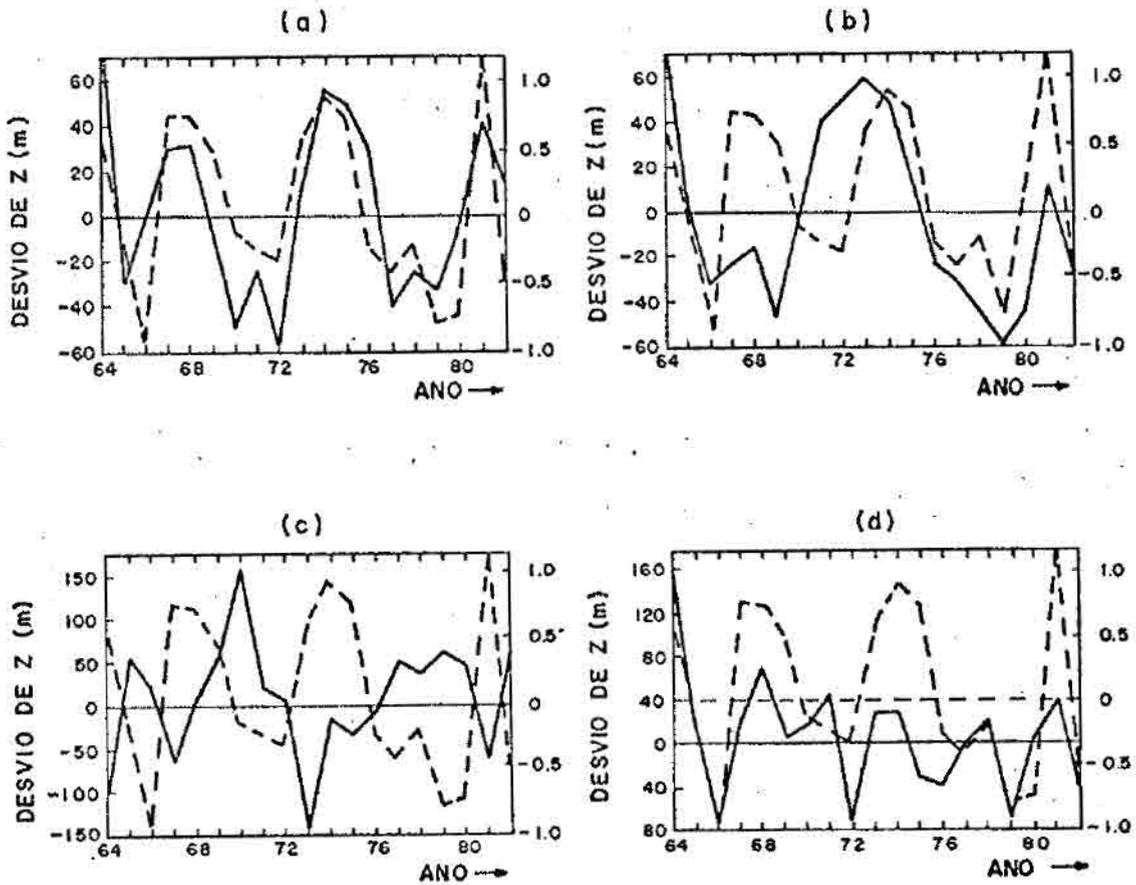


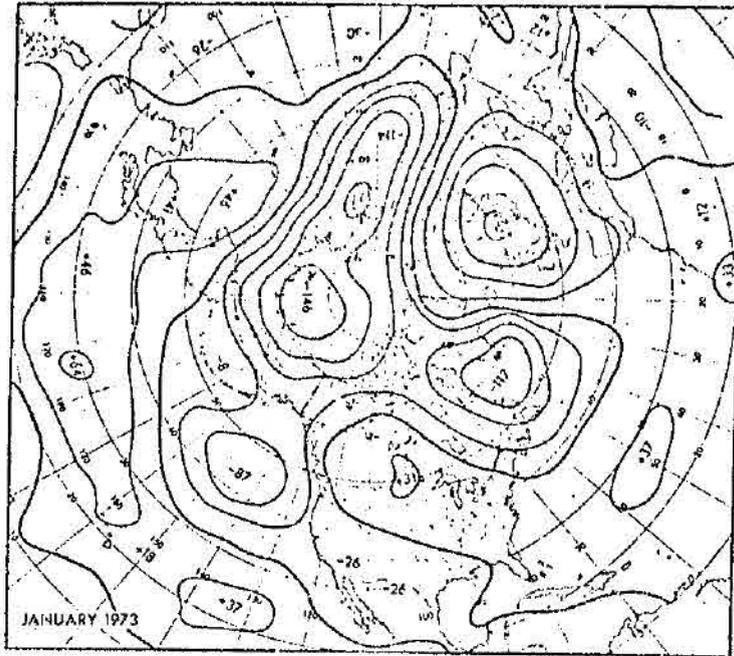
Fig. 4.5 - Variação interanual da altura geopotencial ao nível de 700mb, de alguns ponto do Hemisfério Norte.

$(0^{\circ}\text{E}; 40^{\circ}\text{N})$  (a),  $(110^{\circ}\text{E}; 60^{\circ}\text{N})$  (b),  $(180^{\circ}\text{W}; 80^{\circ}\text{N})$  (c) do mês de janeiro e  $(90^{\circ}\text{E}; 50^{\circ}\text{N})$  (d) do mês de fevereiro. A linha tracejada é a variação interanual da precipitação no NEB para o mês de março.

A Figura 4.6a, b, c e d mostra os desvios da normal da altura geopotencial ao nível de 700mb no HN do mês de janeiro, respectivamente dos anos de 1973 (chuvoso no NEB), 1979 (seco no NEB), 1974 (chuvoso no NEB) e 1967 (chuvoso no NEB). Observando esta figura nota-se que para o ano de 1973 há um forte desvio negativo na região da Groenlândia e um forte desvio positivo na região da Sibéria. Neste mês a anomalia de TSM foi negativa no Atlântico Tropical Norte e positiva no Sul. Para o ano de 1979 observa-se um desvio positivo na região da Islândia e um desvio negativo na região da Sibéria. A anomalia de TSM do mês de janeiro não apresentou padrões bem definidos, aparecendo algumas regiões negativas e outras positivas, tanto no Atlântico Norte como no Sul; sendo que as áreas de anomalias negativas do Atlântico Tropical Sul foram mais extensas do que do Norte no mês de fevereiro deste ano (1979). A anomalia de TSM foi negativa no Atlântico Tropical Sul e positiva no Norte.

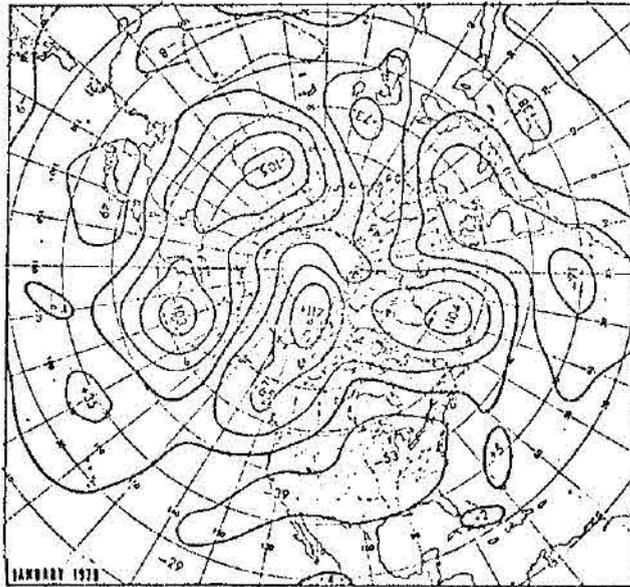
Comparando a Figura 4.6a e b com a Figura 4.4, verifica-se que as configurações dos desvios da altura geopotencial estão consistentes com os coeficientes de correlação para os anos secos e chuvosos no NEB.

Observando os desvios da normal da circulação de 700mb no HN, nos anos chuvosos e secos no NEB, verifica-se uma configuração próxima das Figuras 4.6a e b, respectivamente para os anos chuvosos e secos no NEB. Uma vez que em janeiro de 1974 a configuração dos desvios da altura geopotencial ao nível de 700mb (Figura 4.6c) foi negativa na região da Islândia/Groenlândia e positiva sobre a parte sul da Europa e quase nula sobre a Sibéria, o ano de 1974 foi chuvoso no NEB. No ano de 1967, que foi um ano chuvoso no NEB, a configuração dos desvios da altura geopotencial do mês de janeiro de 700mb no HN (Figura 4.6d) está mais próxima dos anos secos no NEB, e verificando a anomalia de TSM do Atlântico Tropical do mês de novembro de 1966 até março de 1977, observa-se anomalia positiva tanto ao Norte como ao Sul do equador.



(a)

FONTE: Wagner (1973), p.382.



(b)

FONTE: Wagner (1979), p.500.

Fig. 4.6 - Desvio da normal da altura geopotencial ao nível de 700mb, para o Hemisfério Norte do mês de janeiro dos anos de 1973, 1979, 1974 e 1967.

(continua)



#### 4.3 - POSSÍVEIS INFLUÊNCIAS DA OSCILAÇÃO MERIDIONAL NO CLIMA DO NORDESTE BRASILEIRO

A Tabela 4.2 mostra os coeficientes de correlação lineares entre o índice de OS, dos meses de setembro até maio, e a precipitação no NEB dos meses de dezembro até maio. O período de dados utilizados foi de setembro de 1960 até maio de 1983 para o índice de OS e de janeiro de 1961 até maio de 1983 para a precipitação no NEB, ou seja, um período de 23 anos.

Verifica-se que na Tabela 4.1 os coeficientes de correlação da precipitação no período chuvoso do NEB e o índice da OS durante o verão do HS são bastante significativos. Na Tabela 4.2 os coeficientes de correlação marcados com um asterisco são significativos ao nível de 95%, e a variância explicada é de aproximadamente 23%. Aqueles marcados com dois asteriscos são significativos ao nível de 99%, e a variância explicada é de aproximadamente 30%. Então, o coeficiente de correlação entre o índice de OS de fevereiro e a precipitação de abril é significativo ao nível de 99%; enquanto os coeficientes de correlação entre o índice de OS e a precipitação no NEB dos meses de janeiro versus março, março versus abril e março versus maio são significativos ao nível de 95%. Logo, parece existir uma relação entre a OS no verão do HS e a precipitação do período chuvoso no NEB, com uma defasagem de dois meses.

Também foi feito o cálculo do coeficiente de correlação entre o trimestre dezembro, janeiro e fevereiro da OS e a precipitação do trimestre chuvoso do NEB, do qual se obteve um valor de 0,47, que é significativo ao nível de 95%. O valor do coeficiente de correlação entre o índice de OS do trimestre janeiro, fevereiro e março e a precipitação do trimestre chuvoso do NEB, foi de 0,56 que é significativo ao nível de 99%.

Isto significa que quando a anomalia de pressão no Pacífico Sul for negativa e a anomalia de pressão na região norte da

Austrália for positiva, no verão do HS a precipitação no NEB é menor que sua normal.

A Figura 4.7a e b mostra a variação interanual do índice de OS para os meses de dezembro e janeiro, respectivamente. A linha tracejada é o desvio da precipitação noNEB para o mês de março e a linha pontilhada é este desvio para o mês de abril.

TABELA 4.2

COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO ENTRE O ÍNDICE DE OSCILAÇÃO SUL  
E A PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE BRASILEIRO

ÍNDICE DE OS	PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE BRASILEIRO					
	DEZ.	JAN.	FEV.	MAR.	ABR.	MAIO
SETEMBRO	-0,35	0,06	0,01	0,01	0,27	0,15
OUTUBRO	-0,32	-0,19	-0,23	0,29	-0,10	-0,19
NOVEMBRO	0,14	0,19	-0,24	0,26	0,28	0,27
DEZEMBRO	-0,07	-0,23	-0,10	0,21	0,23	0,14
JANEIRO		0,17	0,03	0,47*	0,28	0,22
FEVEREIRO			-0,01	0,27	0,56**	0,16
MARÇO				0,26	0,44*	0,46*
ABRIL					0,33	0,14
MAIO						-0,05

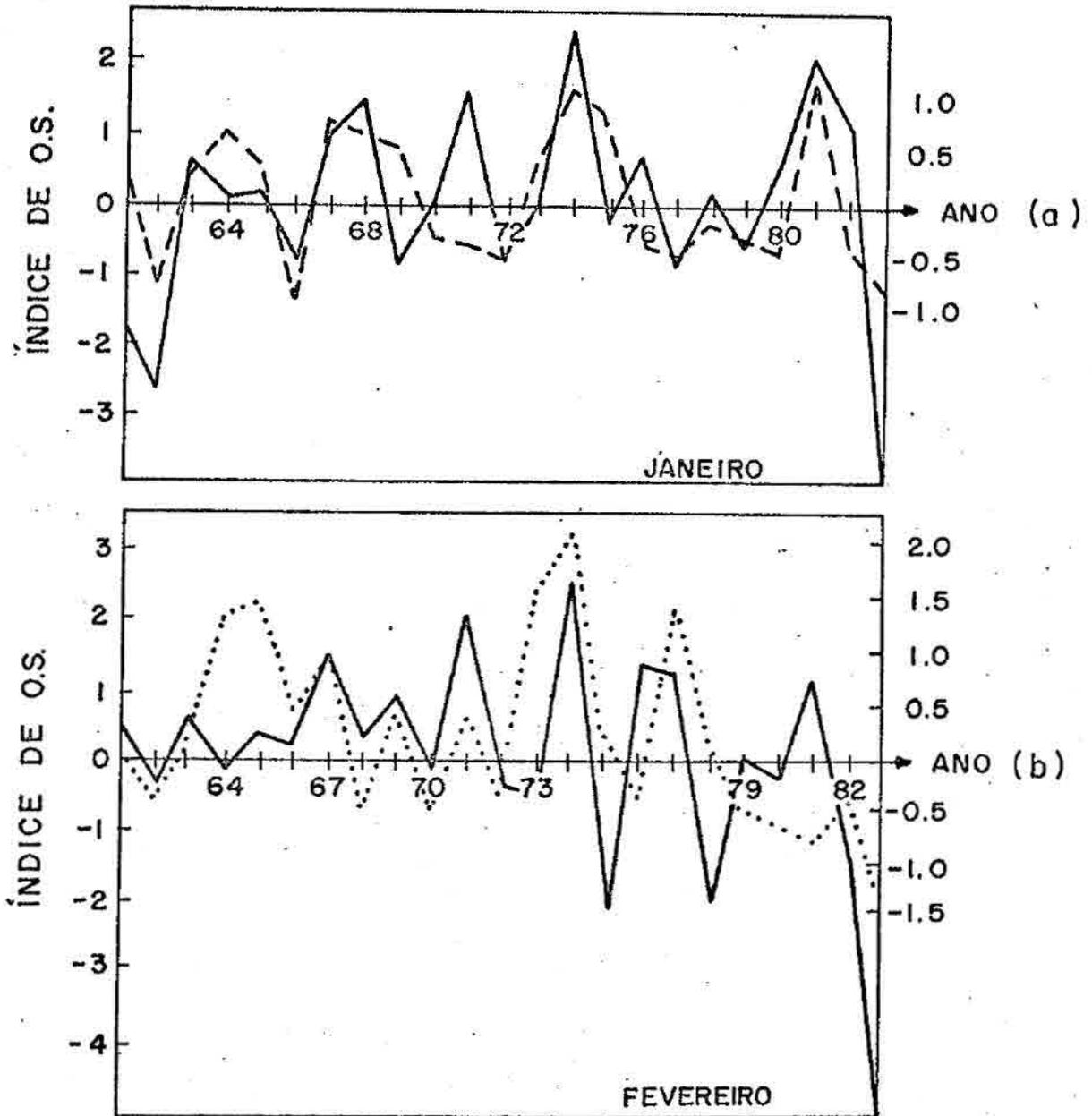


Fig. 4.7 - Variação interanual do Índice de Oscilação Sul (Meridional) para janeiro e fevereiro.

A linha tracejada é o desvio da precipitação no NEB para o mês de março, a linha pontilhada é o desvio da precipitação para o mês de abril e a linha sólida é o desvio da Oscilação Sul.

#### 4.4 - A SECA DE 1983

Pode ser visto na Figura 4.1 que no ano de 1983 o Nordeste Brasileiro sofreu a maior seca dos últimos 20 anos. Também nota-se que desde 1979 até 1983 a precipitação do trimestre mais chuvoso do Nordeste Brasileiro foi abaixo da normal, com exceção do ano de 1981. Porém, neste ano (1981) a precipitação foi acima da normal apenas no mês de março, e nos meses de abril e maio foi abaixo da normal (Figura 4.1b). Já para o ano de 1982 a precipitação foi abaixo da normal (Figura 4.1a); contudo no mês de maio a precipitação foi acima da normal, sendo abaixo nos meses de março e abril.

A Figura 4.8a e b mostra a precipitação no trimestre mais chuvoso e seu respectivo desvio (D) da normal do ano de 1983. Esta figura foi construída com dados de precipitação de 51 estações no NEB, cujas localidades encontram-se no Apêndice D. Pode ser visto que, na maior parte do interior do NEB, a precipitação foi de apenas 40% da normal, sendo que na parte sul do Estado do Ceará e na parte oeste do Estado de Pernambuco a precipitação foi de apenas 20% de sua normal. Tal variação climática foi muito crítica para a população da região, pois causou fortes distúrbios sociais. Em várias localidades houve falta d'água até para consumo da população, e o fluxo de pessoas em direção às grandes cidades, principalmente Fortaleza (Ceará), foi muito grande. A população desta cidade aumentou em mais de 300 mil habitantes no ano de 1983, quando o esperado seria um aumento de cerca de 70 mil habitantes (Gabeira, 1983).

A causa física da seca de 1983 parece estar fortemente relacionada com os fenômenos da Oscilação Meridional e do El Niño, uma vez que a anomalia de temperatura da superfície do mar no oceano Atlântico Tropical não apresentou uma configuração semelhante às de Moura e Shukla (1981). Portanto, a anomalia de TSM foi negativa tanto para o Atlântico Tropical Sul como para o Norte. No mês de maio, entretanto, a configuração da anomalia de TSM foi favorável a um aparecimento de uma circulação do tipo Moura e Shukla. A configuração dos

desvios mensais de pressão ao nível do mar, nos meses de inverno no HN, foi bem próxima àquela por Bjerknes (1966) para um ano de El Niño. Isto porque a anomalia de pressão sobre a baixa do golfo do Alaska foi fortemente negativa, a anomalia de pressão sobre a alta da Sibéria foi negativa e a anomalia de pressão sobre a baixa da Groenlândia foi negativa para janeiro e positiva para fevereiro e março; conforme as análises de Parker (1983a, 1983b). Tal fato concorda com Namias (1972) para os anos secos no NEB.

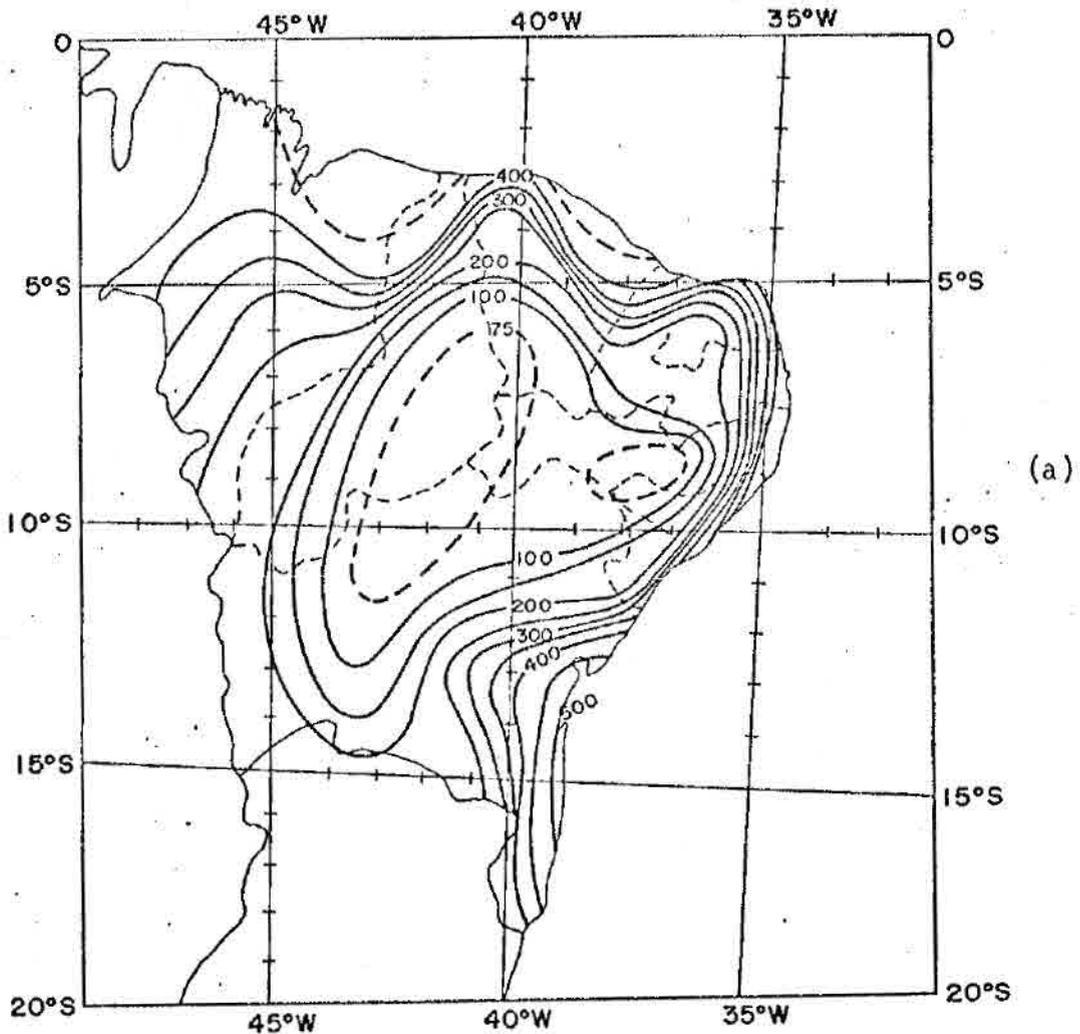
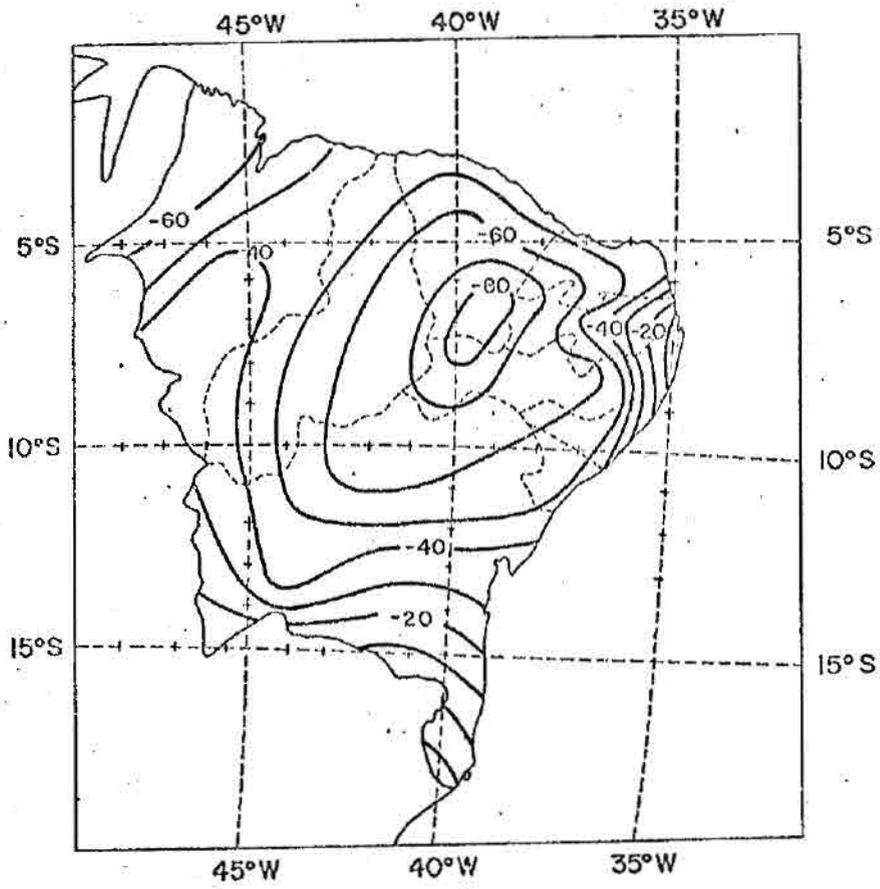


Fig. 4.8 - Total de precipitação do trimestre mais chuvoso no Nordeste Brasileiro para o ano de 1983, e o seu desvio em porcentagem, com base nos boletins de março, abril e maio do Instituto Nacional de Meteorologia (1983).

(continua)



(b)

Fig. 4.8 - Conclusão.

## CAPÍTULO 5

### CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Foi feito inicialmente um estudo da variabilidade interanual da estrutura meridional de alguns parâmetros dinâmicos tais como transporte de momentum, energia cinética, vento zonal médio, amplitude e fase das ondas 1, 2 e 3 e a variância da altura geopotencial, ao nível de 700mb, durante o inverno do Hemisfério Norte. Foi observado que não existe uma variação sistemática interanual destes parâmetros. Além disto, não foi geralmente encontrada uma relação direta entre a variabilidade interanual da precipitação do NEB e os parâmetros citados acima. A única exceção foi a variância da altura geopotencial que, em geral, tem menores amplitudes nos anos mais secos do que nos anos chuvosos.

Estudou-se, também, a interação entre a circulação geral de inverno no HN e a precipitação no NEB, através dos cálculos dos coeficientes de correlação lineares entre a altura geopotencial ao nível de 700mb, durante o inverno no HN. Analisou-se também a precipitação no trimestre chuvoso do NEB, observando os desvios mensais da altura geopotencial nos meses de inverno no HN e comparando-os com os anos secos e chuvosos no NEB.

Na análise dos coeficientes de correlação foram encontrados níveis de significância de 99% e 95% para a correlação entre a precipitação no NEB e a altura geopotencial de algumas regiões do HN. Entre elas podem ser citadas a Sibéria a parte sul da Europa, a Groenlândia/Islândia e a região do Ártico. Os maiores valores dos coeficientes de correlação foram encontrados entre a altura geopotencial dos meses de janeiro e fevereiro e a precipitação do mês de março, assim como entre a altura geopotencial de janeiro e a precipitação de abril, e a altura geopotencial de fevereiro e a precipitação de maio. Há, portanto, um certo grau de influência da circulação geral do HN sobre a precipitação no NEB, com uma antecedência de dois a três meses.

Os coeficientes de correlação entre a altura geopotencial dos meses de inverno das regiões da Sibéria e da Groenlândia/Islândia e a precipitação dos meses do trimestre chuvoso no NEB são significativos apenas para o nível de 90% de significância. Contudo, isto leva a crer que quando os desvios da altura geopotencial de 700mb no inverno são negativos sobre a Sibéria e positivos sobre a Groenlândia/Islândia, a tendência da precipitação no NEB é ser abaixo do seu valor normal e vice-versa.

Comparando os desvios da altura geopotencial de 700mb nos invernos do HN, que antecederam os anos secos e chuvosos no NEB, encontra-se que na maioria dos invernos em que os desvios dos meses de dezembro, janeiro e fevereiro são positivos na região de Groenlândia/Islândia e negativos na parte centro-sul da Europa e na região da Sibéria, em geral a precipitação no NEB foi abaixo da sua normal e vice-versa. Exceto em 1967, quando os desvios dos meses de janeiro e fevereiro foram positivos na Groenlândia e negativos na região da Sibéria, este ano (1967) foi um ano chuvoso no NEB, e a anomalia de TMS dos meses de novembro de 1966 até março de 1967 foi positiva tanto no Atlântico Tropical Norte como no Sul.

A relação entre a precipitação no NEB e o Índice de Oscilação Sul também foi verificada através dos cálculos de coeficientes de correlação. Os resultados mostram que existe uma boa correlação entre o Índice de OS dos meses de verão no HS e a precipitação dos meses do trimestre chuvoso no NEB, com uma defasagem de dois meses. Em outras palavras, quando a anomalia de pressão sobre a alta do Pacífico Sul é negativa e a anomalia de pressão sobre a baixa da região norte da Austrália/Indonésia é positiva, a tendência da precipitação do NEB é ser mais baixa que a normal e quando a anomalia de pressão é contrária à situação já comentada, a precipitação no NEB tende a ser superior à sua normal. É importante mencionar que de novembro de 1966 até maio de 1967 a anomalia de pressão sobre o Pacífico Sul foi positiva, enquanto a anomalia de pressão no norte da Austrália

foi negativa. Portanto, em 1967 o controle não se deu no Atlântico e na Groenlândia/Islândia, e sim no Pacífico.

Neste trabalho foi mostrada a influência da circulação geral de inverno do HN e da OS no verão do HS sobre a variabilidade interanual do clima do NEB. Os resultados finais mostram que a precipitação no NEB é, de certa forma, dependente da circulação geral de inverno no HN e da OS, o que também mostra a ligação das observações de Bjercknes e Namias.

Pesquisas futuras devem ser feitas estudando as origens da variação interanual da OS. Também será interessante estudar a influência da Antártica sobre a variação interanual do clima da América do Sul e as teleconexões com o clima do NEB.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AZEVEDO, D.C. *Chuvas no Brasil - Regime, variabilidade e propabilidade de alturas mensais e anuais*. Tese de Mestrado em Hidrologia. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, UFRS, 1974. 41p.
- BERLAGE, H.P. The Southern Oscillation and world weather. *Medelingen en verhandeligen*, (88), 1966. 152p.
- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97(3):163-172, Mar. 1969.
- A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18(4):820-829, Sept. 1966.
- BONATTI, J.P. *Alguns aspectos observados e teóricos do aquecimento estratosférico brusco nos Hemisférios Sul e Norte*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, jan. 1980. 113p. (INPE-1671-TDL/016).
- BUCHMANN, J. *Um Estudo sobre a influência de fenômenos meteorológicos extratropicais na variação do clima do Nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado em ciências. Rio de Janeiro, COPPE/UFRJ, jul. 1981. 123p.
- CHEN, T.C.; SHUKLA, J. Diagnostic analysis and spectral energetics of a blocking event in the GLAS climate model simulation. *Monthly Weather Review*, 111(1):3-22, Jan. 1983.
- COWLES, T.J.; BARBER, R.T. Biological consequences of the 1975 El Niño. *Science*, 195(4275):285-287, Jan. 21, 1977.
- ELIASSEN, A.; PALM, E. On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geophysical Journal*, 22(3):1-23, Mar., 1961.
- GABEIRA, F. A agonia de fome. *Isto É*, (346):37-39, 10, ago., 1983.
- GAMBO, K.; KUDO, K. Three-dimensional teleconnections in the zonal asymmetric height field during the Northern Hemisphere winter. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 61(1):36-49, Jan., 1983.

- GREEN, R.A. The Weather and circulation of February 1966. *Monthly Weather Review*, 94(5):345-351, May 1966.
- HANTEL, M.; PEYINGHAUS, W. Vertical heat flux components in the Northern Atmosphere. *Monthly Weather Review*. 104(2):168-179, Feb. 1976.
- HASTENRATH, S.L.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*,
- HOSKINS, B.J.; KAROLY, D.J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcings. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(6):1179-1196, June 1981.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA; Boletim Agroclimatológico. Brasília, mar. 1983.
- ; Boletim Agroclimatológico. Brasília, abr. 1983.
- ; Boletim Agroclimatológico. Brasília, maio, 1983.
- KOUSKY, V.E. Frontal influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 107(9):1142-1153, Sept., 1979.
- KRUEGER, A.F.; WINSTON, J.S. A Comparison of the flow over the tropics during two contrasting circulation regimes, *Journal of the Atmosphere Sciences*, 31(2):358-370, Mar. 1974.
- MARQUES, V.S. *Estudo da energética e do fluxo de vapor d'água na atmosfera sobre o Nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, dez. 1981. 144p. (INPE-2288-TDL/068).
- MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observation, theory and numerical experiment with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(12): 2653-2675, Dec. 1981.
- NAMIAS, J. Influence of Northern Hemisphere general circulation on Northeast Brazil. *Tellus*, 24(4):336-343, Apr. 1972.
- PARKER, D.E. Atmospheric circulation review. *Journal of Climatology*, 3(1):106-111, Jan. 1983a.

- Atmospheric circulation review. *Journal of Climatology*, 3(2): 261-221, Apr. 1983b.
- QUINN, W.H.; BURT, W.V. Prediction of abnormally heavy precipitation over the equatorial pacific dry zone. *Journal of Applied Meteorology* 9(1):20-28, Feb. 1970.
- Use of the Southern Oscillation in weather prediction. *Journal of Applied Meteorology*, 11(4):616-628, June 1972.
- RASMUSSEN, E.M.; CARPENTER, T.H. *Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Sourthern Oscillation/EL Niño*. Washington, D.C., Climate Analysis Center, NMC, NWS, NOAA, Jan. 1981. 31p.
- REITER, E.R. The interannual variability of the ocean-atmosphere system. *Journal of the Atmosphere Sciences*, 35(3):349-370, Mar. 1978.
- SERVIAN, J.; PICANT, J.; MERLE, J. *Compilação de dados de temperatura da superfície do mar para o Atlântico Tropical*. Brest, França. Laboratoire d'Océanographie Physique, 1984. Não publicado.
- SHUKLA, J. Dynamical predictability of monthly means. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38(12):2547-2572, Dec., 1981.
- SPIEGEL, M.R. *Estatística*. São Paulo, MacGraw-Hill do Brasil Ltda. 1971, 580p, (Coleção Schaum).
- STARK, L.P. The weather and circulation of February 1969. *Monthly Weather Review*, 97(5):407-417, May 1969.
- STEFANICK, M. Space and time scales of atmospheric variability. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38(5):988-1002, May 1981.
- STOECKENIUS; T. Interannual variations of tropical precipitation patterns. *Monthly Weather Review*, 109(6):1233-1247, June 1981.
- STRANG, D.M.G.D. *Análise climatológica das normais pluviométricas do Nordeste do Brasil*. São José dos Campos, CTA-IAE, 1972. 29p.
- SUGAHARA, S. *Um Estudo sobre a variabilidade de prever chuvas no Nordeste do Brasil com antecedência de um a nove meses*. São José dos Campos, INPE, Jan., 1983. (INPE-2628-TDL/111).

- TAUBENSSE, R.E. Weather and circulation of February 1972. *Monthly Weather Review*, 100(5):411-423, May 1972.
- TRENBERTH, K.E. Interannual variability of 500mb zonal mean flow in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 107(11):1515-1524, Nov. 1979.
- Interannual variability of the Southern Hemisphere 500mb flow: Regional characteristics. *Monthly Weather Review*, 109(1):127-136, Jan. 1981.
- Planetary waves at 500mb in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 108(9):1378-13389, Sept. 1980.
- Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(433): 639-653, July 1976.
- TROUP, A.J. The Southern Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 91(sf):490-506, July 1965.
- van LOON, H.; MADDEN, R.A. The Southern Oscillation. Part I: Global association with pressure and temperature in northern winter. *Monthly weather Review*, 109(6):1150-1162, June 1981.
- WACKTER, D. *The structure of atmospheric parameters in wavenumber-space*. Fort Collins, Co., Department of Atmospheric Science, Colorado State University. Mar. 1976. 94p. (Atmospheric Science paper n<sup>o</sup> 245).
- WAGNER, J. Weather and circulation of January 1972. *Monthly Weather Review*, 100(4):322-220, Apr., 1972.
- Weather and circulation of January 1973. *Monthly Weather Review*, 101(4):381-386, Apr., 1973.
- Weather and circulation of January 1974. *Monthly Weather Review*, 102(4):324-331, Apr., 1974.
- Weather and circulation of January 1979. *Monthly Weather Review*, 107(4):499-506, Apr., 1979.

——— Weather and circulation of January 1981. *Monthly Weather Review*, 109(4):920-929, Apr., 1981.

WALLACE, J.M.; GUTZLER, D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109(4):784-812, Apr., 1981.

WALKER, G.T. Ceará (Brazil) famines and the general air movement. *Beitrage zur Physik der freien Atmosphere*, 14(sf):88-93, 1928.

WINKLER, W.R. The weather circulation of January 1967. *Monthly Weather Review*, 95(4):227-233, Apr., 1967.



## APÊNDICE A

### MÉDIA E DESVIO DE UMA GRANDEZA f

Este apêndice tem por finalidade tecer algumas considerações a respeito das notações e do tipo de média e desvio que são usados neste trabalho.

A média zonal de uma grandeza  $f$  é calculada por:

$$f_0 = 1/2\pi \int_0^{2\pi} f d\lambda, \quad (\text{A.1})$$

cuja aproximação é:

$$f_0 = 1/N \sum_{k=1}^N f(\lambda_k), \quad (\text{A.2})$$

onde  $N$  é o número de valores de  $f$  nas longitudes  $\lambda_k$ .

O desvio com relação à média zonal é

$$f' = f_0 - f \quad (\text{A.3})$$



## APÊNDICE B

### ANÁLISE HARMÔNICA

#### B.1 - PRINCÍPIOS GERAIS

Antes de apresentar as formas espectrais das equações da dinâmica utilizadas neste trabalho, é útil fazer um rápido resumo sobre certas expressões e relações familiares da Teoria de Fourier.

Uma função regular periódica  $f(\lambda)$  pode ser representada no intervalo de 0 a  $2\pi$  pela expressão:

$$f(\lambda) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} F_k e^{ik\lambda}, \quad (\text{B.1})$$

onde  $k$  é o número de onda, e o coeficiente complexo  $F_k$  é dado por:

$$F_k = 1/2\pi \int_0^{2\pi} f(\lambda) e^{ik\lambda} d\lambda. \quad (\text{B.2})$$

Pode ser demonstrado que, para  $k \neq 0$ :

$$F_k = a_k^f/2 - ib_k^f/2, \quad (\text{B.3})$$

$$F_{-k} = a_k^f/2 + ib_k^f/2, \quad (\text{B.4})$$

e para  $k = 0$ :

$$F_0 = a_0^f = f_0, \quad (\text{B.5})$$

onde:

$$a_k^f = 1/\pi \int_0^{2\pi} f(\lambda) \cos k\lambda d\lambda, \quad (B.6)$$

$$b_k^f = 1/\pi \int_0^{2\pi} f(\lambda) \sen k\lambda d\lambda, \quad (B.7)$$

e

$$f_0 = 1/2\pi \int_0^{2\pi} f(\lambda) d\lambda. \quad (B.8)$$

Então, pode-se escrever o desenvolvimento em série da função  $f$  da seguinte forma:

$$f(\lambda) = f_0 + \sum_{k=1}^{\infty} (a_k^f \cos k\lambda + b_k^f \sen k\lambda), \quad (B.9)$$

ou, de forma mais conveniente, para as análises neste trabalho:

$$f(\lambda) = f_0 + \sum_{k=1}^{\infty} \{A_k^f \cos[k(\lambda - \lambda_k^f)]\} \quad (B.10)$$

onde a amplitude  $A_k^f$  é dada por:

$$A_k^f = \{(a_k^f)^2 + (b_k^f)^2\}^{1/2}, \quad (B.11)$$

ou inversamente:

$$a_k^f = A_k^f \cos k \lambda_k^f, \quad (B.12)$$

e

$$b_k^f = A_k^f \sen k \lambda_k^f, \quad (B.13)$$

e a fase  $\lambda_k^f$  por

$$\lambda_k^f = (1/k) \tan^{-1} (b_k^f/a_k^f). \quad (B.14)$$

Deve-se ressaltar o fato de que  $f_0$  é o valor médio da função  $f(\lambda)$  no intervalo de 0 a  $2\pi$ .

Muitas vezes usar-se-ã a distribuição espectral do produto de duas variáveis; por isso o Teorema de Parseval será introduzido:

$$\begin{aligned} \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} f(\lambda)g(\lambda)d\lambda &= \sum_{k=-\infty}^{\infty} G_k F_{-k} = F_0 G_0 + \sum_{k=1}^{\infty} [F_k G_{-k} + F_{-k} G_k] = \\ &= f_0 g_0 + 1/2 \sum_{k=1}^{\infty} [a_k^f a_k^g + b_k^f b_k^g] = \\ &= f_0 g_0 + 1/2 \sum_{k=1}^{\infty} \left\{ A_k^f A_k^g \cos [k(\lambda_g^f - \lambda_k^g)] \right\}. \quad (B.15) \end{aligned}$$

Para o caso especial em que  $f(\lambda) = g(\lambda)$ , ter-se-ã:

$$\begin{aligned}
 \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} f^2(\lambda) d\lambda &= \sum_{k=-\infty}^{\infty} F_k F_{-k} = F_0^2 + \sum_{k=1}^{\infty} [F_k]^2 = \\
 &= f_0^2 + 1/2 \sum_{k=1}^{\infty} \left[ (a_k^f)^2 + (b_k^f)^2 \right] = \\
 &= f_0^2 + 1/2 \sum_{k=1}^{\infty} (A_k^f)^2 \qquad (B.16)
 \end{aligned}$$

## B.2 - APLICAÇÃO À VELOCIDADE DO VENTO

Para latitudes médias e altas, a aproximação geostrófica pode ser utilizada para o vento horizontal no domínio do espectro. Em coordenadas esféricas pode-se escrever:

$$u = -g/f_c E(\partial Z/\partial \phi) \quad \text{e} \quad v = g/(f_c E \cos \phi) (\partial Z/\partial \lambda), \quad (B.17)$$

onde  $f_c = F \sin \phi$  é o parâmetro de Coriolis ( $F = 2\Omega$ ,  $\Omega$  é a velocidade angular da Terra).

Pode-se, então, usando as Equações 2.6 e B.17, decompor  $u$  e  $v$  em séries de Fourier, ao longo de um círculo de latitude. Então, caso se fizer para a componente zonal do vento  $u$ :

$$u(\lambda) = u_0 + \sum_{k=1}^n (a_k^u \cos k\lambda + b_k^u \sin k\lambda), \quad (B.18)$$

ter-se-á que:

$$u_0 = -g/(f_c E) (\partial Z/\partial \phi), \quad (B.19)$$

$$a_k^u = -g/(f_c E) (\partial a_k^Z / \partial \phi), \quad (B.20)$$

$$b_k^u = -g/(f_c E) (\partial b_k^Z / \partial \phi). \quad (B.21)$$

Usando as Equações B.12 e B.13 nas Equações B.20 e B.21, encontram-se:

$$a_k^u = -g/(f_c E) (\partial (A_k^Z \cos k \lambda_k^Z) / \partial \phi),$$

e

$$b_k^u = -(g/(f_c E)) \partial (A_k^Z \operatorname{sen} k \lambda_k^Z) / \partial \phi. \quad (B.22)$$

E por analogia à Equação B.10, segue-se:

$$u(\lambda) = u_0 + \sum_{k=1}^n A_k^u \cos[k(\lambda - \lambda_k^u)], \quad (B.23)$$

onde;

$$A_k^u = g/(f_c E) \left\{ \left[ \frac{\partial}{\partial \phi} (A_k^Z \cos k \lambda_k^Z) \right]^2 + \left[ \frac{\partial}{\partial \phi} (A_k^Z \operatorname{sen} k \lambda_k^Z) \right]^2 \right\}^{1/2} \quad (B.24)$$

e

$$\lambda_k^u = \frac{1}{k} \tan^{-1} \left[ \frac{\frac{\partial}{\partial \phi} (A_k^Z \operatorname{sen} k \lambda_k^Z)}{\frac{\partial}{\partial \phi} (A_k^Z \cos k \lambda_k^Z)} \right]. \quad (B.25)$$

Do mesmo modo, para a componente meridional do vento  $v$ :

$$v(\lambda) = v_0 + \sum_{k=1}^n (a_k^v \cos k\lambda_k^v + b_k^v \sin k\lambda_k^v), \quad (\text{B.26})$$

e como  $Z_0$  é constante para cada latitude, têm-se:

$$v = 0, \quad (\text{B.27})$$

$$a_k^v = gkb_k^Z / (f_c E \cos\phi), \quad (\text{B.28})$$

$$b_k^v = -gkb_k^Z / (f_c E \cos\phi), \quad (\text{B.29})$$

e usando as Equações B.12 e B.16:

$$a_k^v = \frac{gkA_k^Z \sin k\lambda_k^Z}{f_c E \cos\phi} \quad (\text{B.30})$$

e

$$b_k^v = - \frac{gkA_k^Z \cos k\lambda_k^Z}{f_c E \cos\phi} \quad (\text{B.31})$$

E fazendo, por analogia, a Equação B.10

$$v(\lambda) = \sum_{k=1}^n A_k^v \cos[k(\lambda - \lambda_k^v)], \quad (\text{B.32})$$

obtem-se:

$$A_k^v = gkA_k^Z / (f_c E \cos\phi), \quad (\text{B.33})$$

e

$$\lambda_k^v = \frac{1}{k} \tan^{-1} \left[ \frac{-\cos k \lambda_k^Z}{\sin k \lambda_k^Z} \right] \quad (B.34)$$

Logo, a amplitude e a fase do vento zonal dependem da variação meridional da amplitude e da fase da altura geopotencial, enquanto a amplitude do vento meridional depende apenas da amplitude da altura geopotencial, e a fase de  $v$  depende apenas da fase de  $Z$ . A velocidade zonal média depende apenas da variação com a latitude da altura média do nível de pressão. É bom ressaltar que as expressões para o vento meridional são analíticas e aquelas para o zonal envolvem derivadas na direção meridional.



## APÊNDICE C

### FLUXO HORIZONTAL DE MOMENTUM E ENERGIA CINÉTICA

#### C.1 - FLUXO HORIZONTAL DE MOMENTUM

O Fluxo de momentum relativo de oeste ( $\tau$ ), por unidade de massa, é determinado pela equação:

$$\tau = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} v u d\lambda = \sum_{k=1}^n \tau_k. \quad (C.1)$$

Usando as Equações B.18 e B.26 e o teorema de Parseval, obtêm-se:

$$\tau = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^n (a_k^v a_k^u + b_k^v b_k^u). \quad (C.2)$$

Fazendo uso das Equações B.20, B.21, B.28 e B.29 e da definição da derivada da função arco-tangente, pode-se determinar  $\tau_k$ :

$$\tau_k = \frac{1}{2 \cos\phi} \left( \frac{gkA_k^Z}{f_c E} \right)^2 \frac{\partial \lambda_k^Z}{\partial \phi},$$

ou

$$\tau = \frac{\cos\phi}{2} (A_k^v)^2 \frac{\partial \lambda_k^Z}{\partial \phi}. \quad (C.3)$$

O fluxo de momentum, no nível considerado e para cada número de onda, depende do quadrado da amplitude da velocidade meridional, já que o transporte é feito pela componente  $v$  do vento. O si

nal do fluxo depende da inclinação da crista ou cavado com a latitude ( $\partial \lambda_k^Z / \partial \phi$ ); então, pode-se ter um fluxo de momentum relativo de oeste para o pólo, sem um saldo de fluxo de massa no nível considerado. Para tanto, basta uma inclinação SO-NE no HN ( $\partial \lambda_k^Z / \partial \phi > 0$ ) e NO-SE no HS ( $\partial \lambda_k^Z / \partial \phi < 0$ ).

## C.2 - ENERGIA CINÉTICA

A energia cinética média por unidade de massa (em unidade de  $m^2 \text{seg}^{-2}$ ), ao longo de um círculo de latitude e em um dado nível de pressão, pode ser expressa como:

$$k_t = (1/2\pi) \int_0^{2\pi} [1/2(u^2 + v^2)] d\lambda, \quad (C.4)$$

onde o primeiro termo é a energia cinética do escoamento zonal, e o segundo termo é a energia cinética do escoamento meridional.

Tomando cada termo da Equação C.4 separadamente e substituindo a série de Fourier apropriada (Equações B.20 e B.21), obtém-se a energia cinética zonal (por unidade de massa):

$$k_z = 1/2\pi \int_0^{2\pi} [u_0 + (a_k^u \cos k\lambda + b_k^u \sen k\lambda)] d\lambda \quad (C.5)$$

e usando o teorema de Parseval tem-se:

$$k_z = 1/2(u_0)^2 + 1/4 \sum_{k=1}^n [(a_k^u)^2 + (b_k^u)^2], \quad (C.6)$$

ou

$$k_z = u_0^2/2 + 1/4(A_k^u). \quad (C.7)$$

Do mesmo modo, para a componente meridional:

$$k_m = 1/4(A_k^v)^2, \quad (C.8)$$

desde que a média zonal da componente meridional do vento é nula.

Como:

$$k_t = k_z + k_m \quad (C.9)$$

e usando as Equações C.7 e C.8, obtêm-se:

$$k_t = u_0^2/2 + 1/4 \sum_{k=1}^n [(A_k^u)^2 + (A_k^v)^2], \quad (C.10)$$

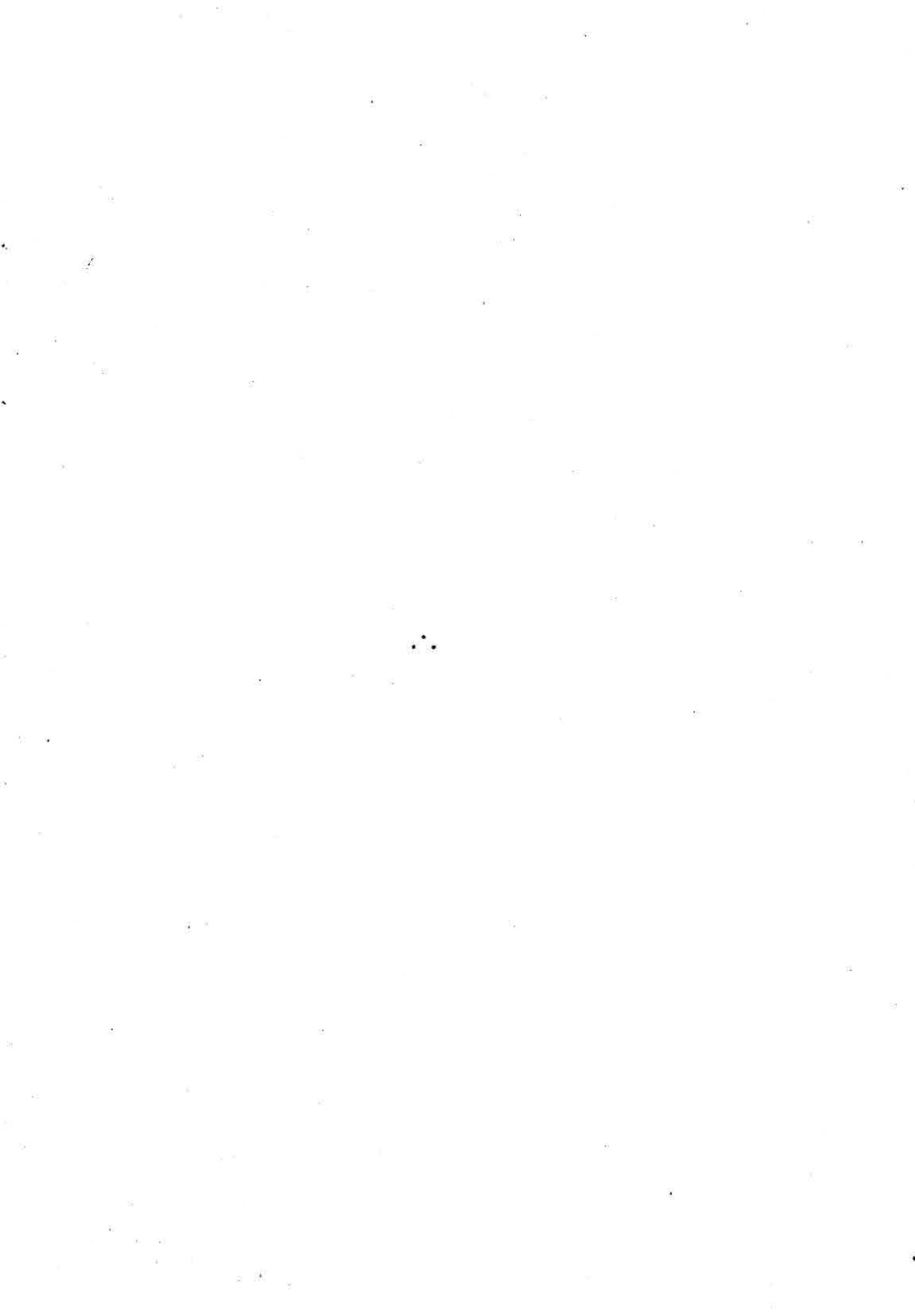
ou

$$k_t = u_0^2/2 + \sum_{k=1}^n e_k,$$

onde:

$u_0^2/2$  representa a energia cinética do escoamento zonal médio,

e  $\sum_{k=1}^n e_k$  representa a energia cinética da perturbação.



APÊNDICE D

LOCALIDADE DAS ESTAÇÕES DO NORDESTE BRASILEIRO USADAS NESTE TRABALHO

ESTAÇÕES	ESTADO	LONGITUDE W	LATITUDE S	ALTITUDE m
Barra do Corda	MA*1	46 <sup>0</sup> 16'	5 <sup>0</sup> 35'	153
Carolina	MA	47 <sup>0</sup> 28'	7 <sup>0</sup> 20'	192
Caxias	MA	43 <sup>0</sup> 20'	4 <sup>0</sup> 51'	104
Imperatriz	MA	47 <sup>0</sup> 30'	5 <sup>0</sup> 34'	123
São Luiz	MA	44 <sup>0</sup> 17'	2 <sup>0</sup> 32'	51
Turialvo	MA	45 <sup>0</sup> 24'	1 <sup>0</sup> 43'	44
Bom Jesus	PI	44 <sup>0</sup> 21'	9 <sup>0</sup> 06'	331
Floriano	PI*2	43 <sup>0</sup> 02'	6 <sup>0</sup> 46'	123
Parnaíba	PI	41 <sup>0</sup> 36'	2 <sup>0</sup> 55'	22
Picos	PI*3	41 <sup>0</sup> 29'	7 <sup>0</sup> 04'	208
Teresina	PI*4	42 <sup>0</sup> 49'	5 <sup>0</sup> 05'	79
Cratêus	CE*5	40 <sup>0</sup> 40'	5 <sup>0</sup> 11'	299
Fortaleza	CE*6	38 <sup>0</sup> 33'	3 <sup>0</sup> 46'	19
Guaramiranga	CE*7	39 <sup>0</sup> 00'	4 <sup>0</sup> 17'	870
Iguatu	CE*8	39 <sup>0</sup> 18'	6 <sup>0</sup> 22'	216
Jaguaruana	CE	37 <sup>0</sup> 48'	4 <sup>0</sup> 50'	11
Quixeramobim	CE*9	39 <sup>0</sup> 18'	5 <sup>0</sup> 12'	212
Sobral	CE*10	40 <sup>0</sup> 21'	3 <sup>0</sup> 42'	83
Tauá	CE*11	40 <sup>0</sup> 25'	6 <sup>0</sup> 00'	399
Ceará-Mirim	RN*12	35 <sup>0</sup> 25'	5 <sup>0</sup> 39'	61
Cruzeta	RN*13	36 <sup>0</sup> 35'	6 <sup>0</sup> 26'	226
Campina Grande	PB*14	35 <sup>0</sup> 53'	7 <sup>0</sup> 13'	560
João Pessoa	PB	34 <sup>0</sup> 52'	7 <sup>0</sup> 06'	7
Patos	PB	37 <sup>0</sup> 16'	7 <sup>0</sup> 01'	249
São Gonçalo	PB*15	38 <sup>0</sup> 13'	6 <sup>0</sup> 47'	233
Floresta	PE	38 <sup>0</sup> 34'	8 <sup>0</sup> 36'	310
Garanhus	PE	36 <sup>0</sup> 31'	8 <sup>0</sup> 53'	823
Pesqueira	PE*16	36 <sup>0</sup> 46'	8 <sup>0</sup> 24'	639

ESTAÇÕES	ESTADO	LONGITUDE W	LÁTITUDE S	ALTITUDE m
Petrolina	PE*17	40 <sup>0</sup> 30'	9 <sup>0</sup> 23'	327
Ouricuri	PE	40 <sup>0</sup> 13'	8 <sup>0</sup> 21'	321
Surubim	PE*18	35 <sup>0</sup> 43'	7 <sup>0</sup> 50'	418
Triunfo	PE*19	38 <sup>0</sup> 08'	7 <sup>0</sup> 51'	1020
Aracaju	SE	37 <sup>0</sup> 03'	10 <sup>0</sup> 55'	7
Itabaianinha	SE	37 <sup>0</sup> 49'	11 <sup>0</sup> 17'	208
Barra	BA	43 <sup>0</sup> 10'	11 <sup>0</sup> 05'	402
Barreiras	BA	45 <sup>0</sup> 00'	12 <sup>0</sup> 09'	439
B. J. Lapa	BA	43 <sup>0</sup> 25'	13 <sup>0</sup> 16'	440
Caetitê	BA	42 <sup>0</sup> 28'	14 <sup>0</sup> 03'	882
Caravelas	BA	39 <sup>0</sup> 15'	17 <sup>0</sup> 44'	3
Carinhanha	BA	43 <sup>0</sup> 46'	14 <sup>0</sup> 18'	447
Correntina	BA	44 <sup>0</sup> 46'	13 <sup>0</sup> 20'	587
Ilhêus	BA	39 <sup>0</sup> 03'	14 <sup>0</sup> 47'	65
Irece	BA	41 <sup>0</sup> 52'	11 <sup>0</sup> 18'	747
Itaberaba	BA	40 <sup>0</sup> 26'	12 <sup>0</sup> 33'	268
Jacobina	BA	40 <sup>0</sup> 28'	11 <sup>0</sup> 11'	485
Lençóis	BA	41 <sup>0</sup> 23'	12 <sup>0</sup> 34'	439
Remanso	BA*20	42 <sup>0</sup> 11'	9 <sup>0</sup> 41'	411
Ondina	BA	38 <sup>0</sup> 31'	13 <sup>0</sup> 00'	51
S. do Bonfim	BA	40 <sup>0</sup> 11'	10 <sup>0</sup> 28'	558
V. da Conquista	BA	40 <sup>0</sup> 53'	14 <sup>0</sup> 57'	1042
Montes Claros	MG	43 <sup>0</sup> 53'	15 <sup>0</sup> 10'	400

As estações marcadas com asterisco (\*) são as vinte estações usadas nas Figuras 4.1 e 4.2. Os números de 1 a 20 seguindo os asteriscos (\*), são as localidades das vinte estações marcadas na Figura 4.2. W significa a oeste de Greenwich, S significa Hemisfério Sul e m significa metro.

### DADOS BIOGRÁFICOS DO AUTOR

JOSE IVALDO BARBOSA DE BRITO nasceu na Fazenda Salinas, distrito de Bodocongô, município de Boqueirão, Estado da Paraíba, no dia 24 de abril de 1956, filho de Ulisses Barbosa de Brito e Inez de Souza Brito, Fez o curso primário na Escola Elementar Mista de Bodocongô e cursou o Ginásio no Colégio Comercial Padre Inácio em Boqueirão. Estudou no Colégio Pio XII (Marista) de Surubim (PE) e no Colégio Estadual da Prata em Campina Grande (PB). Bacharelou-se em Meteorologia pela Universidade Federal da Paraíba - Campina Grande (PB) em 1978. Trabalhou no Instituto Nacional de Meteorologia, Ministério da Agricultura em Brasília (DF), de 1979 a 1981. De 1981 a 1984 desenvolveu seus estudos de Pós-Graduação em Meteorologia, ao nível de mestrado, no Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos (SP).