



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE – 5083 – TDL / 417

**EXPERIMENTOS NUMÉRICOS COM MODELOS CLIMÁTICOS MÉDIA
ZONAL.**

Sergio Henrique Franchito

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada por Vadlamudi B. Rao, aprovada em 28
de setembro de 1989.

INPE
São José dos Campos
1989



AUTORES AUTHORS	PALAVRAS CHAVES/KEY WORDS		AUTORIZADA POR/AUTHORIZED BY
	MODELO MÉDIA ZONAL		<i>Ralf Gielow</i>
	EFEITO DE ANOMALIAS DE TSM		Presidente do CPG
	ESTADO GEOTÂNICO		

AUTOR RESPONSÁVEL RESPONSIBLE AUTHOR	DISTRIBUIÇÃO/DISTRIBUTION	REVISADA POR / REVISED BY
<i>Sergio H. Franchito</i>	☐ INTERNA / INTERNAL ☒ EXTERNA / EXTERNAL ☐ RESTRITA / RESTRICTED	<i>U. B. Rao</i>
		Vadlamudi B. Rao

CDU/UDC	DATA / DATE
551.511.61	Novembro 1989

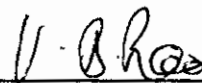
TÍTULO/TITLE	PUBLICAÇÃO Nº PUBLICATION NO	ORIGEM ORIGIN	
	INPE-5083-TDL/417	PG/CPT	
AUTORES/AUTHORSHIP	EXPERIMENTOS NUMÉRICOS COM MODELOS CLIMÁTICOS MÉDIA ZONAL	PROJETO PROJECT	
		MET	
		Nº DE PAG. NO OF PAGES	
		ULTIMA PAG. LAST PAGE	
		199	170
		VERSÃO VERSION	Nº DE MAPAS NO OF MAPS

RESUMO - NOTAS / ABSTRACT - NOTES
São desenvolvidos dois modelos estatísticos-dinâmicos, um quase-geostrófico e outro de equações primitivas, para realizar experimentos numéricos considerando a atmosfera média zonal, com ênfase nos processos climáticos referentes ao Hemisfério Sul. Tais experimentos consideram os efeitos no clima causados por anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) e por alterações no estado da superfície. Os experimentos com respeito às anomalias de TSM consideram as situações de "El Nino", "La Nina" e do bipolo envolvendo centros de anomalias positivas e negativas. Os resultados mostram que na situação de "El Nino" o jato sub-tropical e a circulação de Hadley são intensificados e a temperatura da superfície aumenta na região perturbada. Situação oposta ocorre no caso de "La Nina". No experimento do bipolo há uma intensificação da célula de Hadley no Hemisfério Norte (região de anomalias positivas) e um enfraquecimento no ramo ascendente no Hemisfério Sul (região de anomalias negativas). No experimento de modificação do estado da superfície é considerada a interação entre o estado geobotânico e o clima, que constitui um mecanismo de bio-realimentação. São feitos experimentos de desmatamento, de certificação e irrigação. Os resultados mostram que a mudança na evapotranspiração é o efeito dominante em relação à alteração no albedo da superfície em regular as mudanças na temperatura da superfície. Um aspecto notável nestes experimentos incluindo bio-realimentação é que todas as variações (experimento com perturbação menos controle) são menores no Hemisfério Sul, o que pode ser explicado pela menor quantidade de terra existente nesta região.

OBSERVAÇÕES / REMARKS
Tese de Doutorado em Meteorologia, aprovada em 28 de setembro de 1989.

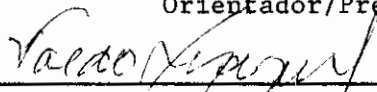
Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Doutor
em Meteorologia

Dr. V. B. Rao



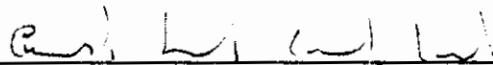
Orientador/Presidente

Dr. Valdo da Silva Marques



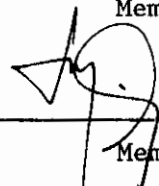
Membro da Banca
-Convocado-

Dr. Ernesto dos Santos Caetano Neto



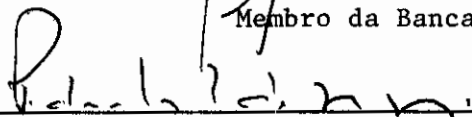
Membro da Banca
-Convocado-

Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion



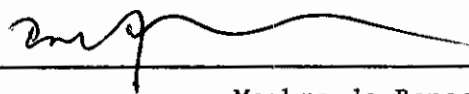
Membro da Banca

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



Membro da Banca

Dr. Prakki Satyamurty



Membro da Banca

Candidato: Sérgio Henrique Franchito

São José dos Campos, 28 de setembro de 1989



AGRADECIMENTOS

O autor agradece:

Ao Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao a valiosa orientação durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao setor de desenho do INPE a confecção das figuras.

A Srt^a Maria da Conceição Alves a datilografia e montagem, e a todos os colegas que direta ou indiretamente auxiliaram no desenvolvimento deste trabalho.



ABSTRACT

Two statistical-dynamical models, a quasi-geostrophic and a primitive equations model are developed. These are used to conduct numerical experiments about the zonally-averaged atmosphere, with emphasis on the Southern Hemisphere climatic processes. The experiments consider the climatic effects caused by the sea-surface temperature (SST) anomalies and by land surface alterations. The experiments regarding the SST anomalies consider the situations of "El Nino", "La Nina" and the dipole involving centers of positive and negative anomalies. The results show that in the "El Nino" situation the sub-tropical jet stream and the Hadley circulation are intensified and the surface temperature increases in the perturbed region. The opposite situation occurs in the case of "La Nina". In the dipole experiment there is an intensification of the Hadley cell in the Northern Hemisphere (region of positive anomalies) and a weakening in the ascending branch in the Southern Hemisphere (region of negative anomalies). In the experiment of the surface state modification the interaction between the geobotanic state and the climate is considered. The interaction constitutes a bio-feedback mechanism. Experiments are done about the deforestation, desertification and irrigation situations. The results show that the change in the evapotranspiration rather than the change in the surface albedo is the predominant effect in regulating the changes in the surface temperature. A notable aspect in these bio-feedback experiments is that all the variations (experiment with perturbation minus control) are smaller in the Southern Hemisphere. This fact may be explained by the smaller land fraction that exists in the Southern Hemisphere.



SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS	xix
LISTA DE SÍMBOLOS	xxi
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	1
<u>CAPÍTULO 2 - TRANSPORTE DE VORTICIDADE POTENCIAL QUASE-GEOSTRÓFI-</u> <u>CA E MODELO QUASE-GEOSTRÓFICO</u>	13
2.1 - Transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica e de- terminação dos coeficientes de transporte	13
2.2 - Descrição do modelo quase-geostrófico	25
2.2.1 - O modelo dinâmico	26
2.2.2 - O aquecimento diabático no modelo	30
2.3 - Resultados	35
2.3.1 - Simulação das características médias anuais	35
2.3.2 - Simulação do ciclo anual	44
2.3.3 - Experimentos de sensibilidade	52
<u>CAPÍTULO 3 - O MODELO DE EQUAÇÕES PRIMITIVAS MÉDIA ZONAL</u>	61
3.1 - Descrição do modelo	61
3.1.1 - O modelo dinâmico	62
3.1.2 - Parametrização dos processos de sub-grade	67
3.1.2.1 - Atrito	68
3.1.2.2 - Aquecimento	70
3.1.2.3 - Turbilhão de grande escala	73
3.2 - Resultados	76
3.2.1 - Simulação das características médias anuais	76
3.2.2 - Simulação do ciclo anual	83
3.2.3 - Experimentos de sensibilidade	89
<u>CAPÍTULO 4 - INTERAÇÃO ENTRE O ESTADO GEOBOTÂNICO E O CLIMA</u>	105
4.1 - Parametrização do mecanismo de realimentação bio-geofísico (bio-realimentação)	105
4.2 - Simulação das características médias anuais e do estado geobotânico	120

	<u>Pág.</u>
4.3 - Experimentos de sensibilidade	131
4.3.1 - Experimento de sensibilidade com relação ao aumento do albedo da superfície da terra	131
4.3.2 - Experimentos de sensibilidade com relação à mudança con- junta do albedo da superfície e da disponibilidade de água	137
4.3.2.1 - Experimentos de desmatamento e de desertificação	138
4.3.2.2 - Experimento de irrigação	147
<u>CAPÍTULO 5 - SUMÁRIO E CONCLUSÕES</u>	157
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	163

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Transporte meridional de vorticidade potencial quase-geostrófica média anual em função da latitude e pressão para o Hemisfério Norte usando dados de Oort e Rasmusson (1971); unidade 10^{-4} ms^{-2}	15
2.2 - Transporte meridional de vorticidade potencial quase-geostrófica média anual em função da latitude e pressão para o Hemisfério Sul usando dados de Oort (1983); unidade 10^{-4} ms^{-2}	16
2.3 - Transporte meridional de vorticidade potencial quase-quase-geostrófica média anual em função da latitude e para o Hemisfério Sul usando dados do NMC; unidade 10^{-4} ms^{-2}	17
2.4 - Transporte meridional de vorticidade potencial quase-geostrófica média anual em função da latitude e pressão para o Hemisfério Norte (WS); unidade em unidade 10^{-4} ms^{-2}	18
2.5 - Coeficientes de troca para o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica em função da latitude, para os níveis de 200, 300, 500 e 700 mb para o Hemisfério Norte (dados de Oort e Rasmusson, 1971); unidade $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	21
2.6 - Coeficientes de troca para o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica em função da latitude, para os níveis de 200, 300, 500 e 700 mb para o Hemisfério Sul (dados de Oort e Rasmusson, 1983); unidade $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$..	22
2.7 - Coeficientes de troca para o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica em função da latitude, para os níveis de 200, 300, 500 e 700 mb para o Hemisfério Sul (dados do NMC); unidade $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	23

2.8 - Coeficientes de troca para o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica em função da latitude, para os níveis de 200, 300, 500 e 700 mb. Resultados de WS para o Hemisfério Norte; unidade $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$	24
2.9 - Seções latitude-altura (para os Hemisférios Norte e Sul) mostrando os níveis de pressão onde as variáveis são obtidas no modelo quase-geostrófico	25
2.10 - Variação latitudinal das temperaturas da superfície e em 500 mb médias zonais médias anuais para os Hemisférios Norte e Sul	37
2.11 - Variação latitudinal do vento zonal em 250 mb média zonal média anual para os Hemisférios Norte e Sul	38
2.12 - Variação latitudinal do vento zonal em 750 mb média zonal média anual para os Hemisférios Norte e Sul	39
2.13 - Variação latitudinal da velocidade vertical média zonal média anual para os Hemisférios Norte e Sul	40
2.14 - Variação latitudinal da precipitação média zonal média anual para os Hemisférios Norte e Sul	41
2.15 - Distribuição latitudinal da variação anual da temperatura em 500 mb média zonal simulada (a) e observada (b) para o Hemisfério Norte. O intervalo entre os contornos é de 5 K	45
2.16 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 250 mb simulada (a) e observada em 200 mb (b) para o Hemisfério Norte. O intervalo entre os contornos é de 5 m s^{-1}	47
2.17 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 750 mb simulada (a) e observada em 700 mb (b) para o Hemisfério Norte. O intervalo entre os contornos é de 2 m s^{-1}	48
2.18 - Distribuição latitudinal da variação anual da temperatura em 500 mb média zonal simulada (a) e observada (b) para o Hemisfério Sul. O intervalo entre os contornos é de 5 K	49

2.19 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 250 mb simulada (a) e observada em 200 mb (b) para o Hemisfério Sul. O intervalo entre os contornos é de 5 m s^{-1}	50
2.20 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 750 mb simulada (a) e observada em 700 mb (b) para o Hemisfério Sul. O intervalo entre os contornos é de 2 m s^{-1}	51
2.21 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura de superfície média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada)	53
2.22 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura em 500 mb média zonal nos experimentos de "El Nino" linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada)	54
2.23 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada)	54
2.24 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada) ...	55
2.25 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada)	55
2.26 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada)	56
2.27 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura da superfície média zonal no experimento de remoção da floresta tropical	58
2.28 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura em 500 mb média zonal no experimento de remoção da floresta tropical	58

2.29 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb no experimento de remoção da floresta tropical	59
2.30 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal no experimento de remoção da floresta tropical	59
2.31 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal no experimento de remoção da floresta tropical	60
2.32 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal no experimento de remoção da floresta tropical	60
3.1 - Seção latitude-altura mostrando os níveis de pressão onde as variáveis são obtidas no modelo de equações primitivas	62
3.2 - Variação latitudinal das temperaturas da superfície e em 500 mb médias zonais médias anuais	77
3.3 - Variação latitudinal do vento zonal em 250 mb média zonal média anual	78
3.4 - Variação latitudinal do vento zonal em 750 mb média zonal média anual	79
3.5 - Variação latitudinal da velocidade vertical média zonal média anual	80
3.6 - Variação latitudinal da precipitação média zonal média anual	81
3.7 - Distribuição latitudinal de variação anual da temperatura em 500 mb média zonal simulada (a) e observada (b)	84
3.8 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 250 mb simulada (a) e observada em 200 mb (b)	86
3.9 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 750 mb simulada (a) e observada em 700 mb (b)	87
3.10 - Distribuição latitudinal da variação anual da velocidade vertical média zonal simulada (a) e observada (b)	88

3.11 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura de superfície média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada)	90
3.12 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura em 500 mb média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada)	91
3.13 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada)	91
3.14 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada).	92
3.15 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada)	92
3.16 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada)	93
3.17 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura da superfície média zonal no experimento do bipolo	95
3.18 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura em 500 mb média zonal no experimento do bipolo	96
3.19 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb no experimento do bipolo	96
3.20 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal no experimento do bipolo.	97
3.21 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal no experimento do bipolo	97
3.22 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal no experimento do bipolo	98

3.23 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura da superfície média zonal no experimento de remoção da floresta	99
3.24 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura em 500 mb média zonal no experimento de remoção da floresta tropical	99
3.25 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb no experimento de remoção da floresta tropical	100
3.26 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal no experimento de remoção da floresta tropical	100
3.27 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal no experimento de remoção da floresta tropical	101
3.28 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal no experimento de remoção da floresta tropical	101
4.1 - Diagrama da zonalidade geobotânica a partir de Budyko (1974)	108
4.2 - Correlação entre os fluxos calculados e os observados: $\bar{R}_{oc}$, $\bar{R}_L$ e LE_{oc} para o Hemisfério Sul	113
4.3 - Disponibilidade de água ($\bar{w}$) em função do índice de seca ($\bar{D}$) no Hemisfério Sul	115
4.4 - Albedo da superfície da terra ($\{r_s\}_L$) em função do índice de seca ($\bar{D}$) no Hemisfério Sul	117
4.5 - Albedo da superfície da terra ($\{r_s\}_L$) em função do balanço de radiação sobre a terra ($\bar{R}_L$) no Hemisfério Sul	118
4.6 - Distribuição latitudinal das temperaturas da superfície e em 500 mb médias zonais médias anuais	121
4.7 - Distribuição latitudinal do vento zonal em 250 mb média zonal média anual	122

4.8 - Distribuição latitudinal do vento zonal em 750 mb média zonal média anual	123
4.9 - Distribuição latitudinal da velocidade vertical média zonal média anual	124
4.10 - Distribuição latitudinal da precipitação média zonal média anual	125
4.11 - Variação latitudinal do índice de seca	127
4.12 - Variação latitudinal do albedo da superfície da terra ...	128
4.13 - Variação latitudinal da disponibilidade de água na superfície	129
4.14 - Distribuição ds zonas geobotânicas em todo o globo: simulado (à direita) e derivado de Budyko (1978) (à esquerda)	130
4.15 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal no experimento de modificação somente no albedo da superfície da terra: sem bio-realimentação (linha tracejada) e bio-realimentação (linha contínua)	133
4.16 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura em 500 mb média zonal no experimento de modificação somente no albedo da superfície da terra: sem bio-realimentação (linha tracejada) e com bio-realimentação (linha contínua)	134
4.17 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb no experimento de modificação somente no albedo da superfície da terra: sem bio-realimentação (linha tracejada) e com bio-realimentação (linha contínua)	135
4.18 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no saldo de radiação média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada)	139

4.19 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura da superfície média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada)	140
4.20 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada)	141
4.21 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada) .	142
4.22 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada) ..	143
4.23 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada) ..	144
4.24 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no índice de seca média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada)	145
4.25 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no saldo de radiação média zonal no experimento de irrigação	148
4.26 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura de superfície (linha contínua) e em 500 mb (linha tracejada) médias zonais no experimento de irrigação	149
4.27 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal no experimento de irrigação	149
4.28 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação (linha contínua) e na evaporação (linha tracejada) médias zonais no experimento de irrigação	150

4.29 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb no experimento de irrigação	151
4.30 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no índice de seca média zonal no experimento de irrigação ..	152



LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Distribuição latitudinal dos coeficientes de troca $K_H \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ para o transporte de calor sensível em 500 mb	30
2.2 - Formas funcionais da transferência de calor à superfície $\bar{H}_s(i) = \sum_{l=1}^5 \bar{H}_{sl}(i)$ e do saldo de aquecimento na atmosfera $\bar{H}_a = g/P_o \sum_{l=1}^5 \bar{H}_{al}(i)$	31
2.3 - Valores idealizados de K e $\bar{w}$ para diferentes tipos de superfície	33
2.4 - Valores e localizações das anomalias de TSM usadas nos experimentos de "El Nino" e "La Nina"	52
3.1 - Valores e localizações das anomalias de TSM no experimento do bipolo	95
3.2 - Principais resultados dos experimentos feitos com o modelo de equações primitivas	103
4.1 - Divisão dos tipos geobotânicos de acordo com o índice de seca	110
4.2 - Parâmetros independentes da latitude na parametrização da bio-realimentação	114
4.3 - Principais resultados dos experimentos envolvendo as mudanças geobotânicas	154



LISTA DE SÍMBOLOS

a	- raio da Terra (m)
a_1	- $\bar{R}_{oc}/\bar{R}$
a_2	- $\bar{R}_L/\bar{R}$
a_3	- $\bar{P}_{oc}/\bar{P}_L$
a_4	- constante na Equação 2.24: $0,1 \times 10^{-5} \text{ m Pa}^{-1}$ (HN), e $0,17 \times 10^{-5} \text{ m Pa}^{-1}$
a_{44}	- constante usada na Equação 2.25: $0,2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$
A	- constante usada nas Equações 2.5 e 2.6 ($0,6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)
b	- constante independente da latitude, usada na formulação de $\bar{H}_s(3)$ ($4,03 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
c	- constante independente da latitude, usada na formulação $\bar{H}_s(3)$ ($-95,18 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1}$)
C_p	- calor específico a pressão constante ($\text{JKg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
C	- fração de nuvem em um cinturão de latitudes
C_D	- coeficiente de arrasto (0,002)
C_M	- quantidade média de nuvem no hemisfério
C_1	- constante na Equação 2.29: ($8,4 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1/2} \text{ Pa}^{-1/2}$) ²
C_3	- constante usada na Equação 2.31: 0,35
d	- constante usada na Equação 2.28: $6,7 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$
D^*	- índice de seca radiativo (Equação 4.1)
$\bar{D}$	- índice de seca radiativo média zonal (Equação 4.8)
E	- evapotranspiração (cm ano^{-1})
E_p	- evapotranspiração potencial (cm ano^{-1})
E_s	- escoamento para a superfície (cm ano^{-1})
$\bar{E}$	- evapotranspiração média zonal (cm ano^{-1})
$\bar{E}_L$	- valor de E sobre a terra (cm ano^{-1})
$\bar{E}_{oc}$	- valor de E sobre o oceano (cm ano^{-1})
$\bar{E}_{PL}$	- valor de E_p média zonal sobre a terra (cm ano^{-1})
e	- constante independente da latitude, usada na formulação de $\bar{H}_s(4)$ (1,27)
f	- parâmetro de Coriolis (s^{-1})
f_o	- parâmetro de Coriolis em 45°N (S) (s^{-1})
F	- constante independente da latitude, usada na formulação de $\bar{H}_s(4)$ ($-38,82 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1}$)

F_c	- fator de correção do fluxo de momentum próximo aos trópicos (Equação 3.35)
F_R	- fração do fluxo radiativo absorvida na camada inferior do modelo (0,5)
$\bar{F}_\psi$	- termo de atrito na Equação 3.4 (Kg s^{-4})
$\bar{F}_\lambda$	- termo de atrito na Equação 3.3 (Kg s^{-4})
$\bar{F}_{\lambda 1}$	- valor de $\bar{F}$ (Kg s^{-4}) no nível 1 do modelo (Equação 3.20) (Kg s^{-4})
$\bar{F}_{\lambda 3}$	- valor de $\bar{F}_\lambda$ no nível 3 do modelo (Equação 3.21) (Kg s^{-4})
g	- aceleração da gravidade (ms^{-2})
g_c	- constante na Equação 2.24: $238,9 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (HN) e $212 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (HS)
G	- constante independente da latitude, usada na formulação de k para o oceano ($2,42 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
$\bar{H}_a$	- taxa de aquecimento da atmosfera média zonal (W m^{-2})
$\bar{H}_c$	- fluxo convectivo de calor (Equação 3.28) (W m^{-2})
$\bar{H}_{a1}$	- valor de $\bar{H}_a$ no nível 1 do modelo (W m^{-2})
$\bar{H}_{a3}$	- valor de $\bar{H}_a$ no nível 3 do modelo (W m^{-2})
$\bar{H}_s$	- transferência de calor na superfície (W m^{-2})
i	- índice indicando o tipo de processo físico considerado nas formulações de $\bar{H}_s$ e $\bar{H}_a$
j	- índice denotando o tipo de superfície (Tabela 2.3)
j_1	- porcentagem de oceano em um cinturão de latitude
j_2	- porcentagem de gelo no oceano em um cinturão de latitude
j_3	- porcentagem de terra em um cinturão de latitude
j_4	- porcentagem de neve transiente sobre a terra
j_5	- porcentagem de neve e gelo permanentes sobre a terra
k	- fator proporcional à capacidade condutiva da superfície ($\text{J m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
k^*	- valor de k para o oceano ($48,46 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
K	- constante usada na Equação 3.36: $4,5 \times 10^{11} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$
K_H	- coeficiente de troca para o transporte de calor sensível ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)
K_{Q1}	- coeficiente de troca para o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)
K_{Q3}	- valor de K_Q para o nível de 250 mb ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$)

K_{Q3}	- valor de K_Q para o nível de 250 mb ($m^2 s^{-1}$)
l	- índice indicando fração de terra
L	- calor latente de vaporização ($2,5 \times 10^9 J m^{-3}$)
M	- número de processos físicos considerados em $\bar{H}_s$
n	- indica passo de tempo. Na Equação 3.33 denota o número de onda
N	- número de processos físicos considerados em $\bar{H}_a$
p	- pressão ($kg m^{-1} s^{-2}$)
p_o	- pressão em $10^5 Pa$ ($Kg m^{-1} s^{-2}$)
p_s	- pressão na superfície ($Kg m^{-1} s^{-2}$)
p_t	- pressão no topo do modelo ($Kg m^{-1} s^{-2}$)
$P2$	- 500 mb
$\bar{p}_1$	- pressão média zonal no nível 1 do modelo ($Kg m^{-1} s^{-2}$)
$\bar{p}_2$	- pressão média zonal no nível 2 do modelo ($Kg m^{-1} s^{-2}$)
$\bar{p}_3$	- pressão média zonal no nível 3 do modelo ($Kg m^{-1} s^{-2}$)
p^*	- $p_s - p_t$ ($kg m^{-1} s^{-2}$)
P	- precipitação ($cm ano^{-1}$)
$\bar{p}_R$	- pressão no nível de referência ($Kg m^{-1} s^{-2}$)
$\bar{P}$	- precipitação média zonal ($cm ano^{-1}$)
$\bar{P}_L$	- precipitação média zonal sobre a terra ($cm ano^{-1}$)
$\bar{P}_{oc}$	- precipitação média zonal sobre o oceano ($cm ano^{-1}$)
$\bar{q}$	- aquecimento diabático média zonal no modelo de equação primitivas ($J Kg^{-1} s^{-1}$)
q^2	- constante independente da latitude ($2,5 \times 10^{-12} m^{-2}$)
Q	- vorticidade potencial quase-geostrófica (s^{-1})
$\bar{Q}$	- valor de Q média zonal (s^{-1})
$\bar{Q}_1$	- valor de Q em 250 mb (s^{-1})
$\bar{Q}_3$	- valor de Q em 750 mb (s^{-1})
$\bar{Q}_v$	- transporte meridional de vorticidade potencial quase-geostrófica ($m s^{-2}$)
r_a	- albedo da atmosfera
r_s	- albedo da superfície
$\{r_s\}_H$	- albedo da superfície considerando o oceano
$\{rs\}_I$	- albedo da superfície considerando gelo e neve
$\{rs\}_L$	- albedo da superfície considerando terra

R_0	- intensidade de radiação solar incidente no topo da atmosfera ($W m^{-2}$)
R	- constante do gás perfeito ($JKg^{-1} K^{-1}$), e saldo de radiação à superfície (Capítulo 4) ($W m^{-2}$)
R_a	- parâmetro de rajada ($= \overline{V}_s^> $) ($m s^{-1}$)
$\overline{R}$	- saldo de radiação à superfície média zonal ($W m^{-2}$)
$\overline{R}_L$	- saldo de radiação à superfície média zonal sobre a terra ($W m^{-2}$)
$\overline{R}_{oc}$	- saldo de radiação à superfície média zonal sobre o oceano ($W m^{-2}$)
t	- tempo (h)
T	- temperatura (K)
T_I	- tempo de inclinação na Equação 3.32 ($2 \times 10^4 s$)
$\overline{T}$	- temperatura média zonal (K)
$\overline{T}_D$	- temperatura na sub-superfície média zonal (K)
$\overline{T}_{DH}$	- temperatura na sub-superfície média zonal considerando oceano (K)
$\overline{T}_{DL}$	- temperatura na sub-superfície média zonal considerando a litosfera (K)
$\overline{T}_s$	- temperatura da superfície média zonal (K)
$\overline{T}_v$	- transporte meridional de calor ($ms^{-1} K$)
$\overline{T}_1$	- temperatura média zonal no nível 1 do modelo (K)
$\overline{T}_2$	- temperatura média zonal no nível 2 do modelo (K)
$\overline{u}$	- média zonal do vento zonal u (ms^{-1})
$\overline{u}_s$	- valor de $\overline{u}$ na superfície ($m s^{-1}$)
$\overline{uv}$	- transporte meridional de momentum ($m^2 s^{-2}$)
$\overline{U}_T$	- $(\overline{u}_1 - \overline{u}_3)/2$ ($m s^{-1}$)
$\overline{u}_*$	- $(\overline{u}_1 + \overline{u}_3)/2$ ($m s^{-1}$)
u_1	- valor de u no nível de 250 mb ($m s^{-1}$)
u_2	- valor de u no nível de 500 mb ($m s^{-1}$)
u_3	- valor de u no nível de 750 mb ($m s^{-1}$)
$\overline{u}_1'^2$	- fluxo zonal de momentum no nível 1 ($m^2 s^{-2}$)
$\overline{u}_2'^2$	- fluxo zonal de momentum no nível 2 ($m^2 s^{-2}$)
$\overline{u}_3'^2$	- fluxo zonal de momentum no nível 3 ($m^2 s^{-2}$)
v	- velocidade meridional ($m s^{-1}$)
v_s	- valor de v à superfície ($m s^{-1}$)

$\bar{v}$	- velocidade meridional média zonal ($m s^{-1}$)
$\bar{v}_1$	- valor de v no nível 1 do modelo ($m s^{-1}$)
$\bar{v}_3$	- valor de v no nível 3 do modelo ($m s^{-1}$)
$\bar{v}'^2$	- fluxo de momentum ($m^2 s^{-2}$)
$\bar{v}_1'^2$	- fluxo de momentum no nível 1 ($m^2 s^{-2}$)
$\bar{v}_3'^2$	- fluxo de momentum no nível 3 ($m^2 s^{-2}$)
$\bar{v}'T'$	- fluxo meridional de calor ($K s^{-1}$)
$\bar{v}_1'T_1'$	- fluxo meridional de calor no nível 1 ($K s^{-1}$)
$\bar{v}_3'T_3'$	- fluxo meridional de calor no nível 3 ($K s^{-1}$)
$\bar{v}_2$	- valor de v no nível 2 do modelo ($m s^{-1}$)
$ \bar{v}_s^> $	- igual ao $ u_3 $ ($m s^{-1}$)
$\bar{v}_1^>$	- vetor velocidade horizontal no nível 1 do modelo ($m s^{-1}$)
$\bar{v}_3^>$	- vetor velocidade horizontal no nível 3 do modelo ($m s^{-1}$)
w	- disponibilidade de água na superfície
$\bar{w}$	- valor de w média zonal
x	- distância leste-oeste (m)
y	- distância norte-sul (m)
α	- volume específico ($Kg^{-1} m^3$)
$\bar{\alpha}$	- volume específico média zonal ($Kg^{-1} m^3$)
$\bar{\alpha}_1$	- valor de $\bar{\alpha}$ no nível 1 do modelo ($Kg^{-1} m^3$)
$\bar{\alpha}_3$	- valor de $\bar{\alpha}$ no nível 3 do modelo ($Kg^{-1} m^3$)
γ	- absorvidade de onda longa da atmosfera (0,95)
ϵ	- constante usada nas Equação 2.6 ($3 \times 10^{-6} s^{-1}$)
ν_1	- fator para radiação efetiva de onda longa para baixo (1,24)
ν_2	- fator para radiação efetiva de onda longa para cima (0,84)
Ω	- velocidade angular da Terra (s^{-1})
Ψ	- função de corrente ($m^2 s^{-1}$)
$\bar{\Psi}_T$	- função de corrente térmica, dada por $(\bar{\Psi}_1 - \bar{\Psi}_3)/2$ ($m^2 s^{-1}$)
$\bar{\Psi}_1$	- função de corrente média zonal no nível de 250 mb ($m^2 s^{-1}$)
$\bar{\Psi}_3$	- função de corrente média zonal no nível de 750 mb ($m^2 s^{-1}$)
ψ	- latitude (graus)
$\bar{\sigma}$	- estabilidade estática ($Kg^{-2} m^6 s^2$)
σ_B	- constante de Stefan-Boltzman ($0,57 J m^{-2} s^{-1} K^{-1}$)
ζ	- vorticidade relativa (s^{-1})

$\bar{\zeta}_T$	- $(\bar{\zeta}_1 - \bar{\zeta}_3)/2$ (s^{-1})
$\bar{\zeta}_*$	- $(\bar{\zeta}_1 - \bar{\zeta}_3)/2$ (s^{-1})
$\bar{\zeta}_1$	- valor de ζ média zonal no nível de 250 mb (s^{-1})
$\bar{\zeta}_3$	- valor de ζ média zonal no nível de 750 mb (s^{-1})
θ	- temperatura potencial (K)
$\bar{\theta}$	- temperatura potencial média zonal (K)
$\bar{\theta}_s$	- temperatura potencial de superfície média zonal (K)
$\bar{\omega}$	- velocidade vertical média zonal ($Kg\ m^{-1}\ s^{-3}$)
$\frac{\partial Q}{\partial \psi}$	- gradiente meridional de vorticidade potencial quase-geostrofica ($m^{-1}\ s^{-1}$)
χ	- opacidade da atmosfera. Na Equação 3.19 denota constante igual a 0,2495
σ	- $(p_s - p_t)/(p_s - p_t)$ (coordenada vertical)
σ_1	- 0,25 (nível 1)
σ_2	- 0,5 (nível 2)
σ_3	- 0,75 (nível 3)
$\dot{\sigma}_2$	- velocidade vertical média zonal no nível 2 do modelo (s^{-1})
$\overline{\sigma_2 u_2}, \overline{\sigma_2 v_2}$	- fluxos verticais de momentum ($m\ s^{-2}$)
$\overline{\sigma_2 T_2}$	- fluxo vertical de calor ($K\ s^{-1}$)
$\bar{\theta}_1$	- valor de $\bar{\theta}$ no nível 1 do modelo (K)
$\bar{\theta}_2$	- valor de $\bar{\theta}$ no nível 2 do modelo (K)
$\bar{\theta}_3$	- valor de $\bar{\theta}$ no nível 3 do modelo (K)
$\bar{\Phi}$	- geopotencial ($m^2\ s^{-2}$)
$\bar{\Phi}_s$	- geopotencial na superfície ($m^2\ s^{-2}$)
$\bar{\Phi}_1$	- geopotencial no nível 1 do modelo ($m^2\ s^{-2}$)
$\bar{\Phi}_3$	- geopotencial no nível 3 do modelo ($m^2\ s^{-2}$)
ρ_s	- densidade do ar à superfície ($1,22\ Kg\ m^{-3}$)
ρ_2	- densidade do ar em 500 mb ($0,7\ Kg\ m^{-3}$)
μ	- velocidade angular de fase na Equação 3.33 (s^{-1})
μ_2	- coeficiente de viscosidade turbulenta ($22\ Pa\ s$)
η	- refere-se a p^* ou $\bar{\Phi}$ na Equação 3.19
$\delta\bar{\theta}$	- valor usado na Equação 3.28: 29,8 K

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Um interesse crescente vem sendo notado nas últimas décadas na área de estudos climáticos. O sistema climático é muito complexo e altamente interativo, com muitos mecanismos de realimentação e uma grande variedade de escalas de tempo nos seus componentes individuais. O entendimento dos processos físicos responsáveis pela estrutura e variação do clima ainda representa um desafio, e no presente não há uma teoria geral e unificada do clima. Portanto, não é surpresa que haja incerteza na previsão de mudanças climáticas e sobre quanto do clima futuro possa ser previsto. A consequência de mudanças climáticas anômalas pode ter um grande impacto na produção agrícola e no uso dos recursos energéticos e hídricos. Portanto, a antecipação de uma mudança climática é responsável por um aumento no interesse no problema do clima.

Como todo fenômeno na natureza, o clima e sua mudança são presumivelmente governados por leis físicas. O conhecimento da base física do clima e sua variação é mais útil e compreensivelmente organizado em termos de modelos matemáticos. De acordo com seus objetivos, os modelos climáticos podem ser mecanísticos ou de simulação. Os primeiros têm como finalidade o entendimento da dependência dos outros parâmetros do problema em relação a um mecanismo particular. Os modelos de simulação têm por objetivo a simulação dos fenômenos considerados e incluem como variáveis internas tantos processos físicos interagindo quanto o seja possível. Estes modelos são muito complexos, tornando-se difícil o estabelecimento de relações causa-efeito, e necessitam de grandes recursos computacionais.

A distinção entre os modelos mecanísticos e os de simulação não é severamente definida e não justifica a grande variedade de modelos que tem sido usada. Assim, torna-se mais útil classificar os

modelos climáticos de acordo com os graus de liberdade geométricos. A hierarquia de modelos baseada nesta classificação é sumarizada a seguir.

Os modelos mais simples são os que consideram somente uma dimensão. Estes modelos são úteis em problemas onde se pretende o entendimento ilustrativo do papel de vários processos. Dentro desta categoria estão os modelos radiativo-convectivos (MRC) (Manabe e Wetherald, 1967; Rasool e Schneider, 1971), que usualmente incluem um tratamento detalhado dos processos radiativos e permitem, por exemplo, a investigação das consequências das mudanças de escala global na composição da atmosfera. Os MRC têm como saída somente o perfil vertical médio global de temperatura.

Ainda dentro da classe de modelos uni-dimensionais estão os modelos de balanço de energia (MBE), onde é feita uma integração na vertical e média zonal para tratar das variações latitudinais do clima em termos da temperatura de superfície (Budyko, 1969; Sellers, 1973, 1976). Tal simplicidade permite estudar os efeitos de processos tendo constante de tempo relativamente longas. Nestes modelos todos os processos físicos estão relacionados com a temperatura da superfície e nenhuma consideração é feita para o balanço de momentum.

Os modelos mais complexos são os de circulação geral (MCG), os quais são usados em estudos onde se deseja obter com detalhes a evolução regional e sazonal do clima. Nestes modelos o comportamento do clima é determinado explicitamente, podendo tornar o sistema modelado tão complexo quanto o real, o que dificulta a sua análise e entendimento. Devido à sua complexidade, os MCG necessitam de grandes recursos computacionais para serem usados em estudos climáticos.

Uma categoria intermediária de modelos são os modelos estatístico-dinâmicos média zonal (MED), onde o tratamento dos processos radiativos pode ser tão sofisticado quanto ao do MCG, mas mais simplificado que o do MRC. Enquanto os MRC e os MBE consideram somente a termodinâmica do sistema climático, os MED também incluem o tra-

tamento da dinâmica. Embora os movimentos assimétricos não sejam simulados explicitamente, o efeito dos turbilhões de grande escala são considerados através de parametrizações (Saltzman, 1968; Saltzman e Vernekar, 1968, 1971; Branscome, 1983; Yao e Stone, 1987). Assim, os MED fornecem uma descrição estatística-dinâmica completa da atmosfera. Ainda, os MED têm a vantagem, em relação aos MRC e MBE, de incluir variações latitudinais e verticais (usualmente são usados dois níveis), permitindo um melhor tratamento de mecanismos de realimentação, que são muito simplificados nos modelos uni-dimensionais.

Comparativamente aos MCG, os MED são mais simples e facilitam o estabelecimento das relações causa-efeito, que são mais difíceis de se obter nos MCG devido à sua complexidade. Outra vantagem consiste no fato de que os MED não necessitam de grandes recursos computacionais, o que possibilita uma variedade maior de estudos de sensibilidade. As desvantagens dos MED residem na perda da resolução regional e nos erros introduzidos na parametrização dos transportes devido aos turbilhões de grande escala. Maiores detalhes a respeito destes modelos encontram-se em Schneider e Dickinson (1974) e Saltzman (1978).

Assim, devido à sua posição intermediária na hierarquia de modelos, os MED têm papel importante no planejamento e análises de simulações realizadas com os MCG, e na generalização e confirmação de resultados obtidos usando MBE e MRC, contribuindo, portanto, para um melhor entendimento do comportamento do sistema climático.

Um dos aspectos relevantes nos MED é o do tratamento dos transportes meridionais devido aos turbilhões de grande escala. A parametrização do transporte meridional de calor tem sido feita utilizando um coeficiente de troca (Adem, 1962; Saltzman, 1968; Green, 1970, entre outros). A parametrização do transporte meridional de momentum é muito mais difícil, pois este transporte é feito contra o gradiente desta quantidade na atmosfera terrestre, e, desta forma, não é possível um tratamento simples do tipo difusão, a menos que se use coeficientes negativos. Wiin-Nielsen e Sela (1971) (de agora em

diante chamado WS) mostraram, usando dados observados do ano de 1963 para o Hemisfério Norte, que o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica era a favor do gradiente desta quantidade, e que, então, era possível parametrizar o transporte de momentum indiretamente através do uso de coeficientes de troca para o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica. Assim, a forma média zonal da equação da vorticidade potencial quase-geostrófica parecia ser adequada para o uso nos MED.

Este tipo de modelo foi aplicado por Sela e Wiin-Nielsen (1971) ao problema da simulação do ciclo anual do estado médio zonal da atmosfera, considerando o Hemisfério Norte. Os resultados mostraram uma variação anual qualitativamente correta dos ventos (250 e 750 mb) e temperatura (500 mb) média zonal, embora o ciclo anual previsto tivesse amplitude muito grande comparado com as observações. Os tempos de ocorrência para as quantidades máximas da energia potencial disponível e energia cinética foram bem previstos, o mesmo acontecendo para a defasagem de tempo entre as duas quantidades. A maior falha do modelo estava relacionada com a simplicidade da forçante térmica (aquecimento Newtoniano), o que causava uma variação anual grande da maioria das quantidades.

Em um trabalho posterior, Wiin-Nielsen (1972) incluiu em seu modelo uma especificação mais realista do aquecimento diabático, semelhante à dada por Saltzman (1968). Esta parametrização envolvia convecção de pequena escala e liberação de calor latente em adição à radiação de ondas curta e longa. O balanço de calor na superfície era obtido através dos processos de radiação solar e de onda longa, convecção de pequena escala, evaporação e condução para a sub-superfície. Os resultados mostraram que o modelo era capaz de uma descrição mais realista do ciclo anual da energia e que a amplitude da variação anual era reduzida grandemente. Em adição, as análises para as médias zonais de vento, temperatura, velocidade vertical e transportes de momentum e calor concordavam qualitativamente com as observações.

Ohring e Adler (1978) usaram as mesmas equações dinâmicas dadas por Sela e Wiin-Nielsen, contudo utilizaram uma parametrização mais sofisticada dos processos radiativos. Os processos de radiação solar incluídos foram absorção pelo vapor d'água, ozônio e nuvens, espalhamento por moléculas de ar e nuvens, e reflexão pela superfície, enquanto que os processos de onda longa incluíram absorção e emissão pelo vapor d'água, dióxido de carbono e nuvens. O modelo foi aplicado para condições médias anuais. Os resultados mostraram que os perfis latitudinais das temperaturas médias zonais da superfície e de 500 mb simulados concordavam com as observações. No caso dos ventos zonais, os perfis latitudinais também eram relativamente bem simulados. Contudo, alguns aspectos diferiam das observações. As diferenças eram mais evidentes no nível de 750 mb, onde o modelo previa ventos de este nas latitudes mais altas e as observações indicavam ventos fracos de oeste. Também no nível de 250 mb, os resultados mostravam ventos de oeste nas latitudes mais baixas, enquanto que os ventos observados eram de este. Os máximos simulados reproduziam com sucesso as observações, embora no nível de 250 mb o máximo encontrava-se um pouco deslocado em direção ao pólo.

Os MED não são usados somente na simulação das características do clima médio zonal, mas também em testes de sensibilidade, investigando a variação do clima presente resultante das mudanças nas condições de contorno. Experimentos neste sentido foram feitos por Ohring e Adler (1978) envolvendo os efeitos da mudança na quantidade de dióxido de carbono, na constante solar e na quantidade de nuvens. Dentro desta linha, aparecem os trabalhos de Potter e Cess (1984) e Jung e Bach (1987), investigando o efeito dos aerossóis na distribuição de temperatura média zonal.

Outra espécie de estudo de sensibilidade que pode ser feito refere-se ao impacto de anomalias de aquecimento na circulação atmosférica zonal. Este tópico é de relevância ao se considerar os efeitos das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) nas condições climáticas. Situações referentes aos fenômenos de "El Nino", "La Nina" e similares anomalias de TSM no Oceano Atlântico têm

sido estudadas usando MCG (Shukla e Wallace, 1983; Moura e Shukla, 1981, entre outros). Contudo, os MED são de grande utilidade quando se deseja determinar a ordem de magnitude e as mudanças nas distribuições de temperatura e vento. Com esta finalidade, Wiin-Nielsen (1986), usando um modelo quase-geostrófico e hemisférico, simulou uma situação simples de "El Nino", onde uma fonte de calor próxima ao equador era situada ao sul de um sumidouro em altas latitudes. Os resultados mostraram que ocorria um aumento do vento zonal ao norte da fonte, havendo tendência do jato sub-tropical alargar-se para o sul, caso as anomalias fossem suficientemente grandes.

Os MED também podem ser usados para estudos referentes à sensibilidade da atmosfera em relação a modificações na superfície da terra. O impacto no clima devido às alterações na superfície da terra causadas pelo homem tem recebido crescente atenção do ponto de vista de modelagem climática. Tem sido sugerido que alterações na superfície da terra, tais como desmatamento, desertificação, irrigação entre outras, possam causar significativo impacto no clima regional ou até global (Budyko, 1982).

Um grande esforço em modelagem tem sido destinado à parametrização das interações entre as características da superfície (solo, vegetação e umidade), que representam o estado geobotânico, e a atmosfera. O uso de um modelo que inclui tal mecanismo de realimentação bio-geofísico (bio-realimentação) pode ser útil para testar muitas espécies de modificação no clima, tanto as de origem natural como as causadas intencionalmente.

Assim, parametrizações da biosfera, que incorporam os principais fatores morfológicos e fisiológicos têm sido incluídas em modelos climáticos sofisticados (Mintz et al., 1983; Sellers et al., 1986; Dickinson et al., 1986). Recentemente, Dickinson e Henderson-Sellers (1988) usando uma versão do National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, a qual possui uma parametrização das interações entre a biosfera e a atmosfera, estudaram os efeitos do desmatamento tropical no sistema climático. Em um período de integra-

ção de treze meses, assumindo que toda floresta amazônica tropical na América do Sul fosse substituída por pradaria ("grassland"), notaram que os efeitos da hidrologia da superfície e da temperatura dominavam a resposta. A reduzida mistura e as menores taxas interceptação e evaporação a partir da copa causavam um aumento no escoamento superficial de água e elevação de 3-5 K na temperatura da superfície.

Contudo, devido à existência de processos muito complexos nestes modelos sofisticados de três dimensões, torna-se difícil determinar a causa para determinado efeito. Assim, um meio eficiente de obter idéias preliminares dos efeitos climáticos são os modelos mais simples, do tipo MED. Estes modelos são extremamente úteis em estudos considerando mudanças climáticas de longo prazo, e quando um grande número de experimentos é realizado.

Apesar da utilidade dos MED para a realização de testes sobre o impacto climático causado por alterações na superfície, poucos trabalhos aparecem na literatura. Um dos primeiros experimentos nesta linha foi feito por Charney (1975). Usando um modelo quase-geostrófico, sem consideração da hidrologia, mostrou que o aumento do albedo produzia subsidência, a qual impedia a formação de nuvens e a precipitação. Todavia, este estudo não considerou o efeito da vegetação na evapotranspiração e a dependência do albedo da superfície em relação à umidade do solo.

Nos modelos existentes, o albedo da superfície e a disponibilidade de água (ou eficiência de evapotranspiração) parecem ser os parâmetros do estado da superfície mais usados na descrição das propriedades referentes à radiação e à hidrologia (Carson, 1981). Geralmente estes parâmetros são prescritos nos modelos climáticos simples que não consideram o balanço hidrológico na sub-superfície (Saltzman e Vernekar, 1971; Ohring e Adler, 1978).

Em experimentos efetuados usando MED para simular os efeitos no clima resultantes de desertificação (Ellsaesser et al., 1976) e de desmatamento em florestas tropicais (Potter et al., 1975)

as mudanças no estado geobotânico foram simuladas modificando o albedo da superfície da terra. Os valores prescritos do albedo foram atribuídos à fração de terra centrada em 20oN (caso de desertificação) e no equador (caso de desmatamento). Neste último caso, em adição à mudança do albedo, foram introduzidas modificações nas características hidrológicas da superfície. Fora da região onde os valores foram prescritos não foram consideradas as mudanças no estado geobotânico.

Gutman et al. (1984), usando uma versão do modelo de Ohring e Adler (1978), incluíram uma caracterização da superfície que permite contínua variação do estado geobotânico com o clima. Assim, as mudanças geobotânicas podem ser consideradas fora da região de valores prescritos. O método para se considerar o mecanismo de bio-realimentação foi baseado em tornar o estado geobotânico, caracterizado pelo albedo de superfície e pela disponibilidade de água, dependente da razão entre o balanço de radiação anual e a precipitação anual, denominada de índice de seca radiativo.

Utilizando este modelo Gutman (1984) realizou experimentos considerando alterações na superfície da terra: desertificação, desmatamento e irrigação. Os resultados indicaram que o efeito das mudanças na evapotranspiração era predominante em controlar a temperatura da superfície, e que o impacto da bio-realimentação era mais forte na área adjacente à região perturbada.

Como se nota, os MED são muito versáteis, podendo ser usados em uma grande variedade de estudos. A maioria dos trabalhos comentados anteriormente utilizaram MED quase-geostrófico e consideraram apenas o Hemisfério Norte. Seria de grande valia, portanto, o uso deste tipo de modelo para estudos envolvendo também o Hemisfério Sul.

O MED quase-geostrófico, embora seja adequado para o tratamento da dinâmica da atmosfera envolvendo a região-extratropical, necessita de correções nas condições de contorno na faixa tropical para melhor simular a circulação média meridional. Portanto, quando se considera as interações dos trópicos com as latitudes mais altas, o

uso de um modelo de equações primitivas é mais apropriado. Exemplos da utilização deste tipo de modelo são encontrados em Potter et al. (1975) e Ellsaesser et al. (1976). Recentemente, Yao e Stone (1987) e Stone e Yao (1987) usaram um MED com equações primitivas para investigar, respectivamente, os papéis das parametrizações da convecção úmida e dos fluxos de momentum devido aos turbilhões de grande escala na circulação geral.

Taylor (1980), usando um MED de equações primitivas, estudou os papéis dos movimentos meridionais médios e dos turbilhões de grande escala nas circulações média zonal. O modelo usava a coordenada sigma na vertical e incluía a parametrização do atrito, do aquecimento diabático e dos turbilhões de grande escala. Todavia, o modelo apresentava algumas limitações. Uma delas dizia respeito à não inclusão dos efeitos do aquecimento devido à liberação de calor latente e ao resfriamento devido à evaporação. O modelo, então, era considerado seco, embora as parametrizações da radiação e da convecção de calor sensível derivassem do clima presente, e assim, incorporavam alguma característica de umidade. A hidrologia da superfície e o fluxo de calor latente, que foram omitidos naquele trabalho, são importantes em um modelo que procura simular o clima real. O ciclo hidrológico tem papel relevante na transferência de energia da superfície para a atmosfera e é altamente dependente da estrutura e dinâmica da atmosfera. O fluxo de calor latente tem importante papel no balanço de calor na atmosfera. Outro processo físico não incluído naquele modelo foi a condução para a sub-superfície, que deve ser levada em conta no balanço de calor na superfície. Ainda, outra limitação do modelo foi a sua aplicação somente para o Hemisfério Norte.

Diante do exposto, propõe-se neste trabalho a realização de estudos sobre a atmosfera média zonal, considerando os processos climáticos referentes a ambos os hemisférios. Tal estudo inclui os seguintes tópicos:

- a) desenvolvimento de um MED quase-geostrófico e sua aplicação também ao Hemisfério Sul. Isto preencheria a lacuna existente

no quadro de estudos climáticos usando este tipo de modelo. Para isto, há a necessidade de se obter os valores latitudinais dos coeficientes de troca para o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica, que serão usados nas equações prognósticas do modelo. Estes cálculos foram feitos anteriormente somente para o Hemisfério Norte e considerando dados de um único ano (WS). Propõe-se, então, a realização destes cálculos para o Hemisfério Sul, usando os dados de vários anos. Propõe-se, ainda, que estes cálculos sejam feitos também para o Hemisfério Norte, para comparações posteriores;

- b) desenvolvimento de um MED com equações primitivas. O modelo sugerido é semelhante ao de Taylor (1980), contudo estendendo-o ao Hemisfério Sul (modelo global) e incorporando os processos físicos de evaporação, liberação de calor latente e condução para a sub-superfície, ausentes naquele estudo;
- c) simulação das características da atmosfera média zonal para ambos os hemisférios, tais como: as distribuições latitudinais das temperaturas (superfície e em 500 mb), dos ventos zonais (250 e 750 mb) e da circulação média meridional (velocidade vertical em 500 mb);
- d) simulação do ciclo anual da temperatura em 500 mb e do vento zonal (250 e 750 mb) para ambos os hemisférios. Este estudo foi feito no passado somente para o Hemisfério Norte (Sela e Wiin-Nielsen, 1971);
- e) estimativa dos efeitos da variação nas condições de contorno na circulação atmosférica média zonal, incluindo ambos os hemisférios. São propostos experimentos considerando o impacto sobre o clima causado por anomalias de TSM na região tropical, tais como as situações referentes aos fenômenos de "El Nino", "La Nina" e do bipolo de anomalias positivas e negativas sobre o Oceano Atlântico Tropical, que está associado à ocorrência de seca no nordeste do Brasil (Moura e Shukla, 1981).

É proposta, também, a realização de um experimento para investigar os efeitos da alteração do estado da superfície no clima. O experimento sugerido é o da simulação do impacto climático causado pela remoção da floresta tropical (através da alteração do albedo da superfície). Os resultados deste experimento serão comparados com os obtidos por Potter et al. (1975).

f) simulação do estado geobotânico para ambos os hemisférios. Para isto, propõe-se a incorporação do mecanismo de realimentação bio-geofísico no modelo referido no item b). O procedimento para inclusão do mecanismo de bio-realimentação sugerido é o descrito por Gutman et al. (1984). As parametrizações contidas naquele trabalho consideraram apenas o Hemisfério Norte. Aqui, é proposta a determinação de novas relações para o caso do Hemisfério Sul;

g) uma vez simulado o estado geobotânico para ambos os hemisférios, é proposta a realização de experimentos referentes ao impacto climático causado por alterações no estado da superfície da terra. Os experimentos sugeridos consideram as situações de: desmatamento, desertificação e irrigação. Propõe-se, ainda, a consideração dos casos com e sem bio-realimentação a fim de investigar os efeitos de sua inclusão. Estes experimentos foram feitos por Gutman et al. (1984) e Gutman (1984) considerando apenas o Hemisfério Norte. Neste trabalho, é proposta, também, a consideração do Hemisfério Sul. A diferença entre o experimento de desmatamento deste item com o proposto no item e) é que, aqui, o estado geobotânico está sendo considerado levando-se em conta os mecanismos de realimentação que ligam o estado da superfície à atmosfera.

A execução dos itens c)-e) é feita considerando os dois modelos indicados nos itens a) e b), para comparação dos resultados. No caso dos itens f)-g), é utilizado o modelo global referido no item b), contendo as parametrizações referentes ao estado geobotânico.

No Capítulo 2 são considerados os cálculos do transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica e dos coeficientes de troca e a descrição e os resultados referentes ao modelo quase-geostrófico. A formulação e os resultados considerando o modelo de equações primitivas encontram-se no Capítulo 3. O Capítulo 4 inclui a descrição do método de bio-realimentação, a simulação do estado geobotânico e o impacto climático causado por alterações no estado da superfície da terra. O Capítulo 5 engloba um sumário do trabalho e as principais conclusões.

CAPÍTULO 2

TRANSPORTE DE VORTICIDADE POTENCIAL QUASE-GEOSTRÓFICA E MODELO QUASE-GEOSTRÓFICO

2.1 - TRANSPORTE DE VORTICIDADE POTENCIAL QUASE-GEOSTRÓFICA E DETERMI ÇÃO DOS COEFICIENTES DE TRANSPORTE

Nesta Seção são considerados os cálculos do transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica e dos coeficientes de troca para os Hemisférios Norte e Sul.

A vorticidade potencial quase-geostrófica (Q) pode ser escrita num sistema (x, y, p, t) como

$$Q = f + \zeta + \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{f_0^2}{\bar{\sigma}} \frac{\partial \Psi}{\partial p} \right]$$

onde f é o parâmetro de Coriolis; ζ , a vorticidade relativa; Ψ , a função de corrente e $\bar{\sigma} = -\frac{\alpha}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$ é o parâmetro de estabilidade estática.

O procedimento para o cálculo do transporte meridional de vorticidade potencial quase-geostrófica é descrito em detalhes em WS. Assim, nesta Seção é apresentado brevemente o método, juntamente com as fórmulas necessárias. O transporte meridional da vorticidade potencial quase-geostrófica pode ser calculado através de:

$$\overline{Qv} = - \frac{1}{a \cos^2 \psi} \frac{\partial}{\partial \psi} [(\overline{uv}) \cos^2 \psi] - \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{f_0 R}{\bar{\sigma} p} (\overline{Tv}) \right] \quad (2.2)$$

onde as barras denotam as médias zonais; ψ , a latitude; a, o raio da Terra e $\overline{uv}$ e $\overline{Tv}$ são os transportes de momentum e calor, respectivamente.

Nota-se, através da Equação 2.2, que a quantidade Q_v pode ser calculada se forem disponíveis os dados dos transportes de momentum e de calor. Os resultados apresentados em WS mostram o transporte $\overline{Q_v}$ para o Hemisfério Norte baseados em dados de $\overline{uv}$ e $\overline{Tv}$ para um único ano (1963). No presente trabalho são considerados dados de médias anuais para os transportes de momentum e calor; para o Hemisfério Norte são utilizadas médias de cinco anos (1958-1963), obtidas por Oort e Rasmusson (1971), e para o Hemisfério Sul são usadas duas fontes diferentes de dados: a) médias de dez anos (1963-1973), dadas por Oort (1983); e b) médias de três anos (1977-1979) dos dados do National Meteorological Center (NMC).

A razão para o uso de duas fontes diferentes de dados para o Hemisfério Sul é que a rede de estações convencionais de superfície e ar superior são esparsas e poucos estudos foram feitos procurando derivar as estatísticas da circulação observada neste hemisfério. Assim, o uso dos dados fornecidos por Oort (1983), que são baseados na análise objetiva das estatísticas da circulação compiladas em estações de radiossonda individuais, pode levar a algum tipo de erro.

Recentemente, Karoly e Oort (1987) compararam estes dados com os preparados no Australian Bureau of Meteorology (ABM), os quais são baseados em dez anos (1972-1982) de análises numéricas operacionais diárias. A conclusão chegada é que há vantagens e desvantagens em cada conjunto de dados. Por exemplo, nos dados de Oort (1983) as variações zonais dos campos médios no tempo são sub-estimadas na faixa de 40° - 65° S. Nesta região os campos de vento e altura geopotencial não estão em balanço geostrófico devido aos dados serem esparsos. Já as análises do ABM possuem mais dados disponíveis, apresentando maior confiabilidade. Mas, no que diz respeito às estatísticas dos turbilhões transientes os dados de Oort (1983) são melhores que os do ABM. Portanto, a escolha do uso de cada conjunto de dados depende do range de propósitos, incluindo, por exemplo, a verificação de modelos de circulação geral e estudos da circulação no Hemisfério Sul.

Assim, no presente trabalho, para permitir comparação entre os resultados, foram usadas duas fontes de dados: a de Oort (1983), baseada em observações, e outra, baseada em análises numéricas feitas pelo NMC. O sistema de assimilação de dados globais desenvolvidos no NMC é baseado na atualização de um modelo de previsão, de equações primitivas, com nove níveis na vertical, através do método de interpolação estatística local, multivariada e tri-dimensional. A atualização é feita em intervalos de 6 h, diretamente na coordenada vertical do modelo (McPherson et al., 1979). Infelizmente não foram disponíveis para o autor os dados do ABM.

Os cálculos envolvidos na Equação 2.2 foram feitos utilizando o esquema de diferenças finitas centradas no espaço. Os resultados mostrando os transportes de vorticidade potencial quase-geostrofica para o Hemisfério Norte e para o Hemisfério Sul, usando as duas fontes de dados, são apresentados nas Figuras 2.1, 2.2 e 2.3, respectivamente.

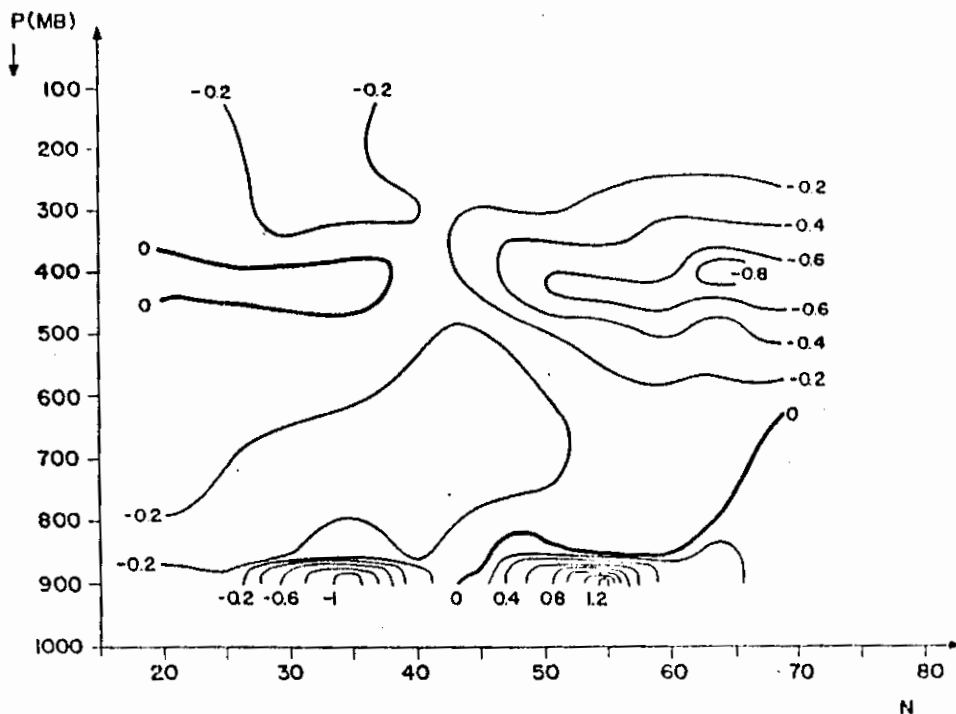


Fig. 2.1 - Transporte meridional de vorticidade potencial quase-geostrofica média anual em função da latitude e pressão para o Hemisfério Norte usando dados de Oort e Rasmusson (1971); unidade 10^{-4} ms^{-2} .

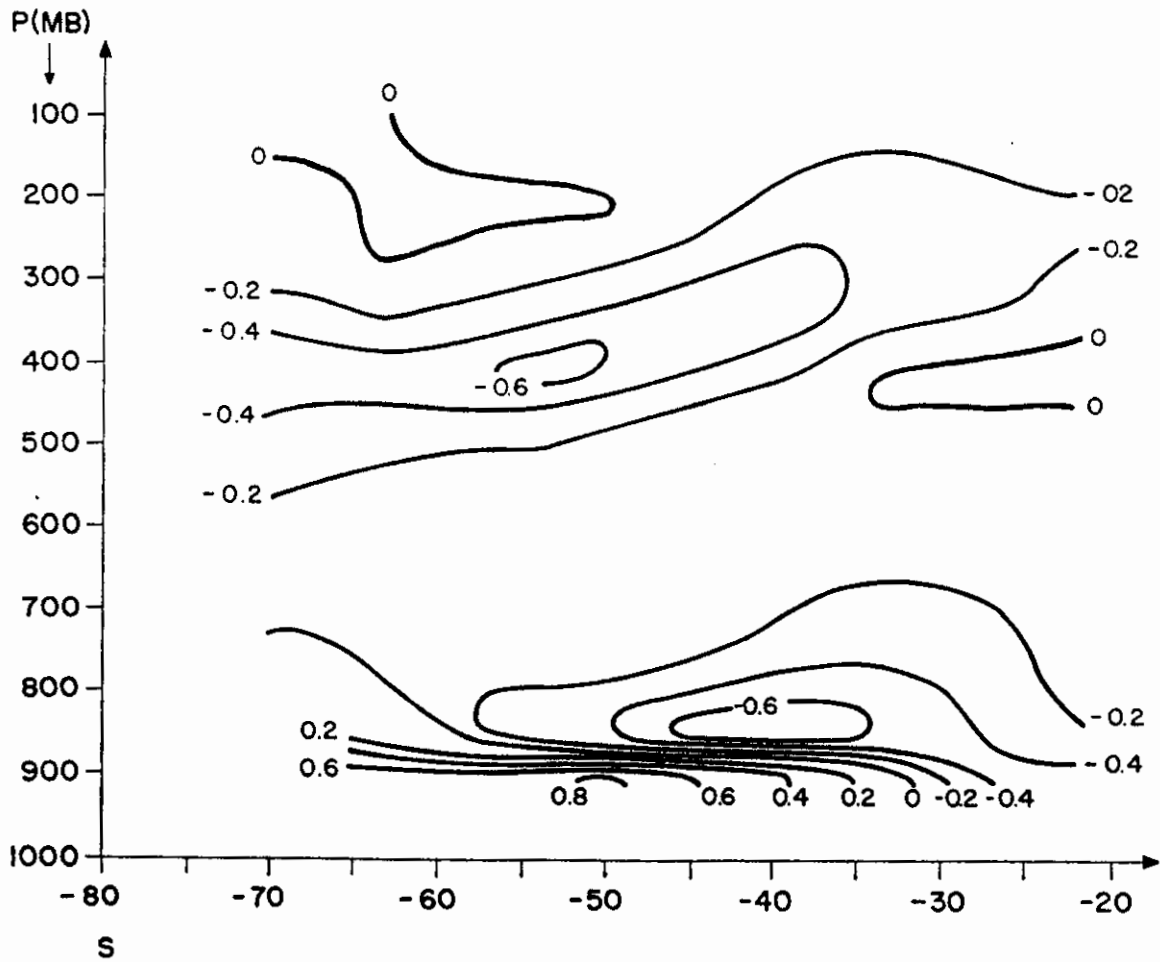


Fig. 2.2 - Transporte meridional de vorticidade potencial quase-geostrófica média anual em função da latitude e pressão para o Hemisfério Sul usando dados de Oort (1983); unidade 10^{-4} ms^{-2} .

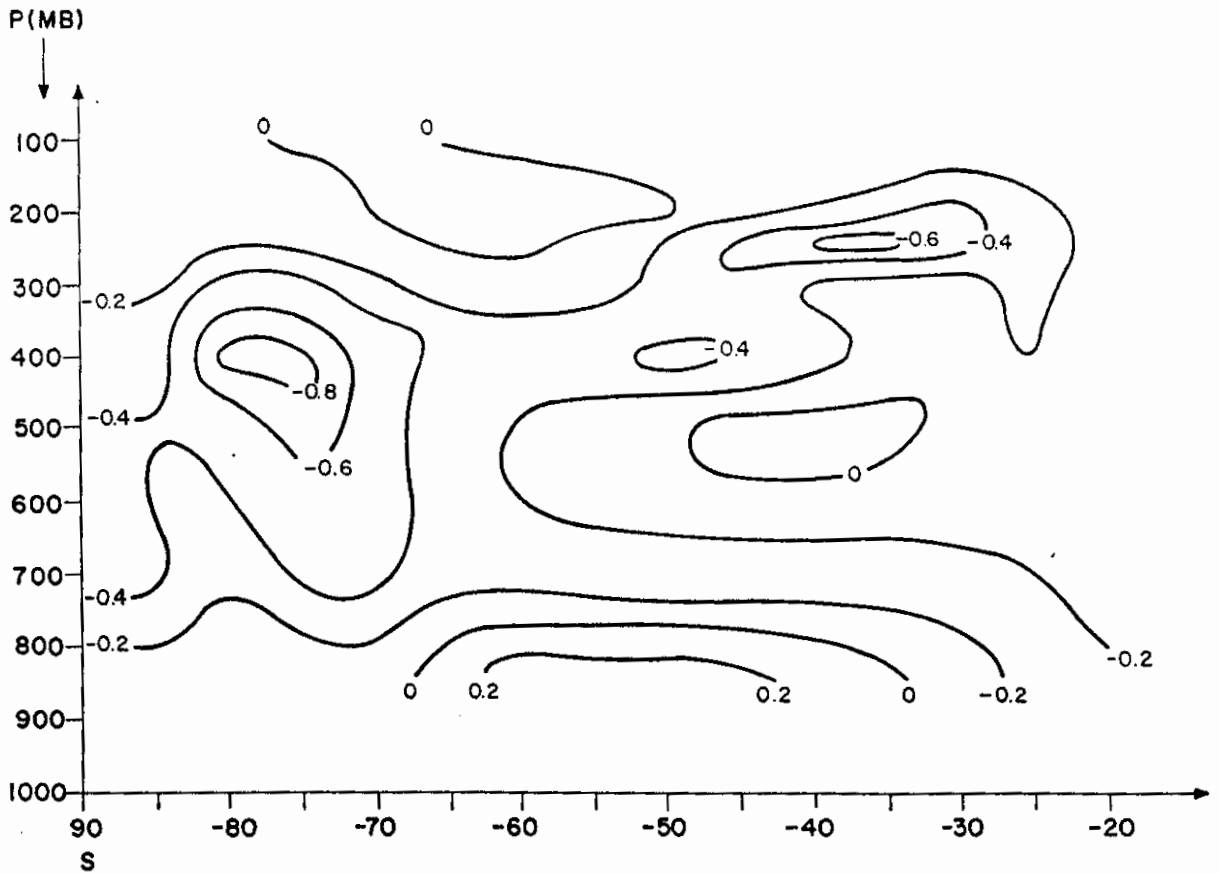


Fig. 2.3 - Transporte meridional de vorticidade potencial quase-geostrófica média anual em função da latitude e pressão para o Hemisfério Sul usando dados do NMC; unidade 10^{-4} ms^{-2} .

Comparando a Figura 2.1 com os resultados obtidos por WS (Figura 2.4), nota-se que há uma concordância no geral. Em ambas as figuras o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófico é negativo (para o sul) na maior parte da atmosfera, exceto em uma pequena camada perto da superfície, onde é positivo (para o norte). Contudo, existem algumas diferenças quantitativas, o que pode ser justificado pelo fato de que os dados usados nos cálculos de WS e no presente trabalho consideram períodos de tempo diferentes. Na Figura 2.1 a região de transporte positivo é confinada entre 45°N e 70°N , perto do nível de 900 mb, e há uma região de transporte negativo entre 20°N e 40°N . Esta região de transporte negativo não é encontrada na Figura 2.4. Esta ocorrência de valores negativos deve-se ao fato de que nesta região $(\overline{T_v})$ é maior no nível de 950 mb que em 850 mb. Isto torna negativo o termo principal (último termo) da Equação 2.2. Como foi comentado por WS, o sinal do último termo da Equação 2.2 depende de $(\overline{T_v})$ já que o fator $\overline{\sigma_p}$ é quase constante na troposfera. Na outra região, os valores de $(\overline{T_v})$ são maiores em 850 mb que em 950 mb, de forma que o transporte é positivo. Como mostra a Figura 2.1, o transporte negativo máximo ($-0,8 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-2}$) é encontrado em torno de 400 mb entre 60°N e 70°N , o que mostra boa concordância com os resultados de WS.

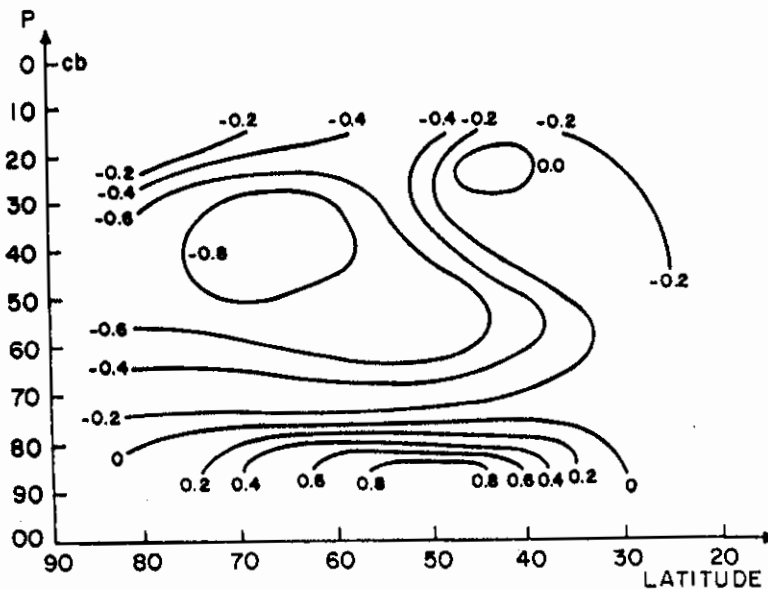


Fig. 2.4 - Transporte meridional de vorticidade potencial quase-geostrófica em função da latitude e pressão para o Hemisfério Norte (WS); unidade 10^{-4} ms^{-2} .

Comparando-se as Figuras 2.1 e 2.2, pode-se notar que o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica é qualitativamente similar em ambos os hemisférios. Como mostra a Figura 2.2, também para o Hemisfério Sul, o transporte é negativo na maior parte da atmosfera, exceto perto da superfície. Porém, há algumas diferenças quantitativas entre as Figuras 2.1 e 2.2. O transporte negativo máximo é um pouco menor ($-0,6 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-2}$) no Hemisfério Sul. Em adição ao mínimo que aparece na alta troposfera, em latitudes médias, outra região de mínimo é encontrada na baixa troposfera, em latitudes mais baixas, em um local diferente comparado com a Figura 2.1.

Comparando as Figuras 2.2 e 2.3, que contêm resultados para o Hemisfério Sul usando diferentes fontes de dados, nota-se que, embora as configurações das isolinhas sejam diferentes, há uma concordância no geral. O transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica é negativo na maior parte da atmosfera, e, na baixa troposfera, aproximadamente entre 30° e 70°S , o transporte é positivo. Contudo, os valores deste transporte positivo são maiores na Figura 2.2. Outra semelhança entre as duas figuras é a existência de duas outras regiões de transporte positivo, cujas magnitudes são menores que na baixa troposfera: entre 50° e 70°S , próximo a 200 mb; e, em latitudes menores que 45°S , na média troposfera. Porém, na Figura 2.2, estes valores negativos encontram-se um pouco acima do nível de 500 mb. Outro aspecto de concordância entre as duas figuras é a localização do máximo transporte negativo. Em ambas, situa-se em torno de 400 mb, embora na Figura 2.3 esteja um pouco mais deslocado na direção do pólo. Contudo, o transporte negativo máximo é um pouco maior na Figura 2.3 (em torno de $0,8 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-2}$), aproximando-se mais do valor obtido no Hemisfério Norte (Figura 2.1).

O transporte de vorticidade potencial pode ser parametrizado em termos de um coeficiente de troca e do gradiente de vorticidade potencial (Green, 1969; WS). Um coeficiente de troca pode ser definido pela relação:

$$\overline{Qv} = -K_Q \frac{\partial \overline{Q}}{a \partial \Psi} \quad (2.3)$$

onde

$$\frac{\partial \overline{Q}}{a \partial \Psi} = \frac{2 \Omega \cos \Psi}{a} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial}{\partial \Psi} \left[\frac{1}{\cos \Psi} \frac{\partial}{\partial \Psi} (\overline{u} \cos \Psi) \right] - \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial \overline{u}}{\partial p} \right) \quad (2.4)$$

(para o significado dos símbolos vide lista de símbolos).

O primeiro termo do lado direito da Equação 2.4, o qual é sempre positivo, é em geral maior que os outros termos de modo que $\frac{\partial \overline{Q}}{a \partial \Psi}$ é positivo. Como é mostrado nas Figuras 2.1, 2.2 e 2.3, o transporte Qv é principalmente negativo na atmosfera acima da camada limite planetária, de forma que K_Q deve ser positivo na maior parte da troposfera.

WS calcularam os valores de K_Q para o Hemisfério Norte usando dados do ano de 1963. Neste trabalho são apresentados cálculos de K_Q para ambos os hemisférios usando os valores de $\overline{Qv}$ mostrados nas Figuras 2.1, 2.2, 2.3 e calculando o gradiente meridional de $\overline{Q}$ através da Equação 2.4. Os valores de $\overline{u}$ usados no cálculo de K_Q são obtidos de Oort e Rasmusson (1971) para o Hemisfério Norte, e de Oort (1983) e dos dados do NMC para o Hemisfério Sul.

Como nas equações dinâmicas de um modelo quase-geostrófico K_Q aparece sempre multiplicado por $\cos \Psi$, são plotados na Figura 2.5 os valores de $K_Q \cos \Psi$ para o Hemisfério Norte, e nas Figuras 2.6 e 2.7 os valores para o Hemisfério Sul usando dados de Oort (1983) e do NMC, respectivamente. Estes valores são suavizados por um filtro que remove ondas de comprimento de onda igual a dois intervalos de grade. Como mostra a Figura 2.5, os valores apresentados neste trabalho para o Hemisfério Norte são um pouco menores quando comparados com os obtidos por WS (Figura 2.8). Nos níveis de 200, 300 e 500 mb, apesar da variação latitudinal de $K_Q \cos \Psi$, para latitudes

menores que 30°N , ser diferente dos resultados de WS, há uma concordância na posição dos máximos (perto de 60°N). Todavia, as formas das curvas para o nível de 700 mb são bastante diferentes.

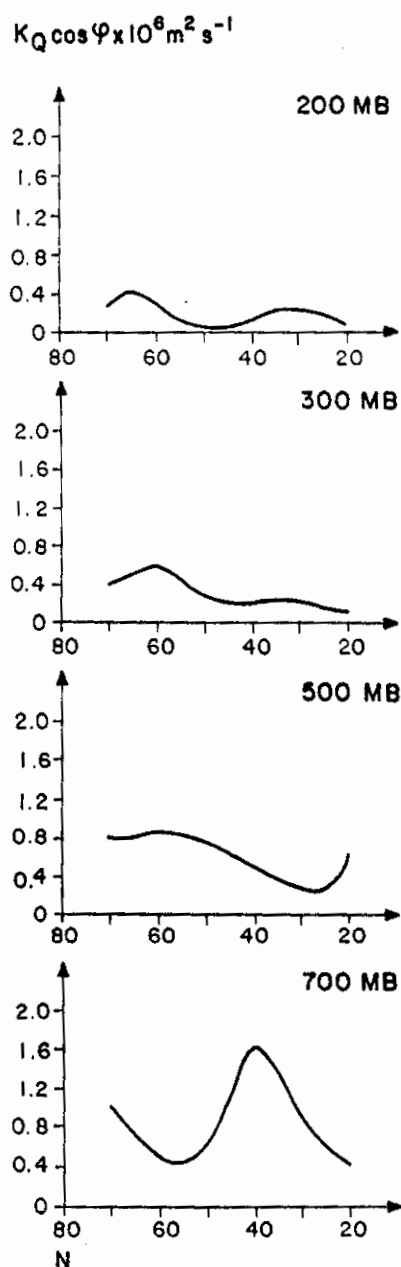


Fig. 2.5 - Coeficientes de troca para o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica em função da latitude, para os níveis de 200, 300, 500 e 700 mb para o Hemisfério Norte (dados de Oort e Rasmusson, 1971); unidade $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

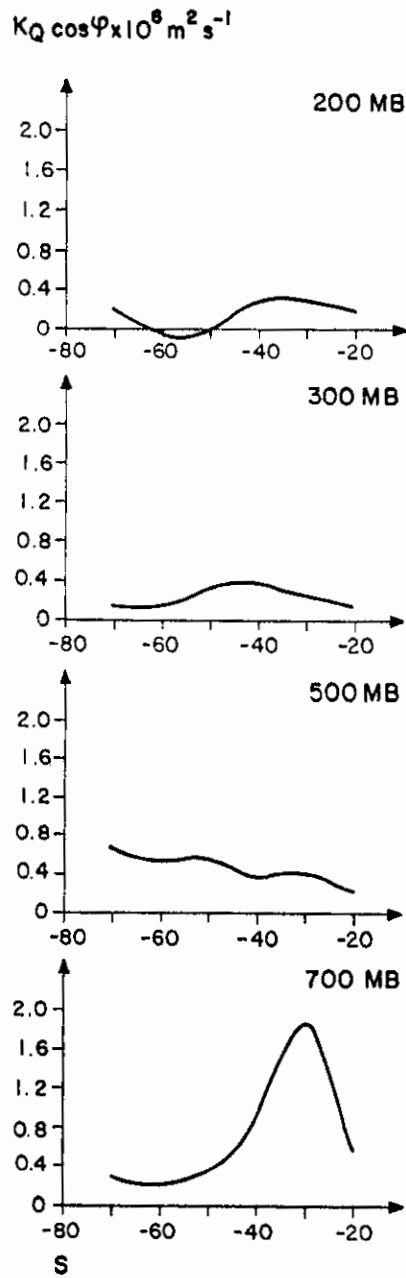


Fig. 2.6 - Coeficientes de troca para o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica em função da latitude, para os níveis de 200, 300, 500 e 700 mb, para o Hemisfério Sul (dados de Oort, 1983); unidade $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

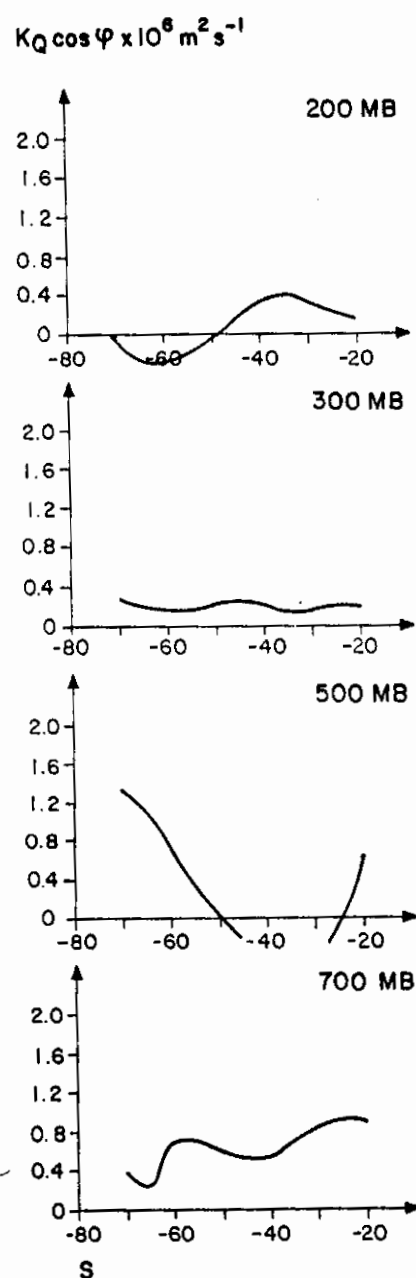


Fig. 2.7 - Coeficientes de troca para o transporte de vorticidade potencial quase-geostrófica em função da latitude, para os níveis de 200, 300, 500 e 700 mb, para o Hemisfério Sul (dados do NMC); unidade $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

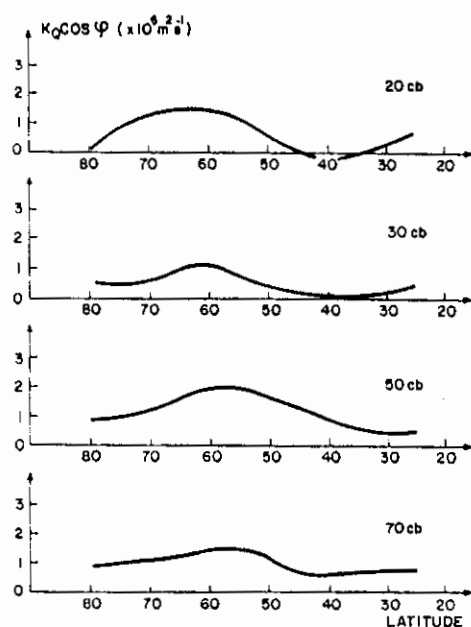


Fig. 2.8 - Coeficientes de troca para o transporte de vorticidade potencial em função da latitude, para os níveis de 200, 300, 500 e 700 mb. Resultados de WS para o Hemisfério Norte; unidade $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Comparando as Figuras 2.5 e 2.6, nota-se que, para o nível de 700 mb, há semelhança na forma das curvas de variação latitudinal nos Hemisférios Norte (dados de Oort e Rasmusson, 1971) e Sul (dados de Oort, 1983). Contudo, para os outros níveis as variações latitudinais de $K_Q \cos \Psi$ são diferentes nos dois hemisférios.

Como se nota, através das Figuras 2.6 e 2.7, os resultados para o Hemisfério Sul usando dados de Oort (1983) e do NMC, respectivamente, mostram boa concordância nos níveis de 200 e 300 mb. Os valores negativos de $K_Q \cos \Psi$ que aparecem em 200 mb, entre aproximadamente 50° e 65°S , são devidos ao transporte de $\bar{Q}$ ser positivo nesta região (Figuras 2.2 e 2.3). Em 700 mb, para latitudes menores que 40°S , há concordância na posição dos máximos, embora os valores obtidos com os dados do NMC sejam menores. Para latitudes maiores que 40°S , há diferenças entre as duas curvas, o que pode ser explicado pelas formas diferentes das isolinhas de $\bar{Q}_v$ nesta região (Figuras 2.2 e 2.3). Em 500 mb, as discrepâncias entre as Figuras 2.6 e 2.7

também podem ser justificadas pelos diferentes valores do transporte de $\bar{Q}$ neste nível. Assim, a região de transporte para o sul (valores negativos de $K_Q \cos \Psi$), que aparece na Figura 2.7, não ocorre na Figura 2.6, pois a região de transporte para o norte ($\bar{Q}v$ positivo) na troposfera média encontra-se um pouco acima de 500 mb (Figura 2.2).

2.2 - DESCRIÇÃO DO MODELO QUASE-GEOSTRÓFICO

O modelo utilizado é quase-geostrófico, de dois níveis na vertical (Figura 2.9) e considera a atmosfera média zonal.

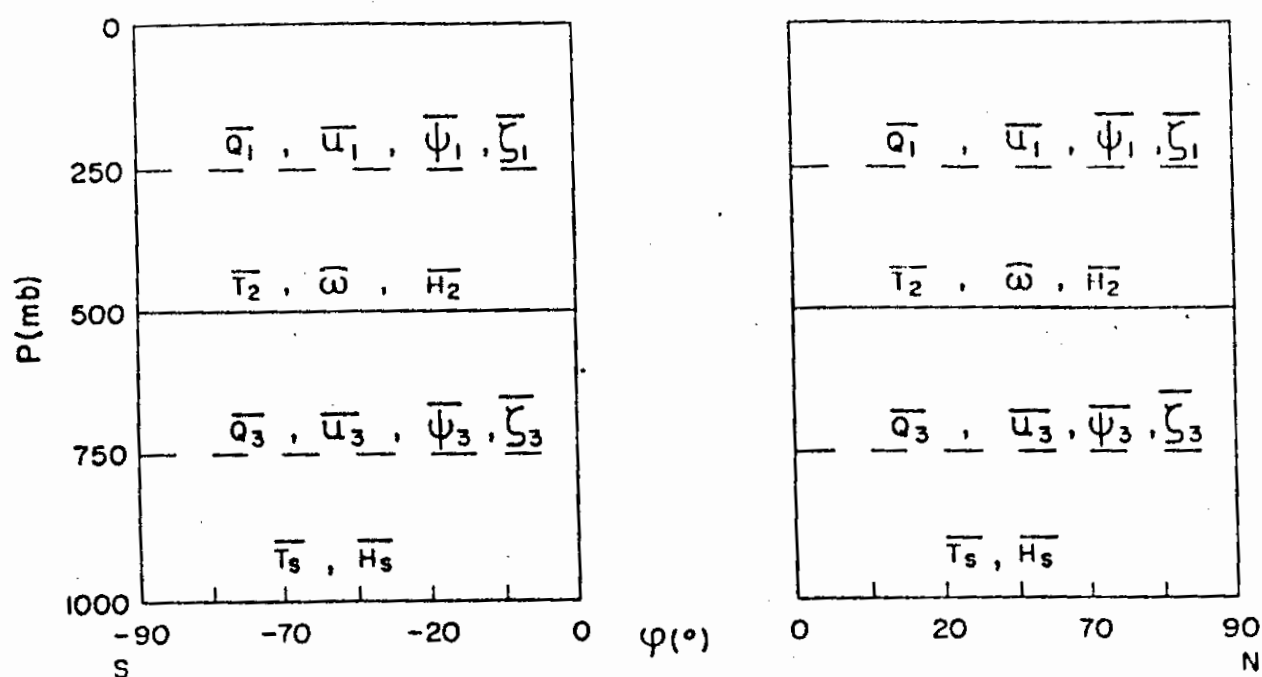


Fig. 2.9 - Seções latitude-altura (para os Hemisférios Norte e Sul) mostrando os níveis de pressão onde as variáveis são obtidas no modelo quase-geostrófico.

2.2.1 - O MODELO DINÂMICO

O modelo dinâmico considera dois níveis na vertical e baseia-se no sistema de equações da vorticidade potencial quase-geostrófica e no balanço de calor na superfície. As equações prognósticas, na sua forma de médias zonais, são (Wiin-Nielsen e Sela, 1971; Wiin-Nielsen, 1972; Ohring e Adler, 1978):

$$\frac{\partial \bar{Q}_1}{\partial t} = \frac{1}{a^2 \cos \Psi} \frac{\partial}{\partial \Psi} \left(K_{Q1} \cos \Psi \frac{\partial \bar{Q}_1}{\partial \Psi} \right) - \frac{g^2 R \bar{H}_a}{2f_o c_p} - 2 A \bar{\zeta}_T \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial \bar{Q}_3}{\partial t} = \frac{1}{a^2 \cos \Psi} \frac{\partial}{\partial \Psi} \left(K_{Q3} \cos \Psi \frac{\partial \bar{Q}_3}{\partial \Psi} \right) + \frac{q^2 R \bar{H}_a}{2f_o c_p} + 2 A \bar{\zeta}_T - \epsilon \bar{\zeta}_* + 2\epsilon \bar{\zeta}_T \quad (2.6)$$

onde $\bar{Q}_1$ e $\bar{Q}_3$ são as vorticidades potenciais quase-geostróficas médias zonais nos níveis 1 (250 mb) e 3 (750 mb), respectivamente; $\bar{H}_a$, a taxa de aquecimento da atmosfera média zonal; K_{Q1} e K_{Q3} , os coeficientes de troca para $\bar{Q}_1$ e $\bar{Q}_3$, respectivamente, e os outros símbolos têm o significado usual e se encontram na lista de símbolos. As quantidades $\bar{\zeta}_T$ e $\bar{\zeta}_*$ são dadas por:

$$\bar{\zeta}_T = (\bar{\zeta}_1 - \bar{\zeta}_3)/2 \quad (2.7)$$

$$\bar{\zeta}_* = (\bar{\zeta}_1 + \bar{\zeta}_3)/2 \quad (2.8)$$

onde $\bar{\zeta}_1$ e $\bar{\zeta}_3$ representam as vorticidades relativas médias zonais nos níveis de 250 mb e 750 mb, respectivamente.

Os valores de q^2 , A e ϵ são assumidos constantes, do mesmo modo que em Wiin-Nielsen (1972):

$$q^2 = 2,5 \times 10^{-12} \text{ m}^{-2}$$

$$A = 0,6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$$

$$\varepsilon = 3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$$

As quantidades $\bar{Q}_1$ e $\bar{Q}_3$ podem ser escritas, respectivamente, como:

$$\bar{Q}_1 = f + \bar{\zeta}_1 - q^2 \bar{\Psi}_T \quad (2.9)$$

$$\bar{Q}_3 = f + \bar{\zeta}_3 + q^2 \bar{\Psi}_T \quad (2.10)$$

onde $\bar{\Psi}_T$ é a função de corrente média zonal, dada por:

$$\bar{\Psi}_T = \frac{1}{2} (\bar{\Psi}_1 - \bar{\Psi}_3) = \frac{R\bar{T}_2}{2f_0} \quad (2.11)$$

onde $\bar{T}_2$ é a temperatura média zonal no nível 2 (500 mb).

Então, a partir das Equações 2.9 e 2.10, obtêm-se:

$$\bar{\zeta}_* = \frac{(\bar{Q}_1 + \bar{Q}_3)}{2} - f \quad (2.12)$$

$$\bar{\zeta}_T = \frac{(\bar{Q}_1 - \bar{Q}_3)}{2} + q^2 \bar{\Psi}_T \quad (2.13)$$

Desta forma, uma vez conhecidos os campos iniciais de $\bar{Q}_1$, $\bar{Q}_3$, $\bar{\Psi}$ (ou $\bar{T}_2$) e $\bar{H}_a$, as Equações 2.5 e 2.6 podem ser integradas numericamente no tempo para se obter os novos valores de $\bar{Q}_1$ e $\bar{Q}_3$.

Considerando que $\bar{\zeta}_T = \frac{1}{a^2 \cos \Psi} \frac{\partial}{\partial \Psi} (\cos \Psi \frac{\partial}{\partial \Psi} \bar{\Psi}_T)$, pode-se escrever a Equação 2.13 como:

$$\frac{1}{a^2 \cos \Psi} \frac{\partial}{\partial \Psi} \left[\cos \Psi \frac{\partial}{\partial \Psi} \bar{\Psi}_T \right] - q^2 \bar{\Psi}_T = \frac{(\bar{Q}_1 - \bar{Q}_3)}{2} \quad (2.14)$$

Desta forma, os novos valores de $\bar{\Psi}_T$ podem ser obtidos integrando a Equação 2.14. Os valores de $\bar{T}_2$, $\bar{\zeta}_*$ e $\bar{\zeta}_T$ são obtidos usando as Equações 2.11, 2.12 e 2.13, respectivamente.

Uma vez conhecidos os valores de $\bar{\zeta}_*$ e $\bar{\zeta}_T$ pode-se calcular os ventos zonais médios zonais nos níveis de 250 mb ($\bar{u}_1$) e de 750 mb ($\bar{u}_3$). Isto é feito pela integração da vorticidade com respeito à latitude, assumindo que os ventos zonais no equador são nulos:

$$u_*(\Psi) = \frac{[\bar{u}_1(\Psi) + \bar{u}_3(\Psi)]}{2} = - \frac{a}{\cos \Psi} \int_0^\Psi \bar{\zeta}_* \cos \Psi \, d\Psi \quad (2.15)$$

$$u_T(\Psi) = \frac{[\bar{u}_1(\Psi) - \bar{u}_3(\Psi)]}{2} = - \frac{a}{\cos \Psi} \int_0^\Psi \bar{\zeta}_T \cos \Psi \, d\Psi \quad (2.16)$$

Pela adição e subtração das Equações 2.15 e 2.16 pode-se obter os valores de $\bar{u}_1(\Psi)$ e $\bar{u}_3(\Psi)$, respectivamente.

A temperatura de superfície média zonal é obtida em cada passo de tempo a partir do balanço de calor na superfície:

$$\sum_{i=1}^M \bar{H}_s(i) = 0 \quad (2.17)$$

onde $\bar{H}_s$ é o aquecimento na superfície média zonal e M é o número de processos físicos considerados na superfície. A formulação de $\bar{H}_s$ e $\bar{H}_a$ é discutida na próxima seção.

O intervalo de grade considerado foi de 10° de latitude e as equações para $\bar{Q}$ e $\bar{\Psi}_T$ foram aplicadas no centro de cada cinturão de latitude. O estado inicial considerado foi uma atmosfera isotérmica (270 K) e o passo de tempo foi de seis horas. As equações foram integradas no tempo usando um esquema implícito onde as derivadas meridionais foram aproximadas por sua média no tempo, obtida a partir de dois níveis de tempo. O método da matriz tridiagonal de Richtmeyer (1957) foi usado nas integrações das equações prognósticas 2.5 e 2.6 e na solução da Equação 2.14 para $\bar{\Psi}_T$. As condições de contorno usadas foram (Ohring e Adler, 1978):

$$\frac{\partial}{\partial \psi} (\bar{Q}_1, \bar{Q}_3, \bar{\Psi}_T) = 0 \quad \text{em } \psi = 0^\circ, 90^\circ \text{N(S)} \quad (2.18)$$

A velocidade vertical média zonal $\bar{\omega}$ é calculada usando a equação da termodinâmica aplicada ao nível de 500 mb.

$$\bar{\omega} = \frac{q^2 P_2}{f_o} \left[\frac{\partial \bar{\Psi}_T}{\partial t} - \frac{1}{a^2 \cos \psi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left(K_H \cos \psi \frac{\partial \bar{\Psi}_T}{\partial \psi} \right) - \frac{R}{2 f_o c_p} \bar{H}_a \right] \quad (2.19)$$

onde $P_2 = 500 \text{ mb}$ e K_H é o coeficiente de troca para o transporte de calor sensível definido por:

$$\bar{T}_v = - K_H \frac{\partial \bar{T}}{a \partial \psi} \quad (2.20)$$

Os valores de K_H foram calculados usando os dados de Oort e Rasmusson (1971) para o Hemisfério Norte e de Oort (1983) e do NMC para o Hemisfério Sul. Estes valores encontram-se na Tabela 2.1. Os valores negativos de K_H que ocorrem nas latitudes mais baixas que 20° são devidos aos transportes de calor sensível serem negativos e positivos nesta região nos Hemisférios Norte e Sul, respectivamente. Valores negativos de K_H também foram usados por Gutman et alli

(1984) para o Hemisfério Norte, os quais foram ajustados a partir dos valores obtidos por WS de forma que as velocidades verticais médias zonais simuladas fossem mais próximas das observadas.

No cálculo de $\bar{\omega}$ através da Equação 2.19, a derivada meridional também é aproximada por sua média temporal, usando dois níveis de tempo, coerente com o procedimento seguido na integração das equações prognósticas 2.5 e 2.6.

TABELA 2.1

DISTRIBUIÇÃO LATITUDINAL DOS COEFICIENTES DE TROCA K_H ($\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)
PARA O TRANSPORTE DE CALOR SENSÍVEL EM 500 mb

ψ (GRAUS)	-10	-20	-30	-40	-50	-60	-70	-80
K_H	-0,45	-0,07	0,58	1,18	1,37	0,97	0,52	0,26
	-0,25	0,08	0,54	1,13	1,13	0,86	0,31	0,16
=====								
ψ (GRAUS)	10	20	30	40	50	60	70	80
K_H	-2,5	-0,5	0,38	0,74	1,30	1,50	1,70	0,85

OBS.: (No caso do Hemisfério Sul a linha superior refere-se aos dados de Oort (1983) e a inferior aos dados do NMC).

2.2.2 - O AQUECIMENTO DIABÁTICO NO MODELO

A taxa de aquecimento no modelo é especificada segundo o procedimento descrito por Saltzman (1968), que é sumarizado na Tabela 2.2. A transferência de calor à superfície é dada por $\bar{H}_s = \sum_i^M \bar{H}_s(i)$ e o saldo de aquecimento na atmosfera por $\bar{H}_a = g/p_o \sum_i^M \bar{H}_a(i)$. M e N são os números de processos físicos considerados na superfície e na atmosfera, respectivamente.

TABELA 2.2

FORMAS FUNCIONAIS DA TRANSFERÊNCIA DE CALOR À SUPERFÍCIE

$$[\bar{H}_s = \sum_1^5 \bar{H}_s(i)] \text{ E DO SALDO DE AQUECIMENTO NA}$$

$$\text{ATMOSFERA } [H_a = G/P_o \sum_1^5 \bar{H}_a(i)]$$

i	$\bar{H}_s(i)$	Parametrização
1	Radiação solar	$(1-\chi)(1-r_s)(1-r_a) R_o$
2	Radiação de onda longa	$B(\nu_1 \bar{T}_2^4 - \bar{T}_s^4)$
3	Convecção de pequena escala	$-b[(\bar{T}_s - \bar{T}_2) + c]$
4	Evaporação e condensação	$\bar{\omega}[e \bar{H}_s(3) + F]$
5	Condução para sub-superfície	$-K(\bar{T}_s - \bar{T}_D)$
=====		
i	$\bar{H}_a(i)$	Parametrização
1	Radiação solar	$\chi(1-r_a) R_o$
2	Radiação de onda longa	$B[\gamma \bar{T}_s^4 - (\nu_1 + \nu_2) \bar{T}_2^4]$
3	Convecção de pequena escala	$-\bar{H}_s(3)$
4	Liberação de calor latente	$-\bar{H}_s(4) + g_c(C - C_M)$

Os símbolos usados na Tabela 2.2 são:

R_o	= intensidade da radiação solar no topo da atmosfera;
r_a	= albedo da atmosfera;
r_s	= albedo da superfície;
χ	= opacidade da atmosfera à radiação solar;
$v_1 \ v_2$	= fatores para radiação efetiva de onda longa para baixo e para cima, respectivamente;
σ_B	= constante de Stefan-Boltzman;
$\bar{w}$	= disponibilidade de água na superfície média zonal;
k	= fator proporcional à capacidade condutiva da superfície;
γ	= absorvidade de onda longa da atmosfera;
$\bar{T}_D$	= temperatura da sub-superfície média zonal;
b, c, e, F	= constantes empíricas, independentes da latitude, as mesmas dadas por Saltzman (1968);
b	= $4,03 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$;
c	= $-95,18 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1}$;
e	= $1,27$;
F	= $-38,82 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1}$;
C	= quantidade de nuvens num cinturão de latitudes;
C_M	= quantidade de nuvens média no hemisfério;
g_c	= constante independente da latitude: $238,9 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e $212 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para o Hemisfério Norte (Ohning e Adler, 1978) e Sul (presente trabalho), respectivamente.

Os valores de $\bar{w}$ e k dependem do tipo de superfície. A parametrização usada é proposta por Saltzman e Vernekar (1972) que leva em conta as diferentes quantidades de oceano, terra e neve/gelo. As quantidades $\bar{w}$ e k são obtidas através de:

onde j_1 , j_2 e j_3 são as porcentagens de oceano, de gelo no oceano e de terra, respectivamente. A fração da superfície da terra coberta por gelo e neve é dividida em duas categorias: uma representando a fração coberta por neve transiente (j_4) e a outra representando a parte coberta por gelo e neve permanente (j_5). Os valores de j_1 , j_2 , j_3 , j_4 e j_5 são dados por Saltzman e Vernekar (1972). Os valores de $\bar{w}$ e k para cada tipo de superfície são dados na Tabela 2.3, de acordo com Saltzman e Vernekar (1971).

TABELA 2.3

VALORES IDEALIZADOS DE k E $\bar{w}$ PARA DIFERENTES
TIPOS DE SUPERFÍCIE

j	TIPO DE SUPERFÍCIE	k ($\text{Jm}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$)	$\bar{w}$
1	Oceano	$k^* - G(\bar{\theta}_s - \bar{T}_{DH})$	1
2	Gelo no oceano	2,42	0
3	Terra	0,48	0,8
4	Neve e gelo	0,48	0

No caso do oceano k^* e G são constantes, $48,46 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$ e $2,42 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$, respectivamente. $\bar{\theta}_s$ e $\bar{T}_{DH}$ são as temperaturas potencial de superfície e de sub-superfície médias zonais no oceano, respectivamente. Os valores de $\bar{T}_{DH}$ são obtidos de Saltzman e Vernekar (1972).

Os valores de $\{r_s\}$ são também dependentes do tipo de superfície e são obtidos seguindo o procedimento descrito em Saltzman e Vernekar (1972):

$$r_s = j_1 \{r_s\}_H + (j_2 + j_4 + j_5) \{r_s\}_I + j_3 \{r_s\}_L$$

onde para o albedo da terra $\{r_s\}_L$ é assumido o valor de 0,2 e os valores do albedo do oceano $\{r_s\}_H$ e dos albedos do gelo e da neve $\{r_s\}_I$ são obtidos de dados obtidos em Budyko (1958).

As temperaturas $\bar{T}_D$ são calculadas seguindo o mesmo procedimento:

$$\bar{T}_D = j_1 \bar{T}_{DH} + (j_2 + j_3 + j_4 + j_5) \bar{T}_{DL} \quad (2.23)$$

onde $\bar{T}_{DL}$ são as temperaturas de sub-superfície médias zonais na litosfera. Os valores de $\bar{T}_{DL}$ são tomados como sendo a média anual da temperatura do ar à superfície sobre a terra, obtidos de Oort (1983).

Os parâmetros de radiação atmosférica, v_1 , v_2 , γ e χ são assumidos constantes, como em Saltzman e Vernekar (1972). Os valores usados são $v_1 = 1,24$, $v_2 = 0,84$, $\gamma = 0,95$ e $\chi = 0,32$. A radiação incidente R_o é obtida da Smithsonian Meteorological Tables (List, 1971).

A parametrização do aquecimento da atmosfera devido à liberação de calor latente indicada na Tabela 2.2 é semelhante à usada por Ohring e Adler (1978). Essencialmente, significa que a precipitação em cada latitude depende da evaporação na superfície mais uma correção que depende do desvio da quantidade de nuvens em relação à média hemisférica. O valor de g_c é determinado aqui para o Hemisfério Sul usando dados de precipitação menos evaporação e das frações de nuvens em cada cinturão de latitude (Sellers, 1965).

Para melhor simular a precipitação próxima ao equador (a qual depende de $\bar{\omega}$) é utilizada a modificação sugerida por Gutman et al. (1984): para latitudes próximas à região polar usa-se a parametrização indicada por Ohring e Adler (1978), enquanto que para latitudes mais afastadas desta região a precipitação depende da evaporação na superfície e de $\bar{\omega}$. Assim, segundo Gutman et al. (1984), para o Hemisfério Norte:

$$\bar{H}_a(4) = -\bar{H}_s(4) - La_4 \bar{w}, \quad \psi < 70^\circ N \quad (2.24)$$

$$\bar{H}_a(4) = -\bar{H}_s(4) + g_c(C - C_M), \quad \psi > 70^\circ N$$

onde L é calor latente de vaporização e a_4 é uma constante obtida pelo método dos mínimos quadrados, ajustando os valores de $\bar{w}$ média anual (Oort e Rasmusson, 1971) e os valores de precipitação e evaporação (Budyko, 1978). O valor obtido foi de $0,15 \times 10^{-5} \text{ mPa}^{-1}$. No presente trabalho, usando dados de $\bar{w}$ (Oort, 1983), o valor obtido para a_4 foi de $0,1 \times 10^{-5} \text{ m Pa}^{-1}$, o que será usado no modelo.

Para o Hemisfério Sul, usando também os dados de Oort (1983) e Budyko (1978), a parametrização sugerida é:

$$\bar{H}_a(4) = -\bar{H}_s(4) - L(a_4 \bar{w} + a_{44}), \quad \psi < 70^\circ S \quad (2.25)$$

$$\bar{H}_a(4) = -\bar{H}_s(4) + g_c(C - C_M), \quad \psi > 70^\circ S$$

onde $a_4 = 0,17 \times 10^{-5} \text{ m Pa}^{-1}$ e $a_{44} = 0,2 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$.

2.3 - RESULTADOS

2.3.1 - SIMULAÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS MÉDIAS ANUAIS

Nesta Seção são apresentadas as simulações de características médias anuais obtidas com o modelo quase-geostrófico. Foram feitos experimentos para ambos os hemisférios separadamente. Como um dos parâmetros importantes no modelo quase-geostrófico é o coeficiente de transporte K_Q , foram considerados, para cada hemisférico, os valores obtidos com duas diferentes fontes de dados. Assim, torna-se possível a verificação da sensibilidade do modelo à variação de K_Q . Para o Hemisfério Norte foram feitas simulações usando: a) valores

de K_Q determinados na Seção 2.1 utilizando dados de Oort e Rasmusson (1971) (caso 1), e b) valores de K_Q obtidos por WS (caso 2). Para o Hemisfério Sul foram utilizados os valores de K_Q calculados na Seção 2.1 usando: a) dados de Oort (1983) (caso 3), e b) dados do NMC (caso 4).

Os resultados a serem mostrados referem-se a 1 (um) ano de integração, período suficiente para se atingir o estado estacionário.

Nas Figuras 2.10 a 2.14 são apresentadas as simulações, para os quatro casos, das seguintes características médias zonais médias anuais: temperaturas da superfície e em 500 mb, ventos zonais em 250 e 750 mb, velocidade vertical e precipitação. Nestas figuras as simulações feitas usando os valores de K_Q obtidos a partir dos dados de Oort e Rasmusson (1971) e de Oort (1983) (casos 1 e 3), respectivamente, são representadas por linha contínua; as simulações usando K_Q dados por WS (caso 2) por círculos vazios; e as simulações utilizando K_Q determinados a partir de dados do NMC (caso 4) por círculos cheios. Os valores das características médias zonais médias anuais observados são indicados por triângulos invertidos e referem-se aos dados de Oort (1983) nas Figuras 2.10 a 2.13 e aos dados de Budyko (1978) na Figura 2.14.

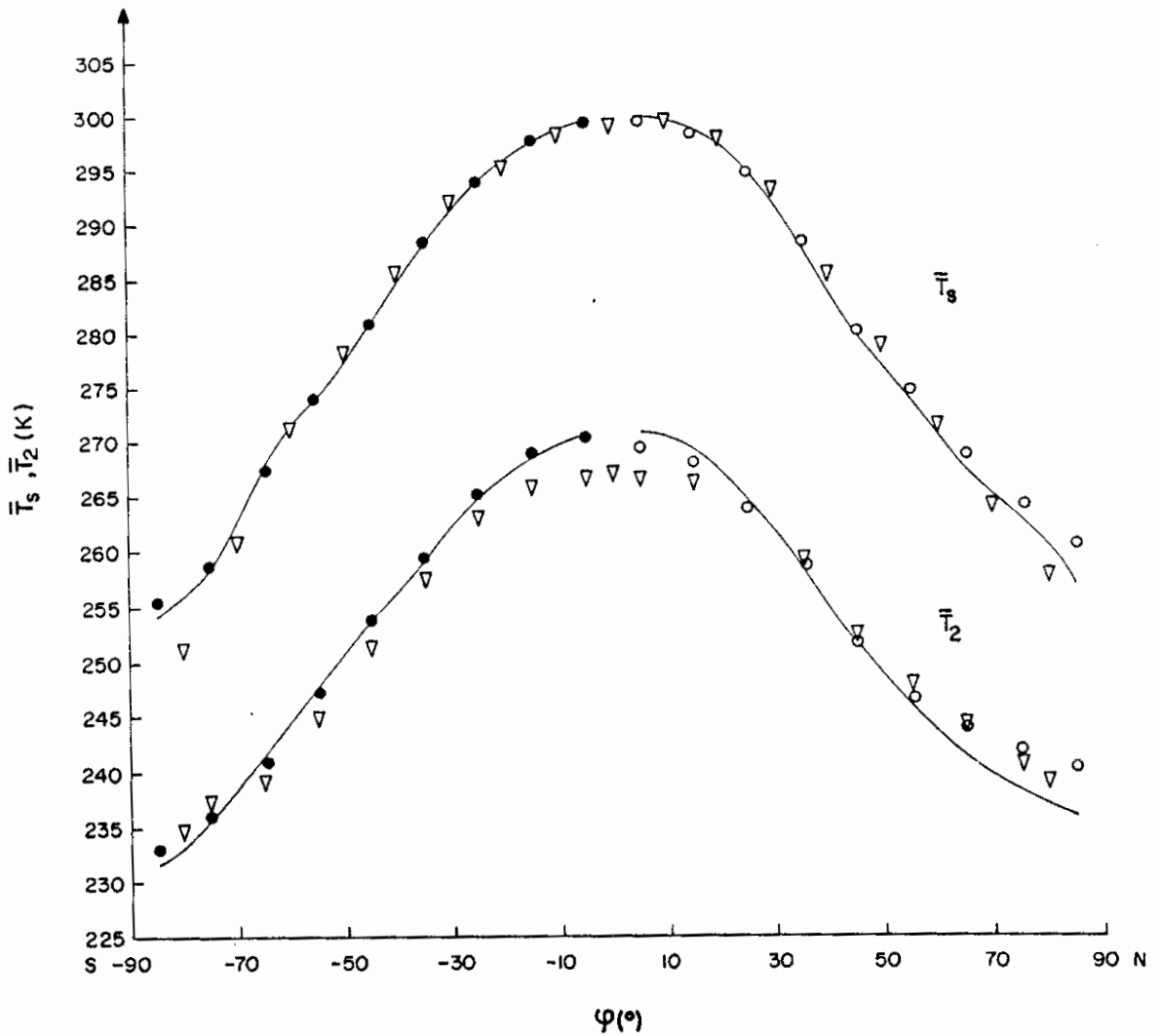


Fig. 2.10 - Variação latitudinal das temperaturas da superfície e em 500 mb médias zonais médias anuais para os Hemisférios Norte e Sul.

- Para o Hemisfério Norte a linha contínua refere-se aos valores simulados usando K_Q calculados usando dados de Oort e Rasmusson (1971) (caso 1) e os círculos vazios aos valores simulados usando K_Q dados por WS (caso 2); para o Hemisfério Sul, a linha contínua refere-se à simulação usando K_Q calculados usando dados de Oort (1983) (caso 3) e os círculos cheios à simulação usando K_Q calculados a partir de dados do NMC (caso 4). As observações (representadas por triângulos invertidos) são obtidas de Oort (1983).

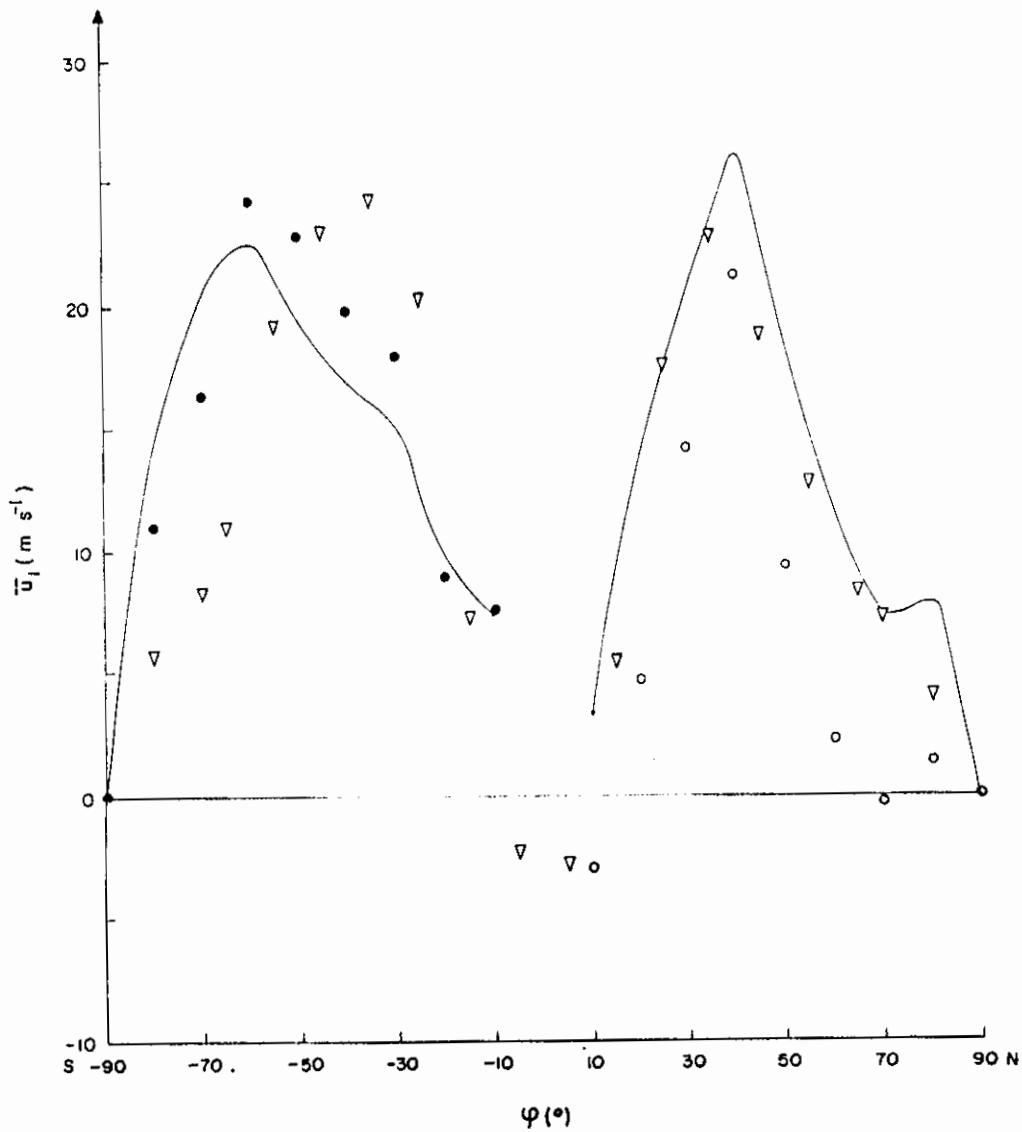


Fig. 2.11 - Variação latitudinal do vento zonal em 250 mb média zonal média anual para os Hemisférios Norte e Sul.

- Para o Hemisfério Norte a linha contínua refere-se aos valores simulados usando K_Q calculados usando dados de Oort e Rasmusson (1971) (caso 1) e os círculos vazios aos valores simulados usando K_Q dados por WS (caso 2); para o Hemisfério Sul, a linha contínua refere-se à simulação usando K_Q calculados usando dados de Oort (1983) (caso 3) e os círculos cheios à simulação usando K_Q calculados a partir de dados do NMC (caso 4). As observações (representadas por triângulos invertidos) são obtidas de Oort (1983).

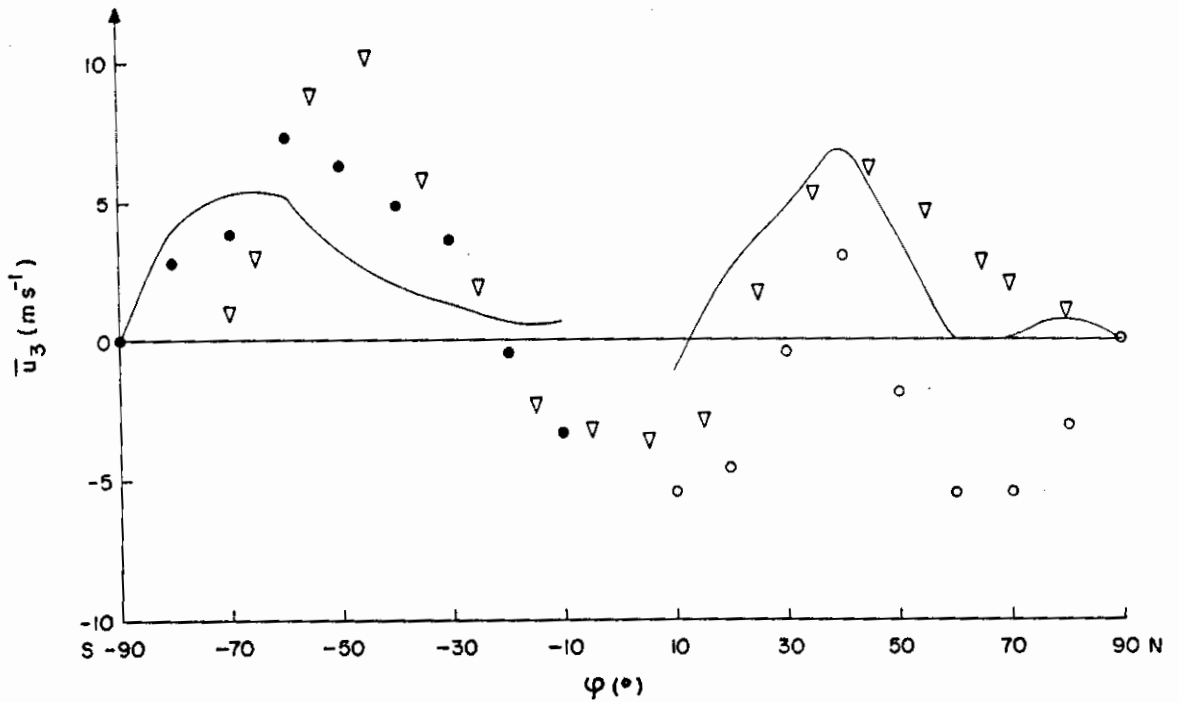


Fig. 2.12 - Variação latitudinal do vento zonal em 750 mb média zonal média anual para os Hemisférios Norte e Sul.

- Para o Hemisfério Norte a linha contínua refere-se aos valores simulados usando K_Q calculados usando dados de Oort e Rasmusson (1971) (caso 1) e os círculos vazios aos valores simulados usando K_Q dados por WS (caso 2); para o Hemisfério Sul, a linha contínua refere-se à simulação usando K_Q calculados usando dados de Oort (1983) (caso 3) e os círculos cheios à simulação usando K_Q calculados a partir de dados do NMC (caso 4). As observações (representadas por triângulos invertidos) são obtidas de Oort (1983).

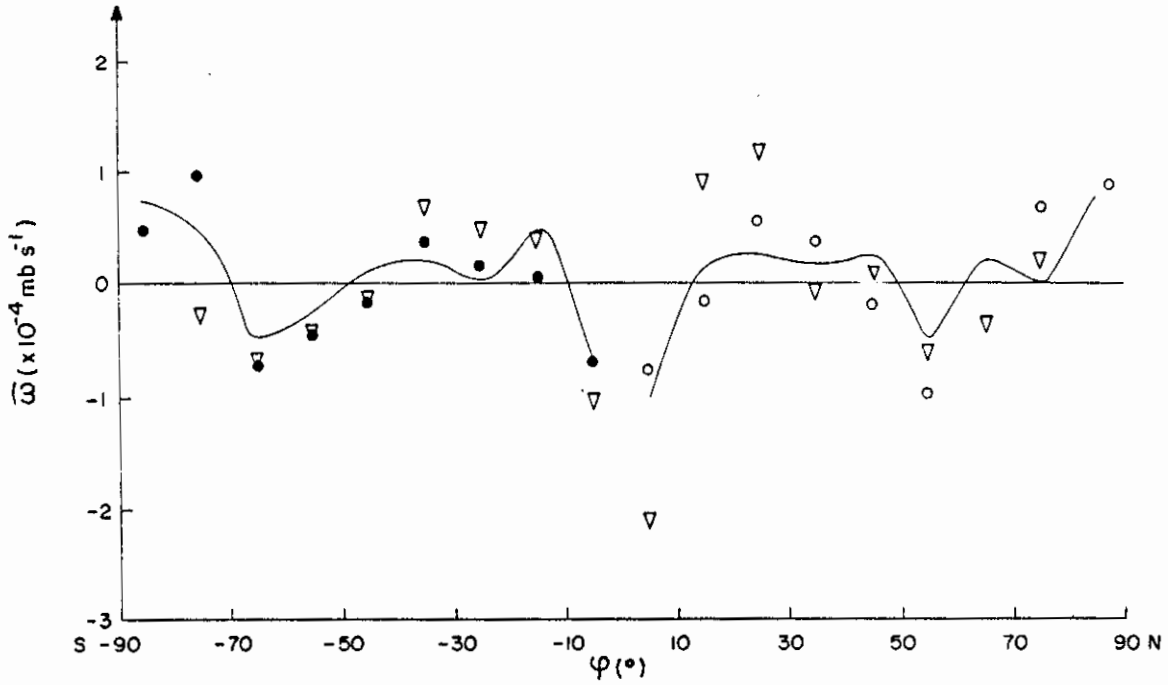


Fig. 2.13 - Variação latitudinal da velocidade vertical média zonal média anual para os Hemisférios Norte e Sul.

- Para o Hemisfério Norte a linha contínua refere-se aos valores simulados usando K_Q calculados usando dados de Oort e Rasmusson (1971) (caso 1) e os círculos vazios aos valores simulados usando K_Q dados por WS (caso 2); para o Hemisfério Sul, a linha contínua refere-se à simulação usando K_Q calculados usando dados de Oort (1983) (caso 3) e os círculos cheios à simulação usando K_Q calculados a partir de dados do NMC (caso 4). As observações (representadas por triângulos invertidos) são obtidas de Oort (1983).

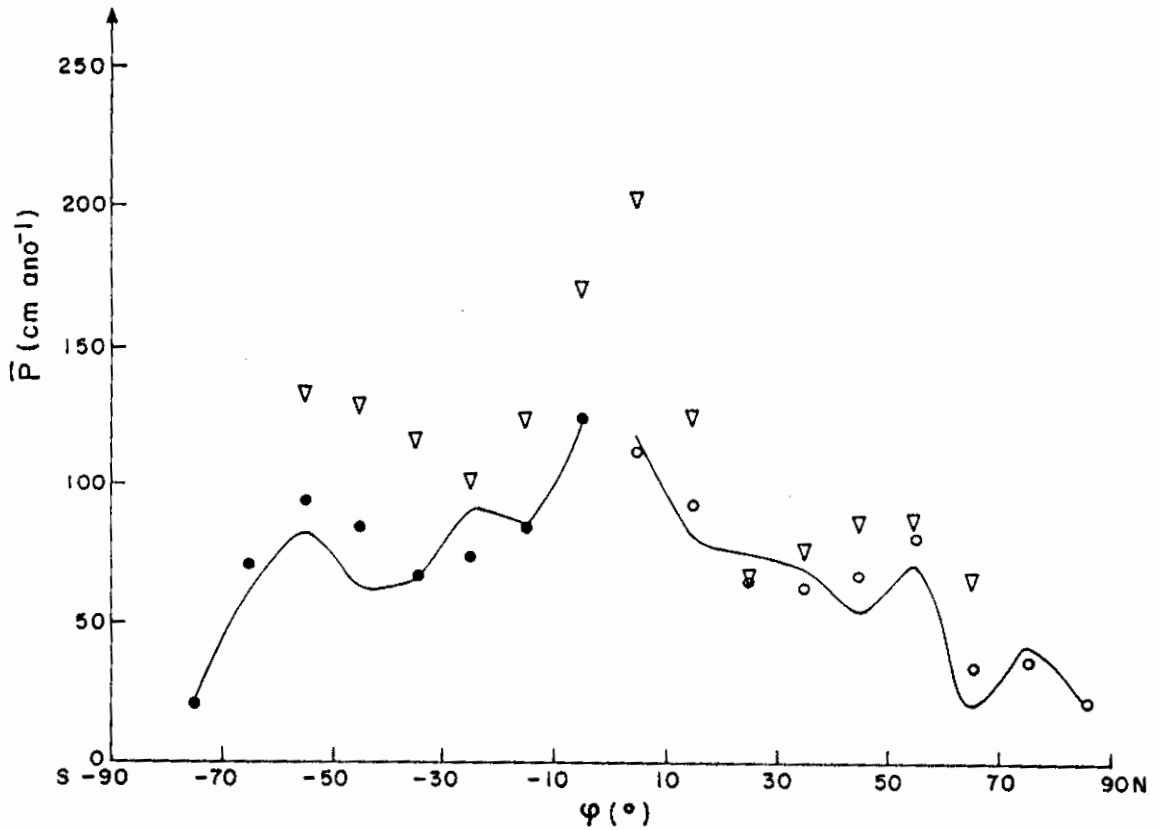


Fig. 2.14 - Variação latitudinal da precipitação média zonal média anual para os Hemisférios Norte e Sul.

- Para o Hemisfério Norte a linha contínua refere-se aos valores simulados usando K_Q calculados usando dados de Oort e Rasmusson (1971) (caso 1) e os círculos vazios aos valores simulados usando K_Q dados por WS (caso 2); para o Hemisfério Sul, a linha contínua refere-se à simulação usando K_Q calculados usando dados de Oort (1983) (caso 3) e os círculos cheios à simulação K_Q calculados a partir de dados do NMC (caso 4). As observações (representadas por triângulos invertidos) são obtidas de Budyko (1978).

Os perfis latitudinais das temperaturas da superfície e no nível de 500 mb médias zonais são mostrados na Figura 2.10. Pode-se notar uma boa concordância entre os valores simulados e os observados em todos os quatro casos. Considerando o Hemisfério Norte, nota-se que as maiores diferenças entre os valores simulados e observados ocorrem próximo à região polar no caso de $\bar{T}_s$ e próximo ao equador e ao pólo no caso de $\bar{T}_2$. Nota-se, ainda, que os resultados do caso 1 são melhores na simulação de $\bar{T}_s$ enquanto que os do caso 2 se aproximam mais das observações no caso de T_2 .

No caso do Hemisfério Sul há uma boa concordância entre os valores simulados e os observados. As maiores diferenças em $\bar{T}_s$ perto do pólo e em $\bar{T}_2$ próximo ao equador. Os resultados em ambos os casos 3 e 4 são muito próximos, indicando que os valores de K_Q obtidos usando as duas diferentes fontes de dados não causam uma mudança notável na simulação do perfil latitudinal de temperatura.

A Figura 2.11 mostra a variação latitudinal do vento zonal média zonal em 250 mb. Considerando o Hemisfério Norte, nota-se que os valores representativos dos casos 1 e 2 possuem, no geral, a mesma forma de variação latitudinal. O máximo de $\bar{u}_1$ é razoavelmente bem simulado em ambos os casos, embora encontra-se deslocado na direção do pólo (aproximadamente 5° de latitude). Tal deslocamento também foi obtido por Ohring e Adler (1978) e por Gutman et al. (1984). Pode-se notar, ainda, que os valores simulados no caso 1 aproximam-se mais das observações, embora não reproduzam os ventos de este observados no lado equatorial.

Referindo ao Hemisfério Sul, nota-se que em ambos os casos 3 e 4 há um deslocamento acentuado do máximo de $\bar{u}_1$ em direção ao pólo (cerca de 25° de latitude). Contudo, as magnitudes do máximo simulado são próximas da observada. Em ambos os casos, também, não são representados os ventos de este observados no lado equatorial. No geral, os resultados do caso 4 aproximam-se mais das observações.

Os perfis latitudinais do vento zonal média zonal em 750 mb são mostrados na Figura 2.12. Considerando o Hemisfério Norte, nota-se que, embora a forma de variação latitudinal dos valores simulados nos casos 1 e 2 seja semelhante, existe uma região de ventos de este em latitudes altas no caso 2, a qual não aparece nas observações. A posição do máximo de $\bar{u}_3$ é bem simulada em ambos os casos, embora a sua magnitude seja mais próxima da observada no caso 1. No geral, os resultados do caso 1 aproximam-se mais das observações.

Com respeito ao Hemisfério Sul, pode-se notar que em ambos os casos 3 e 4 o máximo encontra-se deslocado na direção do pólo e sua magnitude é menor que a observada. Os resultados do caso 4 são mais próximos que o observado, inclusive a região de ventos de este, em latitudes baixas, é bem simulada. Também o deslocamento do máximo na direção do pólo é menor no caso 4.

A variação latitudinal da velocidade vertical média zonal é mostrada na Figura 2.13. Para o Hemisfério Norte, no caso 2, por coerência, são usados os valores de K_H dados por Gutman et al. (1984) para o cálculo de $\bar{\omega}$ (Equação 2.19), os quais foram obtidos ajustando-se os valores de K_H obtidos por WS de modo a simular melhor as velocidades verticais. Em todas as simulações, para ambos os hemisférios, nota-se uma região de movimento ascendente em latitudes baixas, uma faixa latitudinal de movimento subsidente, de aproximadamente 15° a 45°N(S) , e uma zona de movimento ascendente de 50° - 80°N(S) . Perto dos pólos existe, ainda, uma região de movimento subsidente. Assim, as três células da circulação média meridional são representadas razoavelmente bem. As simulações aproximam-se mais das observações nos casos 2 e 4 para os Hemisférios Norte e Sul, respectivamente.

A Figura 2.14 mostra a variação latitudinal da precipitação média zonal. Como se nota, em ambos os hemisférios os valores simulados são menores que os observados. Contudo, a forma geral das curvas concorda qualitativamente com as observações. As posições dos máximos são bem simuladas e os perfis latitudinais que mais se aproxi-

mas das observações são os obtidos nos casos 2 e 4 para os Hemisférios Norte e Sul, respectivamente. Inclusive no caso 2 há uma boa concordância entre os valores simulados e observados, exceção feita ao máximo próximo ao equador.

Assim, como pode ser notado, em ambos os casos 1 e 2 existem eficiências e falhas na simulação das características médias zonais médias anuais do clima do Hemisfério Norte. Portanto, não se pode afirmar que os resultados de um sejam totalmente melhores que os do outro. Como se nota, as simulações do campo de vento zonal são melhores no caso 1 enquanto as células médias meridionais e a precipitação são melhores representadas no caso 2, uma vez que os coeficientes K_H usados (Gutman et al., 1984) foram ajustados de forma a melhor simular a velocidade vertical e consequentemente a precipitação média zonal. Já em relação ao Hemisfério Sul, todas as simulações foram melhores no caso 4, com exceção do perfil de temperatura, onde os resultados de ambos os casos foram semelhantes. Isto indica que os coeficientes K_Q determinados a partir dos dados do NMC são mais apropriados para o uso no modelo quase-geostrófico que aqueles determinados a partir dos dados de Oort (1983).

2.3.2 - SIMULAÇÃO DO CICLO ANUAL

Desde que o clima terrestre sofre significantes mudanças sazonais previsíveis, um importante teste da validação do modelo é sua capacidade de simular o ciclo anual (Schneider e Dickinson, 1974). Assim, nesta seção são apresentados resultados da simulação com o modelo quase-geostrófico na tentativa de reproduzir os aspectos principais da variação anual das características da atmosfera média zonal, particularmente dos ventos zonais em 250 e 750 mb e da temperatura em 500 mb para ambos os hemisférios. Baseado nas discussões da Seção 2.3.1 são usados os casos 2 e 4 para os Hemisférios Norte e Sul, respectivamente.

Para a simulação do ciclo anual foi utilizada uma distribuição de R_0 e $\bar{T}_D$ em função da latitude e de cada mês. Uma

simples interpolação linear destas quantidades em intervalos de três dias foi usada para integração das Equações 2.5 e 2.6. Desde que o interesse é o de reproduzir certos aspectos da variação anual da circulação geral, as equações devem ser integradas por um período de no mínimo 1 (um) ano. Como a distribuição inicial corresponde ao estado isotérmico e de repouso, há a necessidade de algum tempo para gerar os campos de vento e modificar o campo inicial de temperatura. O período necessário para atingir a estabilidade é de um ano. Assim, o modelo foi integrado por dois anos. A data inicial escolhida foi 1o. de janeiro e os resultados a serem apresentados referem-se ao segundo ano de integração. As observações para ambos os hemisférios foram obtidas de Oort (1983).

Primeiramente são apresentados os resultados para o Hemisfério Norte e as comparações com os obtidos por Sela e Wiin-Nielsen (1971). A Figura 2.15 mostra a distribuição latitudinal da variação anual da temperatura em 500 mb simulada (a) e observada (b). Pode-se notar uma boa concordância entre os valores simulados e os observados. Contudo, a posição do máximo simulado encontra-se um pouco ao sul do observado (cerca de 10° de latitude) e ocorre mais próximo de julho que em agosto. Ressalta-se, também, que a amplitude simulada do ciclo anual é maior que a observada.

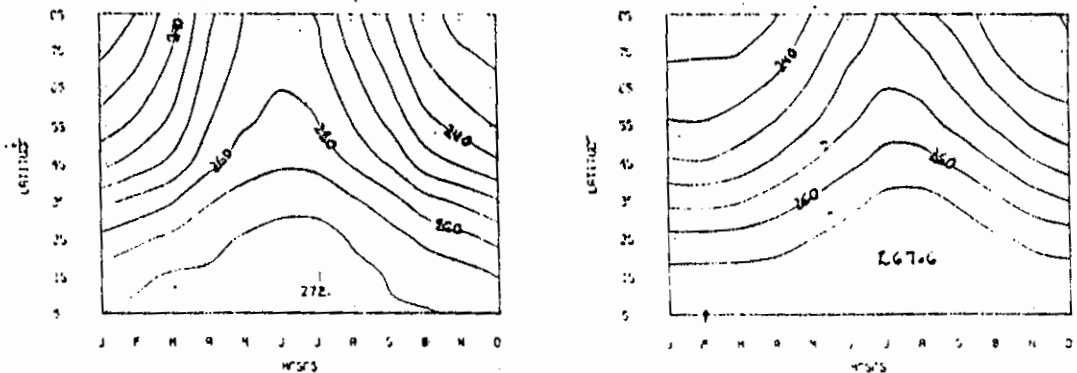


Fig. 2.15 - Distribuição latitudinal da variação anual da temperatura em 500 mb média zonal simulada (a) e observada (b) para o Hemisfério Norte.

A Figura 2.16a representa o vento zonal média zonal em 250 mb simulado pelo modelo. Comparando com o observado em 200 mb (Figura 2.16b) nota-se, novamente, que as características gerais são bem simuladas, tais como a existência dos dois máximos, como também a presença de ventos de este nas latitudes mais baixas nos meses de verão. Contudo, os máximos simulados estão localizados ligeiramente mais ao norte e as magnitudes são, também, um pouco menores. Nos meses de verão do Hemisfério Norte aparecem na simulação ventos de este nas latitudes mais altas, os quais não ocorrem nas observações. Este aspecto também acontece em Sela e Wiin-Nielsen (1971).

Os resultados para o vento zonal em 750 mb são mostrados na Figura 2.17a. Comparando com as observações em 700 mb (Figura 2.17b) nota-se que as posições e as magnitudes dos máximos são relativamente bem reproduzidas. A região de ventos de este nas latitudes mais baixas também é reproduzida na simulação, embora com magnitudes maiores. Um defeito da simulação é a ocorrência dos ventos de este nas latitudes mais altas. Este aspecto também foi notado por Sela e Wiin-Nielsen (1971).

A seguir são apresentados os resultados para o Hemisfério Sul. As figuras 2.18a-b mostram as distribuições latitudinais da variação anual da temperatura simulada e observada, respectivamente. Pode-se notar uma razoável concordância na forma das curvas em ambas as figuras, contudo diferenças aparecem nos meses de verão próximo ao pólo. A posição latitudinal do máximo é bem simulada, embora esteja mais próximo de fevereiro que de março. Também nota-se, como no caso do Hemisfério Norte, que a amplitude do ciclo anual é maior que a observada.

A Figura 2.19a representa o vento média zonal em 250 mb. Ao se comparar com as observações em 200 mb (Figura 2.19b) pode-se notar que há um deslocamento na direção polar da região de ventos máximos. Este aspecto também foi notado quando da simulação das características médias anuais (Seção 2.3.1). Também é de se notar que os valores simulados são maiores que os observados.

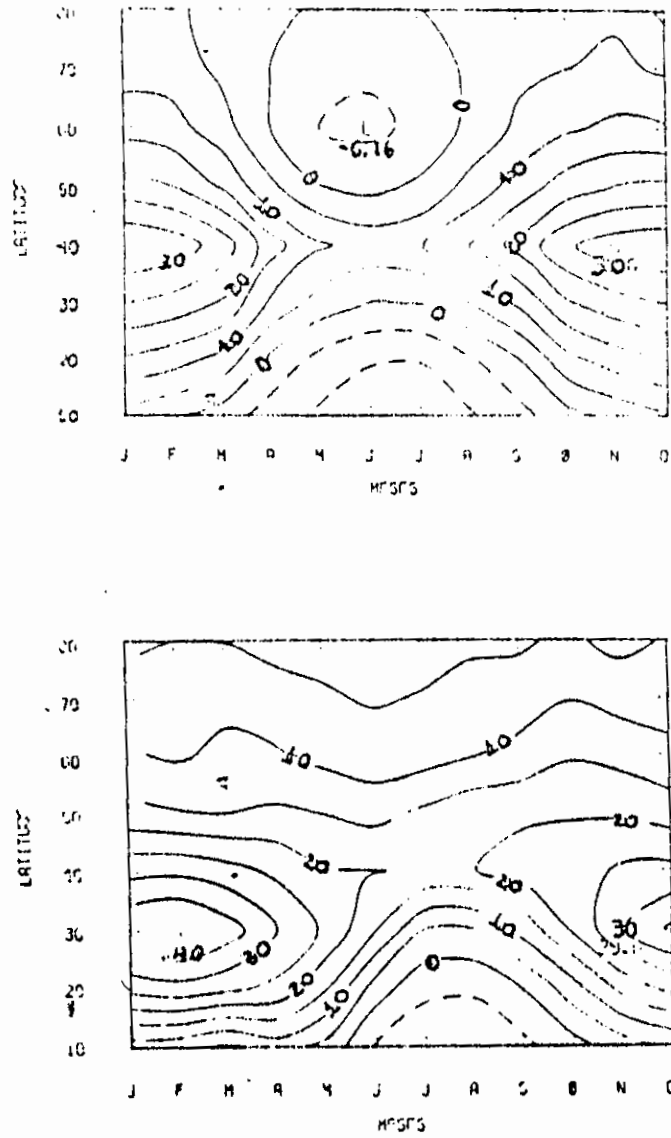


Fig. 2.16 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 250 mb simulada (a) e observada em 200 mb (b) para o Hemisfério Norte. O intervalo entre os contornos nos é de 5 m s^{-1} .

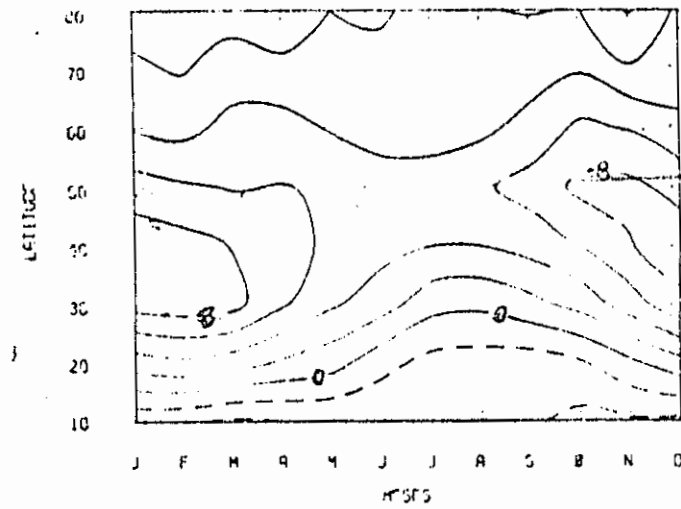
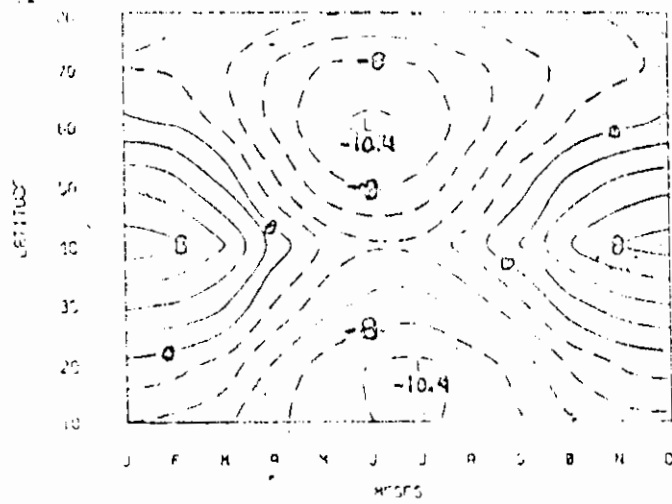


Fig. 2.17 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 750 mb simulada (a) e observada em 700 mb (b) para o Hemisfério Norte. O intervalo entre os contornos é de 2 m s^{-1} .

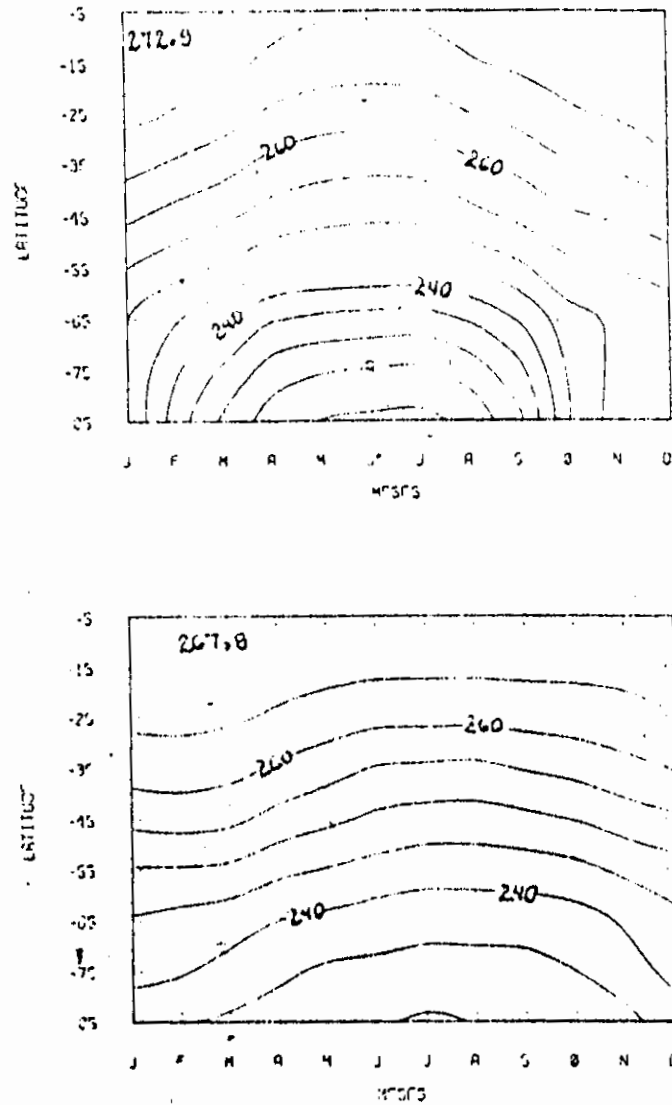


Fig. 2.18 - Distribuição latitudinal da variação anual da temperatura em 500 mb média zonal simulada (a) e observada (b) para o Hemisfério Sul. O intervalo entre os contornos é de 5 K.

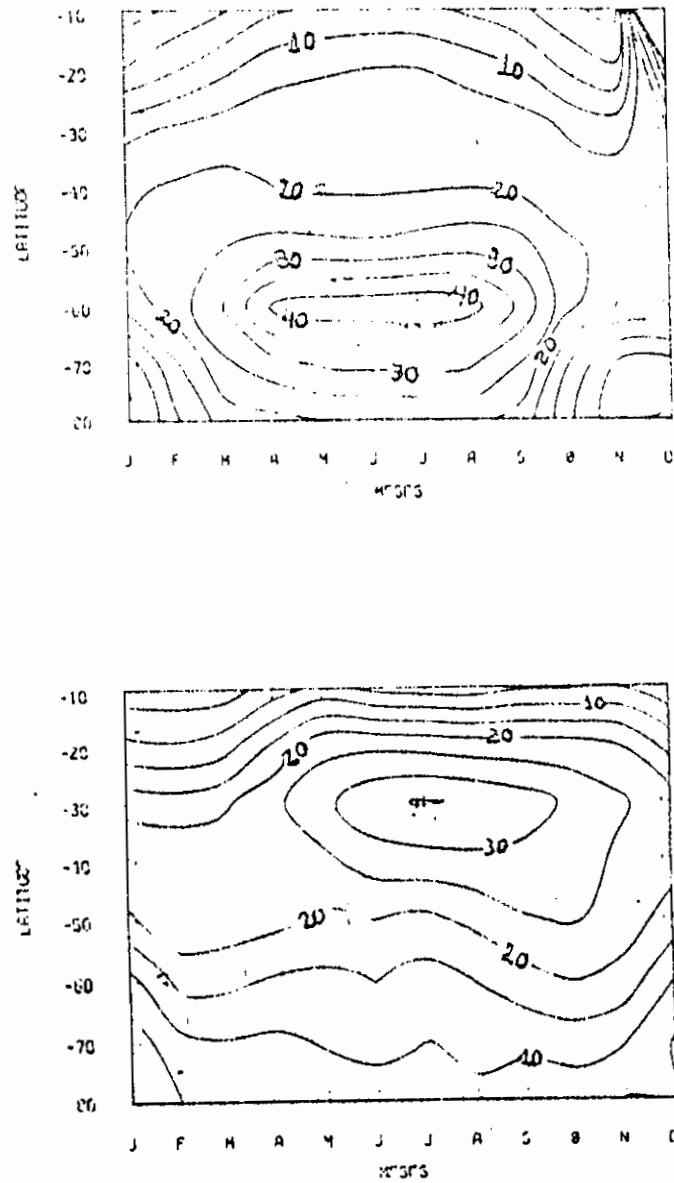


Fig. 2.19 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 250 mb simulada (a) e observada em 200 mb (b) para o Hemisfério Sul.

A distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 750 mb é mostrada na Figura 2.20a. Comparando com as observações em 700 mb (Figura 2.20b) pode-se notar, novamente, um deslocamento na direção polar da região de ventos máximos, embora não muito grande (cerca de 10° de latitude). Nota-se, também, que as magnitudes simuladas e observadas são muito próximas. Também, a região de ventos de este nas latitudes mais baixas é simulada através do modelo. Nota-se, ainda que a amplitude do ciclo anual é maior nos resultados simulados.

Assim, apesar de algumas limitações, os aspectos principais da variação anual da atmosfera média zonal são simulados razoavelmente bem pelo modelo. Desta forma, como o modelo é capaz de representar o ciclo anual, é também capaz de simular os efeitos de mudanças climáticas (Schneider e Dickinson, 1974).

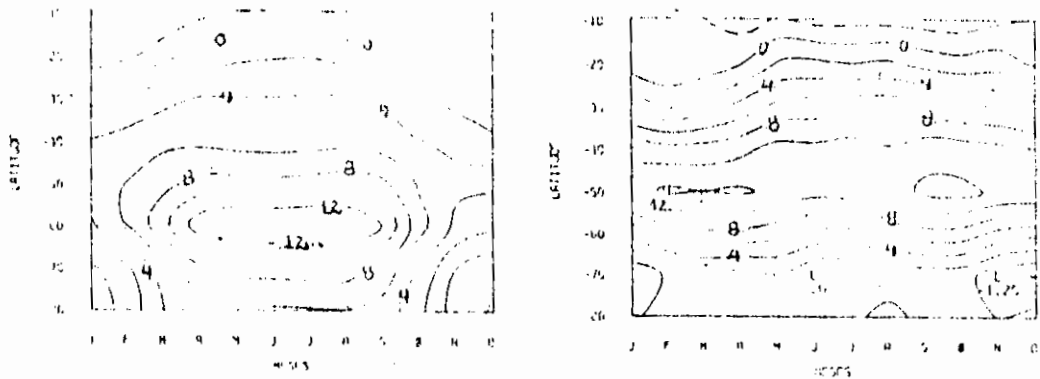


Fig. 2.20 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 750 mb simulada (a) e observada em 700 mb (b) para o Hemisfério Sul. O intervalo entre os contornos é de 2 m s^{-1} .

2.3.3 - EXPERIMENTOS DE SENSITIVIDADE

O modelo quase-geostrófico foi utilizado para dois tipos diferentes de estudos de sensibilidade com respeito a: a) anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) (Experimento 1); e b) alterações no estado da superfície (Experimento 2). Para isto são considerados como experimentos de controle os casos 2 e 4, descritos na Seção 2.2.1, para os Hemisférios Norte e Sul, respectivamente. O motivo para tal escolha reside no fato de que o caso 4 é o mais apropriado para o Hemisfério Sul e que nesta Seção há muito interesse na variação que ocorre na velocidade vertical e na precipitação, as quais são melhores simuladas no caso 2.

O estudo do impacto de anomalias de TSM na circulação atmosférica foi feito anteriormente por Wiin-Nielsen (1986), que simulou uma situação simples de "El Nino", considerando apenas o Hemisfério Norte. No presente trabalho são consideradas duas situações diferentes, uma de "El Nino" (Experimento 1-A) e outra de "La Nina" (Experimento 1-B), para ambos os hemisférios separadamente. As anomalias de TSM usadas no modelo são mostradas na Tabela 2.4.

TABELA 2.4

VALORES E LOCALIZAÇÕES DAS ANOMALIAS DE TSM USADAS
NOS EXPERIMENTOS DE "EL NINO" E "LA NINA"

<u>"EL NINO"</u>		<u>"LA NINA"</u>	
ψ	ΔT_{DH} (K)	ψ	ΔT_{DH} (K)
15° N	0,5	15° N	1
5° N	2	5° N	-4
5° S	4	5° S	-4
15° S	2	15° S	1
25° S	-1,5		

Os principais resultados (experimento com a perturbação menos experimento de controle) considerando a temperatura da superfície média zonal, a temperatura média zonal no nível de 500 mb, o vento zonal média zonal em 250 mb, a velocidade vertical média zonal e as evaporação e precipitação médias zonais são mostrados nas Figuras 2.21 a 2.26, respectivamente. Os desvios maiores ocorrem nas áreas onde as perturbações foram impostas e têm o mesmo sinal em ambos os hemisférios. No Experimento 1-A há um aumento na temperatura da superfície e no nível de 500 mb, com a maior variação acontecendo onde a fonte de anomalias é mais intensa. Como consequência do balanço do vento térmico o vento zonal é intensificado, com os maiores desvios acontecendo na faixa de latitudes situada imediatamente ao norte (sul) da zona com anomalias positivas mais fortes no Hemisfério Norte (Sul). Estes resultados concordam com aqueles obtidos por Wiin-Nielsen (1986). Como consequência da intensificação da célula de Hadley e do aumento da evaporação há, também, um aumento da precipitação na região próxima ao equador. O oposto é observado no Experimento 1-B: há um decréscimo na intensidade do vento zonal e nas temperaturas da superfície e no nível de 500 mb. A célula de Hadley torna-se mais fraca e a evaporação diminui, de modo que a precipitação é reduzida na região equatorial.

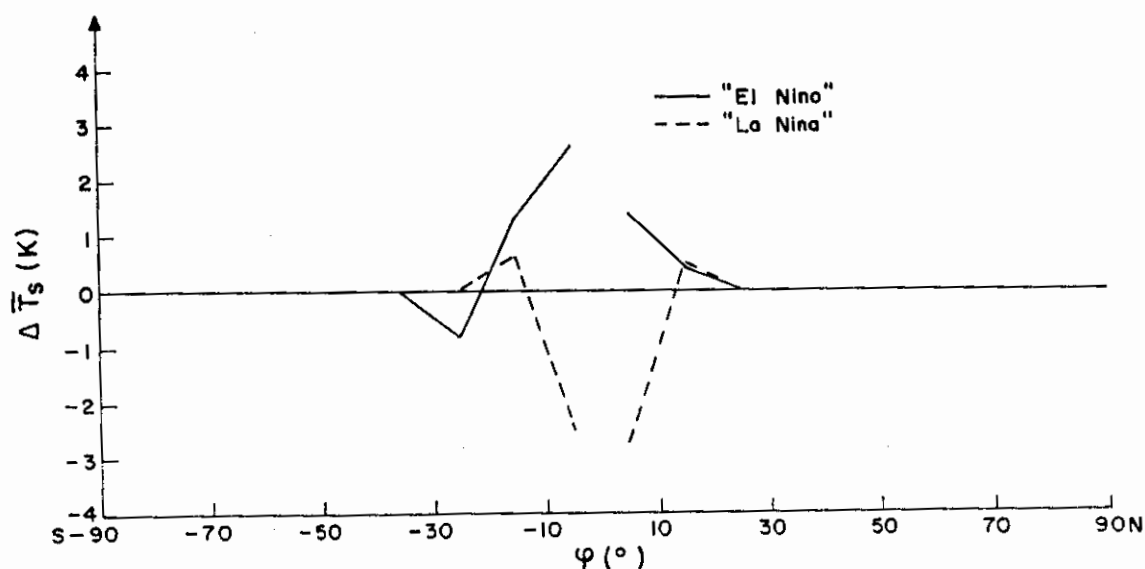


Fig. 2.21 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura de superfície média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada).

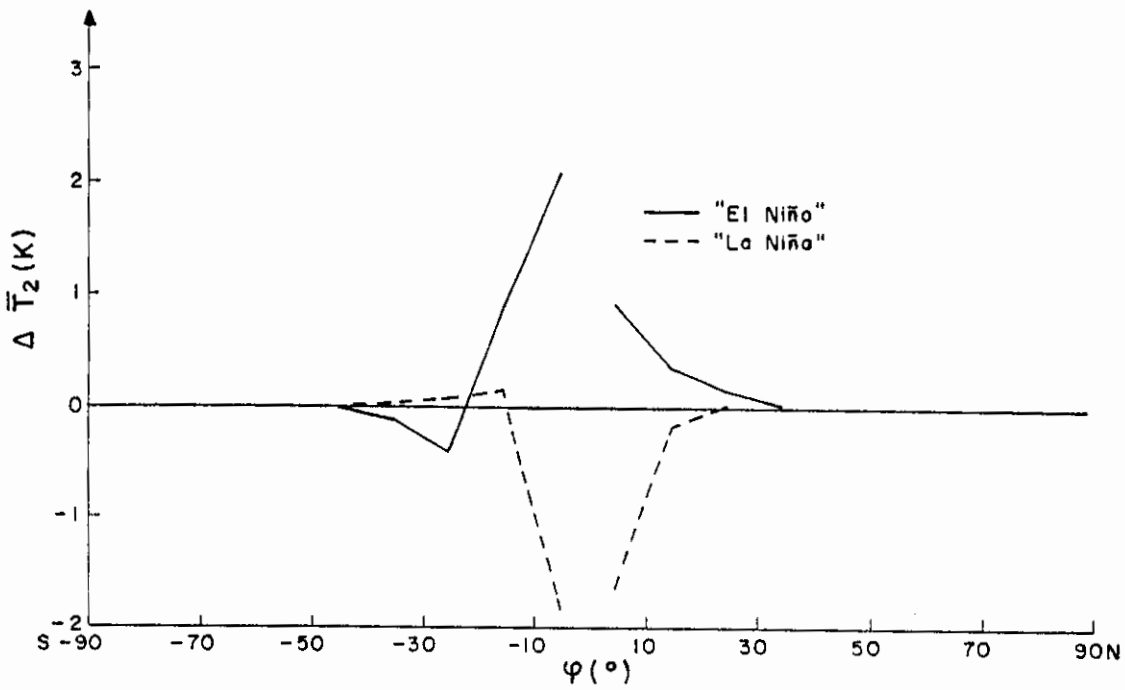


Fig. 2.22 - Mudança (experimento com perturbação menos controlle) na temperatura em 500 mb média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada).

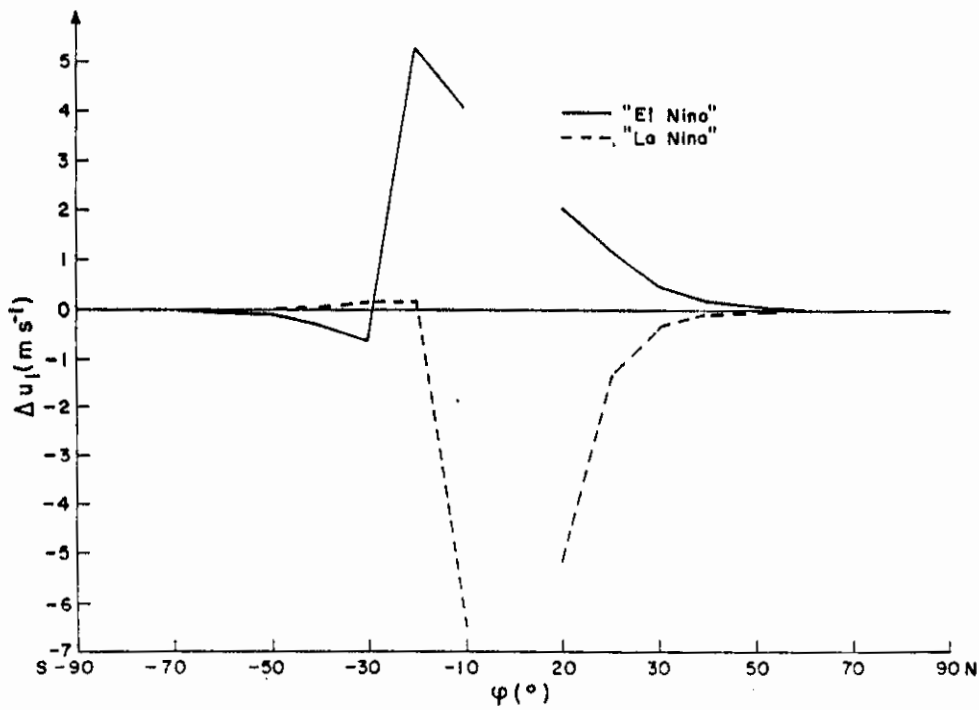


Fig. 2.23 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada).

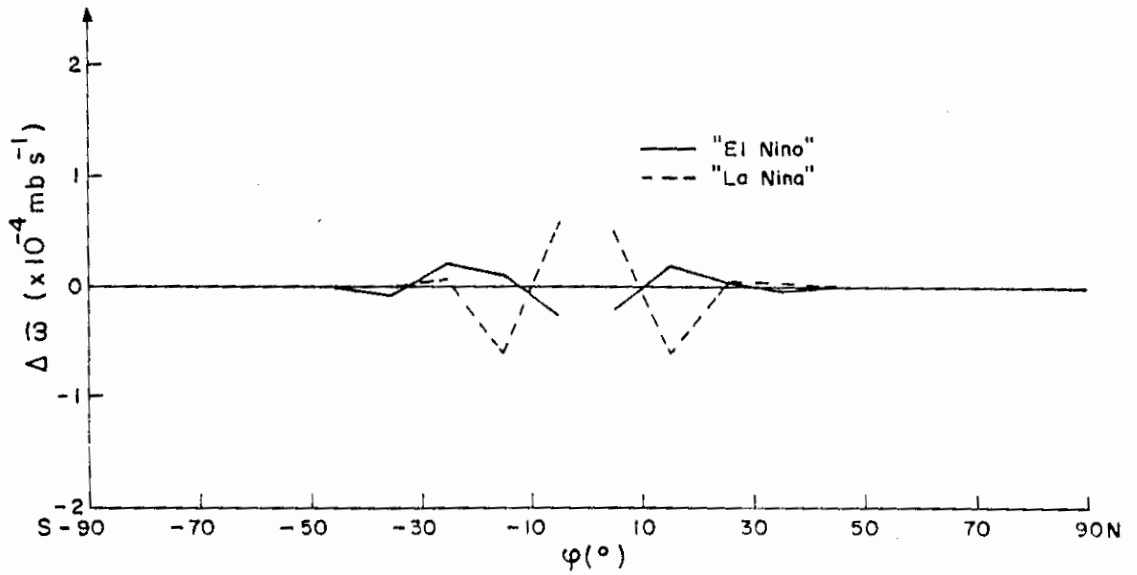


Fig. 2.24 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal nos experimentos de "El Niño" (linha contínua) e "La Niña" (linha tracejada).

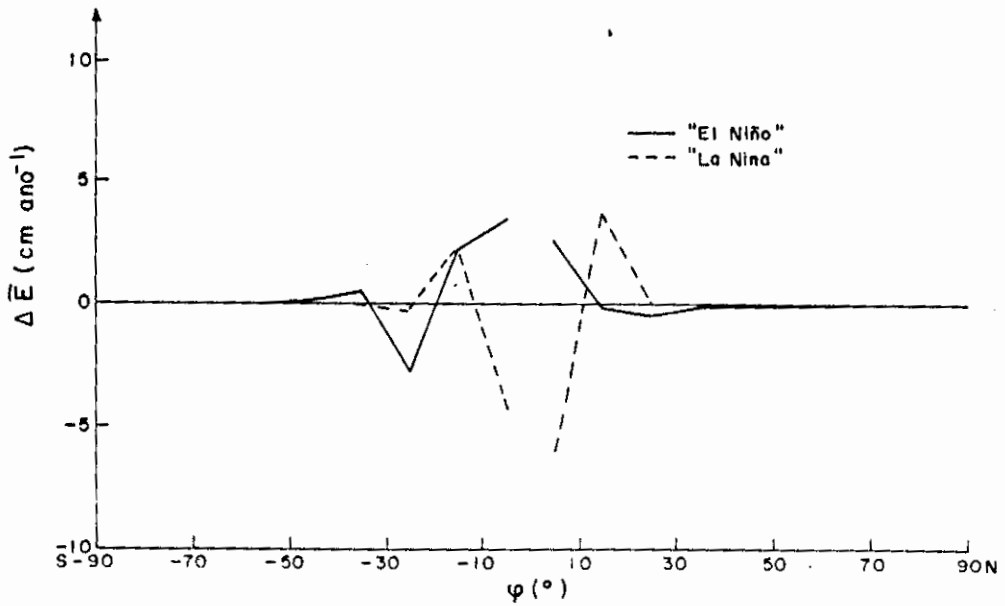


Fig. 2.25 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal nos experimentos de "El Niño" (linha contínua) e "La Niña" (linha tracejada).

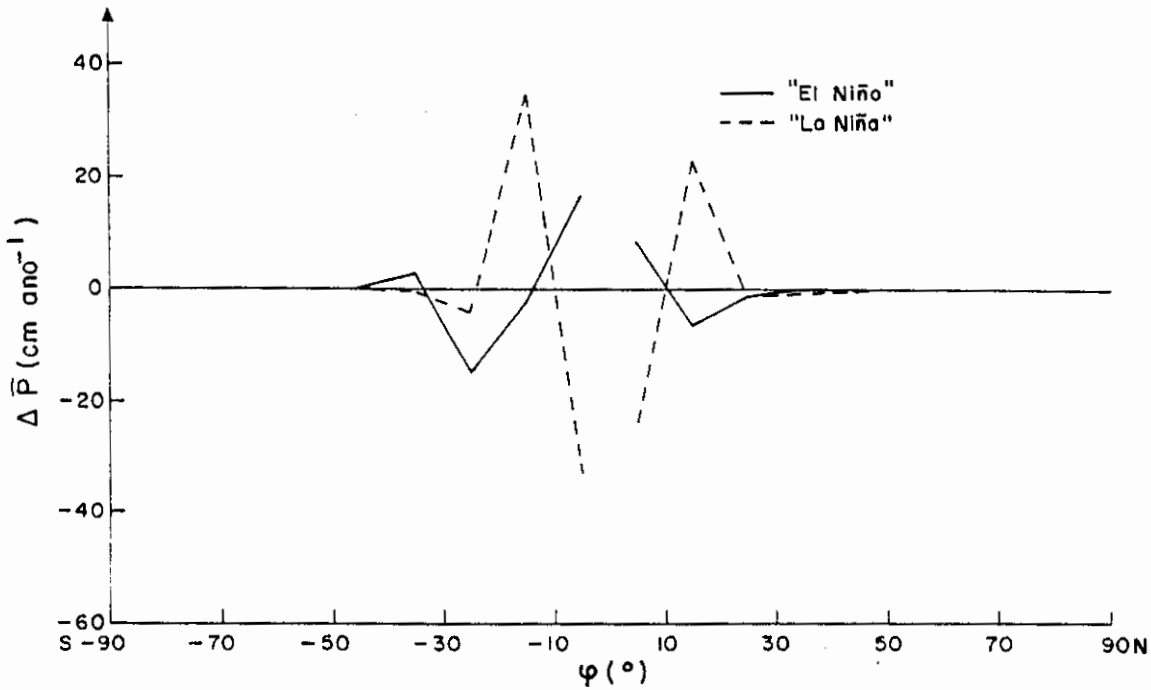


Fig. 2.26 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal nos experimentos de "El Niño" (linha contínua) e "La Niña" (linha tracejada).

As diferentes magnitudes dos desvios no Hemisfério Norte e Sul nestes experimentos podem ser atribuídas às diferenças nas condições existentes em cada hemisfério, tais como nas distribuições de continente e oceano, bem como nos valores dos coeficientes de transporte de vorticidade potencial e de calor usados no modelo. No caso do Experimento 1-A, as respostas mais fortes no Hemisfério Sul podem, também, ser explicadas pela maior intensidade da fonte de anomalias positivas.

Um aspecto interessante diz respeito ao fato de que a resposta é mais sentida na região perturbada e nas faixas adjacentes a ela, não ocorrendo a penetração para regiões mais afastadas, como acontece em modelos mais sofisticados de três dimensões.

Para investigar o efeito climático resultante da alteração no estado da superfície (Experimento 2) foi simulado um caso de desmatamento, onde a floresta tropical foi removida como um todo em cada hemisfério. Neste caso, no experimento de controle foi usada a distribuição latitudinal dos albedos da superfície dados por Sellers (1973) ao invés do valor fixo de 0,2. No experimento com perturbação foi assumido nos cinturões de latitudes de 0° - 5° S e de 0° - 5° N o valor do albedo de 0,25 no lugar de 0,08 dado por Sellers (1973). Este tipo de estudo foi feito por Potter et al. (1975) usando um modelo global de equações primitivas, com coordenada vertical p.

Os principais resultados (experimento com perturbação menos experimento de controle) referentes às variações nas temperaturas da superfície e em 500 mb médias zonais, no vento zonal média zonal em 250 mb, na velocidade vertical média zonal e nas evaporação e precipitação médias zonais são apresentadas nas Figuras 2.27 a 2.32, respectivamente. As variações nas temperaturas da superfície e no nível de 500 mb são pequenas, contudo é notado um decréscimo na região tropical, que é causado pelo valor maior do albedo da superfície. Também é notada uma diminuição, embora pequena, do vento zonal em 250 mb quando a floresta é removida. O enfraquecimento da célula de Hadley e a redução na evaporação contribuem para a diminuição da precipitação na região equatorial. Na região adjacente à zona da perturbação há uma redução no movimento subsidente, provocando uma diminuição da estabilidade estática e subsequente aumento da precipitação. Estes resultados concordam com os obtidos por Potter et al. (1975), contudo naquele trabalho as variações foram um pouco maiores.

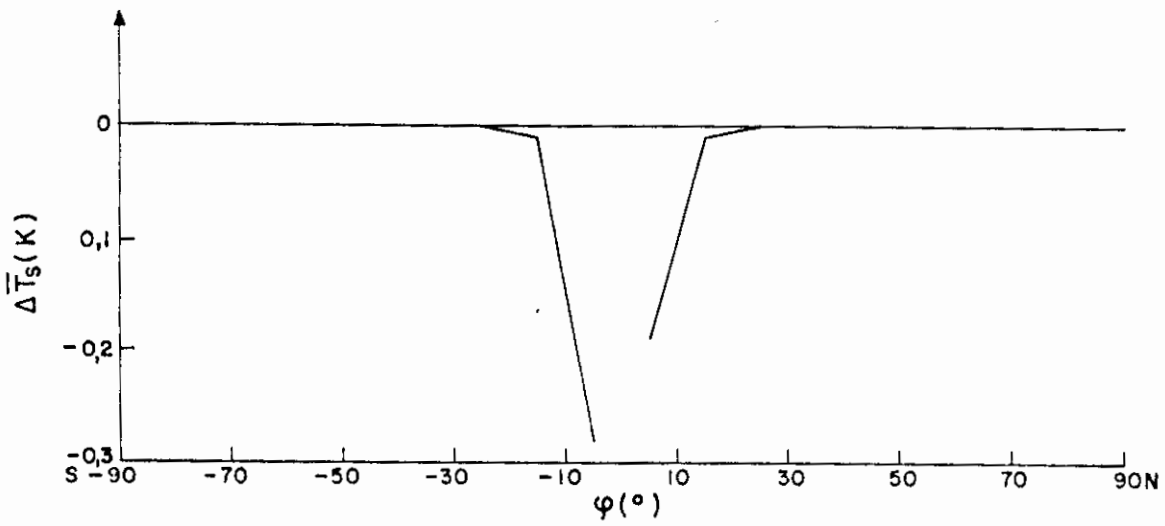


Fig. 2.27 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura da superfície média zonal no experimento de remoção da floresta tropical.

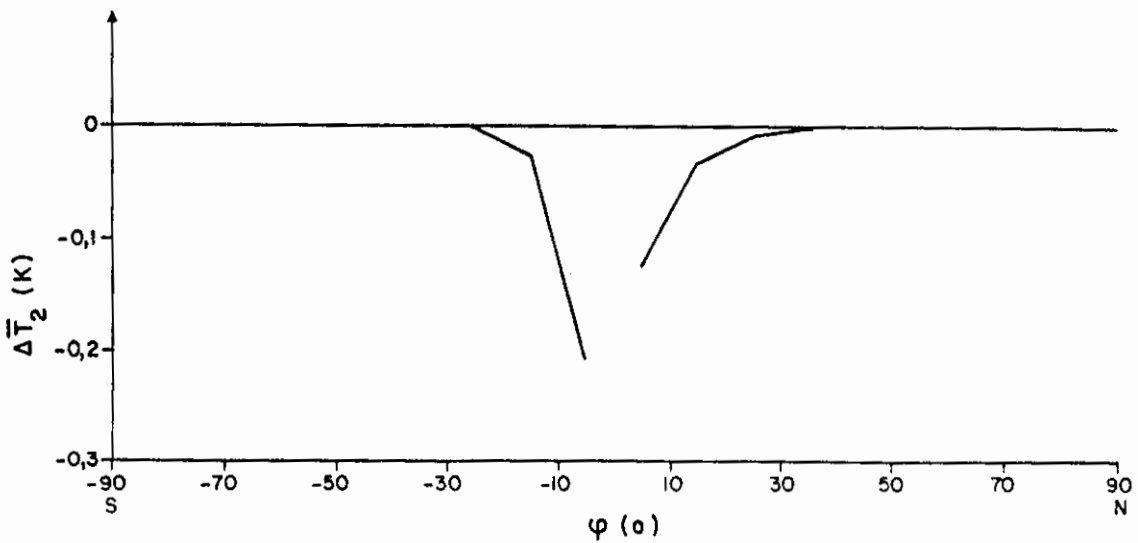


Fig. 2.28 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura em 500 mb média zonal no experimento de remoção da floresta tropical.

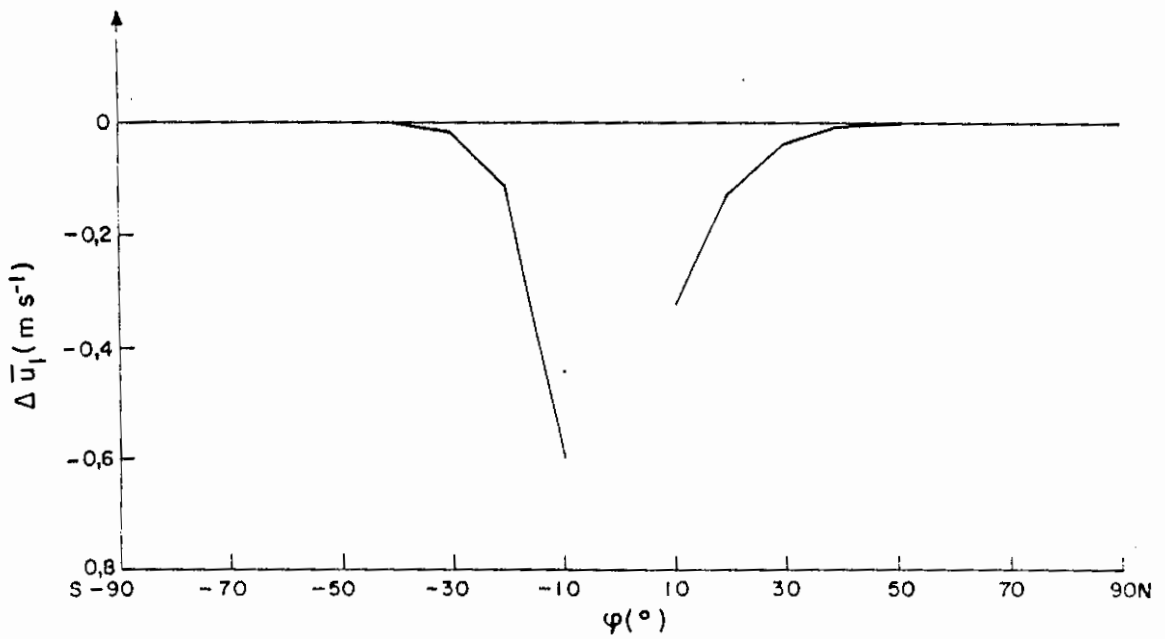


Fig. 2.29 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb no experimento de remoção da floresta tropical.

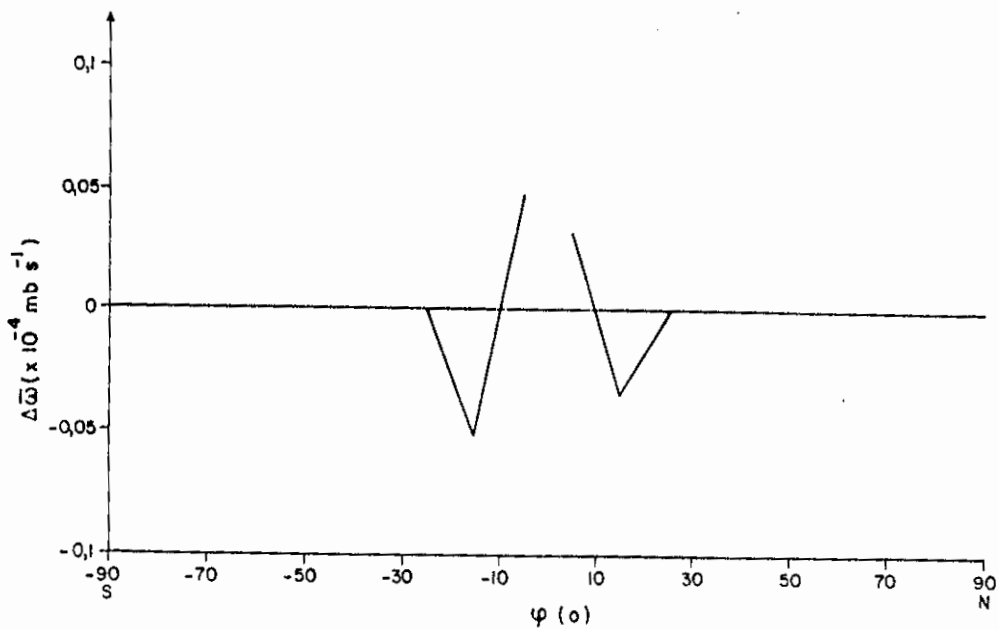


Fig. 2.30 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal no experimento de remoção da floresta tropical.

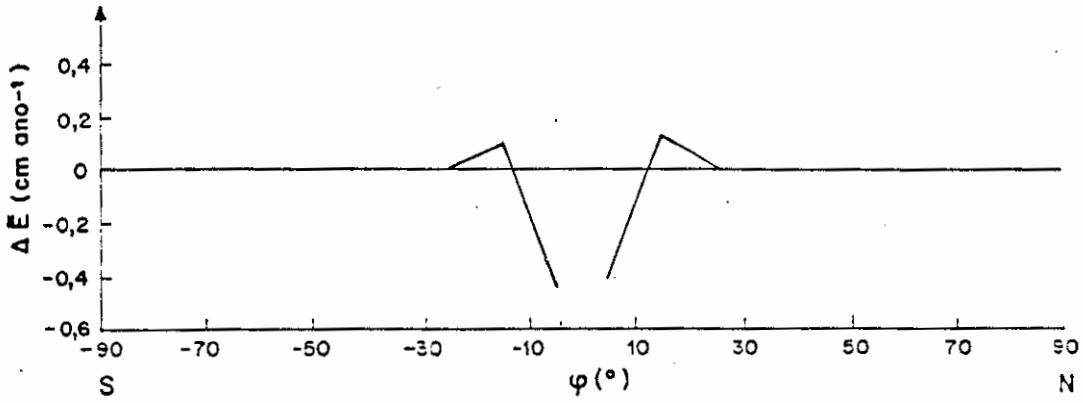


Fig. 2.31 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal no experimento de remoção da floresta tropical.

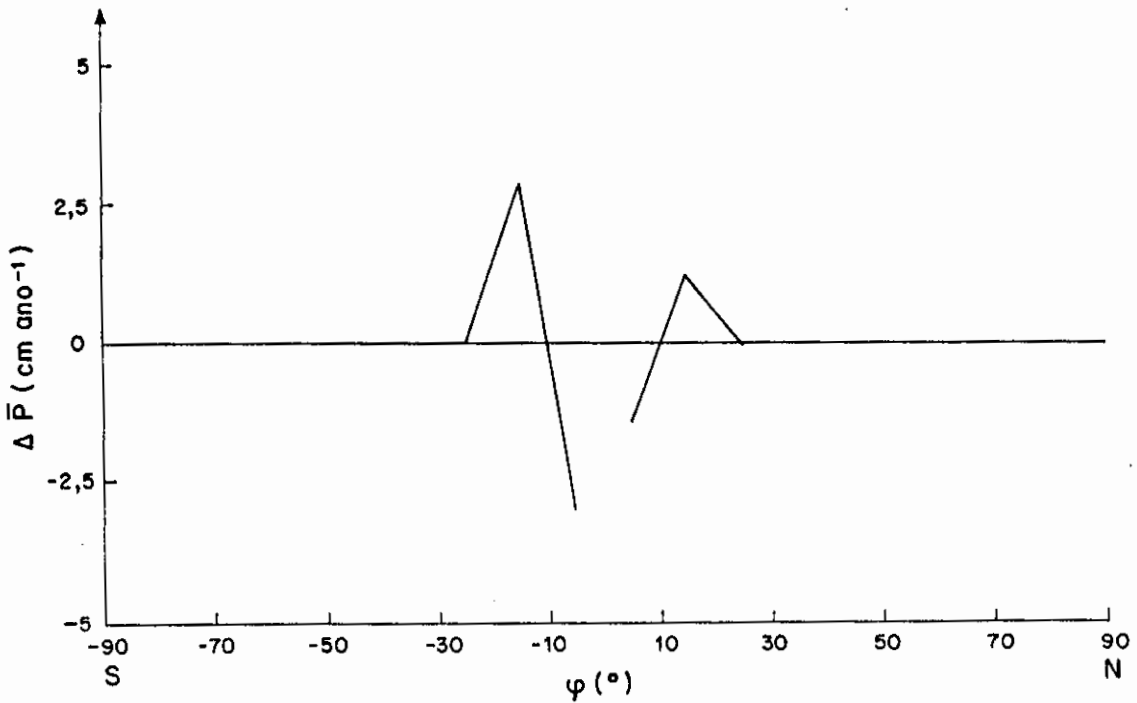


Fig. 2.32 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal no experimento de remoção da floresta tropical.

CAPÍTULO 3

O MODELO DE EQUAÇÕES PRIMITIVAS MÉDIA ZONAL

3.1 - DESCRIÇÃO DO MODELO

O modelo de equações primitivas média zonal é semelhante ao modelo de Taylor (1980). Todavia, melhorias são feitas procurando incluir processos importantes no sistema climático. O modelo desenvolvido por Taylor (1980) é hemisférico, considerando apenas o Hemisfério Norte, e possui limitações, principalmente no que diz respeito aos processos físicos considerados.

No presente trabalho, o modelo é estendido, incluindo também o Hemisfério Sul. Assim, com o modelo global pode-se estudar as características climatológicas de ambos os hemisférios conjuntamente. Outra vantagem do modelo pólo-a-pólo reside na simulação mais realista da circulação média meridional, uma vez que não há condições de contorno no equador, que são necessárias para o caso hemisférico. Também os resultados dos experimentos de sensibilidade (Seções 3.2.3 e 4.3) tornam-se mais confiáveis, uma vez que são permitidas interações entre os dois hemisférios.

Outra melhoria feita com relação ao modelo de Taylor (1980) foi a incorporação de processos físicos não presentes naquele trabalho. As modificações principais residem na parametrização do aquecimento, notadamente na inclusão dos fluxos de calor devido à liberação de calor latente, evaporação e condução para a sub-superfície. Estes processos têm importante papel no balanço de calor na superfície e na atmosfera, e serão abordados na Seção 3.1.2. Assim, o presente modelo considera a atmosfera como úmida, pois leva em conta o ciclo hidrológico, enquanto que o modelo de Taylor (1980) é considerado seco.

3.1.1 - O MODELO DINÂMICO

O modelo de equações primitivas média zonal considera dois níveis na vertical (Figura 3.1). As equações são escritas em um sistema (ψ, σ, t) , onde ψ representa a latitude, e σ é uma versão modificada da coordenada vertical introduzida por Phillips (1957), definida por:

$$\sigma = \frac{P - P_t}{P^*} \quad (3.1)$$

onde

$$P^* = P_s - P_t$$

sendo p = pressão em um nível qualquer do modelo;

p_s = pressão na superfície;

p_t = pressão no topo do modelo.

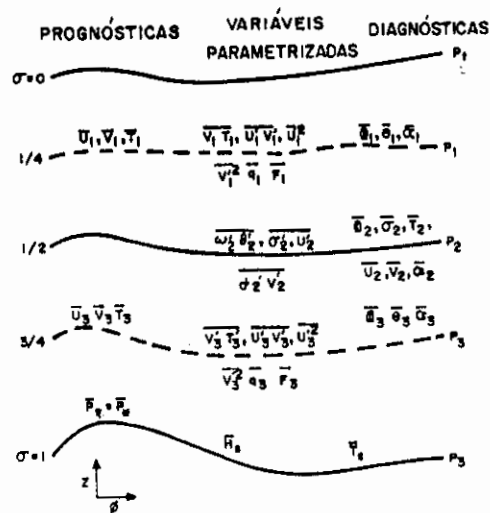


Fig. 3.1 - Seção latitude-altura mostrando os níveis de pressão onde as variáveis são obtidas no modelo de equações primitivas.

Em relação a este sistema de coordenadas as equações do modelo, cujos símbolos têm o significado usual e encontram-se na lista de símbolos, são as seguintes (Taylor, 1980):

Equações do movimento

$$\begin{aligned} \frac{\partial(p^* \bar{u})}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \psi} \frac{\partial(p^* \bar{u} \bar{v} \cos \psi)}{\partial \psi} \pm 2 p^* \bar{\sigma}_2 \bar{u}_2 - p^* f \bar{v} - \\ - p^* \bar{u} \bar{v} \frac{\operatorname{tg} \psi}{a} = p^* \bar{F}_\lambda - \frac{1}{a \cos \psi} \frac{\partial(p^* \overline{u'v'} \cos \psi)}{\partial \psi} \\ \pm 2 p^* \overline{\sigma_2' u'} + p^* \overline{u'v'} \frac{\operatorname{tg} \psi}{a} \end{aligned} \quad (3.3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(p^* \bar{v})}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \psi} \frac{\partial(p^* \bar{v}^2 \cos \psi)}{\partial \psi} \pm 2 p^* \bar{\sigma}_2 \bar{v}_2 + p^* f \bar{u} \\ + p^* \bar{u}^2 \frac{\operatorname{tg} \psi}{a} = - \frac{p^*}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \psi} - \frac{\sigma p^* \bar{\alpha}}{a} \frac{\partial p^*}{\partial \psi} + p^* \bar{F}_\psi \\ - \frac{1}{a \cos \psi} \frac{\partial(p^* \overline{v'^2} \cos \psi)}{\partial \psi} \pm 2 p^* \overline{\sigma_2' v'} - p^* \overline{u'^2} \frac{\operatorname{tg} \psi}{a} \end{aligned} \quad (3.4)$$

Equação da termodinâmica

$$\frac{\partial(p^* \bar{T})}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \psi} \frac{\partial(p^* \bar{v} \bar{T} \cos \psi)}{\partial \psi} \pm 2 p^* \bar{\sigma}_2 \bar{T}_2 - p^* \frac{\bar{\alpha} \bar{\omega}}{C_p}$$

$$\frac{p^* \bar{q}}{C_p} - \frac{1}{a \cos \psi} \frac{\partial(p^* \bar{v} \bar{T}' \cos \psi)}{\partial \psi} \pm 2 p^* \bar{\sigma}_2 \bar{T}_2' \quad (3.5)$$

Equação da continuidade

$$p^* \bar{\sigma}_2 = \frac{1}{4 a \cos \psi} \frac{\partial[p^*(\bar{v}_3 - \bar{v}_1)/2]}{\partial \psi} \quad (3.6)$$

Equação da hidrostática

$$\bar{\Phi} = \bar{\Phi}_s - \frac{1}{2} p^*(\sigma_1 \bar{\alpha}_1 + \sigma_3 \bar{\alpha}_3)$$

$$\pm \frac{1}{2} C_p \theta_2 P_R^{-R/C_p} (\bar{P}_3^{R/C_p} - \bar{P}_1^{R/C_p}) \quad (3.7)$$

Equação da tendência de pressão na superfície

$$\frac{p^*}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \psi} \frac{\partial[p^*(\bar{v}_1 + \bar{v}_3)/2]}{\partial \psi} = 0 \quad (3.8)$$

onde

$$\bar{\alpha} = \frac{R\bar{T}}{\bar{P}} \quad (3.9)$$

$$\overline{\alpha\omega} = (\alpha\omega)_Z + (\alpha\omega)_E \quad (3.10)$$

$$\begin{aligned} (\alpha\omega)_Z = & \pm 2 c_p (\bar{P}_2^{R/C_p} - \bar{P}^{R/C_p}) \bar{P}_R^{R/C_p} \bar{\sigma}_2 \bar{\theta}_2 + \\ & + \sigma \bar{\alpha} \left(\frac{\partial p^*}{\partial t} + \frac{\bar{v}}{a} \frac{\partial p^*}{\partial \psi} \right) \end{aligned} \quad (3.11)$$

$$\begin{aligned} (\alpha\omega)_E = & \pm 2 c_p (\bar{P}_2^{R/C_p} - \bar{P}^{R/C_p}) \bar{P}_R^{-R/C_p} \overline{\sigma_2 \theta_2} \\ & + \frac{\bar{\alpha} \bar{v}}{a} \frac{\partial p^*}{\partial \psi} \end{aligned} \quad (3.12)$$

$$\bar{u}_2 = (\bar{u}_1 + \bar{u}_3)/2 \quad (3.13)$$

$$\bar{v}_2 = (\bar{v}_1 + \bar{v}_3)/2 \quad (3.14)$$

$$\bar{\theta}_2 = (\bar{\theta}_1 + \bar{\theta}_3)/2 \quad (3.15)$$

$$\bar{T}_2 = \bar{P}_2^{R/C_p} (\bar{P}_1^{R/C_p} \bar{T}_1 + \bar{P}_3^{R/C_p} \bar{T}_3)/2 \quad (3.16)$$

Nas Equações (3.3) e (3.16) foi assumido que a pressão na superfície é zonalmente uniforme, ou seja, $p^* = \bar{p}^*$. As barras denotam as médias zonais enquanto que as linhas representam os desvios em relação a estas médias. As Equações (3.3)-(3.5) aplicam-se a ambos os níveis 1 (250 mb) e 3 (750 mb) de forma que os subscritos foram omitidos por simplicidade. Quando uma equação for aplicada a um nível particular deve-se colocar o subscrito. Nos termos onde aparecem dois sinais, o de cima refere-se ao nível 1 e o de baixo ao 3.

As equações do modelo foram formuladas em diferenças finitas tanto na horizontal como na vertical. As definições de $\bar{\alpha}$, $\bar{\sigma}_2$, $(\alpha\omega)_Z$, $(\alpha\omega)_E$, $\bar{\phi}_1$, $\bar{\phi}_3$, $\bar{u}_2$, $\bar{v}_2$, $\bar{\theta}_2$ e $\bar{T}_2$ foram escolhidas de maneira que as diferenças finitas obedeam às leis de conservação de: massa, momentum, entalpia, energia cinética, energia potencial total, energia total, temperatura potencial e o quadrado da temperatura potencial.

As condições de contorno do modelo são:

$$\dot{\sigma} = 0 \quad \text{em} \quad \sigma = 0,1 \quad (3.17)$$

$$\bar{v} = \bar{u} = 0 \quad \text{em} \quad \psi = 90^\circ \text{N(S)} \quad (3.18)$$

O intervalo de grade horizontal considerado foi de 10 de latitude e as equações para p^* , $\bar{T}$, $\bar{\phi}$, $\bar{\sigma}_2$ foram aplicadas ao centro de cada cinturão de latitude, ao passo que as equações para u e $\bar{v}$ foram aplicadas aos contornos do cinturão ($\psi = -90^\circ, \dots, -10^\circ, 0^\circ, 10^\circ, \dots, 90^\circ$). O estado inicial considerado foi o de uma atmosfera isotérmica (270 K) e em repouso. As equações do modelo foram integradas no tempo usando o esquema de diferenças finitas centradas, com o intervalo de tempo de 30 minutos.

A fim de obter estabilidade no modelo, são computados os valores de p^* e $\bar{\phi}$ no passo de tempo $(n+1)$ antes de computar os campos de $\bar{u}$ e $\bar{v}$. Então, são feitas médias de p^* e $\bar{\phi}$, usando-se os

valores nos passos $(n+1)$, n e $(n-1)$, as quais são usados nos termos de força gradiente de pressão nas Equações 3.3 e 3.4, da seguinte maneira:

$$\eta = \chi(\eta^{n-1} + \eta^{n+1}) + (1 - 2\chi)\eta^n \quad (3.19)$$

onde η refere-se a p^* e $\bar{\Phi}$.

Este esquema de integração no tempo foi desenvolvido por Shuman (1971) e generalizado por Brown e Campana (1978), e permite que o passo de tempo utilizado seja idealmente o dobro daquele referente ao esquema convencional de diferenças finitas centradas. Este esquema é estável para $\chi \leq 0,25$ e o máximo passo de tempo permitido ocorre quando $\chi \leq 0,25$. No modelo foi usado o valor de 0,2495 (Anthes, 1978).

Entretanto, para longos períodos de integração, os modos computacionais podem se tornar apreciáveis. Para evitá-los foi usado no modelo o filtro de Asselin a cada passo de tempo (Haltiner e Williams, 1980).

3.1.2 - PARAMETRIZAÇÃO DOS PROCESSOS DE SUB-GRADE

As parametrizações dos processos de sub-grade consideradas no modelo de equações primitivas média zonal são semelhantes às utilizadas por Taylor (1980). As principais modificações dizem respeito à parametrização do aquecimento, onde são incorporados processos físicos não presentes naquele trabalho, a saber, os fluxos de calor devido à liberação de calor latente, evaporação e condução para a sub-superfície.

Os efeitos do aquecimento devido à liberação de calor latente e do resfriamento devido à evaporação são processos importantes e devem ser levados em conta em um modelo climático, e as suas omissões constituem uma limitação do modelo de Taylor (1980). O ciclo

hidrológico tem importante papel na transferência de energia da superfície para a atmosfera e tem uma grande relação de interdependência com a estrutura e a dinâmica da atmosfera. A inclusão do ciclo hidrológico permite a realização de experimentos considerando o efeito das alterações na superfície no clima, como será abordado na Seção 4.3. Já, o aquecimento devido à liberação de calor latente tem importante papel no saldo de aquecimento da atmosfera.

A condução de calor para sub-superfície é um dos processos que deve ser levado em conta no balanço de calor na superfície. A inclusão deste processo físico permite a realização de experimentos de sensibilidade em relação a anomalias de temperatura de superfície do mar (Seção 3.2.3), uma vez que esta é um dos parâmetros considerados na parametrização (Seção 3.2.1.b).

Assim, o presente modelo leva em conta os processos físicos importantes para os balanços de calor na superfície e na atmosfera, e por incluir o ciclo hidrológico, considera os efeitos da umidade na atmosfera, enquanto que o modelo de Taylor é considerado seco.

As parametrizações consideradas no modelo foram: atrito, aquecimento e transporte de calor e momentum devido aos turbilhões de grande escala.

3.1.2.1 - ATRITO

Os termos de atrito $\bar{F}_\lambda$ e $\bar{F}_\psi$ das Equações 3.3 e 3.4 são parametrizados assumindo que o gradiente vertical das tensões de cisalhamento é a componente dominante da aceleração devida ao atrito. É assumido, também, que a viscosidade turbulenta atua como a viscosidade molecular, mas é mais forte. Assim, a parametrização do atrito tem a forma tradicional usada nos modelos de dois níveis (Taylor, 1980; Gates et al., 1971):

$$P^* \bar{F}_{\lambda 1} = \frac{4g^2 \rho_2 \mu_2}{P_R} (\vec{V}_3 - \vec{V}_1) \quad (3.20)$$

$$P^* \bar{F}_{\lambda 3} = -P^* \bar{F}_{\lambda 1} - 2g \rho_s C_D (|\vec{V}_s| + R_a) \vec{V}_s \quad (3.21)$$

onde os índices 1 e 3 referem-se aos níveis 1 e 3 do modelo; μ_2 é o coeficiente de viscosidade turbulenta; C_D , o coeficiente de arrasto; ρ_s e ρ_2 , as densidades do ar à superfície e no nível de 500 mb, respectivamente, e R_a o parâmetro de rajada na superfície, tomado igual a $|\vec{V}_s|$.

Os valores destes coeficientes empíricos usados no modelo são semelhantes aos usados por Taylor (1980):

$$|\vec{V}_s| = |\vec{u}_3|$$

$$\rho_s = 1,22 \text{ Kg m}^{-3}$$

$$C_D = 2 \times 10^{-3}$$

$$\rho_2 = 0,7 \text{ Kg m}^{-3}$$

Os valores de C_D e μ_2 dependem fortemente das condições locais, de forma que a utilização de um único valor pode levar a algum erro. O valor de C_D usado no modelo fica dentro da variação de valores computados a partir de observações por Cressman (1960) e usados por outros pesquisadores, tais como Gates et al. (1971), Kurihara (1970) e Schneider e Lindzen (1977). O valor de μ_2 utilizado é o mesmo de Wiin-Nielsen (1970) (22 Pa s). Este valor situa-se dentro da variação de valores usados em modelos anteriores, $0,7 \leq \mu_2 \leq 44 \text{ Pa s}$ (Gates et al., 1971; Egger, 1975; Schneider e Lindzen, 1977; e ou-

tros). Este valor difere do utilizado por Taylor (1980) (8 Pa s) e permite uma melhor simulação do ciclo anual (Seção 3.2.2).

Ainda, é considerado $\bar{u}_s = \bar{u}_3$ e $\bar{v}_s = \bar{v}_3$ (Charney, 1959) para satisfazer que o atrito deve dissipar energia cinética.

3.1.2.2 - AQUECIMENTO

A parametrização do aquecimento é semelhante à usada por Taylor (1980). Contudo, alterações foram feitas principalmente envolvendo a inclusão de processos físicos não considerados por Taylor (1980), tais como a liberação de calor latente, evaporação e a condução para sub-superfície.

A taxa de aquecimento na atmosfera, $\bar{H}_a$, é separada em duas componentes, uma devido ao atrito e a outra independente do mesmo. Considerando que a parte devida ao atrito é muito pequena, $\bar{H}_a$ pode ser expresso por:

$$\bar{H}_a = g \frac{\partial \bar{H}}{\partial p} \quad (3.22)$$

Esta expressão é aplicada aos níveis 1 e 3, que em diferenças finitas torna-se, respectivamente:

$$\bar{H}_{a1} = \frac{2g}{p^*} \sum_{i=1}^N \bar{H}_{a1}(i) \quad (3.23)$$

e

$$\bar{H}_{a3} = \frac{2g}{p^*} \sum_{i=1}^N \bar{H}_{a3}(i) \quad (3.24)$$

onde $\bar{H}_a = \bar{H}_{a1} + \bar{H}_{a3}$, e N é o número de processos físicos considerados na atmosfera. As formas funcionais destes processos são semelhantes às usadas no modelo quase-geostrófico (Saltzman, 1968) e são dadas na Tabela 3.2. Contudo, na expressão da convecção de pequena escala é utilizado $\bar{T}_3$ no lugar de $\bar{T}_2$, e consequentemente as constantes b e c assumem valores diferentes ($4,04 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ e $21,6 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente).

Para o fluxo de calor latente, não considerado por Taylor (1980), são usadas expressões semelhantes às Equações 2.24 e 2.25, mas com alterações convenientes ao modelo de equações primitivas. Com a finalidade da obtenção dos máximos de precipitação, são atribuídos pesos dependendo da latitude para o termo que leva em conta $\bar{\omega}$: 0,3 para $0 < \psi < 30^\circ\text{S}$; 0,8 para $0 < \psi < 30^\circ\text{N}$; e 0,8 para $30^\circ\text{S} < \psi < 70^\circ\text{S} < \psi < 70^\circ\text{N}$.

Desta forma, as expressões para o fluxo de calor latente são aplicadas ao nível 2. Os valores de $\bar{H}_a(4)$ para os níveis 1 e 3 são obtidos admitindo que correspondem a 10 e 50% do valor no nível 2, respectivamente (Cornejo-Garrido e Stone, 1977). Assim:

$$\begin{aligned}\bar{H}_{a1}(4) &= 0,1 \bar{H}_a(4) \\ \bar{H}_{a3}(4) &= 0,5 \bar{H}_a(4)\end{aligned}\tag{3.25}$$

Com este tipo de formulação o segundo máximo de precipitação, em latitudes temperadas, é sub-estimado, como será visto na Seção 3.2.1. Para a sua melhor simulação há a necessidade da incorporação de uma nova equação para umidade e a consequente parametrização do transporte de umidade devido aos turbilhões de grande escala, o que fica de sugestão para um trabalho futuro.

A partição dos fluxos de calor nos dois níveis do modelo segue o procedimento de Taylor (1980). A partição dos fluxos radiativos baseia-se nas observações de Dopplick (1974), que sugerem que a

taxa de aquecimento radiativo é igualmente dividida entre a camada superior e a inferior. Assim,

$$\begin{aligned}\bar{H}_{a1}(1) + \bar{H}_{a1}(2) &= (1 - F_R) [\bar{H}_a(1) + \bar{H}_a(2)] \\ \bar{H}_{a3}(1) + \bar{H}_{a3}(2) &= F_R [\bar{H}_a(1) + \bar{H}_a(2)]\end{aligned}\tag{3.26}$$

onde F_R é a fração do fluxo radiativo absorvida na camada inferior do modelo (assumida igual a 0,5).

O fluxo de calor sensível é assumido ser absorvido completamente na camada inferior do modelo. Assim;

$$\begin{aligned}\bar{H}_{a1}(3) &= 0 \\ \bar{H}_{a3}(3) &= \bar{H}_a(3)\end{aligned}\tag{3.27}$$

Em adição às expressões para os fluxos de calor dadas na Tabela 2.2, é ainda incluído no modelo uma expressão para o fluxo convectivo de calor sensível, através do nível 2, $\bar{H}_c$, que surge quando uma taxa crítica de variação da temperatura com a altura é atingida, como o fez Taylor (1980). A expressão para $\bar{H}_c$ é:

$$\begin{aligned}\bar{H}_c &= 0 \quad \text{se} \quad \bar{\theta}_1 \geq \bar{\theta}_3 + \delta\bar{\theta} \\ &= (\bar{\theta}_3 - \bar{\theta}_1 + \delta\bar{\theta})d \quad \text{se} \quad \bar{\theta}_1 < \bar{\theta}_3 + \delta\bar{\theta}\end{aligned}\tag{3.28}$$

Os valores de d e $\delta\bar{\theta}$ utilizados no modelo, para dar razoáveis taxas de variação vertical da temperatura, foram $6,7 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ e $29,8 \text{ K}$, respectivamente (Taylor, 1980).

A temperatura de superfície média zonal é obtida através do balanço de calor na superfície, tal como no modelo quase-geostrófico média zonal (Equação 2.13).

Também as formulações para $\bar{H}_s(i)$ são semelhantes às usadas no modelo quase-geostrófico (Seção 2.2.2) e dadas na Tabela 2.2. No presente modelo de equações primitivas é incluído o processo de condução para a sub-superfície, o qual não foi considerado por Taylor (1980).

Os valores de $\bar{w}$ e k dependem do tipo de superfície e são determinados usando a parametrização proposta por Saltzman e Vernekar (1972), como no modelo quase-geostrófico (Equação 2.17). Também o albedo de superfície r_s e as temperaturas de sub-superfície média zonal $\bar{T}_D$ são obtidas da mesma maneira que no modelo quase-geostrófico (Equação 2.18 e 2.19, respectivamente).

3.1.2.3 - TURBILHÃO DE GRANDE ESCALA

A parametrização dos turbilhões de grande escala é semelhante à adotada por Taylor (1980).

Os fluxos verticais de momentum devido aos turbilhões de grande escala ($\overline{\partial_2' u_2'}$ e $\overline{\partial_2' v_2'}$) foram desprezados baseado no argumento de que são pequenos e estudos observacionais ainda não estabeleceram que sinais possuem.

As variâncias do vento $\overline{u'^2}$ e $\overline{v'^2}$ foram assumidas iguais, como é comum na prática. No nível 1 foram consideradas proporcionais ao módulo do gradiente de temperatura potencial média zonal, de acordo com Saltzman e Vernekar (1971):

$$\overline{u_1'^2} = \overline{v_1'^2} = \frac{C_1^{1/2}}{\left[-\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial P} \right]^{1/2}} \left[\frac{\partial \bar{\theta}_2}{\partial \Psi} \right] \quad (3.29)$$

onde

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial P} = \frac{2(\bar{\theta}_2 - \bar{\theta}_1)}{P^*} \quad (3.30)$$

e C_1 é uma constante empírica: $(8,4 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1/2} P_a^{-1/2})^2$.

No nível 3 as variâncias do vento foram consideradas proporcionais às variâncias no nível 1, usando novamente uma constante empírica:

$$\overline{u_3'^2} = \overline{v_3'^2} = C_3 \overline{v_1'^2} \quad (3.31)$$

O valor de C_3 usado foi 0,35.

O fluxo horizontal de momentum devido aos turbilhões de grande escala $\overline{u'v'}$ foi parametrizado de acordo com Saltzman e Vernekar (1968). Esta parametrização baseia-se em que o fluxo de momentum é proporcional à amplitude das ondas (medida pela variância do vento meridional) e ao cisalhamento da velocidade angular de fase, que causa a "inclinação" das ondas:

$$\overline{u'v'} = T_I \overline{v'^2} \cos \psi \frac{\partial \mu}{\partial \psi} \quad (3.32)$$

onde μ é a velocidade angular de fase, dada por:

$$\mu = \frac{\bar{u}}{a \cos \psi} - \frac{a \cos \psi}{n^2} \left\{ \beta - \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \psi} \left[\frac{1}{\cos \psi} \frac{\partial}{\partial \psi} (\bar{u} \cos \psi) \right] \right\} \quad (3.33)$$

As constantes T_I e n correspondem ao tempo de inclinação e ao número de onda característicos, e são tomados a partir

de observações. Os valores usados no modelo foram $n = 6$ e $T_I = 2 \times 10^4$ s, baseado nos resultados de Saltzman e Vernekar (1968), os quais mostraram que com estes valores há boa concordância da formulação com as observações.

Esta parametrização não pode ser aplicada com confiança nos trópicos, pois representa primariamente os efeitos dos turbilhões produzidos por instabilidade baroclínica. Como geralmente na região tropical a atmosfera é baroclinicamente estável, foi feita uma correção nos fluxos horizontais de momentum. Assim:

$$\overline{u'v'}_{\text{ajustado}} = F_c \overline{u'v'} \quad (3.34)$$

onde F_c é o fator de correção, dado por

$$F_c = \begin{cases} 1 & \text{se } |\Psi| \geq 20^\circ \\ \left| \frac{\Psi}{20^\circ} \right| & \text{se } |\Psi| < 20^\circ \end{cases} \quad (3.35)$$

A parametrização do fluxo horizontal de calor é feita usualmente considerando-o proporcional ao gradiente de temperatura. Foi assumido, em adição, que o coeficiente de transporte de calor é proporcional ao módulo do gradiente de temperatura (Stone, 1974; Saltzman, 1968). Portanto:

$$\overline{v'T'} = - \frac{K}{a^2} \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial \Psi} \right] \frac{\partial \bar{T}}{\partial \Psi} \quad (3.36)$$

onde o valor de K usado foi $4,5 \times 10^{11} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Clapp, 1970).

A parametrização do fluxo vertical de calor, proposta por Taylor (1980), baseia-se em Hantel e Baader (1976) e Sasamori e Melgarejo (1978):

$$\overline{\omega_2' \theta_2'} = \frac{\overline{\theta_2}}{\overline{T_2}} \cdot \frac{\frac{\partial \overline{\theta_2}}{\partial \Psi}}{a \left(- \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial P} \right)} \cdot \frac{1}{2} (\overline{v_1' T_1'} + \overline{v_3' T_3'}) \quad (3.37)$$

onde $\frac{\partial \overline{\theta}}{\partial P}$ é obtido pela Equação 3.30.

Esta forma de parametrização não é crítica aos resultados, pois somente decresce levemente a taxa da variação vertical de temperatura em relação àquela que estaria presente sem esta parametrização.

3.2 - RESULTADOS

3.2.1 - SIMULAÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS MÉDIAS ANUAIS

Nesta Seção são mostradas as simulações das características médias anuais obtidas com o modelo global de equações primitivas e são feitas comparações com os resultados apresentados na Seção 2.2.1, obtidos com o modelo hemisférico quase-geostrófico. São feitos dois tipos de experimentos com o modelo de equações primitivas: a) usando o modelo descrito na Seção 3.1, sem incluir as parametrizações da evaporação, do calor latente e da condução de calor para a sub-superfície, de modo semelhante ao de Taylor (1980) (caso 5); e b) usando o mesmo modelo mas com a inclusão destes processos físicos (caso 6).

Os resultados a serem mostrados referem-se a dois anos de integração, período suficiente para atingir o estado estacionário.

Nas Figuras 3.2 a 3.6, o caso 5 é representado por uma linha tracejada, o caso 6 por uma linha contínua e as observações (obtidas das mesmas fontes de dados usadas na Seção 2.2.1) por triângulos invertidos.

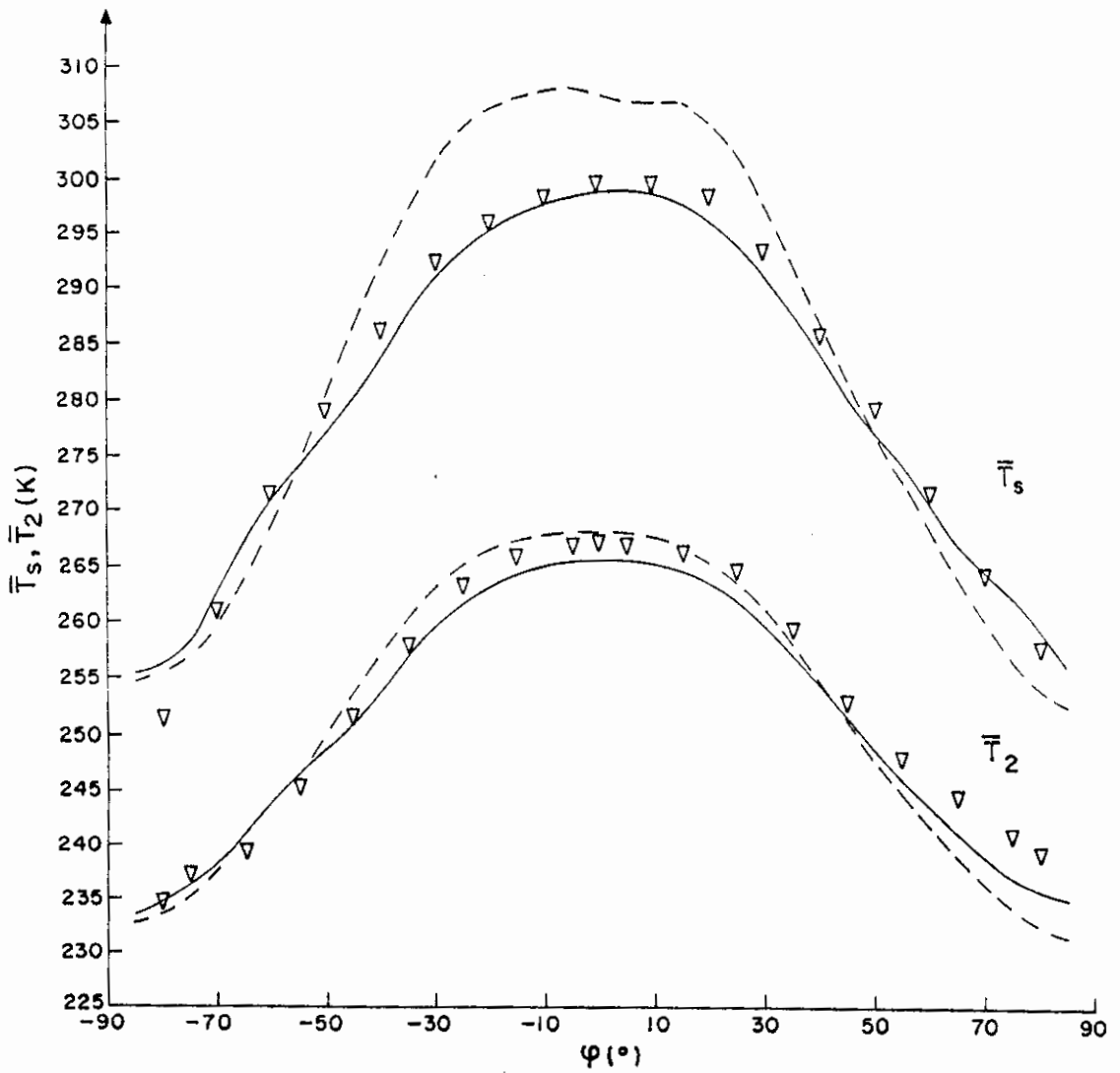


Fig. 3.2 - Variação latitudinal das temperaturas da superfície e em 500 mb médias zonais médias anuais.

- A linha tracejada corresponde ao modelo seco, semelhante ao de Taylor (1980) (caso 5); a linha contínua refere-se ao modelo incluindo as parametrizações do calor latente, evaporação e condução para superfície (caso 6); e as observações (Oort, 1983) são indicadas por triângulos invertidos.

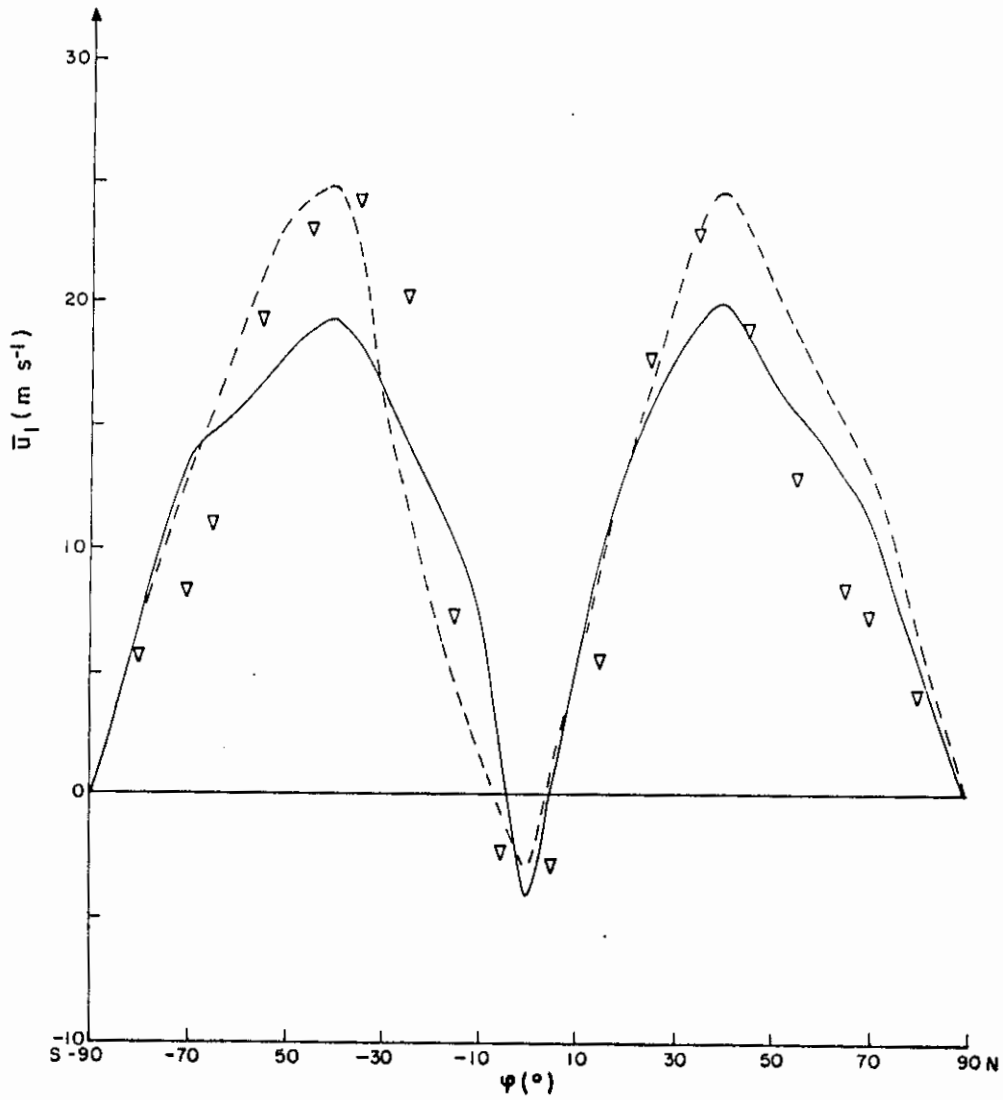


Fig. 3.3 - Variação latitudinal do vento zonal em 250 mb média zonal média anual.

- A linha tracejada corresponde ao modelo seco, semelhante ao de Taylor (1980) (caso 5); a linha contínua refere-se ao modelo incluindo as parametrizações do calor latente, evaporação e condução para superfície (caso 6); e as observações (Oort, 1983) são indicadas por triângulos invertidos.

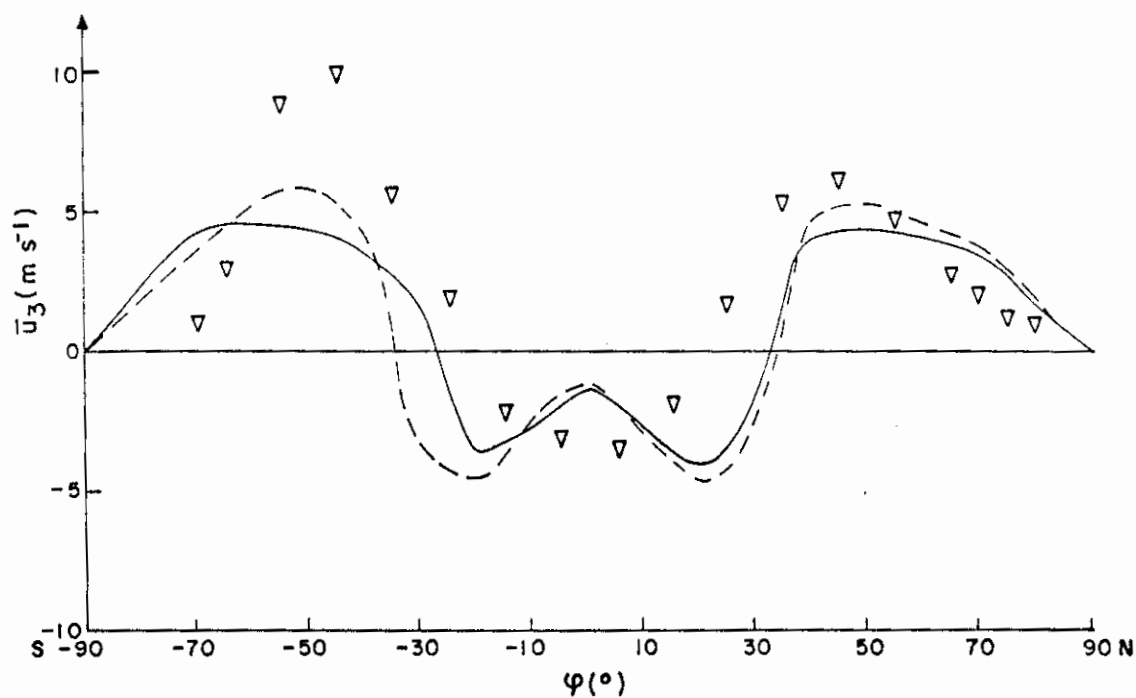


Fig. 3.4 - Variação latitudinal do vento zonal em 750 mb média zonal média anual.

- A linha tracejada corresponde ao modelo seco, semelhante ao de Taylor (1980) (caso 5); a linha contínua refere-se ao modelo incluindo as parametrizações do calor latente, evaporação e condução para superfície (caso 6); e as observações (Oort, 1983) são indicadas por triângulos invertidos.

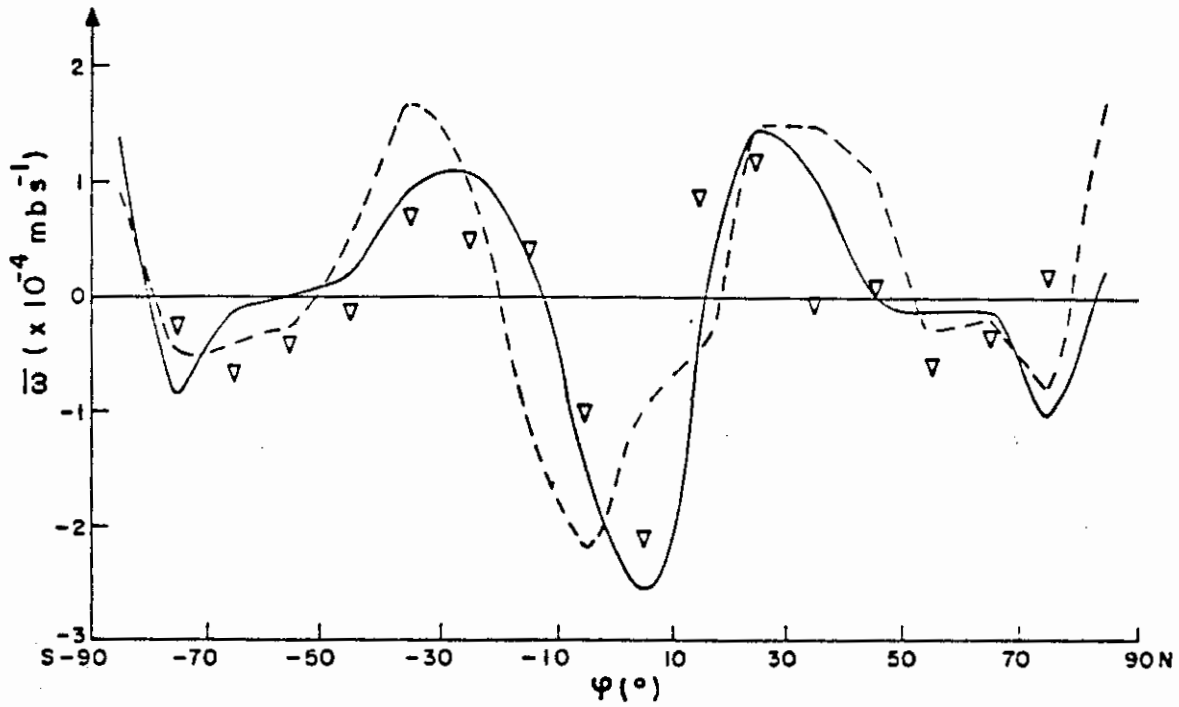


Fig. 3.5 - Variação latitudinal da velocidade vertical média zonal média anual.

- A linha tracejada corresponde ao modelo seco, semelhante ao de Taylor (1980) (caso 5); a linha contínua refere-se ao modelo incluindo as parametrizações do calor latente, evaporação e condução para superfície (caso 6); e as observações (Oort, 1983) são indicadas por triângulos invertidos.

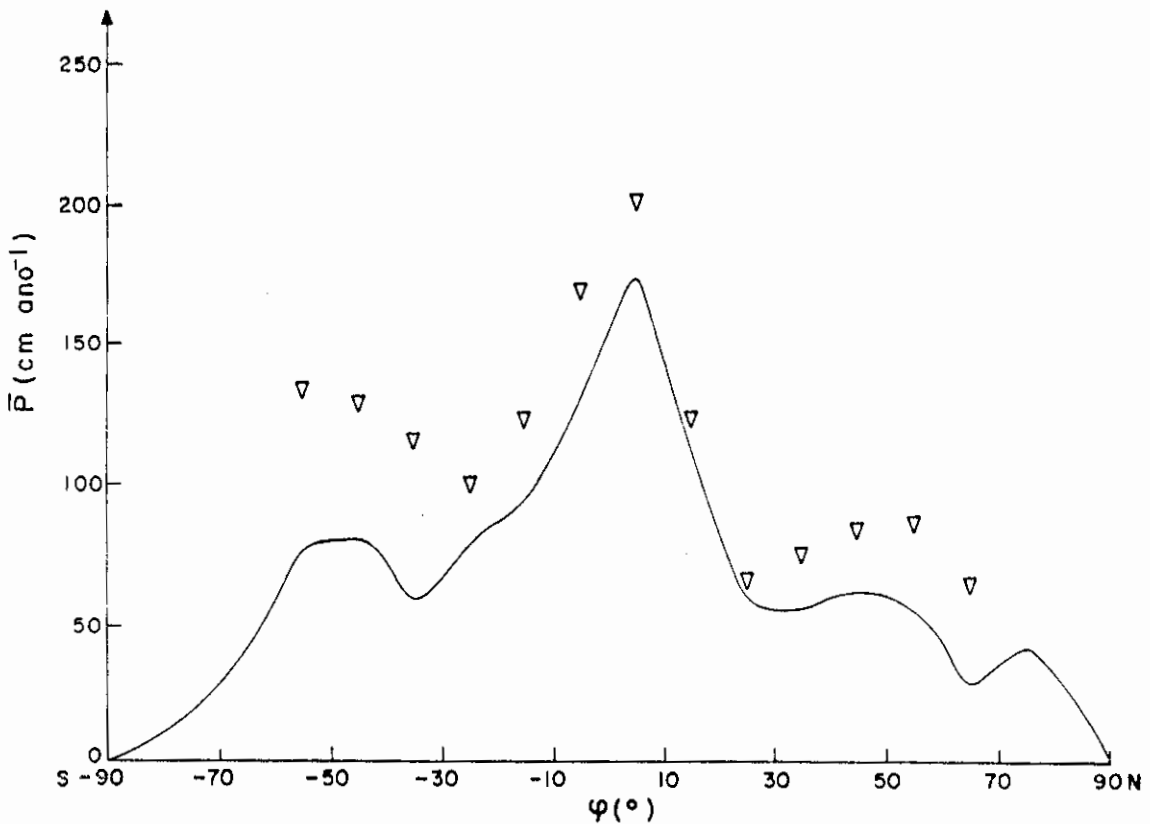


Fig. 3.6 - Variação latitudinal da precipitação média zonal média anual.

- A linha contínua refere-se ao caso 6 e as observações (Budyko, 1978) são indicadas por triângulos invertidos.

A Figura 3.2 mostra os perfis latitudinais das temperaturas da superfície e no nível de 500 mb. Como se observa, há uma melhor concordância entre os valores simulados através do caso 6 e os observados. Comparando com o caso 5 nota-se que a inclusão dos processos físicos tais como evaporação, liberação de calor latente e condução de calor para a sub-superfície é muito importante na determinação dos perfis latitudinais de temperatura, principalmente no caso de $\bar{T}_s$, onde há grandes discrepâncias entre os resultados obtidos nos dois casos. Comparando estes resultados do caso 6 com os mostrados na Figura 2.10, nota-se que há uma grande semelhança no perfil latitudinal de $\bar{T}_s$, enquanto que no caso de $\bar{T}_2$ há diferenças na região equatorial, onde os valores na Figura 2.10 são maiores que o observado.

A Figura 3.3 mostra a variação latitudinal do vento zonal média zonal em 250 mb. A posição dos máximos é bem simulada em ambos os casos 5 e 6, embora os valores no caso 5 sejam maiores, o que pode ser explicado pelo maior gradiente de temperatura equador-pólo na atmosfera. Comparando com a Figura 2.11, nota-se que os resultados para o Hemisfério Sul obtidos com o modelo de equações primitivas não mostram o deslocamento acentuado na posição do máximo que ocorre no caso do modelo quase-geostrófico. Esta melhor concordância com as observações pode ser devido ao fato da inclusão das parametrizações dos transportes de calor e momentum pelos turbilhões de grande escala. Também a região de ventos de este é melhor simulada com o modelo de equações primitivas. As magnitudes dos máximos obtidas com o modelo quase-geostrófico são maiores que as do caso 6, fato que se deve ao maior gradiente de temperatura equador-pólo na atmosfera mostrado na Figura 2.10.

A distribuição latitudinal do vento zonal em 750 mb é mostrada na Figura 3.4. As curvas representando os casos 5 e 6 são semelhantes, contudo nota-se que os valores simulados no último são mais próximos do observado nas latitudes mais baixas. Já as magnitudes dos máximos são um pouco maiores no caso 5. Comparando os resultados do caso 6 com os apresentados na Figura 2.12, nota-se que, para o Hemisfério Sul, em ambos há o deslocamento na posição do máximo na direção do pólo, embora a magnitude seja maior no caso do modelo quase-geostrófico. A simulação da região de ventos de este, nas latitudes baixas, obtida no caso 6 apresenta boa semelhança com aquelas do caso 2 (Hemisfério Norte) e 4 (Hemisfério Sul) feitas com o modelo quase-geostrófico. Já a simulação de $\bar{u}_3$ para latitudes maiores que 40°N é melhor no caso 6.

A Figura 3.5 mostra a simulação das três células da circulação média meridional. Como se nota os valores de $\bar{\omega}$ são mais próximos do observado no caso 6. Como era de se esperar, a célula de Hadley é melhor simulada com o modelo de equações primitivas que com o quase-geostrófico (Figura 2.13). Uma adicional vantagem do modelo de equações primitivas consiste na não necessidade do ajustamento dos

coeficientes K_H (inclusive próximo ao equador) para melhor simular a velocidade vertical. Apesar da representação das outras células, há dificuldade da simulação da célula de Hadley com o modelo quase-geostrófico.

A variação latitudinal da precipitação média zonal obtida com o modelo de equações primitivas (caso 6) é apresentada na Figura 3.6. Como o caso 5 considera o caso seco não é possível obter os valores de precipitação. O máximo de precipitação que ocorre próximo ao equador é melhor simulado no caso 6, comparando-se com os resultados obtidos com o modelo quase-geostrófico (Figura 2.14). Isto é devido à melhor simulação da velocidade vertical (e indiretamente do fluxo vertical de vapor d'água) nesta região com o modelo de equações primitivas. Já os valores da precipitação nas latitudes médias encontrados no caso 6 são mais baixos que o observado. Isto pode ser explicado considerando-se que o processo mais importante na obtenção da precipitação nesta região não está relacionado com $\bar{\omega}$ e sim com o transporte meridional de umidade pelos turbilhões de grande escala. Uma melhor representação deste segundo máximo envolveria a inclusão deste processo, o que será feito futuramente.

3.2.2 - SIMULAÇÃO DO CICLO ANUAL

Nesta seção são apresentados resultados referentes à variação anual das características da atmosfera média zonal utilizando o modelo de equações primitivas. Tais características dizem respeito aos ventos zonais em 250 e 750 mb e a temperatura em 500 mb.

O procedimento para a simulação do ciclo anual usando o modelo de equações primitivas é semelhante ao descrito na Seção 2.3.2. Contudo, o tempo necessário para gerar os campos de vento e modificar o campo inicial de temperatura é maior no modelo de equações primitivas. No presente caso, como o esquema de integração no tempo é explícito, o tempo suficiente para atingir o equilíbrio, ou seja, o ajustamento das variáveis, é de aproximadamente dois anos. Assim, os resul-

tados a serem apresentados referem-se ao terceiro ano de integração. As observações, novamente, foram obtidas de Oort (1983).

As distribuições latitudinais da variação anual simulada e observada são apresentadas nas Figuras 3.7a,b, respectivamente. Como se nota, há uma boa concordância entre as figuras. As posições magnitudes dos máximos são bem simuladas, embora o máximo no Hemisfério Norte aconteça mais próximo de julho que de agosto. Comparando com os resultados do modelo quase-geostrófico (Seção 2.3.2), nota-se uma melhor simulação da amplitude do ciclo anual.

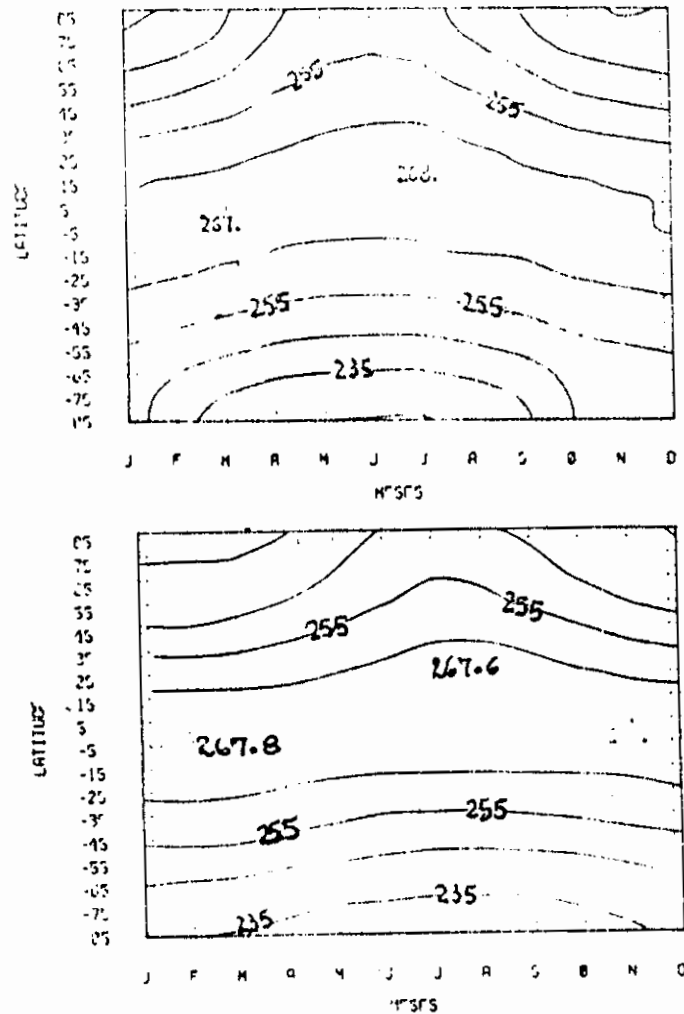


Fig. 3.7 - Distribuição latitudinal da variação anual da temperatura em 500 mb média zonal simulada (a) e observada (b). O intervalo entre os contornos é de 10 K.

A Figura 3.8a mostra a variação anual do vento zonal em 250 mb. Comparando-se com as observações em 200 mb (Figura 3.8b) nota-se, novamente, uma boa concordância entre ambas figuras. No Hemisfério Norte as posições dos máximos são relativamente bem simuladas, apesar das magnitudes serem um pouco menores. A localização da região de ventos máximos também é bem simulada no Hemisfério Sul (não há o deslocamento na direção do pólo que acontece no caso quase-geostrófico), embora as magnitudes sejam menores que as observadas. Ainda, é de se ressaltar a boa simulação da região de ventos de este próximo ao equador, apesar do fato das magnitudes serem maiores que as observadas. Também nas latitudes mais altas no Hemisfério Norte não aparecem os ventos de este (não observados) que ocorriam na simulação com o modelo quase-geostrófico.

A Figura 3.9a mostra o vento zonal simulado em 750 mb. Ao se comparar com as observações em 700 mb (Figura 3.9b) nota-se que os máximos simulados em ambos os hemisférios são mais fracos que os observados. Também em ambos os hemisférios as suas posições estão um pouco deslocadas na direção dos pólos. Embora as magnitudes simuladas pelo modelo quase-geostrófico sejam mais próximas das observadas, nota-se nos resultados do modelo de equações primitivas que não há a região de ventos de este em latitudes altas no Hemisfério Norte, como havia no caso dos resultados do modelo quase-geostrófico.

A Figura 3.10 a,b mostram os ciclos anuais das velocidades verticais médias zonais simulada e observada. Como se nota, há uma concordância relativamente boa entre as duas figuras. Como pode-se verificar no inverno a célula de Hadley é mais forte e há uma penetração da mesma no hemisfério de verão. A célula de Hadley do hemisfério de verão é mais fraca e encontra-se deslocada na direção do pólo. A variação anual das outras células também é razoavelmente bem simulada. A representação do ciclo anual da velocidade vertical deve ser feita usando o modelo de equações primitivas global, onde é permitido se notar as penetrações da célula de Hadley de um para o outro hemisfério.

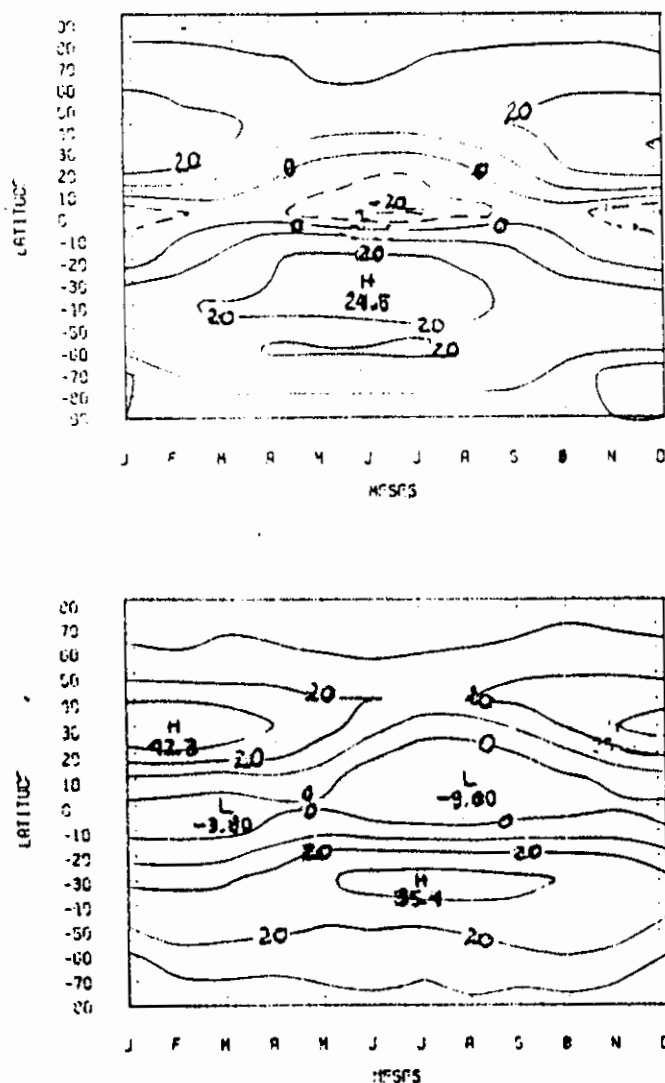


Fig. 3.8 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 250 mb simulada (a) e observada em 200 mb (b). O intervalo entre os contornos é de 10 m s^{-1} .

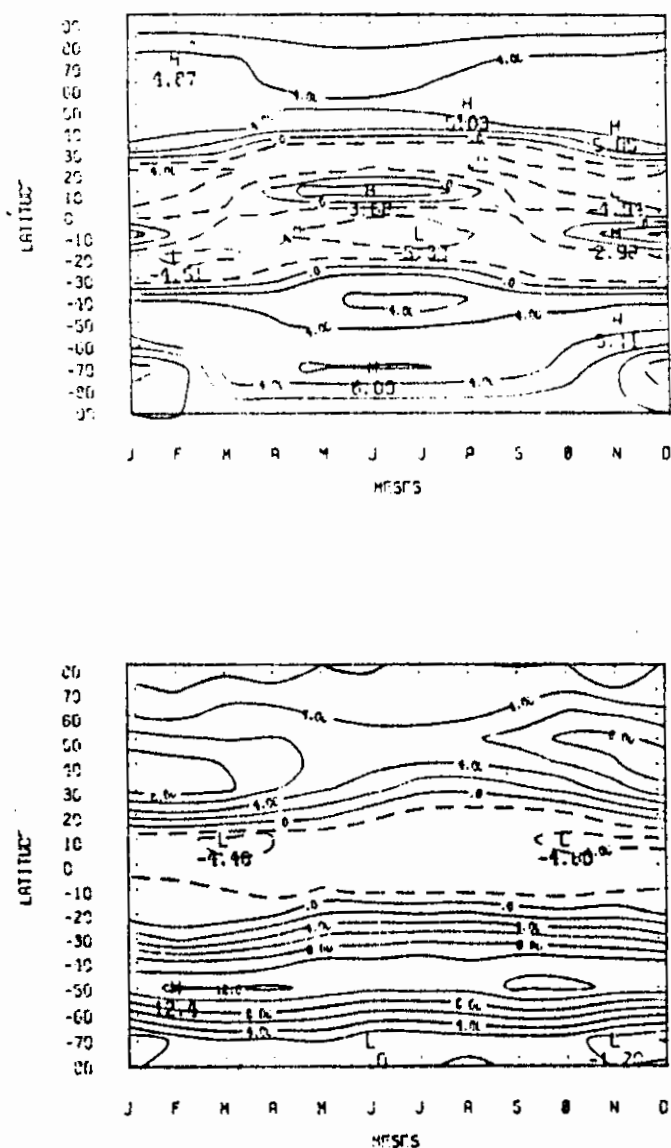


Fig. 3.9 - Distribuição latitudinal da variação anual do vento zonal em 750 mb simulada (a) e observada em 700 mb (b). O intervalo entre os contornos é de 2 m s^{-1} .

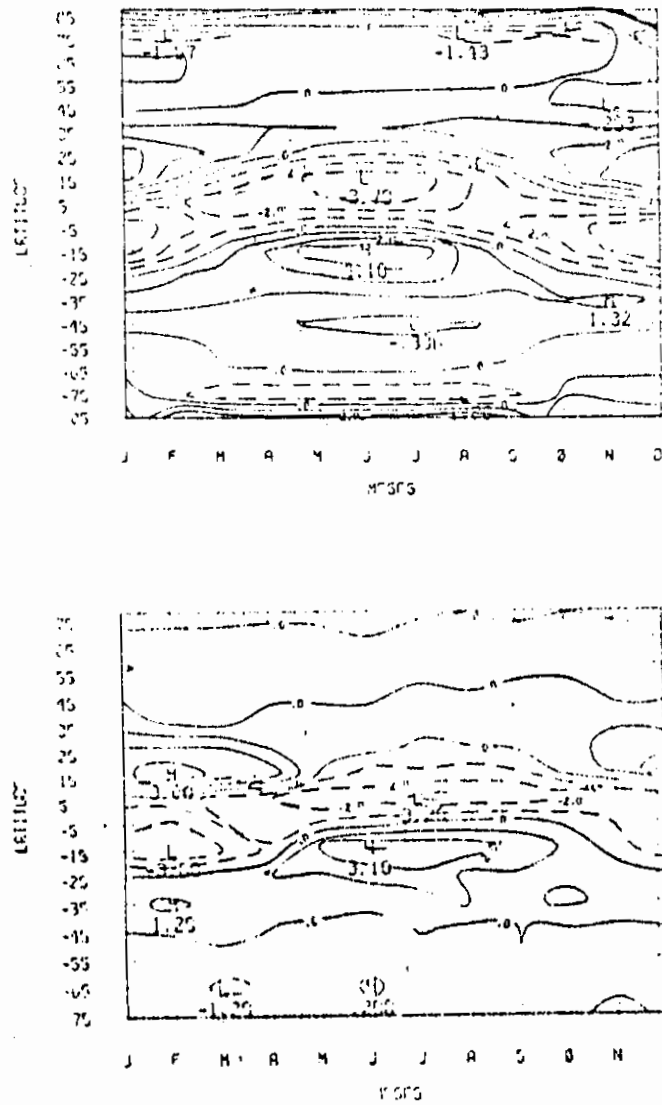


Fig. 3.10 - Distribuição latitudinal da variação anual da velocidade vertical média zonal simulada (a) e observada (b).

- O intervalo entre os contornos é de $1 \times 10^{-4} \text{ mb s}^{-1}$.

Resumindo, ambos os modelos apresentam virtudes e limitações na representação do ciclo anual das características médias zonais. Contudo, no geral, os resultados obtidos com o modelo de equações primitivas são melhores. Assim como o modelo de equações primitivas é capaz de representar o ciclo anual, é também capaz de simular mudanças climáticas (Schneider e Dickinson, 1974).

3.2.3 - EXPERIMENTOS DE SENSITIVIDADE

Os experimentos de sensibilidade realizados com o modelo de equações primitivas consideram, também, o impacto climático causado por anomalias de TSM e pela modificação do estado da superfície, como na Seção 2.3.3. No primeiro caso, além das situações de "El Niño" (Experimento 3-A), de "La Niña" (Experimento 3-B), são também considerados nesta Seção os efeitos do mecanismo de bipolo envolvendo centros positivos e negativos de anomalias de TSM, estudados por Moura e Shukla (1981), e que estão relacionados com a seca na região nordeste do Brasil (Experimento 3-C). Este último estudo de sensibilidade só pode ser feito com um modelo global, uma vez que os centros de anomalias positivas e negativas encontram-se em hemisférios diferentes. No caso do estudo dos efeitos climáticos causados pela alteração do estado da superfície, foi considerado novamente a situação onde toda a floresta tropical é removida por completo (Experimento 4). Como experimento de controle foi usado o caso 6 descrito na Seção 3.2.1.

As anomalias de TSM usadas nos Experimentos 3-A e 3-B são as mesmas mostradas na Tabela 2.4. Os principais resultados referindo-se a estes dois experimentos (diferença entre o experimento com perturbação e o de controle) são apresentados nas Figuras 3.11 a 3.16, para o caso das temperaturas da superfície e em 500 mb médias zonais, do vento zonal média zonal em 250 mb, da velocidade vertical média zonal, e da evaporação e precipitação médias zonais, respectivamente. Estes resultados são mais confiáveis que os obtidos na Seção 2.3.3, pois foram obtidos usando um conjunto de equações primitivas, que é o mais adequado para o tratamento da dinâmica da atmosfera quan-

do são consideradas questões referentes às interações dos trópicos com as latitudes médias.

Apesar disto, comparando os resultados dos Experimentos 3-A e 3-B com aqueles dos Experimentos 1-A e 1-B, nota-se que a forma geral das distribuições latitudinais dos desvios apresenta boa concordância, com os desvios maiores ocorrendo nas áreas onde as perturbações foram impostas. As diferenças que aparecem podem ser atribuídas à inclusão de efeitos não-geostroficos nos Experimentos 3-A e 3-B e também à interação entre os dois hemisférios, através das trocas de momentum e calor, que não é considerada nos Experimentos 1-A e 1-B.

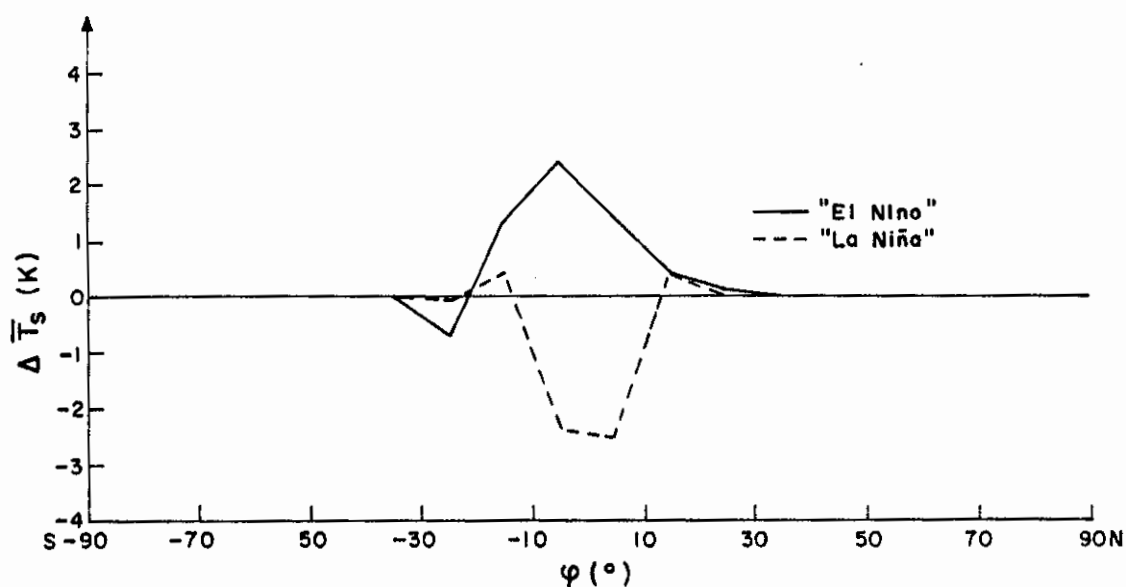


Fig. 3.11 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura de superfície média zonal nos experimentos de "El Niño" (linha contínua) e "La Niña" (linha tracejada).

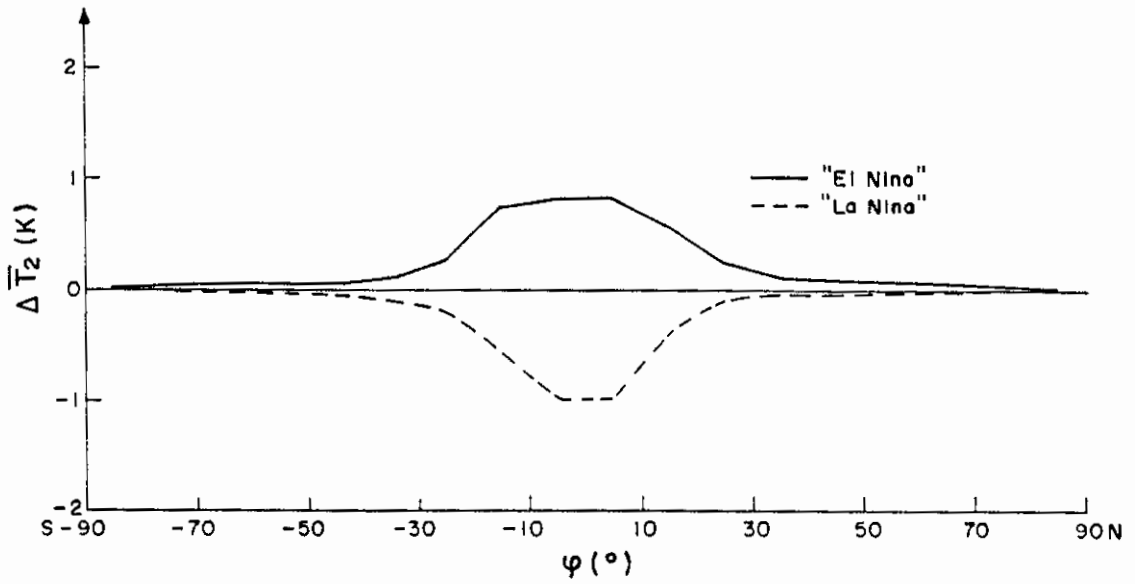


Fig. 3.12 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura em 500 mb média zonal nos experimentos de "El Niño" (linha contínua) e "La Niña" (linha tracejada).

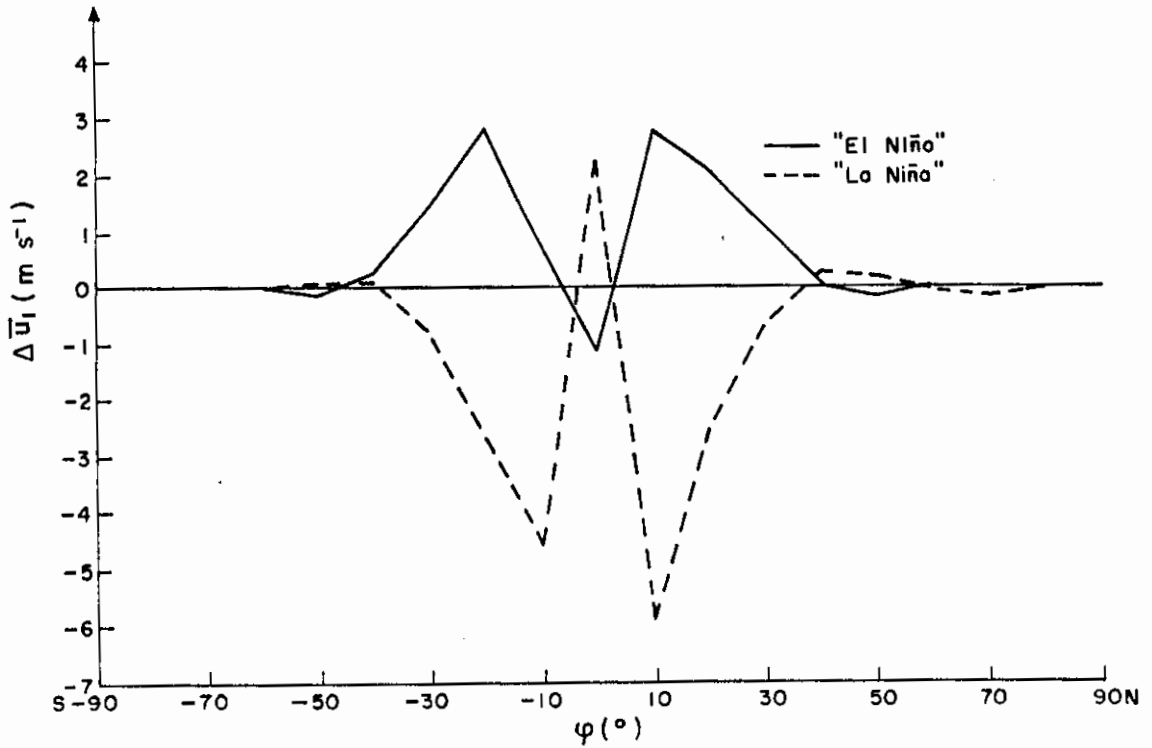


Fig. 3.13 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb nos experimentos de "El Niño" (linha contínua) e "La Niña" (linha tracejada).

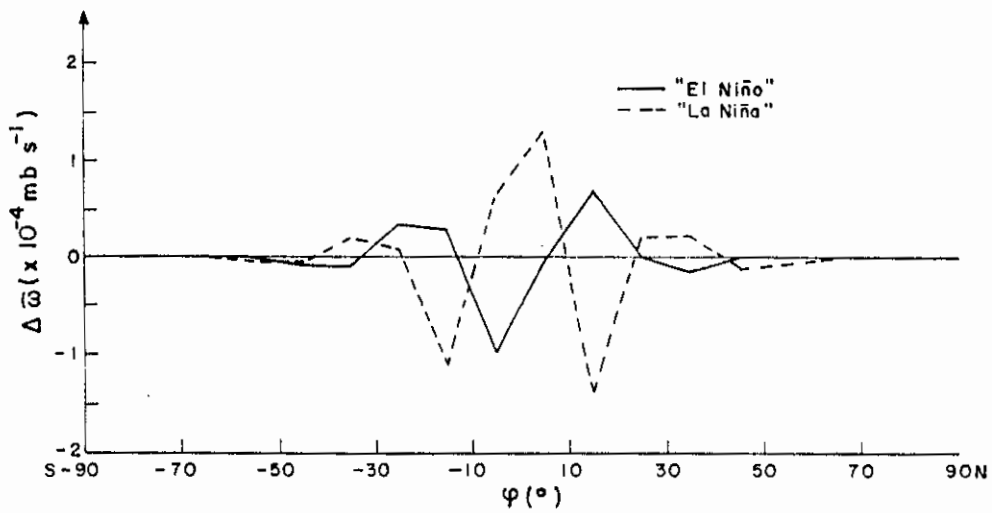


Fig. 3.14 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada).

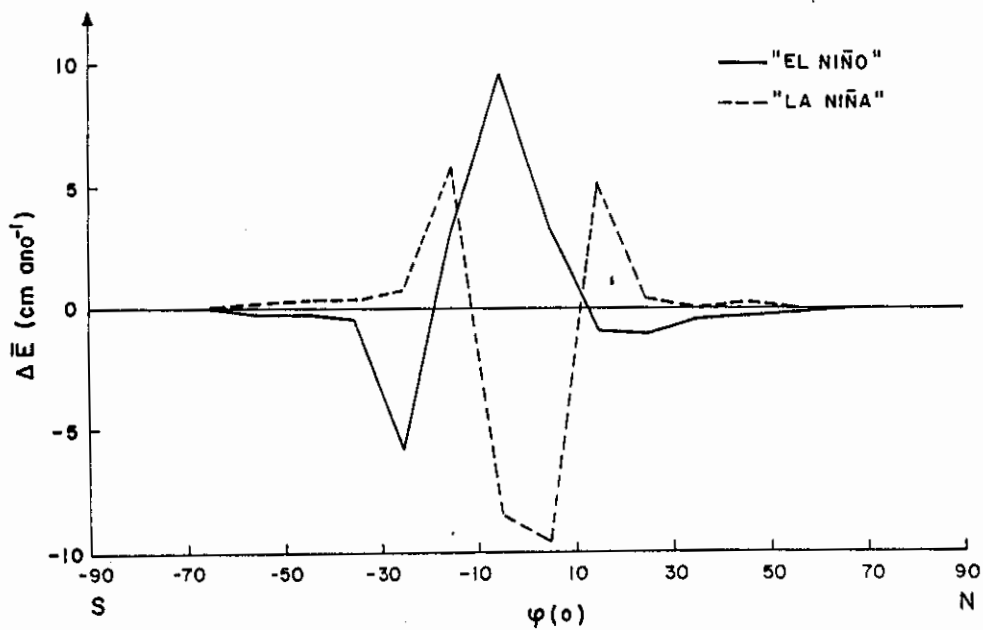


Fig. 3.15 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal nos experimentos de "El Nino" (linha contínua) e "La Nina" (linha tracejada).

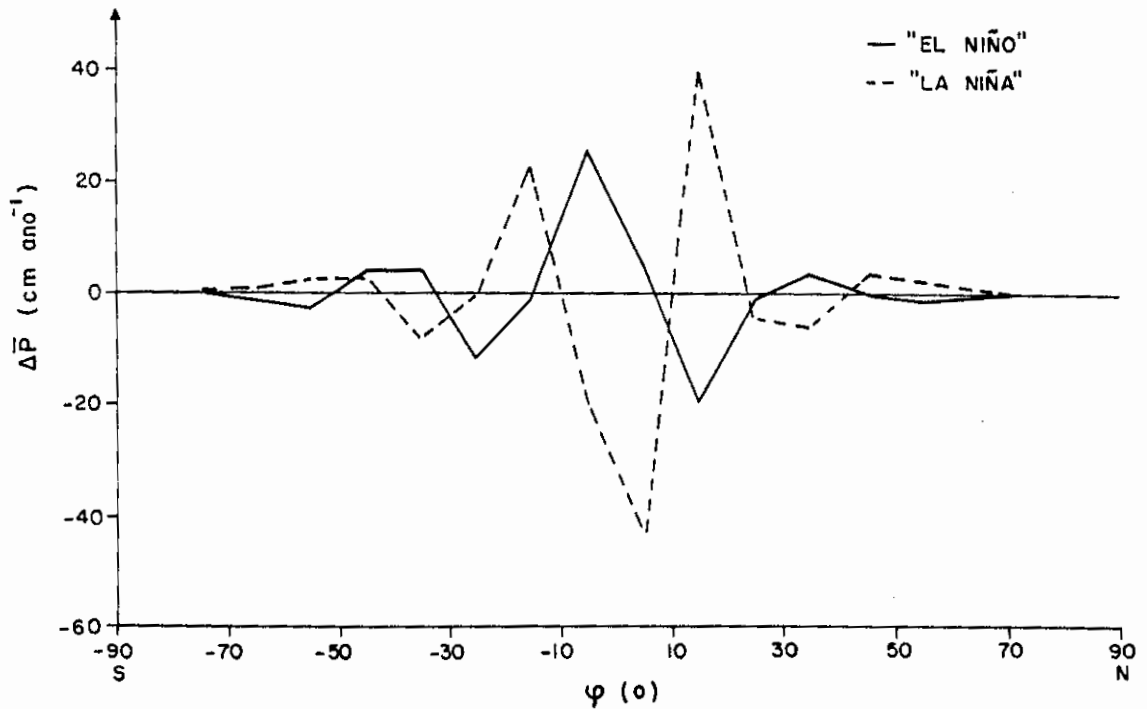


Fig. 3.16 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal nos experimentos de "El Niño" (linha contínua) e "La Niña" (linha tracejada).

As semelhanças maiores entre estes resultados e os da Seção 2.3.3 ocorrem no caso de temperatura de superfície (Figuras 3.11 e 2.21), inclusive na magnitude e posição dos máximos e mínimos. Considerando a temperatura em 500 mb nota-se que a magnitude dos desvios no Hemisfério Sul, são menores nos Experimentos 3-A e 3-B, como mostram as Figuras 3.12 e 2.22. Isto também ocorre no caso do vento zonal em 250 mb (Figuras 3.13 e 2.23). No caso do Experimentos 3-A (3-B) nota-se também um aumento (diminuição) da intensidade dos ventos de este, evidenciadas pelos valores negativos (positivos) dos desvios na região equatorial. Este aspecto não é representado nos Experimentos 1-A e 1-B feitos com o modelo quase-geostrófico.

Nota-se, no caso do Experimento 3-A e 3-B, que há uma intensificação das células meridionais (Figura 3.14) em relação aos Experimentos 1-A e 1-B (Figura 2.24). Um aumento na magnitude dos desvios na evaporação também é observado comparando-se as Figuras 3.15 e 2.25. Consequentemente há um aumento na magnitude dos desvios da precipitação no caso dos Experimentos 3-A e 3-B, como mostram as Figuras 3.16 e 2.26.

Outro aspecto que se nota no Experimento 3-A é a ocorrência de desvios maiores, na faixa equatorial, no Hemisfério Sul. Isto pode ser explicado pelo fato da fonte de anomalias ser mais intensa naquela região. Já no caso do Experimento 3-B, nota-se que os maiores desvios ocorrem, na faixa equatorial, no Hemisfério Norte. Uma vez que a fonte de anomalias tem a mesma intensidade em ambos os hemisférios, este fato pode ser atribuído às diferentes condições nos dois hemisférios, tais como, por exemplo, as diferentes distribuições de oceano e continente.

No caso do Experimento 3-C a distribuição das anomalias de TSM é mostrada na Tabela 3.1, baseando-se no trabalho de Moura e Shukla (1981). Novamente os resultados são apresentados em termos da diferença entre o experimento com perturbação e o de controle. Os principais resultados considerando as temperaturas da superfície e em 500 mb médias zonais, o vento zonal média zonal em 250 mb, a velocidade vertical média zonal, e a evaporação e precipitação médias zonais são apresentados, respectivamente, nas Figuras 3.17 a 3.22.

TABELA 3.1

VALORES E LOCALIZAÇÕES DAS ANOMALIAS DE TSM
NO EXPERIMENTO DO BIPOLO

ψ	ΔT_{DH} (K)
25°N	0,5
15°N	2
5°N	1,5
5°S	-1
15°S	-2
25°S	-1

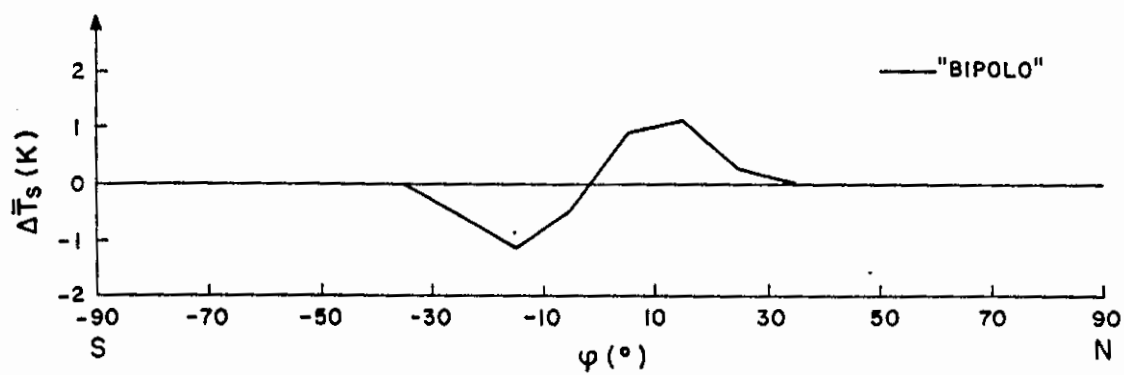


Fig. 3.17 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura da superfície média zonal no experimento do bipolo.

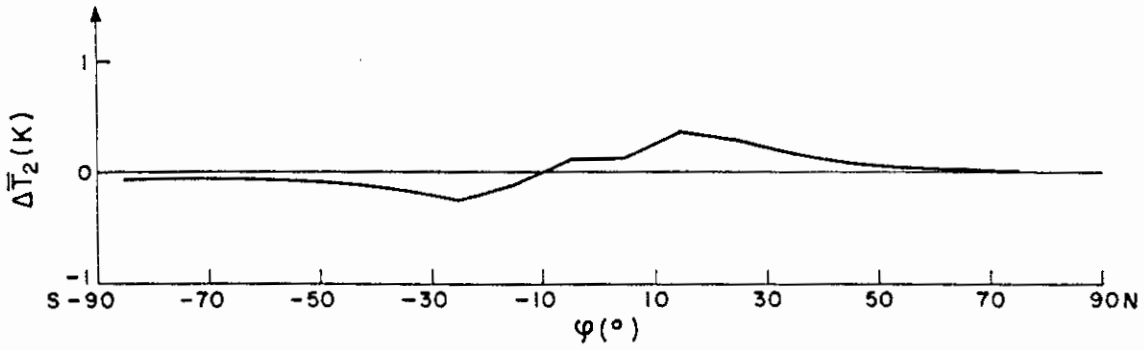


Fig. 3.18 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura em 500 mb média zonal no experimento do bipolo.

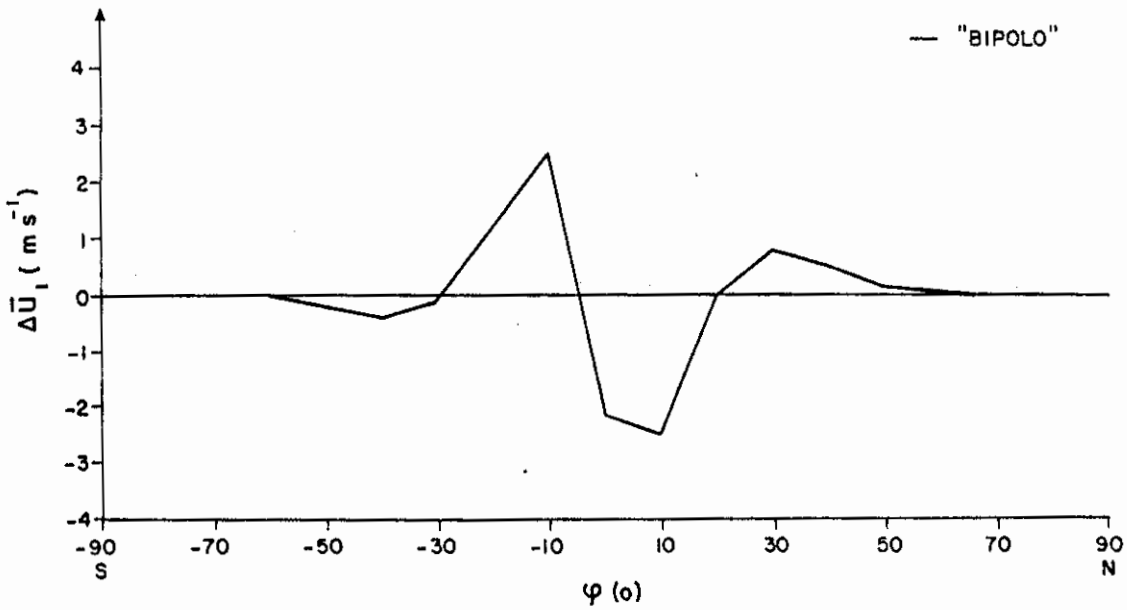


Fig. 3.19 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb no experimento do bipolo.

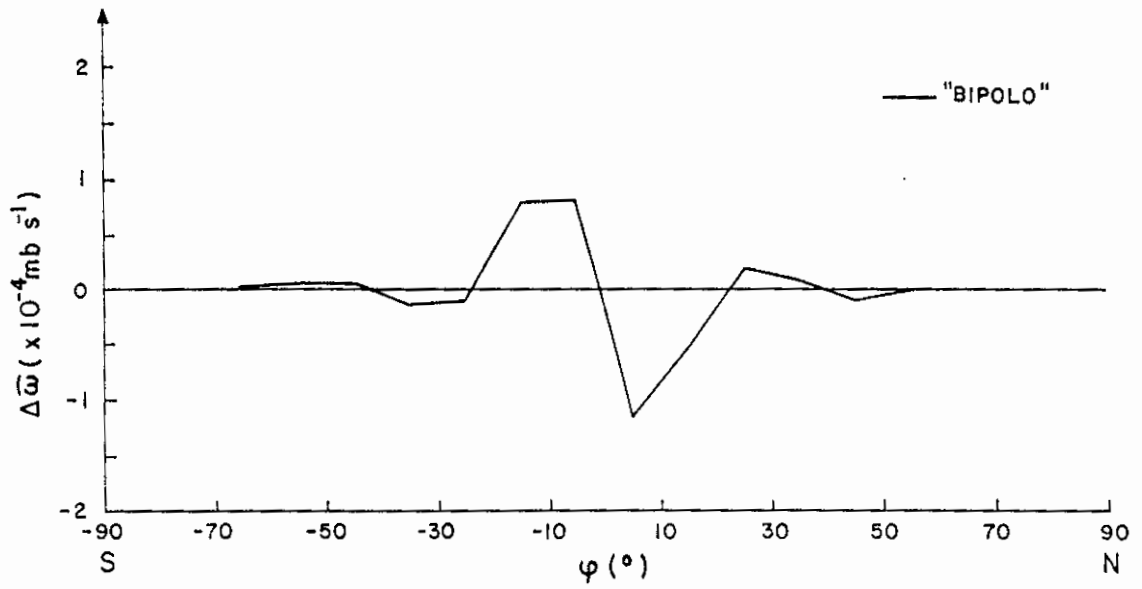


Fig. 3.20 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal no experimento do bipolo.

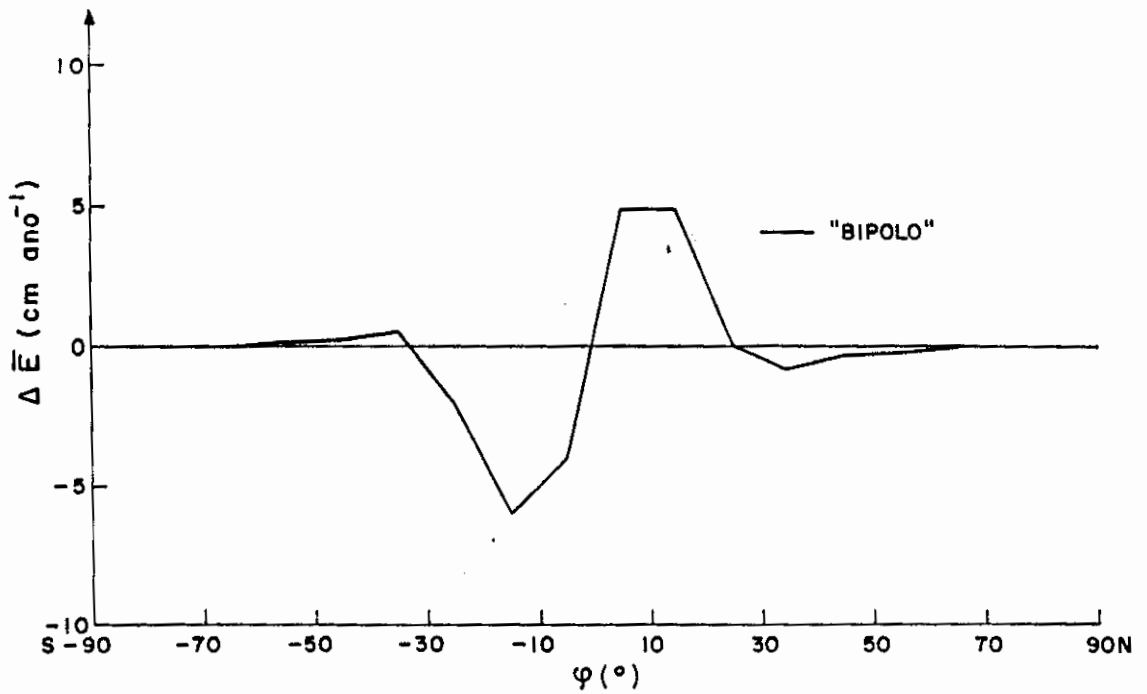


Fig. 3.21 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal no experimento do bipolo.

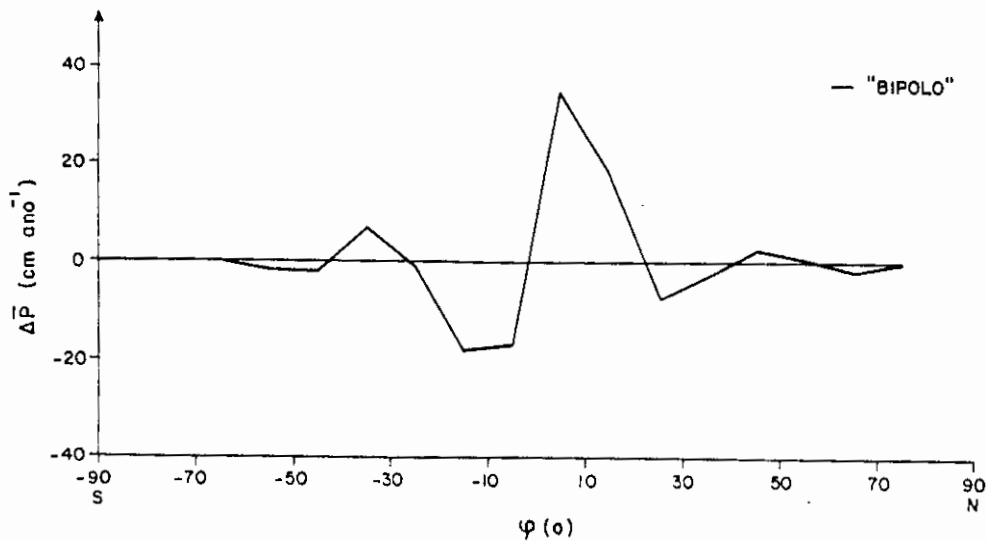


Fig. 3.22 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal no experimento do bipolo.

Analisando-se estas figuras, nota-se que a temperatura da superfície varia de acordo com a intensidade da fonte. No caso da temperatura em 500 mb ocorre um aumento (diminuição) na direção norte (sul) a partir de 10°S . O vento zonal em 250 mb aumenta ao norte do máximo da fonte no Hemisfério Norte. No Hemisfério Sul o maior aumento também ocorre ao norte da região onde a fonte é mais intensa.

O movimento ascendente da célula de Hadley aumenta no Hemisfério Norte e diminui no Hemisfério Sul, o mesmo ocorrendo com a evaporação, de forma que há um aumento na precipitação na região tropical do Hemisfério Norte e uma redução na do Hemisfério Sul. Estes resultados concordam com os obtidos por Moura e Shukla (1981) através de um modelo de circulação geral.

Para a realização do Experimento 4 o procedimento de simulação do desmatamento é o mesmo descrito no Experimento 2 da Seção 2.3.3. Os resultados (diferença entre o caso com perturbação e o de controle) referentes às temperaturas da superfície e em 500 mb médias zonais, ao vento zonal média zonal, à velocidade vertical média zonal, e às evaporação e precipitação médias zonais são mostrados, respecti-

vamente, nas Figuras 3.23 a 3.28. Estes resultados são mais confiáveis em relação aos obtidos no Experimento 2 (Figuras 2.27 a 2.32), pois novamente a região onde a perturbação é imposta situa-se na faixa tropical e o conjunto de equações primitivas é mais adequado para considerar questões envolvendo as interações entre os trópicos e as latitudes médias.

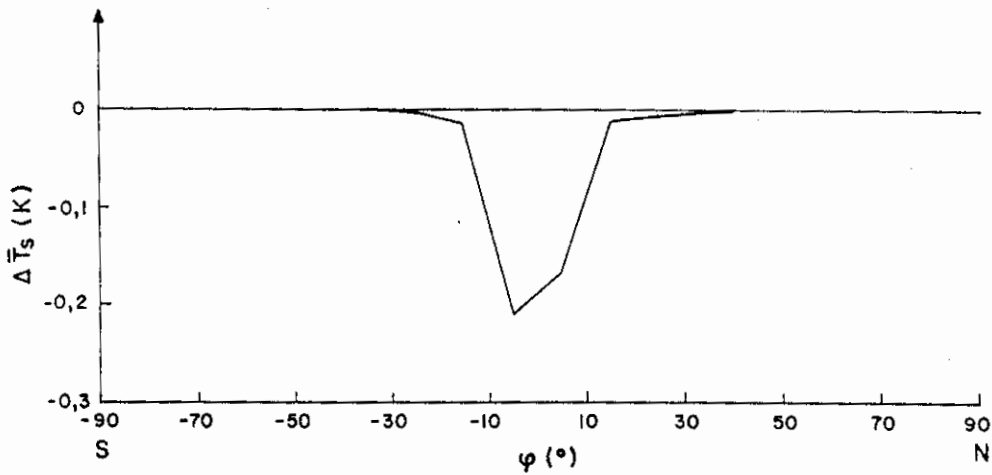


Fig. 3.23 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura da superfície média zonal no experimento de remoção da floresta tropical.

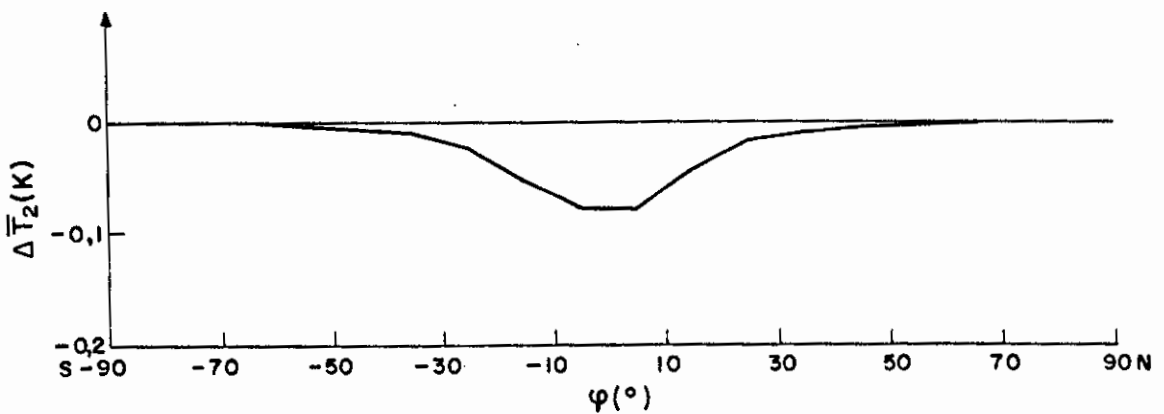


Fig. 3.24 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura em 500 mb média zonal no experimento de remoção da floresta tropical.

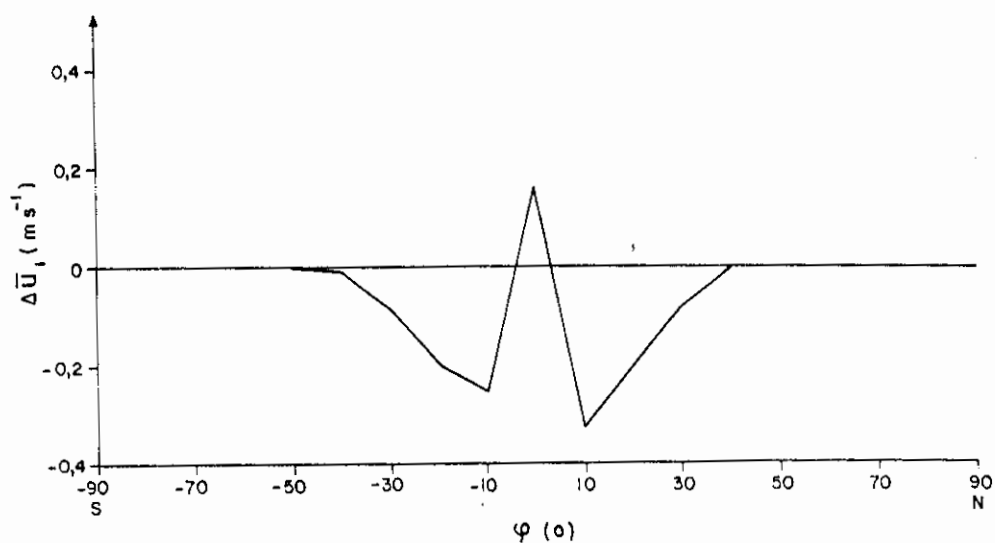


Fig. 3.25 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb no experimento de remoção da floresta tropical.

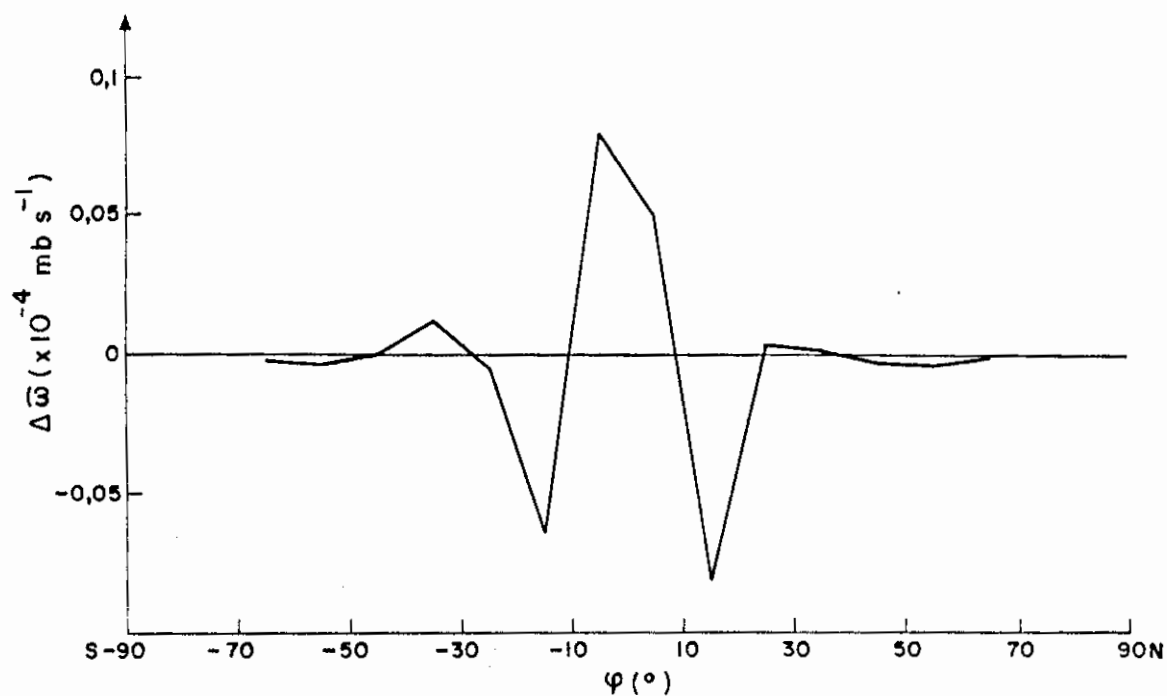


Fig. 3.26 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal no experimento remoção da floresta tropical.

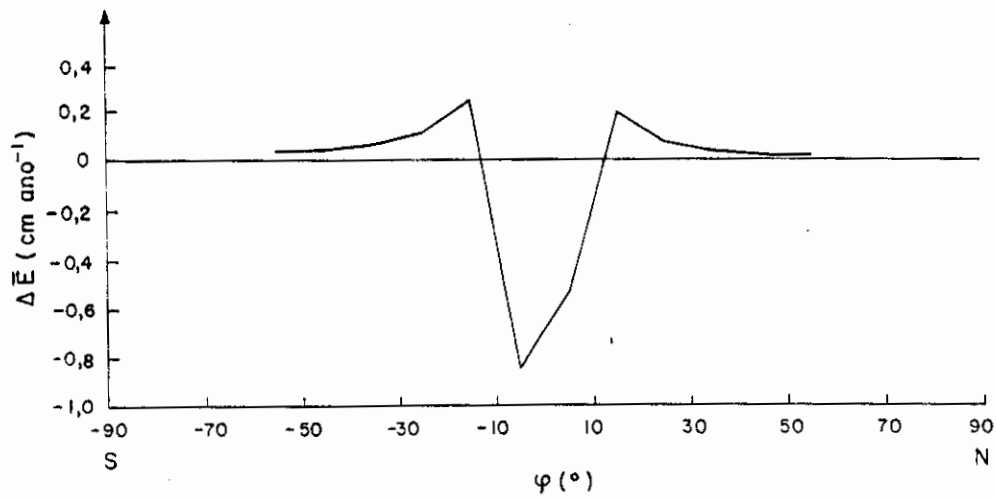


Fig. 3.27 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal no experimento de remoção da floresta tropical.

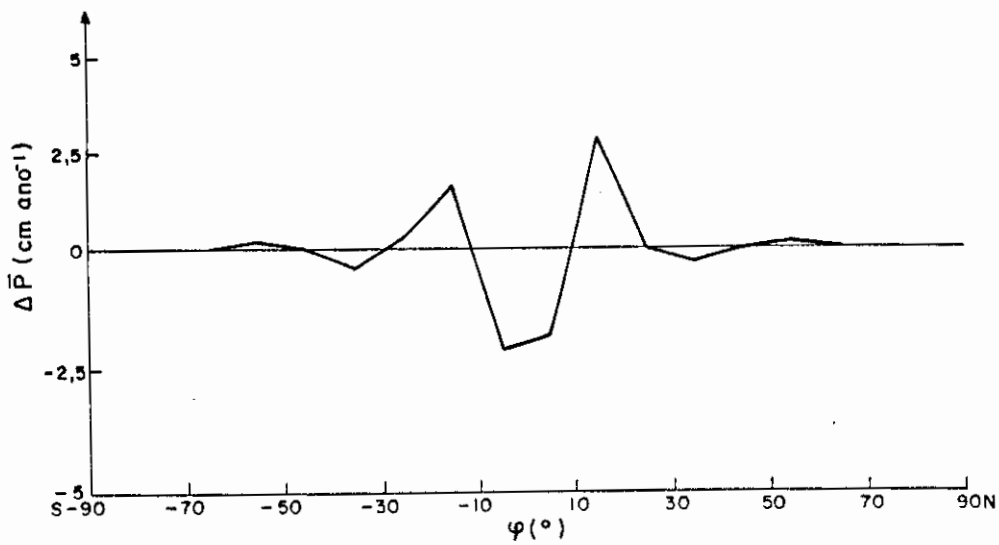


Fig. 3.28 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal no experimento de remoção da floresta tropical.

Apesar deste fato, ao se comparar os resultados do Experimento 4 com os do Experimento 2, nota-se, novamente, que as distribuições latitudinais dos desvios apresentam uma boa concordância, com as diferenças acontecendo apenas nas magnitudes. Uma vez mais, nota-se pequenas diminuições das temperaturas da superfície e em 500 mb na região onde o albedo da superfície foi aumentado. Também o vento zonal em 250 mb diminui de intensidade quando da remoção da floresta, inclusive na região equatorial, aspecto que não é simulado no Experimento 2. Observa-se, ainda, o enfraquecimento da célula de Hadley, a redução da evaporação e a diminuição da precipitação na zona equatorial e, também, o aumento da mesma na região adjacente à perturbação.

Sumarizando os resultados obtidos nos experimentos realizados nota-se que no experimento de El Nino houve um aumento nas temperaturas (superfície e em 500 mb) e nas evaporação e precipitação na região perturbada, isto é, nos trópicos. A situação oposta ocorreu no caso de La Nina. No experimento do bipolo houve um aumento no movimento ascendente e das evaporação e precipitação na região de anomalias positivas; na região de anomalias negativas ocorreu o oposto. Portanto, na região de anomalias positivas os resultados do experimento do bipolo são qualitativamente semelhantes ao de El Nino, enquanto na região de anomalias negativas os resultados se assemelham aos de La Nina. No caso do experimento da remoção da floresta tropical, houve diminuição das temperatura (superfície e em 500 mb) e nas evaporação e precipitação na região perturbada. Estes resultados são qualitativamente semelhantes à situação de La Nina.

Os principais resultados destes experimentos encontram-se sumariados na Tabela 3.2.

TABELA 3.2

PRINCIPAIS RESULTADOS DOS EXPERIMENTOS FEITOS COM O
MODELO DE EQUAÇÕES PRIMITIVAS

EXPERIMENTO	PERTURBAÇÃO NA REGIÃO TROPICAL	RESULTADOS NA REGIÃO PERTURBADA
El Nino	aumento de $\bar{T}_{DH}$	aumento em $\bar{T}_s$, $\bar{T}_2$, $\bar{E}$ e $\bar{P}$; intensificação da célula de Hadley; intensificação do jato sub-tropical.
La Nina	diminuição de $\bar{T}_{DH}$	situação oposta à do El Nino.
Bipolo	aumento de $\bar{T}_{DH}$ no H.N. e diminuição no H.S.	aumento do movimento ascenden- te, de $\bar{E}$ e $\bar{P}$ na região de anoma- lias positivas; na região de anomalias negativas ocorre o oposto.
Remoção da floresta tropical (sem bio- realimen- tação)	aumento de $\{r_s\}_L$	diminuição em $\bar{T}_s$, $\bar{T}_2$, $\bar{E}$ e $\bar{P}$.



CAPÍTULO 4

INTERAÇÃO ENTRE O ESTADO GEOBOTÂNICO E O CLIMA

Para o estudo da interação entre o estado geobotânico e o clima usando o modelo climático descrito no Capítulo 3, há a necessidade da incorporação de mecanismos de realimentação que ligam o estado da superfície aos processos atmosféricos. Neste capítulo são feitas uma descrição do método utilizado, a simulação das características médias anuais e experimentos envolvendo alterações na superfície e seus efeitos no clima.

4.1 - PARAMETRIZAÇÃO DO MECANISMO DE REALIMENTAÇÃO BIO-GEOFÍSICO (BIO-REALIMENTAÇÃO)

O procedimento para se levar em conta a interação entre o estado geobotânico e as condições climáticas, que constitui um mecanismo de realimentação bio-geofísico, é mostrado em detalhes, por exemplo, por Gutman et al. (1984) e por Dickinson et al. (1986). Este último é muito detalhado e tem sido aplicado em modelos tridimensionais (Dickinson e Henderson-Sellers, 1988). O método de Gutman et al. (1984) é mais simples e tem aplicação prática em modelos média zonal (Gutman, 1984). Contudo estas parametrizações foram feitas considerando apenas o Hemisfério Norte.

O procedimento a ser seguido neste trabalho é o usado por Gutman et al. (1984). Em adição às parametrizações feitas anteriormente para o Hemisfério Norte, são deduzidas novas relações para o Hemisfério Sul. Nesta seção é feita uma breve descrição do método, além da especificação das novas parametrizações. Primeiramente é considerado o caso geral e depois o caso envolvendo médias zonais.

A parametrização do mecanismo de bio-realimentação baseia-se em relações, determinadas empiricamente, entre tipos geobotânicos e condições climáticas, descritas por Budyko (1974). Assim,

os tipos geobotânicos podem ser sub-divididos usando um parâmetro, denominado índice radiativo de seca, dado por:

$$D^* = \frac{R}{LP} \quad (4.1)$$

onde R é o balanço de radiação na superfície média anual; P , a precipitação média anual; e L , o calor latente de vaporização.

A divisão dos tipos geobotânicos, de acordo com Budyko (1974), é mostrada na Figura 4.1, onde as linhas contínuas delimitam os valores existentes de R e D^* (exceto nas regiões montanhosas), e as linhas tracejadas separam os principais tipos geobotânicos. O caso $D^* < 0$, que pode ocorrer quando $R < 0$, indica gelo ou neve permanente.

O método descrito por Gutman et al. (1984) para incorporar o mecanismo de bio-realimentação em um modelo climático, consiste em obter uma relação entre o estado geobotânico (caracterizado por D^*) e parâmetros de superfície, tais como albedo da superfície da terra e disponibilidade de água na superfície.

Considerando a climatologia anual de longo prazo, a disponibilidade de água na superfície pode ser dada por:

$$\omega = \frac{E}{E_p} \quad (4.2)$$

onde E é taxa de evapotranspiração média anual e E_p é a taxa de evapotranspiração potencial média anual, que para uma superfície de terra pode ser dada por (Budyko, 1974):

$$\frac{E}{P} = \frac{R}{L}, \quad R > 0 \quad (4.3)$$

Sob condições estacionárias, o balanço de água na superfície anual pode ser escrito como:

$$E_s = P - E \quad (4.4)$$

onde E_s é a taxa de escoamento superficial de água.

De acordo com a relação empírica sugerida por Lettau (1969):

$$\frac{E_s}{P} = 1 - \tanh D^* \quad (4.5)$$

e usando as Equações 4.1 e 4.4, é obtida a relação entre w e D :

$$w = \frac{\tanh D^*}{D^*} \quad (4.6)$$

De acordo com as Equações 4.2 e 4.3, a evapotranspiração é calculada no modelo através de:

$$E = w \frac{R}{L} \quad (4.7)$$

Ao contrário do parâmetro w , os valores do albedo de superfície $\{r_s\}_L$ são disponíveis através de observações. Assim, a obtenção de uma dependência funcional em relação ao tipo geobotânico torna-se facilitada, o que será mostrado adiante no caso média zonal. Os valores de $\{r_s\}_L$, de acordo com observações, aumentam quando da

transição de floresta para terrenos áridos. Ainda, há uma dependência do albedo em relação aos tipos de floresta, que são caracterizados por valores diferentes de R , como mostra a Figura 4.1. Desta forma, a formulação de $\{r_s\}_L$ deve incluir dependência de D^* e R .

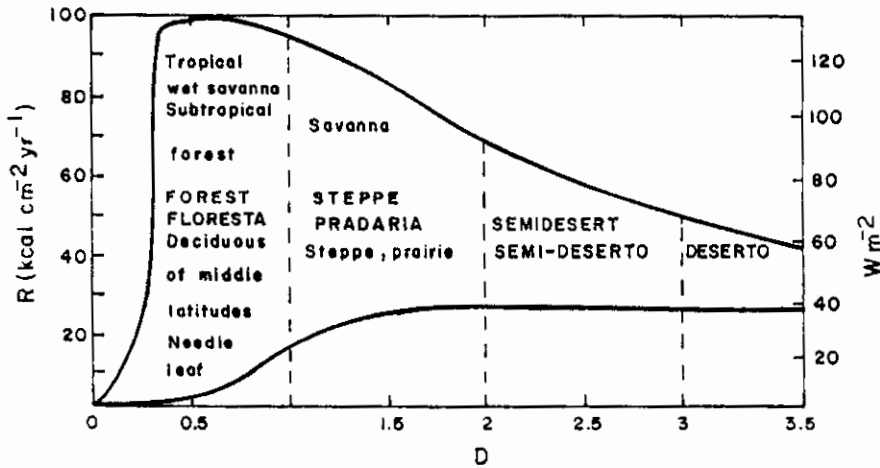


Fig. 4.1 - Diagrama da zonalidade geobotânica a partir de Budyko (1974).

Assim, a interação entre o estado geobotânico e o clima fica incorporada em um modelo climático através do uso de relações $w(D^*)$ e $\{r_s\}_L(D^*, R)$ uma vez que os valores do saldo de radiação e da precipitação são calculados no modelo.

Aqui, o interesse se concentra em modelos climáticos média zonal. Para seguir o procedimento descrito por Gutman et al. (1984) são usados dados médias zonais obtidos de Budyko (1978).

Em analogia ao caso geral, define-se um índice zonal de seca:

$$\bar{D} = \frac{\bar{R}_L}{L\bar{P}_L} \quad (4.8)$$

onde $\bar{R}_L$ e $\bar{P}_L$ são o saldo de radiação e a precipitação médias anuais, médias zonais, sobre a terra, respectivamente, e

$$\bar{P} = 1 \bar{P}_L + (1 - 1) \bar{P}_{oc} \quad (4.9)$$

onde $\bar{P}$ é a precipitação média anual, média zonal, sobre um cinturão de latitudes como um todo; 1, a fração de terra no cinturão de latitudes; e os índices L e oc referem-se a valores sobre a terra e oceano, respectivamente.

O valor de $\bar{D}$ dado pela Equação 4.8 pode diferir do valor de D^* média zonal numa faixa de latitudes com diferentes tipos de superfície de terra. Assim, ao se considerar $\bar{D}$ necessita-se de uma nova divisão dos tipos geobotânicos, diferente daquela feita por Budyko (1974). Tal divisão foi feita, para o Hemisfério Norte, por Gutman et al. (1984) do seguinte modo: os contornos entre as zonas geobotânicas foram determinados visualmente (e de uma maneira subjetiva) usando um mapa de vegetação (Walter, 1973); foi feita uma interpolação entre os valores de $\bar{D}$, obtidos através da Equação 4.8 e usando dados fornecidos por Budyko (1978); finalmente, os valores de $\bar{D}$ correspondentes aos contornos das regiões geobotânicas foram obtidos da distribuição latitudinal de $\bar{D}$.

Aqui, o mesmo procedimento foi seguido a fim de obter os novos limites de $\bar{D}$ correspondentes às zonas geobotânicas para o Hemisfério Sul. O mapa de vegetação utilizado foi o fornecido por Walter (1979). Como no caso do Hemisfério Norte, há também alguma dificuldade em especificar contornos latitudinais entre certas regiões geobotânicas. Isto ocorre, principalmente, entre 30°-50°S, onde aparecem diferentes tipos de vegetação numa mesma faixa de latitudes. Nesta região, a especificação dos contornos foi feita baseando-se no tipo de vegetação mais dominante. Este problema diminui de importância, considerando o fato de que as alterações na superfície, a serem consideradas na Seção 4.3, dizem respeito à região subtropical, onde

a distribuição da vegetação tem a característica predominantemente zonal.

A divisão dos tipos de superfície de terra, para o Hemisfério Sul é mostrada na Tabela 4.1, juntamente com os valores para o Hemisfério Norte (Gutman et al., 1984) e para o caso geral (Budyko, 1974).

TABELA 4.1

DIVISÃO DOS TIPOS GEOBOTÂNICOS DE ACORDO COM O ÍNDICE DE SECA

ÍNDICE DE SECA	TIPO DE SUPERFÍCIE					
	ÁRTICO OU ANTÁRTICO	TUNDRA	FLORESTA	PRADARIA	SEMI- DESERTO	DESERTO
a) D*	0	0-0,33	0,33-1	1-2	2-3	>3
b) $\bar{D}$ (HN)	0	0-0,33	0,33-1	1-1,4	1,4-1,7	>1,7
c) $\bar{D}$ (HS)	0	0-0,32	0,32-0,7	0,7-1,76	1,76	-

São indicados os tipos geobotânicos de acordo com os limites do índice de seca: a) caso geral (Budyko, 1974), b) caso média zonal para Hemisfério Norte (Gutman et al., 1984) e c) caso média zonal para o Hemisfério Sul (presente trabalho).

Embora um valor de D* seja característico de um mesmo tipo de superfície em ambos os hemisférios, quando é calculado o índice de seca média zonal são consideradas faixas de latitudes, as quais podem conter diferentes tipos de vegetação. No Hemisfério Norte a distribuição da vegetação tem a característica predominante zonal. O mesmo não ocorre no Hemisfério Sul, principalmente entre 30° e 50°S,

como já foi abordado. Assim, devido à diferente zonalidade da distribuição da vegetação nos dois hemisférios, os limites de $\bar{D}$ para cada tipo de vegetação podem diferir em ambos os hemisférios, como é mostrado na Tabela 4.1.

A disponibilidade de água média zonal sobre a terra é definida em analogia à Equação 4.2:

$$\bar{w} = \frac{\bar{E}_L}{\bar{E}_{P_L}} \quad (4.10)$$

onde $\bar{E}_L$ é a taxa de evaporação média zonal sobre a terra, e $\bar{E}_{P_L}$ é obtido fazendo a média zonal sobre a terra da Equação 4.3:

$$\bar{E}_{P_L} = \frac{\bar{R}_L}{L}, \quad \bar{R}_L > 0 \quad (4.11)$$

Usando as Equações (4.10) e (4.11) obtém-se:

$$\bar{w} = \frac{L \bar{E}_L}{\bar{R}_L} \quad (4.12)$$

Considerando que

$$\bar{E} = 1 \bar{E}_L + (1 - 1) \bar{E}_{oc} \quad (4.13)$$

onde $\bar{E}$ é a evapotranspiração média anual média zonal sobre o cinturão de latitudes como um todo e usando a Equação 4.12, obtém-se:

$$\bar{E} = \frac{\bar{R}}{L} [1 \bar{w} a_2 + (1 - 1) \bar{w}_0 a_1] \quad \bar{R} > 0 \quad (4.14)$$

que é a expressão para evapotranspiração a ser usada no modelo média zonal. Quando $R \leq 0$, $\bar{E}$ é tomado igual a zero, o que é justificado pelos pequenos valores da evaporação nas regiões polares, de acordo com Budyko (1974).

Na Equação 4.14 w_0 , a_1 e a_2 são:

$$\bar{w}_0 = \frac{L \bar{E}_{oc}}{\bar{R}_{oc}}, \quad a_1 = \frac{\bar{R}_{oc}}{\bar{R}}, \quad a_2 = \frac{\bar{R}_L}{\bar{R}} \quad (4.15)$$

A quantidade w_0 refere-se ao valor da disponibilidade de água média zonal sobre o oceano e é igual a 1, pois em uma superfície oceânica a evaporação é igual ao seu valor potencial. Contudo, w_0 calculado através da Equação 4.15 pode ter valor diferente que 1, pois a Equação 4.3 pode não ser válida para o oceano.

Gutman et al. (1984) usando dados fornecidos por Budyko (1978) mostraram que, em ambos os hemisférios, w_0 , a_1 e a_2 podem ser considerados constantes. Os valores para o Hemisfério Norte encontram-se na Tabela 4.2. No presente trabalho, estas constantes são determinadas para o Hemisfério Sul através das relações contidas na Equação 4.15. Os valores encontrados estão indicados na Tabela 4.2. Os fluxos observados e calculados usando estas constantes, para o Hemisfério Sul, são mostrados na Figura 4.2. Como se nota, há uma boa correlação entre os valores calculados e observados.

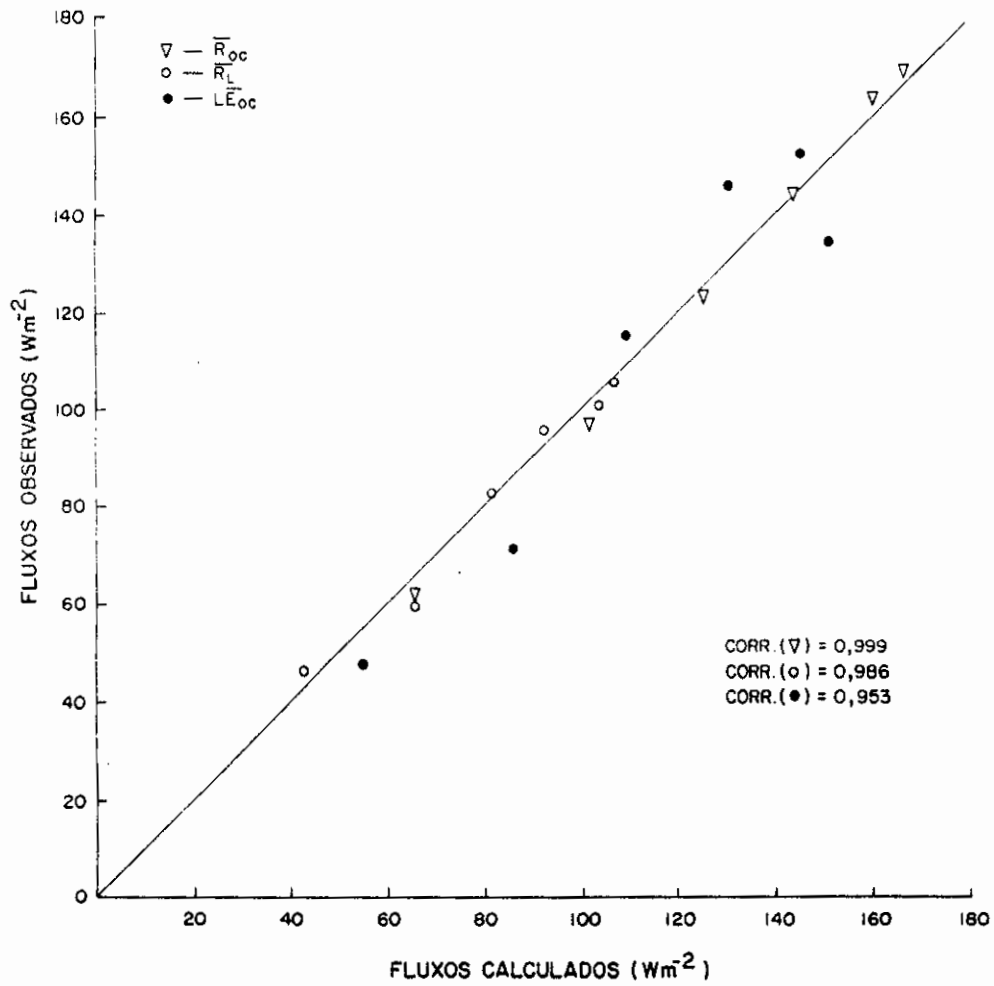


Fig. 4.2 - Correlação entre os fluxos calculados e os observados:

$\bar{R}_{oc}$, $\bar{R}_L$ e $\bar{E}_{oc}$ para o Hemisfério Sul.

- Os valores indicados correspondem a: $\bar{R}_{oc}(\nabla)$, $\bar{R}_L(\circ)$ e $L\bar{E}_{oc}(\bullet)$. Os fluxos foram calculados usando a Equação 4.15 e os observados foram obtidos de Budyko (1978).

TABELA 4.2

PARÂMETROS INDEPENDENTES DA LATITUDE NA PARAMETRIZAÇÃO
DA BIO-REALIMENTAÇÃO

	$\bar{w}_0$	a_1	a_2	a_3
a) HN	0,96	1,13	0,71	1,34
b) HS	0,89	1,07	0,69	depende da latitude

Valores dos parâmetros constantes com a latitude para um modelo média zonal referentes ao: a) Hemisfério Norte (Gutman et al., 1984), e b) Hemisfério Sul (presente trabalho). O valor de a_3 para o Hemisfério Sul depende da latitude e será abordado mais adiante.

A relação entre a disponibilidade de água e o índice de seca em um modelo média zonal foi obtida por Gutman et al. (1984) para o Hemisfério Norte do seguinte modo. Os valores de $\bar{w}$, calculados através da Equação 4.12 e usando dados de Budyko (1978), foram indicados em um gráfico em função de $\bar{D}$, obtido por meio da Equação 4.8 e usando a mesma fonte de dados. O gráfico mostrou uma boa correlação entre os valores de $\bar{w}$ e $\bar{D}$. Assumindo a mesma dependência funcional dada pela Equação 4.6, foi obtida a seguinte relação:

$$\bar{w} = 1,23 \frac{\tanh \bar{D}}{\bar{D}} - 0,33, \quad \bar{D} > 0 \quad (4.16)$$

onde o limite superior de $\bar{D}$ é 3,7, uma vez que $\bar{w}$ não pode ser negativo. Caso $\bar{D}$ seja maior que este valor, $\bar{w}$ deve ser tomado igual a zero.

Seguindo este mesmo procedimento para o Hemisfério Sul, nota-se uma boa correlação entre os valores de $\bar{w}$ e $\bar{D}$, exceto em dois pontos, que se referem a valores entre 40° - 50° S e 50° - 60° S, como mostra a Figura 4.3. Assim, ao se considerar todos os pontos indicados no gráfico, não se pode assumir a mesma forma funcional da Equação 4.6, como foi feito para o Hemisfério Norte. Uma alternativa, então, foi utilizar uma função polinomial de quarto grau, obtida através do método dos mínimos quadrados:

$$\bar{w} = 0,6658 - 0,6989\bar{D} + 1,95\bar{D}^2 - 1,676\bar{D}^3 + 0,4208\bar{D}^4 \quad (4.17)$$

Os valores calculados de $\bar{w}$ usando a Equação 4.17 foram indicados também na Figura 4.3. O coeficiente de correlação encontrado entre os valores de $\bar{w}$ calculados e os obtidos usando dados de Budyko (1974) foi de 0,83.

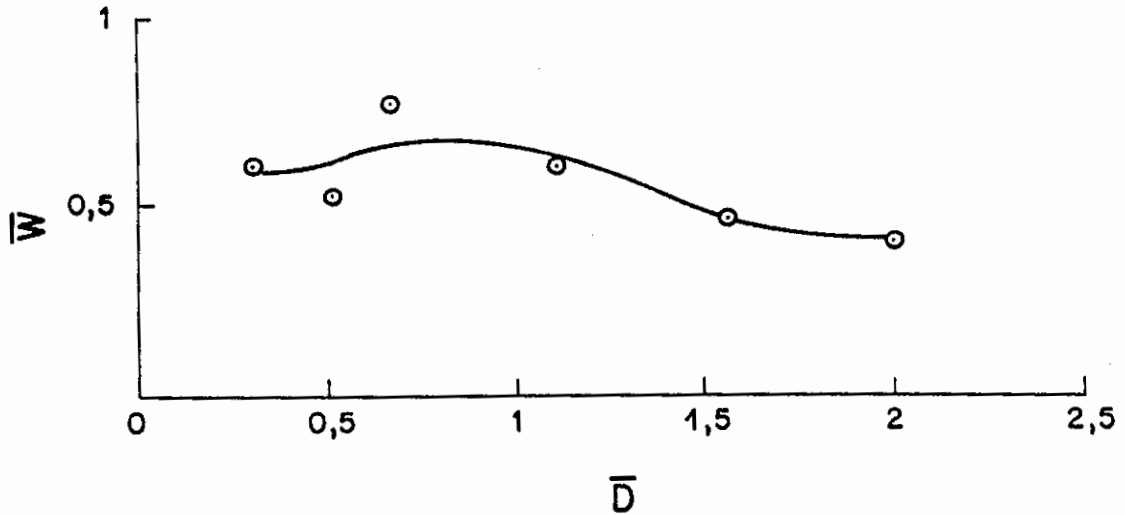


Fig. 4.3 - Disponibilidade de água ($\bar{w}$) em função do índice de seca ($\bar{D}$) no Hemisfério Sul.

- Os círculos indicam os valores de $\bar{w}$ obtidos através da Equação 4.12, usando dados de Budyko (1978). A curva representa a função polinomial usada no modelo (Equação 4.17).

Para incorporar o mecanismo de bio-realimentação no modelo média zonal o albedo da superfície da terra deve ter uma relação dependência com o índice de seca e também com o saldo de radiação, como foi salientado anteriormente.

Gutman et al. (1984) para obter estas relações de dependência, no caso do Hemisfério Norte, plotaram os valores de $\{r_s\}_L$ (Sellers, 1973) em função de $\bar{R}_L$ (Budyko, 1978) e de $\bar{D}$ (calculado a partir de dados de Budyko (1978), usando a Equação 4.8). Notaram que para $\bar{D} \geq 1$, os dados de $\{r_s\}_L$ estavam bem correlacionados com os de $\bar{D}$, enquanto que para $0 < \bar{D} < 1$, a melhor correlação era com os dados de $\bar{R}_L$. Na região onde $\bar{R}_L < 0$, e conseqüentemente $\bar{D} < 0$, os dados de $\bar{R}_L$ não eram disponíveis, de forma que os valores de $\{r_s\}_L$ usados foram os de Sellers (1973). Então, a aproximação usada para o Hemisfério Norte foi:

$$\begin{aligned} &0,07 + 0,06\bar{D} \quad , \quad \bar{D} \geq 1 \\ \{r_s\}_L &= 0,2 - 0,0015 a_2 \bar{R} \quad , \quad 0 < \bar{D} < 1 \quad (4.18) \\ &\text{valores de Sellers (1973)} \quad , \quad \bar{D} \leq 0 \end{aligned}$$

Neste trabalho, o procedimento foi o mesmo para obter estas relações para o Hemisfério Sul. Utilizando as mesmas fontes de dados, os valores de $\{r_s\}_L$ foram plotados em função de $\bar{D}$ e $\bar{R}_L$ nas Figuras 4.4 e 4.5, respectivamente. Nota-se, também, que para $\bar{D} \geq 1$ $\{r_s\}_L$ está bem correlacionado com $\bar{D}$, enquanto que para $0 < \bar{D} < 1$, a correlação deve ser com $\bar{R}_L$, como no caso do Hemisfério Norte. Com base nos dados plotados, a aproximação indicada para o Hemisfério Sul é:

$$\begin{aligned} &0,06859 + 0,05622\bar{D} \quad , \quad \bar{D} \geq 1 \\ \{r_s\}_L &= 0,22 - 0,00138 a_2 \bar{R} \quad , \quad 0 < \bar{D} < 1 \quad (4.19) \\ &\text{valores de Sellers (1979)} \quad , \quad \bar{D} \leq 0 \end{aligned}$$

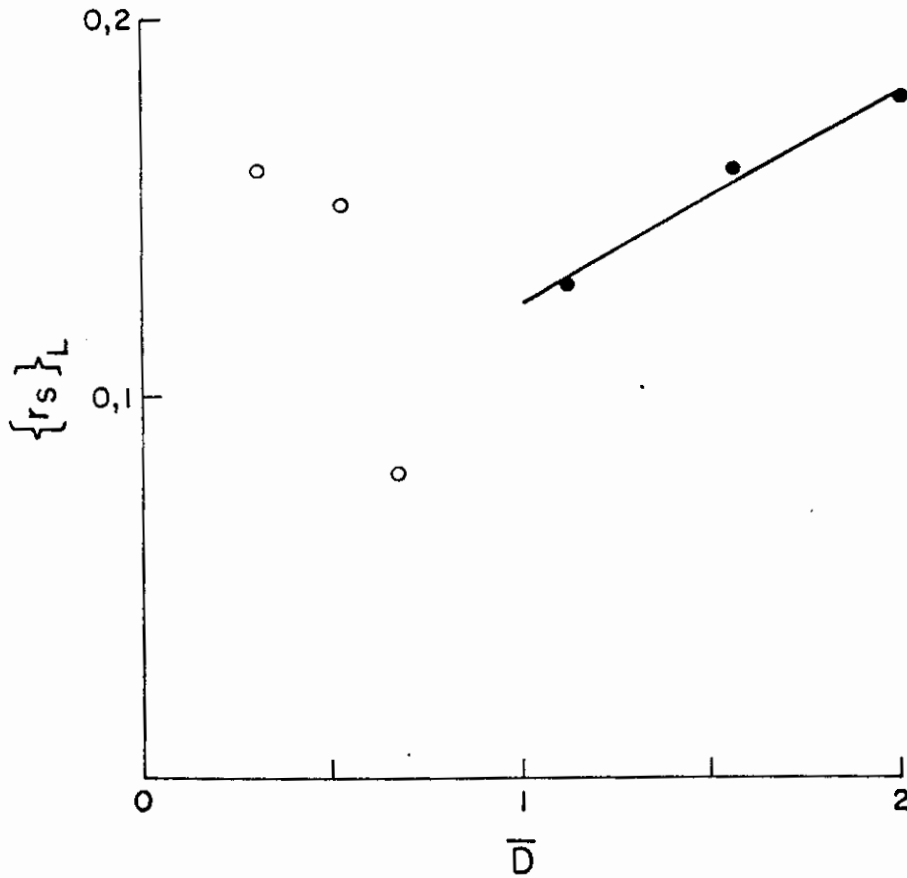


Fig. 4.4 - Albedo da superfície da terra ($\{r_s\}_L$) em função do índice de seca ($\bar{D}$) no Hemisfério Sul.

- Os valores de $\{r_s\}_L$ foram obtidos de Sellers (1973) e os de $\bar{D}$ foram calculados através da Equação 4.8, usando dados de Budyko (1978). Os círculos cheios representam os valores do albedo para $\bar{D} \geq 1$ e os vazios para $0 < \bar{D} < 1$.

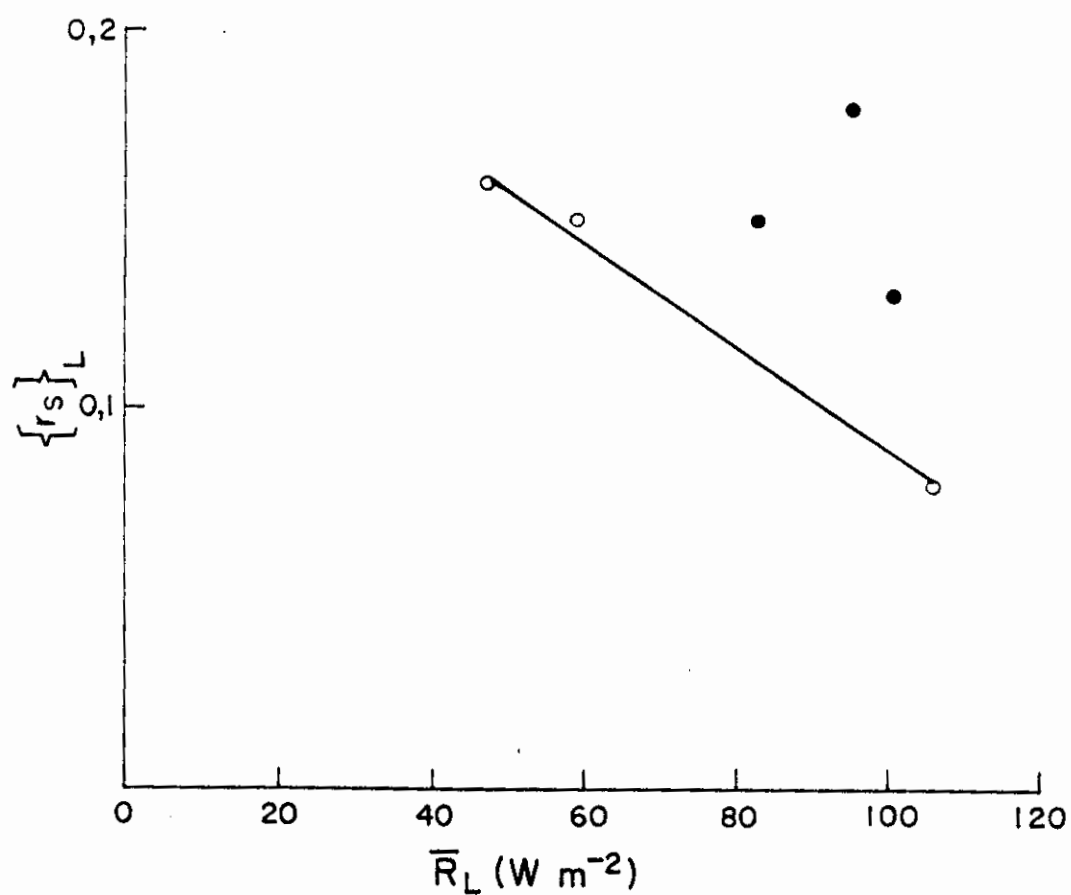


Fig. 4.5 - Albedo da superfície da terra ($\{r_s\}_L$) em função do balanço de radiação sobre a terra ($\bar{R}_L$) no Hemisfério Sul.

- Os valores de $\{r_s\}_L$ foram obtidos de Sellers (1973) e os de $\bar{R}_L$ de Budyko (1978). Os círculos vazios representam os valores do albedo para $0 < \bar{D} < 1$ e os cheios para $\bar{D} \geq 1$.

Apesar dos poucos dados disponíveis as relações dadas pelas Equações 4.18 e 4.19 conseguem reproduzir a tendência da mudança do albedo da superfície de terra. Assim, para $\bar{D} \geq 1$, que corresponde a superfícies com pouca umidade, o aumento em $\bar{D}$ provoca um aumento em $\{r_s\}_L$, indicando que superfícies mais secas têm albedos maiores. No caso de $\bar{D} < 1$, que representa áreas com florestas (Figura 4.1, Tabela 4.1), o albedo tende a diminuir com $\bar{R}$, ou seja, aumenta com a latitude, o que concorda com dados empíricos de albedos de florestas em diferentes latitudes (Posey e Clapp, 1964).

Uma vez obtidas as relações $\bar{w}(\bar{D})$ e $\{r_s\}_L(\bar{D}, \bar{R})$, é necessário obter $\bar{D}$ em função de variáveis climáticas médias zonais ($\bar{R}$ e $\bar{P}$) obtidas no modelo, e desta forma o mecanismo de bio-realimentação fica incorporado.

Definindo:

$$a_3 = \frac{\bar{P}_{oc}}{\bar{P}_L} \quad (4.20)$$

e combinando as Equações 4.8, 4.9, 4.15 e 4.20, obtêm-se:

$$\bar{D} = \frac{\bar{R}}{L\bar{P}} a_2 [1 + (1 - 1) a_3] \quad (4.21)$$

A quantidade a_3 pode ser tomada como constante no Hemisfério Norte (Gutman et al., 1984) e seu valor encontra-se indicado na Tabela 4.2. Contudo, isto não é verdadeiro para o Hemisfério Sul, onde a_3 varia com a latitude. Utilizando os dados de $\bar{P}_{oc}$ e $\bar{P}_L$ (Budyko, 1978), juntamente com os valores calculados de $\bar{D}$, é obtida a seguinte relação:

$$a_3 = 0,5 + 0,8\bar{D} \quad (4.22)$$

mostrando uma dependência da quantidade a_3 do tipo de superfície. Os valores obtidos através da Equação 4.20 e os calculados usando a Equação 4.22 mostram uma correlação de 0,966.

Assim, uma vez incorporado o mecanismo de bio-realimentação, a disponibilidade de água é calculada em função de $\bar{D}$ (Equações 4.16 e 4.17, para os Hemisférios Norte e Sul, respectivamente) e o albedo da superfície da terra depende de $\bar{D}$ e $\bar{R}$ (Equações 4.18 e 4.19, para os Hemisférios Norte e Sul, respectivamente). O índice de seca é obtido em função de $\bar{R}$ e $L\bar{P}$ (calculados no modelo) através da Equação 4.21. Desta forma, quando se considera a interação entre a superfície da terra e as condições climáticas, não são mais usados os valores constantes de $\bar{w}$ e $\{r_s\}_L$ dados na Seção 2.2.2.

4.2 - SIMULAÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS MÉDIAS ANUAIS E DO ESTADO GEOBOTÂNICO

A simulação das características médias anuais médias zonais é um dos objetivos desta seção, uma vez que há interesse em se verificar as melhorias nos resultados provocados pela inclusão da parametrização mais realista dos processos de superfície.

Os valores computados e observados das temperaturas da superfície e em 500 mb, dos ventos zonais em 250 e 750 mb, da velocidade vertical e da precipitação são apresentados nas Figuras 4.6 a 4.10, respectivamente. As fontes de observação são as mesmas da Seção 2.2.1. Comparando com os resultados da Seção 3.2.1 (Figuras 3.2 a 3.6) nota-se que as distribuições latitudinais das características simuladas em ambas as seções são bastante semelhantes. Contudo, algumas diferenças são notadas. No caso da temperatura em 500 mb, os valores simulados na região equatorial são um pouco mais próximos das observações na Figura 4.6. Com relação ao vento zonal em 250 mb, os valores computados na Figura 4.7 entre 45°S e 45°N também aproximam-se mais das observações havendo, inclusive, um aumento na magnitude dos máxi-

mos. Com respeito ao vento zonal em 750 mb, as simulações são muito semelhantes.

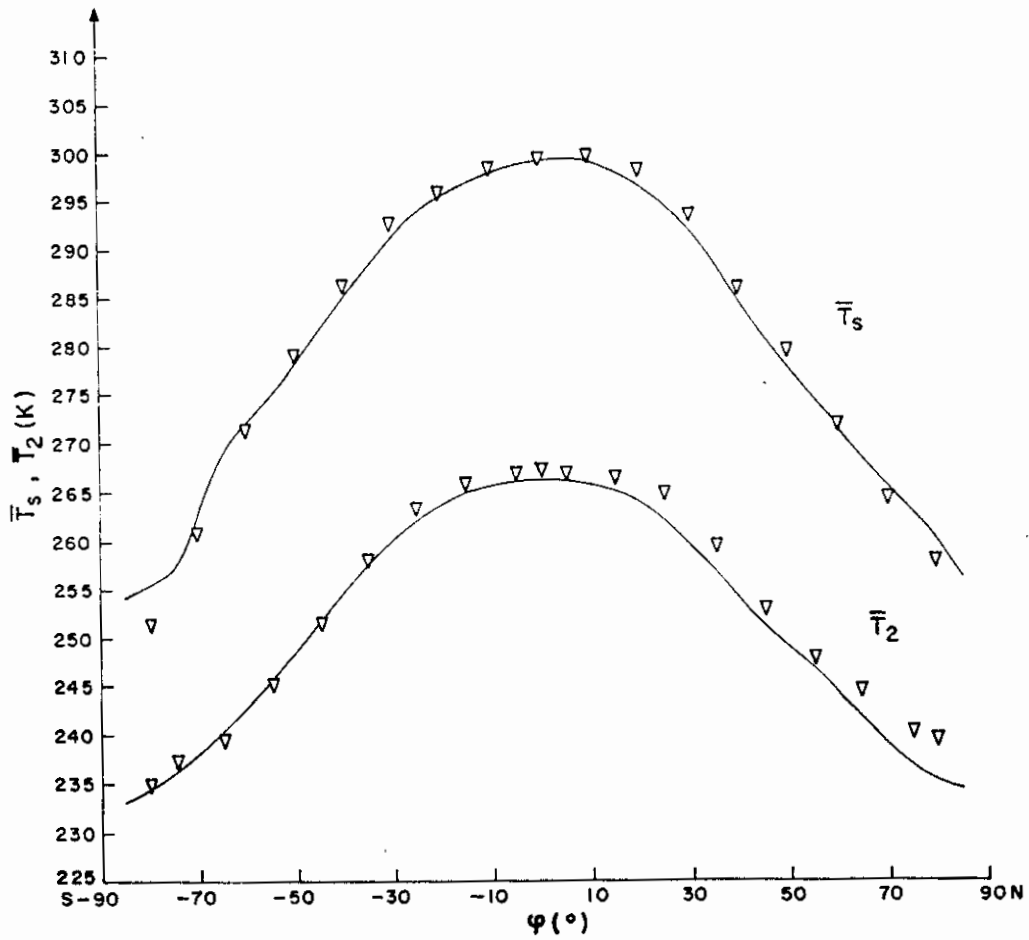


Fig. 4.6 - Distribuição latitudinal das temperaturas da superfície e em 500 mb médias zonais médias anuais.

- A linha contínua representa a simulação do modelo incluindo bio-realimentação e as observações (Oort, 1983) são indicadas por triângulos invertidos.

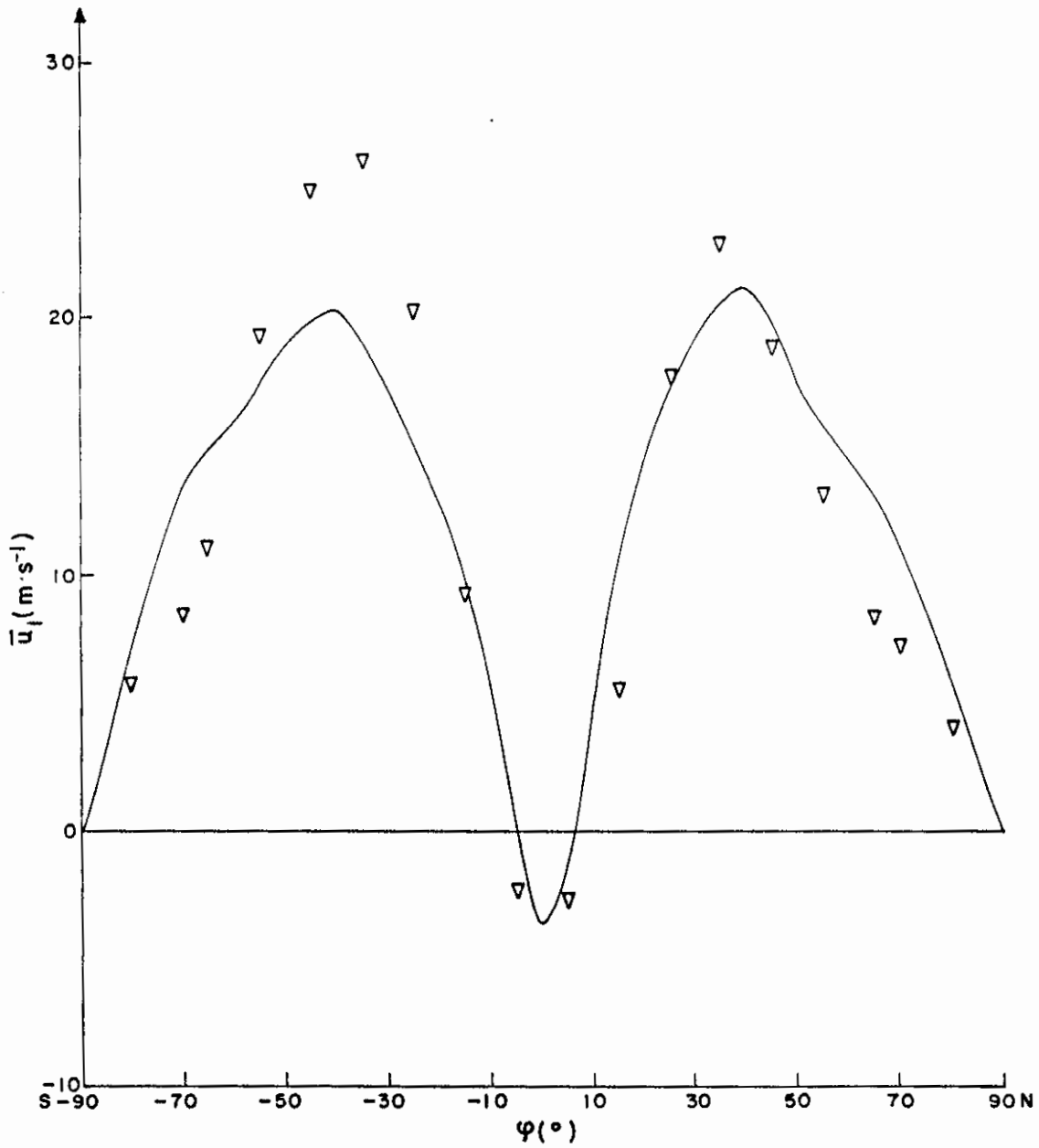


Fig. 4.7 - Distribuição latitudinal do vento zonal em 250 mb média zonal média anual.

- A linha contínua representa a simulação do modelo incluindo bio-realimentação e as observações (Oort, 1983) são indicadas por triângulos invertidos.

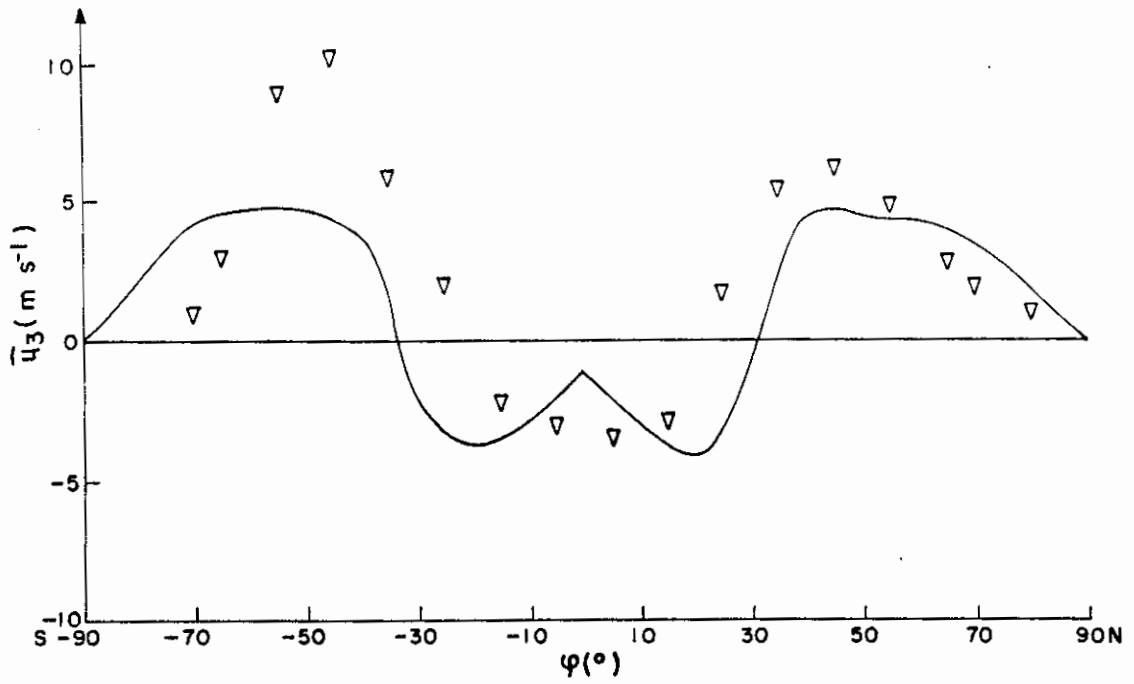


Fig. 4. 8 - Distribuição latitudinal do vento zonal em 750 mb média zonal média anual.

- A linha contínua representa a simulação do modelo incluindo bio-realimentação e as observações (Oort, 1983) são indicadas por triângulos invertidos.

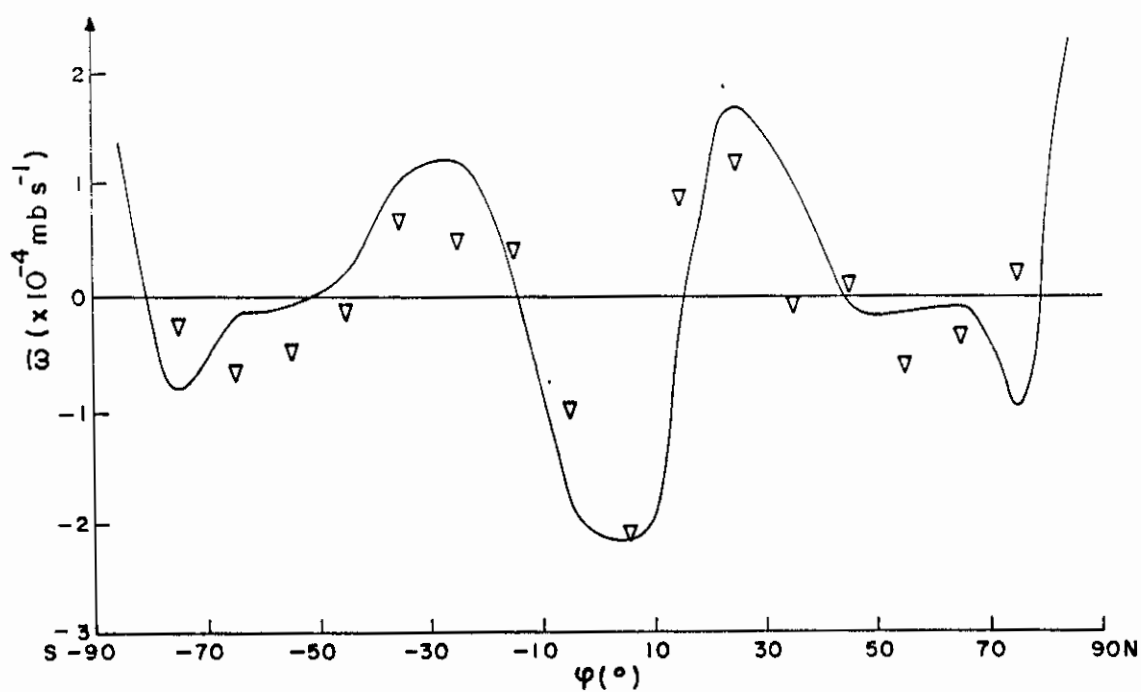


Fig. 4.9 - Distribuição latitudinal da velocidade vertical média zonal média anual.

- A linha contínua representa a simulação do modelo incluindo bio-realimentação e as observações (Oort, 1983) são indicadas por triângulos invertidos.

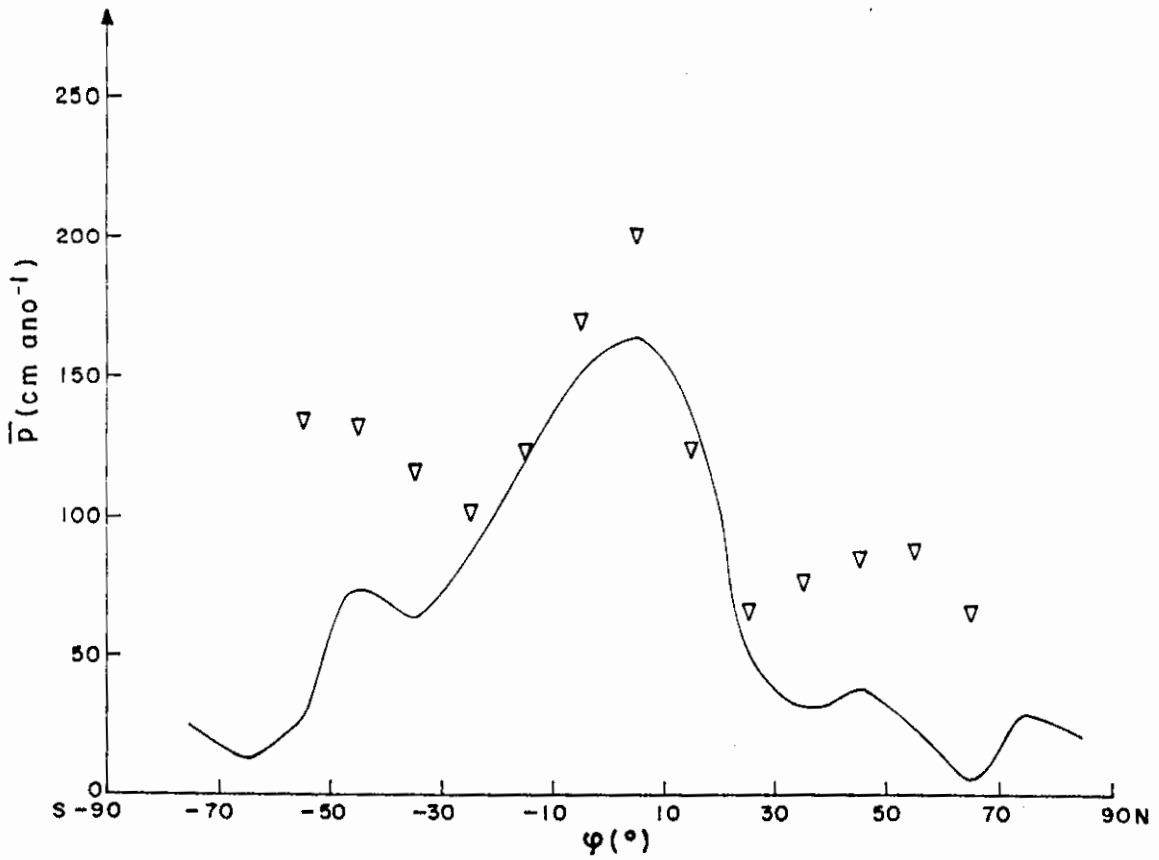


Fig. 4.10 - Distribuição latitudinal da precipitação média zonal média anual.

- A linha contínua representa a simulação do modelo incluindo bio-realimentação e as observações (Budyko, 1978) são indicadas por triângulos invertidos.

No caso da velocidade vertical nota-se uma melhor simulação do ramo ascendente do célula de Hadley no Hemisfério Norte na Figura 4.9. Com respeito à precipitação observa-se uma redução na magnitude do segundo máximo de precipitação, principalmente no Hemisfério Norte, na Figura 4.10.

A seguir são apresentadas as simulações das distribuições latitudinais de $\bar{w}$ e $\{r_s\}_L$, quantidades que foram mantidas

constantes nos Capítulos 2 e 3 e que aqui foram parametrizadas em função de $\bar{D}$, conforme o procedimento descrito na Seção 4.1. Também é apresentada a simulação do perfil latitudinal de $\bar{D}$.

A Figura 4.11 mostra os valores simulados e observados de $\bar{D}$ (obtidos dos dados de Budyko (1978) através da Equação 4.8). Pode-se observar uma boa semelhança na forma da curva simulada e da distribuição dos valores observados. Nota-se, contudo, que há um pequeno deslocamento do máximo na direção polar em ambos os hemisférios. No caso do Hemisfério Sul a magnitude do máximo é bem simulada, enquanto é um pouco super-estimada no Hemisfério Norte. Isto ocorre porque o máximo de precipitação também é menor que o observado em torno de 30°N , de modo que o estado da superfície no modelo é um pouco mais seco que o observado nesta região. No trabalho de Gutman et al. (1984) na maior parte das latitudes o estado da superfície é mais úmido que o observado. Comparando as Figuras 4.10 e 4.11, nota-se um mínimo de $\bar{D}$ na faixa equatorial, região onde há um máximo de precipitação. O deslocamento do máximo de $\bar{D}$ está relacionado com o deslocamento do mínimo de $\bar{P}$, estando localizado próximo a 35°N(S) . De uma maneira geral, a simulação representa que a aridez (umidade) da superfície aumenta quando da diminuição (aumento) da precipitação.

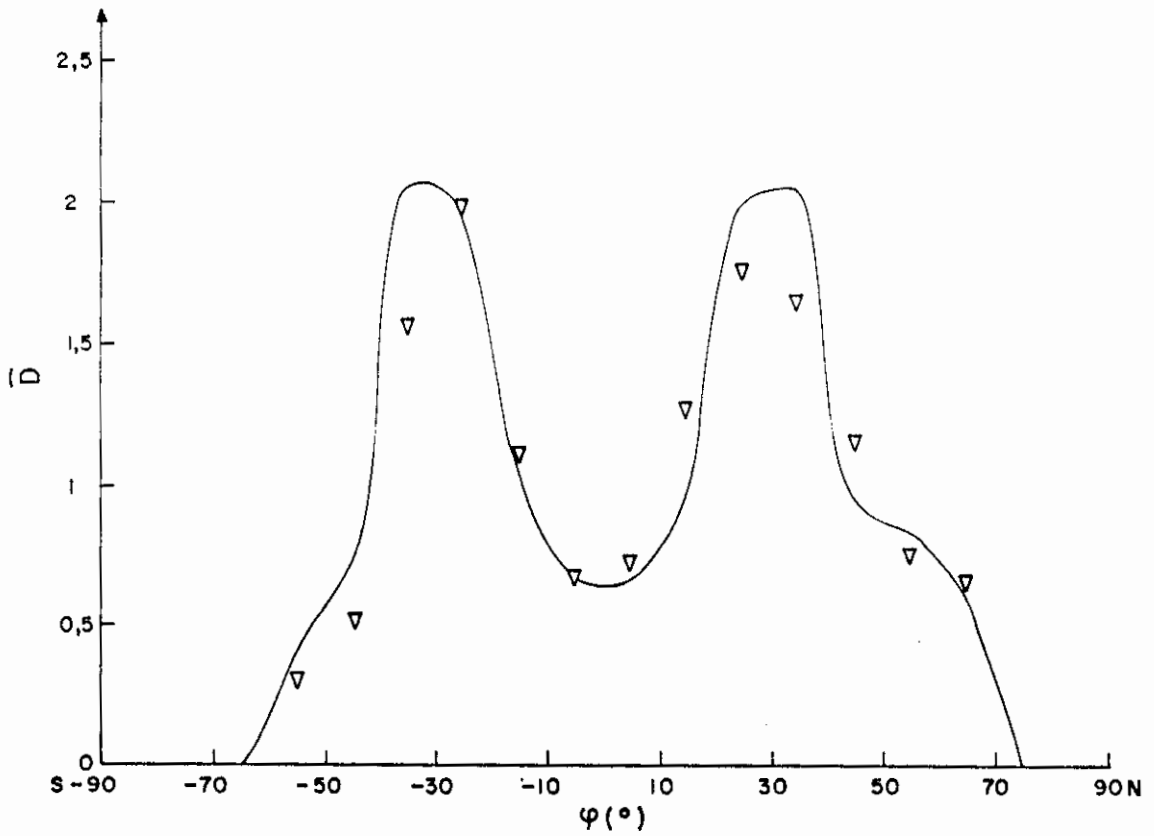


Fig. 4.11 - Variação latitudinal do índice de seca.

- A linha contínua representa a simulação do modelo com bio-realimentação. As observações (triângulos invertidos) foram obtidas através da Equação 4.8, usando dados de Budyko (1978).

As diferenças em $\bar{D}$ não são suficientemente grandes para impedir o sucesso na simulação dos parâmetros do estado da superfície $\bar{w}$ e $\{r_s\}_L$. As Figuras 4.12 e 4.13 mostram os valores simulados e observados do albedo da superfície da terra e da disponibilidade de água na superfície, respectivamente. No primeiro caso as observações são obtidas de Sellers (1973) e no segundo usando dados de Budyko (1978) através da Equação 4.12. Como se nota nestas figuras, na região onde $\bar{D} \geq 1$ (15° - 40° N(S)) a variação latitudinal da disponibilidade de água está, aproximadamente com fase contrária em relação ao albedo da superfície da terra. Também, os altos valores de $\bar{w}$ na faixa equatorial e em latitudes temperadas estão relacionadas com a existência de floresta nestas regiões, onde a evapotranspiração aproxima-se de seu valor potencial.

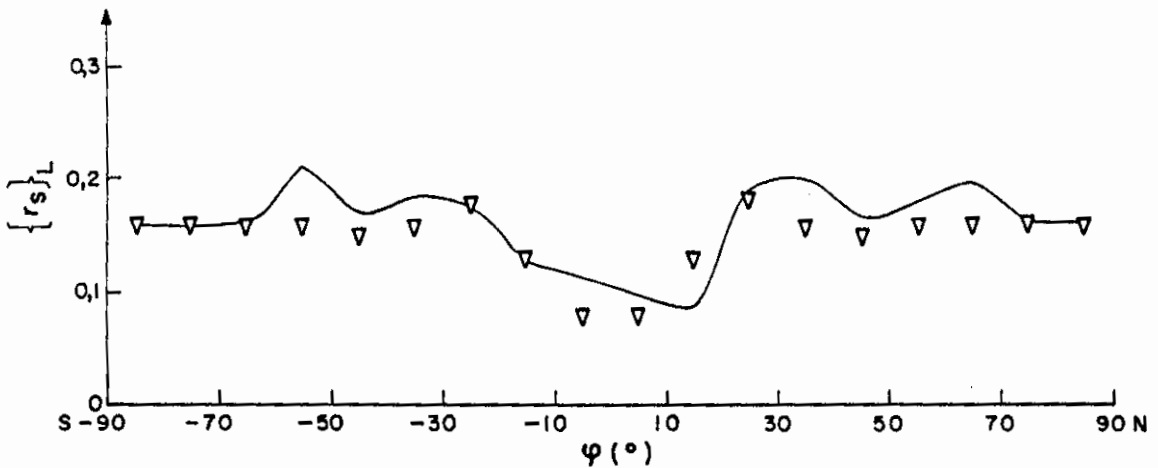


Fig. 4.12 - Variação latitudinal do albedo da superfície da terra.

- A linha contínua representa a simulação do modelo com bio-realimentação. As observações (triângulos invertidos) foram obtidos de Sellers (1973).

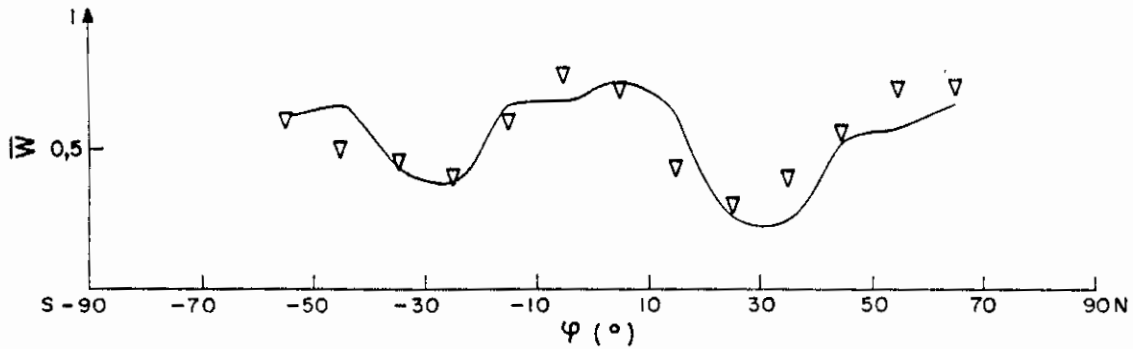


Fig. 4.13 - Variação latitudinal da disponibilidade de água na superfície.

- A linha contínua representa a simulação do modelo com bio-realimentação. As observações (triângulos invertidos) foram obtidas através da Equação 4.12, usando dados de Budyko (1978).

A Figura 4.14 mostra a distribuição das zonas geobotânicas observada e simulada. Isto é feito baseando-se nos valores de $\bar{D}$ obtidos de dados de Budyko (1978) usando a Equação 4.8, e nos valores de $\bar{D}$ simulados no modelo. De posse destes valores nos pontos de grade é feita uma interpolação em intervalos de latitudes menores através da "cubic-spline". Utilizando a Tabela 4.1 são determinadas as distribuições latitudinais dos tipos geobotânicos.

As zonas de transição entre floresta e pradaria nos trópicos e latitudes temperadas são razoavelmente bem simuladas, principalmente no Hemisfério Sul. A região de deserto entre 22° - 39° N e de semi-deserto 23° - 38° S, localizam-se na zona de movimento subsidente mais forte (vide Figura 4.9). As características gerais das zonas predominantes em cada faixa de latitudes são simuladas pelo modelo e concordam razoavelmente com aquelas obtidas a partir de estudos geobo-

tânicos (Walter, 1979). Assim, no geral, o clima simulado e as zonas geobotânicas concordam satisfatoriamente com as observações.

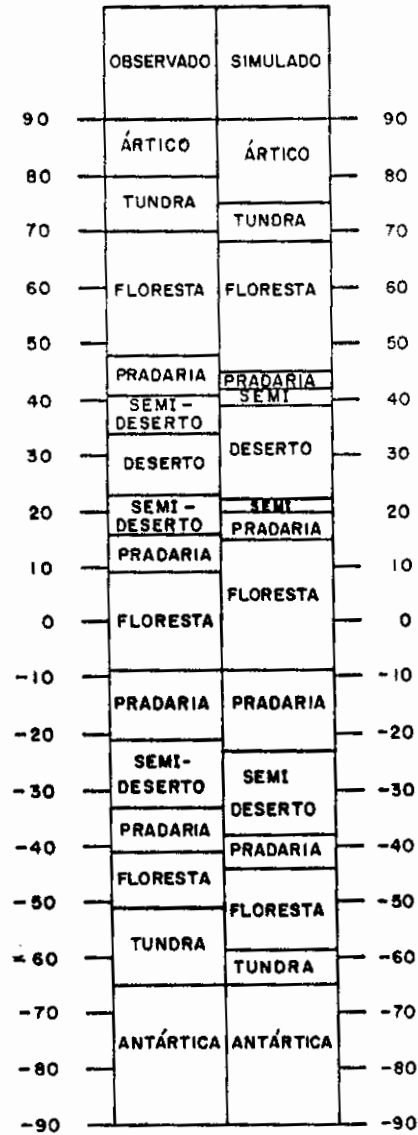


Fig. 4.14 - Distribuição das zonas geobotânicas em todo o globo: simulado (à direita) e derivado de Budyko (1978) (à esquerda).

4.3 - EXPERIMENTOS DE SENSITIVIDADE

Além da simulação do clima observado e das zonas geobotânicas o modelo foi utilizado para a realização de testes de sensibilidade. Foram feitos experimentos referentes aos efeitos climáticos resultantes da alteração na superfície, comparando os estados de equilíbrio obtidos com o estado da superfície com perturbação com o experimento de controle (Seção 4.2). Os testes feitos nesta seção não consideram os efeitos de realimentação devido ao gelo, uma vez que o principal efeito deste é o de amplificação das mudanças, não alterando os resultados qualitativos (Gutman et al., 1984). A seguir é considerado uma série de experimentos realizada com o modelo global de equações primitivas contendo a parametrização descrita na Seção 4.1. Estes experimentos são similares aos feitos por Gutman et al. (1984) e por Gutman (1984), os quais foram conduzidos, contudo, com um modelo hemisférico quase-geostrófico, considerando apenas o Hemisfério Norte.

4.3.1 - EXPERIMENTO DE SENSITIVIDADE COM RELAÇÃO AO AUMENTO DO ALBEDO DA SUPERFÍCIE DA TERRA

Nesta seção são feitos experimentos de desertificação onde são investigadas as mudanças climáticas causadas pelo aumento do albedo da superfície da terra. Aqui, o objetivo é comparar com os resultados de outros modelos e examinar o efeito da bio-realimentação. Como foi feito por Gutman et al. (1984), o valor de 0,35 foi assumido para o albedo da superfície da terra entre 10° e 20° N. No presente trabalho este valor também foi considerado entre 10° e 20° S. Assim, este valor substitui o albedo de superfície da terra do experimento de controle (0,13 em 15° S e 0,08 em 15° N). Nestes cinturões de latitude é simulada uma situação em que o estado da superfície referente à pradaria está continuamente se transformando em semi-deserto. Este valor de 0,35 também foi usado por Ellsaesser et al. (1976) e por Charney et al. (1975) em seus experimentos de desertificação.

Na região onde a perturbação é imposta, $\bar{w}$ é mantido fixo (igual ao valor do experimento de controle) para eliminar a va-

riação na evapotranspiração devido a este fator. No caso de se considerar a bio-realimentação, $\bar{w}$ e o albedo da superfície da terra são mantidos fixos somente na região com perturbação. Fora destas áreas são obtidos de acordo com as relações contidas na Seção 4.1. No caso de não se considerar a bio-realimentação $\bar{w}$ e o albedo da superfície da terra são prescritos em todos os cinturões de latitude. Os valores para tais correspondem aos do experimento de controle, com exceção do albedo da superfície entre 10° - 20° N(S), onde o valor corresponde ao da perturbação.

As Figuras 4.15 a 4.17 mostram os resultados (caso com perturbação menos controle), para ambas as versões com e sem bio-realimentação, referentes à precipitação média zonal, temperatura em 500 mb média zonal e vento zonal em 250 mb média zonal, respectivamente. Comparações com os resultados de Gutman et al. (1984) mostram que as respostas são muito similares. Ou seja, um aumento no albedo da superfície da terra reduz a precipitação nas áreas em que a perturbação é imposta, e ocasiona um pequeno aumento na região adjacente. Estas mudanças na precipitação foram causadas por ambos os fatores dinâmicos e hidrológico, isto é, variações na subsidência e na evapotranspiração. Contudo, a redução da precipitação, no Hemisfério Norte, é mais acentuada no presente trabalho. Também concordando com os resultados de Gutman et al. (1984) nota-se que o efeito da bio-realimentação é mais apreciável na região adjacente ao norte da área perturbada.

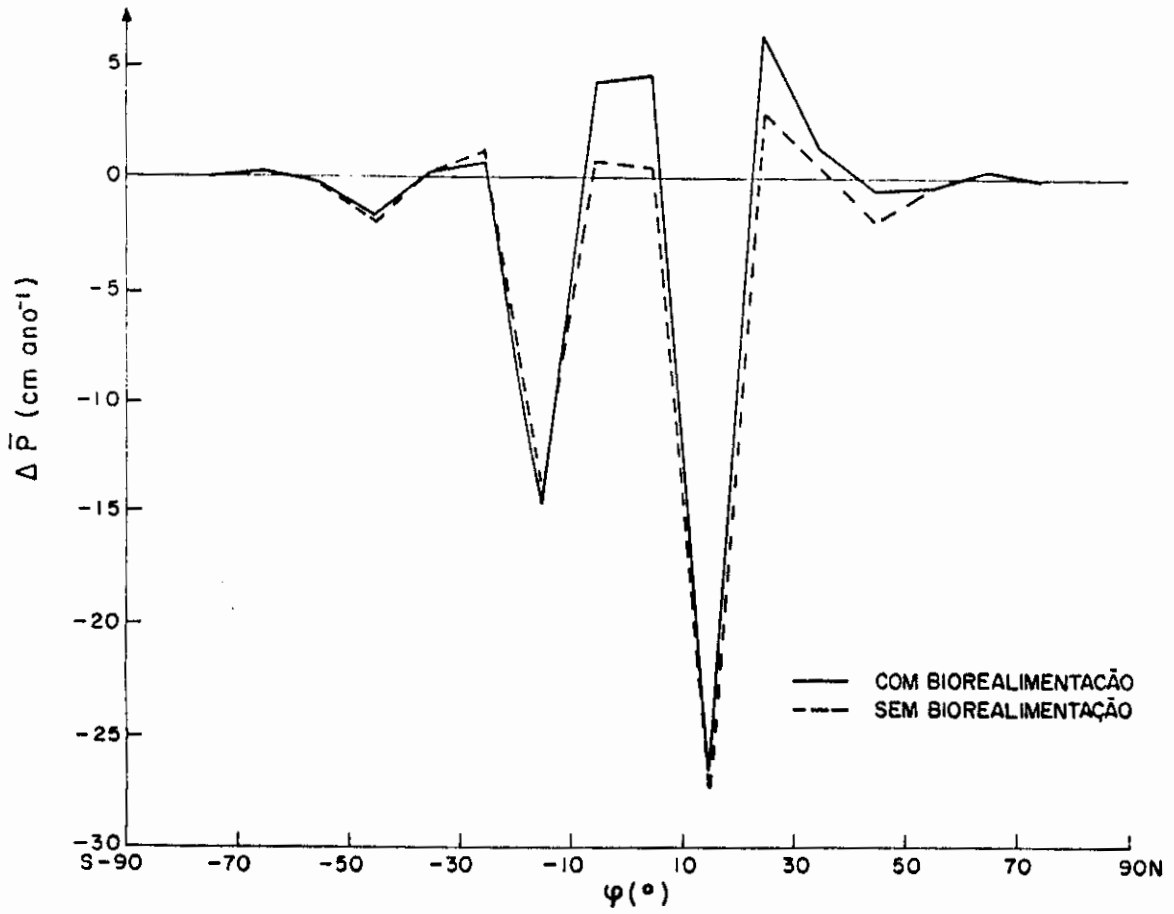


Fig. 4.15 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal no experimento de modificação somente no albedo da superfície da terra: sem bio-realimentação (linha tracejada) e com bio-realimentação (linha contínua).

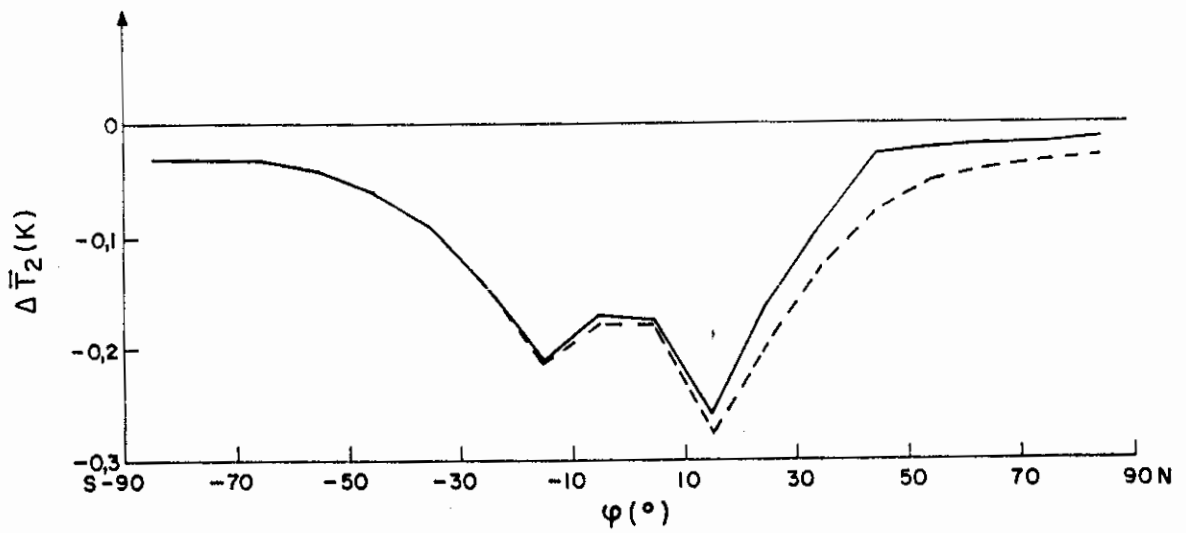


Fig. 4.16 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura em 500 mb média zonal no experimento de modificação somente no albedo da superfície da terra: sem bio-realimentação (linha tracejada) e com bio-realimentação (linha contínua).

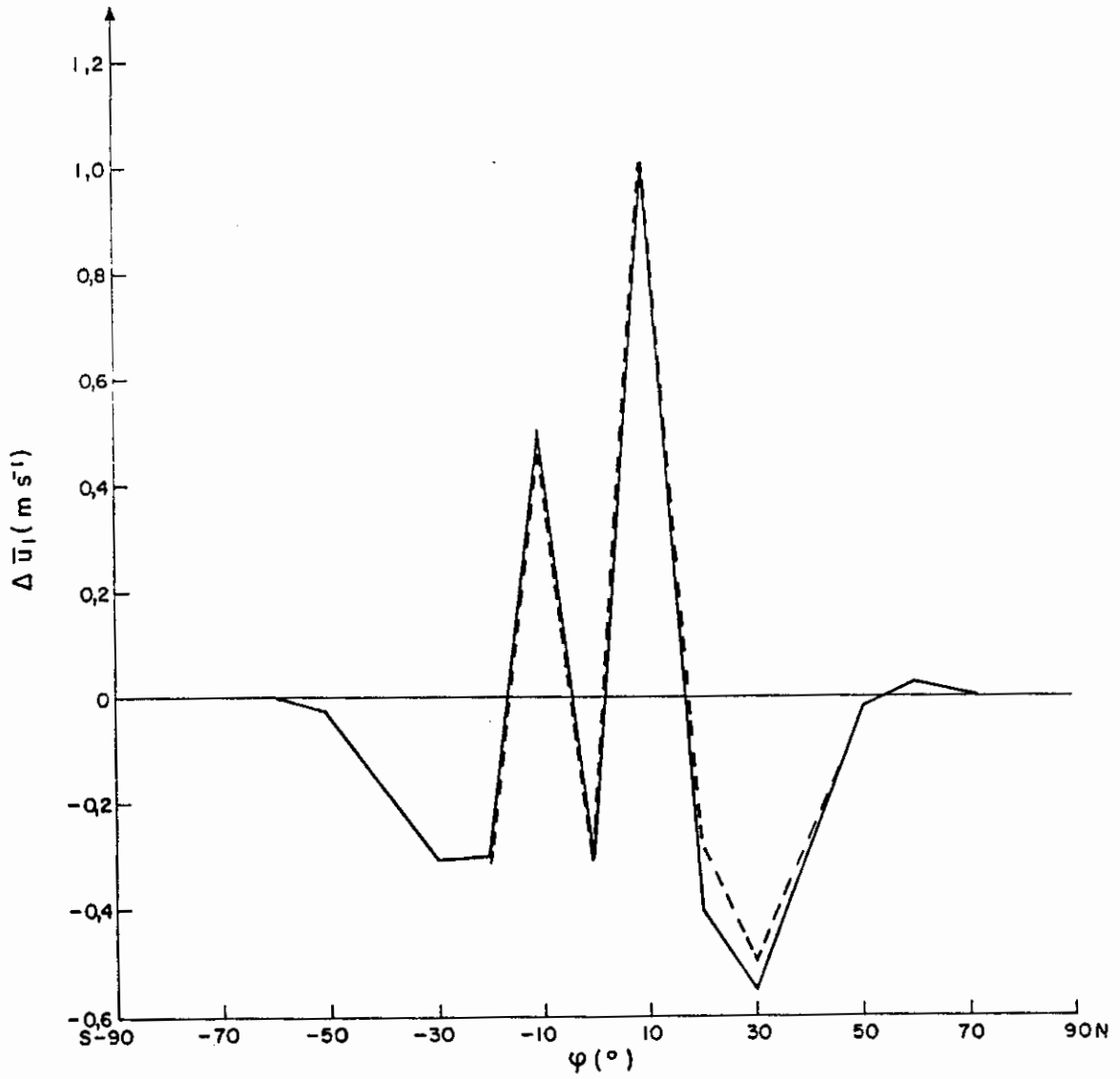


Fig. 4.17 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb no experimento de modificação somente no albedo da superfície da terra: sem bio-realimentação (linha tracejada) e com bio-realimentação (linha contínua).

O aumento do albedo da superfície também causa uma diminuição da temperatura, o que é exemplificado na Figura 4.16. A diminuição é maior na região onde há a perturbação. Um aspecto não abordado por Gutman et al. (1984) refere-se à variação do vento zonal quando da desertificação. Como mostra a Figura 4.17, nota-se um aumento no vento na direção do equador a partir da zona perturbada e uma diminuição (em menor magnitude) na direção do pólo. Isto é coerente com as variações na temperatura mostrada na Figura 4.16.

Observando as Figuras 4.15 a 4.17, nota-se que as variações no Hemisfério Sul são menores, o que pode ser explicado pela menor quantidade de terra nos cinturões de latitude encontrados neste hemisfério.

Uma interpretação para estes dois experimentos (com e sem bio-realimentação) do ponto de vista de mudanças climáticas foi dada por Gutman et al. (1984), a qual é sumarizada a seguir. Uma perturbação no albedo da superfície da terra é imposta numa região de pradaria próxima à zona de semi-deserto. Desde que o modelo é estacionário a perturbação do albedo deve ser fixa durante a duração do experimento, ou seja, deve ser mantida constante até o sistema atingir o estado estacionário. Isto pode ser idealizado no mundo real através de uma contínua e persistente destruição da vegetação, como ocorre no caso de pastagens e do excessivo cultivo da terra. Como o tempo necessário para a atmosfera terrestre atingir o equilíbrio, sob forçantes externas prescritas, é muito menor que o tempo de relaxação das mudanças geobotânicas, pode-se interpretar os dois estados estacionários (com e sem bio-realimentação) da seguinte maneira: no caso dos parâmetros do estado de superfície serem prescritos em todo cinturão de latitude (teste sem bio-realimentação), o estado estacionário pode ser considerado como uma simulação de uma resposta climática relativamente rápida a uma perturbação fixa do albedo da superfície da terra. No caso dos parâmetros do estado da superfície serem prescritos na região perturbada e variarem nos outros cinturões de latitude (teste com bio-realimentação), o estado estacionário pode ser considerado como uma simulação de uma resposta climática de longo prazo a uma mudança

fixa do albedo da superfície, depois de todos os tipos geobotânicos, fora da região prescrita, atingirem o equilíbrio com o clima.

Pode-se concluir, portanto, que é desejável a incorporação da bio-realimentação quando procura-se simular o impacto climático de longo prazo causado por uma perturbação fixa no albedo da superfície.

4.3.2 - EXPERIMENTOS DE SENSITIVIDADE COM RELAÇÃO À MUDANÇA CONJUNTA DO ALBEDO DA SUPERFÍCIE E DA DISPONIBILIDADE DE ÁGUA

Os experimentos desta seção consideraram o caso com bio-realimentação e os resultados foram analisados comparando-se, mais uma vez, com o experimento de controle realizado na Seção 4.2. Foi realizada uma série de experimentos envolvendo os efeitos climáticos de alterações na superfície da terra, tais como: desmatamento, desertificação e irrigação. Em cada experimento, perturbações fixas do albedo da superfície da terra e na disponibilidade de água na superfície foram impostas num cinturão de latitudes em cada hemisfério (um cinturão diferente em cada teste). Fora da região prescrita $\{r_s\}_L$ e $\bar{w}$ podem variar de acordo com as relações dadas na Seção 4.1.

No experimento de desmatamento é simulada a conversão da zona de floresta tropical (cinturões de latitudes centrados em 5°S e em 5°N) em savana. Para isto são prescritos uma mudança no albedo da superfície da terra de 0,12 (5°S) e de 0,1 (5°N) para 0,14, e um decréscimo em $\bar{w}$ de 0,66 para 0,61 (5°S) e de 0,75 para 0,52 (5°N). Estas mudanças correspondem a um aumento em $\bar{D}$ de 0,68 (5°S) e de 0,65 (5°N) para 1,2.

No teste de desertificação é simulada uma situação onde a vegetação do tipo pradaria é destruída devido à pastagens ou ao excesso do cultivo da terra. A simulação da modificação do estado geobotânico é feita prescrevendo os valores do albedo da superfície e da disponibilidade de água nos cinturões centrados em 15°S e 15°N . Os valores de $\{r_s\}_L$ foram alterados de 0,13 (15°S) e de 0,08 (15°N)

para 0,17. Os valores de $\bar{w}$ foram modificados de 0,65 (15°S) para 0,37 e de 0,64 (15°N) para 0,31. Estes valores correspondem a uma mudança em $\bar{D}$ de 1,09 (15°S) e de 0,92 (15°N) para 1,8.

No experimento de irrigação a disponibilidade de água é mantida igual a 1 (um) nos cinturões de latitude centrados em 25°N (S). Assim, é assumido que a zona de deserto (Hemisfério Norte) e a de semi-deserto (Hemisfério Sul) é sujeita a um suprimento infinito de água de forma que a evapotranspiração na área seria a sua taxa potencial. O albedo nestas regiões é tomado igual a 0,07, segundo Gutman (1984). A relevância deste experimento consiste no estudo das possíveis mudanças climáticas que ocorreriam quando da irrigação contínua da zona de deserto.

Estes experimentos foram idealizados por Gutman (1984) usando um modelo quase-geostrófico e considerando apenas as modificações no estado geobotânico no Hemisfério Norte. No presente trabalho são levadas em conta as alterações no estado da superfície em ambos os hemisférios. Apesar dos valores perturbados do índice de seca $\bar{D}$ serem consideradas iguais ao do modelo de Gutman (1984), as variações em $\bar{w}$ e $\{r_s\}_L$ do controle para o caso perturbado são diferentes nos experimentos.

4.3.2.1 - EXPERIMENTOS DE DESMATAMENTO E DE DESERTIFICAÇÃO

Como as respostas às perturbações prescritas, no geral, são semelhantes nos experimentos de desmatamento e desertificação, seus resultados são apresentados conjuntamente.

Os principais resultados referentes ao saldo de radiação na superfície, temperatura da superfície, velocidade vertical, evaporação, precipitação, vento zonal em 250 mb e índice de seca são apresentados nas Figuras 4.18 a 4.24, respectivamente. Nestas figuras os resultados (caso com perturbação menos controle) referentes ao experimento de desmatamento são indicados por linhas contínuas e ao de desertificação por linhas tracejadas.

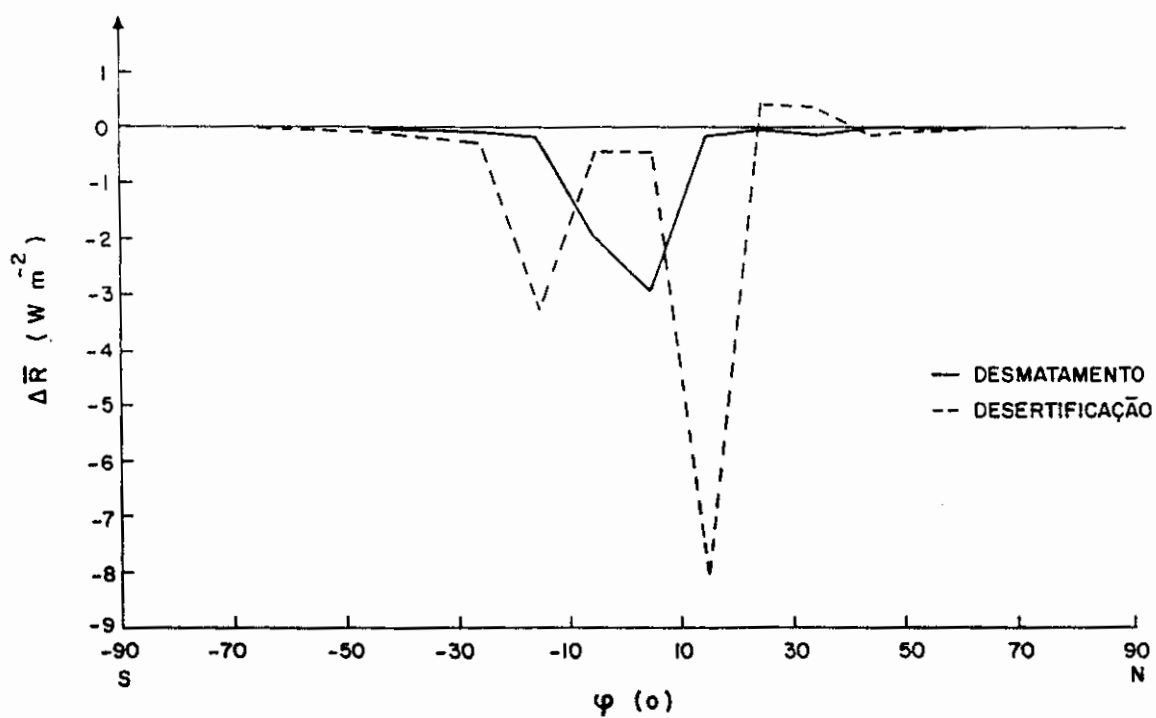


Fig. 4.18 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no saldo de radiação média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada).

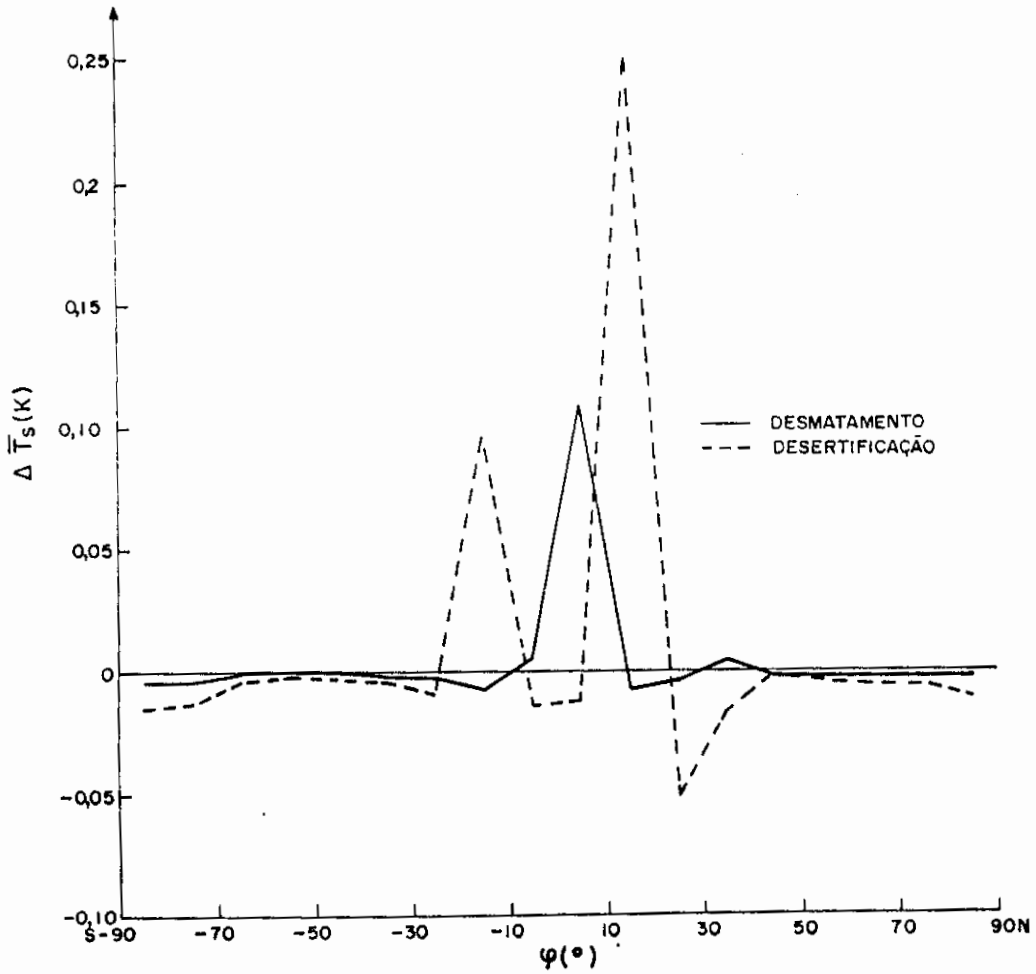


Fig. 4.19 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura da superfície média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada).

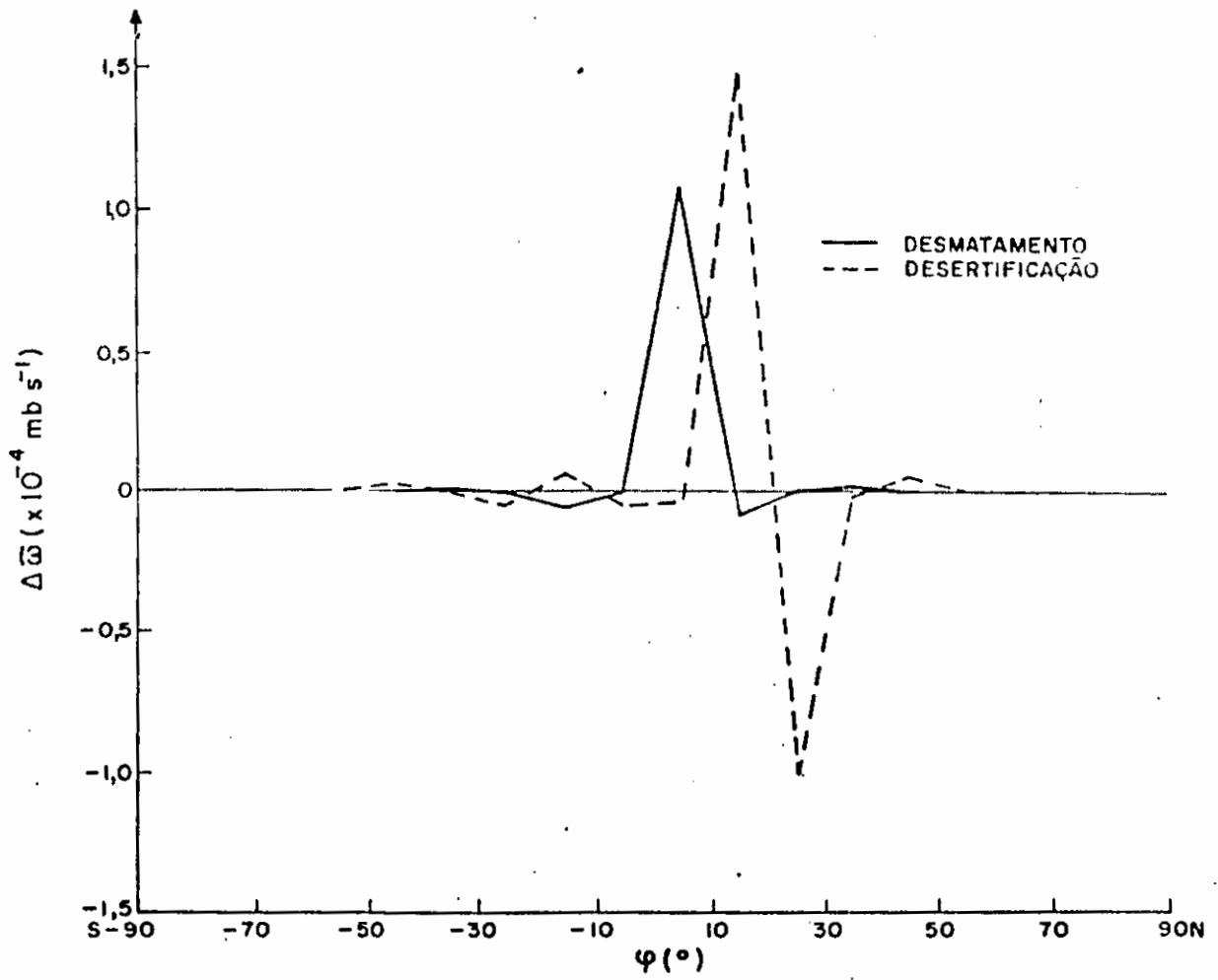


Fig. 4.20 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada).

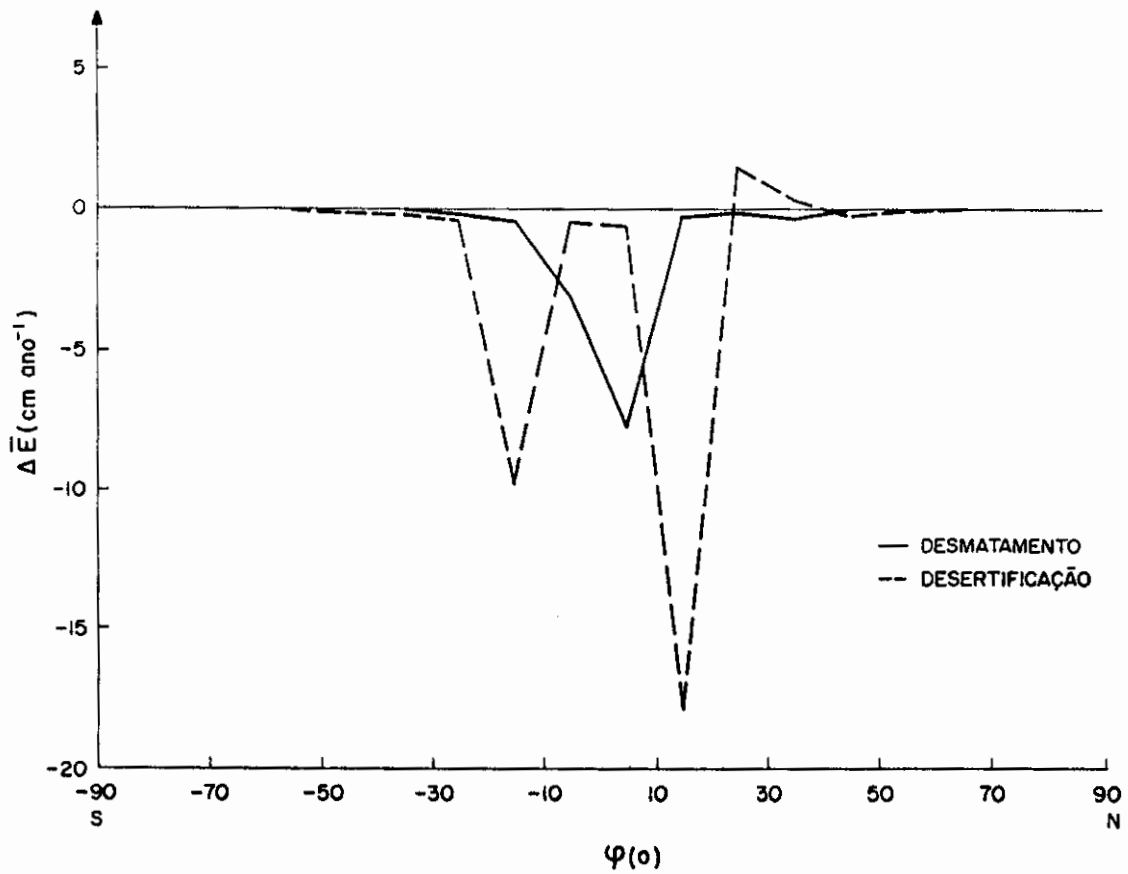


Fig. 4.21 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na evaporação média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada).

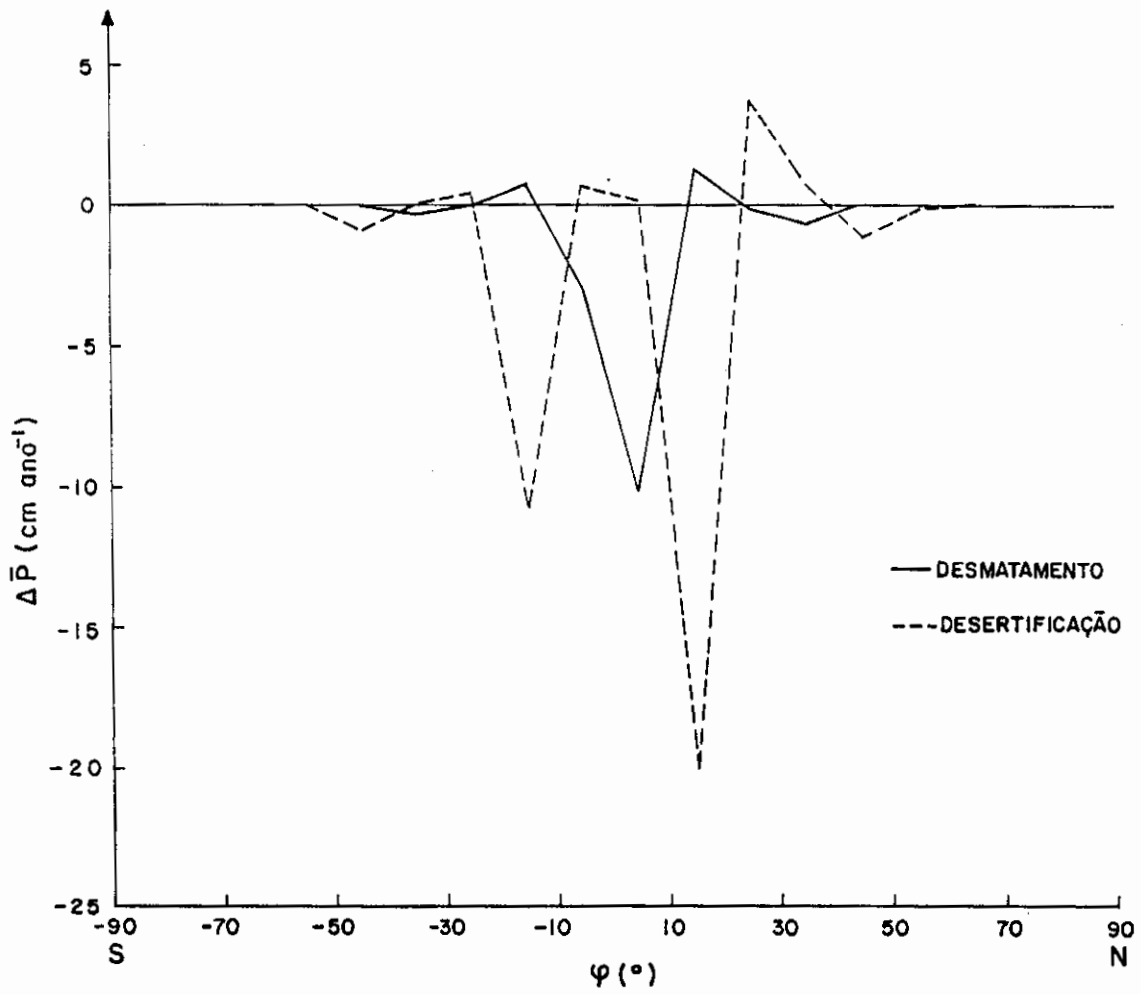


Fig. 4.22 - Mudança (expeerimento com perturbação menos controle) na precipitação média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada).

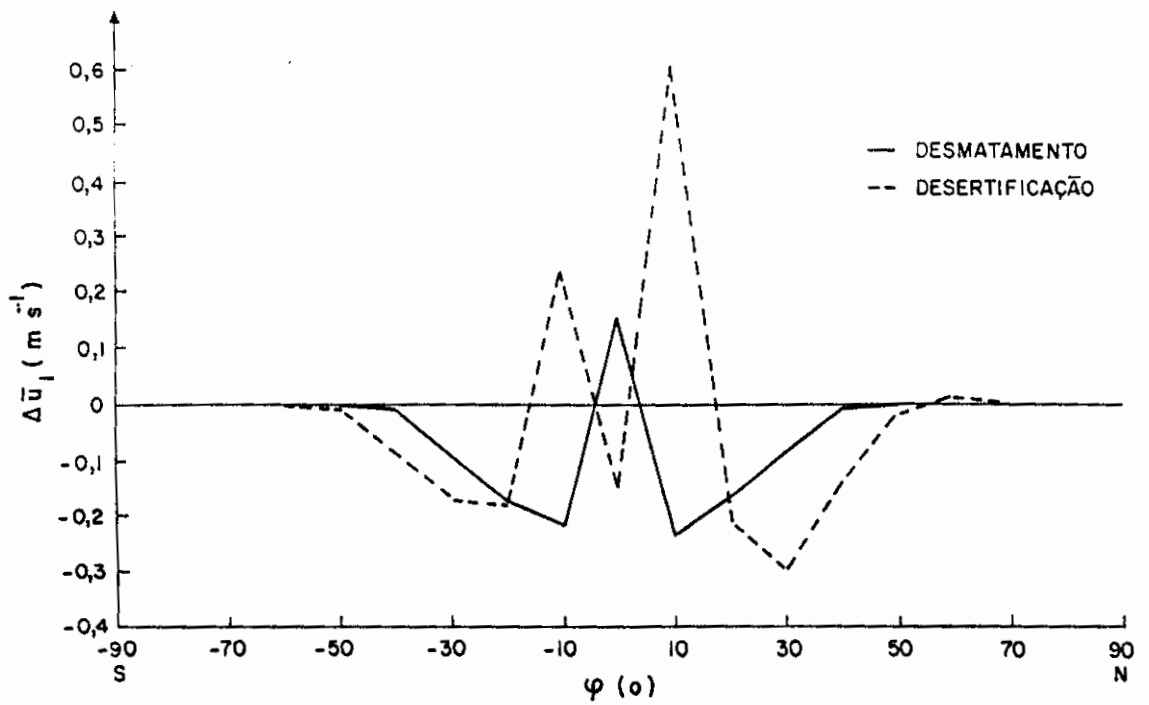


Fig. 4.23 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada).

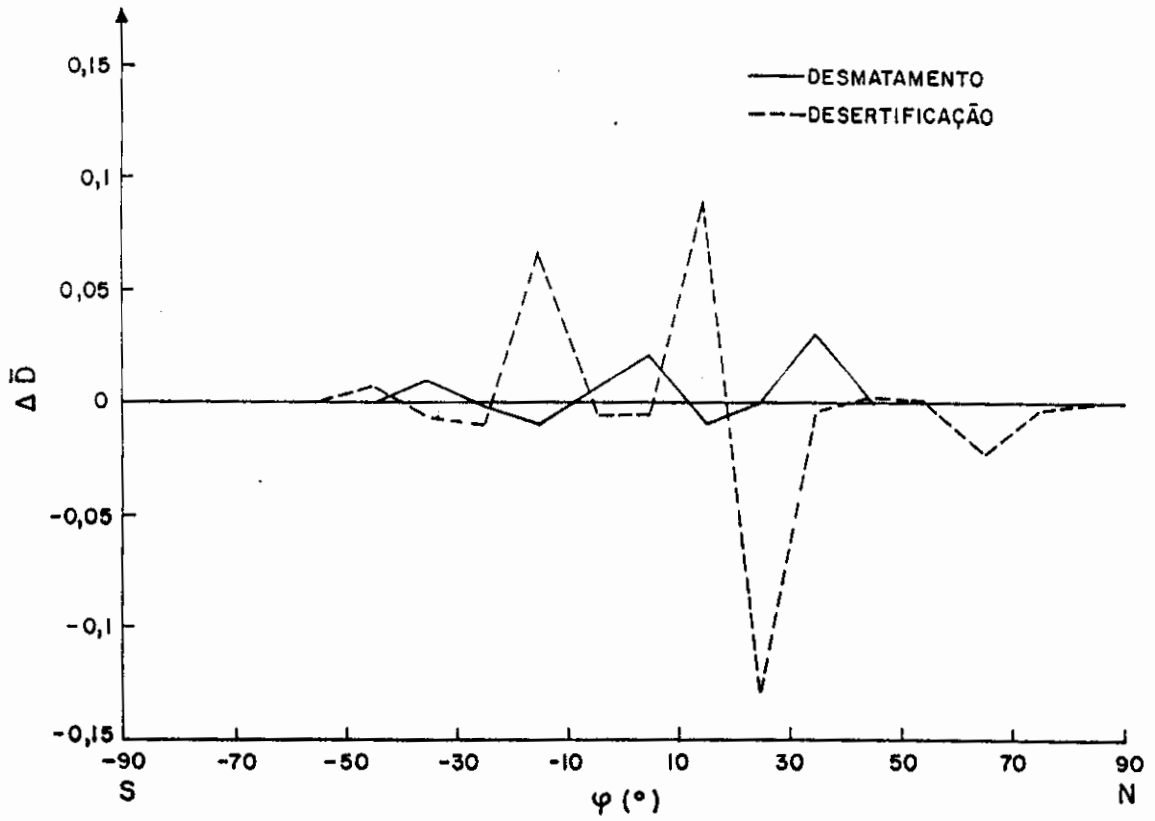


Fig. 4.24 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no índice de seca média zonal nos experimentos de desmatamento (linha contínua) e de desertificação (linha tracejada).

Como pode-se notar, em ambos os experimentos as maiores variações ocorrem nas regiões onde as perturbações foram impostas. Isto está de acordo com Potter et al. (1979), que enfatizaram a importância da localização das perturbações em determinar a resposta da circulação global.

Nas regiões onde as perturbações foram impostas nota-se, em ambos os hemisférios, um decréscimo no balanço de radiação, devido ao aumento do albedo da superfície e consequente redução na radiação absorvida, e um decréscimo na evapotranspiração causado pelas diminuições na disponibilidade de água e no saldo de radiação. Nota-se, ainda, um enfraquecimento da ramo ascendente da célula de Hadley no experimento de desmatamento e um aumento no movimento subsidente na região em torno de 15°N (S) no experimento de desertificação. Isto pode ser interpretado como um enfraquecimento da célula de Hadley no experimento de desmatamento e uma intensificação da mesma no experimento de desertificação. Esta última pode ser explicada como um deslocamento da célula de Hadley na direção do pólo, uma vez que entre 20° - 35°N (S) o movimento subsidente foi suprimido. Desta forma, o aumento da subsidência juntamente com a diminuição na evapotranspiração nas regiões perturbadas, em ambos os experimentos, causam um decréscimo na precipitação nestas áreas e um aumento (em menor magnitude) nas faixas adjacentes. Nota-se, também, um aumento na temperatura da superfície nas áreas perturbadas, evidenciando que o decréscimo no resfriamento devido à evaporação supera o efeito da redução no saldo de radiação absorvida.

A Figura 4.23 mostra a variação do vento zonal em 250 mb nos casos de desmatamento e desertificação, aspecto não abordado por Gutman (1984). Como se nota, no caso do desmatamento há uma diminuição de $\bar{u}_1$ na região perturbada. Estes resultados concordam com os obtidos nas Seções 2.3.3 e 3.2.3, usando os modelos quase-geostrófico e de equações primitivas, respectivamente, mas sem a consideração do processo de bio-realimentação. No caso do experimento de desertificação a resposta é semelhante à comentada na Seção 4.3.1, referentes aos casos de com e sem bio-realimentação.

Ainda, com respeito às Figuras 4.18 a 4.23, nota-se que as variações são menores no Hemisfério Sul. Isto pode ser explicado, novamente, pela maior fração de oceanos existente nos cinturões de latitudes neste hemisfério. Assim, uma perturbação nos parâmetros do estado da superfície da terra, tem um efeito menor no cinturão de latitudes no Hemisfério Sul em relação ao caso do Hemisfério Norte.

É importante notar que, embora a disponibilidade de água e o albedo da superfície são prescritos e mantidos fixos na área da perturbação, o índice de seca é uma variável prevista, pois tanto o saldo de radiação na superfície, quanto a liberação de calor latente variam a cada passo de tempo. A Figura 4.24 mostra, portanto, a variação de $\bar{D}$. Em ambos os experimentos de desmatamento e de desertificação, nas regiões das perturbações, há uma tendência de um clima mais seco (aumento de $\bar{D}$), enquanto que nas regiões adjacentes há uma pequena diminuição de $\bar{D}$. As variações são muito pequenas e os valores simulados em ambos os experimentos são muito menores que os assumidos para as mudanças na vegetação: 0,69 (5°S) e 0,67 (5°N) comparados a 1,2 no caso de desmatamento e 0,68 (5°S) e 0,65 (5°N) comparados a 1,8 no caso de desertificação. Isto implica que se as perturbações não fossem mantidas fixas, o estado da superfície tenderia a retornar ao seu equilíbrio anterior com o clima. Estes resultados contrariam as hipóteses de que uma mudança climática global pode se auto-sustentar.

4.3.2.2 - EXPERIMENTO DE IRRIGAÇÃO

Os principais resultados (caso com perturbação menos controle) referentes ao saldo de radiação na superfície, temperatura da superfície e em 500 mb, velocidade vertical, evaporação e precipitação, vento zonal em 250 mb e índice de seca encontram-se nas Figuras 4.25 a 4.30, respectivamente.

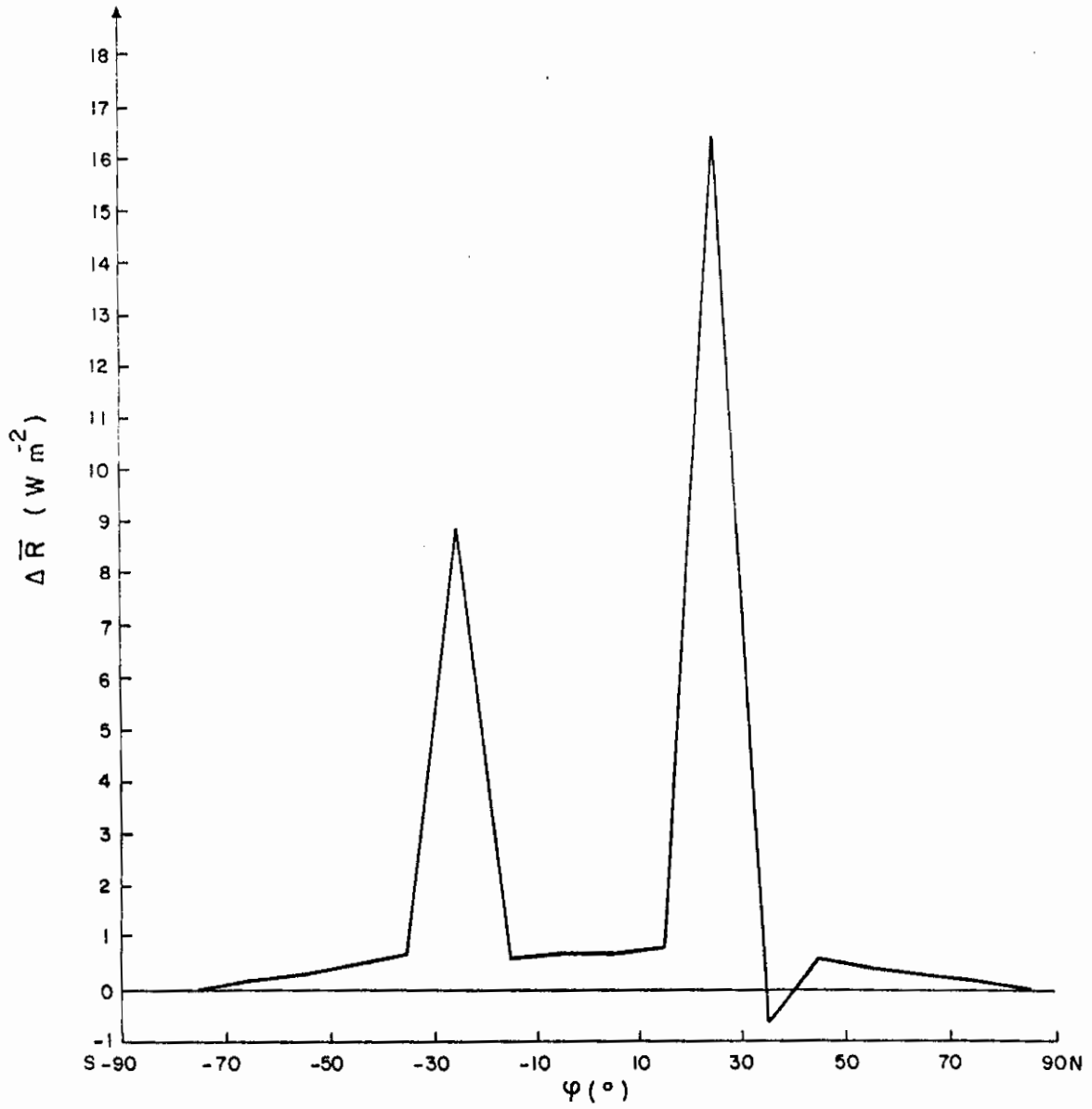


Fig. 4.25 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no saldo de radiação média zonal no experimento de irrigação.

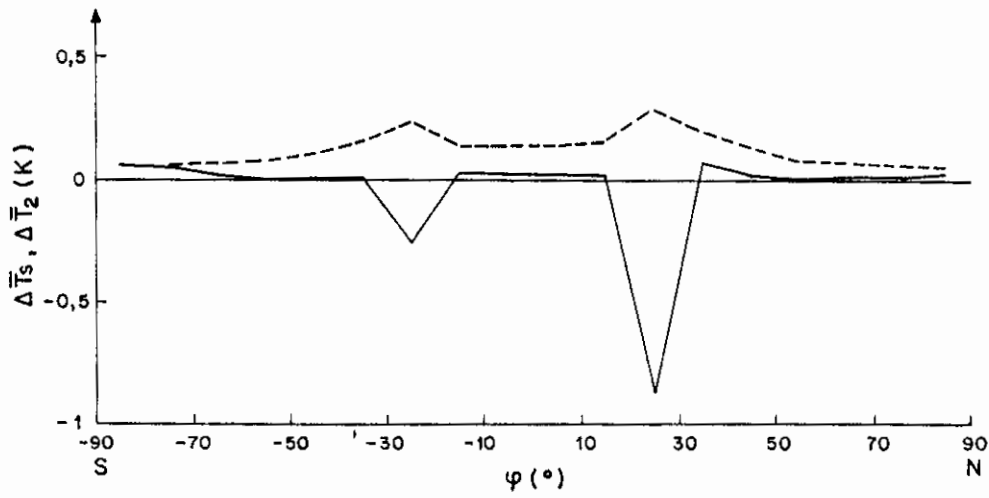


Fig. 4.26 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na temperatura de superfície (linha contínua) e em 500 mb (linha tracejada) médias zonais no experimento de irrigação.

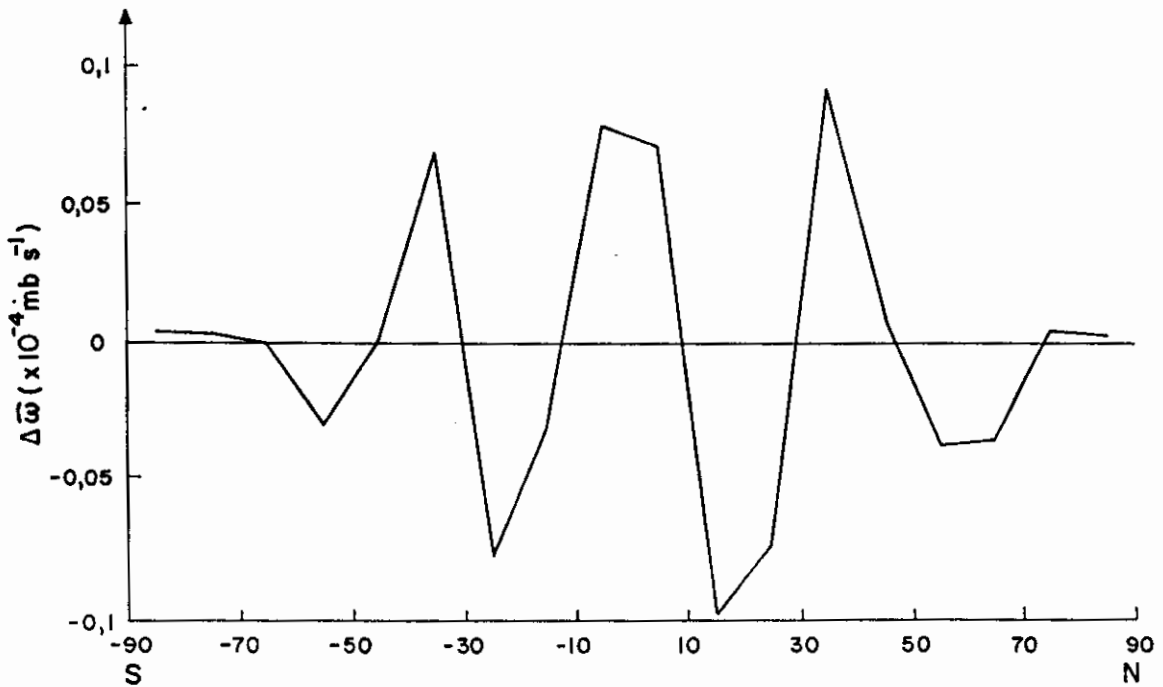


Fig. 4.27 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na velocidade vertical média zonal no experimento de irrigação.

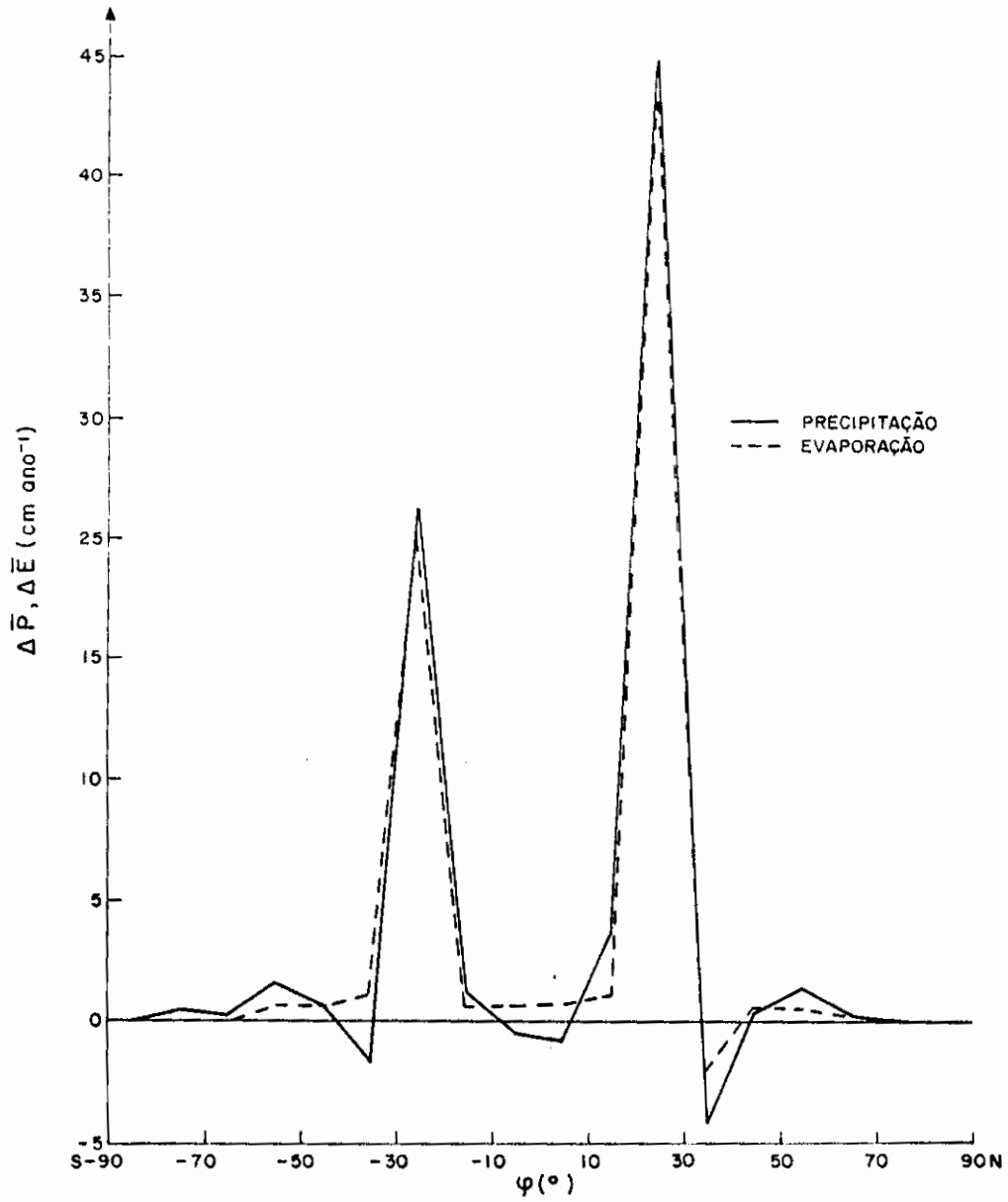


Fig. 4.28 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) na precipitação (linha contínua) e na evaporação (linha tracejada) médias zonais no experimento de irrigação.

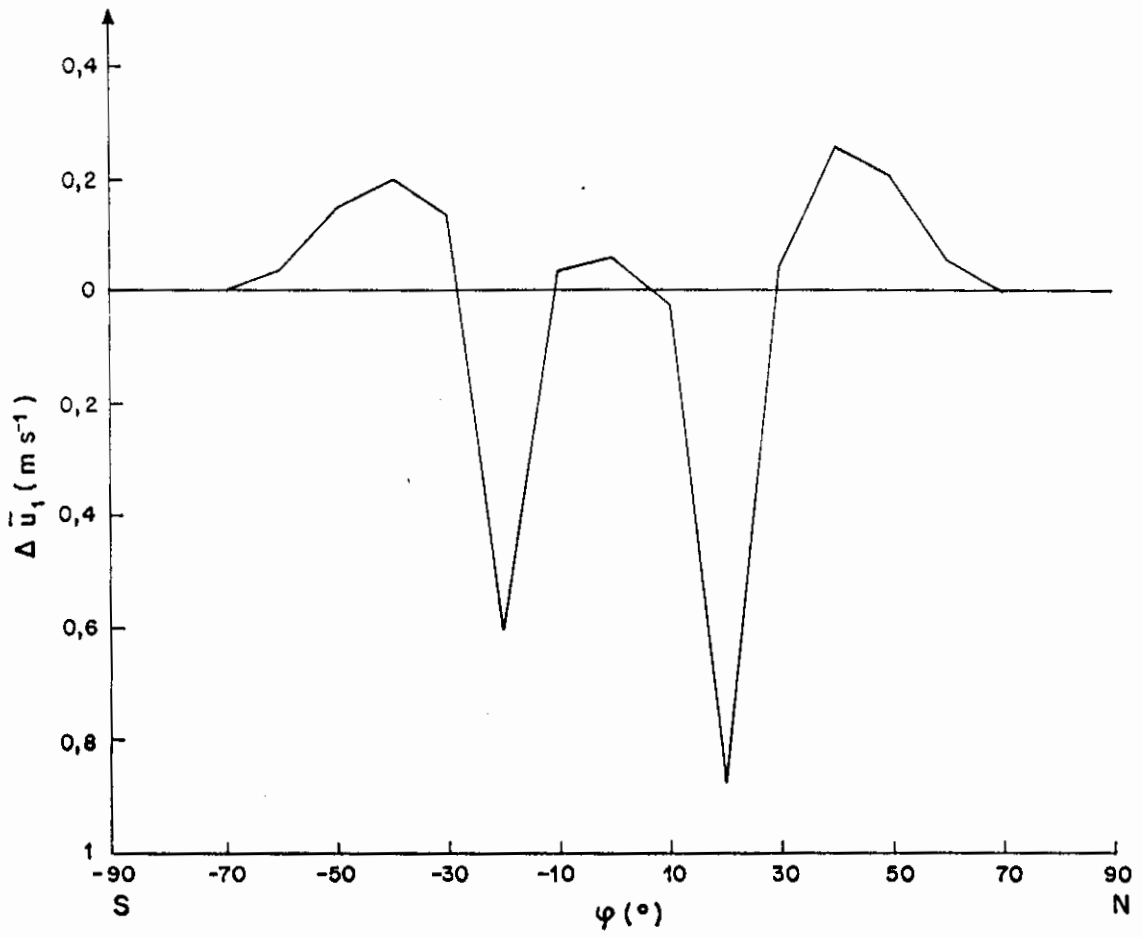


Fig. 4.29 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no vento zonal em 250 mb no experimento de irrigação.

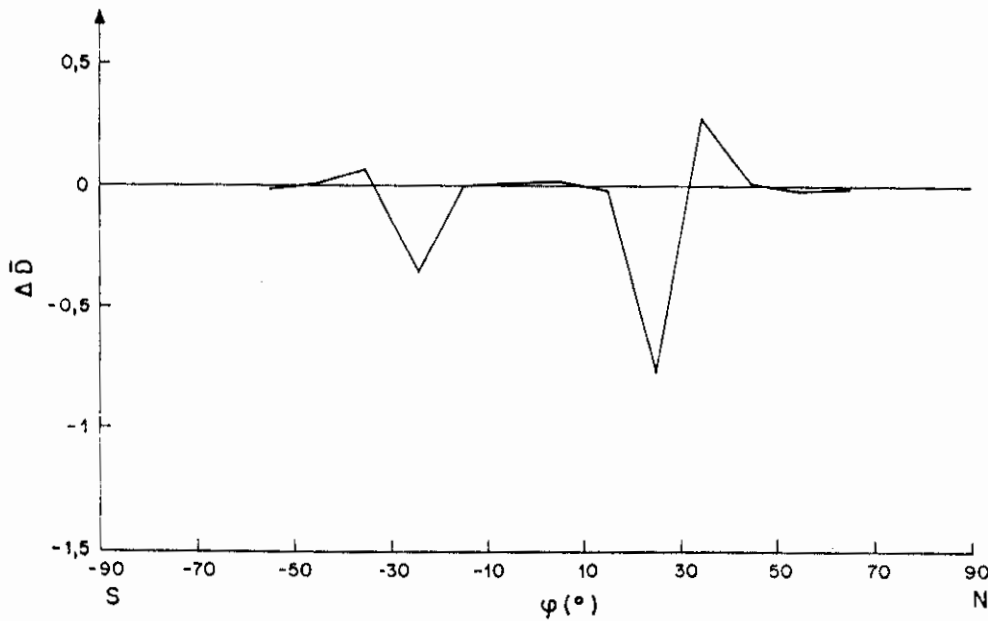


Fig. 4.30 - Mudança (experimento com perturbação menos controle) no índice de seca média zonal no experimento de irrigação.

Nota-se, através da Figura 4.25, que há um aumento do saldo de radiação na superfície, com o máximo na área da perturbação. Isto ocorre devido ao aumento da absorção da radiação solar, causada pela diminuição no albedo da superfície, e à diminuição do saldo de onda longa, devido à redução na temperatura da superfície. Como o aumento na evapotranspiração (Figura 4.28) prevalece sobre o aumento no saldo de radiação há um decréscimo na temperatura da superfície (Figura 4.26). Budyko (1982) sugeriu que devido à diminuição do albedo global a temperatura da superfície deveria aumentar. Contudo, os resultados do modelo mostram, uma vez mais, que o efeito da evapotranspiração prevalece sobre o do albedo, e a temperatura da superfície tende a decrescer. Por outro lado, no caso da temperatura em 500 mb há um aumento provocado principalmente devido ao aumento da liberação de calor latente.

Como mostra a Figura 4.27, há uma diminuição do movimento subsidente entre 10° e 30°N (S). Este fato juntamente com o aumento na evapotranspiração causa um acréscimo na precipitação (Figura

4.28), sendo maior no Hemisfério Norte. Ainda com referência à Figura 4.28, nota-se que na zona perturbada o aumento na precipitação é na sua maior parte devido à evapotranspiração. Nas regiões adjacentes às áreas perturbadas e próximo à região equatorial nota-se que o fortalecimento do movimento subsidente e enfraquecimento do movimento ascendente causam redução na precipitação, mesmo na presença de aumento da evapotranspiração. Isto mostra a importância da divergência do fluxo de vapor d'água nestas regiões.

Com respeito ao vento zonal em 250 mb (Figura 4.29) nota-se uma diminuição (aumento) do mesmo, em ambos os hemisférios, na região adjacente à perturbação, na direção do equador (dos pólos).

A Figura 4.30 mostra as variações em $\bar{D}$ e, desta forma, ilustra as mudanças no estado geobotânico. Como se nota, há um decréscimo em $\bar{D}$ nas regiões perturbadas evidenciando uma diminuição na aridez da superfície quando da irrigação da mesma. Nas regiões adjacentes às áreas perturbadas há um pequeno aumento (em menor magnitude) em $\bar{D}$. Isto mostra que nestas regiões há a tendência do aumento da aridez, fato explicado pelo aumento do balanço de radiação e pelo decréscimo na precipitação. O valor simulado de $\bar{D}$ foi de 1,6 (25°S) e de 1,26 (25°N) a partir de 1,95 (25°S) e de 2,02 (25°N). Isto pode ser explicado como uma mudança de semi-deserto para pradaria no Hemisfério Sul e de deserto para pradaria no Hemisfério Norte resultantes de uma contínua irrigação.

Nos resultados mostrados nas Figura 4.25 a 4.30 nota-se, novamente, que as variações no Hemisfério Sul são menores, como ocorre nas Seções 4.3.1 e 4.3.2.a, devido à menor fração de terra lá existente.

Os principais resultados destes experimentos são sumarizados a seguir. As situações de desmatamento, desertificação e de irrigação foram simuladas atribuindo perturbações aos albedos de superfícies da terra e à disponibilidade de água. Estas perturbações foram impostas em cinturões de latitudes diferentes em cada caso. Os expe-

rimentos de desmatamento e de desertificação apresentaram resultados qualitativamente semelhantes: houve uma diminuição nos saldos de radiação à superfície e nas evapotranspiração e precipitação. Houve, ainda, um aumento na temperatura da superfície, evidenciando que o efeito da evapotranspiração supera ao da mudança do albedo da superfície da terra. No caso do experimento de irrigação as variações foram opostas: ocorreram um aumento no saldo de radiação à superfície, na evapotranspiração e na precipitação e uma diminuição na temperatura da superfície.

Os principais resultados referentes aos experimentos de desmatamento, desertificação e irrigação encontram-se sumarizados na Tabela 4.3..

TABELA 4.3

PRINCIPAIS RESULTADOS DOS EXPERIMENTOS ENVOLVENDO
AS MUDANÇAS GEOBOTÂNICAS

EXPERIMENTO	CONDIÇÕES NAS REGIÕES PERTURBADAS	RESULTADOS NA REGIÃO PERTURBADA
Desmatamento	aumento de $\{r_s\}_L$ e diminuição em $0^\circ-10^\circ N$ e $0^\circ-10^\circ S$	diminuição de $\bar{R}$, $\bar{E}$, $\bar{P}$; aumento em $\bar{T}_s$
Desertificação	aumento de $\{r_s\}_L$ e diminuição em $10^\circ-20^\circ N$ e $10^\circ-20^\circ S$	diminuição de $\bar{R}$, $\bar{E}$, $\bar{P}$; aumento em $\bar{T}_s$
Irrigação	$\{r_s\}_L = 0,07$; $\bar{w} = 1$ em $20^\circ-30^\circ N$ e $20^\circ-30^\circ S$	aumento em $\bar{R}$, $\bar{E}$, $\bar{P}$; diminuição em $\bar{T}_s$

No geral, estes resultados concordam com os obtidos por Gutman (1984), com diferenças aparecendo nas magnitudes dos desvios. Isto pode ser atribuído às diferenças dos modelos e também à simplicidade do tratamento dos processos radiativos e ainda à manutenção do albedo da atmosfera constante no presente trabalho. Todavia, embora as variações (experimento com perturbação menos controle) sejam relativamente pequenas, é improvável que representem meramente um erro casual. Desde que os resultados foram obtidos por dois diferentes modelos média zonal, provavelmente têm algum significado físico. É de se considerar, ainda, que os resultados dizem respeito a modelos climáticos média zonal média anual. Portanto, dificilmente, poderia-se esperar uma resposta maior com tais tipos de modelos.

...

CAPÍTULO 5

SUMÁRIO E CONCLUSÕES

A finalidade deste trabalho consistiu na realização de estudos referentes a atmosfera média zonal em ambos os hemisférios, dando-se ênfase ao Hemisfério Sul. Tais estudos consideram os experimentos de sensibilidade com respeito às anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) e às alterações no estado da superfície. Nestes últimos são considerados os casos sem e com a inclusão dos mecanismos de realimentação que ligam o estado da superfície à atmosfera (bio-realimentação).

O método para a realização destes estudos consistiu no desenvolvimento de modelos estatístico-dinâmicos médias zonais (MED). Estes modelos, devido à posição intermediária na hierarquia de modelos, são úteis em estudos climáticos pois têm relevante papel no planejamento e análises de simulações feitas com modelos de circulação geral, e na generalização e confirmação de resultados de modelos mais simples, além da economia de tempo computacional. Foram desenvolvidos dois MED: um, mais simples, hemisférico quase-geostrófico e outro, mais completo, com equações primitivas. Embora o modelo quase-geostrófico possua um tratamento adequado para latitudes extra-tropicais, o modelo de equações primitivas é o mais indicado para situações envolvendo a interação entre os trópicos e as latitudes mais altas.

Uma das quantidades importantes no modelo quase-geostrófico são os coeficientes de troca de vorticidade potencial quase-geostrófica (K_Q). Estes coeficientes foram calculados para o Hemisfério Sul usando duas fontes de dados para comparações: a) dados média de dez anos (Oort, 1983) e b) dados média de três anos (1977-1979) do NMC. Para o Hemisfério Norte estes coeficientes foram dados por WS. Contudo, os valores foram obtidos usando dados de um único ano (1963). Assim, também no presente trabalho, estes coeficientes foram calculados para o Hemisfério Norte usando dados médias de cinco anos (Oort e Rasmusson, 1971). Os resultados das simulações das características

médias anuais mostraram que para o Hemisfério Norte existem méritos e falhas quando se usa os valores de K_Q determinados usando uma ou outra fonte. No caso do Hemisfério Sul, contudo, os melhores resultados foram obtidos ao se usar os dados do NMC. No geral, em ambos os hemisférios, as simulações das características médias anuais concordaram razoavelmente bem com as observações, embora houvesse no caso do vento zonal um deslocamento do máximo na direção do pólo no Hemisfério Sul.

O modelo de equações primitivas desenvolvido foi semelhante ao modelo hemisférico de Taylor (1980). Contudo, houve uma extensão para incluir também o Hemisfério Sul e também foram incorporados processos físicos importantes, não considerados anteriormente: resfriamento devido à evaporação, aquecimento devido à liberação de calor latente e condução de calor para a sub-superfície. As simulações das características médias anuais também concordaram relativamente bem com as observações e, no geral, foram melhores que no caso quase-geostrófico, inclusive não havendo no caso do vento zonal o deslocamento acentuado na direção do pólo no Hemisfério Sul. As simulações das características médias anuais foram usadas como experimento de controle no caso da realização dos experimentos de sensibilidade com ambos os modelos.

Um importante teste de validação dos modelos climáticos é a habilidade dos mesmos na simulação do ciclo anual, pois desta forma podem prever mudanças climáticas (Schneider e Dickinson, 1974). Foram feitas, então, simulações do ciclo anual com os dois modelos. Embora a representação do ciclo anual fosse relativamente bem simulada com ambos os modelos, os resultados do modelo de equações primitivas, no geral, foram melhores. A amplitude do ciclo anual é mais próxima da observada e não há o deslocamento do máximo do vento zonal na direção do pólo no Hemisfério Sul, como no caso quase-geostrófico. Assim, como o ciclo anual é relativamente bem representado, os modelos são capazes de simular os efeitos de mudanças climáticas.

Os experimentos relacionados com os efeitos climáticos causados por anomalias de TSM consideraram as situações de "El Niño",

"La Nina" e do mecanismo de bipolo envolvendo centros de anomalias positivas e negativas, semelhante ao estudado por Moura e Shukla (1981). Os resultados mostraram que na situação de "El Nino" houve uma intensificação do jato sub-tropical. As temperaturas da superfície e em 500 mb, a evaporação e a precipitação aumentaram na região perturbada, e houve uma intensificação da célula de Hadley. A situação oposta ocorreu no caso de "La Nina". No experimento do bipolo houve uma intensificação da célula de Hadley no Hemisfério Norte (região de anomalias positivas) e um enfraquecimento no ramo ascendente no Hemisfério Sul (região de anomalias negativas).

No experimento de modificação do estado de superfície foi simulada uma situação onde toda floresta tropical foi removida, alterando o albedo da região. Os resultados mostraram uma pequena diminuição das temperaturas da superfície e em 500 mb, e uma redução na precipitação na região perturbada. Neste experimento não foram considerados os mecanismos de realimentação que ligam o estado da superfície à atmosfera.

Os resultados obtidos com os dois modelos mostraram uma concordância qualitativa muito boa. Contudo, as diferenças na magnitude podem ser atribuídas à inclusão dos efeitos não-geostróficos e à interação entre os dois hemisférios, através das trocas de momentum e calor, que foram consideradas no modelo de equações primitivas. Apesar de serem qualitativamente semelhantes, os resultados do modelo de equações primitivas são mais confiáveis, pois a região onde as perturbações foram impostas situa-se na faixa tropical, e o conjunto de equações primitivas é mais adequado para situações envolvendo interações entre os trópicos e latitudes mais altas. Além disso, os resultados são globais.

Também foram realizados experimentos, com o modelo de equações primitivas, relativos às alterações no estado da superfície onde foi considerada a interação entre o estado geobotânico e o clima, o que constitui um mecanismo de bio-realimentação. Isto foi feito tornando o estado geobotânico, caracterizado pelo albedo da superfície

da terra e pela disponibilidade de água, dependente do índice de seca radiativo (razão entre o saldo de radiação à superfície e a precipitação média anual). Este tipo de parametrização foi feito por Gutman et alli (1984) para o Hemisfério Norte. No presente trabalho foram deduzidas novas relações para o Hemisfério Sul. Os testes realizados mostraram que o clima simulado e as zonas geobotânicas concordavam bem com as observações. Foram feitos experimentos considerando as seguintes alterações no estado da superfície: desmatamento, desertificação e irrigação. Uma perturbação fixa no albedo da superfície da terra e na disponibilidade de água foi imposta em um cinturão de latitudes. As perturbações e os cinturões de latitudes foram diferentes em cada experimento. Os experimentos de desmatamento e de desertificação mostraram modificações no estado da superfície devido à destruição da vegetação causada, por exemplo, por excessivo cultivo da terra em regiões tropicais e semi-áridas, respectivamente. O terceiro experimento simulou o efeito no clima causado por persistente irrigação em um cinturão de latitudes caracterizado por deserto.

Os resultados para os casos de desmatamento e desertificação foram qualitativamente semelhantes: houve decréscimo no saldo de radiação à superfície, nas evaporação e precipitação nas áreas perturbadas. Houve, também, um aumento na temperatura da superfície, evidenciando que o efeito da evapotranspiração preveleceu sobre o do albedo. As diferenças entre os valores de $\bar{D}$ no caso de perturbação e o de controle foram pequenas, mostrando que se as perturbações fossem mantidas fixas haveria a tendência do estado da superfície retornar ao seu equilíbrio anterior.

No caso do experimento de irrigação houve um aumento no saldo de radiação à superfície e também nas evaporação e precipitação nas regiões perturbadas. Também evidenciando o fato do efeito da evapotranspiração superar o do albedo, houve uma diminuição na temperatura da superfície. No caso das mudanças em $\bar{D}$, notou-se, em ambos os hemisférios, uma passagem do estado da superfície de deserto para pradaria, motivado pela contínua irrigação.

O aspecto mais notável em todos os experimentos com a inclusão da bio-realimentação foi que as variações nas quantidades (experimento com perturbação menos controle) foram menores no Hemisfério Sul. Isto pode ser explicado pelo fato de que neste hemisfério há menor quantidade de terra, o que motiva uma alteração no estado da superfície ter um efeito menor no cinturão de latitude como um todo.

5.1 - SUGESTÕES

Embora os modelos abordados serem úteis para os tipos de estudos realizados neste trabalho, várias melhorias podem ser feitas. Por exemplo, seria desejável a inclusão de uma melhor descrição da umidade, precipitação e também da quantidade de nuvens, que não varia nos modelos. Por exemplo, no caso do modelo de equações primitivas poderia ser incluída uma equação para conservação da umidade. Isto envolveria uma parametrização do transporte meridional de umidade pelos turbilhões de grande escala, o que poderia melhorar a simulação do segundo máximo de precipitação em latitudes temperadas. Outro aspecto diz respeito à parametrização dos processos radiativos, que é muito simples no presente trabalho. Uma melhor consideração desta permitiria estudos referentes à variações climáticas causadas por modificações nos constituintes da atmosfera, tais como dióxido de carbono, ozônio, etc.

Vários outros tipos de estudos podem ser feitos, também, com os modelos usados no presente trabalho, tais como investigação dos efeitos do aumento da quantidade de gelo próximo aos pólos, da poeira (ou da fumaça) na atmosfera (modificando a opacidade da atmosfera) e também a variação do ciclo anual durante os experimentos de sensibilidade com relação às modificações no estado da superfície. Outro aspecto seria a inclusão de uma parametrização do coeficiente de arrasto em função do estado geobotânico. Assim, este efeito também poderia ser incluído nos experimentos de desertificação, desmatamento e de irrigação. Ainda, outro assunto que poderia ser considerado é a investigação dos efeitos topográficos na atmosfera média zonal, uma vez

que o modelo de equações primitivas é formulado em coordenadas sigma na vertical.

Desta forma, os modelos apresentados permitiram a execução dos objetivos propostos neste trabalho e apresentam uma versatilidade muito grande para a realização de outros estudos climáticos, podendo, ainda, ser aplicados à atmosfera de outros planetas ao se alterar alguns parâmetros do modelo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADEM, J. On the theory of general circulation of the atmosphere. Tellus, 14(1):102-115, 1962.
- ANTHES, R.A. The height of the planetary boundary layer and production of the circulation in a sea breeze model. Journal of the Atmospheric Sciences, 35(7):1231-1239, 1978.
- BRANSCOME, L.E. A parameterization of transient eddy heat flux on a beta-plane. Journal of the Atmospheric Sciences, 40(10):2508-2521, 1983.
- BROWN, J.A.; CAMPANA, K.A. An economical time differencing-system for numerical weather prediction. Monthly Weather Review, 106(8):1125-1136, 1978.
- BUDYKO, M.I. The heat balance of the earth's surface. Trad. N.A. Stepanova, Leningrad, 1958, p. 254.
- The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. Tellus, 21(5):611-619, 1969.
- Climate and life. New York, N.Y. Academic, 1974.
- Balancing the global heat budget. In: Gribbin, J., ed. Climate Change. Cambridge, MA, University Press, 1978. p. 85-113. Apud Gutman et al. (1984).
- The earth's climate: post and future. New York, N.Y. Academic, 1982.
- CARSON, D.J. Current parameterization of land surface processes in atmospheric general circulation model. In: STUDY CONF. ON LAND SURFACE PROCESSES IN ATMOSPHERIC GENERAL CIRCULATION MODELS, Greenbelt, MD, 1981, p. 67-108. Apud Gutman et al. (1984).

- CHARNEY, J. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Quarterly Journal Royal Meteorological Society, 101(428):193-202, 1975.
- On the general circulation of the atmosphere. In: BOLIN, B., ed. The atmosphere and sea in motion. Rockefeller Institute Press, 1959, p. 178-193. Apud Taylor (1980).
- CHARNEY, J.; STONE, P.H.; QUIRK, W.J. Drought in the Sahara: a biogeophysical feedback mechanism. Science, 187(4175):434-435, 1975.
- CLAPP, P.E. Parameterization of macroscale transient heat transport for use in a mean-motion model of the general circulation. Journal of Applied Meteorology, 9(3):554-563, 1970.
- CORNEJO-GARRIDO, A.G.; STONE, P.H. On the heat balance of the Walker circulation. Journal of the Atmospheric Sciences, 34(8):1155-1162, 1977.
- CRESSMAN, G.P. Improved terrain effects on barotropic forecasts. Monthly Weather Review, 88:327-342, 1960. Apud Taylor (1980).
- DICKINSON, R.E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P.J.; WILSON, M.F. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. Boulder, CO. Atmospheric Analysis and Prediction Division, 1986. (NCAR Technical Note 275).
- DICKINSON, R.E.; HENDERSON-SELLERS, A. Modeling tropical deforestation: a study of GCM land-surface parameterizations. Quarterly Journal Royal Meteorological Society, 114(480):439-462, 1988.
- DOPPLICK, T.G. Radiative heating of the atmosphere. In: NEWEEL, R.E., KIDSON, J.W., VINCENT, D.G., BOER, G.J., ed. The general circulation of the tropical atmosphere, Cambridge, MA. MIT Press, 1974, p. 1-25.

- EGGER, J. A statistical-dynamic model of the zonally averaged steady-state of the general circulation of the atmosphere. Tellus, 27(4):325-349, 1975.
- ELLSAESSER, H.W.; MAC CRACKEN, M.C.; POTTER, G.L.; LUTHER, F.M. An additional model test of positive feedback from high desert albedo. Quarterly Journal Royal Meteorological Society, 102(433):655-666, 1976.
- GATES, W.L.; BATTEN, E.S.; KAHLE, A.B.; NELSON, A.B. A documentation of the Mintz-Arakawa two-level atmospheric general circulation model. Santa Monica, CA. Rand Corporation, 1971. (ARPA Rep. R-877-ARPA).
- GREEN, J.S.A. Transfer properties of large-scale eddies and the general circulation of the atmosphere. Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, 96(408):157-185, 1970.
- GUTMAN, G. Numerical experiments on land surface alterations with a zonal model allowing for interaction between the geobotanic state and climate. Journal of the Atmospheric Sciences, 41(18):2679-2685, 1984.
- GUTMAN, G.; OHRING, G.; JOSEPH, J.H. Interaction between the geobotanic state and climate: a suggested approach and a test with a zonal model. Journal of the Atmospheric Sciences, 41(18):2663-2678, 1984.
- HALTINER, G.J.; WILLIAMS, R.T. Numerical prediction and dynamic meteorology. New York, N.Y., John Wiley, 1980.
- HANTEL, M.; BAADER, H.R. On the vertical eddy heat flux in northern atmosphere. Beitr. Phys. Atmos., 49:149-167, 1976. Apud Taylor (1980).

- JUNG, H.J.; BACH, W. The effects of aerosols on the response of a two-dimensional zonally-averaged climate model. Theoretical and Applied Climatology, 38(4):222-233, 1987.
- KAROLY, D.J.; OORT, A.M. A comparison of Southern Hemisphere circulation statistics based on GFDL and Australian analysis. Monthly Weather Review, 115(9):2033-2059, 1987.
- KURIHARA, Y. A statistical-dynamic model of the general circulation of the atmosphere. Journal of the Atmospheric Sciences, 27(6):847-870, 1970.
- LETAU, H. Evapotranspiration climatology: a new approach to numerical prediction of monthly evapotranspiration, runoff and soil moisture storage. Monthly Weather Review, 97:691-699, 1969. Apud Gutman et al. (1984).
- LETAU, H.; LETAU, K.; MOLION, L.C.B. Amazonia's hydrologic cycle and the role of atmospheric recycling in assessing deforestation effects. Monthly Weather Review, 107(3):227-238, 1979.
- LIST, R.J. Smithsonian meteorological tables. 6. ed. Washington, D.C. Smithsonian Institute, 1971, p. 527.
- MANABE, S.; WETHERALD, R.T. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. Journal of the Atmospheric Sciences, 24(3):241-259, 1967.
- MINTZ, Y.; SELLERS, P.J.; WILLMOTT, C.J. On the design of an interactive biosphere for the GLASS general circulation model. Goddard Space Flight Center, 1983 (NASA Tech. Memo. 84973). Apud Gutman et al. (1984).

- 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 the Atmospheric Sciences, 38(12):2653-2675, 1981.
- OHRING, G.; ADLER, S. Some experiments with a zonally averaged climate model. Journal of the Atmospheric Sciences, 35(2):186-205, 1978.
- OORT, A.H. Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973. Rockville, MD. NOAA, 1983, p. 180 (NOAA Prof. Pap. 14)
- OORT, A.H.; RASMUSSEN, E.M. Atmospheric circulation statistics. Rockville, MD. NOAA, 1971, p. 323 (NOAA Prof. Pap. 5).
- PHILLIPS, N.A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. Journal of Meteorology, 14(2):184-185, 1957.
- POSEY, J.W.; CLAPP, P.E. Global distribution of normal surface albedo. Geof. Int., 4:33-48, 1964. Apud Taylor (1980).
- POTTER, G.L.; CESS, R.D. Background tropospheric aerosols: incorporation within a statistical-dynamic climate model. Journal of Geophysical Research, 89(D6):9521-9526, 1984.
- POTTER, G.L.; ELLSAESSER, H.W.; MacCRACKEN, M.C.; LUTHER, F.M. Possible climatic impact of tropical deforestation. Nature, 258:697-698, 1975. Apud Gutman (1984).
- Climatic experiments: albedo experiments with a zonal atmospheric model, 1979, p. 995-1001 (GARP Publ. Ser. No. 22). Apud Gutman (1984).

- RASOOL, S.I.; SCHNEIDER, S.H. Atmospheric carbon dioxide and aerosols: effects of large increases on global climate. Science, 173(3992):138-141, 1971.
- RICHTMYER, R.D. Difference methods for initial-value problems. Interscience, 1957. Apud Ohring e Adler (1978).
- SALTZMAN, B. Steady-state solutions for the axially-symmetric climate variables. Pure and Applied Geophysics, 69(1):237-259, 1968.
- A survey of statistical-dynamical model of terrestrial climate. In: Advances in Geophysics. New York, N.Y. Academic Press, 1978. v. 20, p. 183-304.
- SALTZMAN, B.; VERNEKAR, A.D. A parameterization of large-scale eddy flux of relative angular momentum. Monthly Weather Review, 96:854-857, 1968. Apud Taylor (1980).
- An equilibrium solution for the axially-symmetric component of the earth's macroclimate. Journal of Geophysical Research, 76(6):1498-1524, 1971.
- Global equilibrium solutions for the zonally averaged macroclimate. Journal of Geophysical Research, 77(21):3936-3945, 1972.
- SASAMORI, T.; MELGAREJO, J.W. A parameterization of large-scale heat transport in mid-latitudes. Part I: transiente eddies. Tellus, 30(4):289-299, 1978.
- SELA, J.; WIIN-NIELSEN, A. Simulation of the atmospheric annual energy cycle. Monthly Weather Review, 99(6):460-468, 1971.
- SELLERS, P.J.; MINTZ, Y.; SUD, Y.C.; DALCHER, A. A simple biosphere (SiB) model for use within general circulation models. Journal of the Atmospheric Sciences, 43(6):505-531, 1986.

SELLERS, W.D. Physical climatology. Chicago, Il, University of Chicago Press, 1965.

——— A new global climate model. Journal of Applied Meteorology, 12(2):241-254, 1973.

——— A two-dimensional global climate model. Monthly Weather Review, 104(3):233-248, 1976.

SCHNEIDER, E.K.; LINDZEN, R.S. Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Part I: linearized calculations. Journal of the Atmospheric Sciences, 34(2):263-279, 1977.

SCHNEIDER, S.H.; DICKINSON, R.E. Climate modeling. Reviews of Geophysics and Space Physics, 12(3):447-493, 1974.

SHUKLA, J.; WALLACE, J.M. Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies. Journal of the Atmospheric Sciences, 40(7):1613-1630, 1983.

SHUMAN, F.G. Resuscitation of an integration procedure, 1971 (NMC Office Note 54). Apud Anthes (1978).

STONE, P.H. The meridional variation of the eddy heat fluxes by baroclinic waves and their parameterizations. Journal of the Atmospheric Sciences, 31(3):444-456, 1974.

STONE, P.H.; YAO, M.-S. Development of a two-dimensional zonally averaged statistical-dynamic model. Part II: the role of eddy momentum fluxes in the general circulation and their parameterization. Journal of the Atmospheric Sciences, 44(24):3769-3786, 1987.

- TAYLOR, K.E. The roles of mean meridional motions and large-scale eddies in zonally averaged circulations. Journal of the Atmospheric Sciences, 37(1):1-19, 1980.
- YAO, M.-S.; STONE, P.H. Development of a two-dimensional zonally averaged statistical-dynamic model. Part I: the parameterization of moist convection and its role in the general circulation. Journal of the Atmospheric Sciences, 44(1):65-82, 1987.
- WALTER, H. Vegetation of the Earth, in relation to climate and the ecophysiological conditions. New York, N.Y. Springer-Verlag, 1973.
- Vegetation of the Earth and Ecological Systems of the geobiosphere. New York, N.Y. Springer-Verlag, 1979.
- WIIN-NIELSEN, A. Simulations of the annual variation of the zonally averaged state of the atmosphere. Geophys. Publ. Geophys. Norvegica, 28:1-45, 1972. Apud Ohring e Adler (1978).
- A Theoretical study of the annual variation of the atmospheric energy. Tellus, 22(1):1-16, 1970.
- On simple estimates of the impact of heating anomalies on the zonal atmospheric circulation. Annales Geophysicae, 4(4):365-376, 1986.
- WIIN-NIELSEN, A.; SELA, J. On the transport of quasi-geostrophic potential vorticity. Monthly Weather Review, 99(6):447-459, 1971.