
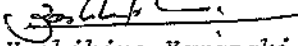
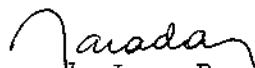



Imprimir

Fechar

Referência Completa

Tipo da Referência Conference Proceedings
Repositório sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.27.04.40
Metadados sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.27.04.40.36
Site mtc-m05.sid.inpe.br
Rótulo 2106
Chave Secundária INPE-1930-RPE/255
Chave de Citação MouraShuk:1981:ObTeEx
Autor 1 Moura, Antonio Divino
 2 Shukla, Jagadish
Grupo 1 CPT-INPE-BR
Título Um estudo sobre a dinâmica das secas do Nordeste do Brasil: observacoes, teoria e experimentos numericos com um modelo de circulacao atmosferica 
Nome do Evento Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1 ; Conference on Climate Variation, 1.
Ano 1981
Data 19-23 jan. 1981
Cidade da Editora Sao Jose dos Campos
Editora (Publisher) INPE
Localização do Evento San Diego, California
Palavras-Chave ESTUDO DO CLIMA, NORDESTE, SECA, PRECIPITACAO PLOUVIAL, TEMPERATURA.
Idioma Pt
Tipo Secundário PRE CI
Area MET
Última Atualização dos Metadados 2015:03.04.13.35.39 sid.inpe.br/bibdigital@80/2006/04.07.15.50 administrator
Estágio do Documento concluido
e-Mail (login) marciana
Grupo de Usuários administrator
Visibilidade shown
Transferível 1
Tipo do Conteúdo External Contribution
Data Secundária 19930210
Unidade Imediatamente Superior 8JMKD3MGPCW/3EUPEJL
Conteúdo da Pasta source não têm arquivos
Conteúdo da Pasta agreement não têm arquivos
Histórico 2015-03-04 13:35:39 :: administrator -> marciana :: 1981
Campos Vazios abstract accessionnumber affiliation archivingpolicy archivist booktitle callnumber copyholder copyright creatorhistory descriptionlevel dissemination documentstage doi e-mailaddress edition editor electronicmailaddress format isbn issn lineage mark mirrorrepository nextedition notes numberoffiles

| | | | |
|---|--|---|--|
| 1. Classificação : INPE-COM.4/RPE CDU: 551.577.38:551.513 (812/814) | | 2. Período | 4. Distribuição interna <input type="checkbox"/> externa <input checked="" type="checkbox"/> |
| 3. Palavras Chaves (selecionadas pelo autor) SECAS; NORDESTE; TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR; MODELO GLOBAL DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA | | 5. Relatório nº INPE-1930-RPE/255 | 6. Data Outubro, 1980 |
| 7. Revisado por  Yoshihiro Yamazaki | | 8. Título e Sub-Título UM ESTUDO SOBRE A DINÂMICA DAS SECAS DO NORDESTE DO BRASIL: OBSERVAÇÕES, TEORIA E EXPERIMENTOS NUMÉRICOS COM UM MODELO GLOBAL DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA | |
| 9. Autorizado por  Nelson de Jesus Parada Diretor | | 10. Setor DME | Código |
| 11. Nº de cópias 20 | | 12. Autoria Antonio Divino Moura Jagadish Shukla* | |
| 13. Assinatura Responsável  | | 14. Nº de páginas 64 | |
| 15. Preço | | 16. Sumário/Notas <i>Propõe-se que um possível mecanismo para a ocorrência de grandes secas no Nordeste seja o estabelecimento de uma circulação local termicamente direta, com seu ramo ascendente em cerca de 10°N e descendente sobre o Nordeste do Brasil e área oceânica adjacente. Dados de 25 anos de temperatura da água superficial do Atlântico foram analisados e correlacionados com a precipitação sobre o Nordeste. Estudou-se a resposta de um modelo analítico simples de equações primitivas forçado por aquecimento diferencial. Alguns experimentos com o modelo GLAS de circulação geral foram realizados e seus resultados suportam o mecanismo proposto.</i> | |
| 17. Observações * GODDARD LABORATORY FOR ATMOSPHERIC SCIENCES. Este trabalho foi apresentado no I Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campina Grande, Pb, 6 a 10 de outubro de 1980. Será apresentado na "First Conference on Climate Variation", San Diego, California, 19 a 23 de janeiro de 1981. | | | |

INDICE

| | |
|--|------------|
| ABSTRACT | <i>iv</i> |
| LISTA DE FIGURAS | <i>v</i> |
| LISTA DE TABELAS | <i>vii</i> |
| 1. INTRODUÇÃO | 1 |
| 2. EVIDÊNCIA OBSERVACIONAL DA RELAÇÃO ENTRE A ANOMALIA DE TSM E AS CHUVAS | 8 |
| 3. UM ESTUDO ANALÍTICO SIMPLES | 15 |
| 4. UM EXPERIMENTO NUMÉRICO | 26 |
| 5. CONCLUSÕES | 48 |
| AGRADECIMENTOS | 53 |
| REFERÊNCIAS | 54 |

ABSTRACT

It is proposed that a possible mechanism for the occurrence of severe droughts over northeast Brazil is the establishment of a thermally direct local circulation which has its ascending branch at about 10°N and its descending branch over northeast Brazil and adjoining oceanic region. The driving for this anomalous circulation is provided by warming due to enhanced moist convection associated with warmer sea surface temperature anomalies over the northern tropical Atlantic, and cooling associated with colder sea surface temperature anomalies in the southern tropical Atlantic. The combined effects of thermally forced subsidence and reduced evaporation and moisture flux convergence produces severe drought conditions over northeast Brazil. We have examined the monthly mean sea surface temperature anomalies over tropical Atlantic and rainfall anomalies over two selected stations (Fortaleza, $3^{\circ}46'\text{S}$ $38^{\circ}31'\text{W}$ and Wuxeramobim, $5^{\circ}12'\text{S}$ $39^{\circ}18'\text{W}$) for 25 years (1948-1972). It is found that the most severe drought events are associated with the simultaneous occurrence of warm sea surface temperature anomalies over north and cold sea surface temperature anomalies over south tropical Atlantic. Simultaneous occurrences of warm sea surface temperature anomaly at 15°N , 45°W and cold sea surface temperature anomaly at 15°S , 5°W were always associated with negative anomalies of rainfall, and vice versa. A simple primitive equation model is used to calculate the frictionally controlled and thermally driven circulation due to a prescribed heating function in a resting atmosphere. The heating function is designed to simulate a heat source to the north and a heat sink to the south of the equator. This prescribed thermal forcing produces a thermally direct circulation with ascending motion to the north and descending motion to the south. Low level cyclonic circulation and high level anticyclonic circulation is generated to the north of equator and low level anticyclonic circulation and high level cyclonic circulation is generated to the south of equator. The analytical solutions agree well with the results of numerical experiments carried out with a multilevel global general circulation model. We have also carried out a series of numerical experiments to test the sensitivity of the GLAS (Goddard Laboratory for Atmospheric Sciences) model to prescribed sea surface temperature anomaly patterns, which resemble the observed ones during drought years, produce an intensified convergence zone, enhanced rainfall and low level cyclonic circulation to the north, and reduce rainfall and anticyclonic circulation to the south. The reduction of rainfall over continental northeast Brazil is large enough to give further support to the proposed mechanism. Since the sea surface temperature anomalies over tropical Atlantic persist for several months, the proposed mechanism could provide guidance for predicting droughts over northeast Brazil.

LISTA DE FIGURAS

| | | |
|----|---|----|
| 1 | - Precipitação média anual (10^2 mm) no Nordeste do Brasil... | 2 |
| 2 | - Desvios de precipitação média de março, abril e maio para Fortaleza e Quixeramobim | 11 |
| 3 | - Coeficientes de correlação entre anomalias de temperatura da superfície do mar no Atlântico e média normalizada da precipitação de Fortaleza e Quixeramobim | 13 |
| 4 | - Desvio médio da precipitação (mm) de março, abril e maio em Fortaleza e Quixeramobim como função da anomalia de temperatura da superfície do mar (TSM) em 15°N , 45°W (abscissa) e da anomalia de TSM média em 15°S , 50°W e 50°S , 25°W (ordenada) | 14 |
| 5 | - Função de correlação atrasada para médias mensais de anomalias de TSM em 15°S , 50°W e em 15°N , 45°W | 16 |
| 6 | - Estrutura horizontal $X(x)$ e $Y(y)$ e vertical $Q(p)$ da função de aquecimento prescrita no modelo analítico | 19 |
| 7 | - Distribuição horizontal do vento nos baixos níveis obtida do modelo analítico, em resposta ao aquecimento diferencial prescrito na Figura 6 | 24 |
| 8 | - Distribuição da vorticidade relativa do campo de vento apresentado na Figura 7 | 25 |
| 9a | - Temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) para janeiro, utilizada no experimento controle | 29 |
| 9b | - Anomalia de temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) para o experimento anômalo | 30 |
| 10 | - Média móvel de 15 dias da precipitação (mm/dia) para a área superior de controle (área A) e área inferior de controle (área B) | 33 |
| 11 | - Seção latitude x tempo das diferenças entre as pressões ao nível do mar (mb) do experimento anômalo e o experimento controle | 35 |

| | | |
|-----|---|----|
| 12a | - Razão entre a média de 60 dias da diferença de precipitação (experimento anômalo menos controle) e desvio padrão de precipitação média de 60 dias para 9 simulações de controle | 37 |
| 12b | - Diferença (experimento anômalo menos controle) média de 60 dias de precipitação (mm/dia) | 39 |
| 12c | - Precipitação média mensal (10^2 mm/hora) para o experimento controle e o anômalo, realçando a intensificação e deslocamento da ZCIT para o norte e da precipitação mais para o sul | 40 |
| 13 | - Diferenças (experimento anômalo menos controle) de médias de 60 dias de evaporação | 42 |
| 14 | - Diferenças (experimento anômalo menos controle) de médias de 60 dias da convergência de fluxo da umidade integrado verticalmente | 43 |
| 15 | - Diferença da circulação média (10^{13} g s ⁻¹) entre os meridianos 50°W e 5°W entre a média de 60 dias do experimento anômalo e o experimento controle | 44 |
| 16a | - Distribuição dos ventos médios mensais, ao nível de 850 mb para o experimento controle e o experimento anômalo.. | 46 |
| 16b | - Diferença (experimento anômalo menos controle) dos vetores vento (média de 60 dias) ao nível de 700 mb | 47 |
| 17 | - Diferença (experimento anômalo menos controle) da pressão ao nível do mar (mb) (média de 60 dias) | 49 |
| 18 | - Diferença (experimento anômalo menos controle) da altura geopotencial (gpm) ao nível de 850 mb (média de 30 dias) | 50 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| 1 - Anos de secas fortes no Nordeste do Brasil | 4 |
| 2 - Precipitação média mensal em Fortaleza (1849-1978) e Quixeramobim em mm | 10 |

1. INTRODUÇÃO

A pluviosidade média no Nordeste e sua variabilidade de ano para ano são um dos mais desafiantes problemas, ainda não resolvidos, da meteorologia tropical. Devido à sua geografia (10S - 180S, 350W - 470W), esperar-se-ia uma distribuição de chuvas típica das áreas equatoriais. Entretanto, a média pluviométrica anual nesta região, que é imediatamente vizinha da maior floresta tropical do mundo - a floresta amazônica, é muito maior do que a pluviosidade equatorial média (Figura 1). A região é famosa por ter um dos "climas problemas da Terra" (Trewartha, 1961; Ratisbona, 1976; Riehl, 1979). A pluviosidade média anual é menor do que 800 mm na maior parte da área, caindo para 500 mm no seu interior (Kousky e Chu, 1978) e a quantidade de chuva excede de 0,1 mm durante apenas 60 dias do ano (Ratisbona, 1976).

Nas partes norte e central do Nordeste brasileiro, a distribuição sazonal das chuvas mostra um pico acentuado de março - abril (Henry, 1922; Aldaz, 1971; Strang, 1972), quando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) está na sua posição sul mais extrema (Ratisbona, 1976). A influência do deslocamento da ZCIT sobre o regime de chuva da região foi mostrado por Serra e Ratisbona (1942) e, mais recentemente, por Hastenrath e Heller (1977).

A parte sul recebe sua precipitação máxima de novembro a março, com um pico em dezembro. Esta região está sob a influência das frentes frias que se movem no sentido pólo-equador, conforme proposto por Sampaio Ferraz (1925, 1929), Ratisbona (1976); esta idéia foi recentemente documentada por Kousky (1979).

Na costa leste, a influência da brisa marítima e do escoamento médio é tal que a chuva mostra um máximo noturno na costa e um máximo diurno bem para o interior, até uns 300 km da costa (Kousky, 1980 e Ramos, 1975). A precipitação costeira também é influenciada pela propagação de conglomerados de nuvens para oeste, durante o período de maio a julho, conforme mostrado por Yamazaki e Rao (1977).

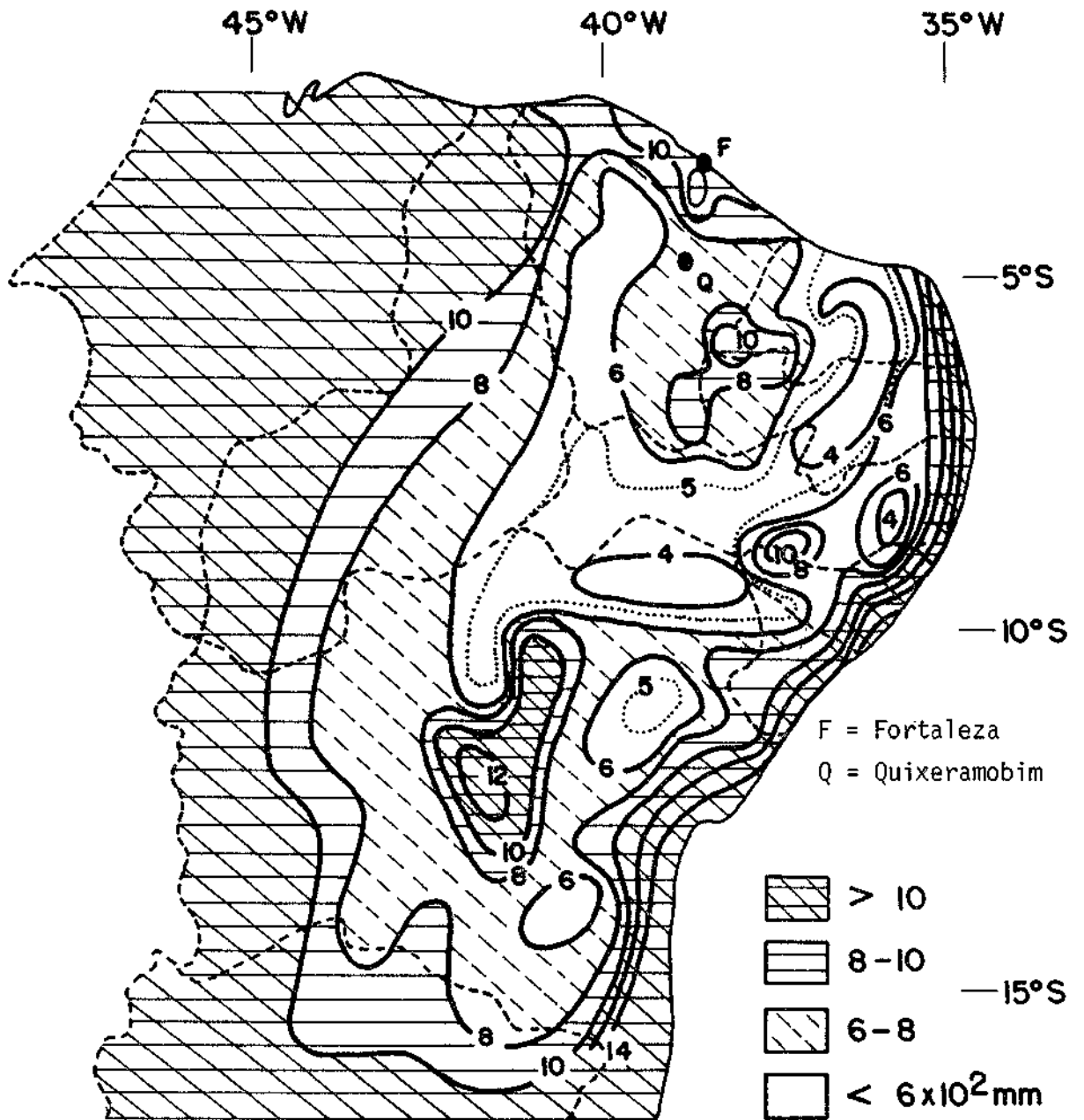


Fig. 1 - Precipitação média anual (10^2 mm) no Nordeste do Brasil.

Fonte: KOUSKY e CHU (1978).

Pode-se argumentar que a existência deste clima semi-árido é devido ao fato de a região estar na vizinhança da inversão dos alísios e, também, por causa da geografia, pois grande parte do Nordeste do Brasil penetra bastante na área de influência permanente do anticiclone subtropical semipermanente do Atlântico Sul. Além disso, os efeitos locais da topografia e as diferenças de albedo também parecem ser importantes. Por exemplo, Gomes Filho (1979) já demonstrou que a explicação de Charney (1975) para a auto manutenção de regiões desérticas também é aplicável a esta região.

O impacto das flutuações climáticas na vida econômica e social da população local (de mais de 30 milhões de habitantes) é enorme. Isto se deve, principalmente, à grande variação do total das chuvas, de ano para ano (a variabilidade é maior que 40% em algumas áreas de interior; Kousky, 1979), com a ocorrência de secas extremas em alguns anos e enchentes em outros. A Tabela 1 mostra os anos de grande secas.

Por causa da recorrência de secas extremas no século passado, Pedro II, então imperador do Brasil, considerava imperativo nacional o dever de combater as secas (Marinho e Rebouças, 1970) e alguns açudes foram construídos na região (Oliveira, 1878). Durante a grande seca de 1958, milhões de habitantes do Nordeste foram forçados a migrar para outras partes do país (Rose, 1980).

Um relato dramático do modo de vida dos nordestinos e da expectativa com que aguardam a aproximação da estação chuvosa pode ser encontrado no clássico "Os Sertões", de Euclides da Cunha. Uma avaliação abrangente dos métodos propostos para predição de secas no Nordeste aparece num relatório editado por Carvalho (1973). Recentemente o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) do Brasil reviu várias facetas do problema do clima desta região e sua variabilidade (Smagorinsky et al., 1980).

TABELA 1

ANOS DE SECAS FORTES NO NORDESTE DO BRASIL

| | | | |
|-------|----------|----------|----------|
| 1603 | 1711 | 1804 | 1900* |
| 1614* | 1721 | 1809 | 1902-3 |
| 1692 | 1723-24* | 1810 | 1907 |
| | 1736-37 | 1816-17 | 1915* |
| | 1744-46 | 1824-25* | 1919* |
| | 1754 | 1827 | 1932-33 |
| | 1760 | 1830-33 | 1936 |
| | 1772 | 1845 | 1941-44* |
| | 1776-77* | 1877-79* | 1951 |
| | 1784 | 1888-89 | 1953 |
| | 1790-94* | 1891 | 1958* |
| | | 1898 | 1980 |

Obs.: Os asteristicos indicam os anos de secas extremas.

Fonte: MOSSMAN (1919), SAMPAIO FERRAZ (1950), HASTEN RATH e HELLER (1977).

Até a data da publicação deste relatório, o ano de 1980 tem sido muito seco.

No passado houve, na comunicade meteorol6gica, esforços isolados para entender as flutuações climáticas visando a possibilidade de prever eventos climáticos extremos. A relação entre as secas e a frequência dos mīnimos das manchas solares foi estudada por Derby (1885) e Hull (1942). Sampaio Ferraz (1950) chegou a publicar uma previsão de seca baseada no ciclo das manchas solares.

Séries temporais da pluviosidade em Fortaleza, Ceará (3046'S, 38031'W), começando em 1849, foram analisados por Markham (1974) e Strang (1979), que acharam picos significativos com periodicidades de 13 e 26 anos. Jones e Kearns (1976) questionaram a significância estatística dos achados de Markham, mas Meira Filho (1980, comunicação pessoal) e Nobre (1980, comunicação pessoal), usando dados corrigidos e séries de tempo mais extensas (1849-1978), mostraram que esses dois picos são significantes, num nīvel de confiança de 95%. Apesar desse fato, previsões ano a ano baseadas nesses dois picos significativos não podem ser consideradas confiáveis porque o intervalo com 80% de confiança é quase tão grande quanto a média predita. Além disso, não se sabe se esses picos espectrais são características exclusivas de Fortaleza, ou se também estão presentes em outras áreas espacialmente contīguas.

Walker (1928) sugeriu uma possível relação entre a oscilação meridional da atmosfera e a chuva do nordeste; entretanto, ele não se sentiu suficientemente confiante para fazer previsões, embora dois terços das secas pudessem ser previstos corretamente com sua fórmula, com os dados disponíveis naquela época. Ampliando as idéias de Walker (1928), Serra (1945, 1956 e 1973 a, b, c) estudou extensamente a relação entre a variabilidade da chuva no Nordeste e o "Tempo Mundial". Mossman (1919) declara que as causas das secas naquela região parecem globais: "Um dos mais interessantes problemas da climatologia da América do Sul, que aguarda solução é uma compreensão dos processos físicos que precedem as secas e que estão associados com as tais secas que periodicamente devastam este estado do Ceará. Este tipo de pesquisa exige a aplicação da "Meteorologia Mundial", pois é óbvio que as causas devem ser procuradas em regiões bem distantes da área afetada".

Esta afirmação encontra apoio nos trabalhos de Walker (1928) e de Namiás (1972). O trabalho de Namiás mostrou uma relação entre a variação interanual das chuvas em Quixeramobim (50°12'S, 39°18'W) e a atividade ciclônica perto da Terra Nova durante o inverno e a primavera do hemisfério norte. Mais recentemente, Hastenrath e Heller (1977) apresentaram fortes provas de que o deslocamento sazonal do complexo de circulação compreendido pelo cavado da baixa pressão embutido no eixo de confluência do Atlântico Norte, entre os anticiclones do Atlântico Norte e do Atlântico Sul, parece explicar a variabilidade das chuvas na parte norte do Nordeste do Brasil. Eles mostraram que os anos secos se caracterizam pelo deslocamento de ambos os anticiclones do Atlântico subtropical para o norte.

Caviedes (1973) achou que as secas do Nordeste são eventos simultâneos com a ocorrência de El Niño ao longo da costa Peru-Ecuador. Sugeriu-se, assim, que os dois fenômenos climáticos têm ligações com a oscilação do sul de Walker (Hastenrath e Heller, 1977; Covey e Hastenrath, 1978; Bjerknes, 1969).

Markham e McLain (1977) e Hastenrath e Heller (1977) apresentaram evidência observacional de possível relação entre a anomalia de temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Sul e as chuvas no Nordeste do Brasil. Markham e McLain (1977) correlacionaram as TSMs de dezembro, na área do Atlântico Sul a oeste da África, com as chuvas de janeiro, fevereiro e março em Fortaleza e Quixeramobim; com isso, explicaram metade da variância das chuvas no Ceará. Hastenrath e Heller (1977) e Hastenrath (1978) mostraram que, nos anos de secas, as anomalias de TSM no Atlântico tropical apresentam um padrão de valores positivos ao norte e negativos ao sul do equador. Nos anos chuvosos o padrão fica essencialmente invertido. Eles apontaram uma relação inversa entre a pluviosidade no Nordeste do Brasil e a Guiana*.

* *Atribuiu-se esta relação ao deslocamento da ZCIT para o norte.*

Como as localizações da ZCIT não diferem de mais do que 2-3° de latitude durante os anos secos e chuvosos, não está claro se a zona de convergência definida por Hastenrath e Heller (1977) é um determinante crítico das secas no Nordeste.

A evidência observacional apresentada por Hastenrath e Heller (1977) e Markham e McLain (1977) leva os autores deste trabalho a postular que um possível mecanismo dinâmico, responsável pela ocorrência de secas no Nordeste do Brasil, é a existência simultânea de uma fonte quente e de um sumidouro frio ao norte e ao sul do equador, respectivamente. A circulação dinâmica regional associada com este forçamento térmico produzirá movimento ascendente e vortacidade ciclônica em baixos níveis ao norte do equador, e movimento descendente e divergência nos baixos níveis ao sul do equador, sobre o Nordeste e a região oceânica adjacente a ele. Como as anomalias tropicais de TSM e os processos de convecção úmida a ela associados fornecem um eficiente mecanismo de geração de fontes quentes, verticalmente distribuídas, examinou-se a distribuição das anomalias de TSM no Atlântico tropical, num período de 25 anos (1948-1972), originalmente preparada por Bunker (1976). A consistência dos padrões das anomalias de TSM, em relação aos regimes de precipitação extrema sobre o Nordeste é impressionante. Por exemplo, durante os três anos de secas fortes (1951, 1953 e 1958) ocorreram anomalias de TSM quentes ao norte do equador e frias ao sul do equador. Foi observado - e mais tarde verificado pelos experimentos numéricos com o modelo GLAS - que as anomalias de TSM quentes, na região oceânica em torno de 15°N, 45°W, eram mais eficazes que as anomalias situadas mais para leste, perto da costa da África na determinação de regimes de baixa precipitação sobre o Nordeste do Brasil. O padrão de anomalias de TSM escolhido por Rowntree (1976) não se relaciona com as secas do Nordeste do Brasil porque a anomalia quente ocorre ao longo da costa da África, onde a média climatológica da temperatura do oceano é relativamente baixa. A estrutura espacial e a localização das anomalias de TSM parecem ser um fator de importante impacto na precipitação do Nordeste. Na seção seguinte, apresentam-se observações sobre a anomalia de TSM e seu relacionamento com as chuvas em estações selecionadas no Nordeste do Brasil.

Na seção 3, apresentam-se os resultados de um estudo analítico no qual se usa uma forma simplificada das equações primitivas linearizadas de uma atmosfera em repouso, para calcular a resposta a um forçamento térmico estipulado, que pode ser produzido pela existência de uma anomalia de TSM quente e pela intensificação da convecção úmida ao norte do equador, simultaneamente com uma anomalia de TSM fria, ao sul do equador. Os resultados analíticos mostram uma circulação termicamente direta, com ascensão de ar na região mais quente e descensão na região mais fria. Embora o modelo seja extremamente simples, dá uma idéia física suficientemente correta para interpretar os resultados de um modelo mais complexo da circulação geral.

Na seção 4, apresentam-se os resultados de uma série de experimentos numéricos feitos para testar a sensibilidade do modelo GLAS a padrões predeterminados de anomalias de TSM. Os resultados destes experimentos concordam com as observações e dão reforço adicional à validade do mecanismo aqui proposto para as secas do Nordeste do Brasil. Como as anomalias de TSM persistem por vários meses, parece haver, no seu estudo, algum potencial para a previsão de secas naquela região.

2. EVIDÊNCIA OBSERVACIONAL DA RELAÇÃO ENTRE A ANOMALIA DE TSM E AS CHUVAS

Hastenrath e Heller (1977) estudaram anomalias de TSM coletadas durante o período de 60 anos no Atlântico Tropical e sua relação com a pluviosidade no Nordeste do Brasil. Eles apresentam cartas de anomalias de TSM de dez anos de secas extremas e dez anos de chuvas fortes, durante o período estudado (1912-1972). Nos dez anos mais secos no Nordeste do Brasil, a carta preparada com os dados médios da anomalia de TSM para março e abril mostra uma grande área de desvios positivos para o norte do equador, até 30°N, da África até a região das Caraíbas, e uma área de desvios negativos para o sul do equador, que vai da África até o Nordeste do Brasil. Para os dez anos de chuvas fortes, a carta composta pelos dados médios da anomalia de TSM mostra um padrão que é essencialmente o inverso do outro, com uma ano

malia de TSM quente ao sul do equador e uma anomalia de TSM fria ao norte do equador. Este último padrão se assemelha ao terceiro componente principal da TSM, calculado por Hastenrath (1978).

Markham e MacLain (1977) calcularam a correlação entre as anomalias médias mensais de TSM, em malhas de 5° de latitude - longitude, sobre o Atlântico Sul, e a pluviosidade de janeiro, fevereiro e março, em Fortaleza e Quixeramobim. Para o período de 1947 a 1967, seus mapas de correlação mostram que a área de maior correlação se desloca para oeste, começando em novembro, aumentando em dezembro e desaparecendo em abril. Baseados nisso, Markham e McLain (1977) estabeleceram uma fórmula de correlação para prever chuvas no Nordeste do Brasil, a partir da TSM de dezembro no quadrado de 5° x 5° (7, 50S, 2,50W), onde a correlação é maior. Sua explicação para a alta correlação é que a anomalia quente de TSM no Atlântico Sul equatorial torna mais profunda a camada úmida e, com isso, aumenta a pluviosidade, enquanto a anomalia fria da TSM diminui o escoamento do ar e reduz a convecção no Nordeste do Brasil. Os resultados de Markham e McLain (1977) são bem coerentes com outros estudos das relações entre a anomalia tropical de TSM e a pluviosidade. Por exemplo, Shukla e Misra (1977) acharam uma correlação positiva entre a anomalia de TSM no mar da Arábia e a chuva na área de monções da Índia. Também acharam uma relação inversa entre a anomalia de TSM e a intensidade do vento, que foi notada por Markham e McLain (1977) no Atlântico Sul.

No presente estudo, usou-se dados de TSM coletados durante 25 anos (valores médios tomados em quadrados de 10° de latitude - longitude) no período de 1948 a 1972 (Bunker, 1976), sobre o Atlântico Sul e Norte, para calcular a correlação entre as anomalias de TSM em março e a pluviosidade média de março, abril e maio em Fortaleza e Quixeramobim. A Tabela 2 dá a precipitação mensal média nessas duas estações. A precipitação mostra um pico bem pronunciado no trimestre de março, abril e maio, que representa mais de 62% da precipitação total. A Figura 2 mostra a série temporal das chuvas de Fortaleza e Quixeramobim. A média e o desvio padrão das chuvas de Fortaleza são o dobro das de Quixeramobim.

TABELA 2

PRECIPITAÇÃO MENSAL EM FORTALEZA (1849-1978) E

QUIXERAMOBIM EM MM

| MÊS | FORTALEZA (3° 46'S, 38° 31'W) | QUIXERAMOBIM (5° 12'S, 39° 18'W) |
|-----------|----------------------------------|-------------------------------------|
| JANEIRO | 92 | 43 |
| FEVEREIRO | 185 | 88 |
| MARÇO | 299 | 171 |
| ABRIL | 336 | 160 |
| MAIO | 234 | 102 |
| JUNHO | 117 | 39 |
| JULHO | 57 | 20 |
| AGOSTO | 23 | 9 |
| SETEMBRO | 18 | 4 |
| OUTUBRO | 15 | 3 |
| NOVEMBRO | 17 | 6 |
| DEZEMBRO | 37 | 16 |
| | | |
| TOTAL | 1430 | 661 |

Fontes: NAMIAS (1972) e STRANG (1979).

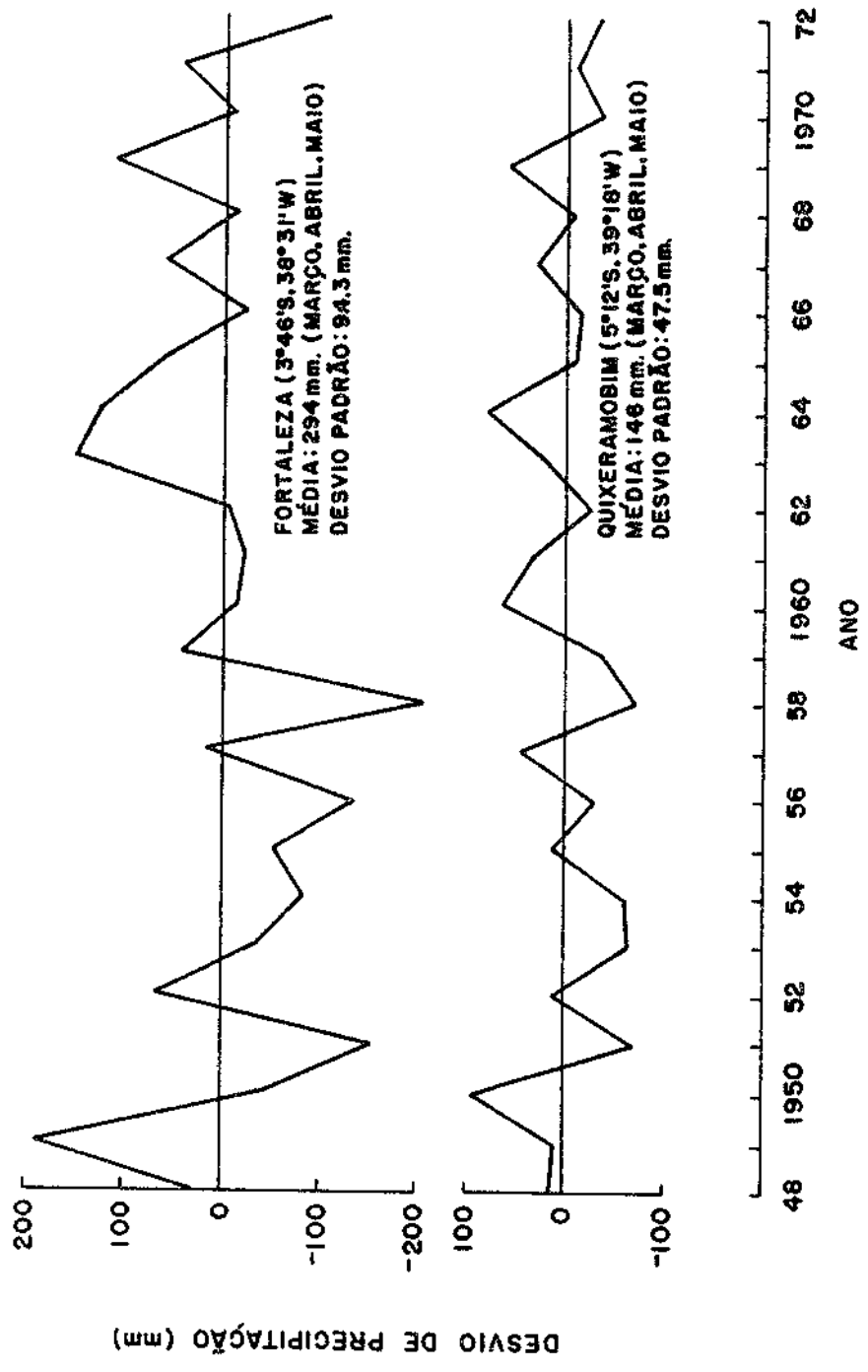


Fig. 2 - Desvios da precipitação média de março, abril e maio para Fortaleza e Quixeramobim

A correlação entre as anomalias de TSM de março e os desvios normalizados das chuvas nos Atlânticos Norte e Sul são apresentados na Figura 3. No Atlântico Sul, encontra-se uma grande área de alta correlação positiva, em concordância com Markham e McLain (1977). No Atlântico Norte, entretanto, encontra-se uma região, nas vizinhanças de 15°N, 45°W, com valores negativos de correlação (os valores maiores que 0,33 e 0,39 são significativos nos níveis de confiança de 90% e 95%, respectivamente). Embora esta área no Atlântico Norte não seja tão grande quanto a área positiva do Atlântico Sul, descobriu-se que ela tem um efeito dinâmico muito importante sobre a pluviosidade no Nordeste do Brasil. Os coeficientes de correlação apresentados na Figura 3 são menores do que os encontrados por Markham e MacLain (1977). Isto porque se está usando uma série temporal maior (25 anos) e a TSM é tomada pelas médias em áreas de 10° de latitude-longitude, em contradição com as áreas de 5° x 5° de Markham e McLain. Também estão se considerando as anomalias de TSM e as chuvas, em meses diferentes.

A correlação positiva encontrada no Atlântico Sul poderia ser explicada como se segue: a TSM quente e a maior evaporação sobre o oceano aumentam a convergência de umidade e de chuva no Nordeste por causa dos ventos alísios de sudeste, que sopram, diretamente em direção àquela região do Brasil; a TSM fria, porém, diminui a evaporação e reduz a convecção, conforme indicado por Markham e MacLain (1977). Entretanto, a principal descoberta do presente estudo é que a ocorrência simultânea da TSM quente ao norte e da TSM fria ao sul reforça as secas fortes do Nordeste. Este fato é ilustrado na Figura 4, que apresenta 25 anos de desvios de chuvas, como função das anomalias de TSM (abscissas) na área de 15°N, 45°W, e as médias das anomalias de TSM nas áreas de 15°S, 5°W e 5°S, 25°W (como ordenadas). Estas áreas contêm os mais altos coeficientes de correlação. Nota-se que, no quadrante inferior direito da Figura 4, todos os desvios de pluviosidade são negativos, com os maiores valores mais afastados da origem; no quadrante superior esquerdo, todos os desvios de pluviosidade são positivos.

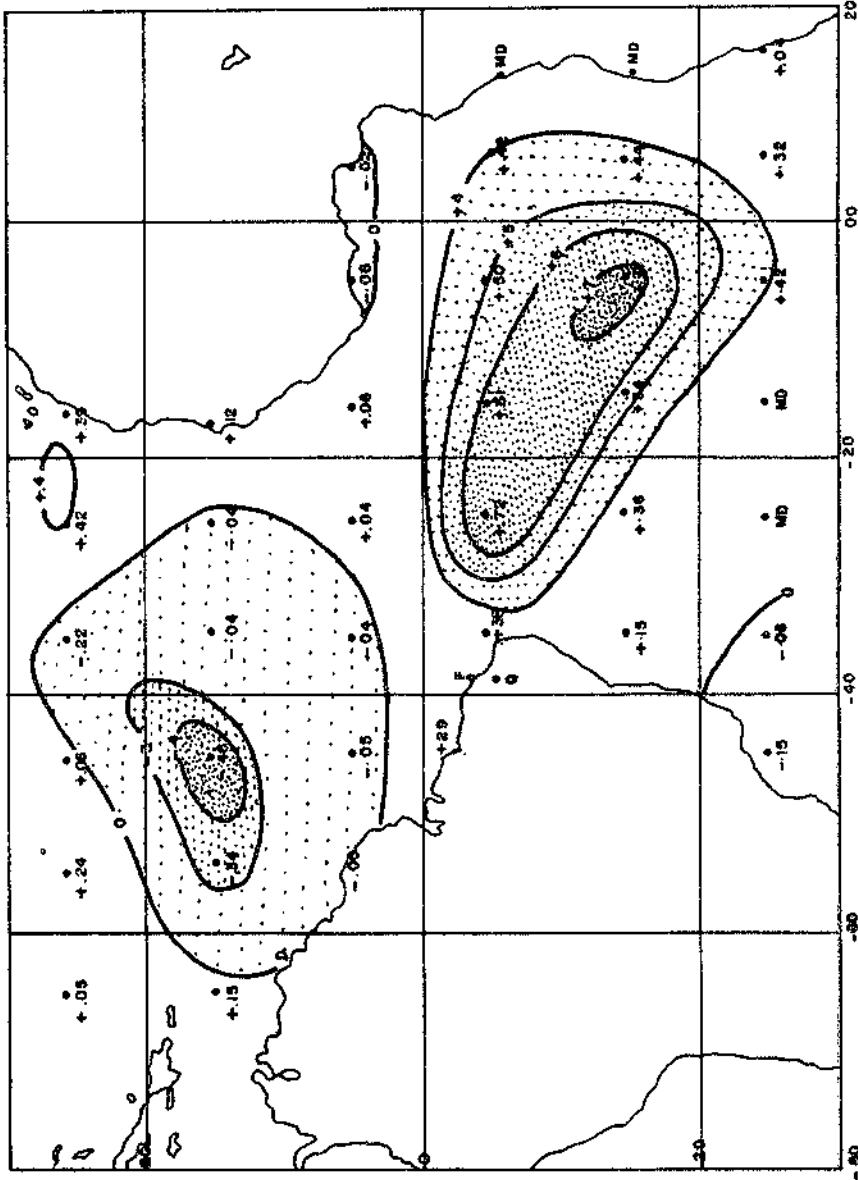


Fig. 3 - Coeficientes de correlação entre anomalias de temperatura da superfície do mar no Atlântico e média normalizada da precipitação de Fortaleza e Quixeramobim.

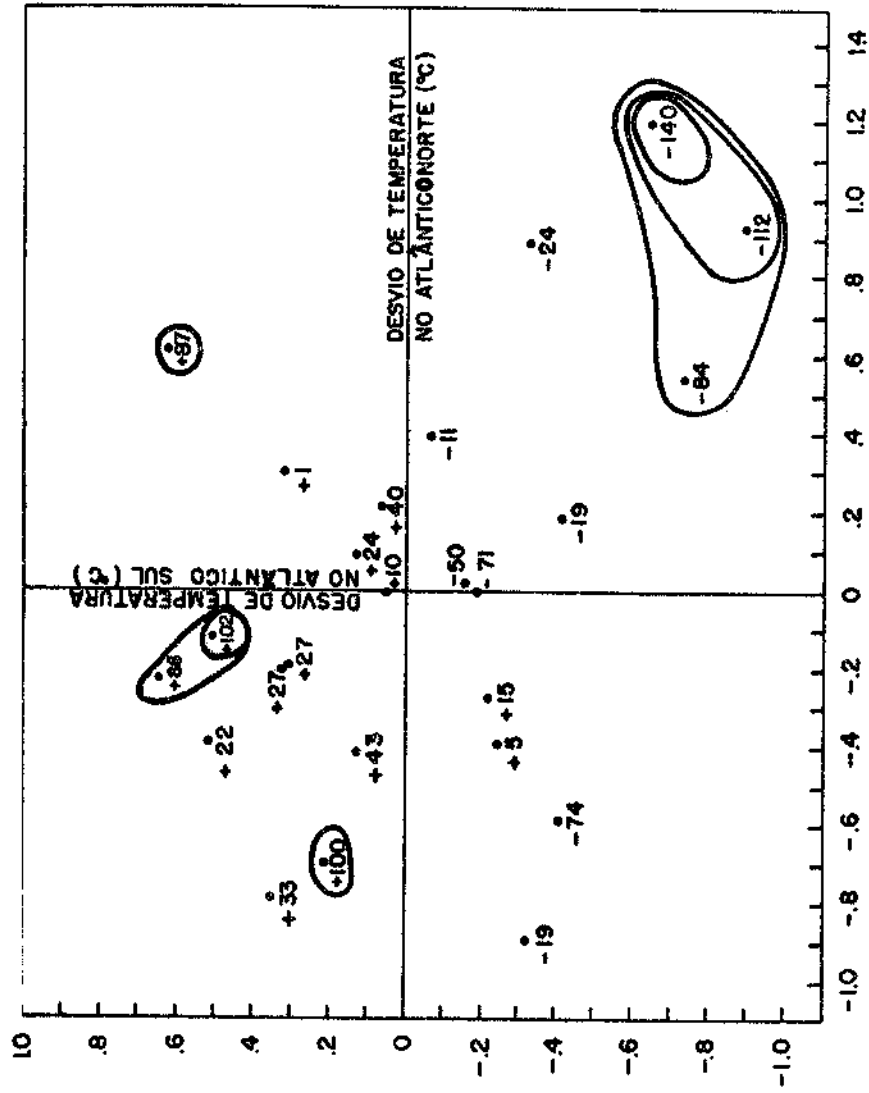


Fig. 4 - Desvio médio da precipitação (mm) de março, abril e maio em Fortaleza e Quixeramobim como função da anomalia de temperatura da superfície do mar (TSM) em 150N, 450W (abscissa) e da anomalia de TSM média em 150S, 50W e 50S, 250W (ordenada).

Examinando-se os mapas das médias mensais de TSM em anos extremamente secos e úmidos no Nordeste, verifica-se que os padrões compostos de TSM (Hastenrath e Heller, 1977) parecem surgir também numa base individual (secas em 1951, 1953, 1958 e anos úmidos em 1964 e 1967). Como a temperatura média da superfície do mar é bastante quente no norte (Hastenrath e Lamb, 1977), as anomalias de TSM são muito eficazes em provocar uma resposta na atmosfera. Uma evaporação maior reforça a convecção profunda na ZCIT, com movimento ascendente ao norte do equador, descendente sobre o Nordeste do Brasil e área oceânica vizinha. Esta célula local direta tem forte influência dinâmica na circulação sobre o Nordeste porque produz divergência nos níveis baixos e reduz a pluviosidade regional. Uma possível razão para não se encontrar grande correlação negativa ao norte poderia ser a natureza dinâmica desta relação entre a anomalia de TSM e a pluviosidade. Embora uma TSM mais quente produza intensa ZCIT e um movimento descendente a ela associado sobre o Nordeste, uma TSM mais fria ao norte não induz, necessariamente, movimento ascendente e maior precipitação no Nordeste. Em consequência, esta relação parece ser muito mais forte no caso de secas severas do que no caso de anos úmidos.

As funções de autocorrelação para as anomalias de TSM de 150S, 50W e 150N, 450W encontram-se na Figura 5. A forte persistência das anomalias de TSM nestas duas áreas (acima do ruído branco e num nível de confiança de 99% durante até 6 meses) sugere um recurso potencial para a previsão de secas no Nordeste do Brasil. É interessante notar (Figura 5) que as anomalias de TSM ao sul (150S, 50W) são um pouco mais persistentes do que ao norte (150N, 450W).

3. UM ESTUDO ANALÍTICO SIMPLES

Este estudo destina-se ao entendimento da resposta atmosférica equatorial, linearizada, em regime permanente, a uma dada distribuição de aquecimento diabático associado a uma anomalia de TSM.

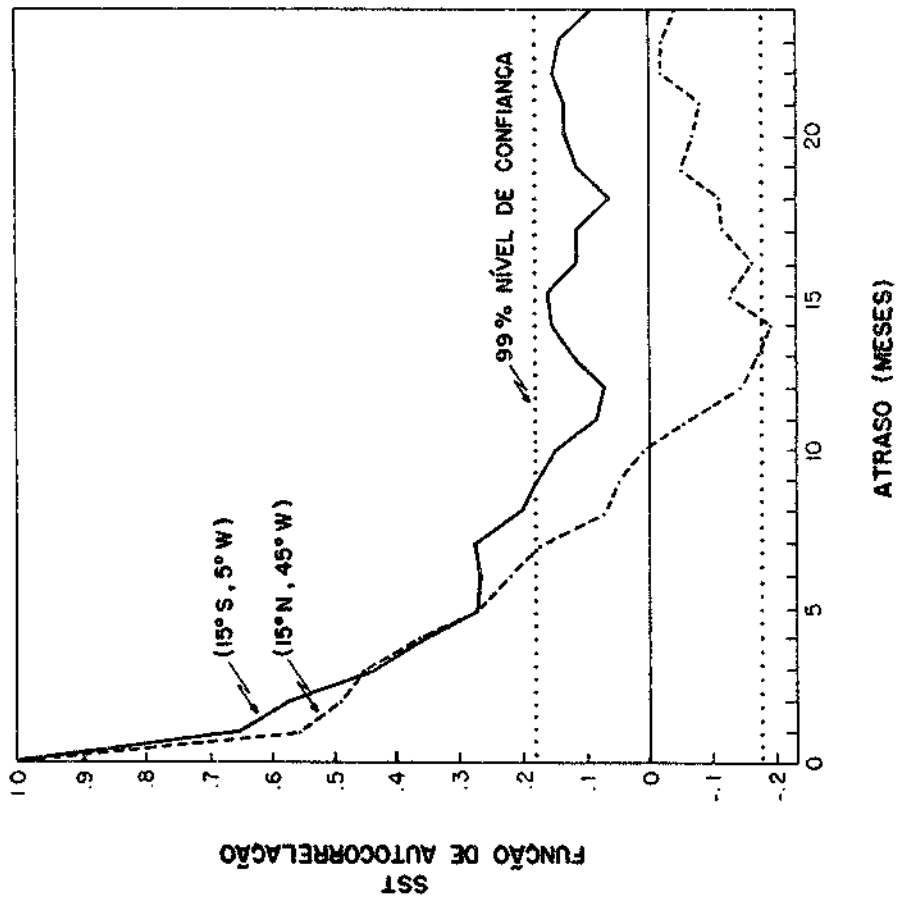


Fig. 5 - Função de correlação atrasada para médias mensais de anomalias de TSM em 150S, 50W e em 150N, 450W.

As Equações do Modelo

A dinâmica linearizada das perturbações hidrostáticas em regime permanente sobre uma atmosfera estratificada, num plano equatorial beta, impelida por diferenças de aquecimento e controladas pelo atrito, pode ser escrita como:

$$\epsilon u - y v = - \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (1)$$

$$\epsilon v + y u = - \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = - \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (3)$$

$$\omega = - \frac{p}{S(p)} \dot{q} \quad (4)$$

Essas equações tornaram-se adimensionais mediante divisão, por L , das distâncias x e y , nas direções leste e norte; a pressão p por P ($= 1000$ mb); as velocidades para leste e para norte, u e v , por V ; a "velocidade vertical", ω , por (PV/L) ; o geopotencial, ϕ , por $(\beta L^2 V)$; a fricção constante de Rayleigh, ϵ , por (βL) ; o aquecimento diabático por $(S_0/\kappa L)$; a estabilidade estática, $S(p)$, por um valor típico $S_0 = (H_0 N_0)^2$, onde H_0 é a escala de altura e N_0 é a frequência Brunt-Väisälä, $\beta = 2 \Omega/a$ ($= 2,28 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), $V \sim 10 \text{ ms}^{-1}$. O fator de escala L é da ordem de grandeza do raio equatorial de deformação de Rossby ($L_R = (S_0 / \beta^2)^{1/4}$) e é considerada igual a 10^6 m , correspondendo à distância que vai do equador ao ponto de aquecimento máximo (perto da ZCIT, no Atlântico Norte).

O aquecimento diabático a ser aplicado, que é uma idealização das anomalias TSM quente do norte e fria do sul, será tomado da forma:

$$\dot{q}(x,y,p) = Q(p) X(x) Y(y) \quad (5)$$

As distribuições de Q, X e Y são apresentadas na Figura 6. A função Q (p) corresponde a um aquecimento verticalmente distribuído, associado a uma anomalia TSM efetiva, quente, que causa convecção profunda na vizinhança da ZCIT, A função X (x) dá a extensão leste-oeste do aquecimento no Atlântico, e Y (y) é tomada como positiva e estreita, para o norte do equador, e negativa, mais fraca e mais larga, para o sul do equador. A forma funcional de X (x) é tomada como $e^{-x^2/2}$ e a de Y (y) como $e^{-y^2/2} \sum_{n=0}^4 a_n H_n(y)$, onde as constantes a_n são dadas na Figura 6, e $H_i(y)$ é um polinômio de Hermite de ordem i.

As condições de contorno exigem que os movimentos sejam confinados equatorialmente (i.e. as soluções decaem para grande |y| e são limitadas nas direções leste-oeste). Na vertical, o fluxo de massa na superfície da Terra (suposta plana) e no topo da atmosfera é zero. Assim, considera-se $\hat{\omega} = 0$ no topo e na base da atmosfera.

De (1) a (4) pode-se formar uma equação para v (a equação da vorticidade).

$$\varepsilon \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \varepsilon \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial v}{\partial x} = \left(\varepsilon \frac{\partial}{\partial y} - y \frac{\partial}{\partial x} \right) \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{p}{S(p)} \dot{q} \right) \quad (6)$$

Pode-se ver que a solução de (6) fica completamente determinada pela distribuição do aquecimento e pelas condições de contorno de v. Com o aquecimento dado por (5), v admite soluções de forma:

$$v(x, y, p) = A(p) V(y, x) \quad (7)$$

Então, (6) e (7) dão

$$A(p) = - \frac{d}{dp} \left(\frac{p}{S(p)} Q(p) \right) \quad (8)$$

$$\varepsilon \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \varepsilon \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial V}{\partial x} = - \varepsilon X \frac{dY}{dy} + yY \frac{dX}{dx} \quad (9)$$

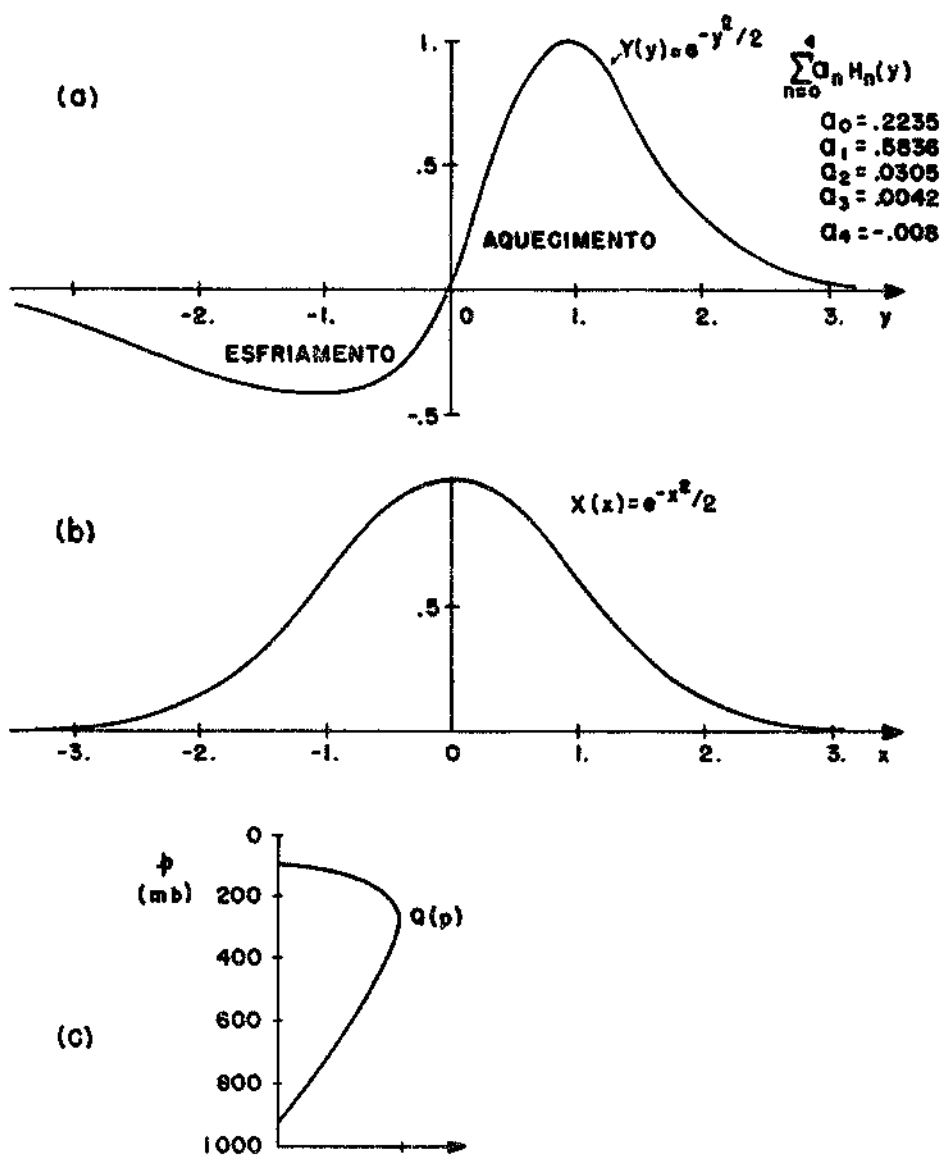


Fig. 6 - Estruturas horizontal $X(x)$ e $Y(y)$ e vertical $Q(p)$ da função de aquecimento prescrita no modelo analítico.

Encontra-se a solução de (9) através da expansão de V em uma série de funções de Hermite, que obedecem às condições de contorno $V \rightarrow 0$ e $|y| \rightarrow \infty$.

Então,

$$V(x,y) = \sum_{n=0}^{\infty} V_n(x) \psi_n(y) \quad (10)$$

onde $\psi_n = e^{-y^2/2} H_n(y)$ é a função de Hermite de ordem n , tal que

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi_n \psi_m dy = \sqrt{2} 2^m m! \delta_{nm} \quad (11)$$

e

$$\frac{d^2 \psi_n}{dy^2} = n(n-1) \psi_{n-2} - (n + \frac{1}{2}) \psi_n + \frac{1}{4} \psi_{n+2} \quad (12)$$

Nota: se forem incluídas a variação no tempo e uma advecção zonal básica constante nas equações (1) a (4), chega-se a:

$$E \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + E \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial v}{\partial x} + \Lambda (E^2 + y^2) \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{pv}{S} \right) = (E \frac{\partial}{\partial y} - y \frac{\partial}{\partial x}) \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{p \dot{q}}{S} \right) \quad (17)$$

onde

$$\Lambda \equiv \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x}, \quad E \equiv \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + \epsilon \quad \text{e } U \text{ e } t \text{ são a velocidade zonal}$$

de advecção e o tempo, que se tornaram adimensionais pela divisão por (βL^2) e (βL) , respectivamente.

A estrutura vertical da solução não vai simplesmente se separar, como em (8); mas, ao tomar soluções da forma $v(x,y,p,t) = \text{Re} \sum_{\kappa} \sum_n e^{i(\kappa x - \omega t)} V_n(y) A_n(p)$ (Eiñdzen, 1967; Pedlosky, 1979), será necessário resolver um problema de autovalor/autofunção para separar as estruturas vertical e horizontal do problema de forçamento.

A equação (9) então se torna:

$$\begin{aligned} \epsilon \frac{d^2 V_n}{dx^2} + \frac{dV_n}{dx} + \frac{\epsilon}{4} V_{n-2} - \epsilon(n+\frac{1}{2}) V_n + \epsilon(n+1)(n+2) V_{n+2} = \\ = \epsilon X F_n - \frac{dX}{dx} G_n \end{aligned} \quad (13)$$

com

$$\begin{aligned} F_n &= \left[\int_{-\infty}^{\infty} \psi_n \frac{dy}{dy} dy \right] \div (\pi^{\frac{1}{2}} 2^n n!) \\ G_n &= \left[\int_{-\infty}^{\infty} y Y \psi_n dy \right] \div (\pi^{\frac{1}{2}} 2^n n!) \end{aligned} \quad (14)$$

fazendo-se uma transformação de Fourier em (13), tomando-se

$$\tilde{V}_n(\kappa) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} V_n e^{-i\kappa x} dx,$$

obtêm-se:

$$\begin{aligned} \frac{\epsilon}{4} \tilde{V}_{n-2} + \left[-\epsilon(n+\frac{1}{2}) - \epsilon\kappa^2 + i\kappa \right] \tilde{V}_n + \epsilon(n+1)(n+2) \tilde{V}_{n+2} = \\ = \epsilon X(\kappa) F_n - D(\kappa) G_n = \Theta_n(\kappa) \end{aligned} \quad (15)$$

onde

$$\begin{aligned} X(\kappa) &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} X(x) e^{-i\kappa x} dx \\ D(\kappa) &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{dX}{dx} e^{-i\kappa x} dx \end{aligned} \quad (16)$$

O sistema de equações (15) se separa em duas simetrias e pode ser escrito, para $n = 0, 2, 4 \dots$, como:

$$\begin{pmatrix} \epsilon \left(-\frac{1}{2} - \kappa^2 + i\kappa/\epsilon \right) & \epsilon (1.2) & 0 & & & \\ \epsilon \left(\frac{1}{4} \right) & \epsilon \left(-\frac{5}{2} - \kappa^2 + i\kappa/\epsilon \right) & \epsilon (3.4) & 0 & & \\ 0 & \epsilon \left(\frac{1}{4} \right) & \epsilon \left(-\frac{9}{2} - \kappa^2 + i\kappa/\epsilon \right) & & & \\ \cdot & & & & & \\ \cdot & & & & & \\ \cdot & 0 & \epsilon \left(\frac{1}{4} \right) & & & \\ \cdot & \cdot & & & & \\ \cdot & \cdot & & & & \\ \cdot & \cdot & 0 & & & \\ \cdot & \cdot & \cdot & & & \\ \cdot & \cdot & \cdot & & & \\ \cdot & \cdot & \cdot & & & \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \tilde{V}_0 \\ \tilde{V}_2 \\ \tilde{V}_4 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \theta_0 \\ \theta_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \end{pmatrix} \quad (17)$$

e para $n = 1, 3, 5, \dots$

$$\begin{pmatrix} \epsilon \left(-\frac{3}{2} - \kappa^2 + i\kappa/\epsilon \right) & \epsilon (2.3) & 0 & \dots & & \\ \epsilon \left(\frac{1}{4} \right) & \epsilon \left(-\frac{7}{2} - \kappa^2 + i\kappa/\epsilon \right) & \epsilon (4.5) & 0 & & \\ 0 & \epsilon \left(\frac{1}{4} \right) & & & & \\ \cdot & & & & & \\ \cdot & 0 & & & & \\ \cdot & \cdot & & & & \\ \cdot & \cdot & & & & \\ \cdot & \cdot & & & & \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \tilde{V}_1 \\ \tilde{V}_3 \\ \tilde{V}_5 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \theta_1 \\ \theta_3 \\ \theta_5 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \end{pmatrix} \quad (18)$$

Os dois sistemas matriciais tridiagonais, (17) e (18), são resolvidos pelo método de fatoração matricial, para cada valor de κ . Os termos da série (10) convergem, como $(1/n)$, para grandes valores de n .

Depois de resolvidas as expressões (17) e (18), a solução é transformada para o espaço x por:

$$V_n(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{V}_n(\kappa) e^{i\kappa x} dx,$$

expressão que é calculada, por integração de Hermite, pela fórmula dos 20 pontos (Abramowitz e Stegun, 1965).

Conhecido v , calcula-se u a partir da fórmula (3), e usa-se a fórmula (2) para obter a perturbação do geopotencial, ϕ . A "velocidade vertical", ω , é dada diretamente por (4).

A circulação ao longo do meridiano é calculada pela integração de (3) e (4) com relação a x , o que resulta em:

$$\frac{\partial}{\partial p} [\omega] - \frac{\partial}{\partial y} [v] = [X(x)] Y(y) A(p); [(\)] \equiv \int_{-\infty}^{\infty} (\) dx$$

Analogamente, a circulação leste-oeste é calculada pela integração relativa a y , o que resulta em:

$$\frac{\partial}{\partial p} \{ \omega \} = - \frac{\partial}{\partial x} \{ u \} = X(x) \{ Y(y) \} A(p); \{ (\) \} \equiv \int_{-\infty}^{\infty} (\) dy$$

Dessa maneira, constata-se que apenas as funções de Hermite, de ordem par, contribuem para a circulação leste-oeste.

Resultado do Estudo Analítico

A Figura 7 mostra, para $\epsilon = 0,1$ (tempo de dissipação de 10 dias), a circulação estabelecida nos níveis inferiores em resposta à distribuição horizontal do aquecimento apresentado na Figura 6. A circulação ao longo do meridiano (não mostrada), com movimento ascendente máximo, ocorre para o lado norte, onde o aquecimento é máximo (perto da região da ZCIT) e tem um movimento descendente mais largo para o sul. A Figura 8 mostra a vorticidade nos níveis inferiores, que é

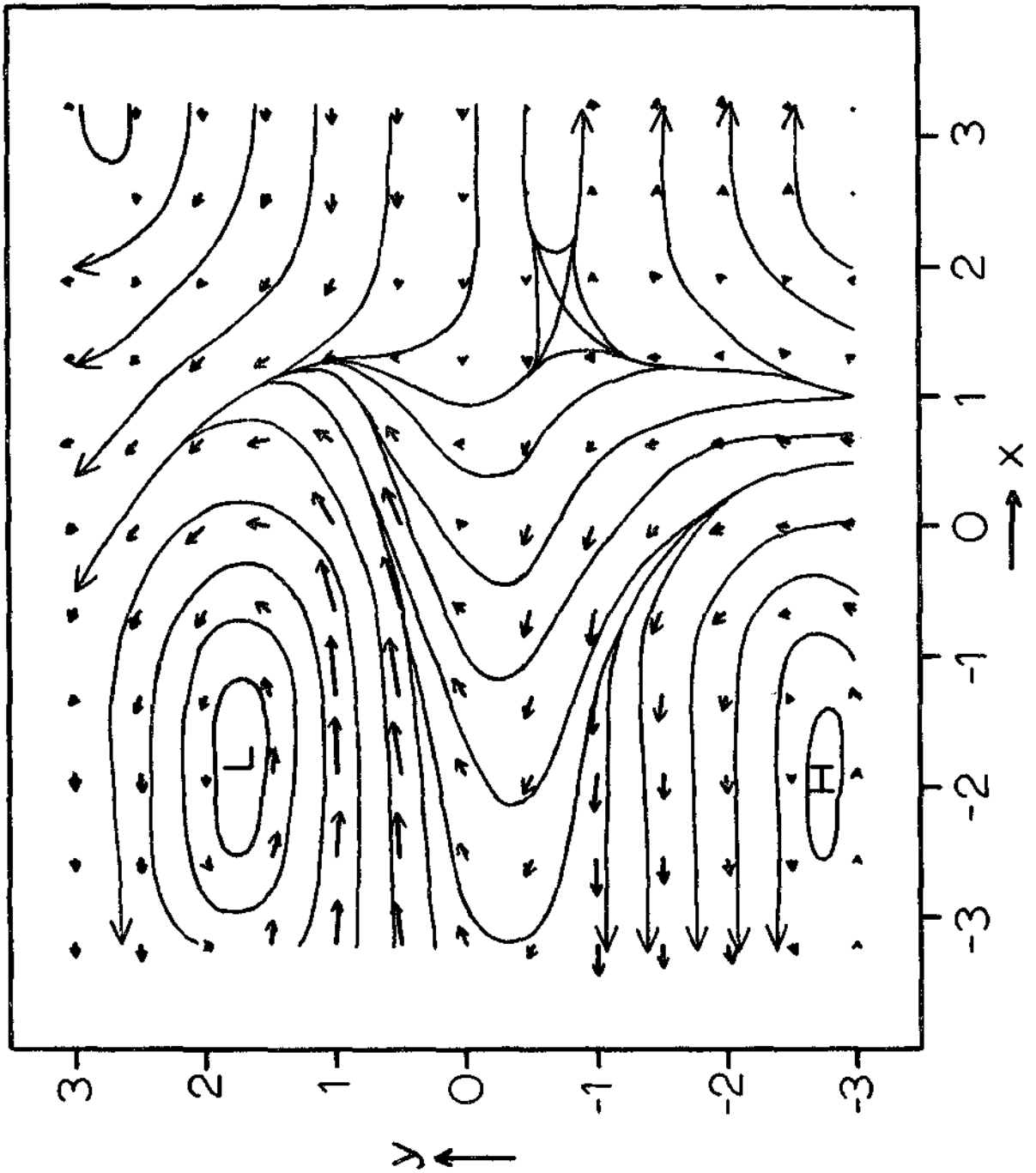


Fig. 7 - Distribuição horizontal do vento nos baixos níveis obtida do modelo analítico, em resposta ao aquecimento diferencial prescrito na Figura 6.

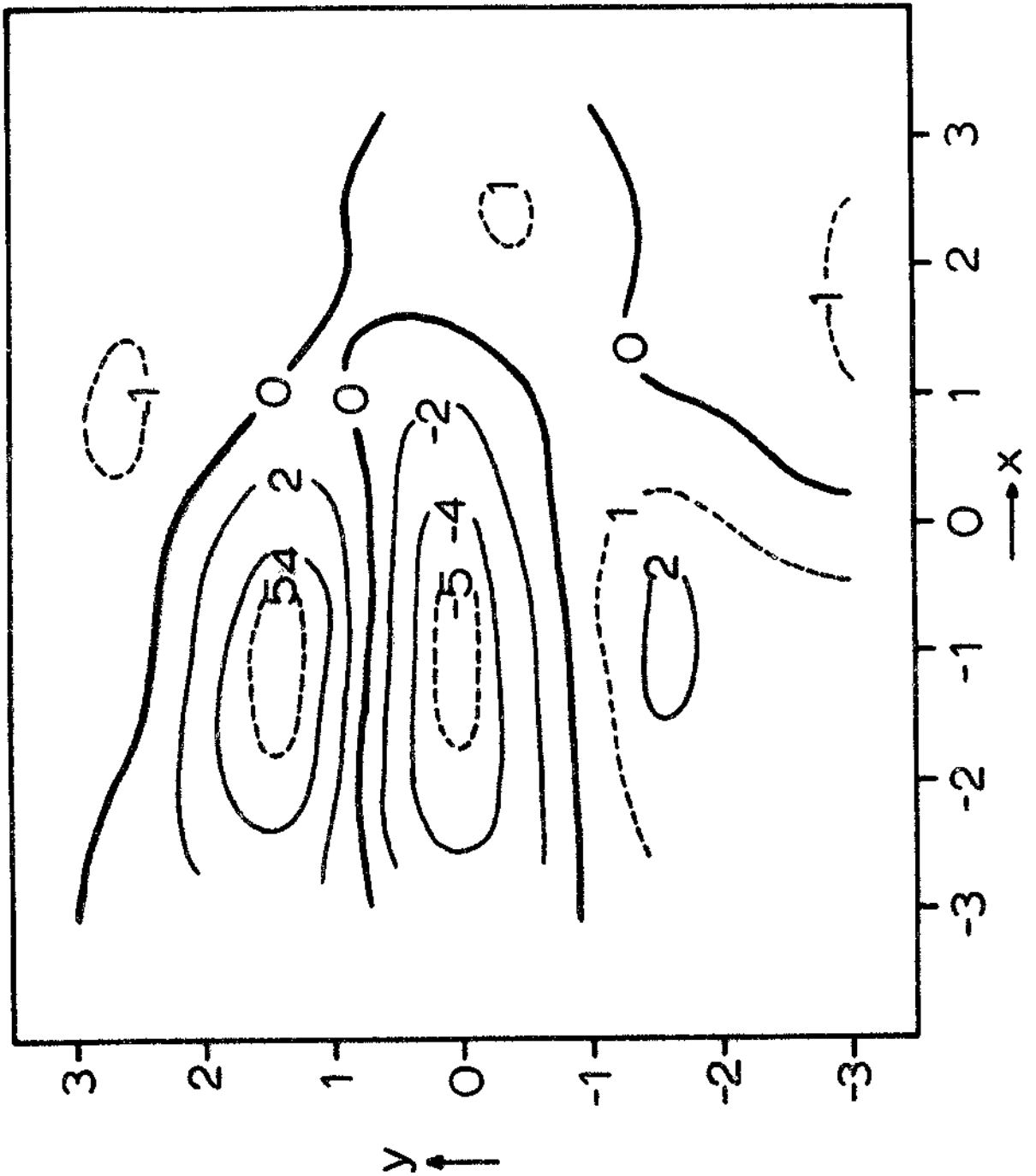


Fig. 8 - Distribuição da vorticidade relativa do campo de vento apresentado na Figura 7.

ciclônica ao norte e anticiclônica na região equatorial sul, voltando a ser ciclônica ao sul, porém deslocada para oeste com relação às localizações máximas de ascensão e descensão. Estes resultados estão em boa concordância com algumas classes de movimentos descritos por Gill (1980) e com os cálculos numéricos de Webster (1972).

Os resultados deste estudo analítico simples elucidam um possível mecanismo da ocorrência de secas no Nordeste do Brasil. Tal mecanismo é, essencialmente, o estabelecimento de uma fonte anômala de calor, do tipo dipolo, com a parte quente ao norte e a parte fria ao sul, o qual pode ser causado pelas anomalias quentes de TSM no Atlântico tropical norte e fria no Atlântico Sul. A vortacidade anticiclônica nos níveis baixos, ao sul do equador, provoca nesses níveis baixos a divergência do fluxo de umidade e diminui a pluviosidade no Nordeste do Brasil.

4. UM EXPERIMENTO NUMÉRICO

Fizeram-se vários experimentos numéricos para testar a sensibilidade do modelo GLAS de circulação geral a anomalias preestabelecidas de TSM no Atlântico Tropical. Nesta seção apresentam-se os resultados de um desses experimentos e, na próxima, descrever-se-ão de maneira breve os resultados de outros.

O Modelo GLAS

O modelo de circulação geral usado neste estudo é uma versão aperfeiçoada do modelo GLAS, original, descrito por Halem et al. (1978). Os principais melhoramentos que levaram a uma simulação mais realista das circulações de inverno e de verão dizem respeito a um melhor tratamento dos fluxos de calor e umidade na superfície, e a uma melhor definição das condições de contorno da temperatura da superfície marítima e do gelo no mar.

É um modelo global, com 9 níveis de coordenadas sigma na vertical, entre a superfície da Terra e 65 mb, e que dá uma resolu

ção relativamente boa da distribuição dos oceanos, continentes e grandes cadeias de montanhas. A resolução horizontal é de 40 em latitude e 50 em longitude. Entre as latitudes de 660 e 780 o comprimento longitudinal da malha, medido ao longo de um paralelo de latitude, muda para 100, passando para 200 de extensão longitudinal entre 820 e 900. A média climatológica mensal da temperatura da superfície do mar e do gelo no mar é estipulada para cada ponto do oceano e muda para cada dia. A área e espessura da cobertura de neve são estipuladas de início, mas o modelo determina seus próprios valores de cobertura de neve no decorrer da integração. As trocas de calor na superfície têm lugar através de fluxos de calor sensível e de calor latente, que dependem do vento na superfície e da estabilidade térmica e gradientes verticais de temperatura e umidade. O modelo contém a precipitação devido a nuvens supersaturadas e à convecção úmida baixa, média e alta. Ele permite a evaporação da chuva que cai através de uma camada de ar seco.

O cálculo da radiação de onda longa é feito a cada 2 horas e o da radiação de onda curta a cada meia hora. As nuvens geradas dinamicamente variam continuamente no espaço e no tempo e afetam os fluxos de radiação em ondas curtas e longas. As condições iniciais da umidade do solo são determinadas a partir da umidade inicial observada perto da superfície, e a evolução futura da umidade do solo é determinada por um modelo simples da hidrologia terrestre, que leva em conta chuvas, evaporação e escoamento da água em cada ponto da grade terrestre.

Shukla et al. (1981) examinaram as simulações feitas com este modelo, que simula, de maneira realista, as distribuições de precipitação e de pressão ao nível do mar para todo o globo. A variância da onda estacionária simulada pelo modelo aperfeiçoado é muito melhor do que as versões anteriores e apresenta excelente concordância com a variância da onda estacionária climatológica observada. A estrutura e grandezas da escala ciclônica simulada também apresentam uma boa concordância. As ondas planetárias de baixa frequência não são bem simuladas. As simulações das variâncias e covariâncias da quantidade de movimento, calor e umidade só puderam ser comparadas com observa

ções climatológicas do hemisfério norte porque ainda não se compilou uma climatologia confiável das variâncias, covariâncias e sua variabilidade interanual para o hemisfério sul. A simulação dos campos médios no hemisfério sul também está bastante razoável. Deve-se ressaltar a seguinte pressuposição básica dos experimentos de sensibilidade dos modelos de circulação geral: embora o modelo possa não ser perfeito na reprodução do clima médio, pode fornecer estimativas realistas das perturbações desse clima, causadas por um forçamento externo determinado. Por exemplo, a precipitação média no Nordeste do Brasil fornecida pela simulação média é maior do que a precipitação observada. Isto pode ser devido aos baixos valores de albedo superficial do Nordeste, introduzidos na simulação média. Isto não invalida o modelo para o teste de sua sensibilidade às mudanças, que nele forem introduzidas, de temperatura da superfície do mar porque as simulações com as anomalias de TSM também conterão os mesmos albedos e outras condições de contorno da simulação média.

O Experimento

O modelo foi primeiramente integrado com a temperatura climatológica da superfície do mar para um período de 90 dias. A Figura 9 apresenta a temperatura média da superfície do mar em janeiro, no Atlântico. As condições iniciais foram obtidas a partir das observações de 1º de janeiro de 1975. Em seguida a anomalia de TSM apresentada na Figura 9b foi superposta à temperatura climatológica da superfície do mar, com a anomalia de TSM admitida constante por 90 dias. Partindo de condições iniciais idênticas às da primeira rodada, o modelo foi novamente integrado pelo período de 90 dias. Estas duas integrações denominam-se "rodada de controle" e "rodada de anomalia", respectivamente. Verificou-se que, após 60 dias as diferenças entre as duas rodadas tornavam-se muito grandes, especialmente nas regiões polares. Ainda não se investigou a estrutura e o mecanismo da resposta depois de 60 dias. No presente trabalho fez-se a análise dos resultados dos primeiros 60 dias, considerado um intervalo de integração adequado para testar a sensibilidade das anomalias tropicais de TSM.

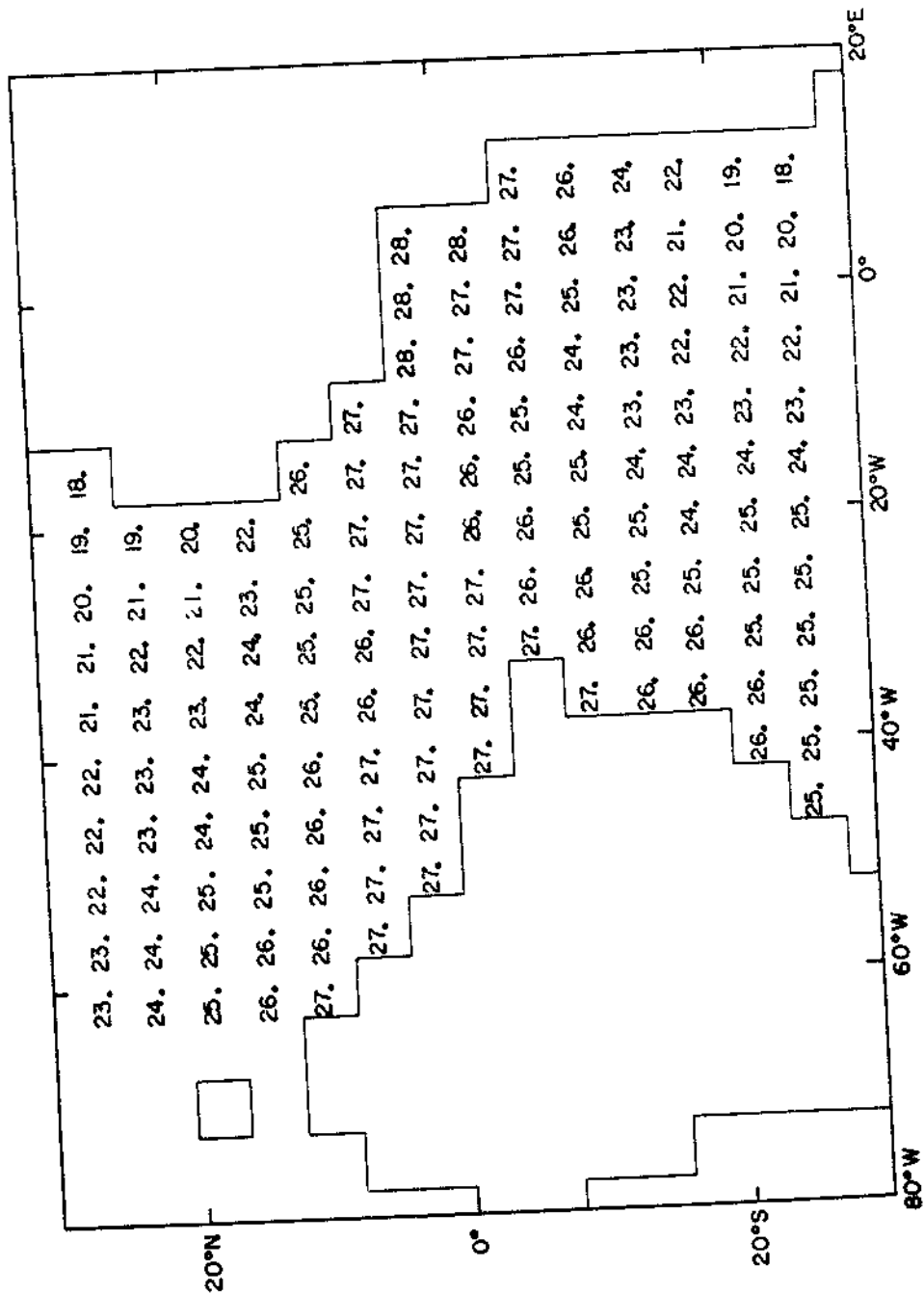
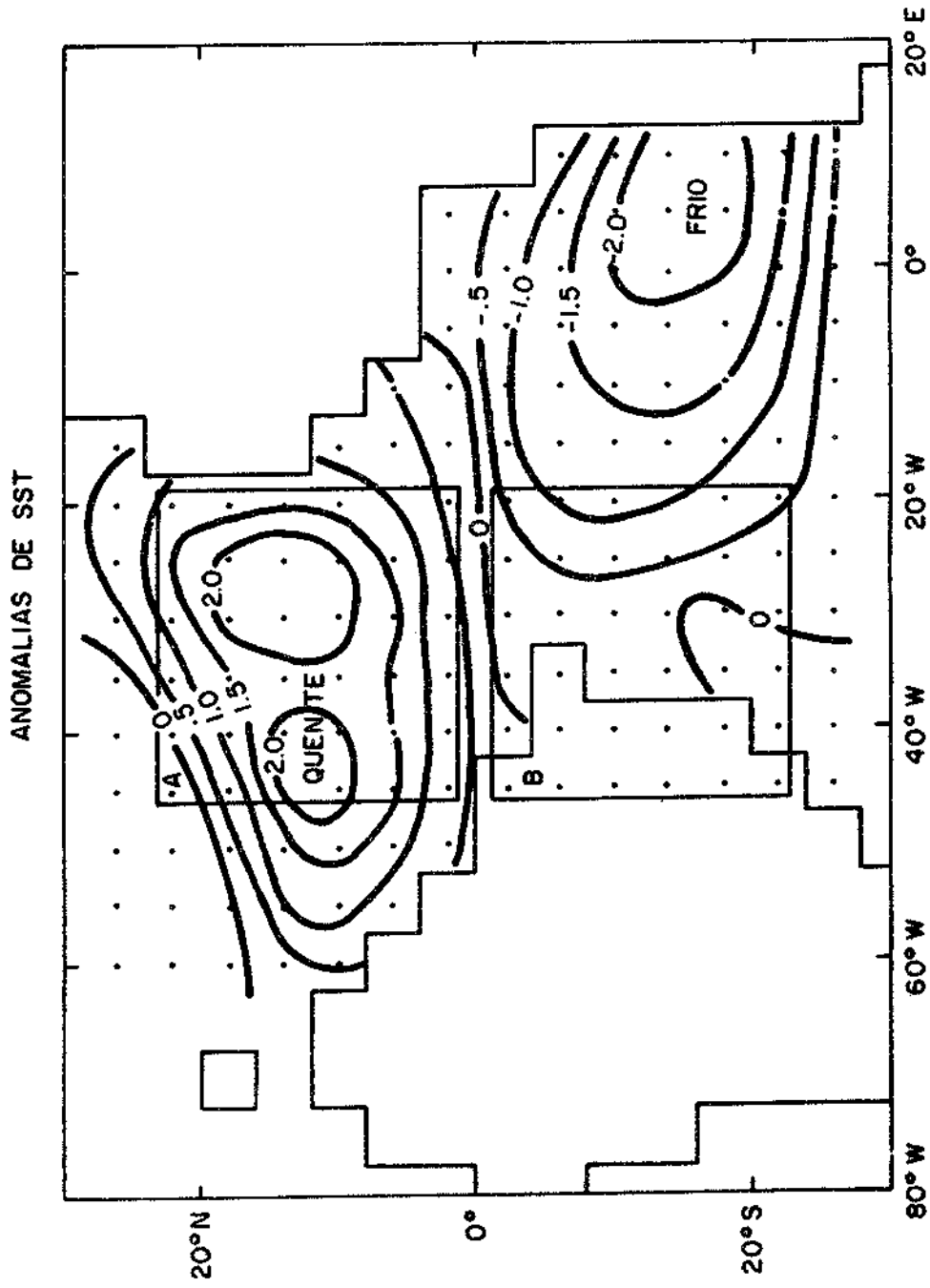


Fig. 9a - Temperatura da superfície do mar (°C) para janeiro, utilizada no experimento controle.



A e B = áreas de controle

Fig. 9b - Anomalia de temperatura da superfície do mar (OC) para o experimento anômalo.

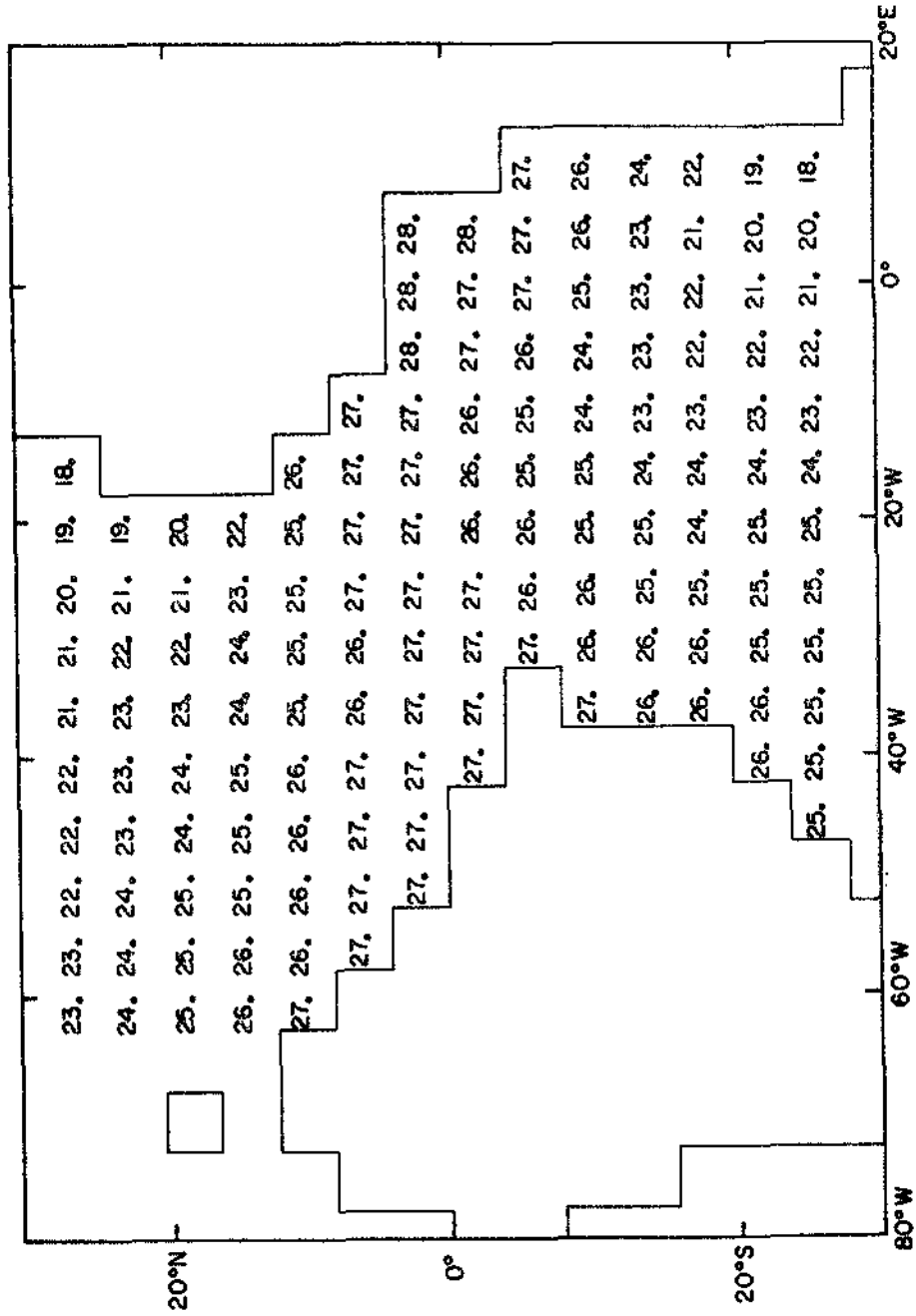


Fig. 9a - Temperatura da superfície do mar (°C) para janeiro, utilizada no experimento controle.

Teria sido mais apropriado integrar as equações do modelo a partir das condições iniciais de março. Entretanto, como havia interesse principalmente nas diferenças entre a rodada de controle e a anomalia, as rodadas feitas foram consideradas adequadas para darem a resposta do modelo às anomalias de TSM nele introduzidas. É razoável admitir que o modelo de integração, após 30 dias, "esquece" quase completamente as condições iniciais. De mais a mais, uma integração de 90 dias (a corrida de controle) já estava disponível e havia necessidade de fazer apenas a corrida de anomalia por 90 dias.

Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar

As anomalias da temperatura da superfície do mar nas baixas latitudes são consideradas um dos mais importantes forçamentos causadores da variabilidade interanual das médias mensais (Charney e Shukla, 1980). Devido à relação altamente não-linear entre a temperatura e a pressão de vapor na saturação, pequenas anomalias de TSM alteram substancialmente a evaporação e a convecção úmida. O vento térmico anômalo é também relativamente mais forte nos trópicos. Experimentos numéricos anteriores têm mostrado respostas significativas da circulação das monções às anomalias de TSM do mar da Arábia (Shukla, 1975), e grandes respostas locais e de latitudes médias às anomalias de TSM em outras partes dos trópicos (Rowntree, 1976; Julian e Chervin, 1978).

No presente estudo examina-se a resposta do modelo GLAS às anomalias de TSM no Atlântico tropical. O padrão de anomalia TSM foi escolhido para corresponder ao complexo padrão de anomalia TSM dado por Hastenrath e Heller (1977), para a situação de seca no Nordeste do Brasil. A Figura 9b mostra a anomalia de TSM usada no experimento numérico. As magnitudes das anomalias foram escolhidas para serem comparáveis com os valores máximos observados durante o período de 25 anos. A diferença entre os valores da anomalia de TSM e da anomalia observada é da ordem de um desvio médio padrão das anomalias. Anomalias de TSM levemente maiores são impostas ao modelo experimental para preservar as características gerais da resposta forçada que possam se distinguir da variabilidade do modelo. Devido a limitações de tempo do

computador, o intervalo das integrações limitou-se a menos de 90 dias. Espera-se que uma integração limitada como essa também possa sugerir a resposta do modelo com as anomalias de TSM exageradas, e manter a natureza das respostas, mesmo para anomalias menores.

Resultados dos Experimentos Numéricos

Examinaram-se as características suavizadas ao longo do tempo e as características transitórias da resposta à anomalia de TSM estipulada. Abaixo apresentam-se as diferenças entre a rodada de anomalia e a rodada de controle para a pressão ao nível do mar, altura geopotencial, pluviosidade, campo de ventos, evaporação, convergência do fluxo de umidade integrado verticalmente e circulação ao longo do meridiano. Aprecia-se a estrutura global da resposta e apresentam-se somente os campos globais considerados relevantes para esta análise e interpretação, mas enfatiza-se e apresenta-se, principalmente, a estrutura da resposta numa região limitada na região do Atlântico tropical.

Pluviosidade

A Figura 10 mostra a série temporal das médias móveis de 15 dias de chuvas diárias nas áreas A e B (mostradas na Figura 9) para as rodadas de controle e da anomalia. Embora a resolução espacial não seja adequada para mostrar os fenômenos de pequena escala, a variabilidade do modelo mostra uma estrutura espacialmente não-homogênea; em consequência, é necessário fazer a média das chuvas diárias numa área espacial suficientemente grande. A área B contém o Nordeste do Brasil e a área oceânica vizinha com a anomalia de TSM mais fria. A área A inclui a região da anomalia de TSM quente. A chuva sobre a área A aumenta devido à anomalia de TSM quente e ao deslocamento da ZCIT, da área B na rodada de controle para a área A na rodada da anomalia. Na rodada da anomalia a pluviosidade média na área A permanece maior do que a da rodada de controle durante todos os 90 dias. Nas rodadas de controle e da anomalia, a pluviosidade é comparável nos primeiros 10 dias; entretanto, nos dias 20 a 60, a rodada da anomalia tem menos chuva

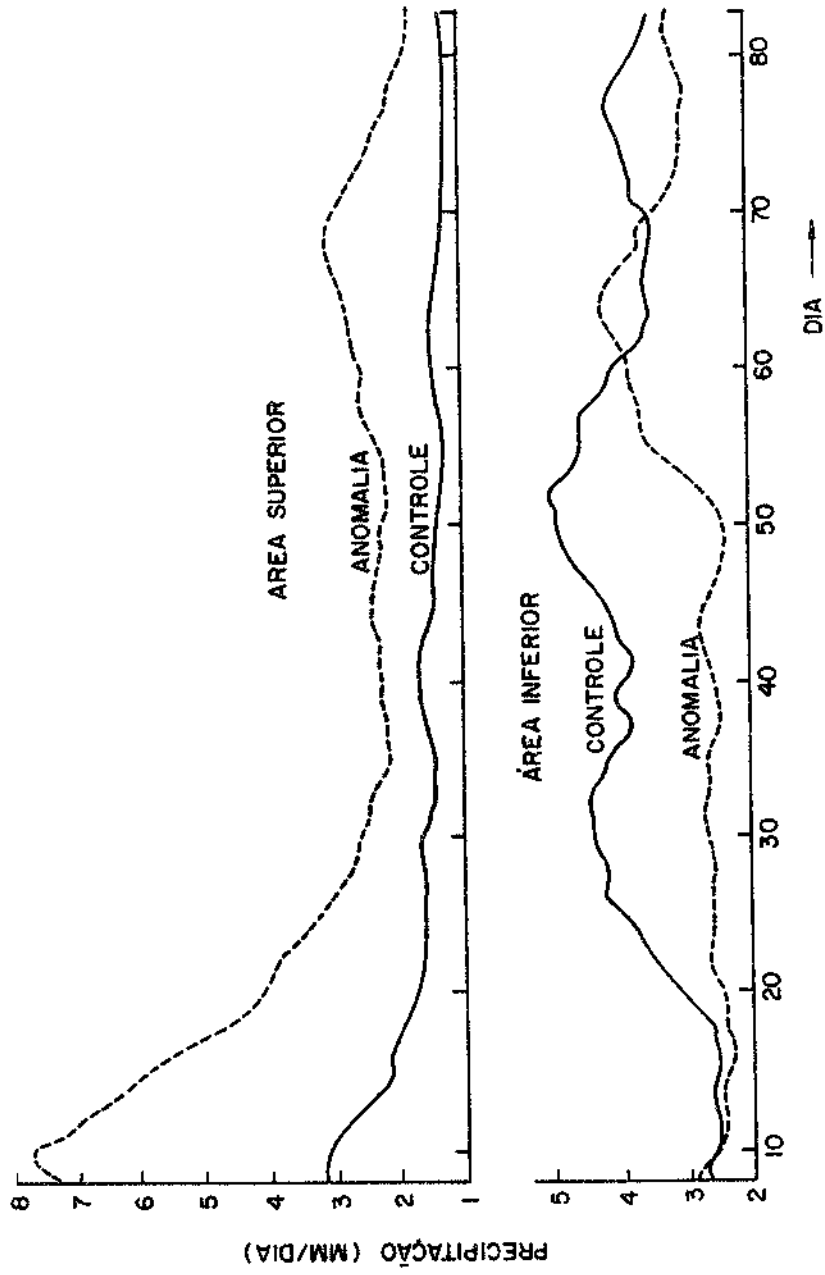


Fig. 10 - Média móvel de 15 dias da precipitação (mm/dia) para a área superior de controle (área A) e área inferior de controle (área B)

do que a rodada de controle, Embora a pluviosidade média de 60 ou de 90 dias seja menor na área B para a rodada da anomalia do que para a rodada de controle, a diferença não é sistemática após 60 dias. Ajustes internos do modelo tornam as duas séries de chuvas indistinguíveis durante os dias 60 a 90. Não se examinou como a dinâmica interna afetada pela anomalia de TSM afeta, por sua vez, a pluviosidade nas regiões de interesse. Entretanto, os resultados mostram claramente que - nos primeiros 60 dias são consideradas adequadas para detectar a influência das anomalias tropicais de TSM (Washington e Chervin, 1980).

Examinaram-se também as séries diárias de tempo dos outros campos dinâmicos, buscando-se explicações para as grandes flutuações de pluviosidade entre os dias 60 e 90. A Figura 11 mostra a série diária de tempo das médias, por zonas, das diferenças de pressão ao nível do mar, entre as rodadas de controle e de anomalia. As diferenças excedem 30 mb nas regiões polares do norte e 15 mb nas regiões polares do sul. Um cálculo semelhante, só para as diferenças encontradas entre as longitudes de 60°W e 100°E, mostram valores similarmente grandes sobre partes maiores das regiões polares. Por se tratar de médias das diferenças, e não de desvios médios padrão das diferenças, esses valores são grandes e sugerem uma possível manifestação de resposta em escala global. No presente estudo, não se investiga a estrutura da resposta dinâmica depois de 60 dias e confina-se esta análise às médias temporais dos primeiros 60 dias. Para o cálculo das funções de correlação do atraso da pluviosidade diária, usa-se a série temporal dos 90 dias.

Segundo Leith (1973) e Shukla (1975), calcula-se os valores de σ_T^2 , que é uma medida do erro da estimativa da média do tempo, para o período T (=30 dias).

$$\sigma_T^2 = \frac{2 \sigma^2}{T} \int_0^T \left(1 - \frac{\tau}{T}\right) R(\tau) d\tau ,$$

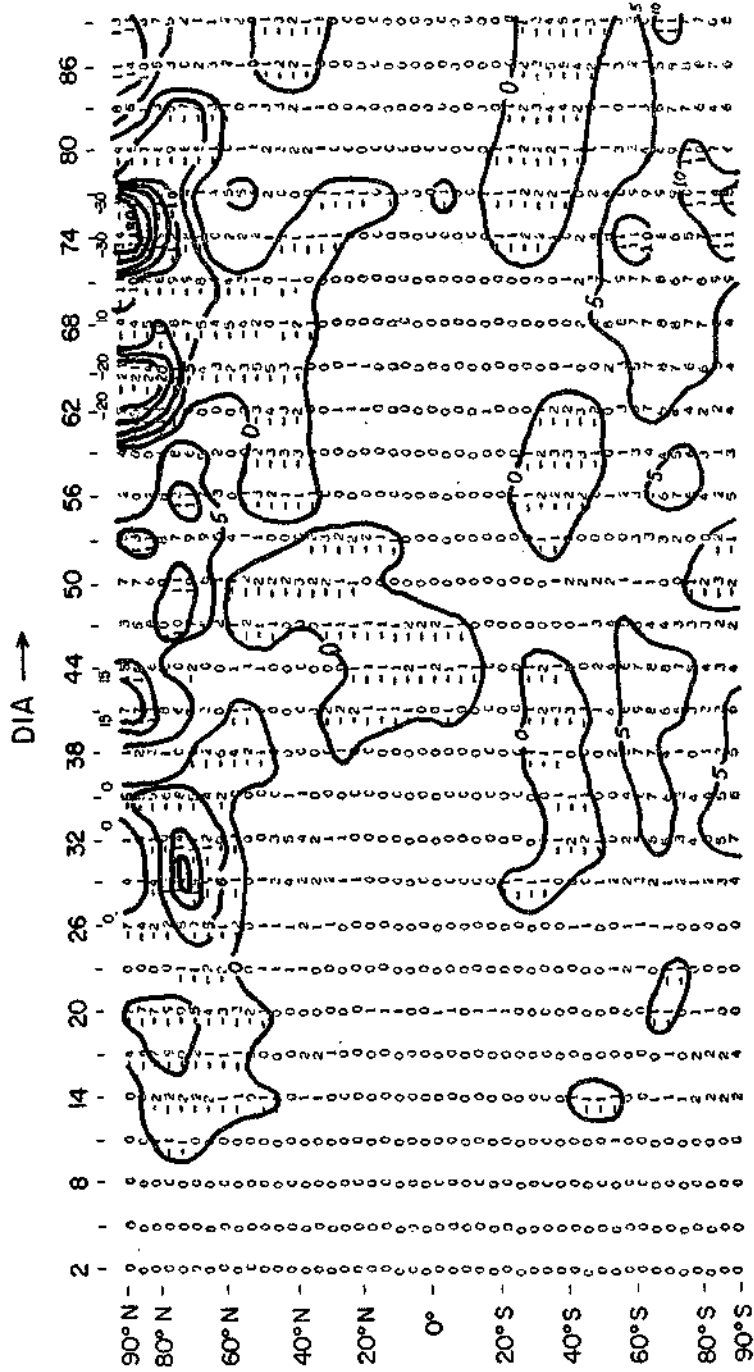


Fig. 11 - Seção latitude x tempo das diferenças entre as pressões ao nível do mar (mb) do experimento anômalo e do experimento controle.

onde σ^2 é o desvio médio padrão dos valores diários da pluviosidade. Para calcular a função de correlação de atraso, $R(\tau)$, usa-se a estimativa positiva definida a partir da função covariância.

$$R(\tau) = \left[\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (x(t+\tau) - \bar{x})(x(t) - \bar{x}) \right] / \left[\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (x(t) - \bar{x})^2 \right]$$

onde x é a pluviosidade diária e $N = 90$.

Primeiramente determina-se a tendência da série temporal de 90 dias de pluviosidade nas áreas A e B, ajustando-se uma parábola. O valor de σ_T encontrado foi 0,13 mm/dia e 0,16 mm/dia para 30 dias de pluviosidade média na TSM quente (área A) e na TSM fria (área B), respectivamente. Esses valores tão pequenos de σ_T são devidos aos valores negativos da função de auto-correlação. Deduziu-se que para a área A, a relação $(\Delta\mu/\sigma_T)$ onde $\Delta\mu$ = diferença de pluviosidade média nas rodadas de anomalia e de controle foi 6 e 7 para 30 dias (dia 31 a dia 60) e 60 dias (dia 31 a dia 90) de pluviosidade média; e -10 e -5 para períodos semelhantes de 30 e 60 dias de pluviosidade média na área B. Se, em vez da parábola, somente a média de 90 dias fosse tirada da série temporal, os valores de σ_T para as áreas A e B passariam a ser 0,45 mm/dia e 0,49 mm/dia, respectivamente. O quociente $(\Delta\mu/\sigma_T)$ foi 1,7 e 2,1 para 30 e 60 dias de pluviosidade média da área A, e 3,3 e 1,8, da área B. Tanto num caso como no outro, o quociente é maior que a unidade. Os resultados sujeitos às limitações da estimativa de σ_T , por serem aproximadas as estimativas de σ^2 e de $R(\tau)$, são considerados significantes.

A Figura 12a mostra as razões, por quociente, das diferenças médias diárias entre as rodadas de anomalia e de controle num intervalo de 60 dias, divididas pelos desvios médios padrões das médias de 60 dias, para 9 rodadas de uma das primeiras versões do modelo (Halem et al., 1978) com idênticas condições de contorno. Idealmente, prefere-se integrar o presente modelo por um período de vários anos, a fim de verificar a sua variabilidade natural face a temperaturas climatologicamente estabelecidas da superfície do mar. Entretanto, devido a limitações dos recursos de computação, não foi possível executar es

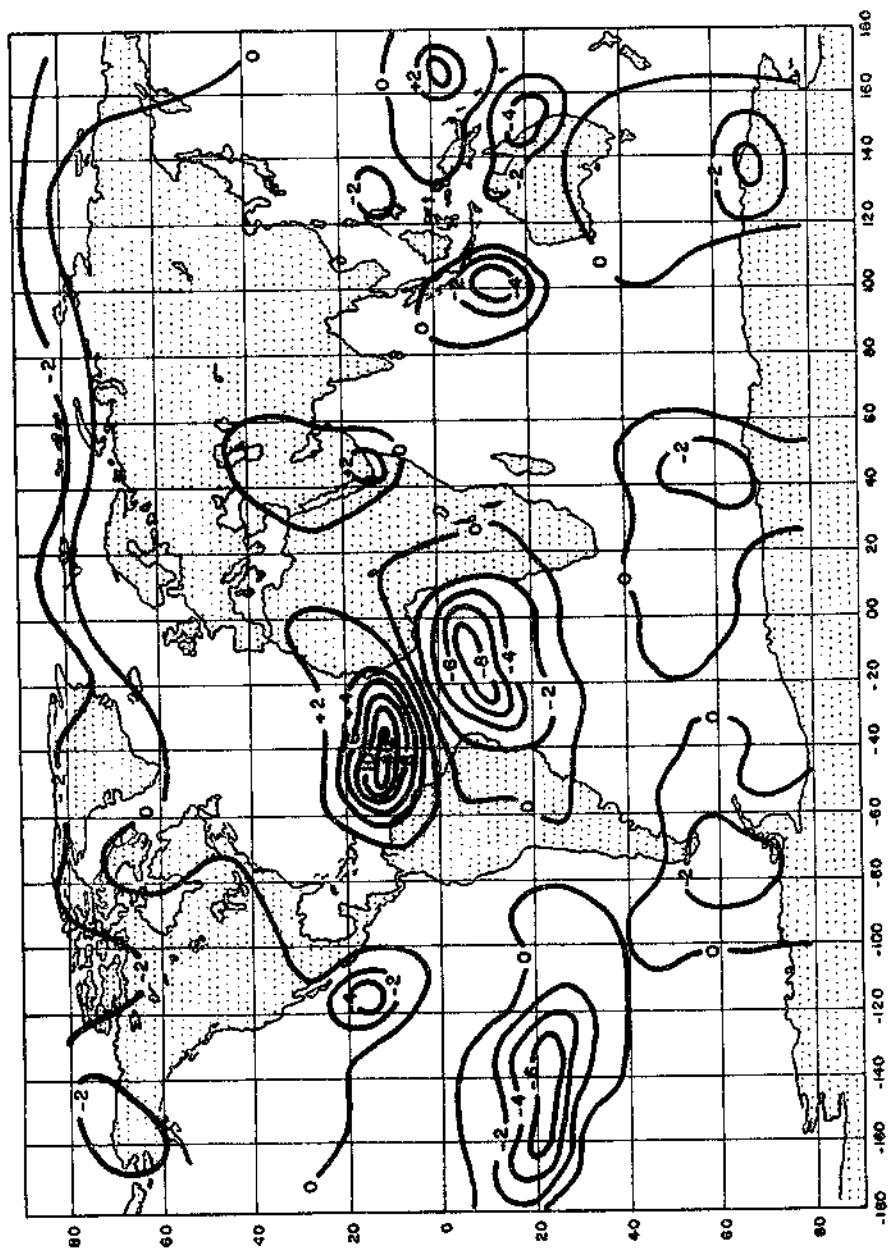


Fig. 12a - Razão entre a média de 60 dias da diferença de precipitação (experimento anômalo menos controle) e desvio padrão de precipitação média de 60 dias para 9 simulações de controle.

sas integrações tão longas. A dinâmica interna do modelo pode produzir diferenças que parecem grandes, mesmo na ausência dos forçamentos in troduzidos no modelo por efeito das anomalias de TSM; isto requereria testes estatísticos rigorosos (porém não necessariamente esclarecedo res) para determinar o nível de significância dos resultados. Esta ob servação é feita porque aqui não se procuram possíveis respostas; contu do, o modelo de circulação geral está sendo usado para verificar a va lidade de um mecanismo sugerido pela análise de observações e resulta dos de um modelo analítico simples.

Verificou-se que os valores máximos da razão por quo ciente ocorrem na região do deslocamento da ZCIT. Como a ZCIT é deslo cada para o norte, os desvios máximos positivos ocorrem nas regiões da ZCIT, na rodada da anomalia, e os desvios máximos negativos ocorrem na região da ZCIT, na rodada de controle. Na análise a seguir analisa-se apenas uma região limitada. Outras regiões menores, com grandes razões por quocientes, também podem ser encontradas, mas o estudo da reali dade física dessas respostas ainda não foi feito.

A Figura 12b mostra as diferenças da pluviosidade média de 60 dias entre as rodadas de anomalia e de controle. As diferenças foram suavizadas por uma filtragem de 5 pontos, exceto ao longo de 20N e 20S, onde não foram calculados valores médios entre uma e outra lati tude. Há um claro aumento de pluviosidade nas anomalias de TSM quentes, ao norte, e uma diminuição de pluviosidade nas anomalias de TSM frias, ao sul. A maior parte da região Nordeste do Brasil mostra uma diminui ção de pluviosidade. Embora a redução máxima de chuvas ocorra nos oceanos adjacentes ao Nordeste do Brasil, as diferenças sobre o continente são suficientemente grandes para apoiar o mecanismo básico proposto. Em bora não haja dados suficientes de observação de chuvas sobre os oceanos para documentar este fenômeno, conclui-se, com base nos resultados numéricos e analíticos aqui representados, que a seca do Nordeste ocorre associada a uma redução das chuvas numa região muito maior, ad jacente ao Nordeste do Brasil. Um aumento das chuvas sobre o norte da América do Sul, em associação com as secas do Nordeste, apresenta-se coerente com os dados de observação colhidos por Hastenrath e Heller (1977). O deslocamento da ZCIT para o norte é visto bem claramente na Figura 12c.

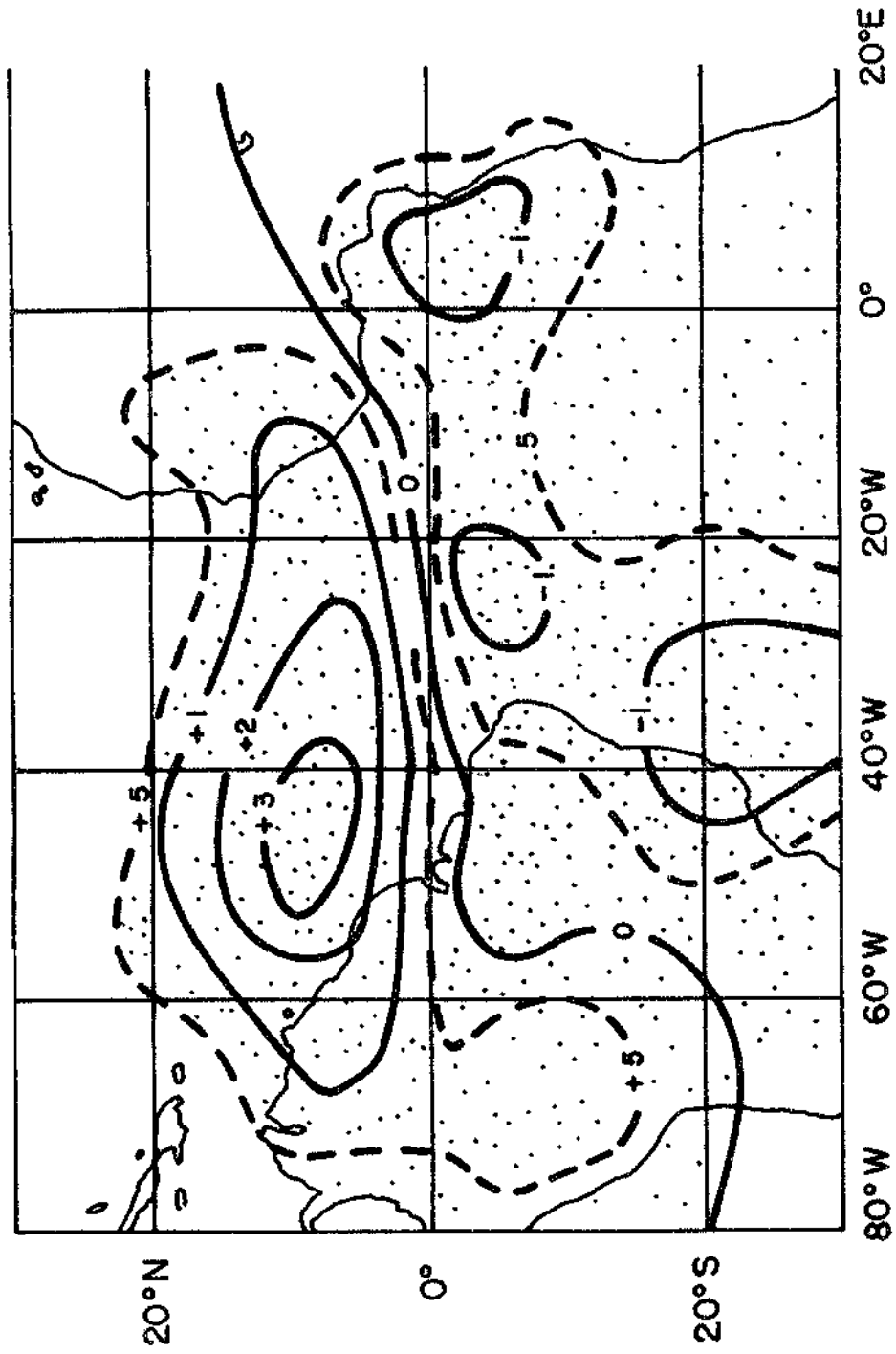


Fig. 12b - Diferença (experimento anômalo menos controle) média de 60 dias de precipitação (mm/dia).

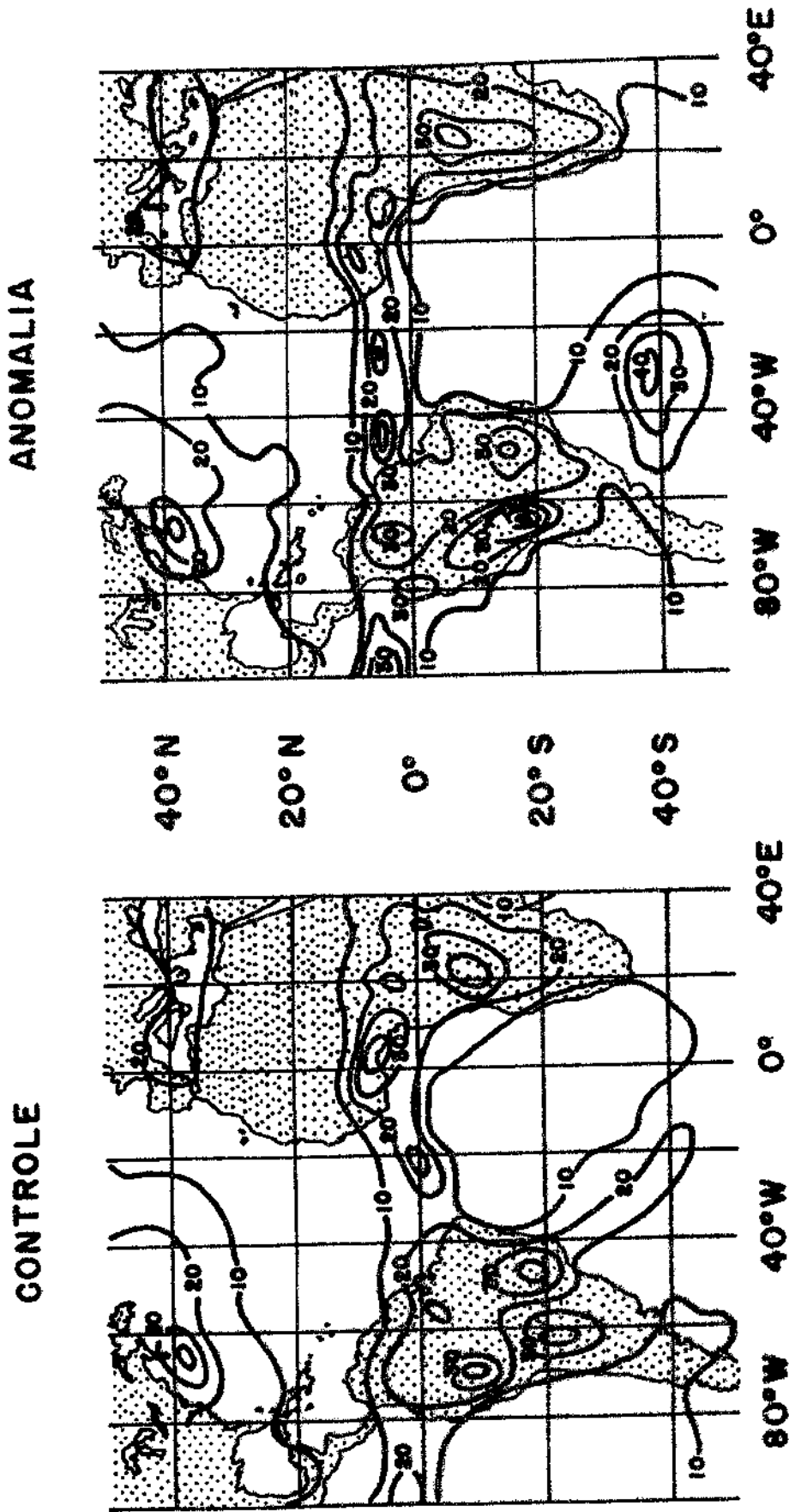


Fig. 12c - Precipitação média mensal (10² mm/hora) para o experimento controle e o anômalo, realçando a intensificação e deslocamento da ZCIT para o norte e o aumento da precipitação mais para o sul.

Evaporação e Convergência do Fluxo de Umidade Integrado Verticalmente

Procura-se esclarecer o mecanismo da redução da pluviosidade no Nordeste examinando-se o balanço de umidade sobre toda a região. As Figuras 13 e 14 dão as diferenças médias de 60 dias, entre a evaporação e a convergência do fluxo de umidade integrado verticalmente. A redução da evaporação no oceano adjacente ao Nordeste é muito pequena. As maiores reduções de evaporação (0,5 - 0,75 mm/dia) ocorrem em torno de 20°S, 50°W; aumentos de evaporação de valores semelhantes ocorrem nas imediações de 15°N, 40°W. Essas áreas coincidem com as das anomalias mais frias e mais quentes de TSM. A redução das chuvas sobre as anomalias mais frias não é tão grande quanto a de evaporação porque, devido às mudanças na circulação (deslocamento da alta subtropical para o norte), a redução é, em sua maior parte, compensada pelo aumento da convergência do fluxo de umidade integrado verticalmente. Uma semelhança evidente entre os padrões das diferenças da convergências do fluxo de umidade integrado verticalmente, e as das diferenças de pluviosidade indica que a maior parte da redução das chuvas sobre o Nordeste do Brasil e oceanos adjacentes é controlada dinamicamente. Um deslocamento da ZCIT para o norte do equador e um movimento descendente ao sul do equador causam diminuição na convergência do fluxo de umidade e uma redução nas chuvas. O aumento máximo da convergência do fluxo de umidade integrado verticalmente, no paralelo de 10°N, está associado com uma convergência nos níveis baixos da anomalia quente da TSM e com o deslocamento, para o norte, do anticiclone subtropical do Atlântico Norte, que também dá lugar a menor convergência do fluxo de umidade ainda mais para o norte.

Circulação ao Longo dos Meridianos

A Figura 15 apresenta as diferenças da média dos primeiros 60 dias da circulação, ao longo dos meridianos, entre as longitudes de 50°W e 5°W. A circulação anômala no meridiano mostra um ramo ascendente, com movimento vertical máximo entre 5° e 10°N, e um ramo descendente ao sul do equador. Este movimento descendente sobre a região Nordeste do Brasil é um dos mais importantes fatores da seca. Não

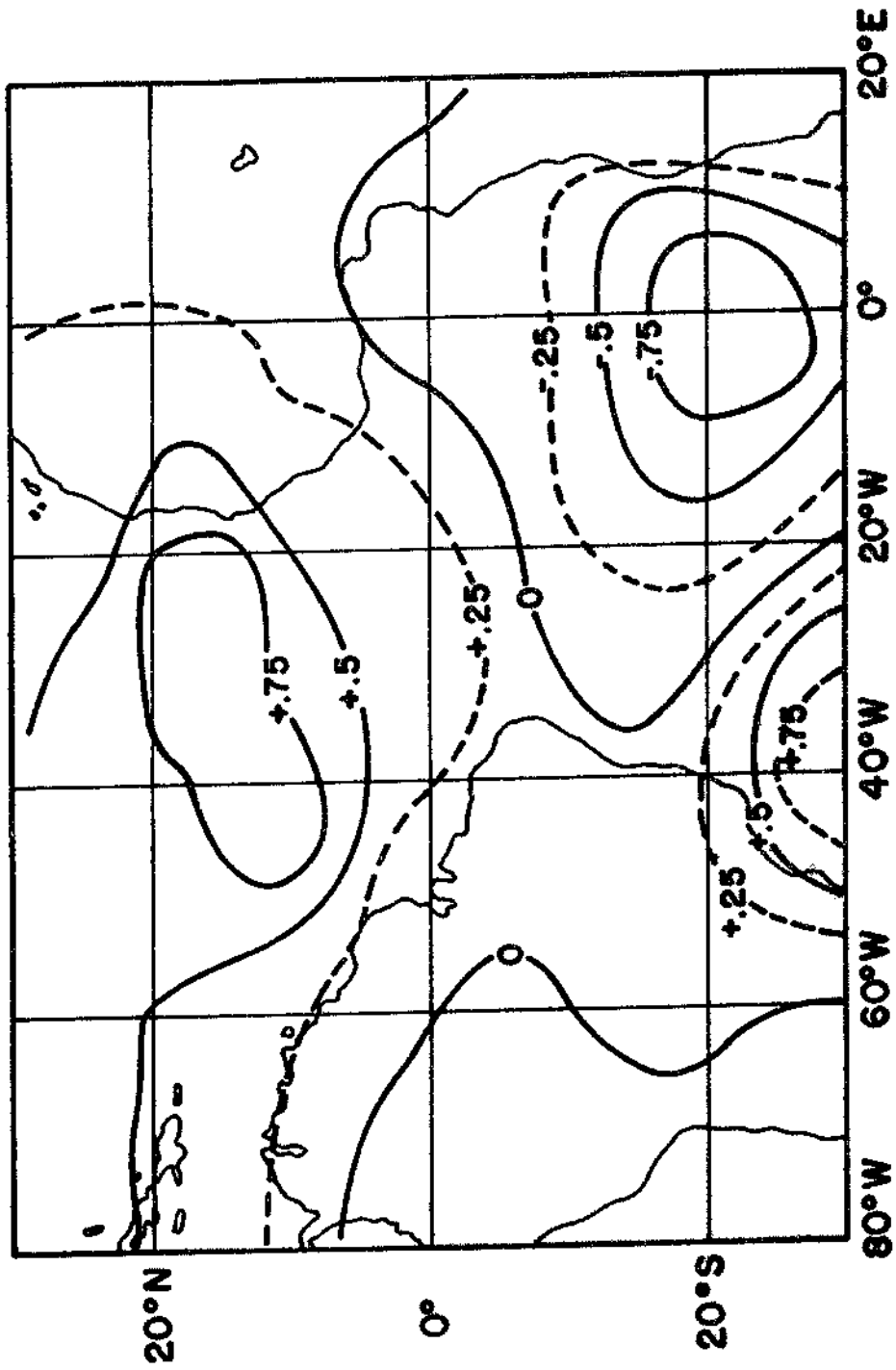


Fig. 13 - Diferenças (experimento anômalo menos controle) de médias de 60 dias de evaporação.

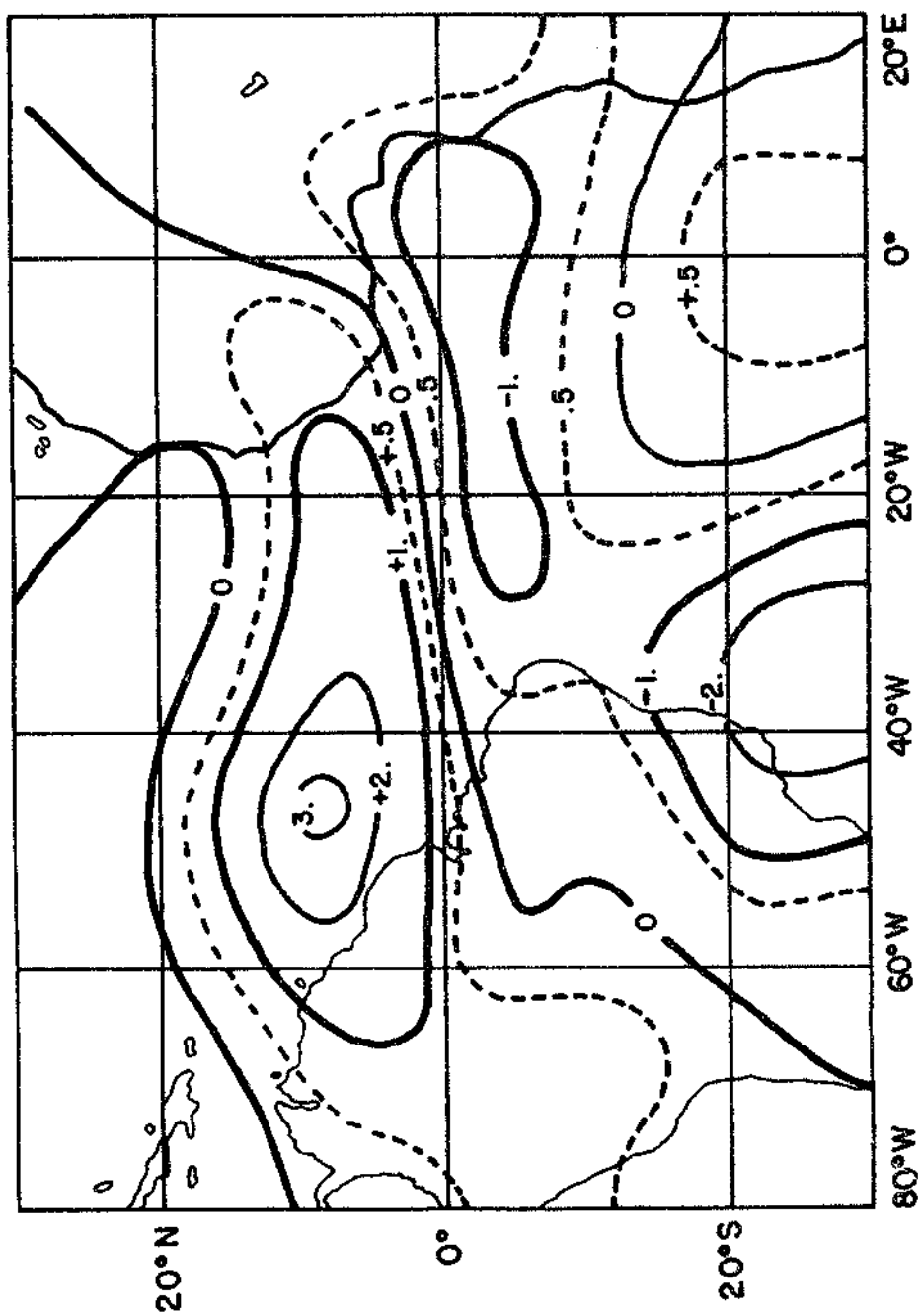


Fig. 14 - Diferenças (experimento anômalo menos controle) de médias de 60 dias da convergência de fluxo da umidade integrado verticalmente.

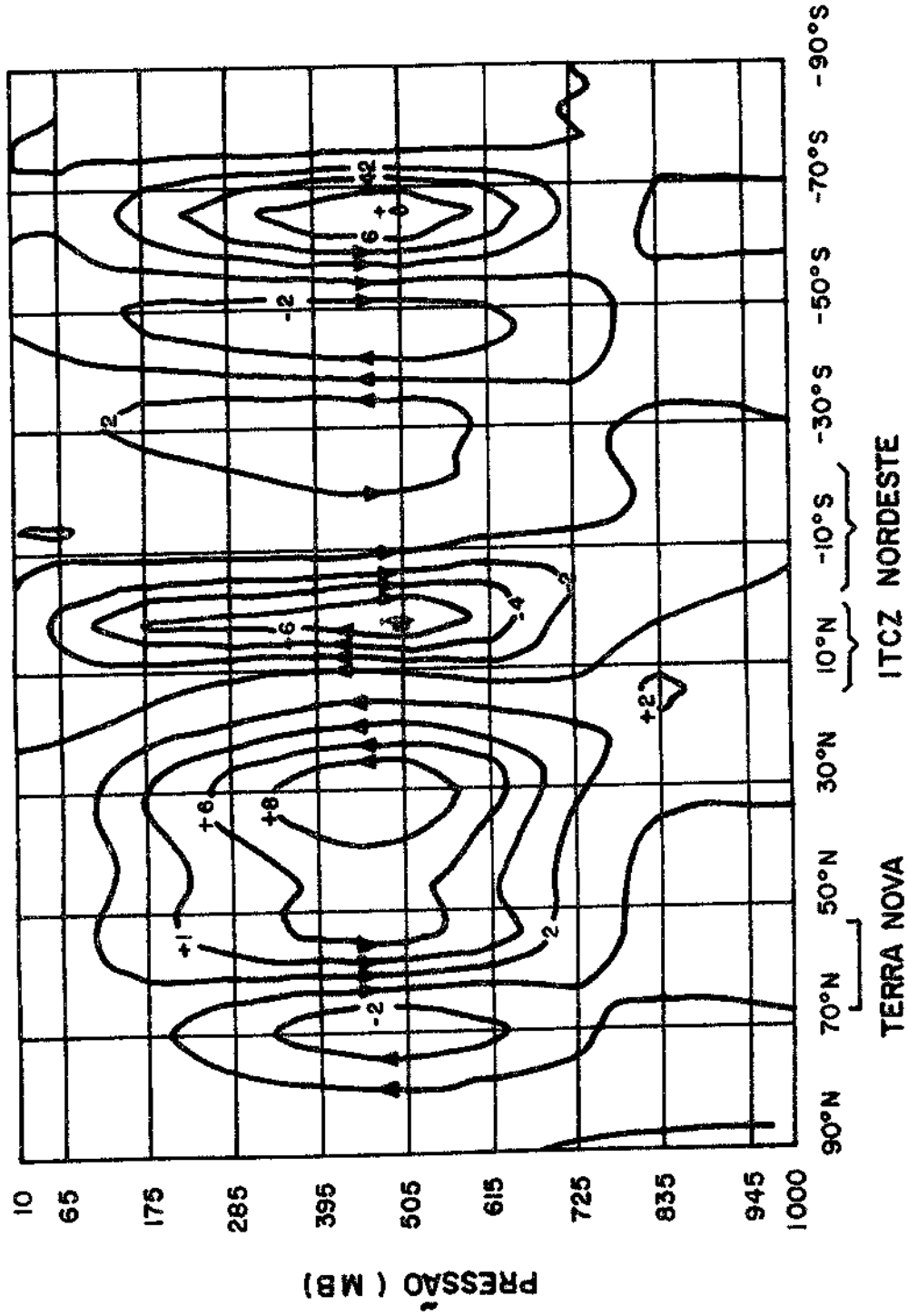


Fig. 15 - Diferença da circulação média (10^{13} g s^{-1}) entre os meridianos 50°W e 50°W entre a média de 60 dias do experimento anômalo e o experimento controle.

se explica a razão pela qual uma anomalia de TSM no Atlântico, ao norte do equador, produz uma circulação meridional, cuja escala é da ordem de 2000 km, comparável ao radio de deformação de Rossby para movimentos equatoriais. O movimento descendente ao sul do equador reduz a convergência do fluxo de umidade integrado verticalmente a qual, combinada com a redução da evaporação no oceano, reduz a chuva na região Nordeste do Brasil.

Circulação em 850 mb

A Figura 16a mostra a média mensal dos vetores do vento para os dias 16-45, nas rodadas de controle e de anomalia. Na rodada de controle o centro do anticiclone subtropical do Atlântico Norte está em cerca de 20°N, enquanto na rodada de anomalia esse centro se moveu mais para o norte. A leste do centro, o escoamento para o sul é forte e mais organizado. Similarmente, o anticiclone subtropical do Atlântico Sul também se moveu para o norte. A vorticidade anômala e os campos de convergência (não apresentados) também foram examinados, tendo sido verificado que a vorticidade aumentava ao norte do equador e a divergência aumentava ao sul do equador. Estes resultados são coerentes com as verificações observacionais de Hastenrath e Heller (1977), os quais constataram que as circulações médias compostas nos anos de seca "se caracterizam por uma expansão da alta do Atlântico Sul em direção ao equador e por uma retração da alta do Atlântico Norte em direção ao polo". A Figura 16b mostra a diferença entre os vetores do vento nas rodadas de anomalia e de controle, no nível de 700 mb. Uma circulação ciclônica anômala pode ser encontrada ao norte e uma circulação anticiclônica ao sul.

De acordo com conclusões anteriores de Charney e Shukla (1980), o presente estudo sugere que as anomalias de TSM nas baixas latitudes podem modificar as circulações de grande escala - tipo Hadley e Walker - que, de outra maneira, seriam estáveis com respeito à instabilidade dinâmica. Pode-se considerar que a variabilidade de ano para ano da localização e da intensidade das altas sub-tropicais pode ser relacionada com a variabilidade das fontes tropicais quentes.

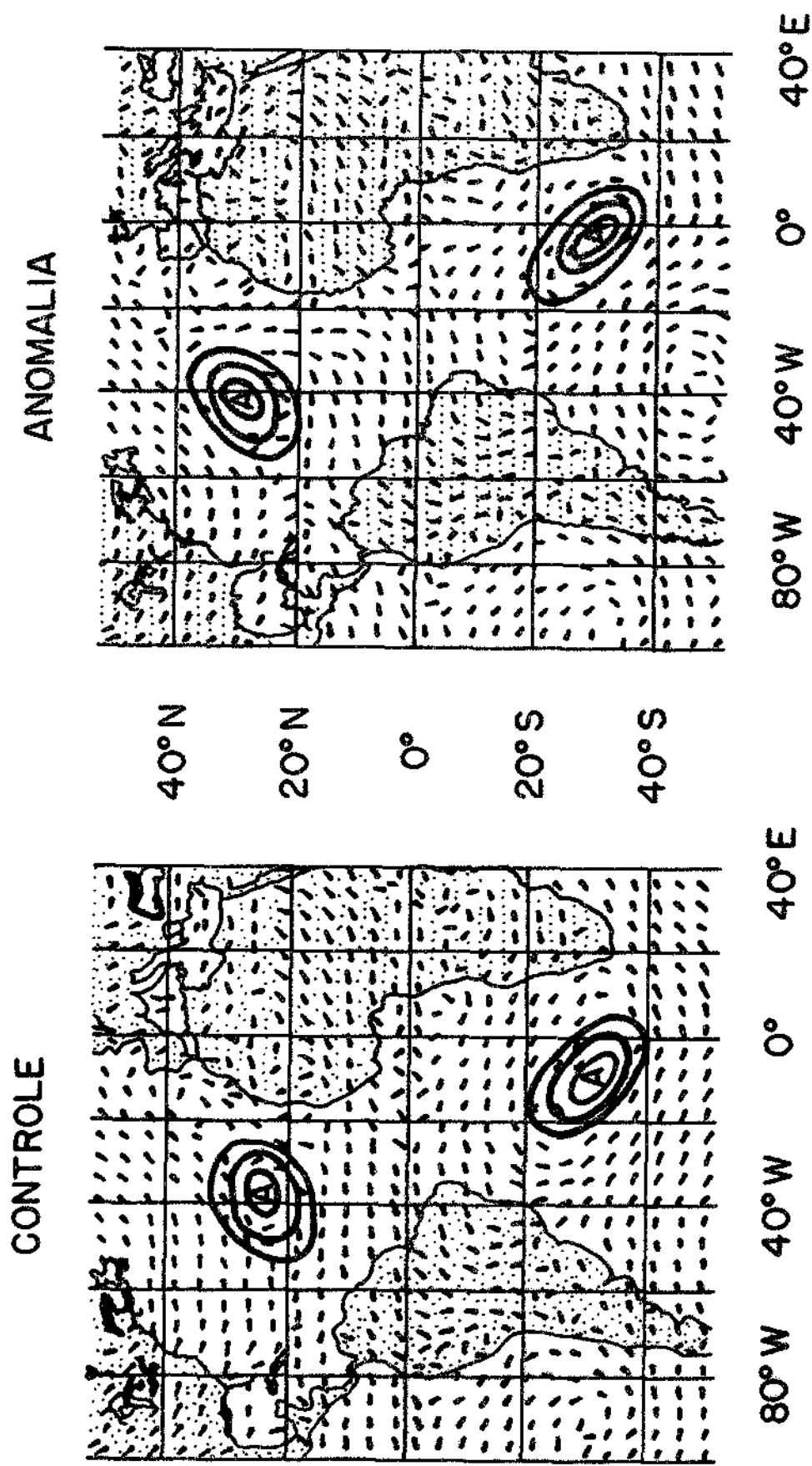


Fig. 16a - Distribuição dos ventos médios mensais, ao nível de 850 mb para o experimento controle e o experimento anômalo.

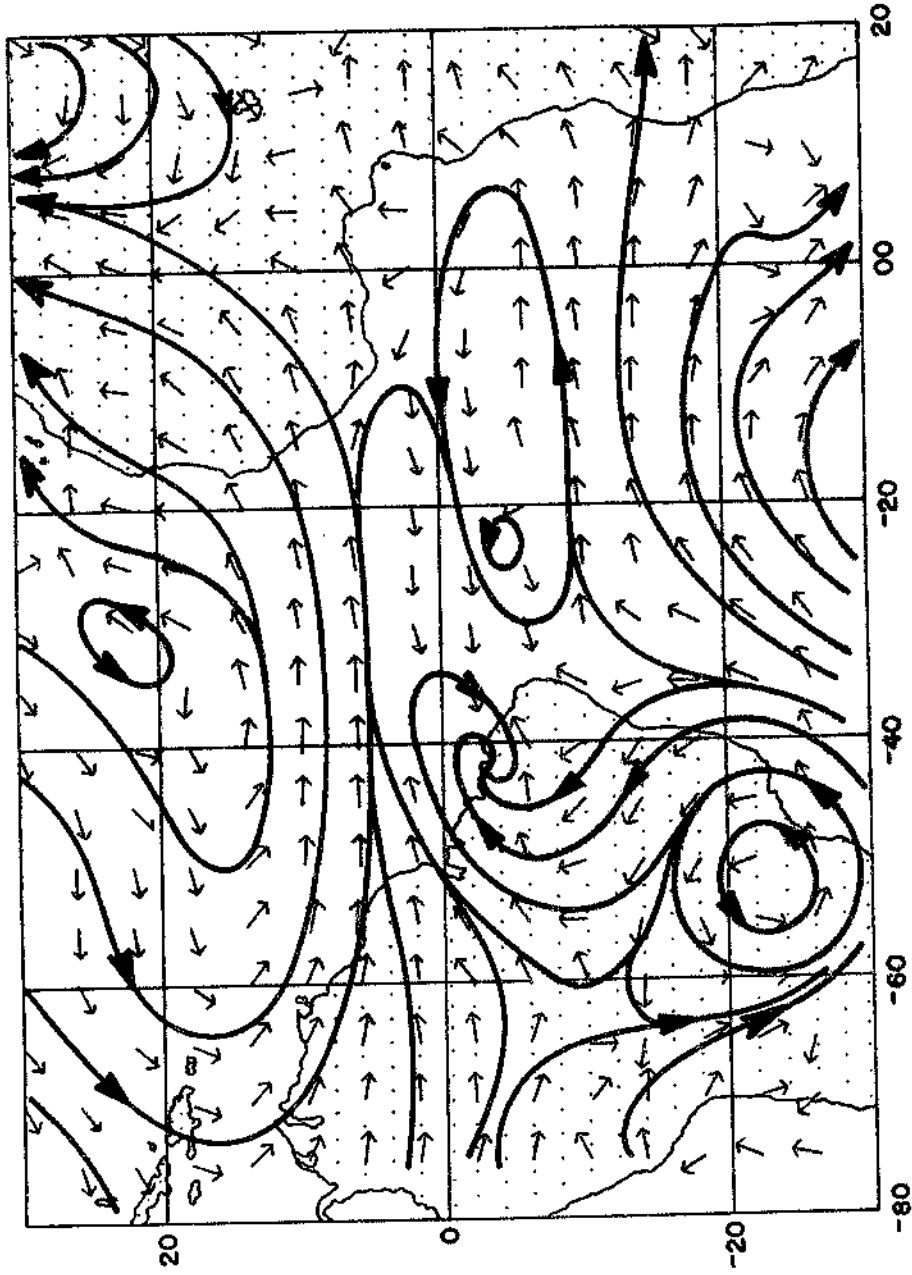


Fig. 16b - Diferença (experimento anômalo menos controle) dos vetores vento (média de 60 dias) ao nível de 700 mb.

Pressões ao Nível do Mar

A Figura 17 apresenta as diferenças da pressão média ao nível do mar para o intervalo de 60 dias, entre as rodadas de anomalia e de controle. O valor constante de 1,23 mb foi subtraído de cada ponto da grade para mostrar os gradientes do campo da anomalia. Como esperado hidrostaticamente, ocorrem desvios negativos associados com as anomalias quentes de TSM ao norte do equador e desvios positivos ao sul do equador. Isto concorda qualitativamente com os padrões compostos dos anos de seca mostrados por Hastenrath e Heller (1977), embora as anomalias de pressão ao nível do mar, por eles observadas, não sejam especialmente homogêneas. O exame das anomalias diárias de pressão ao nível do mar, geradas pelo modelo, revelou que flutuações grandes ocorrem devido a oscilações de pressão de grande escala, associadas com perturbações extratropicais.

Altura Geopotencial

A Figura 18 mostra as diferenças entre as rodadas de anomalia e de controle, para as alturas geopotenciais médias de 30 dias, no nível de 850 mb. Em 500 e 300 mb, o campo das diferenças tem estruturas similares, sugerindo a natureza barotrópica da resposta. A variabilidade natural das médias mensais, durante o inverno do hemisfério norte, é usualmente maior nas latitudes médias; entretanto, as alterações observadas são maiores do que a variabilidade natural do modelo. Estes resultados parecem confirmar as sugestões de Namias (1972) e Meehl e Van Loon (1979); segundo eles, a circulação geral extratropical no Atlântico pode se relacionar com a variabilidade tropical. O presente estudo indica que as fontes tropicais de calor são os mecanismos impulsores primários das teleconexões observadas.

5. CONCLUSÕES

A análise observacional de 25 anos de anomalias de TSM no Atlântico tropical e de pluviosidade em estações selecionadas no Nordeste do Brasil indica que as ocorrências simultâneas de anomalias quentes de TSM ao norte do equador e anomalias frias de TSM ao sul do

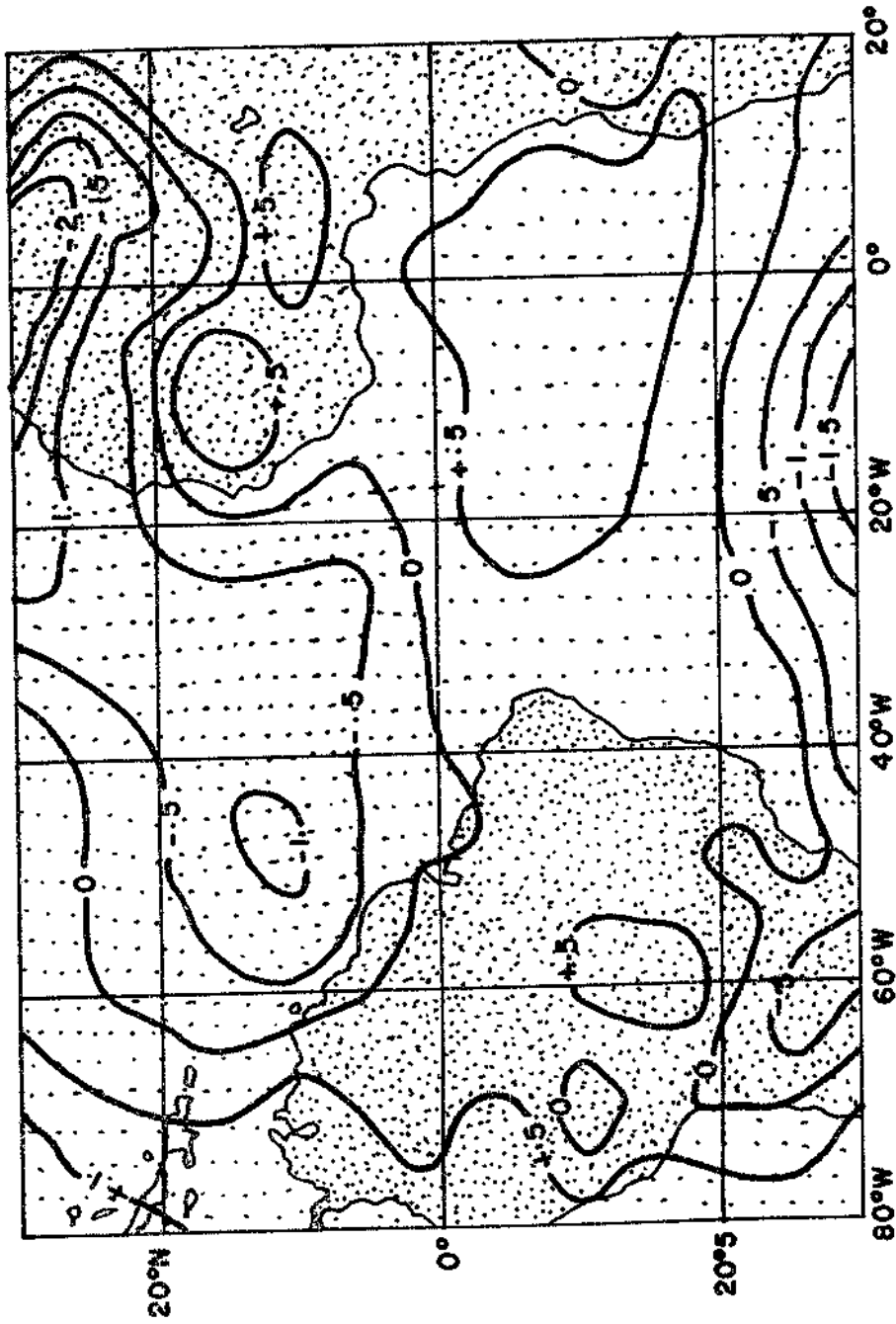


Fig. 17 - Diferença (experimento anômalo menos controle) da pressão ao nível do mar (mb) (média de 60 dias).

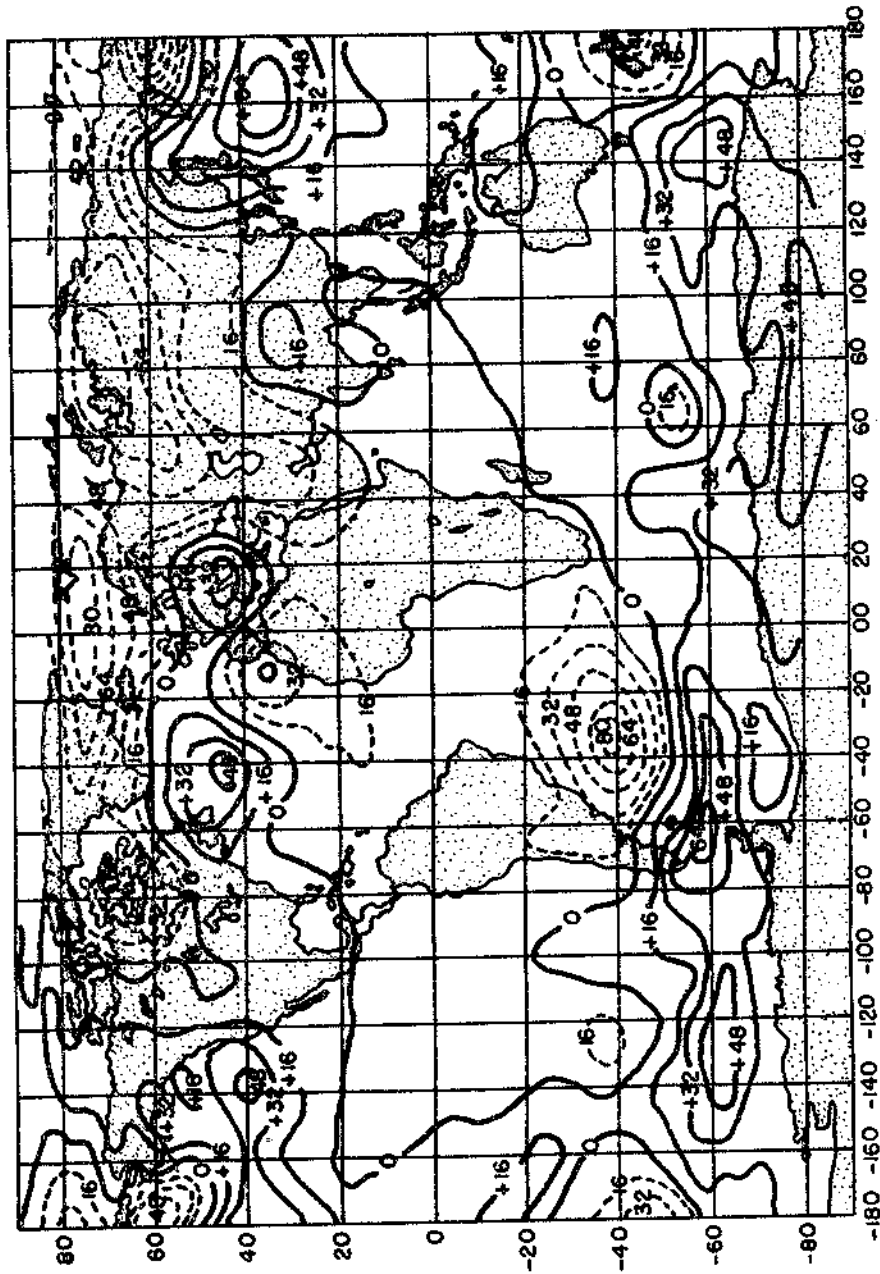


Fig. 18 - Diferença (experimento anômalo menos controle) da altura geopotencial (gpm) ao nível de 850 mb (média de 30 dias).

equador são relacionadas com as secas do Nordeste. Isto tem boa concordância com estudos anteriores de Markham e McLain (1977) que examinaram somente as anomalias ao sul do equador, e com os de Hastenrath e Heller (1977), que prepararam mapas compostos para os anos de seca. Um modelo analítico simples, com aquecimentos e resfriamentos pré-estipulados, ao norte e ao sul do equador, respectivamente, mostra que as circulações ao longo do meridiano, impelidas por tal forçamento térmico, causam movimento descendente e vortacidade anticiclônica ao sul, e movimento ascendente e vortacidade ciclônica ao norte.

Estes resultados indicam que um possível mecanismo das secas do Nordeste do Brasil é a intensificação da ZCIT ao norte do equador, que ocorre em associações com anomalias quentes de TSM, e com o aparecimento de movimento descendente sobre o Nordeste do Brasil e oceanos adjacentes conjugado com uma anomalia fria de TSM, reduzindo a convecção úmida e a chuva. A ocorrência simultânea de anomalias quentes de TSM ao norte e frias ao sul reforça este mecanismo. Não se examinou a estabilidade da ZCIT com respeito a deslocamentos simétricos. Entretanto, com base em experimentos numéricos com um modelo da circulação geral global, conclui-se que anomalias suficientemente quentes da TSM (10 e 20C), especialmente no setor oeste do Atlântico norte tropical, onde a temperatura média da superfície é relativamente elevada, tendem a fixar a ZCIT no norte e reduzir a pluviosidade na região Nordeste do Brasil.

Realizou-se uma série de experimentos numéricos para testar a sensibilidade do modelo GLAS da circulação geral a anomalias pre-determinadas de TSM no Atlântico tropical. Quando a anomalia pre-determinada de TSM é semelhante aos padrões compostos correspondentes aos anos de seca, dados por Hastenrath e Heller (1977), o modelo mostra uma redução da pluviosidade no Nordeste do Brasil. Em dois experimentos separados (não descritos aqui), verificou-se que a anomalia quente de TSM, no setor oeste do Atlântico Norte tropical, é muito mais eficaz do que a anomalia quente de TSM perto da costa da África. Não se realizaram os experimentos numéricos adicionais que seriam requeridos para determinar a importância relativa das anomalias quentes de TSM ao norte e das frias ao sul.

Os resultados dos experimentos numéricos já realizados reforçam ainda mais a validade do mecanismo proposto. As anomalias quentes de TSM ao norte e as anomalias frias de TSM ao sul causam a intensificação e deslocamento da ZCIT para o norte. O fluxo de umidade integrado verticalmente aumenta ao norte e diminui ao sul. O papel da reduzida evaporação ao sul e da maior evaporação ao norte parece ser secundário para o balanço de umidade. A circulação dinâmica forçada pela fonte diabática de calor, ao norte, parece ser o fator determinante mais importante das flutuações de pluviosidade no Nordeste do Brasil. Nos experimentos com a anomalia, os anticiclones tropicais do norte e do sul do Atlântico são deslocados para o norte, o que é consistente com o deslocamento da ZCIT para o norte, e está de acordo com as observações de Hastenrath e Heller (1977) para os anos de seca. Os experimentos mostram também um aumento na pluviosidade sobre o norte da América do Sul, associado com uma diminuição das chuvas no Nordeste. Isto também concorda com os dados de observação. Enquanto se examinava a resposta global a anomalias predeterminadas de TSM, notaram-se também teleconexões tropicais e extratropicais coerentes com as observações de Namias (1972) e Meehl e Van Loon (1979), e cálculos com os modelos de Hoskins et al. (1977). Observa-se que as fontes tropicais de calor são os mecanismos primários desta teleconexões.

Não se investigaram os mecanismos que produzem estas anomalias de TSM no Atlântico. Entretanto, já se verificou que estas anomalias persistem por vários meses e são, por isso, ferramentas em potencial para a previsão de secas no Nordeste do Brasil.

AGRADECIMENTOS

Este estudo é resultado de um esforço colaborativo entre o Instituto de Pesquisas Espaciais (CNPq/INPE) - Brasil, e a Administração Nacional de Aeronáutica e Espaço (NASA) - EEUU. Os autores agradecem a essas organizações pelo apoio e encorajamento; ao Dr. Milton Halem pelo encorajamento e apoio à utilização deste estudo nas instalações de simulação e modelagem do GLAS; ao Dr. Jack Calman pelo fornecimento de mapas das anomalias de TSM; aos Srs. W. T. Johnson, T. Upton, R. Sabatino e L. Marx pela ajuda que lhes deram nos experimentos GCM; a Dra. K.C. Mo, que ajudou nos cálculos numéricos do estudo analítico; a Srta. Karen de Henzel pela eficiente datilografia do manuscrito.

Os autores tiraram grande proveito das várias e estimulantes trocas de idéias com o Prof. Jule G. Charney e Sr. Carlos A. Nobre.

Um dos autores - A.D. Moura - gostaria de agradecer aos Drs. Nelson de Jesus Parada e Luiz Gylvan Meira Filho pelo encorajamento e interesse nesse trabalho; aos Drs. Luiz Carlos Baldicero Molion e Vernon Edgar Kousky e Sr. Julio Buchmann pelos debates proveitosos sobre o clima do Nordeste do Brasil. Agradece também ao Sr. Jorge Mesquita pela expedita versão do texto original em Inglês, e à Srta. Fátima Ricco dos Santos pela datilografia deste texto.

Esta pesquisa foi parcialmente financiada pelo Convênio FINEP/CNPq 828/79/002 Modelagem Atmosférica e PTSA/CNPq - Polo Nordeste 37/38.

REFERÊNCIAS

- ABRAMOWITZ, M.; STEGUN, I.A. *Handbook of Mathematical Functions*
Dover Publ. Inc., 1965, 1046 pp.
- ALDAZ, L. A partial characterization of the rainfall regime of Brazil.
DNMET, vol. 1 SUDENE, Publicação Técnica, 4, Rio de Janeiro, 1971.
- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific.
Monthly Weather Review., 97, 163-172, 1969.
- BUNKER, A. Computations of surface energy flux and annual air-sea
interaction cycles of the North Atlantic ocean. Monthly Weather
Review, 104, 1122-1140, 1976.
- CARVALHO, J.O. Uma avaliação dos métodos de previsão de secas para
o Nordeste do Brasil. In: *Plano Integrado para o Combate Preventivo
aos Efeitos das Secas no Nordeste*. Carvalho, J. O. 1973, editor.
Ministério do Interior, Série Desenvolvimento Regional, 1, 193-229,
1973.
- CAVIEDES, C. N. Secas and El Niño: Two simultaneous climatical
hazards in South America. Proceedings of the Association American
Geography, 5, 44-49, 1973.
- CHARNEY, J. G. Dynamics of desert and drought in the Sahel. Quarterly
Journal Royal Meteorological Society, 101, 193-202, 1975.
- ; SHUKLA, J. Predictability of monsoons. Proceedings of Symposium
on Monsoon Dynamics, Cambridge University Press, 1980.
- COVEY, D. L.; HASTENRATH, S. The Pacific El Niño phenomenon and the
Atlantic circulation. Monthly Weather Review, 106, 1280-1287, 1978.
- CUNHA, E. da *Os Sertões*. Campanha de Canudos. Francisco Alves, Rio de
Janeiro, 646 pp., 1940.
- DERBY, O. A. As manchas solares e as seccas. Revista de Engenharia, 8,
112-114, 1885.
- GILL, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation.
Quarterly Journal Royal Meteorological Society, 1980.

- GOMES FILHO, M. F. Um estudo sobre a influência do albedo diferencial e da orografia na circulação atmosférica: Uma aplicação para o Nordeste brasileiro. Dissertação de Mestrado. São José dos Campos. INPE-1640-TDL/015, 86 p., 1979.
- HALEM, M.; SHUKLA, J.; MINTZ, Y.; WU, M. L.; GODBOLE, R.; SUD, Y. Climate comparisons of a winter and summer numerical simulation with the GLAS general circulation model. Proceedings at the JOC Study Conference on Climate Models. Washington, D.C., 1978.
- HASTENRATH, S. On modes of tropical circulation and climate anomalies. *Journal Atmospheric Sciences*, 35, 2222-223, 1978.
- ; HELLER, L. Dynamics of climate hazards in northeast Brazil. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 103, 77-92, 1977.
- ; LAMB, P. L. *Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific*. University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 109 pp., 1977.
- HENRY, A. J. The rainfall of Brazil. *Monthly Weather Review*, 50, 412-417, 1922.
- HOSKINS, B. J.; SIMMNOS, A. J.; ANDREWS, D.G. Energy dispersion in a barotropic atmosphere. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 103, 553-567, 1977.
- HULL, F. R. A frequência das secas no Estado do Ceará e sua relação com a frequência dos anos de manchas solares mínimas. *Boletim da Secretaria da Agricultura e Obras Públicas*, 4, 58-63, 1942.
- JONES, R. H.; KEARNS, J. P. Fortaleza, Ceará, Brazil rainfall. *Journal Applied Meteorology*, 15, 307-308, 1976.
- JULIAN, P. R.; CHERVIN, R. M. A study of the southern oscillation and Walker circulation phenomenon. *Monthly Weather Review*, 106, 1433-1451, 1978.
- KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 107, 1140-1153, 1979.
- . Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 108, 488-498, 1980.

- ; CHU, P. S. Fluctuations in annual rainfall for northeast Brazil. *Journal Meteorological Society of Japan*, 57, 457-465, 1978.
- LEITH, C. The standard error of time-average estimates of climatic means. *Journal Applied Meteorology*, 12, 1066-1069, 1973.
- LINDZEN, R. D. Planetary waves on beta-planes. *Monthly Weather Review*, 95, 441-451, 1967.
- MARINHO, M. E.; REBOUÇAS, A. C. Hidrologia das Secas-Nordeste do Brasil. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), Recife, 1970.
- MARKHAM, C.G. Apparent periodicities in rainfall at Fortaleza, Ceará, Brazil. *Journal Applied Meteorology*, 13, 176-179, 1974.
- ; McLAIN, D. R. Sea surface temperature related to rain in Ceará, northeast Brazil. *Nature*, 265, 320-323, 1977.
- MEEHL, G. A.; VAN LOON, H. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part III: Teleconnections with lower latitudes. *Monthly Weather Review*, 107, 1095-1106, 1979.
- MOSSMAN, R. C. The rainfall of Fortaleza, Ceará, Brazil. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 45, 69-79, 1919.
- NAMIAS, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. *Tellus*, 24, 336-343, 1972.
- OLIVEIRA, A. J. Secca do Ceará. Açudes. *Revista do Instituto Polytécnico Brasileiro*, Rio de Janeiro, 13, 83, 1878.
- PEDLOSKY, J. *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, New York, 624 pp., 1979
- RAMOS, R. P. L. Precipitation characteristics in the northeast Brazil dry region. *Journal Geophysical Research*, 80, 1665-1678, 1975.
- RATISBONA, C. R. The Climate of Brazil. In: *Climates of Central and South America* (Schwerdtfeger, W. and H. E. Landsberg, Editors). *World Survey of Climatology*. Elsevier, vol. 12, 219-293, 1976.
- RIEHL, H. *Climate and Weather in the Tropics*. Academic Press Inc., New York, 611 pp., 1979.

- ROSE, N. A persisting misconception about the drought of 1958 in northeast Brazil. *Climatic Change*, 2, 299-301, 1980.
- ROWNTREE, P. R. Response of the atmosphere to a tropical Atlantic ocean temperature anomaly. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 102, 607-625, 1976.
- SAMPAIO FERRAZ, J. de Causas prováveis das seccas do Nordeste brasileiro. Ministério da Agricultura, Diretoria de Meteorologia, Rio de Janeiro, 12 pp., 1925.
- . Sir Gilbert Walker's formula for Ceará's droughts: Suggestion for its physical explanation. *Meteorological Magazine*, 64, 81-84, 1929.
- . Iminência duma grande seca no Nordeste. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, 12 (1), 3-15, 1950.
- SERRA, A. B. Meteorologia do nordeste brasileiro. IV Assembléia Geral do Instituto Pan-Americano de Geografia. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Rio de Janeiro, 1945.
- . As secas do Nordeste. Serviço de Meteorologia, Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro, 28 p., 1956.
- . Aspectos estatísticos das secas nordestinas. Departamento Nacional de Meteorologia, Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro, 17 p., 1973a.
- . Testes estatísticos para a previsão das secas nordestinas. *Boletim Geográfico*, 32, 78-104, 1973b.
- . Previsão das secas nordestinas. Banco do Nordeste do Brasil, 55 p., 1973c.
- ; RATISBONA, L. As massas de ar da América do Sul. Serviço de Meteorologia, Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro, 137 p., 1942.
- SHUKLA, J. Effect of Arabian sea-surface temperature anomaly on Indian summer monsoon: A numerical experiment with the GFDL model. *Journal Atmospheric Sciences*, 32, 503-511, 1975.
- ; MISRA, B. M. Relationship between sea surface temperature and wind speed over central Arabian sea, and monsoon rainfall over India. *Monthly Weather Review*, 105, 998-1002, 1977.

- ; RANDALL, D.; STRAUS, D.; SUD, Y.; MARX, L. Winter and Summer Simulations with a GLAS General Circulation Model. American Meteorological Society meeting on climate variability, San Diego, Califórnia, January, 1981.
- SMAGORINSKY, J. ; RIEHL, H.; SHUKLA, J.; RASMUSSEN, J.; ROADS, J. O.; HASTENRATH, S.; GRAY, W. M. Workshop on Drought Forecasting for Northeast Brazil. Panel Report. Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) São José dos Campos, São Paulo, de 11 a 15 de fevereiro de 1980, 71 p. 1980.
- STRANG, D. M. G. Análise climatológica das normais pluviométricas do Nordeste brasileiro. Centro Técnico Aeroespacial. Relatório Técnico IAE-M-02/72, 70 p., 1972.
- Utilização dos dados pluviométricos de Fortaleza, Ceará, visando determinar probabilidades de anos secos e chuvosos. Centro Técnico Aeroespacial. Relatório Técnico, ECA-03/79, 1979.
- TREWARTHA, G. T. *The Earth's Problem Climates*. The University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 334 pp., 1961.
- WALKER, G. T. Ceará (Brazil) famines and the general air movement. Beiträge zur Physik der Freien Atmosphäre, 14, 88-93, 1928.
- WASHINGTON, W. M.; CHERVIN, R. M. Response time of an atmospheric general circulation model to changes in ocean surface temperature: Implications for interactive large-scale atmosphere and ocean models. Tellus, 32, 119-123, 1980.
- WEBSTER, P. J. Response of the tropical atmosphere to local steady forcing. Monthly Weather Review, 100, 518-541, 1972.
- YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over the south Atlantic ocean. Journal Meteorological Society of Japan, 55, 205-207, 1977.