



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-3211-TDL/175

Fontes de calor nos trópicos e escoamentos anômalos de larga escala associados com anomalias de precipitação no nordeste do Brasil.


Paulo Nobre

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada por Antonio Divino Moura,
aprovada em 30 de maio de 1984.

INPE
São José dos Campos
1984

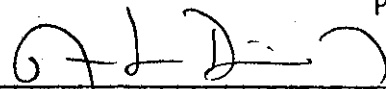
Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
em Meteorologia

Dr. V.B. Rao



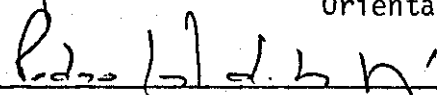
Presidente

Dr. Antonio Divino Moura



Orientador

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



Membro da Banca
-convidado-

Dr. Prakki Satyamurti



Membro da Banca

Dr. Merritt R. Stenvenson

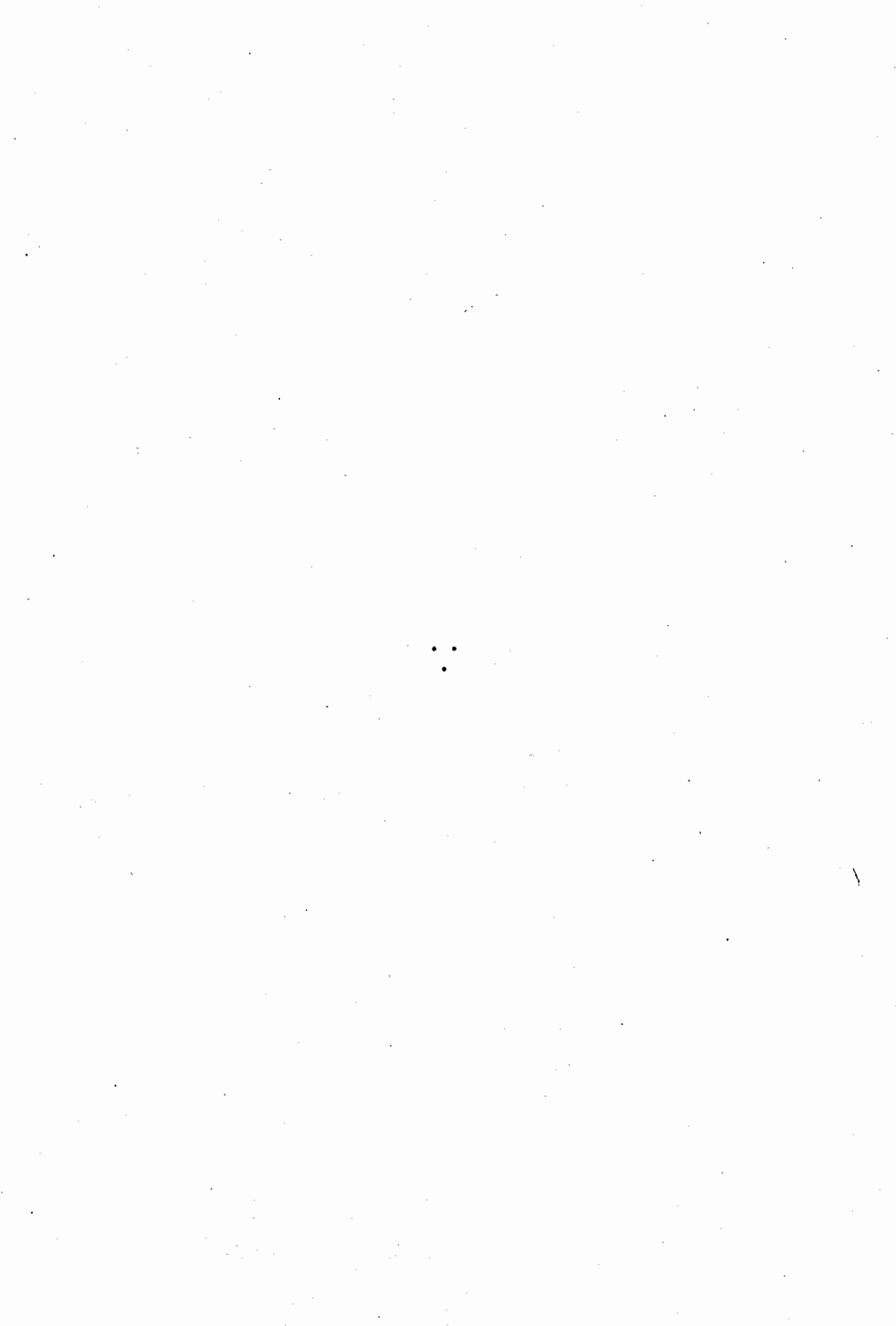


Membro da Banca

Candidato: Paulo Nobre

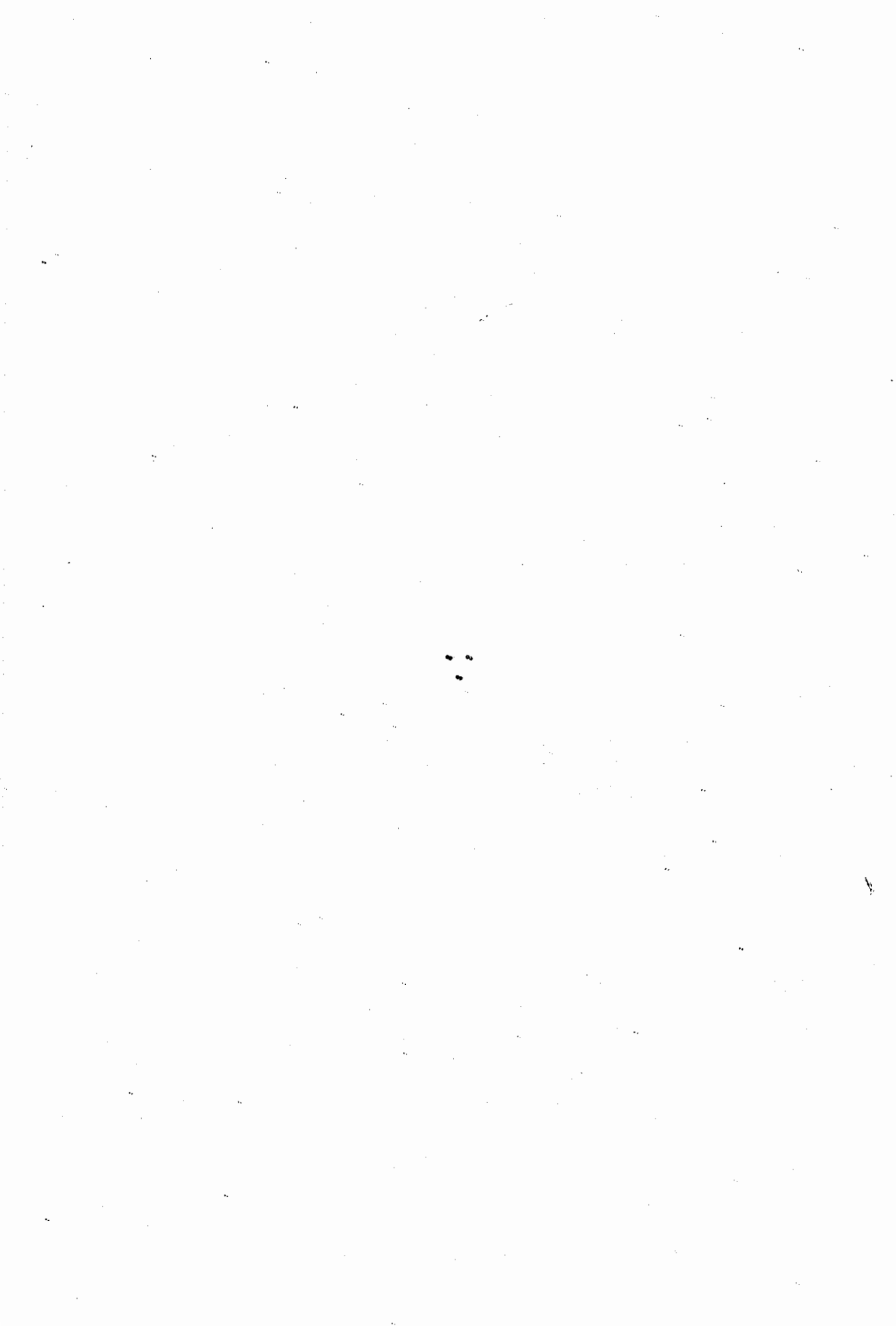
São José dos Campos, 30 de março de 1984

Esta dissertação eu dedico
aos prestimosos entes do
AR e das ÁGUAS.



ABSTRACT

An analysis in the monthly departure of the relative vorticity field (ζ') over the globe and monthly departures of the sea surface temperature (SST) in the Tropical Atlantic Ocean is performed for years of droughts and floods over Northeast Brazil, in the period from 1963 to 1980. Planetary scale wavelike patterns were observed in the ζ' field, similar to those found in previous theoretical and observational studies. Of major interest, it is the phase coherence of the wavelike patterns of circulation anomalies over the Northern Hemisphere and the precipitation regime over Northeast Brazil. Such phase coherence, in addition to the occurrence of SST anomalies in the Tropical Atlantic Ocean (with warmer waters in the north and colder in the south of the equator for drought years, and the reverse for flood years), indicates that the existence of global scale wavelike patterns in ζ' field, as well as the variability of the precipitation regime over Northeast Brazil are, respectively, the remote and local response of the atmosphere to a tropical thermal forcing.



AGRADECIMENTOS

.Dentre as pessoas que de alguma forma colaboram para a execução e finalização desta dissertação quero agradecer:

Ao Dr. Antonio D. Moura, orientador de pesquisa, a sugestão do tópico de pesquisa, a liberdade de ação com que pude desenvolver as diversas etapas desta dissertação, as suas orientações durante o desenvolvimento deste trabalho, assim como os dados, artigos e programas que me forneceu.

Ao Dr. Carlos A. Nobre, que desde a época de Universidade encoraja-me moral, científica e materialmente, dando todo seu apoio na continuidade de meus estudos, e que nestes últimos anos colaborou incisivamente através de valiosíssimas discussões e revisões nas diversas fases desta dissertação, desdobrando-se para a obtenção de bibliografias e dados no exterior, sem os quais esta dissertação não teria sido possível.

Ao pessoal de apoio e pesquisa do Departamento de Meteorologia e da Divisão de Suporte Computacional do INPE o estímulo e apoio recebido.

Ao INPE as facilidades computacionais e materiais, e dados fornecidos com os quais pude contar para o desenvolvimento desta dissertação.

Em especial,

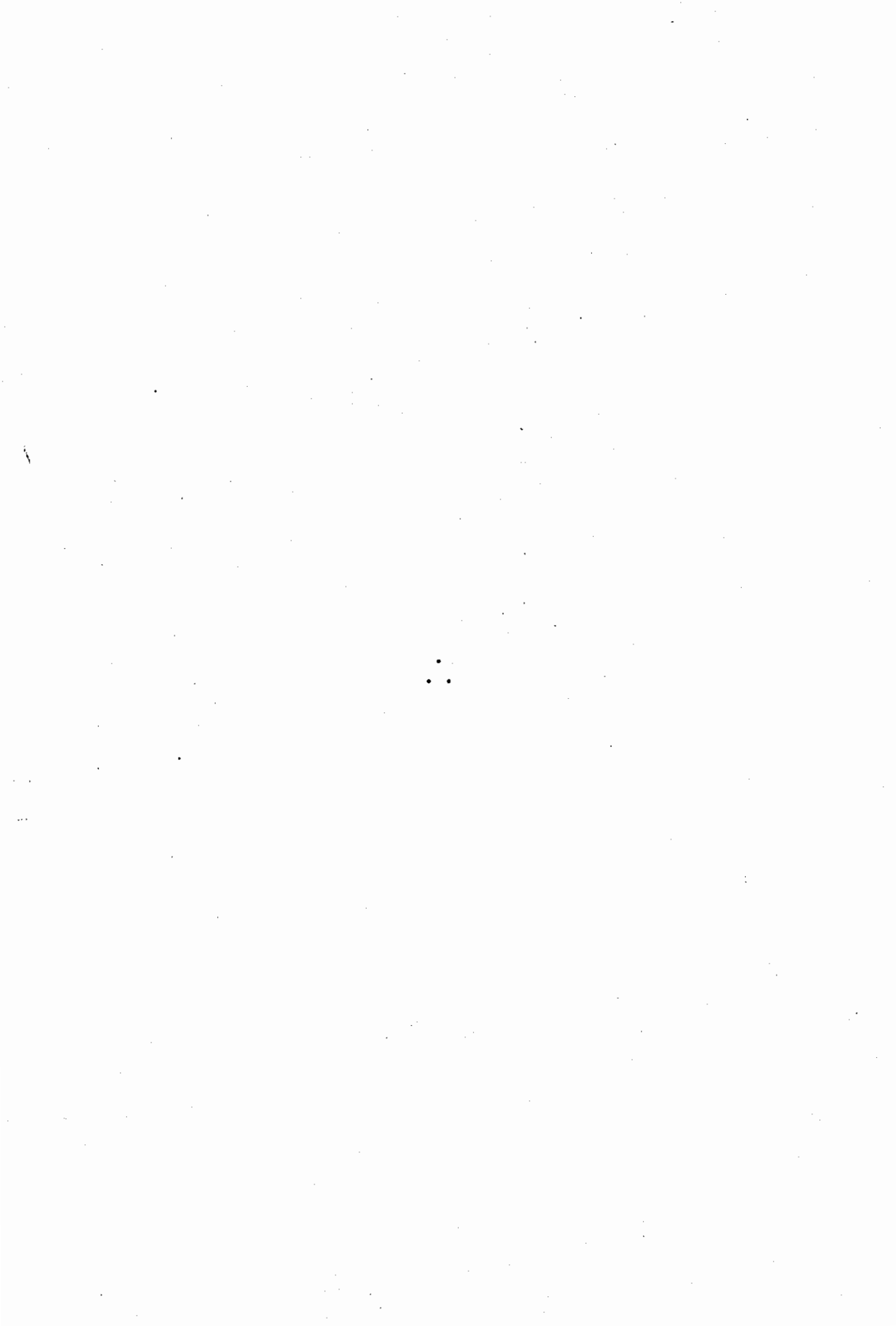
À minha família, esposa e filha, que com indelével ternura e carinho mais do que abundantemente me recompensaram neste longo período de muito trabalho e nem tanto retorno.

A meus pais em quem pude ver, desde a infância, verdadeiros guias.

Durante o período de mestrado, no qual foi elaborada esta dissertação, fui apoiado financeiramente por bolsa de mestrado do CNPq.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	<i>xi</i>
LISTA DE SÍMBOLOS	<i>xv</i>
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	1
<u>CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E OBSERVACIONAL</u>	7
2.1 - Estudos observacionais	7
2.2 - Estudos teóricos	11
<u>CAPÍTULO 3 - DADOS: TRATAMENTO E USO</u>	29
3.1 - Descrição dos dados	29
3.2 - Cálculos, equações e métricas	31
<u>CAPÍTULO 4 - DISCUSSÕES E RESULTADOS</u>	35
4.1 - Descrição dos diversos casos	38
4.2 - Discussão dos padrões encontrados	39
4.2.1 - O padrão ANLA(n)	40
4.2.2 - O padrão PCLE(n)	47
4.2.3 - Outros casos	49
4.3 - Temperatura da superfície do mar	49
<u>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES</u>	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
APÊNDICE A - DESVIOS DE VORTICIDADE RELATIVA	
APÊNDICE B - ANOMALIAS DE TSM NO ATLÂNTICO	

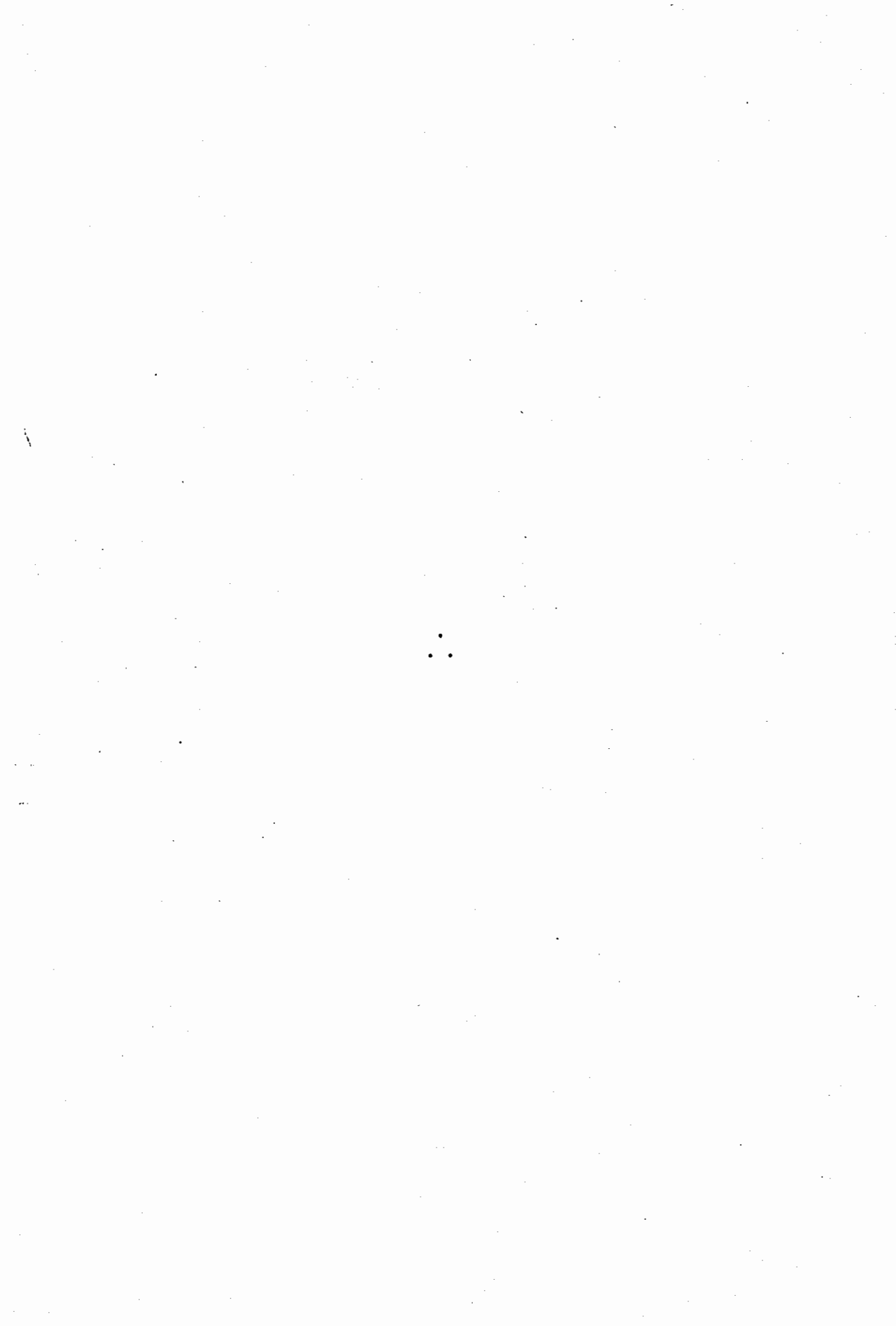


LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Ilustração esquemática do padrão global de anomalias de geopotencial na alta e média troposfera para os invernos do H.N. relacionados com "episódios quentes"	8
2.2 - Mapa de orientação	10
2.3 - Coeficientes de correlação entre temperatura da superfície do mar e precipitação em Fortaleza (F) e Quixeramobim (Q)	11
2.4 - Secções longitude-altura mostrando as diferentes respostas à forçante térmica: (a) trópicos, (b) latitudes médias e (c) latitudes médias com forçante rasa	14
2.5 - Raios e fases para forçantes em (a) 30N, (b) 45N no escoamento zonal em 300mb e (c) 15N no escoamento zonal em 500mb, do H.N.	19
2.6 - Resposta em 500mb para o H.N. (forçante centrada em 15N) e para o H.S. (forçante centrada em 15S)	22
4.1 - Disposição esquemática dos centros de ação dos padrões ANLA(0) e PCLE(0)	36
4.2 - Disposição esquemática do padrão CCP(0)	37
4.3 - Configuração média de desvios de vorticidade relativa (200mb), em projeção estereográfica polar, para anos de seca no Nordeste (dezembro de 1969, novembro de 1971, dezembro de 1975 e dezembro de 1979)	41
4.4 - Campo de desvio médio do vento horizontal no Hemisfério Norte (200mb) para anos de seca no Nordeste (dezembro de 1969, novembro de 1971, dezembro de 1975, dezembro de 1979	42
4.5 - Configuração média de desvios de vorticidade relativa (200mb), em projeção estereográfica polar, para anos de alta pluviosidade no Nordeste (dezembro de 1963, dezembro de 1972 e janeiro de 1974)	43
4.6 - Campo de desvio médio do vento horizontal no Hemisfério Norte (200mb) para anos de alta pluviosidade no Nordeste (dezembro de 1963, dezembro de 1972 e janeiro de 1974) ..	44
4.7 - Desvio de precipitação (normalizado pelo desvio padrão) na parte norte do Nordeste e a existência do padrão ANLA(n) .	46
4.8 - Diagrama de anomalia de TSM no Atlântico (configuração A) em dezembro de 1969	50
4.9 - Diagrama de anomalia de TSM no Atlântico (configuração B) em dezembro de 1963	52

4.10 - Diagrama global, em projeção ortográfica, das médias dos desvios de vortacidade relativa para anos de seca no Nordeste (dezembro de 1969, novembro de 1971, dezembro de 1975 e dezembro de 1979)	54
4.11 - Diagrama global, em projeção ortográfica, das médias dos desvios de vortacidade relativa para anos de alta pluviosidade no Nordeste (dezembro de 1963, dezembro de 1972, janeiro de 1974)	55
A.1 - Campo de desvio de vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1963	A.2
A.2 - Campo de desvio da vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em março de 1964	A.3
A.3 - Campo de desvio da vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1969	A.4
A.4 - Campo do desvio da vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1970	A.5
A.5 - Campo do desvio da vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em novembro de 1971	A.6
A.6 - Campo do desvio da vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1971	A.7
A.7 - Campo do desvio da vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1972	A.8
A.8 - Campo do desvio da vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em novembro de 1973	A.9
A.9 - Campo do desvio da vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em janeiro de 1974	A.10
A.10 - Campo do desvio da vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1975	A.11
A.11 - Campo do desvio da vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1979	A.12
A.12 - Campo do desvio da vortacidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em novembro de 1980	A.13
A.13 - Configuração de desvios de vortacidade relativa em projeção ortográfica para dezembro de 1975	A.14
A.14 - Configuração de desvios de vortacidade relativa em projeção ortográfica para novembro de 1976	A.15
B.1 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico (novembro de 1971)	B.2
B.2 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico Tropical (dezembro de 1975)	B.3

	<u>Pág.</u>
B.3 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico Tropical (janeiro de 1976)	B.4
B.4 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico (dezembro de 1972)	B.5
B.5 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico Tropical (novembro de 1973)	B.6
B.6 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico Tropical (dezembro de 1973)	B.7
B.7 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico Tropical (dezembro de 1971)	B.8



LISTA DE SÍMBOLOS

- a - Raio da Terra (Km)
- β - Variação do parâmetro de Coriolis com a latitude (ms^{-1})
- CVC - Centro de vorticidade ciclônica
- CVA - Centro de vorticidade anti-ciclônica
- ε_{ijk} - Símbolo de Levi-Civita (um pseudotensor)
- f - Parâmetro de Coriolis (s^{-1})
- ϕ - Latitude (graus)
- H - Métrica da projeção estereográfica
- Hm - Métrica de projeção mercator
- H.N. - Hemisfério Norte
- H.S. - Hemisfério Sul
- K - Número de onda zonal (m^{-1})
- K_s - Número de onda estacionária (m^{-1})
- L - Número de onda meridional (m^{-1})
- N^2 - Frequência de Brunt-Vaissala (s^{-2})
- ω - Frequência (s^{-1})
- ψ - Função de corrente $(\text{m}^2\text{s}^{-1})$
- Q - Função de aquecimento (J)
- π - ARCCOS (-1) (radianos)
- $\text{ROT}(\vec{F})$ - Rotacional do vetor \vec{F}
- TSM - Temperature da Superfície do Mar ($^{\circ}\text{C}$)
- u - Componente zonal do vento (ms^{-1})
- U - Componente do vento ao longo do eixo x, da grade de projeção (ms^{-1})

- v - Componente meridional do vento (ms^{-1})
- V - Componente do vento ao longo do eixo y, da grade de projeção (ms^{-1})
- w - Componente vertical do vento (ms^{-1})
- ζ - Componente vertical da vorticidade relativa (s^{-1})
- ($\bar{\quad}$) - Média temporal
- ($'$) - Desvio em relação à média.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A superfície dos oceanos representa uma importante área de interface entre a parte sólida do planeta e a atmosfera. É evidente portanto que o entendimento das relações existentes entre os oceanos e a atmosfera é fundamental para o conhecimento mais profundo desta e das leis físicas que a regem. Para os trópicos e Hemisfério Sul tal conhecimento é ainda mais importante devido ao fato de que a maior parte destes é coberta por oceanos.

Como motivação básica para a pesquisa tem-se em mente dois aspectos: um que é a necessidade de melhor entendimento dos mecanismos físicos regentes do clima e suas variações no Nordeste do Brasil (Nordeste), e o outro é o volume crescente de indicações sobre a influência dos oceanos nas anomalias climáticas tropicais.

Como será visto no Capítulo 2 desta dissertação, estudos teóricos e observacionais indicam a importância da interação entre a atmosfera e o oceano para a compreensão da variabilidade interanual do clima em várias regiões do globo. Estes estudos indicam que a atmosfera responde às anomalias térmicas na superfície dos oceanos de maneira distinta, em função da latitude destas anomalias e principalmente da estrutura vertical que tais anomalias adquirem através de convecção úmida.

A fim de formar um quadro mais geral, pode-se separar as respostas atmosféricas a forçantes térmicas tropicais em duas classes: respostas locais e remotas. As respostas locais correspondem aos modos internos, ou baroclínicos, com a inversão do sinal do escoamento ainda dentro da troposfera. Circulações como as de Hadley e Walker ilustram este tipo de resposta. Os modos externos, ou barotrópicos, estão associados aos padrões de teleconexões que apresentam uma estrutura

tes períodos a atmosfera tropical apresenta-se em torno de 1°C mais quente do que a média. Wallace e Gutzler (1981) usaram os dados do National Meteorological Center dos EUA (NMC) de médias mensais para o inverno do Hemisfério Norte para uma análise objetiva de teleconexões no campo da altura geopotencial. Eles identificaram cinco padrões dominantes e produziram cartas compostas (médias) destes padrões (Figura 26 de Wallace e Gutzler, 1981). Fritz (1982) mostra um padrão de onda no campo de altura geopotencial de 700mb relacionado com anomalias de temperaturas no Atlântico Tropical, estendendo-se deste em direção ao Pólo, e então para o Japão.

Teoricamente, entende-se a propagação meridional de energia em termos de velocidade de grupo das ondas estacionárias de Rossby que, excitadas em latitudes tropicais, estendem-se em direção ao pólo ao longo de um grande círculo, com o confinamento das ondas curtas para o lado equatorial do jato de latitudes médias (Hoskins and Karoly, 1981; Webster and Holton, 1982; Simmons, 1982). A inversão dos ventos de leste com a altura, nos trópicos, e o transporte meridional de energia estão relacionados com anomalias de calor nos trópicos (Shukla and Wallace, 1983; Hoskins and Karoly, 1981; Webster and Holton, 1982). Held (1981) apresenta um enfoque diverso, sugerindo forçantes topográficas em latitudes médias induzindo escoamentos anômalos nos trópicos. Webster e Holton (1982) sugerem que uma fonte de calor em 20N, ao norte de um duto de oeste (corredor longitudinal com ventos de oeste na alta troposfera tropical), provoca alterações no escoamento médio nos trópicos e latitudes médias do outro hemisfério, devido à propagação meridional de energia através de tais dutos de oeste. Hendon e Hartmann (1982) estudaram o efeito de vários processos físicos na resposta local e remota de ondas planetárias. A resposta remota mostrou-se bastante sensível a vários mecanismos de dissipação.

Namias (1972) mostrou evidências de que a alta variação da precipitação sobre o Nordeste está relacionada com o grau de atividade ciclônica na área da Terra Nova e Groenlândia durante o inverno e primavera do Hemisfério Norte. Tal influência da atividade ciclônica

ra vertical equivalente barotrópica (Horel and Wallace, 1981; Hoskins and Karoly, 1981; Moura and Shukla, 1981; Webster and Holton, 1982; Lim and Chang, 1983).

Ao mesmo tempo em que é apontada a importância da teleconexão no entendimento e preditabilidade da atmosfera (Bjerknes, 1969; Namias, 1972; Hastenrath and Heller, 1977; Wallace and Gutzler, 1981), a resposta local a forçantes térmicas ou orográficas desempenha, em certos casos, papel predominante (Moura and Shukla, 1981; Held, 1981).

Neste trabalho, optou-se por perfazer análises globais no campo do desvio da vorticidade relativa para médias mensais em dois níveis, descritas em detalhe no Capítulo 3. Para as regiões extratropicais os padrões de onda encontrados apresentam uma estrutura equivalente barotrópica, sendo portanto dispensável a análise em mais de um nível. Na região tropical, contudo, a análise em 850mb e 200mb apresenta características interessantes, como por exemplo a inversão de sinal do vento zonal e da vorticidade com a altura, a variação de intensidade e posição da célula de Walker sobre o Pacífico e das altas subtropicais.

No campo observacional, Horel e Wallace (1981) mostram padrões nítidos de ondas nas correlações entre séries temporais de parâmetros atmosféricos nos trópicos e a altura geopotencial nos extratropicos, durante o que os autores chamam de "episódios quentes"¹ nes

¹ Horel e Wallace (1981) definem episódios quentes como:

- (a) Pressão ao nível do mar acima do normal na região de baixa pressão da Austrália e Indonésia, em conjunto com o enfraquecimento da alta subtropical no sudeste do Pacífico.
- (b) Enfraquecimento ou reversão dos ventos de leste no Pacífico Equatorial Central.
- (c) Nítido aumento da precipitação em estações equatoriais a leste de 160 E.
- (d) Intensificação da circulação de Hadley no Pacífico.
- (e) Teleconexões com latitudes extra-tropicais.

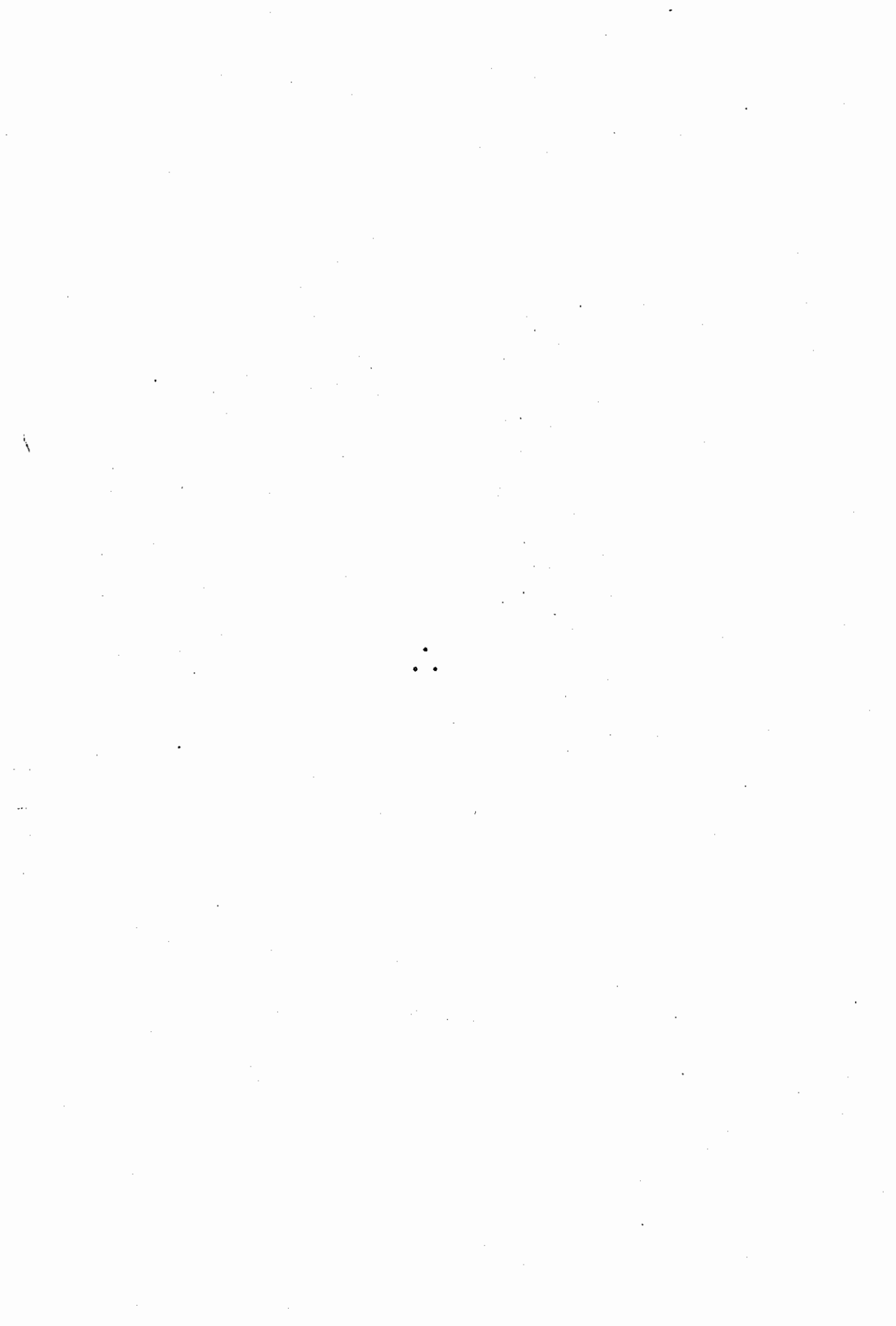
foi estudada e simulada com mais detalhes por Buchmann (1981). Evidências observacionais de uma inter-relação entre anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre o Atlântico Tropical e precipitação no Nordeste foram apresentadas por Markhan e McLain (1977) e Hastenrath e Heller (1977). Hastenrath (1978) e Hastenrath e Heller (1977) relacionam a posição do eixo de confluência dos alísios na baixa troposfera, com precipitação no Nordeste, mostrando ainda que os padrões de anomalias de TSM no Atlântico Tropical se invertem em anos de seca ou enchente na região do Nordeste. Estendendo o conhecimento sobre as inter-relações entre anomalias de TSM no Atlântico Tropical e eventos extremos no Nordeste, Moura e Shukla (1981) propõem um tipo de circulação térmica direta, excitada por tais anomalias. Tal proposição é baseada em observações, modelo analítico simples e simulação numérica com um Modelo de Circulação Geral (MCG).

A questão sobre a alta variabilidade pluviométrica do Nordeste, se é devida a forçantes localizadas nos trópicos, ligadas às anomalias de TSM, ou se é resultante de perturbações que se propagam dos extratropicos, ainda não foi satisfatoriamente resolvida. Considerando que, por um lado, vários estudos mostram a existência de relações entre anomalias de TSM nos trópicos e a propagação meridional de energia, e que, por outro, mostram relações entre a TSM no Atlântico Tropical e anomalias de precipitação sobre o Nordeste, há interesse em estudar a existência de padrões anômalos de circulação numa escala global que estejam relacionados com o regime anômalo de precipitação sobre o Nordeste. Neste contexto pode-se melhorar o conhecimento da influência do fenômeno El Niño no Pacífico Tropical sobre a circulação atmosférica anômala no Nordeste.

Os objetivos do presente estudo são:

- 1) Rever estudos observacionais que procuram ligar padrões anômalos de circulações nos extratropicos a anomalias da TSM nas regiões equatoriais.

- 2) Rever desenvolvimentos teóricos recentes sobre propagação meridional de ondas de Rossby estacionárias, excitadas por fontes de calor anômalas, possivelmente relacionadas com anomalias de TSM.
- 3) Analisar padrões anômalos de escoamento global nos campos do vento horizontal e vorticidade relativa em altos e baixos níveis para anos selecionados, na tentativa de estabelecer relações entre tais escoamentos anômalos e fontes de calor nos trópicos, principalmente no que concerne à América do Sul e Atlântico Tropical.
- 4) Analisar configurações de TSM para os oceanos tropicais, com o intuito de estabelecer possíveis relações entre os padrões encontrados no campo de anomalias do vento com desvios de TSM à luz da teoria existente.
- 5) Estabelecer possíveis conexões entre padrões anômalos característicos no escoamento global com anos de secas extremas ou anos muito chuvosos no Nordeste.



CAPÍTULO 2

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E OBSERVACIONAL

Neste capítulo são alinhadas informações teóricas e observacionais recentes, necessárias para o entendimento da propagação meridional de energia por ondas de escala planetária e as inter-relações entre esta propagação e fontes anômalas de calor nos trópicos.

2.1 - ESTUDOS OBSERVACIONAIS

Horel e Wallace (1981) mostram que episódios quentes na TSM no Pacífico Equatorial tendem a ser acompanhados por altura do nível de 700mb abaixo do normal no Pacífico Norte, acima do normal sobre o oeste do Canadá e abaixo do normal no sudeste dos EUA (Figura 2.1). A distribuição das anomalias da altura geopotencial encontrada apresenta uma forte semelhança qualitativa com as soluções estacionárias das equações primitivas, linearizadas sobre a esfera forçadas por uma fonte de calor tropical, como obtida em estudos teóricos por Egger (1977), Opsteegh e Van Den Dool (1980), Hoskins e Karoly (1981) e Webster (1981). Dos trens de ondas encontrados, o mais proeminente é orientado de modo que o caminho que se obtém conectando os centros de anomalias de geopotencial se direciona de início para o pólo, curvando em seguida para leste e finalmente volta-se para o equador, ao longo de um "grande círculo".

Fritz (1982) mostra um padrão de onda no campo de altura geopotencial de 700mb para o mês de dezembro que, relacionando-se com anomalias de temperaturas no Atlântico Tropical, estende-se desde em direção ao pólo, e então para o Japão. O autor mostra, contudo, que embora o padrão de onda observado concorde com as soluções teóricas obtidas por Hoskins e Karoly (1981), no que concerne à posição geográfica do trem de ondas, este está defasado de 180 graus do previsto, quando se tem uma fonte de calor na região norte da América do Sul. Com vistas em localizar a forçante térmica que estaria induzindo tal padrão

de ondas, é necessário que se perfaçam estudos mais detalhados da precipitação na região norte da América do Sul e América Central. Esta localização é necessária para que se possa verificar a relação entre o padrão de ondas observado e aquele predito pela teoria de Hoskins e Karoly (1981), que mostra que a variação latitudinal da forçante gera trens de ondas similares entre si, mas com consideráveis diferenças de fase.

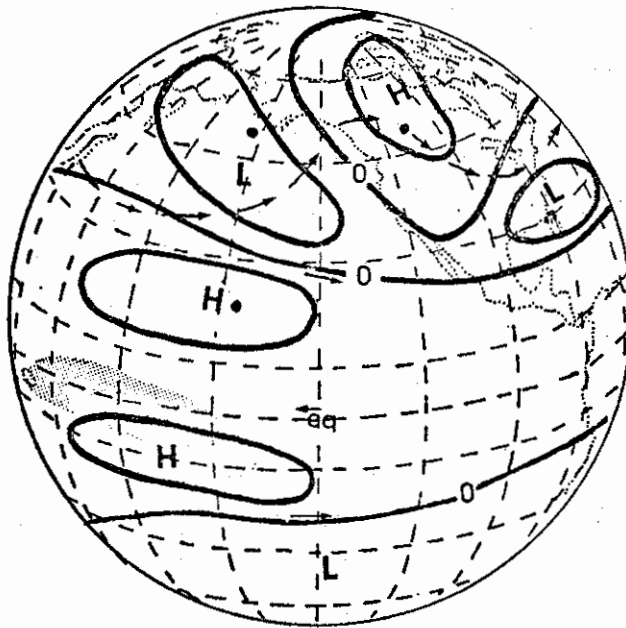


Fig. 2.1 - Ilustração esquemática do padrão global de anomalias de geopotencial na alta e média troposfera para os invernos do H.N. relacionados com "episódios quentes".

A área sombreada representa a região da forçante.

FONTE: Horel and Wallace (1981), p. 824.

A respeito do Nordeste, Namias (1972) mostra evidências de que a precipitação naquela região está ligada à atividade ciclônica próxima à Terra Nova durante o inverno e primavera do Hemisfério Norte. O acoplamento é traçado através da variação do anticiclone do Atlântico Subtropical, os alísios de NE e a consequente resposta da cē

lula de Hadley que é forçada a variar em posição e intensidade. Sugere que bloqueios intensos sobre a América do Norte e Atlântico Norte são frequentemente associados a secas devastadoras sobre o Nordeste.

A estação chuvosa da parte norte do Nordeste² é centrada em março-abril, e, segundo Hastenrath e Heller (1977), relaciona-se com a migração sazonal para o sul, do eixo de confluência dos alísios na baixa troposfera sobre o Oceano Atlântico Tropical adjacente. A parte sul recebe seu máximo de precipitação entre novembro e março, com o pico em dezembro. Esta região está sob a influência de frentes frias provenientes do sul, com penetração equatorial (Ratisbona, 1976; Kouřky, 1979). Ainda, de acordo com Hastenrath e Heller (1977), as secas do Ceará são caracterizadas por uma expansão, em direção ao equador, da alta do Atlântico Sul, e uma retração, em relação ao pólo, da alta do Atlântico Norte - conduzindo a um deslocamento para o norte, do eixo de baixa pressão próximo ao equador. Concomitantemente, as bandas de máxima frequência de coberturas de nuvens e precipitação, zonalmente orientadas, permanecem mais ao norte, os alísios do Atlântico Norte enfraquecem e os alísios do Atlântico Sul ficam mais intensos do que a média do longo prazo. O padrão da TSM durante uma estação deficiente de chuva no Nordeste é caracterizado por desvios positivos numa larga banda ao longo do Atlântico Norte e no Pacífico Leste e águas anormalmente frias na maior parte do Atlântico Sul e Equatorial. Durante estações com precipitação abundante no Nordeste, os padrões de desvios aproximadamente se invertem em relação àqueles de anos de seca.

² A parte norte do Nordeste está indicada na Figura 2.2.

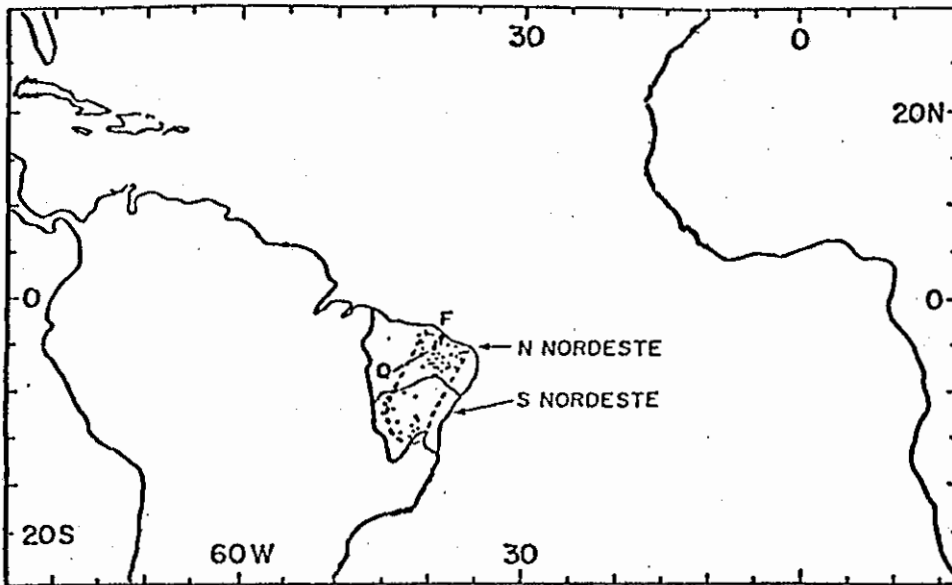


Fig. 2.2 - Mapa de orientação.

Estão indicadas às partes norte (N NORDESTE) e Sul (S NORDESTE) do Nordeste. A linha tracejada delimita a área cuja precipitação anual é inferior a 800mm. (F) indica Fortaleza e (Q) indica Quixeramobim.

FONTE: Adaptação de Hastenrath et alii (1984).

Moura e Shukla (1981) propõem que um possível mecanismo para ocorrência de secas severas sobre o Nordeste seja o estabelecimento de uma circulação térmica direta local, a qual tem seu ramo ascendente em torno de 10N e seu ramo descendente sobre o Nordeste, Amazônia oriental e regiões oceânicas vizinhas. Esta circulação anômala seria resultante do aquecimento devido ao aumento de convecção úmida associada com a anomalia de TSM quente sobre o norte do Oceano Atlântico Tropical e resfriamento associado com anomalia fria de TSM ao sul do Atlântico Tropical (Figura 2.3). Os efeitos combinados da subsidência termicamente forçada e a redução da evaporação e da convergência do fluxo de umidade produz severas condições de seca sobre o Nordeste. Os autores encontram, analisando dados de anomalias de TSM e precipitação,

que as secas mais severas estão associadas com a ocorrência simultânea de anomalias positivas de TSM ao norte e negativas ao sul, no Atlântico Tropical.

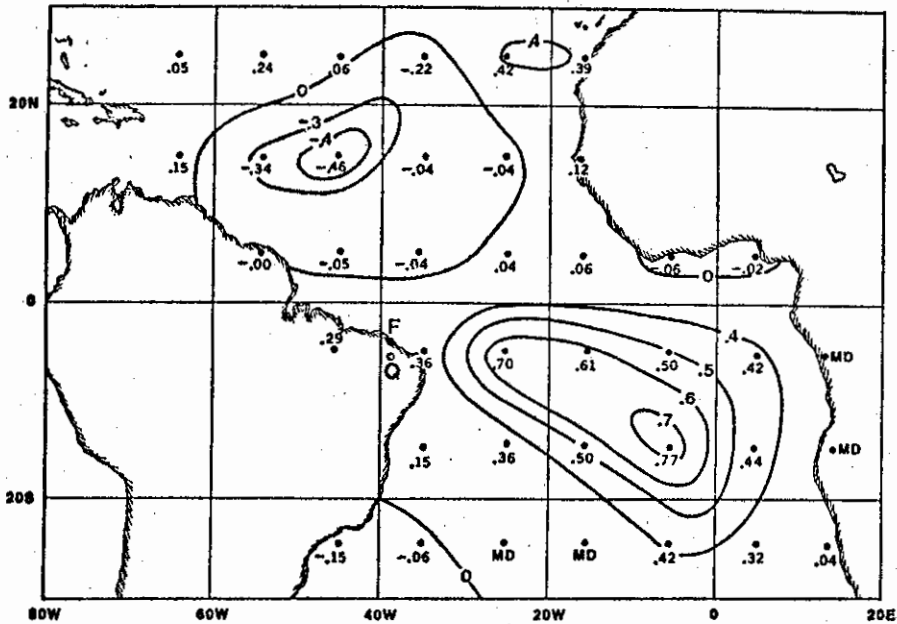


Fig. 2.3 - Coeficientes de correlação entre temperatura da superfície do mar e precipitação em Fortaleza (F) e Quixeramobim (Q).

FONTE: Moura e Shukla (1981), p. 2657.

2.2 - ESTUDOS TEÓRICOS

Paralelamente à parte observacional, Moura e Shukla (1981) utilizaram um modelo de equações primitivas para calcular a circulação forçada, termicamente induzida e controlada por atrito, devida a uma função de aquecimento prescrita, numa atmosfera em repouso. A função de aquecimento é tal que simula uma fonte de calor ao norte e um sumidouro ao sul do equador. Esta forçante térmica prescrita produz uma circulação direta com movimento ascendente ao norte e movimento descendente ao sul. Uma circulação ciclônica é gerada nos baixos níveis e anticiclônica em altos níveis ao norte do equador, e uma circulação inversa ao sul. As soluções analíticas concordam com os resultados nu

méricos obtidos com um modelo de circulação geral de vários níveis do Goddard Laboratory for Atmospheric Sciences (GLAS) da NASA. Os autores também utilizaram o modelo do GLAS para testar sua sensibilidade a anomalias TSM. Os resultados mostram que o padrão de anomalias de TSM semelhante ao observado em anos de seca produziu uma zona de convergência intensificada, um aumento de precipitação e circulação ciclônica nos baixos níveis ao norte e redução da precipitação e circulação anticiclônica ao sul. Segundo os autores, a redução de precipitação sobre a parte continental do Nordeste foi suficientemente grande para suportar o mecanismo proposto. Os trabalhos observacionais de Oliveira (1982) e Moura e Kagano (1982) apoiam as conclusões de Moura e Shukla (1981).

Hoskins e Karoly (1981), motivados por resultados de modelos barotrópicos, usam um modelo baroclínico linearizado e estacionário de cinco camadas, para estudar a resposta de uma atmosfera esférica, com forçantes térmicas e topográficas. Nos baixos níveis as perturbações são confinadas na vizinhança da fonte, e para forçante térmica em latitudes médias estas perturbações são crucialmente dependentes da estrutura vertical da fonte. Na alta troposfera, as fontes geram trens de ondas muito semelhantes aos produzidos pelos modelos barotrópicos. Para uma fonte em baixas latitudes, ondas longas propagam-se para o pólo e para leste. Ondas curtas são confinadas do lado equatorial da borda polar do jato, resultando numa reflexão do trem de ondas nesta latitude. Usando magnitudes razoáveis do coeficiente de dissipação, a maneira mais fácil de produzir uma resposta apreciável em latitudes médias e altas é pela forçante subtropical. Os resultados apresentados sugerem uma explicação para as formas dos padrões descritos em estudos observacionais (Horel and Wallace, 1981; Wallace and Gutzler, 1981).

É de interesse atentar para a modelagem de fontes de calor usando modelos barotrópicos. Em latitudes médias isto é difícil devido à resposta de natureza baroclínica para forçantes térmicas. No entanto, para regiões tropicais, pode-se argumentar que um oceano anormalmente quente pode levar a um aquecimento convectivo extra na atmosfera.

ra (Bjerknes, 1966). Este será balanceado por movimento ascendente extra e consequente divergência e forçante de vorticidade anticiclônica em altos níveis. Assim, o modelo mais simples de anomalia térmica nos trópicos corresponde a uma forçante especificada em termos de vorticidade anticiclônica na região tropical, num modelo barotrópico não-divergente, o qual é linearizado com respeito ao escoamento zonal do estado básico.

A fim de entender as relações entre as fases do aquecimento e o campo de pressão nos baixos níveis, examina-se aqui a resposta estacionária de uma atmosfera baroclínica para várias forçantes, como predito pelas equações linearizadas da vorticidade no plano beta e da termodinâmica. Seguindo o desenvolvimento de Hoskins e Karoly (1981), para a escala planetária estas equações podem ser escritas como:

$$\beta v' = f w'_z, \quad (2.1)$$

$$f \bar{u} v'_z - f \bar{u}_z v' + w' N^2 = Q, \quad (2.2)$$

sendo os símbolos definidos na lista de símbolos.

Para determinar a resposta para várias fontes, Hoskins e Karoly usaram estas duas equações de maneira a prever a velocidade meridional resultante. As escalas verticais do vento zonal médio e aquecimento são, respectivamente,

$$H_u = \frac{u}{u_z}, \quad H_q = \frac{Q}{Q_z}, \quad \text{e}$$

$$\gamma = \frac{v_v}{v_h} = \frac{f^2 \bar{u}}{(\beta N^2 H_q H_{uq})}$$

Em síntese, esta análise simples prediz que uma fonte de calor profunda nos trópicos irá produzir um cavado a oeste da fonte, com movimento ascendente sobre ela. Uma fonte profunda em latitudes médias irá produzir um cavado frio à jusante, com movimento descendente sobre a fonte. Uma fonte rasa em latitudes médias também produz uma baixa para leste, contudo quente.

Os resultados do modelo baroclínico usado por Honskins e Karoly (1981) com uma forçante em 15N estão em concordância com a descrição da Figura 2.4a, sendo o campo da velocidade vertical induzido pelo aquecimento, ascendente na região da fonte. Nos baixos níveis, as perturbações são confinadas próximo à região da fonte, porém isto não ocorre na alta troposfera. O padrão da perturbação da vorticidade em 300mb é essencialmente semelhante ao obtido pela integração do modelo barotrópico. Embora as soluções sejam estacionárias no curso da integração barotrópica, é interessante pensar num trem de ondas que se propaga para o pólo e para leste. Em torno de 60 graus a jusante, na latitude de 35 graus, há sinais de uma divisão do trem de ondas, com as ondas mais longas propagando-se para o pólo para produzir um máximo em torno da latitude 70 e 110 graus a jusante, enquanto as ondas mais curtas viram em direção ao equador. O trem de ondas polar prossegue do outro lado do hemisfério, em direção ao equador. Para uma forçante em 45N, os autores mostram que o balanço de forças é substancialmente diferente daquele em latitudes subtropicais, encontrando porém um padrão de ondas semelhante ao do caso subtropical. No entanto, dado que a amplitude da fonte utilizada é realista para os subtrópicos, mas muito grande para os extratropicos, os autores concluem que, para a dissipação usada no modelo, é mais fácil forçar um campo de geopotencial anômalo em latitudes médias e altas com uma anomalia de calor nos subtrópicos do que em latitudes médias e altas.

Para uma forçante centrada no equador, não somente a geração de vorticidade pelo termo de estiramento ("stretching") é pequena (f tende a zero), mas também a fonte está completamente contida numa região de ventos de leste em todos os níveis, e nestes casos, de

é a razão entre a velocidade meridional quando a advecção vertical domina e a velocidade meridional quando a advecção horizontal domina (H_{uq} é o mínimo entre H_u e H_q). Nos casos em que o mecanismo que requerer a menor velocidade meridional domina, os autores mostram que o aquecimento próximo à superfície será balanceado por advecção horizontal de temperatura, com a componente zonal ou meridional dominando, conforme H_u seja maior ou menor do que H_q . Nos trópicos, onde frequentemente $\gamma \ll 1$ e $H_q > H_u$, qualquer fonte de calor próxima à superfície produziria v' muito grande: uma fonte de calor profunda é balanceada por movimento ascendente (Figura 4.2a). O balanço de vorticidade para a escala planetária prediz um cavado a oeste da fonte nos baixos níveis. Em latitudes médias, a advecção vertical de calor é muito menos importante, onde frequentemente $\gamma > 1$, e fontes de calor profundas são balanceadas pela advecção meridional de ar frio e desta forma deverá haver um cavado a leste da fonte. O balanço de vorticidade para ondas planetárias prediz movimento subsidente sobre a fonte, enquanto a equação da energia termodinâmica prediz ar frio a leste da fonte nos baixos níveis (Figura 2.4b). Para uma fonte rasa em latitudes médias, i. e., $H_q < H_u$, a perturbação de temperatura nos baixos níveis reverte-se, de modo que a advecção zonal pode balancear o aquecimento nos baixos níveis. O cavado nos baixos níveis permanece para leste, com o movimento subsidente sobre a fonte (Figura 2.4c).

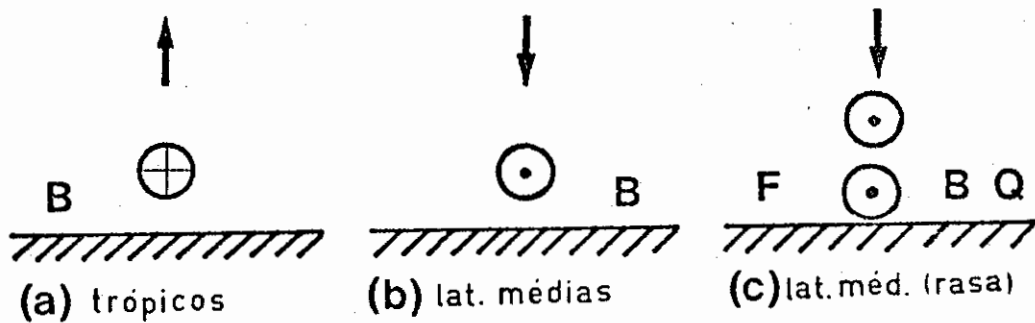


Fig. 2.4 - Secções longitude-altura mostrando as diferentes respostas à forçante térmica: (a) trópicos, (b) latitudes médias e (c) latitudes médias com forçante rasa.

B = baixa pressão, Q = quente, F = frio.

FONTE: Hoskins and Karoly (1981), p. 1182.

O item (a) é entendido quando se verifica que o trem de ondas obtido, usando o modelo baroclínico, apresenta uma estrutura barotrópica equivalente, tendo as perturbações da função de corrente o mesmo sinal em toda a profundidade da atmosfera. As amplitudes são máximas na alta troposfera, apresentando um nível equivalente-barotrópico entre 500 e 200mb. A fim de entender os mecanismos físicos envolvidos nos itens (b), (c) e (d), deve-se seguir o desenvolvimento de Hoskins e Karoly (1981).

No estudo de ondas de Rossby barotrópicas num meio que varia lentamente, é considerada a solução da equação linearizada da vorticidade barotrópica, não-divergente, na esfera. A relação de dispersão encontrada pelos autores é:

$$\omega = \bar{u}_m k - \frac{\beta_m K}{K^2 + L^2},$$

onde o subscrito m se refere ao valor da variável em coordenada Mercator. Definindo um raio como sendo sempre paralelo ao vetor velocidade de grupo (Cg), a energia se propaga ao longo de um raio com a velocidade igual a $Cg = (U_g, V_g)$, onde:

$$U_g = \frac{\partial W}{\partial K} = \frac{W}{K} + \frac{2\beta_m K^2}{(K^2 + L^2)^2}, \quad V_g = \frac{\partial W}{\partial L} = \frac{2\beta_m KL}{(K^2 + L^2)^2}.$$

Como ω não tem dependência explícita com x e t, então k e ω são constantes ao longo de um raio. Usando a teoria de WKBJ, os autores mostram que a amplitude da função de corrente ao longo de um raio é da forma:

$$\psi = C L^{-1/2} \exp(i(kx + \int^y L dy - \omega t)).$$

acordo com vários outros estudos, a resposta longe da latitude da forçante é pequena (Simmons, 1982). Com o deslocamento da fonte em direção aos pólos, a fase do trem de ondas polar muda, mas sua trajetória permanece bastante semelhante. Hoskins e Karoly (1981) analisam ainda vários outros casos para forçantes orográficas em latitudes médias, encontrando novamente padrões inter-hemisféricos com amplitude máxima na média e alta troposfera. Estes padrões sugerem que parte significativa da alta da Sibéria e da alta sobre o oeste dos EUA pode ser associada diretamente com a resposta ao movimento ascendente devido à orografia. Alguns dos pontos mais interessantes do artigo de Hoskins e Karoly (1981) são:

- a) Longe da região da fonte os trens de ondas produzidos por modos baroclínicos e barotrópicos são bastante similares na troposfera tanto qualitativa quanto quantitativamente.
- b) Ondas longas (i.e. número de onda zonal pequeno) propagam-se para o pólo, assim como para leste, resultando num caminho do trem de ondas não muito diferente de um grande círculo.
- c) Ondas mais curtas são confinadas ao lado equatorial do jato de latitudes médias, resultando numa divisão do trem de ondas nesta latitude, com uma possível região de "bloqueio" a jusante, onde o trem de ondas polar, de comprimento de onda maior, e o trem de ondas subtropical, de comprimento de onda menor, estão fora de fase.
- d) Com a dissipação por eles usada, o meio mais fácil de produzir uma determinada amplitude em latitudes médias e altas é por forçante subtropical.
- e) O campo de temperatura nos baixos níveis, para a forçante térmica em latitudes médias, é crucialmente dependente da estrutura vertical da fonte.

Para descrever uma onda estacionária, $\omega = 0$, $K_S = (\beta_m / \bar{u}_m) = K^2 + L^2$ é o número da onda estacionária. Supondo que K_S seja função decrescente da latitude, então L decresce, o raio torna-se mais zonalmente orientado e a função de corrente aumenta a amplitude. Na latitude em que $K = K_S$ ocorre a reflexão do raio. O trem de ondas divide-se então em dois, com uma parte em direção ao equador e outra em direção ao pólo. Se existir uma linha crítica $Y = Y_C$, onde o vento médio zonal for nulo, então, ao se aproximar de Y_C o raio tende a ser meridional e a velocidade de grupo tende a zero. Num modelo linear dissipativo, a energia da onda é absorvida nas imediações de Y_C , embora esta idealização seja questionável.

Usando um escoamento com velocidade angular constante, os autores mostram que a trajetória do raio é a de um grande círculo (Longuet-Higgins, 1964). Usando escoamentos mais realistas (300mb para o inverno do Hemisfério Norte), são mostrados os raios resultantes de forçantes em 15, 30 e 45N (Figura 2.5). Nota-se que tanto para a forçante em 15N como em 30N, há o confinamento das ondas de número maior que 4 pela borda polar do jato em latitudes médias.

Usando um modelo de equações primitivas linearizadas, Simmons (1982) examina a resposta estacionária tropical e extratropical da atmosfera para uma forçante térmica (aquecimento diabático) tropical. No primeiro caso, uma região isolada de aquecimento pode excitar trens de ondas com direção de propagação predominante para o pólo. A resposta tropical apresenta-se em boa concordância com o estudo de Gill (1980). São discutidos experimentos barotrópicos, onde uma forçante tropical isolada é superposta a uma forçante constante que mantém o escoamento básico climatológico com variação zonal. Nestes casos, encontra-se uma forte resposta na região norte do Pacífico, particularmente quando a forçante é localizada ao sul da região de escoamento mais intenso. Efeitos não-lineares amplificam ou amortecem esta resposta, dependendo do sinal da forçante. Há apreciável propagação através do equador quando se mantém um duto de ventos de oeste limitados zonalmente na alta troposfera tropical.

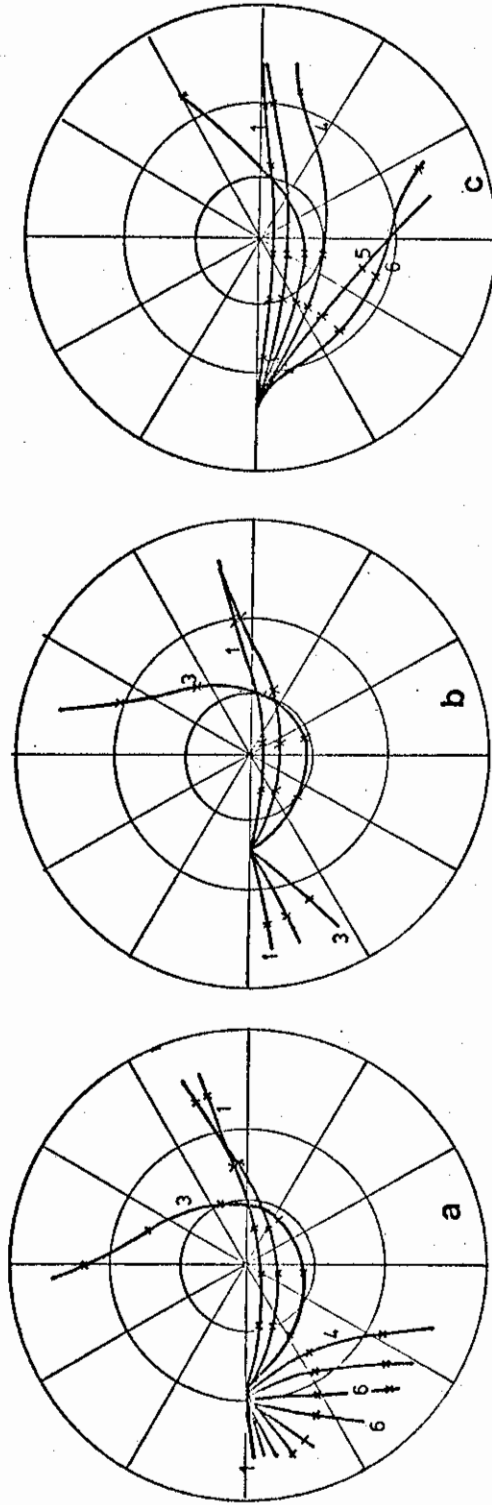


Fig. 2.5 - Raios e fases para forçantes em (a) 30N, (b) 45N no escoamento zonal em 300mb e (c) 15N no escoamento zonal em 500mb, do H.N.

Os números ao lado dos raios representam números de onda, estando a fase marcada por um x a cada 180 graus.

FONTE: Hoskins and Karoly (1981), p. 1195.

Numa atmosfera barotrópica, com escoamento uniforme U , num plano beta latitudinalmente ilimitado, uma perturbação de onda plana estacionária da forma $\exp(i(kx + ly))$ satisfaz a relação:

$$\beta - U(K^2 + L^2) = 0. \quad (2.3)$$

Se o movimento for forçado em uma latitude com número de onda zonal K , então o número de onda meridional da perturbação é dado por:

$$L^2 = \frac{\beta}{U} - K^2.$$

O número de onda L somente será real, correspondendo assim à propagação da onda para longe da fonte, se $\beta/U > K^2$, ou seja, para ventos de oeste e números de onda zonal inferiores a determinado valor. Para ventos de leste e pequenos comprimentos de onda zonal, L é imaginário e as ondas são confinadas; a amplitude decai exponencialmente com a distância.

Uma característica importante das soluções encontradas é a sua natureza aproximadamente barotrópica na média e alta troposfera, longe da região da fonte. Com respeito à resposta extratropical para uma fonte de calor isolada, Simmons (1982) mostra que a resposta atmosférica ao aquecimento diabático, por calor sensível em latitudes médias, representa uma componente significativa do escoamento de larga escala, de modo que os resultados apresentados pelo autor, no que concerne aos trens de ondas excitados por forçantes térmicas tropicais, não implicam que tais forçantes tenham um caráter dominante na manutenção do padrão de onda estacionário nos extratropicais.

A resposta extratropical para a forçante tropical mostrou-se altamente sensível ao estado médio zonal. Isto é ilustrado na Figura 2.6 para a climatologia de janeiro e de julho, com a forçante centrada em 15N numa região de ventos de leste, de modo que a resposta

encontrada é muito fraca em latitudes médias e altas. No Hemisfério Sul ocorre uma variabilidade sazonal menor para uma fonte em 15S; nestes casos é evidente uma inibição da propagação de ondas através do pólo, evidente no Hemisfério Norte. Há, contudo, uma nítida direção de propagação do trem de ondas de início zonal e depois para o equador. Este resultado pode ser compreendido em termos da teoria de raios desenvolvida por Hoskins e Karoly (1981). A média zonal do jato no Hemisfério Sul possui um gradiente meridional de vortacidade maior do que o do Hemisfério Norte, e mesmo para o estado médio climatológico, o gradiente de vortacidade absoluta em direção ao pólo torna-se negativo no lado polar do jato. Deste modo, pode-se esperar que todas as perturbações que se propagam em direção ao pólo sejam refletidas nesta latitude, como mostra a parte inferior da Figura 2.6. Os testes de sensibilidade da resposta extratropical mostraram que esta não é sensível à estrutura vertical da fonte nos trópicos, o que não se verificou para as respostas locais.

Um efeito importante introduzido pelo escoamento básico com assimetria zonal é sua influência na propagação de ondas através do equador. A resposta no Hemisfério Norte para uma forçante em 15S, quando o estado básico é a média zonal climatológica (de leste) no equador, mostrou-se particularmente pequena. Já para o escoamento de janeiro, com variação zonal, a resposta é bastante diferente, apresentando uma grande amplitude da onda ao norte do Oceano Pacífico. Este resultado confirma as especulações de Webster (1981) e Webster e Holton (1982) no que concerne à possibilidade de propagação de ondas através do equador por meio de regiões de ventos de oeste limitadas longitudinalmente, como as que aparecem em certas épocas do ano.

Estudos observacionais de alguns casos (Bjerknes, 1966, 1969), estudos objetivos de alguns invernos (Horel and Wallace, 1981; Wallace and Gutzler, 1981), evidências de modelos de circulação geral (Rowntree, 1972, 1976; Julian and Chervin, 1978), bem como resultados de modelos idealizados (Simmons, 1982), levam a um quadro razoavelmente coerente, o que mostra uma influência significativa dos trópicos em padrões de ondas estacionárias em latitudes médias e altas, pelo menos no Hemisfério do inverno. A resposta tropical para uma região isolada de aquecimento diabático possui uma estrutura vertical em boa concordância com as soluções analíticas para a média zonal de vento nula. Esta resposta é mais sensível ao perfil vertical da fonte de calor do que a resposta extratropical, sendo que ela também depende sensivelmente do perfil da temperatura média através da variação da estabilidade estática com a altura, associada a tal perfil. Embora a média zonal climatológica do vento tenha uma influência qualitativamente pequena na resposta nas imediações do equador, uma assimetria pronunciada do escoamento em 200mb próximo ao equador tem sido associada com a variação latitudinal do gradiente meridional de vorticidade absoluta (Simmons, 1982).

Webster e Holton (1982) usam um modelo não-linear, baseado nas equações da água rasa, para estudar a propagação de ondas forçadas, através do equador, na presença de um estado básico constituído da média temporal do campo do vento zonal, com variação longitudinal. No caso de escoamento simétrico, encontra-se que as ondas planetárias de escala global não propagam além de uma latitude crítica, onde a velocidade média do vento zonal é nula. No entanto, se o estado básico é longitudinalmente assimétrico e inclui um duto, com ventos zonais de oeste, ondas de escala zonal menores do que a escala zonal do duto de oeste podem propagar de um Hemisfério para outro, mesmo que a média do vento zonal permaneça de leste na região equatorial. A amplitude da resposta em um Hemisfério, para a forçante no Hemisfério oposto, aumenta fortemente com a magnitude dos ventos de oeste no duto equatorial. A existência do duto de oeste na alta troposfera no Pacífico leste, e sua variação anual, parece explicar, em parte, a variabilidade climática no

Hemisfério Norte. Se o estado médio da atmosfera for representado por uma distribuição do vento médio, simétrica em relação ao equador, caracterizada por ventos de leste nos trópicos e de oeste em latitudes médias, então todas as perturbações equatoriais serão geradas *in situ*, causando poucos efeitos no escoamento em latitudes médias. É necessário enfatizar que, para uma atmosfera zonalmente simétrica, a existência de uma latitude onde o vento zonal se anula é a consideração mais importante e não a latitude da forçante ou a região da resposta.

Embora alguns aspectos do problema permaneçam inexplorados, os autores afirmam que a resposta inter-hemisférica depende primariamente da intensidade do vento de oeste local no equador, sendo secundário o fato de a média zonal do vento zonal ser de leste ou de oeste em baixas latitudes.

Hendon e Hartmann (1982) propõem que mecanismos de realimentação ("feedback") de fontes térmicas são importantes na determinação da variabilidade de ondas estacionárias, em latitudes médias e altas.

O aquecimento diabático total na atmosfera não é devido exclusivamente à variação de fontes de calor fixas longitudinalmente, mas também depende do escoamento. Como uma primeira aproximação a este complexo processo, um fluxo de calor proporcional à temperatura nos baixos níveis na atmosfera é incorporado num modelo multinível, estacionário, de equações primitivas linearizadas numa esfera. Os autores mostram que, para uma estrutura vertical profunda de uma fonte de aquecimento diabático, em latitudes médias e altas, a inclusão de mecanismos de realimentação amplia significativamente a resposta local e remota. Para fontes de calor rasas em latitudes médias e altas, o aumento significativo da amplitude é limitado à resposta local, enquanto a resposta remota é amortecida. A resposta remota devida à forçante tropical é fortemente amortecida indistintamente ao perfil vertical da fonte de calor.

Desta maneira, Hendon e Hartmann (1982) questionam se uma forçante em baixas latitudes poderia ser mais importante do que forçantes em latitudes médias para respostas em latitudes médias, como alguns autores têm sugerido. Contudo, os resultados de cálculos lineares e estacionários, para um estado básico zonalmente simétrico, podem não descrever precisamente a atmosfera real. Processos transientes e assimetrias zonais no estado básico podem alterar significativamente estes resultados (Simmons, 1982). O mecanismo proposto por Hendon e Hartmann (1982) para o aumento da variabilidade interanual em latitudes médias é complementar aos mecanismos de equilíbrios múltiplos (Charney and Devore, 1979), à forçante tropical remota (Bjerknes, 1966, Hoskins and Karoly, 1981) e às anomalias de TSM (Namias, 1976; Davis, 1978).

Held (1981), seguindo a argumentação de Hoskins e Karoly (1981), mostra alguns resultados da integração de um modelo barotrópico esférico com forçantes topográficas em latitudes médias. São notáveis os dois trens de ondas que se propagam em direção ao equador, penetrando na região tropical pelo Pacífico Central e pelo Atlântico. Held (1981) argumenta que tal comportamento pode se dar devido ao fato de o trem de ondas ser mais sensível à estrutura do vento zonal nestas regiões do que a média zonal do vento zonal. As regiões de ventos de oeste no lado oeste do Pacífico Equatorial e Atlântico sugerem a possibilidade de que estes trens de ondas evitam linhas de vento zonal nulo.

Para explicar o baixo valor da correlação observada de $u'v'$ na região da tropopausa em 30N (Oort e Rasmusson (1971) encontraram $u'v' = 0,4$), Held (1981) argumenta que isto pode ser devido ao fato de a onda que se propaga em direção ao pólo ser forçada termicamente da região tropical, em oposição à hipótese da onda que se propaga para o pólo ser uma reflexão de uma onda de Rossby incidente sobre a linha de ventos nulos. O autor integra o mesmo modelo com e sem a topografia da Terra, com o intuito de avaliar a importância da topografia nos padrões de ondas observados em latitudes extratropicais no Hemisfério Norte. Separando as respostas em "topográficas" e "térmicas", Held

(1981) mostra que a escala espacial da resposta à forçante topográfica é menor do que a da forçante térmica (climatológica), sendo que, na ausência de propagação significativa de ondas dos subtropicais para os extratropicais, as assimetrias do caso sem montanhas do modelo de circulação geral são forçadas por assimetrias nos extratropicais e não em regiões tropicais.

Shukla e Wallace (1983) reexaminam os resultados de experimentos anteriores com modelos MCGs que simulam a resposta atmosférica a anomalias de TSM, com base na hipótese de que a anomalia de TSM tropical pode ser capaz de produzir anomalias em latitudes extratropicais, encontrando que estes MCGs são consistentes com tal hipótese. As investigações feitas pelos autores utilizam o modelo de circulação geral do GLAS, com as condições iniciais de janeiro, baseadas em dados observacionais e anomalias de TSM no Pacífico Equatorial (Rasmusson and Carpenter, 1982). O deslocamento da região de forte precipitação convectiva no Pacífico Oeste, para leste, observado durante os episódios de anomalias positivas de TSM, foi simulado corretamente nos experimentos executados. Os desvios da altura geopotencial de 300mb para os experimentos mostraram evidências da propagação de uma onda de Rossby bidimensional ao longo de um grande círculo, em direção ao pólo no Pacífico Norte e daí para leste, em concordância com as observações e resultados de modelos mais simples.

Existe um número crescente de evidências observacionais, teóricas e de modelagem numérica, de que as anomalias de TSM no Pacífico Equatorial, do tipo fenômeno "El Niño", exerçam uma influência significativa sobre o clima de inverno no setor norte do Pacífico e América do Norte. A sequência de mecanismos através dos quais acredita-se que esta influência ocorra é:

- 1) Interações de larga escala entre o oceano e a atmosfera no Pacífico Tropical, através de mecanismos ainda não totalmente conhecidos, resultam em episódios prolongados, durante os quais as águas normalmente frias (24-27°C) do setor leste do Pacífico

Equatorial ficam mais quentes ($T > 29^{\circ}\text{C}$) do que o normal. A fase madura dos episódios quentes, como foi definido por Rasmusson e Carpenter (1982), se dá na época do inverno do Hemisfério Norte, decorrido um período de aproximadamente um ano do surgimento de águas mais quentes na costa do Peru-Ecuador. Pode ser visto que nestes períodos as anomalias são máximas na parte leste do Pacífico entre 100W e 160W, porém anomalias significativas estendem-se mais para oeste, chegando próximo a 160E.

- 2) Durante a fase madura destes episódios quentes, o padrão de TSM é distorcido de modo que águas quentes ($T > 29^{\circ}\text{C}$) estendem-se para leste ao longo do equador, até aproximadamente 160W, enquanto durante invernos típicos do Hemisfério Norte águas quentes somente são encontradas a oeste de 180 graus.
- 3) A região de convecção cúbulo profunda que normalmente é confinada no extremo oeste do Pacífico desloca-se para leste com as águas quentes. Doberitz (1968), Bjerknes (1969) e outros mostraram que a precipitação em ilhas equatoriais na vizinhança de 180 graus aumenta de quase zero durante os meses de janeiro normais, para precipitações da ordem de 15mm/dia durante os meses de janeiro de episódios quentes. Durante estes meses a precipitação é anormalmente fraca no extremo oeste do Pacífico, Indonésia e norte da Austrália (Quinn et alii, 1978; Pittock, 1973; Kidson, 1975).
- 4) Estas mudanças no padrão de precipitação em latitudes equatoriais são refletidas nos padrões de divergência em altos níveis (aproximadamente 200mb), os quais por sua vez influenciam o padrão de ondas estacionárias em latitudes extratropicais no Hemisfério Norte. As perturbações de ondas estacionárias, ilustradas esquematicamente na Figura 2.1, têm sido interpretadas em termos da dispersão das ondas de Rossby numa esfera a partir de uma fonte de vorticidade localizada no equador (Hoskins

and Karoly, 1981; Opsteegh and Van Den Dool, 1980; Horel and Wallace, 1981; Webster, 1981). De modo alternativo, Simmons et alii (1983) sugerem que estas mesmas perturbações de ondas estacionárias podem ser identificadas com o modo de máximo crescimento associado com a instabilidade barotrópica do escoamento médio climatológico em altos níveis, o qual pode ser excitado de várias maneiras: perturbações com a polaridade observada podem ser geradas por uma fonte de divergência em altos níveis sobre o Pacífico Central ou (mais eficientemente) por convergência (como a que pode ser associada com a diminuição de precipitação) sobre o extremo oeste do Pacífico.

- 5) Na região em que ocorre a redistribuição da precipitação, as perturbações na divergência na baixa e alta troposfera têm sinais opostos, enquanto em latitudes médias e altas as perturbações assumem um caráter equivalente barotrópico com o mesmo sinal em toda a coluna atmosférica.

CAPÍTULO 3

DADOS: TRATAMENTO E USO

3.1 - DESCRIÇÃO DOS DADOS

Os dados utilizados neste trabalho são:

- As componentes U e V do vento em pontos de grade, provenientes do National Meteorological Center (NMC) nos EUA para o Hemisfério Norte e Trópicos, e do Australian National Meteorology Centre (ANMRC) para o Hemisfério Sul.
- Os desvios de TSM para o Atlântico (cuja origem é a série de dados TDF-11 do National Climate Center (NCC) nos EUA, provenientes de navios mercantes e de pesquisa (Bunker, 1976)), calculados, plotados e cedidos pelo Dr. Jack Calman, para o período de dezembro de 1948 a dezembro de 1972, e plotagens provenientes do Laboratoire d'Océanographie Physique, na França, para o período compreendido entre janeiro de 1973 a dezembro de 1979 (Servain et alii, 1984).
- Diagramas da precipitação sobre o Nordeste que tiveram como fonte: Chu (1982), Buchmann (1981), Brito (1984), Hastenrath et alii (1984), e o Boletim Agroclimatológico (1983) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) no período de dezembro de 1963 a dezembro de 1981.

Para o Hemisfério Norte, as médias mensais de U e V estão dispostas em pontos da grade octagonal do NMC, com 1977 pontos igualmente espaçados em projeção estereográfica polar, verdadeira em 60N. Este conjunto de dados, cobrindo da latitude 17N ao polo, compreende o período de setembro de 1963 a dezembro de 1980. Para este período, a componente divergente do vento apresenta um nível de ruído muito elevado, o que inviabiliza sua análise. Tal não ocorre com a componente rotacional do vento.

Para a obtenção das médias mensais dos dados tropicais, foi escrito um programa em ALGOL que lê as fitas com valores diários, decodifica as informações e grava as médias em palavras de 48 bits, ponto flutuante, no computador Burroughs-6800 do INPE.

Para a decodificação dos dados (armazenados em forma binária, palavras de 60 bits do computador Control Data Corporation, CDC-7600), foi escrito um procedimento ALGOL que lê as fitas e armazena, num vetor, os valores decodificados.

3.2 - CÁLCULOS, EQUAÇÕES E MÉTRICAS

Para o cálculo dos campos da vorticidade relativa (ζ) é usada a equação na forma curvilínea generalizada (3.1), com a métrica de transformação da projeção apropriada, o que traz grande facilidade de cálculos, uma vez que a distância entre os pontos de grade é constante, independente da latitude. O rotacional é dado pela relação:

$$\text{ROT}(\vec{F}) = \epsilon_{ijk} \frac{U_i}{H_j H_k} \frac{d}{dq} (H_k F_k) \quad (3.1)$$

Para o Hemisfério Norte, é usada a projeção estereográfica polar (Phillips, 1973), verdadeira em 60N. Tomando o pólo como ponto de projeção e o eixo x ao longo da longitude zero tem-se:

$$H_x = H_y = H = \frac{(1 + \text{sen}(\phi))}{(1 + \text{sen}(60))} = \frac{8a^2}{1 + \text{sen}(60) (4a^2 + R^2)} \quad (3.2)$$

com

$$\text{sen}(\phi) = \frac{(4a^2 - R^2)}{(4a^2 + R^2)},$$

Para o Hemisfério Sul, os dados estão dispostos em projeção estereográfica polar verdadeira em 60S. A grade contém 2209 pontos igualmente espaçados; os valores ao Norte de 10S são constantes, colocados somente para preencher a grade em todos os seus pontos. Além das componentes U e V do vento, dispõe-se ainda dos campos de temperatura, geopotencial e razão de mistura, no período compreendido entre maio de 1972 e novembro de 1980. A qualidade destes dados decai em longitudes que se afastem da região da Austrália. A comparação do campo do vento nas regiões cobertas por este conjunto de dados e pelos dados da região tropical (entre 45S e 18S) mostra que, embora as magnitudes do vento não sejam idênticas para um mesmo local, nível e data, as configurações espaciais destes são aproximadamente as mesmas.

A região que compreende os trópicos, de 45S a 45N, é analisada a partir da média mensal das componentes U e V do vento em projeção Mercator verdadeira no equador, dispostas em pontos de grade (23 x 73) igualmente espaçados. Este conjunto de dados compreende o período de dezembro de 1970 a dezembro de 1981. Contudo, devido à baixa qualidade destes dados no período anterior a novembro de 1974, somente se utilizam dados entre novembro de 1974 e dezembro de 1981 nas análises globais. Há ainda a salientar que o tratamento da componente divergente do vento pelo NMC só foi incorporado após outubro de 1978 (Kousky, 1983).

Em resumo, os dados para o Hemisfério Norte apresentam a maior série temporal (17 anos) e de melhor qualidade, sendo portanto usados ao norte de 20N para todos os diagramas. Na região tropical os dados apresentam uma qualidade satisfatória a partir de novembro de 1974, sendo utilizados desta data até dezembro de 1981 entre 20N e 45S. A região ao sul de 45S não está plotada nos diagramas globais que se limitam às latitudes ao norte de 45S. A componente divergente do escoamento não está inclusa nas discussões deste trabalho devido às considerações delineadas acima.

Na região tropical observa-se que os desvios de vortici-
dade relativa apresentam, em vários casos, uma continuação do padrão
observado em latitudes mais altas (novembro de 1976, Figura A.13, e de
zembro de 1975, Figura A.14; Apêndice A).

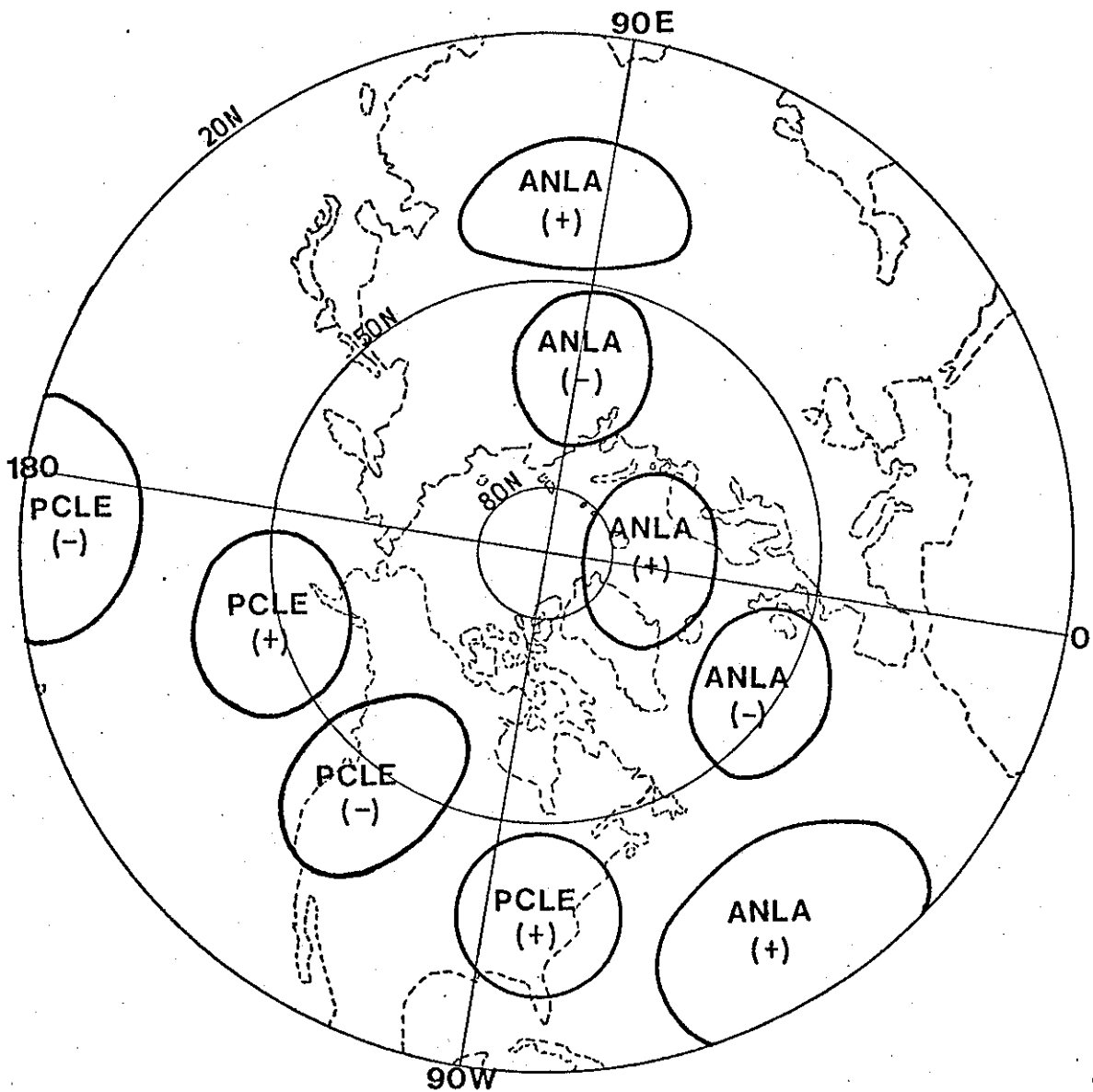


Fig. 4.1 - Disposição esquemática dos centros de ação dos padrões ANLA(0) e PCLE(0).

O sinal indica se $\zeta' > 0$ ou $\zeta' < 0$.

onde $ROT(\vec{F})$ representa o rotacional do vetor \vec{F} ; ϵ_{ijk} , o símbolo de Levi-Civita; U_i , o versor na direção i ; d/dQ_i , a derivada total em relação a Q_i ; H , a métrica da projeção estereográfica polar verdadeira em 60 graus; ϕ , a latitude; a , o raio da Terra em quilômetros, e R , a distância do ponto considerado ao pólo em quilômetros.

Através de algumas transformações algébricas, chega-se à relação:

$$\zeta = \frac{1}{H} \left[\frac{dV}{dX} - \frac{dU}{dY} \right] + C(UY - UX) \quad (3.3)$$

onde

$$C = \frac{(1 + \text{sen}(60))}{4a^2}$$

Para o cálculo de (d/dx) e (d/dY) usa-se o método de diferenças finitas, com $X = (I - I_p)CT$ e $Y = (J - J_p)CT$, sendo I e J os índices da matriz que correspondem à posição (X_i, X_j) , I_p e J_p os índices referentes ao pólo, e CT a distância em quilômetros entre dois pontos de grade, na latitude 60N.

Para o H.S., onde a latitude é negativa, toma-se $H = (1 - \text{sen}(\phi))/(1 + \text{sen}(60))$, permanecendo as demais relações inalteradas.

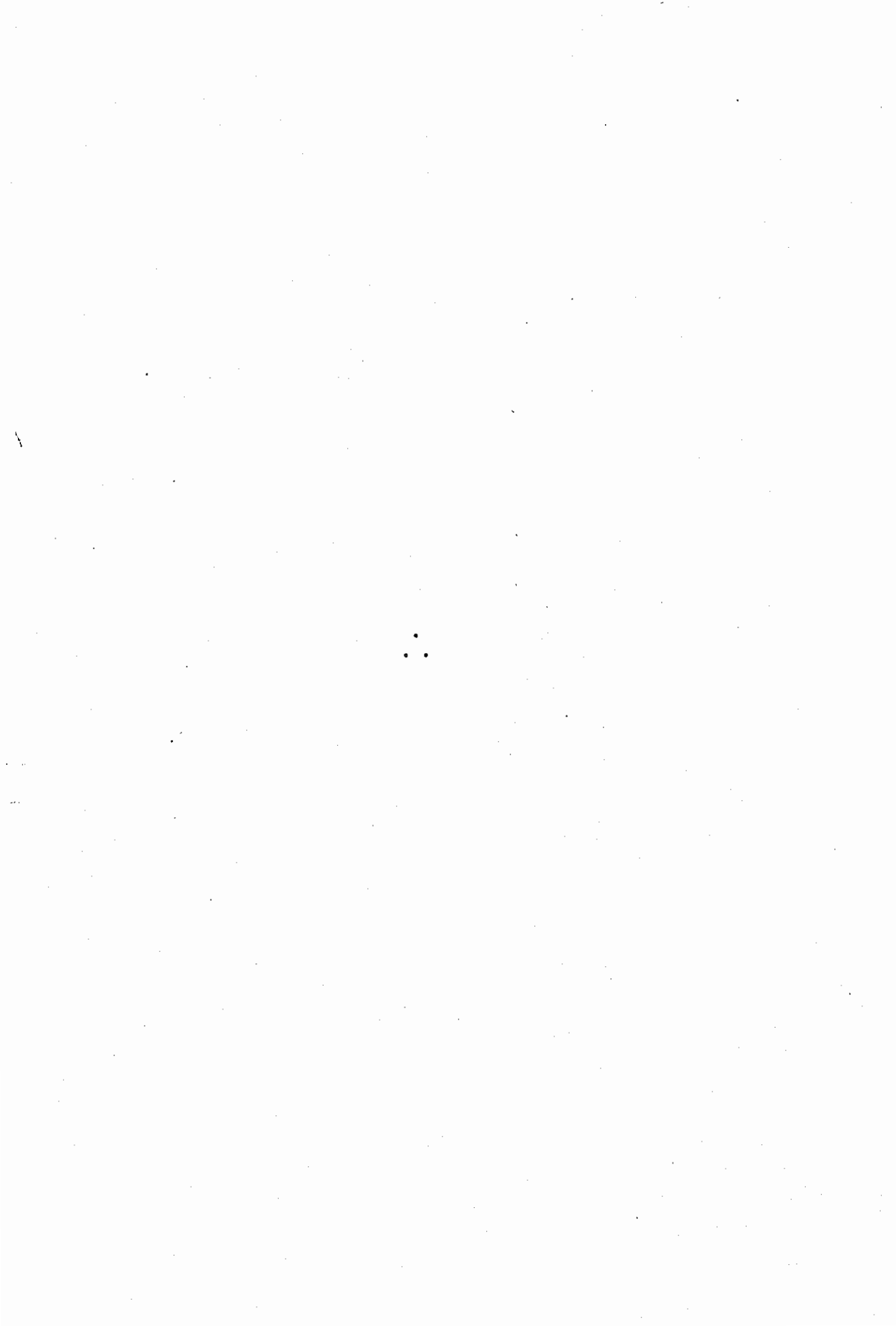
Na região tropical, usa-se a Equação 3.1 com a métrica da projeção Mercator verdadeira no equador, $H_m = \cos(\phi) = \text{sech}(Y/a)$:

$$\zeta = \cosh \left[\frac{Y}{a} \right] \left[\frac{dV}{dX} - \frac{dU}{dY} \right] + \frac{U}{a} \sinh \left[\frac{Y}{a} \right] \quad (3.4)$$

onde $Y = (J - J_e) \text{ CTM}$, CTM é a distância entre dois pontos de grade no equador, J_e é o índice da matriz referente ao equador, e os demais símbolos foram definidos anteriormente.

No cálculo dos campos apresentados, calculou-se a climatologia para cada mês de interesse do campo do vento, sendo os desvios obtidos subtraindo o valor climatológico do valor mês/ano em questão para cada ponto de grade. Como parte destes programas, um procedimento suaviza as superfícies diagramadas, perfazendo a média do valor de cada ponto de grade com 48 pontos circunjacentes multiplicados por uma função peso que é inversamente proporcional à distância entre os pontos.

Para a plotagem dos diagramas, foram escritos programas em ALGOL que utilizam sub-rotinas do Scientific Computing Division Graphics System, do National Center for Atmospheric Research, implantadas no computador BURROUGHS-6800 do INPE. Estes programas lêem os dados em uma projeção qualquer, plotando diagramas na projeção desejada (Mercator, estereográfica ou ortográfica). Além disto, eles geram diagramas globais a partir de fontes múltiplas de dados.



CAPÍTULO 4

DISCUSSÕES E RESULTADOS

Neste capítulo relatam-se os principais resultados a que se chegou neste trabalho, a partir das análises realizadas.

A análise dos desvios da vorticidade e do vento abrangem as latitudes ao norte de 45S, nos meses de outubro a maio dos seguintes anos: 1963/1964, 1969/1970, 1971/1972, 1972/1973, 1973/1974, 1975/1976 e 1979/1980, sendo 1970, 1972, 1976 e 1980 anos relativamente secos, e os demais chuvosos para o Nordeste (Chu, 1982; Buchmann, 1981; Hastenrath et alii, 1984).

Devido à diversidade das fontes de dados, a análise do campo dos desvios da vorticidade relativa e do vento foi dividida em duas partes: a do Hemisfério Norte (ao norte de 20N) e a da região tropical (entre 45N e 45S). Na análise do Hemisfério Norte teve-se, dentre os vários padrões semelhantes a trens de onda encontrados, aos relativos ao padrão Atlântico Norte - Leste Asiático (ANLA(n)), e ao padrão Pacífico Central-Leste EUA (PCLE(n)). O primeiro grupo de padrões (ANLA(n)) tem origem no Atlântico Tropical Central e atinge a costa leste da Ásia, contornando o Pólo Norte sobre a Europa. O outro grupo de padrões (PCLE(n)) tem origem no Pacífico Equatorial Central, que descreve um grande círculo e atinge a costa leste da América do Norte, em torno da latitude 20N. Estes padrões estão ilustrados esquematicamente na Figura 4.1. O argumento (n) refere-se à diferença de fase aproximada entre o padrão em questão e um padrão de referência, que é o padrão médio para anos de seca no Nordeste.

Como um terceiro padrão será visto ainda no Hemisfério Norte o cinturão circumpolar CCP(n), ilustrado esquematicamente na Figura 4.2

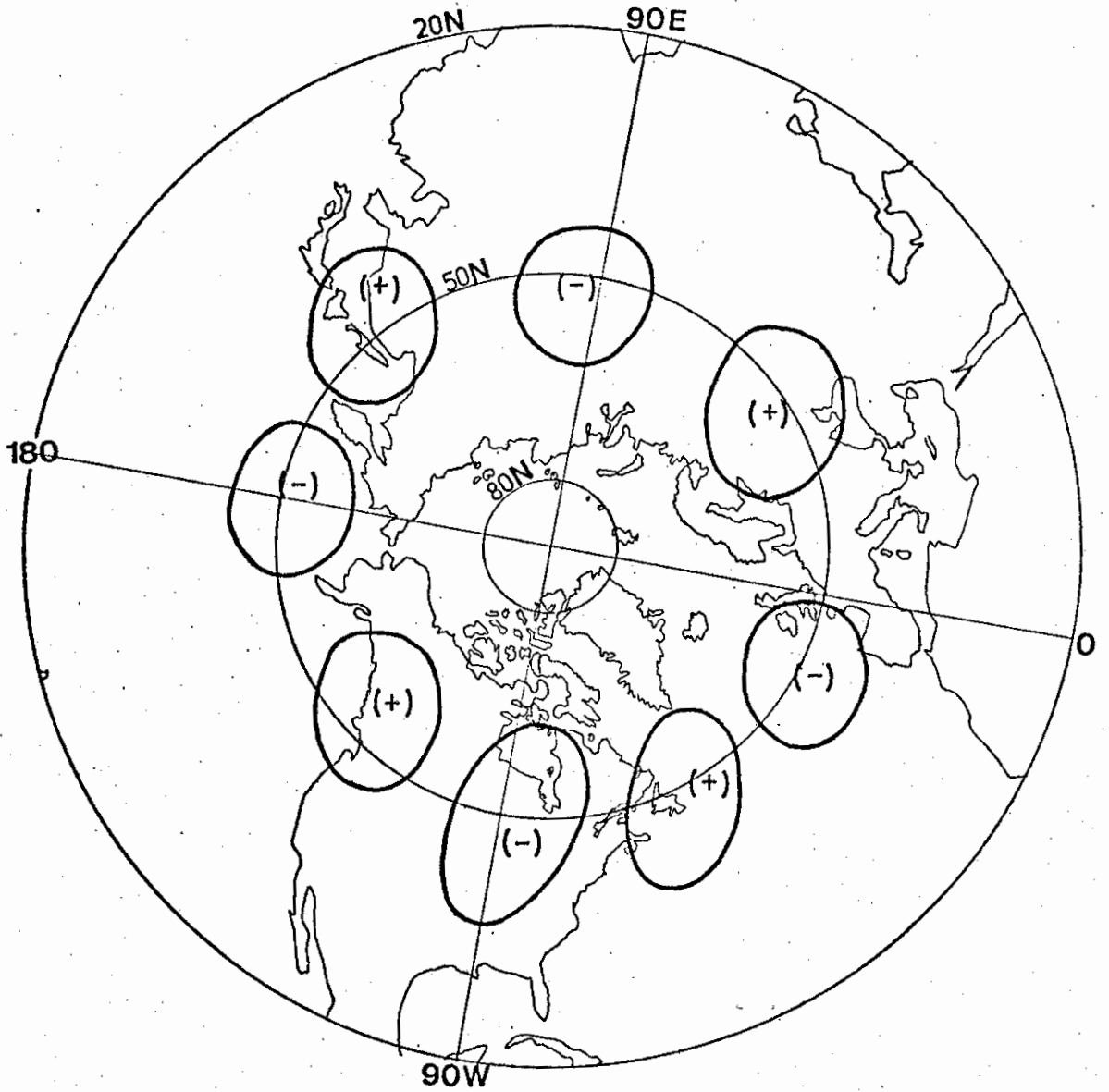


Fig. 4.2 - Disposição esquemática do padrão CCP(0).

(-) $\zeta' < 0$; (+) $\zeta' > 0$.

4.1 - DESCRIÇÃO DOS DIVERSOS CASOS

Nesta seção serão descritos qualitativamente os períodos de ocorrência dos casos principais, assim como particularidades relevantes de cada caso para o presente estudo.

No período de outubro de 1963 a março de 1964 o padrão ANLA(π) persistiu com a fase praticamente inalterada, sendo maior a nitidez nos meses de dezembro (Figura A.1; Apêndice A) e janeiro, e aumentando sua curvatura em torno do pólo no mês de março (Figura A.2, Apêndice A), o que parece ser uma característica observada em outros anos (março de 1970, fevereiro de 1972).

Observa-se a divisão do padrão ANLA(π) em dezembro (Figura A.1) em torno de 50N,0E, com um ramo sobre o norte da África. Este ramo poderia ser interpretado como uma reflexão do trem de ondas, excitado por anomalia térmica no Oceano Atlântico Tropical, pelo jato de latitudes médias (Hoskins and Karoly, 1981).

O padrão PCLE(0) presente em dezembro de 1963 (Figura A.1) já era observável em outubro de 1963 (não ilustrado), contudo, com uma diferença de fase de $\pi/2$, tendo apresentado um contínuo deslocamento zonal de seus centros de vorticidade, de modo a chegar em dezembro com a fase zero.

Menos nítido em novembro do que em dezembro de 1969 (Figura A.3), o padrão ANLA(0) apresenta neste período o mesmo tipo de divisão aparente em dezembro de 1963 (Figura A.1). Devido a uma lacuna nos dados, não foi possível acompanhar o desenvolvimento deste padrão em janeiro-fevereiro de 1970, contudo, ele ainda é nítido em março de 1970 (não ilustrado), mas com a fase deslocada em torno de $\pi/2$.

Nítido em novembro-dezembro de 1971 (Figura A.5 e A.6, respectivamente), o padrão ANLA(0) torna-se quase ausente em janeiro para reconfigurar-se em fevereiro de 1972 como ANLA(π). Novamente, ob

serva-se que a curvatura em torno do pólo do padrão ANLA aumenta ao final da estação de inverno do Hemisfério Norte. Em fevereiro de 1972 o padrão ANLA(π) apresenta uma curvatura próxima a ANLA(π) em março de 1964 e ANLA($\pi/2$) em março de 1970.

Observe-se a maior nitidez do padrão PCLE(π) em dezembro de 1971 (Figura A.6) do que em novembro de 1971 (Figura A.5).

Ausente em outubro-novembro de 1972, o padrão ANLA(π) reaparece em dezembro de 1972 (Figura A.7) com grande nitidez, observando-se sua continuidade nos diagramas da região tropical (não ilustrados), entre as longitudes 75W-10W.

Em novembro de 1973 (Figura A.8), são observáveis os padrões ANLA(0) e PCLE(π). Em dezembro de 1973 o padrão PCLE desaparece, enquanto o padrão ANLA muda sua fase. Entre janeiro (Figura A.9) e abril de 1974 o padrão ANLA apresenta a fase entre $\pi/2$ e π . Em janeiro de 1974 o padrão ANLA apresenta o ramo que conecta o Atlântico Tropical ao Mar Vermelho mais intenso do que sua extensão polar.

Em dezembro de 1975 (Figura A.10) e janeiro de 1976, o padrão ANLA(0) apresenta seus centros de ação sobre o Atlântico deslocados para leste.

Há ainda que se observar que em outubro de 1979 o padrão existente é ANLA(π) e que em dezembro de 1979 (Figura A.11) este tende o ANLA(0); neste mês o padrão já é pouco nítido, desaparecendo nos meses seguintes.

4.2 - DISCUSSÃO DOS PADRÕES ENCONTRADOS

Nesta seção são discutidos os padrões encontrados com base na teoria existente, vista no Capítulo 2.

4.2.1 - O PADRÃO ANLA(n)

O padrão "Atlântico Norte-Leste Asiático" ANLA(n), no campo do desvio da vorticidade relativa (ζ'), tem como referência o padrão obtido da média dos desvios de ζ' para anos de seca (Figura 4.3), cujos "centros de ação" se localizam em torno de 30N,50W; 70N,5E; 55N,80E e 40N,100E (veja também a Figura 4.1). Este padrão apresenta a disposição espacial dos centros de ação próximos ao do padrão WA ("Western Atlantic"), encontrado por Wallace e Gutzler (1981) através de correlação do geopotencial em 500mb de cada ponto de grade com todos os demais (Figuras 21c e 22c de Wallace and Gutzler, 1981). A Figura 4.4 ilustra o campo do desvio médio do vento para os mesmos períodos e nível da Figura 4.3. A Figura 4.5 ilustra o campo de $\bar{\zeta}'$ para anos de alta pluviosidade no Nordeste, enquanto a Figura 4.6 ilustra o campo do desvio médio do vento para os mesmos períodos e nível da Figura 4.5.

Dos anos analisados, o padrão ANLA ocorreu em novembro de 1963 a março de 1964(π), dezembro de 1970(π), (janeiro)¹ - fevereiro de 1972(π), dezembro de 1972(π), janeiro-fevereiro de 1974(π), outubro de 1975(π), (novembro de 1980(π)), março de 1970($\pi/2$), outubro-(novembro) de 1979($\pi/2$), (novembro)-dezembro de 1969(0), novembro-dezembro de 1971(0), maio de 1972(0), novembro-dezembro de 1973(0), dezembro de 1975 a janeiro de 1976(0) e dezembro de 1979(0), estando os casos mais nítidos, a saber: dezembro de 1963, novembro de 1973, dezembro de 1969, novembro de 1971 e dezembro de 1975, ilustrados, respectivamente, nas Figuras A.1, A.8, A.3, A.5 e A.10 do Apêndice A. Mostrar-se-á que a relação entre a fase deste padrão e o desvio de precipitação no Nordeste é um dos aspectos mais notáveis, ao lado do surgimento no Atlântico Tropical de anomalias de TSM do tipo proposto por Moura e Shukla (1981) como possivelmente condicionantes de anomalias extremas de precipitação sobre o Nordeste.

¹ Nos meses entre parênteses o padrão observado é menos nítido do que nos demais. (0) e (π) indicam a fase.

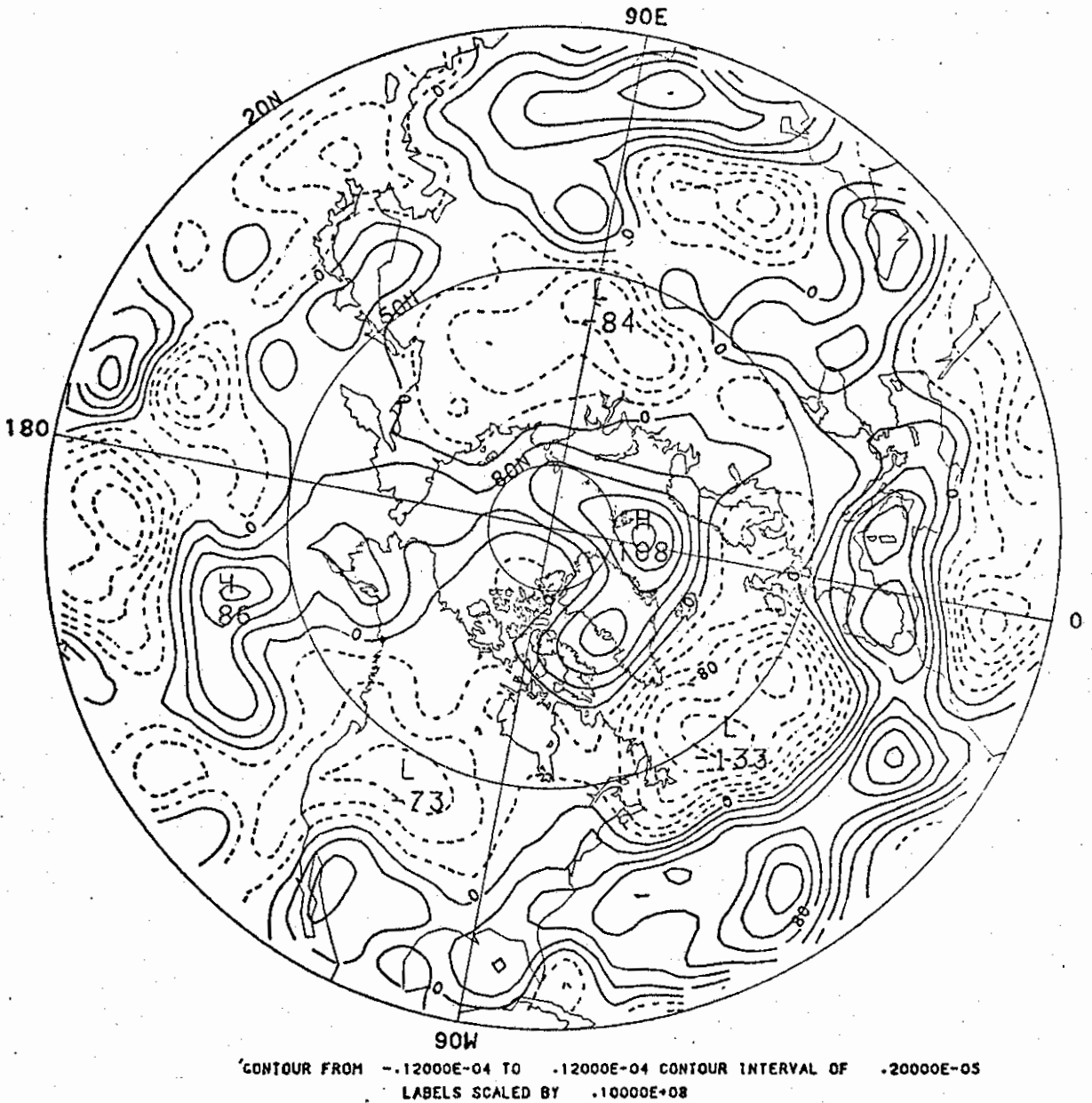


Fig. 4.3 - Configuração média de desvios de vorticidade relativa (200mb), em projeção estereográfica polar, para anos de seca no Nordeste (dezembro de 1969, novembro de 1971, dezembro de 1975 e dezembro de 1979).

As linhas tracejadas indicam valores negativos de ζ' ; o espaçamento entre as isolinhas é de $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Os máximos estão marcados por H e os mínimos por L.

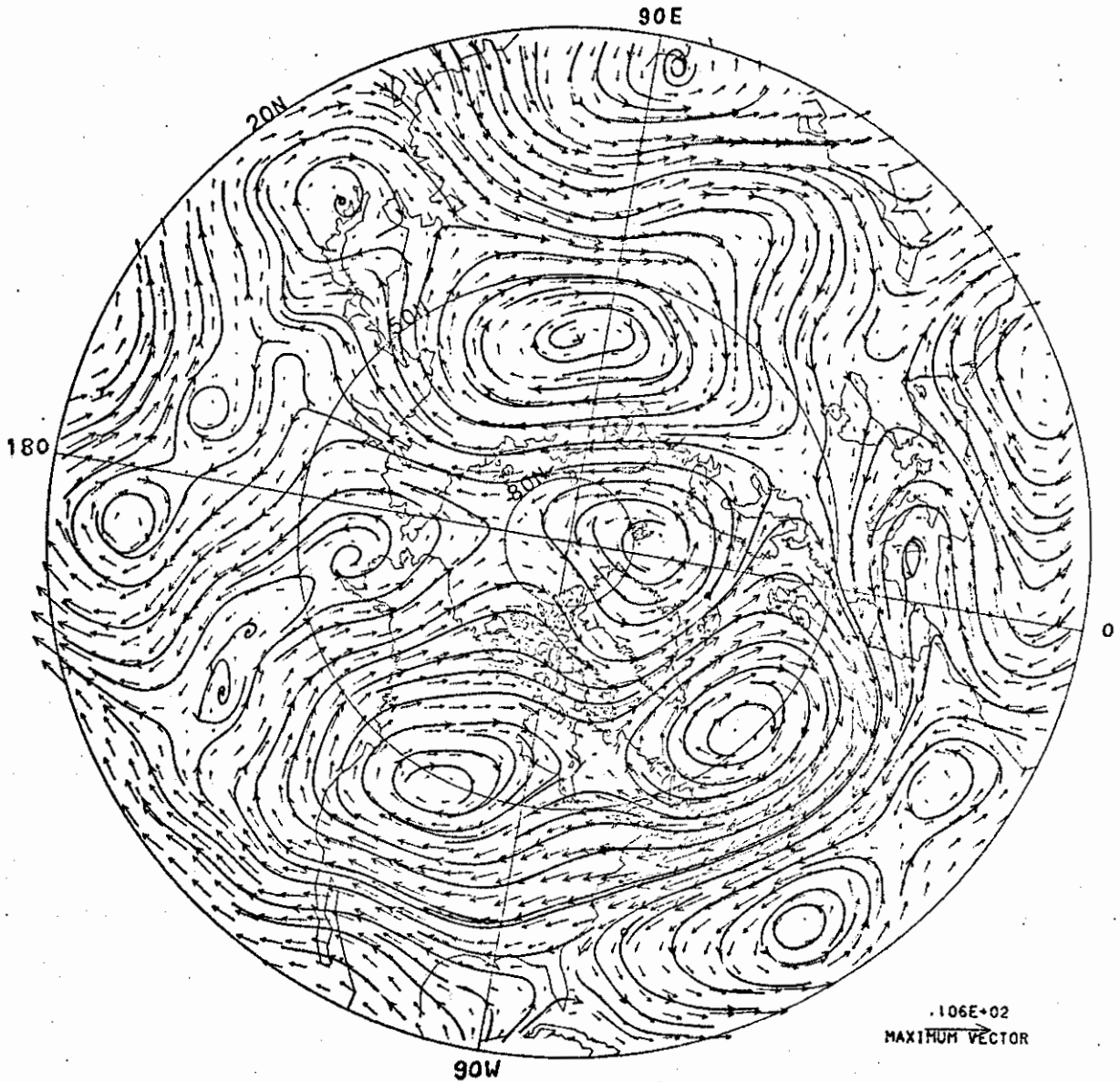


Fig. 4.4 - Campo do desvio médio do vento horizontal no Hemisfério Norte (200mb) para anos de seca no Nordeste (dezembro de 1969, novembro de 1971, dezembro de 1975, dezembro de 1979).

No rodapé da figura está o valor da seta de máximo comprimento. As linhas contínuas são linhas de corrente.

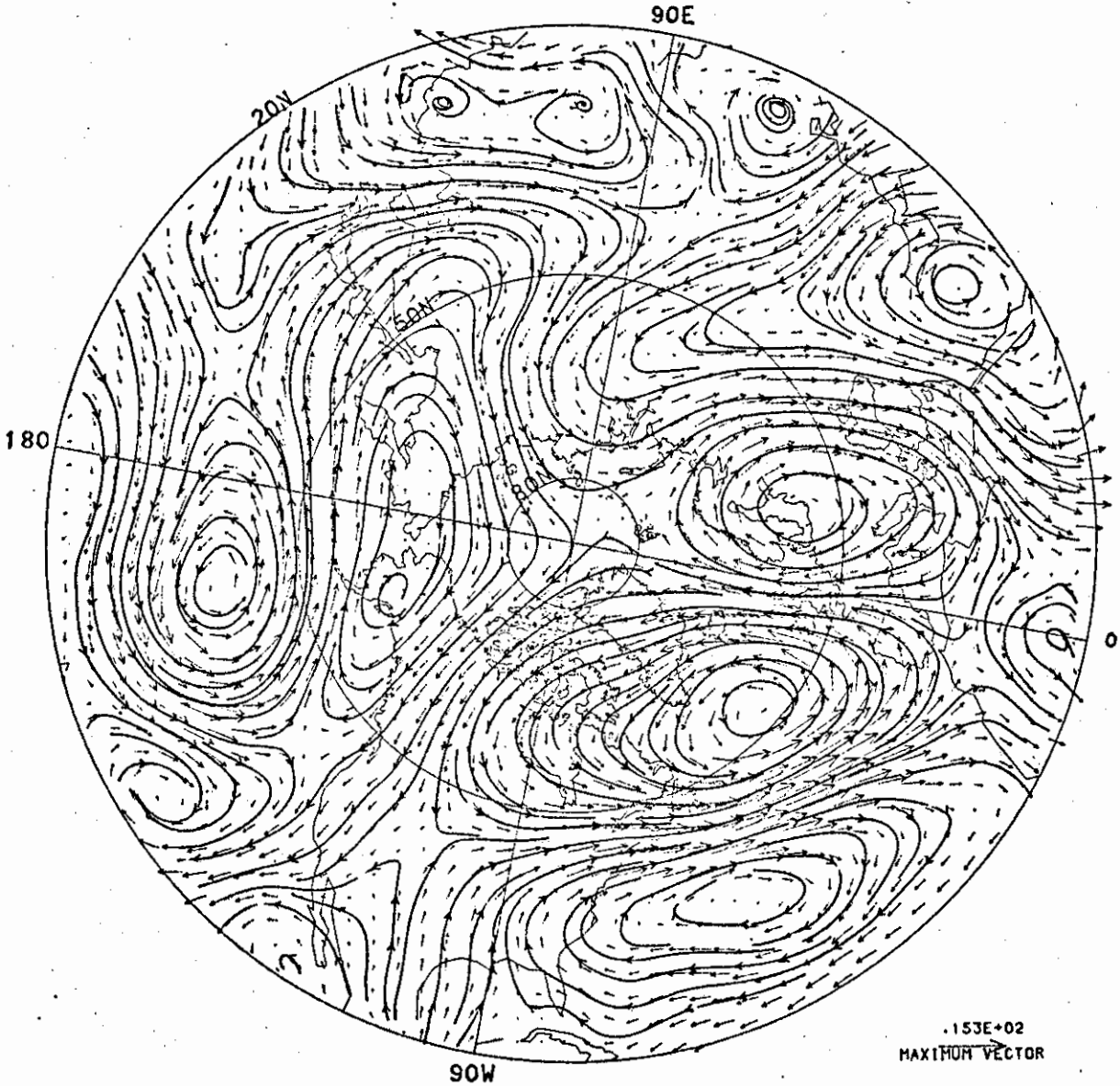


Fig. 4.6 - Campo do desvio médio do vento horizontal no Hemisfério Norte (200mb) para anos de alta pluviosidade no Nordeste (dezembro de 1963, dezembro de 1972 e janeiro de 1974).

Mesma explicação da Figura 4.4.

A análise em 200, 300 e 700mb revelou uma estrutura vertical equivalente barotrópica e uma inclinação praticamente nula na vertical (não ilustrados), o que é consistente com a teoria de propagação meridional de ondas de Rossby forçadas na região tropical (Hoskins and Karoly, 1981; Simmons, 1982).

A Figura 4.7 mostra a distribuição temporal do desvio de precipitação na parte norte do Nordeste e o padrão ANLA(n). Nota-se que os anos secos de 1970, 1972, 1976 e 1980 foram precedidos pela existência do padrão ANLA(0) (veja Figuras A.3, A.5, A.10, A.11 no Apêndice A), enquanto os anos chuvosos de 1964, 1971, 1973, 1974 e 1981 foram precedidos pelo padrão ANLA(π) (veja as Figuras A.1, A.4, A.7, A.8 e A.12 no Apêndice A).

A análise dos padrões ANLA(n) permite chegar a importante conclusão que em anos nos quais o desvio da precipitação no Nordeste foi positivo (na estação chuvosa), observou-se o padrão ANLA(π), principalmente em dezembro e janeiro anteriores; nos anos em que o desvio de precipitação mostrou-se negativo, o padrão observado foi ANLA(0). As configurações médias dos desvios de vorticidade relativa para anos secos e chuvosos estão ilustradas nas Figuras 4.3 e 4.5, respectivamente.

Namias (1972) estudou a correlação entre a atividade ciclônica sobre a Terra Nova e Groenlândia, e o regime de precipitação no Nordeste, mostrando que um cavado no campo de geopotencial em 700mb (forte atividade ciclônica) sobre aquela área durante o inverno do Hemisfério Norte estava associado à intensa precipitação em Quixeramobim, enquanto uma alta no geopotencial de 700mb (anticiclone) estava associada à baixa precipitação em Quixeramobim.

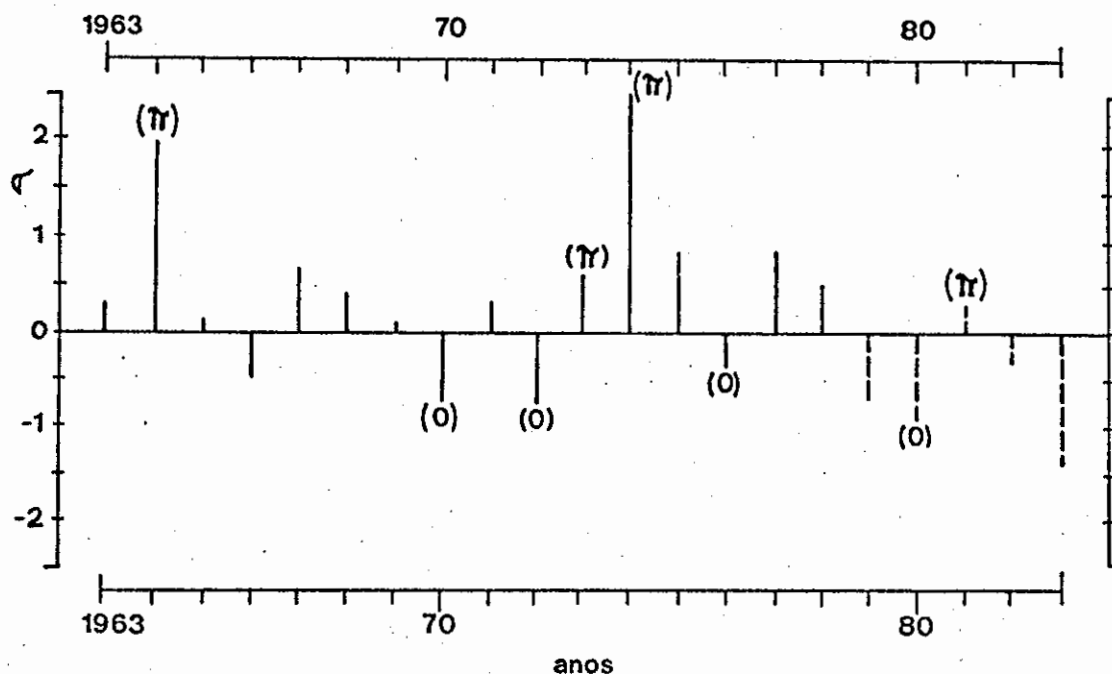


Fig. 4.7 - Desvio de precipitação (normalizado pelo desvio padrão) na parte norte do Nordeste e a existência do padrão ANLA(n).

(0) = padrão ANLA(0); (π) = padrão ANLA(π). As barras contínuas e as tracejadas não podem ser comparadas por serem calculadas de modos diferentes, sendo estas últimas somente indicativas do sinal da anomalia pluviométrica destes meses no Nordeste. Os dados de precipitação foram obtidos de Hastenrath et alii, 1984 (barras contínuas) e Brito, 1984 (barras tracejadas).

Comparando agora os resultados de Namias (1972) com o padrão de onda ANLA(n) encontrado no presente trabalho, e fazendo a suposição de que a precipitação em Quixeramobim é representativa da precipitação na parte norte do Nordeste para anos de anomalias extremas de precipitação, constata-se que a fase em anos de seca ou alta pluviosidade é tal que em anos de seca um dos centros de ζ' negativa do padrão ANLA(0) abrange a região da Terra Nova e Groenlândia (Figura 4.3), enquanto em anos de alta pluviosidade o padrão ANLA(π) precedente apresenta um centro de ζ' positiva sobre aquela região (Figura 4.5) verificando a relação apontada por Namias.

4.2.2 - O PADRÃO PCLE(n)

Inúmeros pesquisadores têm investigado a influência de anomalias de temperatura nas águas superficiais do Pacífico sobre a variabilidade interanual do clima na América do Norte. Dentre outros, Horel e Wallace (1981) encontraram um padrão de onda entre o Pacífico e a América do Norte, correlacionando vários parâmetros atmosféricos com a temperatura da superfície do mar (TSM) para invernos nos quais ocorreram episódios quentes no Pacífico Central. O padrão encontrado por Horel e Wallace (1981) (Figura 2.1), foi também mostrado por Wallace e Gutzler (1981), que denominaram este padrão de onda no campo de correlação de geopotencial de PNA (Pacific-North America). Este, contudo, tem a mesma disposição espacial do padrão PCLE do presente estudo.

A diferença fundamental entre o padrão encontrado por Horel e Wallace (1981) e o padrão PCLE deste trabalho é que estes autores usaram em seus cálculos estatísticos, médias para o inverno (DJF) de anos selecionados no Hemisfério Norte, enquanto o padrão PCLE foi obtido do campo do desvio de médias mensais para cada mês de anos de pluviosidade anômala sobre o Nordeste. Desta forma foi possível verificar que o padrão PCLE apresenta uma variação de fase, mês a mês e ano a ano.

Para efeito de análise, dividiram-se os casos acima citados em dois grandes grupos, como já se fez com os padrões ANLA, que são: PCLE(0), cuja fase é ilustrada na Figura 4.1, o qual corresponde ao padrão PNA de Wallace e Gutzler (1981); e PCLE(π), com diferença de fase de π radianos em relação a PCLE(0). O padrão ocorreu em dezembro de 1963(0), novembro-dezembro de 1969(0), novembro-dezembro de 1976(0), abril de 1980(0), outubro-novembro de 1963($\pi/2$), (novembro) - dezembro de 1971(π), novembro de 1973(π), outubro de 1975(π), estando ilustrados dezembro de 1963 (Figura A.1), dezembro de 1969 (Figura A.3), dezembro de 1971 (Figura A.6), novembro de 1973 (Figura A.8). À exceção de 1971, todos os anos foram anos de ocorrência de El Niño (Quinn et alii, 1978).

Diferentemente do padrão ANLA, este padrão não apresenta uma evidente relação entre sua fase e os desvios de precipitação sobre o Nordeste. Esta constatação, contudo, parece espelhar alguns resultados anteriores de trabalhos sobre as relações entre o fenômeno de El Niño/Oscilação do Sul e seca no Nordeste (Hastenrath and Heller, 1977; Hastenrath et alii, 1984), mostrando uma baixa correlação entre estes fenômenos.

Mesmo sendo baixa a correlação, o fenômeno de aquecimento das águas superficiais do Pacífico Leste-Central e a resposta atmosférica a tal aquecimento, principalmente no que concerne à fase e posição geográfica deste aquecimento, devem ser mais profundamente investigadas, assim como a Inter-relação destes fenômenos e os mecanismos físicos de manutenção e variação do clima do Nordeste.

Se, por um lado, a existência do padrão PCLE (ou equivalentemente a variação de TSM no Pacífico) não explica grande parte da variabilidade da precipitação no Nordeste, por outro parece estar relacionada com anomalias pluviométricas do Nordeste em anos nos quais a configuração de TSM no Atlântico não favoreceria o desvio observado, segundo a teoria de Moura e Shukla (1981).

Tome-se por exemplo o caso do recente e anômalo El Niño de 1982/1983, provavelmente o mais intenso deste século. Neste período, as águas superficiais do Atlântico Tropical não apresentavam o dipolo proposto por Moura e Shukla (1981), contudo o forte aquecimento no Pacífico Leste-Central, próximo da costa da América do Sul, pode ter induzido uma circulação leste-oeste tipo célula de Walker, com movimento ascendente mais intenso sobre a parte leste do Pacífico, e subsidência sobre o Nordeste e parte da Amazônia. Observe-se que em 1983 houve uma seca considerável nos meses de janeiro e fevereiro em grande parte da Amazônia e uma grande seca no Nordeste (Boletim Agroclimatológico, 1983; Brito, 1984).

4.2.3 - OUTROS CASOS

O terceiro padrão referido neste capítulo é o padrão CCP(n), ilustrado esquematicamente na Figura 4.2. Constitui-se da alternância de CVCs (centros de vorticidade positiva) e CVAs (negativas) em torno da latitude 50N, apresentando número de onda zonal entre 3 e 4. Está ilustrado na Figura A.15 o diagrama de ζ' para novembro de 1973, tomado como padrão de referência.

É importante ressaltar que o padrão CCP acima descrito foi observado nos meses de outubro-novembro dos anos: 1963, 1969, 1971, 1973, 1974, 1975 e 1979, aparentemente indicando uma relação (precedente) com os padrões ANLA(n) e PCLE(n), uma vez que se mostrou presente um a dois meses antes do aparecimento destes.

Na região tropical, são duas as regiões de máxima atividade em termos de aparecimento de padrões de onda: a parte leste do Oceano Pacífico e o Oceano Atlântico em suas porções tropicais. Vários autores (Webster and Holton, 1982; Simmons, 1982; Simmons et alii, 1983; Held, 1981) mostraram que regiões cujo vento zonal é de oeste na alta troposfera constituem-se canais, ou dutos, para a propagação meridional de ondas de escala planetária de um hemisfério para outro. Tal condição se verifica, para os trópicos, nas regiões acima citadas. As Figuras A.13 e A.14 ilustram dois casos nítidos de interação inter-hemisférica dos padrões de onda ANLA e PCLE, respectivamente.

4.3 - TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

Será analisado o padrão de anomalia de TSM no Atlântico Tropical.

Em dezembro de 1969, novembro de 1971, dezembro de 1975 e janeiro de 1976 (Figuras 4.8, B.1, B.2, B.3, respectivamente) os desvios de TSM são tais que águas mais quentes surgem ao norte, e mais frias ao sul do equador, nas longitudes 20W e 60W.

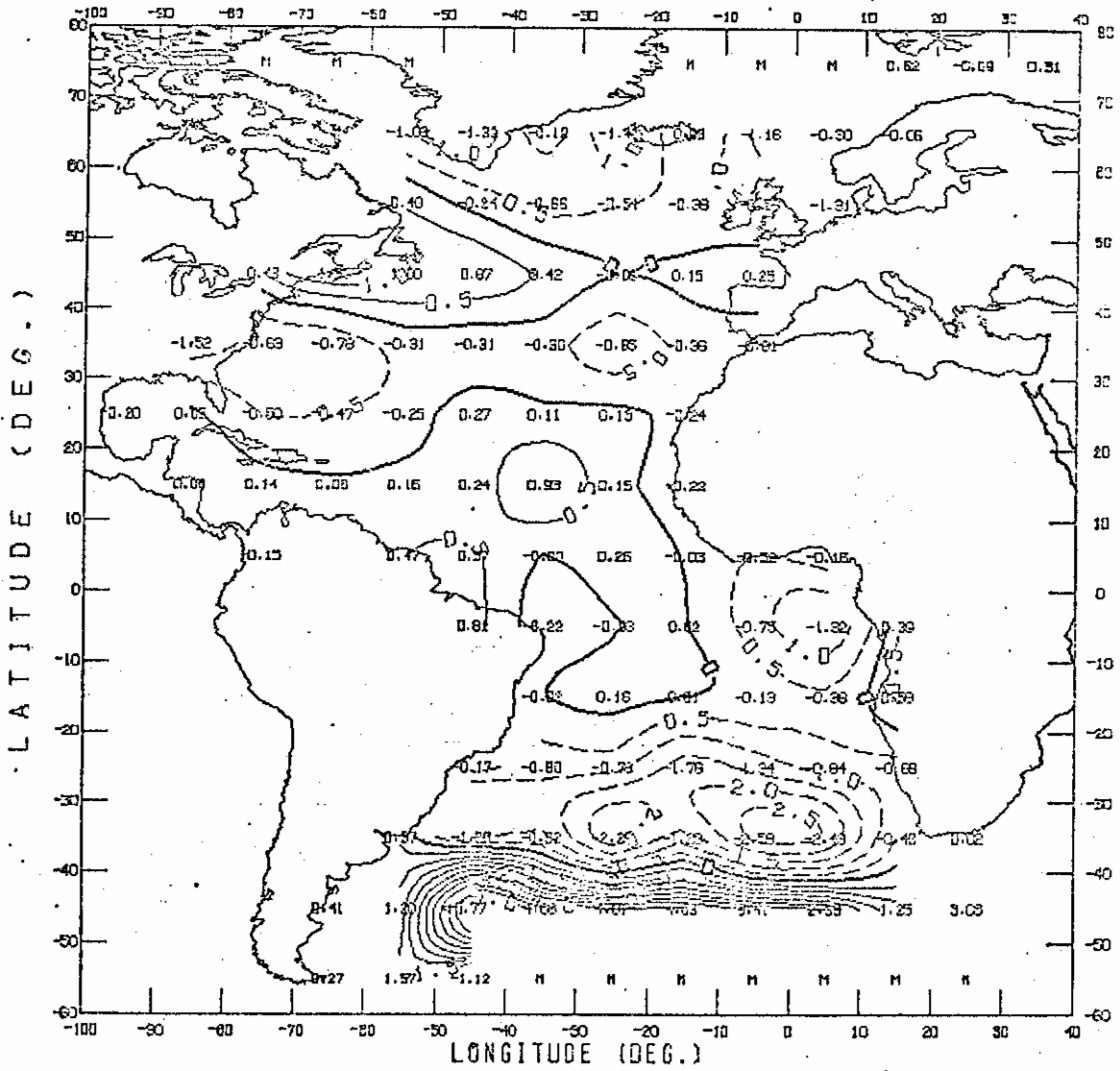


Fig. 4.8 - Diagrama de anomalia de TSM no Atlântico (configuração A) em dezembro de 1969.

FONTE: Bunker (1976).

Em dezembro de 1963 (Figura 4.9) a TSM era tal que as águas ao norte do equador, entre 15W e 40W, apresentavam desvios negativos, e ao sul positivos. Este padrão se repete em dezembro de 1972, novembro de 1973 e dezembro de 1973 (Figuras B.4, B.5, B.6, respectivamente).

Sumariando, têm-se anomalias quentes ao norte e frias ao sul do equador (configuração A) em dezembro de 1969, novembro de 1971, dezembro de 1975, e o reverso em dezembro de 1963, dezembro de 1972 e novembro-dezembro de 1973, com anomalias frias ao norte e quentes ao sul do equador (configuração B).

Comparando os períodos de ocorrência dos padrões ANLA(0) e ANLA(π), vê-se que quando a configuração A de anomalias de TSM esteve presente no Atlântico Tropical (por exemplo dezembro de 1969, novembro de 1971 e dezembro de 1975), ocorreram desvios no campo da vortacidade relativa no Hemisfério Norte, do tipo ANLA(0), enquanto a configuração B no campo de desvios de TSM (por exemplo dezembro de 1963, dezembro de 1972 e novembro de 1973) aparece associada com o padrão ANLA(π) no campo da vortacidade relativa.

Note-se que em novembro de 1971 (Figura B.1) a configuração A de desvios de TSM sobre o Atlântico Tropical era mais nítida do que em dezembro de 1971 (Figura B.7), sendo que o campo de ζ' o padrão ANLA mostrou-se mais nítido em novembro (Figura A.5, Apêndice A) do que em dezembro (Figuras A.6, Apêndice A) de 1971.

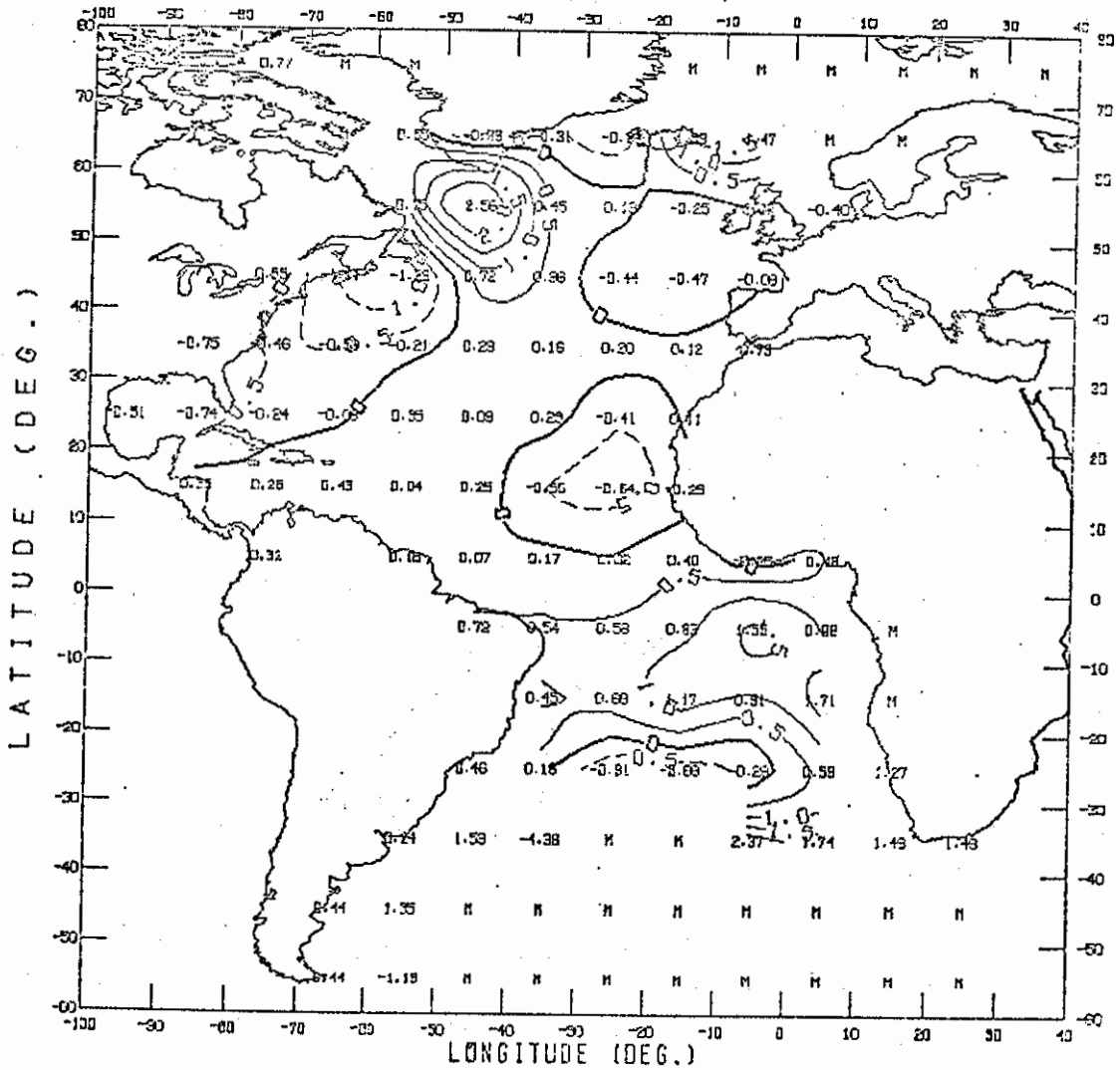


Fig. 4.9 - Diagrama de anomalia de TSM no Atlântico (configuração B) em dezembro de 1963.

FONTE: Bunker (1976).

Markhan e MacLain (1977), Hastenrath e Heller (1977), Moura e Shukla (1981) e Hastenrath et alii (1984) mostraram a forte correlação existente entre anomalias de TSM no Atlântico Tropical e o regime pluviométrico no Nordeste. A fim de verificar qual a relação existente entre os desvios de vortacidade, as anomalias de TSM nos trópicos e a precipitação sobre o Nordeste, traçaram-se diagramas de desvio médio da vortacidade para anos de anomalias negativas e positivas de precipitação, obtendo-se, com isto, a configuração média dos desvios da vortacidade para períodos secos e chuvosos (Figura 4.10 e 4.11, respectivamente).

Estas configurações médias podem ser comparadas com os campos das médias dos desvios de TSM no Atlântico (configurações tipo A e B).

A configuração A de TSM ocorre nos meses utilizados para a elaboração da Figura 4.10 que ilustra o padrão ANLA(0) médio. Além disto, estes períodos de ocorrência do padrão ANLA(0) e da configuração A de TSM precedem períodos de seca no Nordeste.

Com a configuração B de TSM se dá o inverso, ocorrendo nos meses em que foi observado o padrão ANLA(π) (Figura 4.11), sendo estes precursores de alta pluviosidade no Nordeste.

Se anomalias de TSM no Oceano Atlântico Tropical mostram uma alta relação com variações na precipitação na parte norte do Nordeste, este não é o caso para os desvios de TSM no Oceano Pacífico Leste (Hastenrath e Heller (1977) apresentam o valor de -0,33 para o coeficiente de correlação entre TSM na costa do Peru e secas no Nordeste).

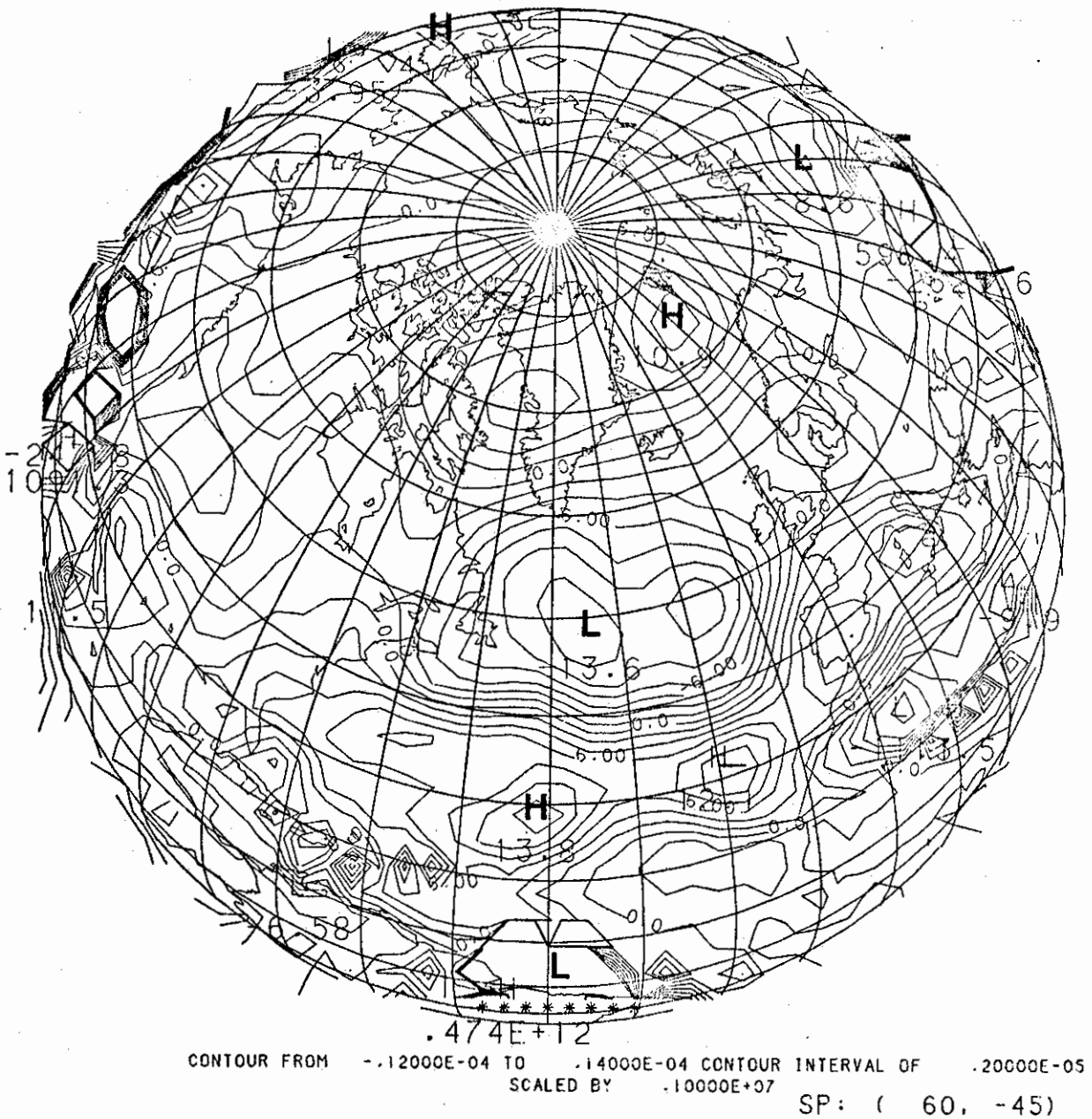
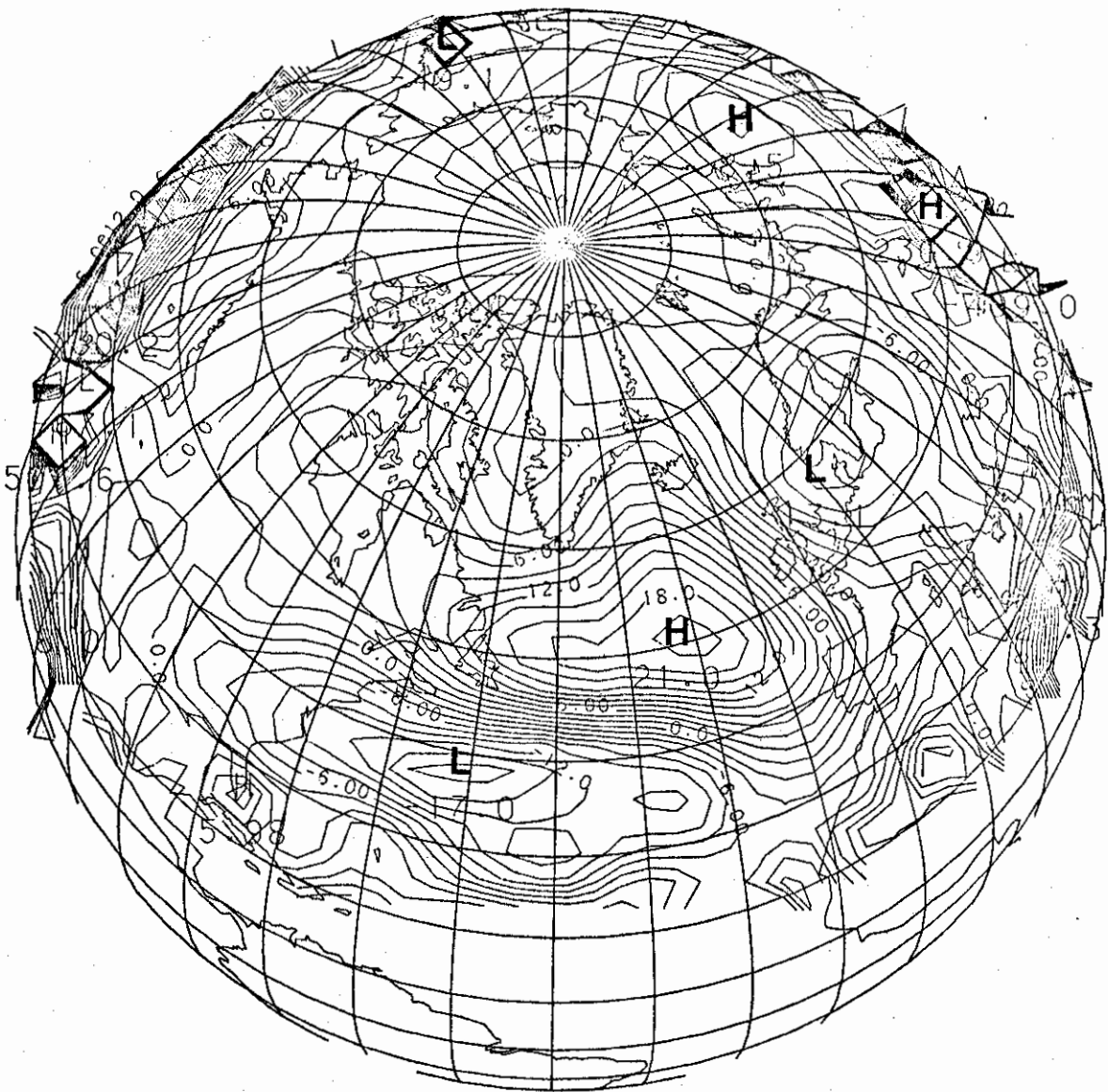


Fig. 4.10 - Diagrama global, em projeção ortográfica, das médias dos desvios de vorticidade relativa para anos de seca no Nordeste (dezembro de 1969, novembro de 1971, dezembro de 1975 e dezembro de 1979).

Os máximos estão marcados por H e os mínimos por L. O ponto subsatélite está indicado por SP.



CONTOUR FROM $-1.6000E-04$ TO $2.4000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $2.0000E-05$
SCALED BY $1.0000E+07$ SP: (60, -45)

Fig. 4.11 - Diagrama global, em projeção ortográfica, das médias dos desvios de vorticidade relativa para anos alto pluviosidade no Nordeste (dezembro de 1963, dezembro de 1972, janeiro de 1974).

A mesma explicação da Figura 4.10.

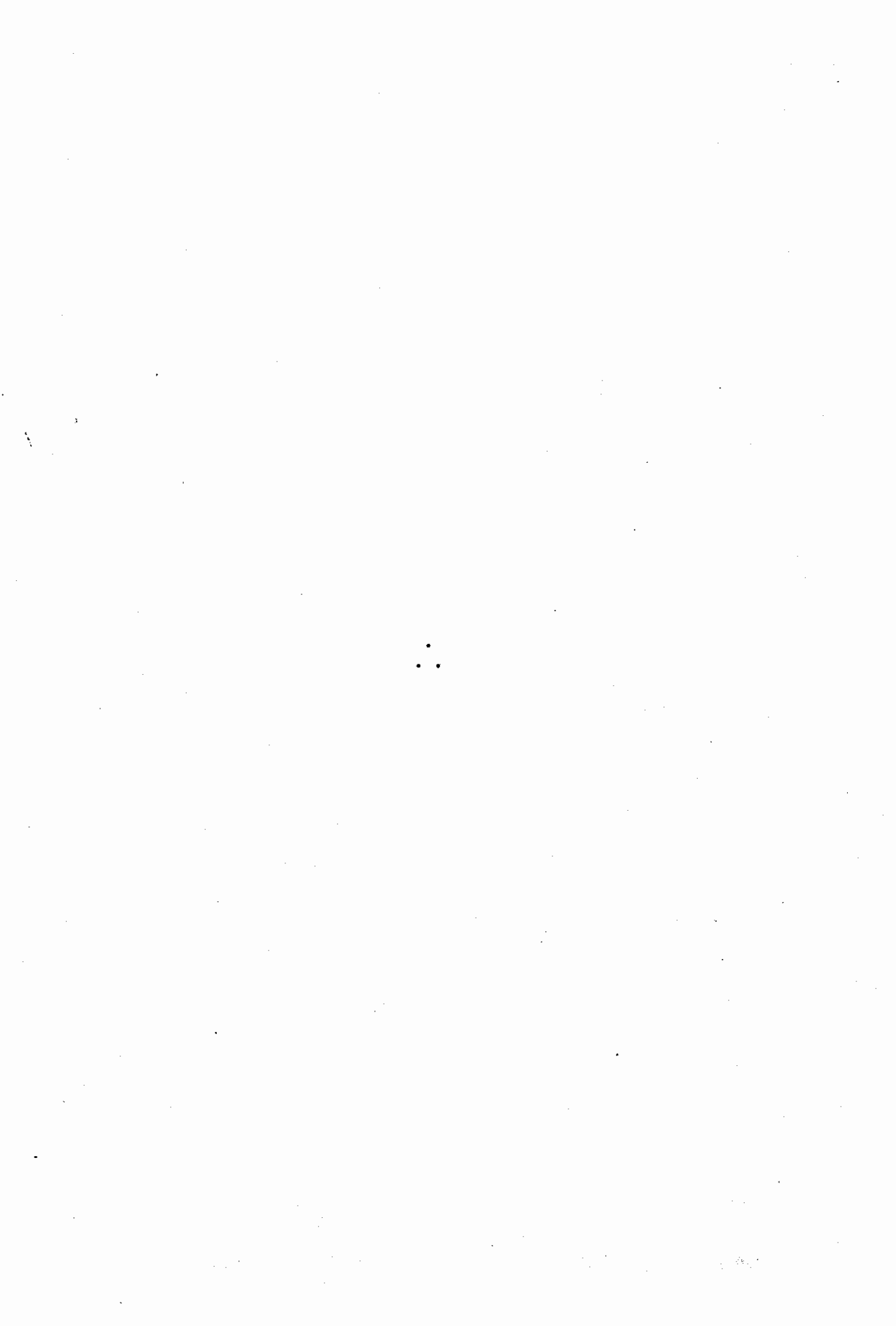
O fato de o padrão ANLA ter mostrado maior relação com o regime pluviométrico no Nordeste do que o padrão PCLE, (e supondo que estes padrões são termicamente induzidos a partir de anomalias de TSM no Atlântico Tropical e Pacífico Tropical Central, respectivamente), pode ser uma indicação de que o comportamento térmico da superfície do Atlântico seja mais importante na dinâmica própria à ocorrência de secas ou enchentes sobre o Nordeste, na maioria dos casos, do que o comportamento térmico do Pacífico.

Hastenrath et alii (1984) mostram que entre os meses de novembro, dezembro e janeiro, é dezembro o que apresenta menor poder de preditabilidade das anomalias pluviométricas no Nordeste. Contudo, a metodologia aplicada pelos autores é estatística e relaciona parâmetros atmosféricos como as componentes zonal e meridional do vento, TSM e pressão no nível do mar na região do Atlântico Tropical, com precipitação no Nordeste. Desta forma, as conclusões de Hastenrath et alii (1984) não podem ser diretamente confrontadas com a aparente predominância do padrão ANLA nos meses de dezembro e janeiro encontrado no presente trabalho.

Colocando a teoria (Hoskins and Karoly, 1981; Moura and Shukla, 1981) ao lado dos campos de desvios de TSM e vorticidade analisados no presente trabalho, pode-se formar o seguinte quadro geral:

Partindo de um oceano anormalmente quente ao norte e frio ao sul do equador, a proposição de Moura e Shukla prevê uma circulação local tipo Hadley, com movimento ascendente ao norte e descendente ao sul do equador, inibindo a convecção sobre o Atlântico Sul Tropical, parte norte do Nordeste e Amazônia Oriental. Já pelo modelo de Hoskins e Karoly são excitadas ondas de Rossby de escala planetária, com propagação meridional para o pólo do hemisfério de inverno e para leste, semelhamente ao padrão ANLA encontrado no presente trabalho.

Com a inversão do sinal da anomalia térmica no oceano, as teorias acima citadas prevêem condições favoráveis à convecção sobre o Nordeste e um trem de ondas de Rossby quase-estacionárias com a fase invertida em relação ao padrão de aquecimento anterior.



CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

A modelagem da resposta atmosférica a forçantes térmicas tropicais foi abordada por diversos autores (Gill, 1980, Hoskins and Karoly, 1981; Moura and Shukla, 1981; Simmons, 1982, Lim and Chang, 1983; Shukla and Wallace, 1983). Tais estudos têm fornecido uma visão mais clara sobre os mecanismos associados às respostas de natureza local ou global (teleconexões).

A resposta atmosférica a uma forçante térmica profunda, decomposta em modos normais na vertical, pode ser dividida em dois grupos principais: os modos internos ou baroclínicos, representados por circulações tipo Hadley ou Walker, e os modos externos e internos profundos, ou barotrópicos, representados pelos padrões de teleconexões associados às ondas estacionárias de Rossby.

Das análises dos desvios da vorticidade relativa (ζ') para o período de inverno do Hemisfério Norte, pode-se inferir que, nos anos em que ocorrem anomalias de precipitação no Nordeste, observam-se, principalmente em dezembro e janeiro, padrões de onda no campo de ζ' , qualitativamente semelhantes aos previstos pela teoria.

Segundo a teoria de Hoskins e Karoly (1981) estes padrões observados poderiam ser interpretados como um trem de ondas de Rossby quase-estacionárias de escala planetária, devido, provavelmente, a uma forçante térmica tropical.

Para os períodos analisados, foi observada a existência de um padrão de onda entre o Atlântico Tropical e leste asiático (ANLA), e outro entre o Pacífico Central e leste dos EUA (PCLE). *A existência do padrão ANLA(n), conjuntamente com sua mudança de fase entre anos de seca ou alta pluviosidade no Nordeste, parece explicar uma grande par*

te da variabilidade do regime pluviométrico sobre o Nordeste. O padrão PCLE(n) apresentou pequena coerência temporal com a precipitação sobre o Nordeste.

A relação entre a fase do padrão ANLA(n) e a anomalia de precipitação no Nordeste, para os casos analisados foi:

anomalia de precipitação	padrão
negativa	ANLA(0)
positiva	ANLA(π)

sendo mais nítidos, em média, nos meses de dezembro e janeiro que antecedem a estação chuvosa nordestina.

Em adição à variação, temporalmente em fase, entre anomalias de precipitação sobre o Nordeste e a fase espacial do padrão ANLA(n), as anomalias de TSM no Atlântico Tropical apresentam uma inversão da configuração de dipolo em períodos de seca (quente ao norte e frio ao sul) ou alta pluviosidade (frio ao norte e quente ao sul).

Pode-se verificar, através dos diagramas médios de desvios de vorticidade relativa para anos secos (Figura 4.3) e chuvosos (Figura 4.5), que o padrão ANLA é mais nítido em anos secos do que em anos chuvosos, o que de certa forma pode estar ligado a constatação (Moura and Shukla, 1981) de que a relação entre desvios de TSM no Atlântico Tropical e precipitação no Nordeste é maior em anos de seca do que em anos de alta pluviosidade.

Apesar desta evidência observacional no que concerne à ligação entre as anomalias de TSM no Atlântico e a mudança de fase do padrão ANLA, não se pode concluir com segurança o que é causa e o que é efeito.

A fim de estabelecer uma ligação mais sólida entre os padrões encontrados no presente trabalho e aqueles previstos pela teoria, há que se perfazer uma análise extensiva das anomalias de TSM no Atlântico Tropical e dos dados de precipitação na região da América Central e parte tropical da América do Sul, uma vez que a liberação de calor latente em nuvens convectivas profundas é a principal forma de aquecimento da atmosfera tropical (Nobre, 1983).

Apesar de os resultados aqui apresentados não serem suficientes para a confirmação completa de alguma teoria, eles indicam que fontes anômalas de calor nos trópicos podem induzir escoamentos anômalos em latitudes extratropicais como sugerido por Webster (1981) e Hoskins e Karoly (1981), assim como circulações locais termicamente diretas como em Moura e Shukla (1981), que também chamam a atenção para teleconexões.

Desta forma, sabendo que anos de anomalias pluviométricas no Nordeste estão associadas com anomalias de TSM no Atlântico Tropical, e em menor grau também ao Pacífico Central, pode-se inferir que tais anomalias térmicas tropicais podem excitar respostas locais (baroclínicas), responsáveis por eventos extremos como a seca nordestina; e respostas remotas (barotrópicas), associadas com trens de ondas de Rossby quase-estacionárias, com propagação para latitudes polares, incluindo também no inverno do Hemisfério Norte.

A observação da mudança da fase do padrão ANLA (de π radianos) entre anos nos quais a configuração de TSM no Atlântico Tropical foi do tipo A e do tipo B, em adição à variação da anomalia de precipitação no Nordeste coerentemente em tempo com as configurações de TSM citadas, conduzem à ideia de que ambos os fenômenos, o padrão ANLA e a variabilidade pluviométrica no Nordeste, podem, na realidade, estar ligados mais pronunciadamente ao comportamento térmico da superfície do Atlântico Tropical, sendo o padrão ANLA a resposta remota, e a variabilidade pluviométrica no Nordeste uma consequência da resposta local a tal anomalia de TSM.

Este quadro, no qual a forçante é térmica e confinada nos trópicos, no entanto, não elimina a possibilidade de que alguns dos padrões de teleconexões encontrados neste trabalho, ou estes padrões para certos anos, sejam forçados térmica ou topograficamente (ou resultado de algum tipo de instabilidade) em latitudes médias ou altas do Hemisfério Sul e se propaguem meridionalmente através de dutos de oeste, cruzando o equador, como sugerido por Webster e Holton (1982). Como demonstrado neste trabalho, há alguma evidência observacional, ainda que escassa, ligando anomalias de TSM no Atlântico tropical, aumento de precipitação sobre as águas mais quentes, e aparecimento de tais padrões.

Sem uma análise mais detalhada sobre as prováveis forçantes para cada caso em que tal padrão de onda tenha se estabelecido, não é possível afirmar conclusivamente sobre a predominância do mecanismo da forçante térmica sobre outros possíveis mecanismos. A procura em estabelecer relações causais entre os padrões de teleconexão encontrados e os mecanismos que os forcem será a continuação destes estudos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

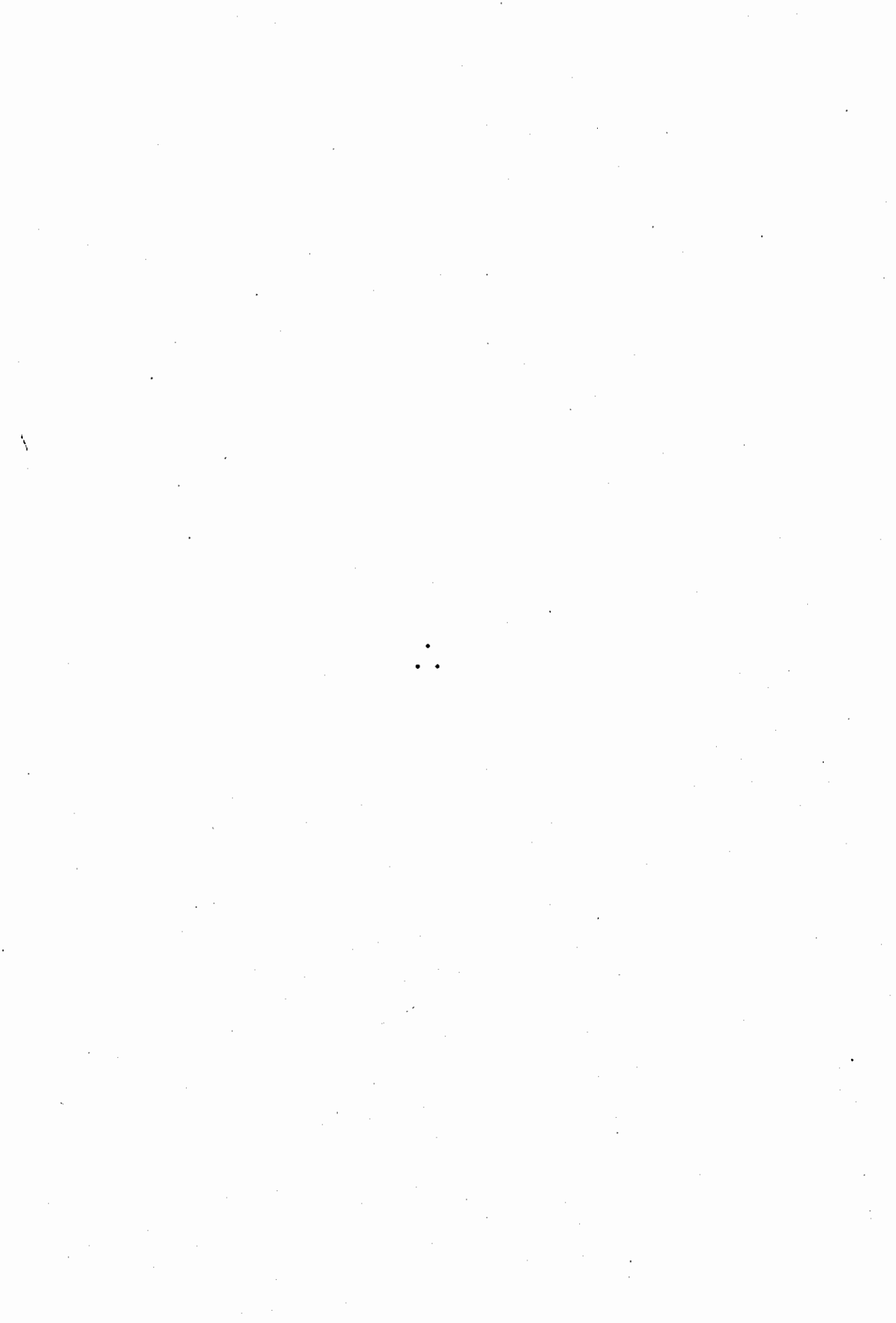
- BJERKNES, J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18(4):820-829, Oct. 1966.
- . Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97(sf):163-172, 1969.
- BOLETIM AGROCLIMATOLÓGICO. Brasília, jan. e fev. 1983.
- BRITO, J.I.B. *Variações interanuais da circulação geral de inverno no Hemisfério Norte e de Oscilação Sul e suas possíveis conexões com o clima do Nordeste Brasileiro*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 1984. No prelo.
- BUCHMANN, J. *Um estudo sobre a influência de fenômenos meteorológicos extra-tropicais na variação do clima do Nordeste Brasileiro*. Tese de Doutorado em Meteorologia, Rio de Janeiro, COPPE-UFRJ, 1981. 123p.
- BUNKER, A. Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Monthly Weather Review*, 104(9):1122-1140, Sept. 1976.
- CALHEIROS, R.V.; MOURA, A.D.; SANTOS, R.P. *Curso de treinamento para operadores de estações APT*. São José dos Campos. INPE, julho 1971. v. 1 (LAFE-167).
- CHARNEY, J.G.; DEVORE, J. Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *Journal of Atmospheric Sciences*, 36(7):1205-1216, July 1979.
- CHU, P.-S. *Diagnostics of climate anomalies in tropical Brazil*. Doctoral thesis in Meteorology, Madison, University of Wisconsin, Apr. 1982. 148 p.
- DAVIS, R.E. Predictability of sea level pressure anomalies over the North Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 8(2):233-246, Mar. 1978.

- DOBERITZ, R. *Kohärenzanalyse von Niederschlag und Wassertemperatur im tropischen Pazifischen Ozean (Cross spectrum analysis of rainfall and sea temperature at the equatorial Pacific Ocean)*. Deutscher Wetterdienst, 15,(112), 1968. 53p.
- EGGER, J. On the linear theory of the atmospheric response to sea surface temperature anomalies. *Journal of Atmospheric Sciences*, 34(4):603-614, Apr. 1977.
- FRITZ, S. Northern hemisphere 700mb heights and Pacific Ocean temperatures for winter months. *Monthly Weather Review*, 110(1):18-25, Jan. 1982.
- GILL, A.E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 106(449):447-462, July 1980.
- HASTENRATH, S. On modes of tropical circulation and climate anomalies. *Journal of Atmospheric Sciences*, 35(12):2222-2231, Dec. 1978.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 103(435):77-92, Jan. 1977.
- HASTENRATH, S.; WU, M.C.; CHU, P.-S. Towards the monitoring and prediction of Northeast Brazil droughts. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 110(464):411-425, Apr. 1984.
- HELD, I.M. Stationary and quasi-stationary eddies in the extratropical troposphere: theory. Princeton, NJ, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory NOAA, 1981. A ser publicado em: Pearce, R.P.; Hoskins, B.J.; eds. *Large-scale dynamical processes in the atmospheric*. Academic Press.
- HENDON, H.H.; HARTMANN, D.L. Stationary waves on a sphere: sensitivity to thermal feedback. *Journal of Atmospheric Sciences*, 39(9):1906-1920, Sept. 1982.
- HOREL, J.D.; WALLACE, J.M. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 109(4):813-829, Apr. 1981.

- HOSKINS, B.J.; KAROLY, D.J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38(6):1179-1196, June 1981.
- JULIAN, P.R.; CHERVIN, R.M. A study of the Southern Oscillation and Walker circulation phenomenon. *Monthly Weather Review*, 106(10): 1433-1451, Oct. 1978.
- KIDSON, J.W. Tropical eigenvector analysis and the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 103(3):187-196, Mar. 1975.
- KOUSKY, V.E. Frontal influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 107(9):1140-1153, Sept. 1979.
- . *Qualidade dos dados do NMC*. São José dos Campos, 1983. Comunicação a P. Nobre, 1983.
- LIM, H.; CHANG, C.-P. Dynamics of teleconnections and Walker circulations forced by equatorial heating. *Journal of Atmospheric Sciences*, 40(8):1897-1915. Aug. 1983.
- LONGUET-HIGGINS, M.S. Planetary waves on a rotating sphere. *Proceeding of Royal Society of London*, A279(sf):446-473, 1964.
- MARKHAN, C.G.; McLAIN, D.R. Sea surface temperature related to rain in Ceará, Northeast Brazil. *Nature*, 265(5592):320-323, Jan. 1977.
- MOURA, A.D.; KAGANO, M.T. *Escala espacial da precipitação para os anos de secas severas no Nordeste do Brasil*. São José dos Campos, INPE, 1982. (INPE-2585-PRE/223).
- MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38(12):2653-2675, Dec. 1981.
- NAMIAS, J. Influence of Northern Hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil. *Tellus*, 24(4):336-343, July 1972.
- NAMIAS, J. Negative ocean air feedback systems over the North Pacific in the transition from warm to cold seasons. *Monthly Weather Review*, 104(9):1107-1121, Sept. 1976.

- NOBRE, C.A. *Tropical heat sources and their associated large-scale atmospheric circulation*. Doctoral thesis in Meteorology, Cambridge, MA., MIT, Jan. 1983. 297p.
- OLIVEIRA, L.L. *Zonas de convergência no Atlântico Sul e suas influências no regime de precipitação no Nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos, INPE, 1982. 125p. (INPE-2307-TDL/074).
- OORT, A.H.; RASMUSSEN, E.R. *Atmospheric circulation statistics*. Washington, DC, 1971. (NOAA Professional Paper nº 5).
- OPSTEEGH, J.D.; VAN DEN DOOL, H.M. Seasonal differences in the stationary response of a linearized primitive equation model: Prospects for long-range forecasting? *Journal of Atmospheric Sciences*, 37(10):2169-2185, Oct. 1980.
- PHILLIPS, N.A. Principles of large scale numerical weather prediction. In: MOREL, P., ed. *Dynamic meteorology*. Boston, D. Reidel, 1973. cap. 1, p. 3-96.
- PITTOCK, A.B. Global meridional interactions in stratosphere. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*. 99(421):424-437, July, 1973.
- QUINN, W.N.; ZOPF, D.O.; SHORT, K.S.; KUO YANG, R.T.W. Historical trends and statistics of the Southern Oscillation, El Niño, and Indonesian droughts. *Fish-Bulletin*. 76(sf):663-678, 1978.
- RASMUSSEN, E.R.; CARPENTER, T. Variations in tropical sea surface temperature and wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110(5):354-384, May. 1982.
- RATISBONA, C.R. The climate of Brazil. In: SCHWERDTFEGGER, W.; LANDSBERG, H.E. Eds. *Climates of South America*, Elsevier, 1976. p. 219-293. (World Survey of Climatology, vol. 12).
- ROWNTREE, P.R. The influence of tropical east Pacific Ocean temperature on the atmosphere. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 98(416):290-321, Apr. 1972.

- ROWNTREE, P.R. Response of the atmosphere to a tropical Atlantic Ocean temperature anomaly. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 102(433):607-625, July, 1976.
- SERVAIN, J.; PICAUT, 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.; WALLACE, J.M. Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. *Journal of Atmospheric Sciences*, 40(7):1613-1630, July 1983.
- SIMMONS, A.J. The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 108(457):503-534. July 1982.
- SIMMONS, A.J.; WALLACE, J.M.; BRANSTATOR, G.W. Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. Submitted for publication to the *Journal of Atmospheric Sciences*. 1983.
- 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.
- WEBSTER, P.J. Mechanisms determining the atmospheric response to sea surface temperature anomalies. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38(3):554-571. Mar. 1981.
- WEBSTER, J.M.; HOLTON, J.R. Cross-equatorial response to middle-latitudes forcing in a zonally varying basic state. *Journal of Atmospheric Sciences*, 39(4):722-733. Abr. 1982.



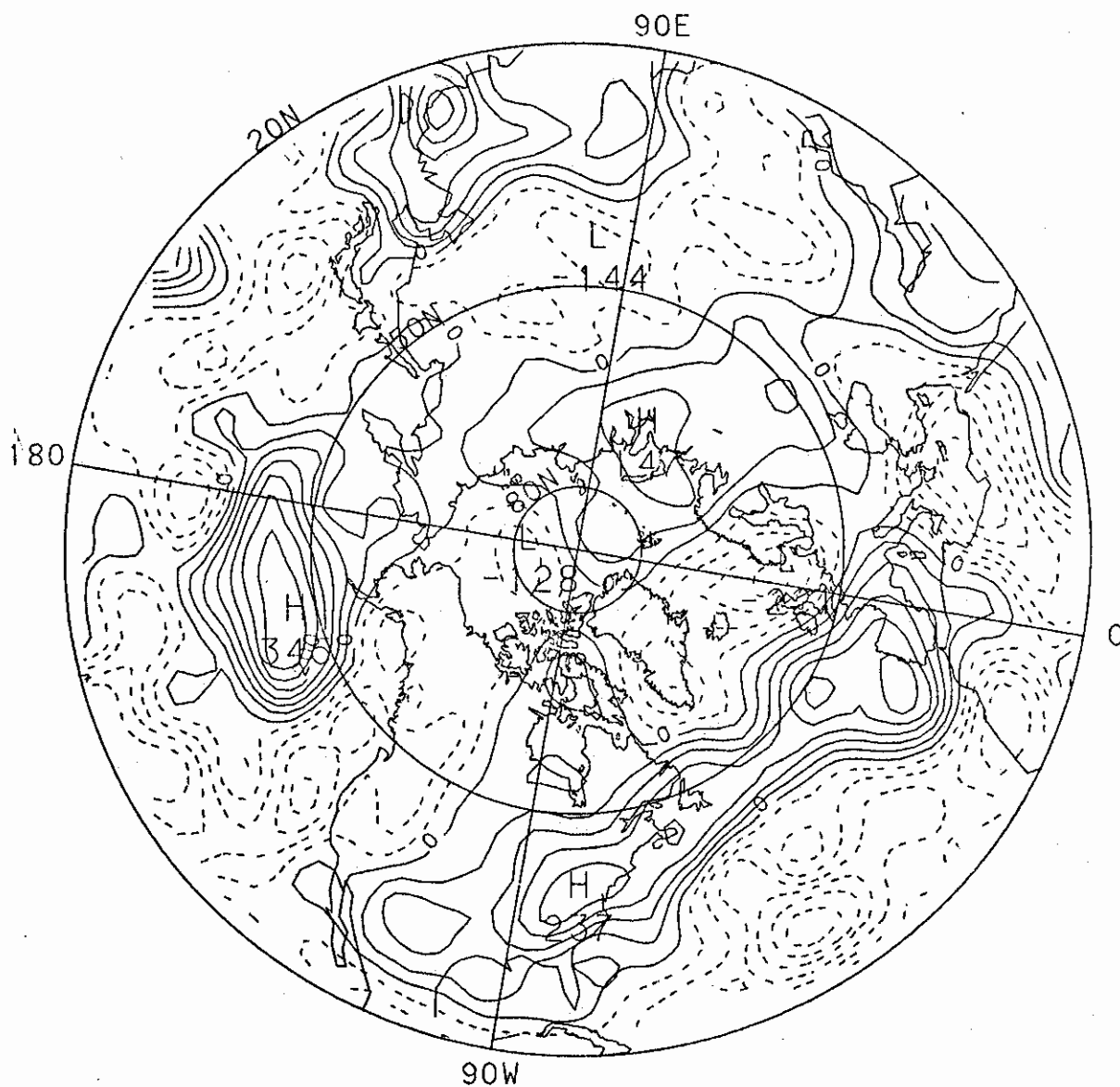
APÊNDICE A

DESVIOS DE VORTICIDADE RELATIVA

Neste apêndice estão ilustrados alguns dos casos de desvios de vorticidade relativa citadas no corpo desta dissertação.

Estes diagramas estão plotados em projeção estereográfica polar verdadeira em 60N (Phillips, 1973) para o Hemisfério Norte (Figuras A.1 a A.12), e projeção ortográfica (Calheiros et alii, 1971) para as figuras globais (que é a imagem da Terra como vista de um satélite de 36 mil quilômetros de altitude) (Figuras A.13 e A.14).

Para a plotagem dos diagramas, foram escritos programas em ALGOL que utilizam sub-rotinas do Scientific Computing Division Graphycs System, do National Center for Atmospheric Research, implantadas no computador BURROUGHS-6800 do INPE. Estes programas lêem os dados em uma projeção qualquer, plotando diagramas na projeção desejada (Mercator, estereográfica ou ortográfica). Além disto, eles geram diagramas globais a partir de fontes múltiplas de dados.



CONTOUR FROM -.30000E-04 TO .30000E-04 CONTOUR INTERVAL OF .50000E-05 PT (3.3) = 1956.0

Fig. A.1 - Campo de desvio de vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1963.

Linhas tracejadas indicam valores negativos e o espaçamento entre as isolinhas está indicado no rodapé da figura. Observe a presença do padrão ANLA(π) entre o Atlântico Tropical (30N, 45W) e o Oceano Índico (20N, 100E).



CONTOUR FROM $-1.35000E-04$ TO $1.30000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $1.50000E-05$ DT (3.3) - 1956.
LABELS SCALED BY $1.00000E+08$

Fig. A.2 - Campo do desvio da vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em março de 1964.

A mesma explicação da Figura A.1.



CONTOUR FROM $-.30000E-04$ TO $.35000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $.50000E-05$ PT (3,3) = 1956.0

Fig. A.4 - Campo do desvio da vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1970.

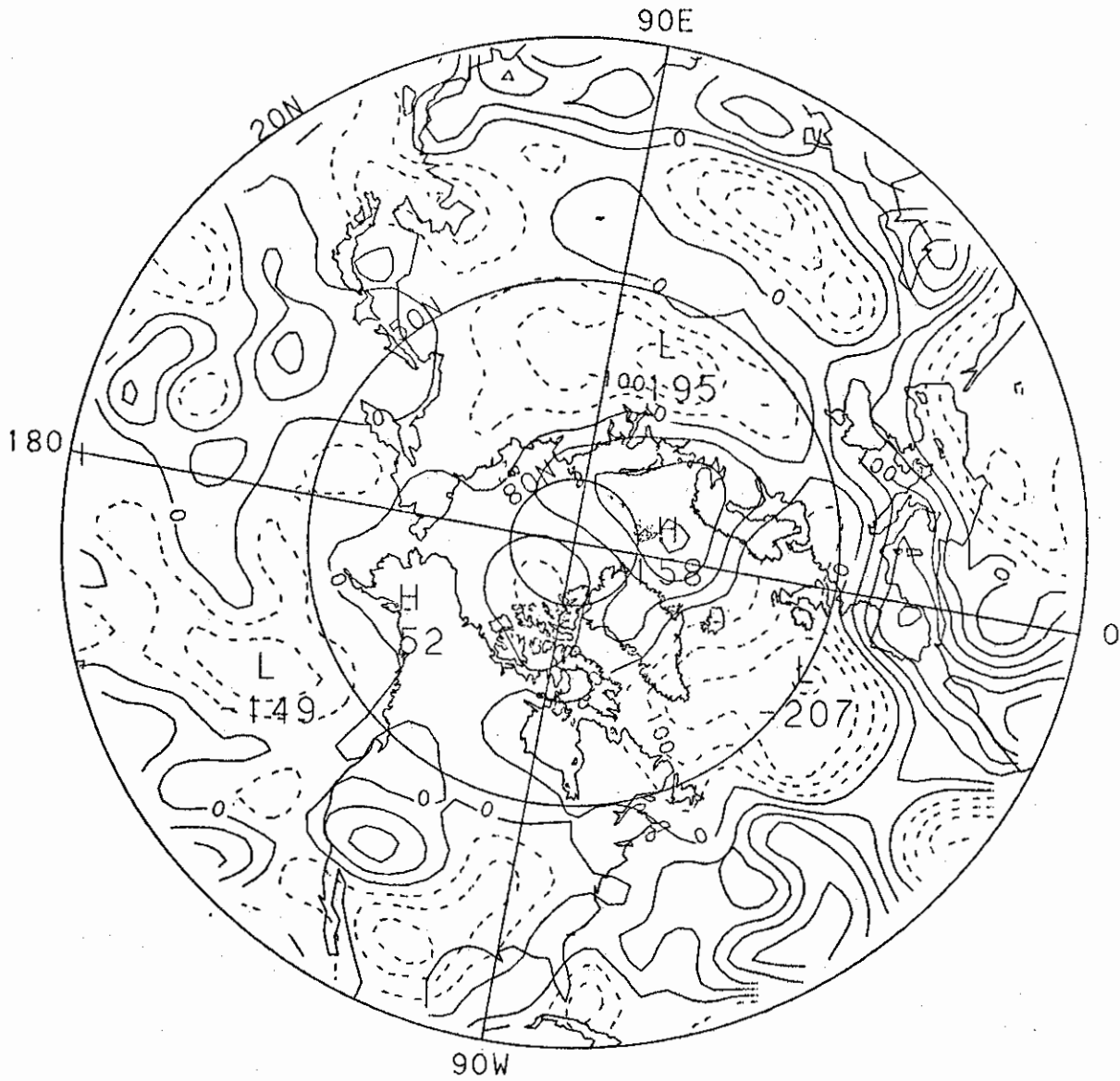
A mesma explicação da Figura A.1.



CONTOUR FROM $-.30000E-04$ TO $.30000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $.50000E-05$ PT(3,3) = 1956.0

Fig. A.3 - Campo do desvio da vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1969.

Linhas tracejadas indicam valores negativos e o espaçamento entre as isolinhas está indicado no rodapé da figura. Observe a presença do padrão ANLA(0) entre o Atlântico Tropical (30N, 45W) e o Oceano Índico (20N, 100E).



CONTOUR FROM -.20000E-04 TO .25000E-04 CONTOUR INTERVAL OF .50000E-05 PT (3.3) = 1956.0

Fig. A.5 - Campo do desvio da vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em novembro de 1971.

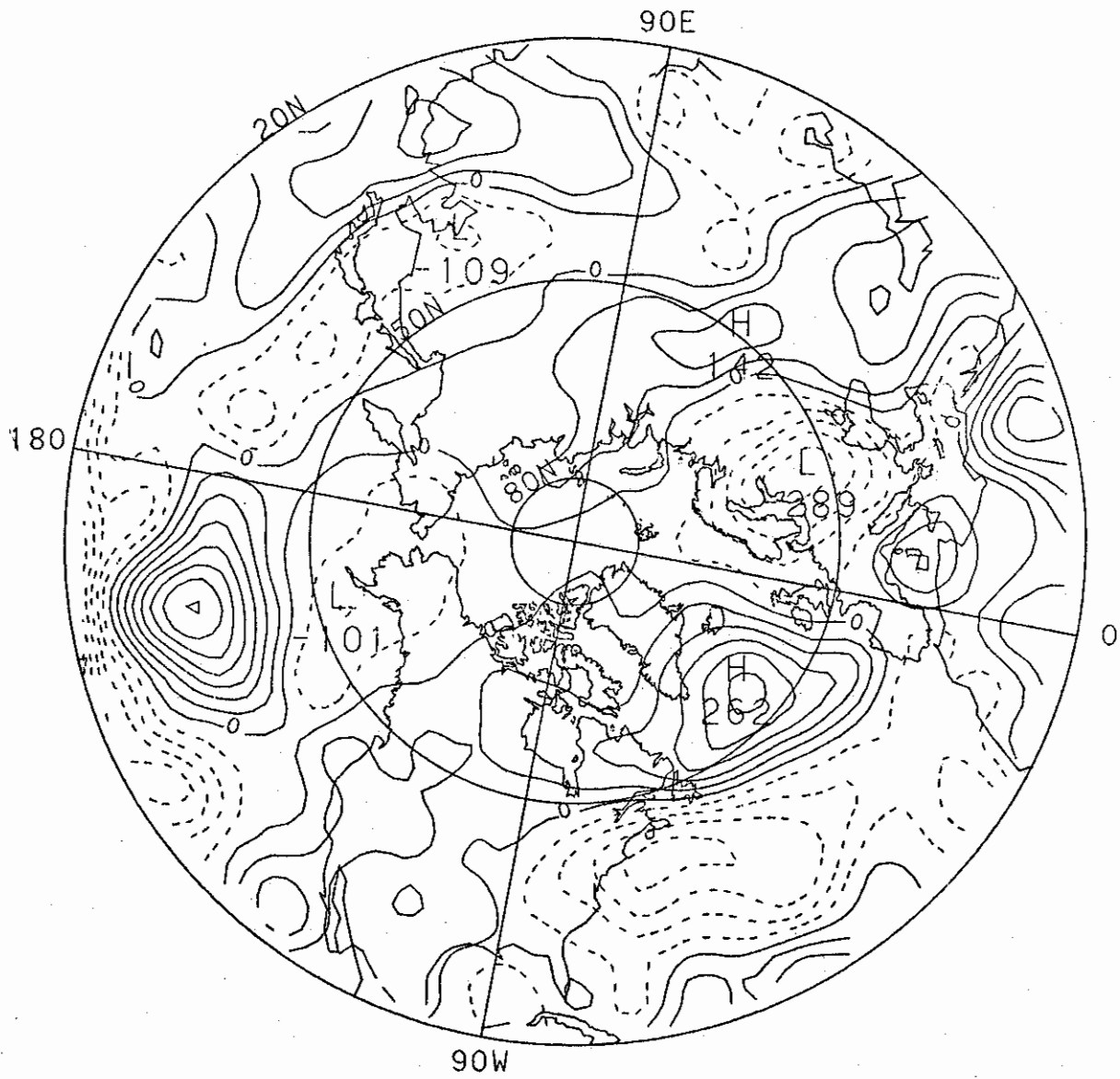
A mesma explicação da Figura A.3.



CONTOUR FROM $-.40000E-04$ TO $.35000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $.50000E-05$ PT (3,3) = 1956.0

Fig. A.6 - Campo do desvio da vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1971.

A mesma explicação da Figura A.3.



CONTOUR FROM $-.30000E-04$ TO $.35000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $.50000E-05$ PT (3.3) = 1956.0

Fig. A.7 - Campo do desvio da vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1972.

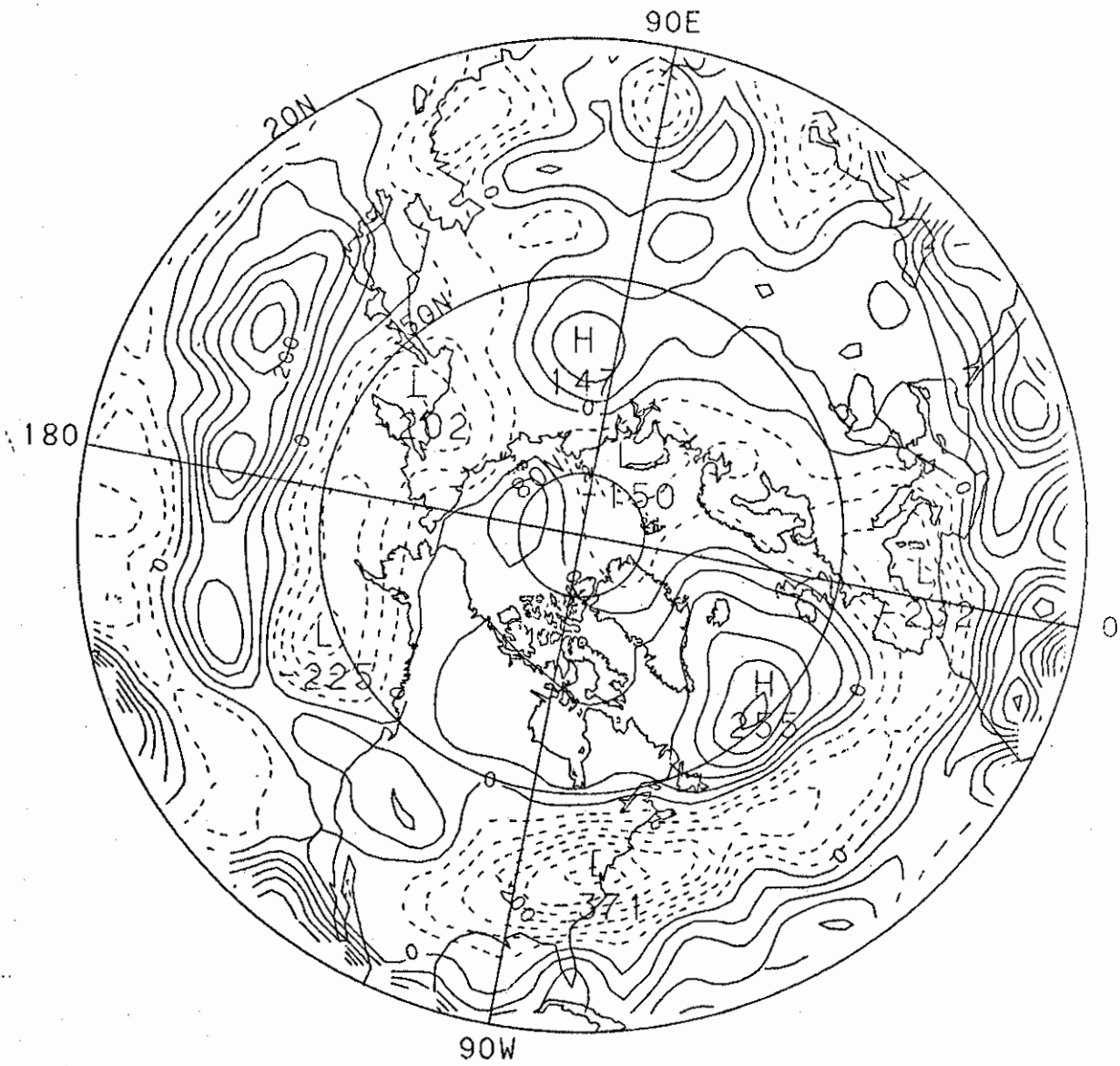
A mesma explicação da Figura A.1.



CONTOUR FROM $-.25000E-04$ TO $.30000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $.50000E-05$ PT (3,3) = 1956.0

Fig. A.8 - Campo do desvio da vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em novembro de 1973.

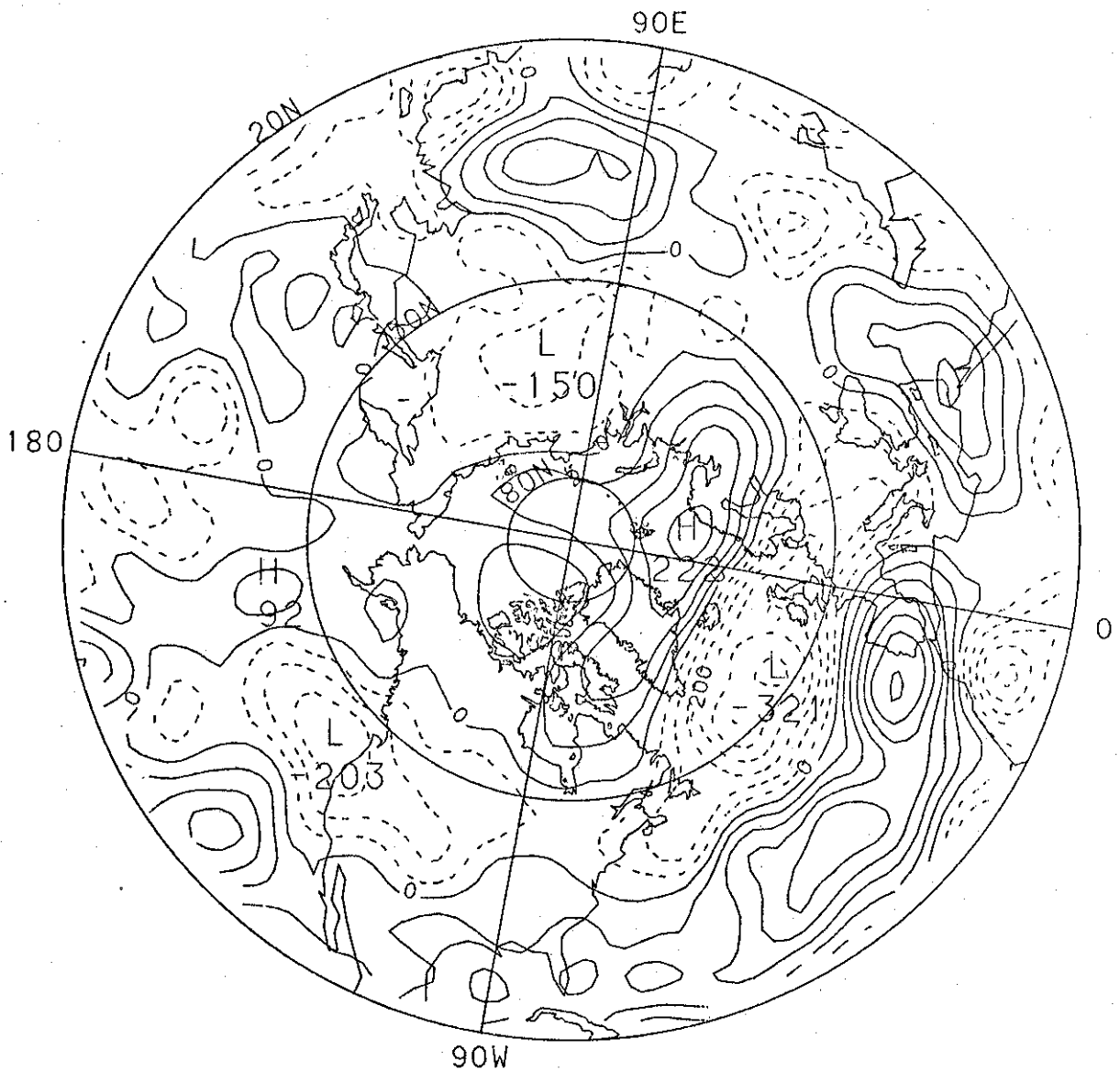
A mesma explicação da Figura A.3.



CONTOUR FROM $-.35000E-04$ TO $.35000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $.50000E-05$ PT (3,3) - 1956.0

Fig. A.9 - Campo do desvio da vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em janeiro de 1974.

A mesma explicação da Figura A.3.



CONTOUR FROM $-3.0000E-04$ TO $3.0000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $5.0000E-05$ PT (3.3) = 1956.0

Fig. A.10 - Campo do desvio da vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1975.

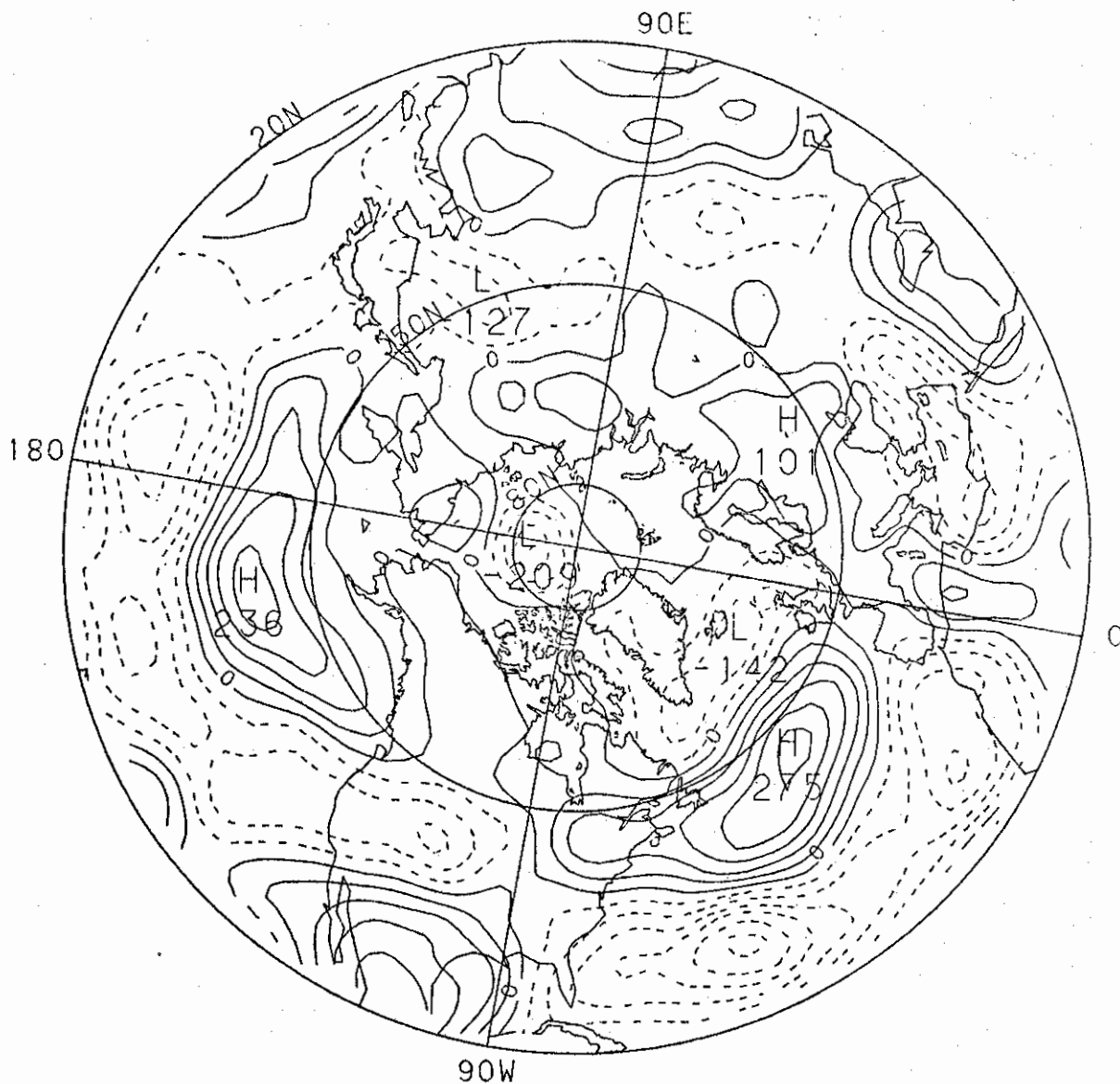
A mesma explicação da Figura A.3.



CONTOUR FROM $-.150000E-04$ TO $.200000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $.500000E-05$ PT (3,3) = $.956.0$
LABELS SCALED BY $.100000E+06$

Fig. A.11 - Campo do desvio da vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em dezembro de 1979.

A mesma explicação da Figura A.1.



CONTOUR FROM $-.30000E-04$ TO $.25000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $.50000E-05$ PT (3,3) = 1956.0
LABELS SCALED BY $.10000E+08$

Fig. A.12 - Campo do desvio da vorticidade relativa no Hemisfério Norte (200mb) em novembro de 1980.

A mesma explicação da Figura A.1.

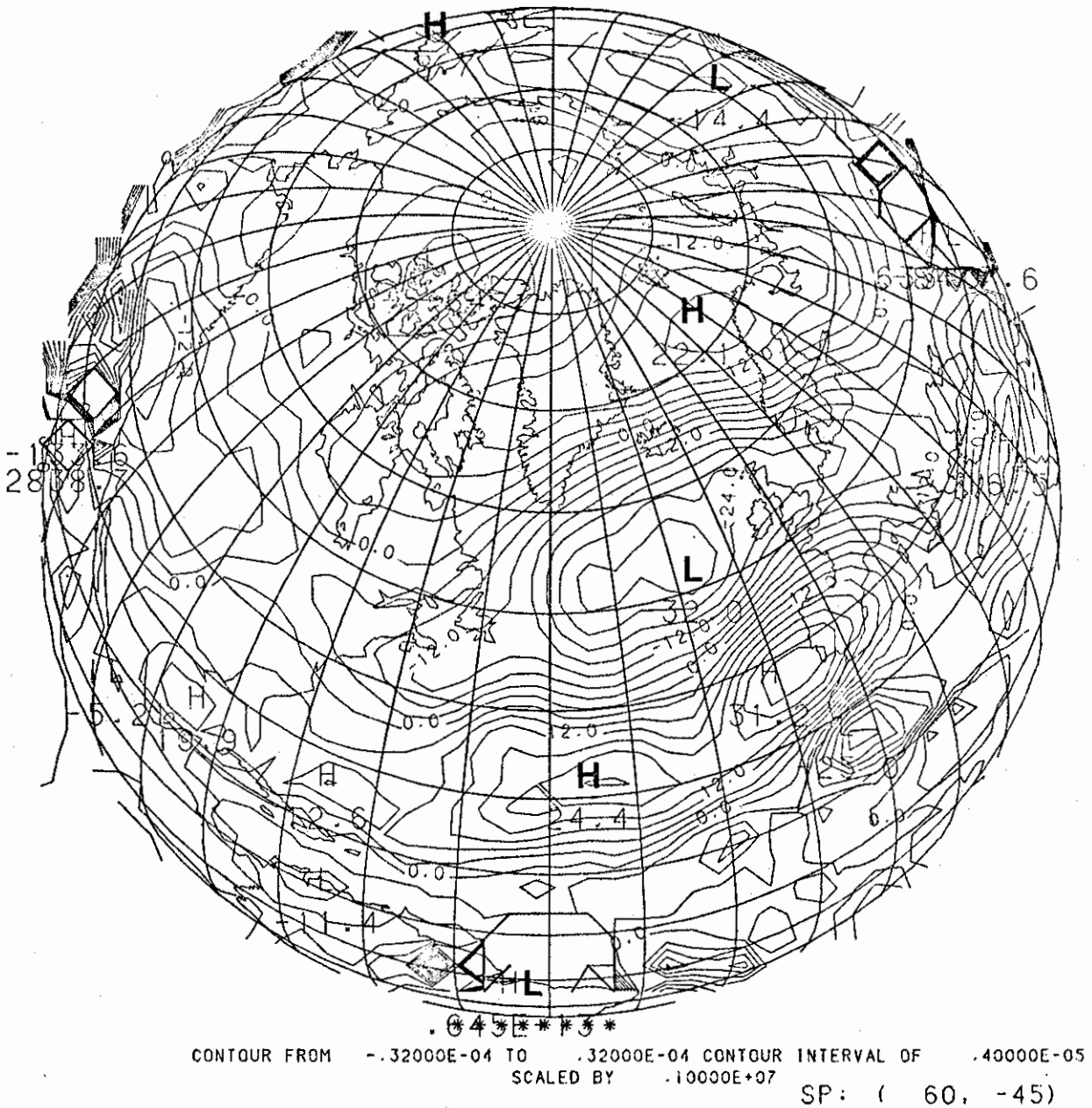
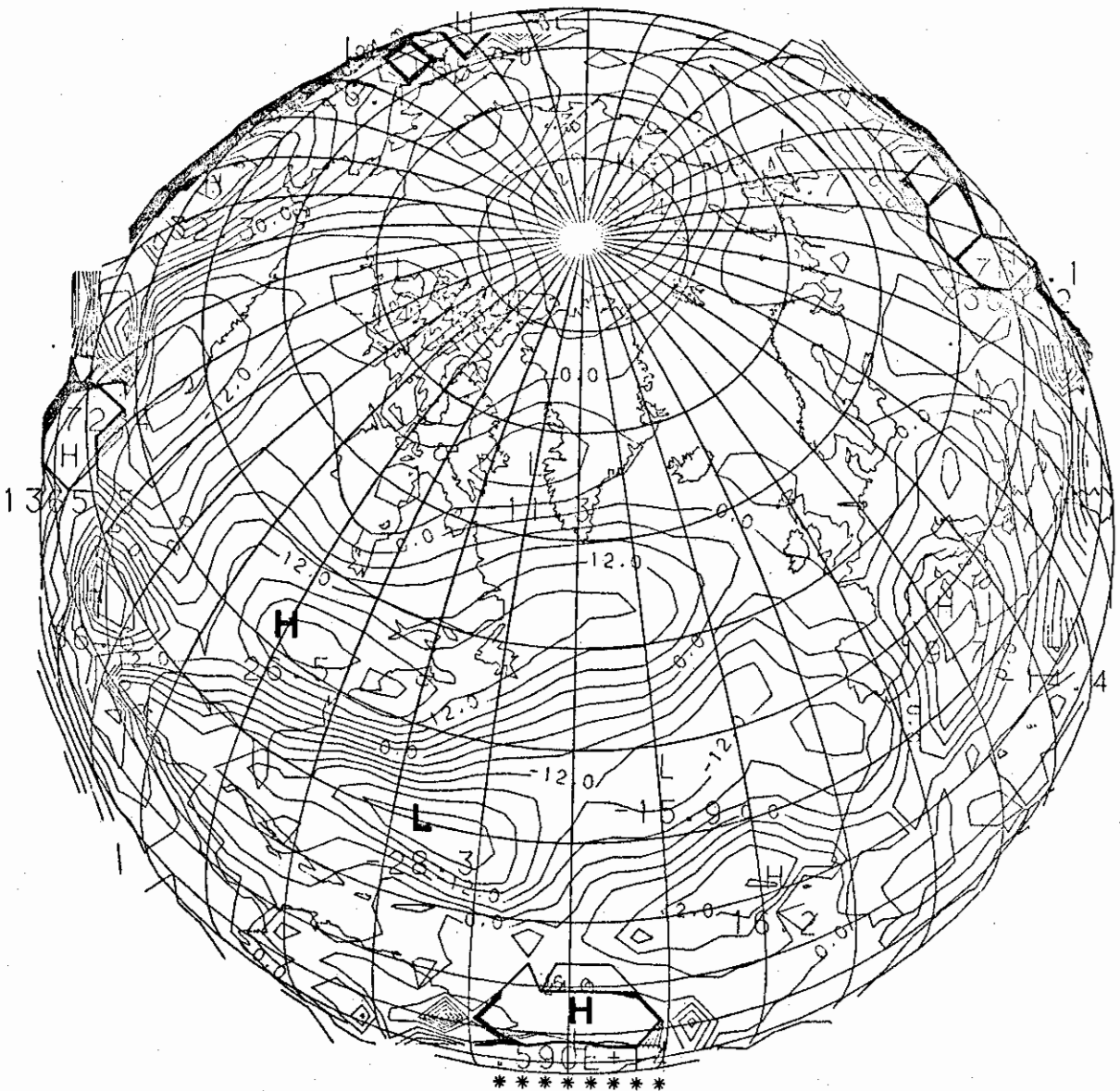


Fig. A.13 - Configuração de desvios de vorticidade relativa em projeção ortográfica para dezembro de 1975.

A latitude e longitude do ponto sub-satélite estão indicados por SP:(60, -45). Os máximos estão indicados por H e os mínimos por L. O espaçamento das isolinhas é de $4 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.



CONTOUR FROM $-.32000E-04$ TO $.40000E-04$ CONTOUR INTERVAL OF $.40000E-05$
SCALED BY $.10000E+07$

SP: (60, -45)

Fig. A.14 - Configuração de desvios de vorticidade relativa em projeção ortográfica para novembro de 1976.

A mesma explicação da Figura A.13.



APÊNDICE B

ANOMALIAS DE TSM NO ATLÂNTICO

Neste apêndice estão relacionados os campos de desvio de TSM no Oceano Atlântico Tropical referenciados no texto.

As figuras deste apêndice foram obtidas do GLAS, nos EUA, para o período de janeiro de 1948 a dezembro de 1972, e do Laboratoire d'Océanographie Physique, na França, para o período de janeiro de 1973 a dezembro de 1979.

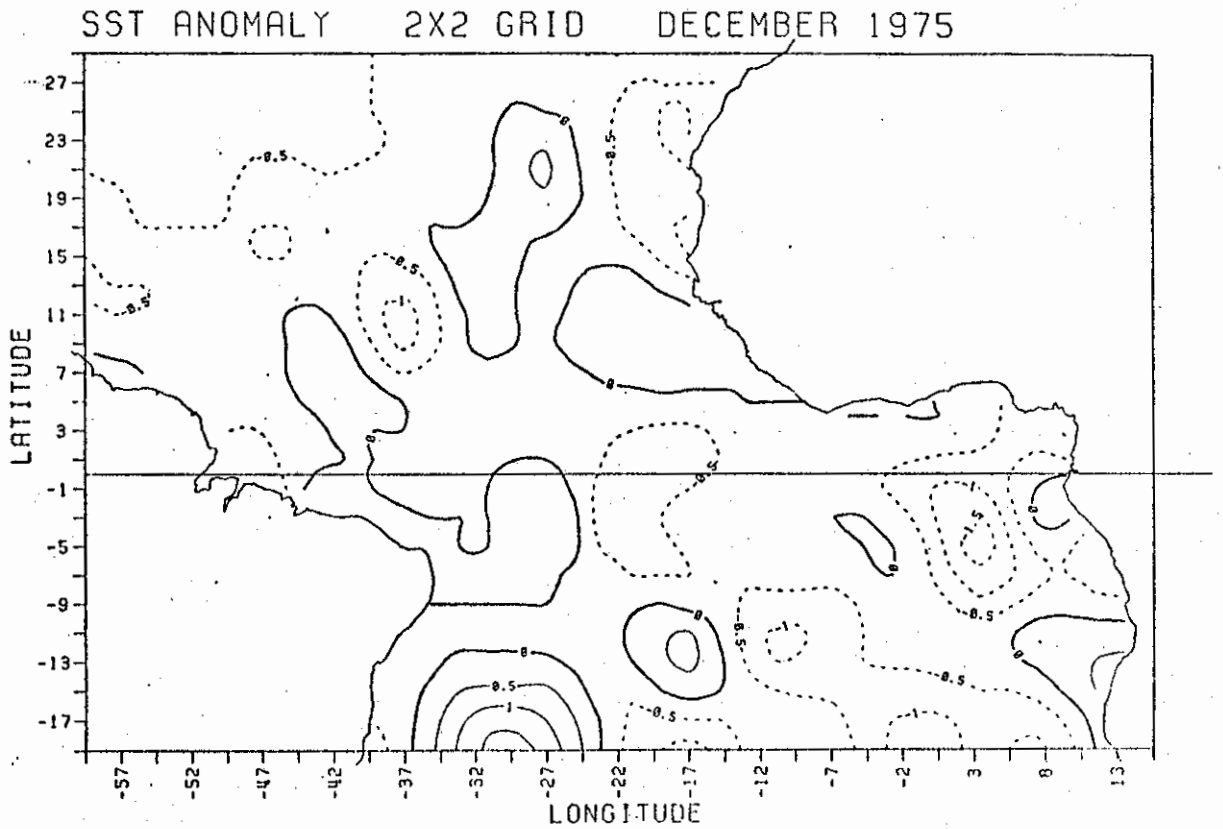


Fig. B.2 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico Tropical (dezembro de 1975).

A mesma explicação da Figura B.1.

FONTE: Servain et alii, 1984.

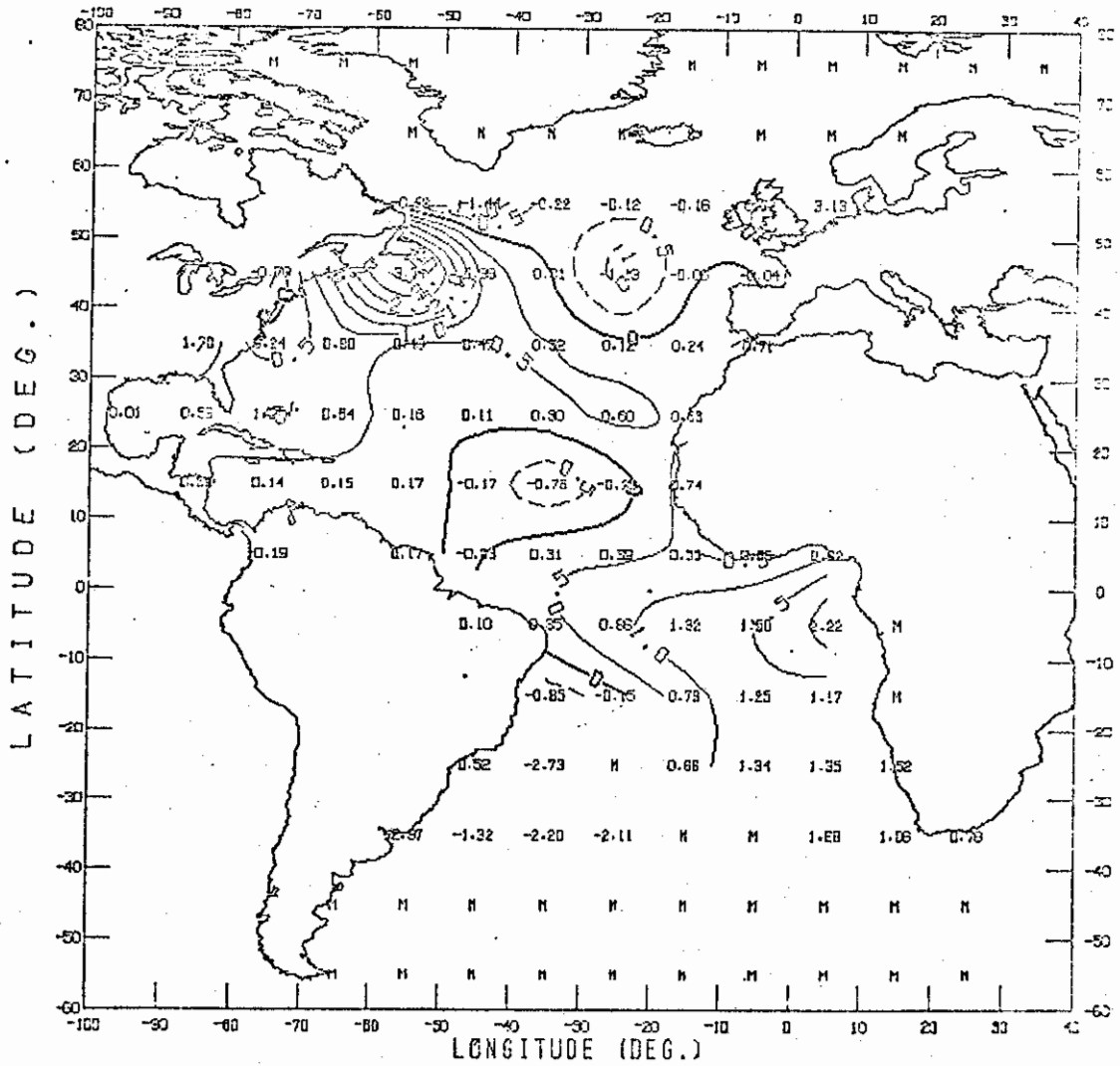


Fig. B.4 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico (dezembro de 1972).

A mesma explicação da Figura B.1.

FONTE: Bunker, 1976.

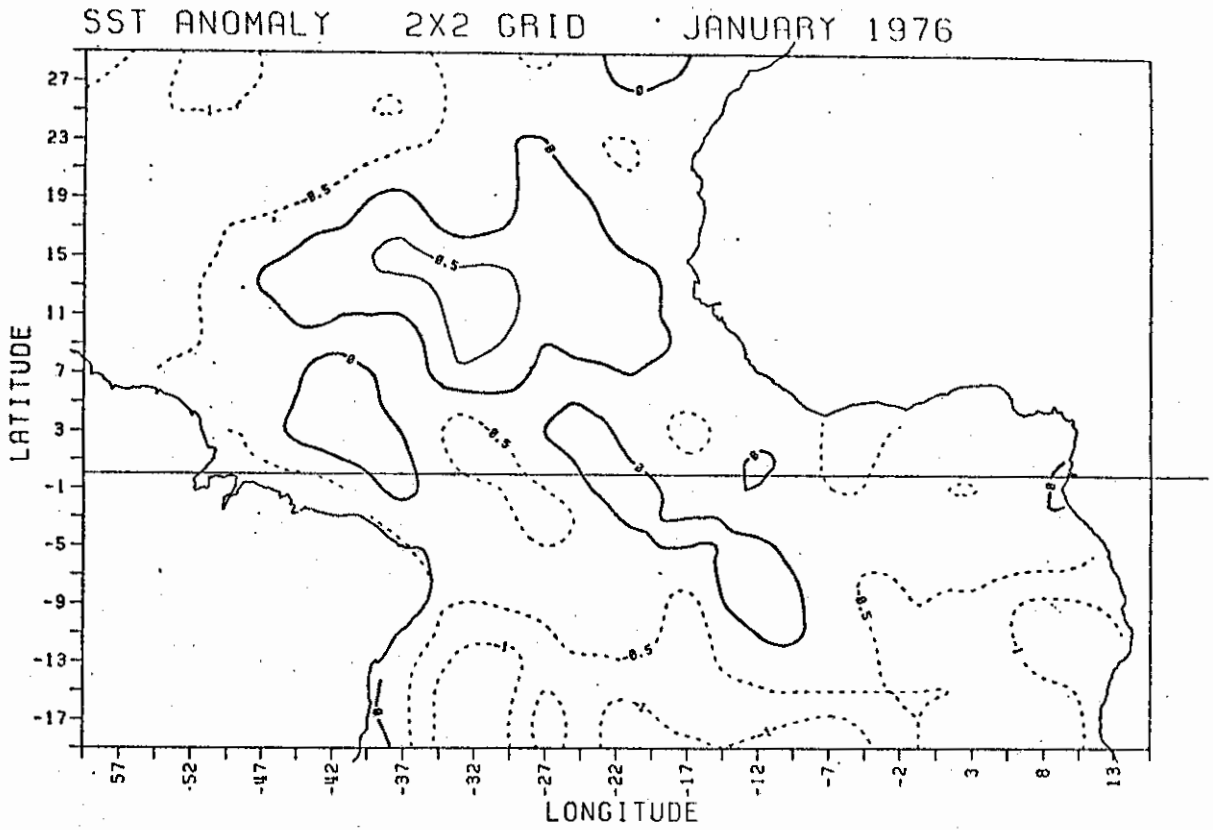


Fig. B.3 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico Tropical (janeiro de 1976).

A mesma explicação da Figura B.1.

FONTE: Servain et alii, 1984.

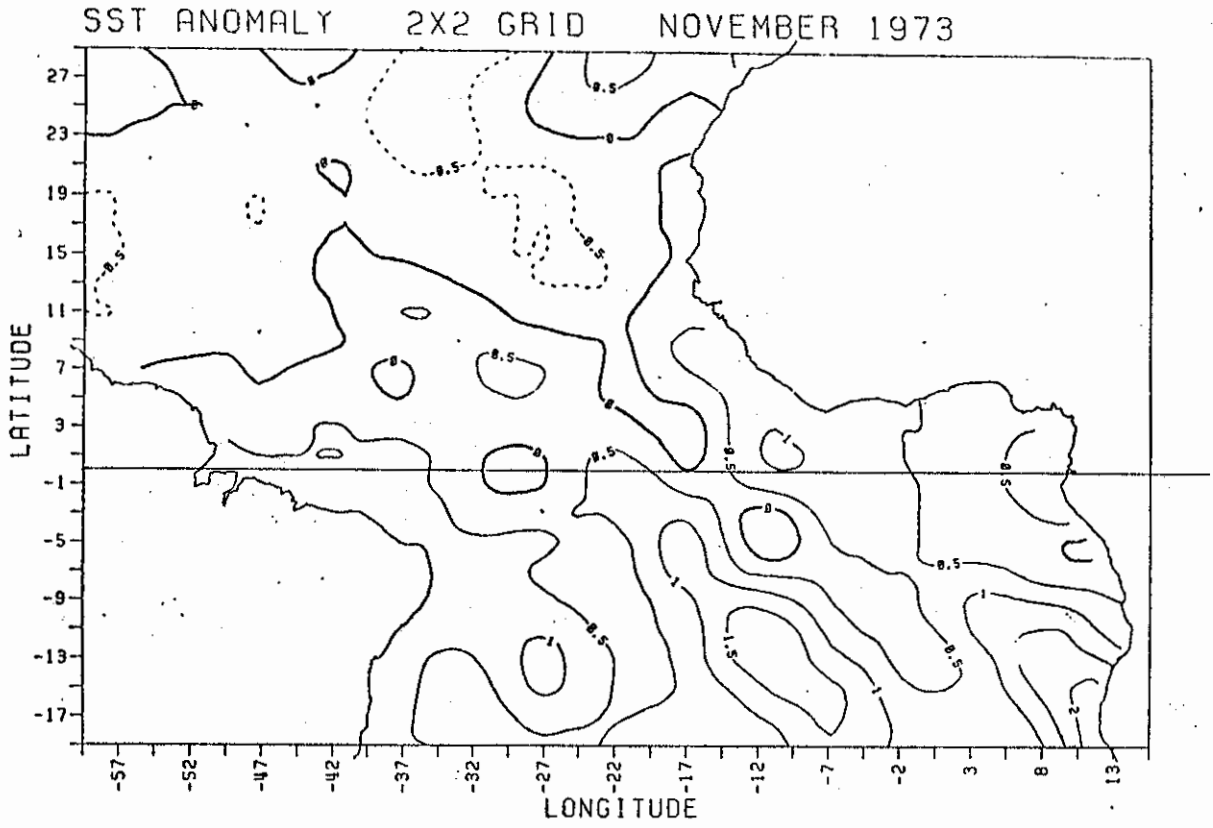


Fig. B.5 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico Tropical (novembro de 1973).

A mesma explicação da Figura B.1.

FONTE: Servain et alii, 1984.

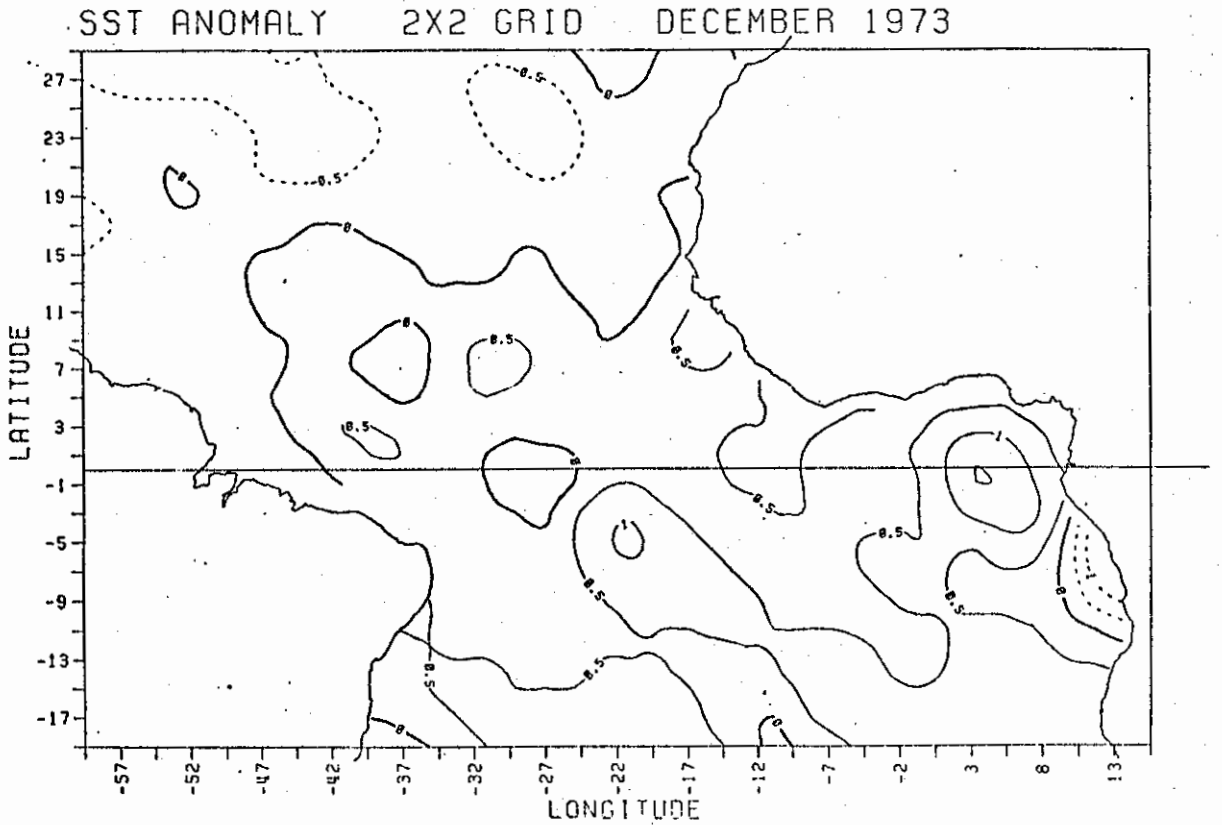


Fig. B.6 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico Tropical (dezembro de 1973).

A mesma explicação da Figura B.1.

FONTE: Servain et alii, 1984.

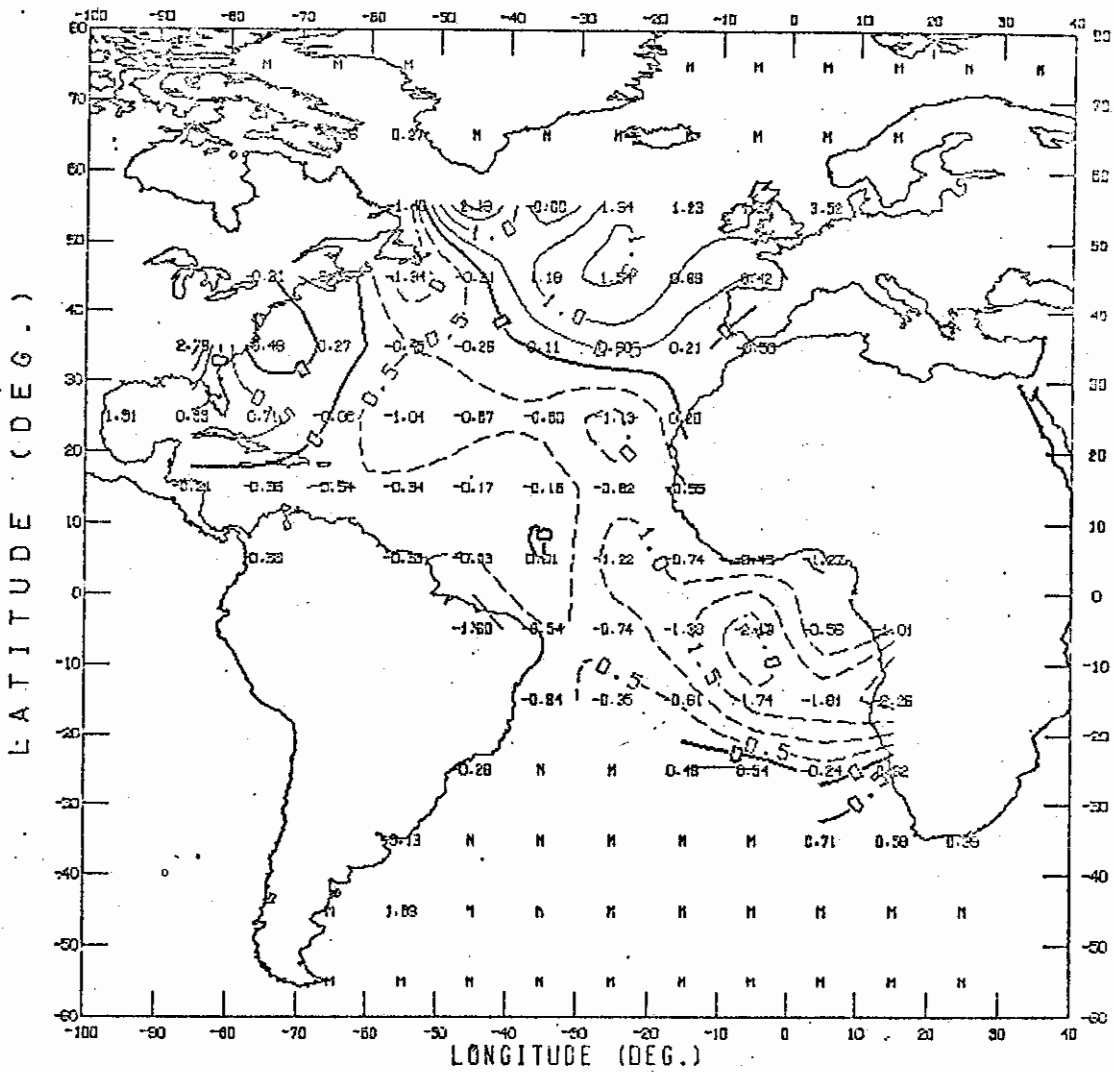


Fig. B.7 - Configuração de desvios de TSM no Atlântico (dezembro de 1971).

A mesma explicação da Figura B.1.

FONTE: Bunker, 1976.