



1. Classificação INPE-COM.1/TDL C.D.U.: 551.553.11		2. Período	4. Distribuição	
3. Palavras Chaves (selecionadas pelo autor) BRISA MARÍTIMA-TERRESTRE CIRCULAÇÕES LOCAIS		interna <input type="checkbox"/>		externa <input checked="" type="checkbox"/>
5. Relatório nº INPE-1951-TDL/034	6. Data Dezembro, 1980	7. Revisado por <i>Vernon E Kousky</i> Vernon Edgar Kousky		
8. Título e Sub-Título UM ESTUDO DAS CIRCULAÇÕES TÉRMICAS PRODUZIDAS PRÓXIMO ÀS COSTAS		9. Autorizado por <i>Nelson de Jesus Parada</i> Nelson de Jesus Parada Diretor		
10. Setor DME	Código	11. Nº de cópias 08		
12. Autoria <i>Sérgio Henrique Franchito</i>		14. Nº de páginas 80		
13. Assinatura Responsável <i>Franchito</i>		15. Preço		
16. Sumário/Notas <p>Um modelo prognóstico é desenvolvido para estudar a circulação da brisa marítima-terrestre na região do Norte-Nordeste do Brasil. O modelo é não-linear, bidimensional, de equações primitivas, para o ar seco e envolve camada limite. A temperatura de superfície é determinada através de uma função forçante aplicada à superfície do continente. O esquema de integração utilizado é o de Shuman-Brown-Campana. A fim de observar as variações sazonais da circulação, sob condições de vento médio nulo e topografia plana, o modelo é testado para vários meses, baseando-se nos diferentes valores da temperatura de superfície do continente e do oceano de acordo com a época do ano. Com a inclusão de topografia não plana, a circulação torna-se mais intensa, tanto durante o dia como à noite. Sob influência de vento médio não nulo (-5 ms^{-1}), considerando a topografia plana, a circulação da brisa torna-se um pouco mais fraca.</p>				
17. Observações <i>Tese de Mestrado em Meteorologia aprovada em 30 de maio de 1980.</i>				



Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento dos requisitos exigidos
para a obtenção do Título de Mestre em
Meteorologia

RESUMO 0
ABSTRACT 04
LISTA DE SÍMBOLOS 065
LISTA DE TABELAS 1
CAPÍTULO II - O MODELO 5
2.1 - Equações básicas 5
2.2 - Estrutura das grades horizontal e vertical 7
2.4 - Parametrização da camada limite superficial 12
2.6 - Esquema de integração no tempo 17
CAPÍTULO III - RESULTADOS 17
3.1 - Introdução 17
3.2 - Circulação da brisa sob condições de vento médio nulo e topografia plana 19
3.3 - Interação brisa-montanha sob condição de vento médio nulo 23
3.4 - Interação da brisa com o escoamento médio, considerando topografia plana 34
3.5 - Experimentos com a brisa terrestre com 37
CAPÍTULO IV - DISCUSSÕES 37
4.1 - Caso da topografia plana e vento médio nulo 37
4.2 - Caso de topografia não plana e vento médio nulo 43
4.3 - Caso de topografia plana e vento médio não nulo 44
4.4 - Relação entre a intensidade da brisa e a precipitação mensal no Norte-Nordeste do Brasil 46
CAPÍTULO V - CONCLUSÕES E SUGESTÕES 49
5.1 - Conclusão São José dos Campos, 30 de maio de 1980 49
5.2 - Sugestões 50

Dr. Y. Viswanadham Y. Viswanadham Presidente

Dr. Vernon Edgar Kousky Vernon E. Kousky Orientador

Dr. V. B. Rao V. B. Rao Membro da Banca

Eng. Marco Antonio M. Lemes, MSc. M. A. M. Lemes Membro da Banca

Dr. Pedro Leite da Silva Dias Pedro L. d. S. Dias Membro da Banca -convitado-

Sêrgio Henrique Franchito S. H. Franchito Candidato

INDICE

	<u>Pág.</u>
ABSTRACT	v
LISTA DE SÍMBOLOS	vi
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	x
<u>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO</u>	1
<u>CAPÍTULO II - O MODELO</u>	5
2.1 - Equações básicas	5
2.2 - Estrutura das grades horizontal e vertical	7
2.3 - Condições iniciais e de contorno	9
2.4 - Parametrização da camada limite	11
2.5 - Função forçante na superfície	12
2.6 - Esquema de integração no tempo	12
<u>CAPÍTULO III - RESULTADOS</u>	17
3.1 - Introdução	17
3.2 - Circulação da brisa sob condições de vento médio nulo e topografia plana	19
3.3 - Interação brisa-montanha sob condição de vento médio nulo..	33
3.4 - Interação da brisa com o escoamento médio, considerando a topografia plana	34
3.5 - Experimentos com a brisa terrestre começando primeiro	35
<u>CAPÍTULO IV - DISCUSSÕES</u>	37
4.1 - Caso da topografia plana e vento médio nulo	37
4.2 - Caso de topografia não plana e vento médio nulo	43
4.3 - Caso de topografia plana e vento médio não nulo	44
4.4 - Relação entre a intensidade da brisa e a precipitação mensal no Norte-Nordeste do Brasil	46
<u>CAPÍTULO V - CONCLUSÕES E SUGESTÕES</u>	49
5.1 - Conclusões	49
5.2 - Sugestões	50

	<u>Pág.</u>
AGRADECIMENTOS	51
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53
APÊNDICE A - INICIALIZAÇÃO	
APÊNDICE B - EQUAÇÕES EM DIFERENÇAS FINITAS	
APÊNDICE C - AJUSTAMENTO CONVECTIVO SECO	
APÊNDICE D - TERMOS DE ATRITO E DE DIFUSÃO TÉRMICA	
APÊNDICE E - INTERPOLAÇÃO DE T E u NO PRIMEIRO NÍVEL INTERMEDIÁRIO	

ABSTRACT

A predictive, two-dimensional, non-linear, primitive equation model has been employed to study the land-sea breeze of North-Northeast Brazil. The model considers dry air and involves boundary-layer formulation. The surface temperature is determined by a forcing function applied to the earth's surface. The time-integration scheme utilized is the Shuman-Brown-Campana scheme. In order to study the seasonal variations of the circulation, under conditions of zero mean flow and flat terrain, the model is applied to several months, using different values of land and sea surface temperatures, which vary during the year. With the inclusion of elevated terrain, the circulation becomes more intense during both day and night. Under the influence of non-zero mean flow (-5 ms^{-1}) and considering flat terrain, the land-sea breeze circulation systems become slightly weaker.

LISTA DE SÍMBOLOS

- c_p - Calor específico à pressão constante para o ar seco ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)
- C.L. - Contorno leste
- $f(t)$ - Função forçante na superfície do continente ($^{\circ}C$)
- FT - Taxa de mudança com o tempo de (p^*T) devido às difusões lateral e vertical de calor ($kg\ K\ m^{-1}\ s^{-3}$)
- FU - Termo de atrito na equação do movimento ($kg\ s^{-4}$)
- g - Aceleração da gravidade ($9,79\ m\ s^{-2}$)
- h_0 - Altura da superfície do continente (m)
- i, j - Índices denotando as posições x e σ no domínio
- IMAX - Número de pontos da grade horizontal
- K_h - Coeficiente de difusão de calor ($m^2\ s^{-1}$)
- K_m - Coeficiente de difusão de quantidade de movimento ($m^2\ s^{-1}$)
- ℓ - Comprimento de mistura (m)
- p - Pressão em um nível qualquer ($kg\ m^{-1}\ s^{-2}$)
- PL - Pressão no contorno leste ($kg\ m^{-1}\ s^{-2}$)
- P_r - Pressão de superfície no nível do mar ($kg\ m^{-1}\ s^{-2}$)
- P_s - Pressão de superfície em um ponto qualquer da grade horizontal ($kg\ m^{-1}\ s^{-2}$)
- p_t - Pressão no topo do modelo ($kg\ m^{-1}\ s^{-2}$)
- p_0 - $1,0 \times 10^5\ kg\ m^{-1}\ s^{-2}$
- p^* - $p_s - p_t$ ($kg\ m^{-1}\ s^{-2}$)
- p_0^* - p^* inicial no contorno leste ($kg\ m^{-1}\ s^{-2}$)
- R - Constante de gás para o ar seco ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)
- t - Tempo no modelo (s)
- t_0 - Tempo inicial do modelo (s)
- T - Temperatura absoluta em um ponto qualquer de grade (K)

- T_{im} - Temperatura média entre dois níveis intermediários consecutivos no contorno leste (K)
- T_m - Temperatura média entre dois níveis intermediários em qualquer ponto de grade (K)
- T_{ms} - Temperatura média entre a superfície e o primeiro nível intermediário (K)
- T_0 - Temperatura da superfície do oceano (temperatura no nível de referência) (K)
- T_{om} - Temperatura média entre o nível de referência e o primeiro nível de contorno leste (K)
- T_{sm} - Temperatura média entre a superfície e o nível de referência (K)
- T_I - Temperatura inicial no contorno leste (K)
- T_L - Tempo local (h e min)
- T_S - Temperatura da superfície do continente (K)
- T_{SI} - Temperatura da superfície inicial do continente (K)
- u - Velocidade horizontal ($m\ s^{-1}$)
- U_0 - Escoamento médio ($m\ s^{-1}$)
- x - Coordenada horizontal, perpendicular à linha da costa
- z - Coordenada vertical
- Z - Altura dos níveis intermediários do contorno leste (m)
- w - Velocidade vertical no sistema (x, z, t) ($cm\ s^{-1}$)
- α - K_h/K_m
- β - Variável de previsão nas Equações II.16 e II.17
- Δt - Intervalo de tempo
- ΔT - Incremento na temperatura em um nível quando do ajustamento convectivo seco (K)
- ΔT_{max} - Diferença entre a temperatura da superfície do oceano e a temperatura máxima da superfície do continente (K)

- ΔT_{\min} - Diferença entre a temperatura da superfície do oceano e a temperatura mínima da superfície do continente (K)
- Δx - Espaçamento entre os pontos de grade na horizontal (m)
- $\delta\sigma$ - Espessura de uma camada entre dois níveis de σ
- $\Delta\sigma$ - Espessura de uma camada entre dois níveis intermediários
- η - Variável de previsão na Equação II.15
- θ - Temperatura potencial (K)
- θ_a - Temperatura potencial da superfície do oceano (K)
- λ - Variável de previsão das Equações em B.1 e B.2
- ξ - Parâmetro utilizado no cálculo da média no tempo na Equação II.15
- σ - Coordenada vertical dada por $(p - p_t)/p^*$
- σ_m - Valor médio de σ entre dois níveis consecutivos $j+1$ e j
- σ_n - Valor médio de σ entre dois níveis consecutivos $j-1$ e j
- σ_{0m} - Valor médio de σ entre a superfície e o segundo nível
- $\tilde{\sigma}$ - Velocidade vertical no sistema (x, σ, t) (s^{-1})
- σ_t - Valor de σ no último nível do modelo
- τ - Período de um dia (h)
- ϕ - Geopotencial ($m^2 s^{-2}$)
- ϕ_0 - Geopotencial na superfície ($m^2 s^{-2}$)
- ω - Velocidade vertical no sistema (x, p, t) ($kg m^{-1} s^{-3}$)
- $()^n$ - Denota o passo de tempo n
- $\partial\theta/\partial P_c$ - Valor crítico usado no ajustamento convectivo ($1^\circ C/100 mb$)

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
II.1 - Grades alternadas na horizontal e vertical	8
II.2 - Função forçante na superfície do continente	13
III.1 - Ciclo periódico da brisa marítima-terrestre	18
III.2 - Brisa terrestre no mês de outubro	21
III.3 - Brisa marítima no mês de outubro	22
III.4 - Zona frontal separando o ar marítimo do ar terrestre (mês de outubro)	23
III.5a - Brisa marítima máxima no mês de outubro	24
III.5b - Velocidades verticais associadas à brisa marítima máxima no mês de outubro	25
III.6 - Desenvolvimento das extensões horizontal e vertical da brisa marítima-terrestre em função do tempo local (outubro)	26
III.7 - Brisa terrestre máxima no mês de outubro	27
III.8 - Desenvolvimento das extensões horizontal e vertical da brisa marítima-terrestre em função do tempo local (mês de junho)	28
III.9a - Brisa marítima máxima no mês de junho	29
III.9b - Velocidades verticais associadas com a brisa marítima máxima no mês de junho	30
III.10 - Brisa terrestre máxima no mês de junho	31
III.11 - Forma trapezoidal da superfície do continente quando do experimento com topografia não plana	33
IV.1a - Variações sazonais do contraste térmico continente-oceano	38
IV.1b - Variações sazonais da intensidade máxima da brisa marítima-terrestre	39
IV.2 - Perfis verticais de temperatura às 1436 TL (outubro)	41
IV.3 - Perfis verticais de temperatura às 0636 TL (outubro)	42
IV.4 - Interação brisa-montanha, sob a condição de vento médio nulo (outubro)	45
IV.5 - Relação entre a intensidade da brisa terrestre e a precipitação média mensal na costa leste do Brasil	47

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
II.1 - Valores mensais da temperatura da superfície do continente, no instante em que é igual à da superfície do oceano.	9
III.1 - Variações sazonais da brisa marítima sob condições de vento médio nulo e topografia plana	32
III.2 - Variações sazonais da brisa terrestre sob condições de vento médio nulo e topografia plana	32
III.3 - Resultados para a circulação acoplada brisa marítima-vento de vale, sob condições de vento médio nulo	34
III.4 - Resultados para a circulação acoplada brisa terrestre-vento de montanha, sob condições de vento médio nulo	34
III.5 - Resultados para a brisa marítima no caso de vento médio não nulo e topografia plana	35
III.6 - Resultados para a brisa terrestre no caso de vento médio não nulo e topografia plana	35
III.7 - Resultados para a brisa marítima no experimento em que a brisa terrestre é a primeira circulação a ocorrer	36
III.8 - Resultados para a brisa terrestre no experimento em que a é a primeira circulação a ocorrer	36

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

A causa fundamental das brisas marítima e terrestre é a diferença de temperatura entre o ar sobre o continente e o ar sobre o oceano (Haurwitz, 1947). Durante o dia, a terra está relativamente mais quente e o oceano mais frio e conseqüentemente as camadas de ar sobre eles apresentam gradientes horizontais de temperatura. Como resultado ocorre a circulação da brisa marítima, com o vento próximo à superfície dirigindo-se para o continente, e nos níveis superiores, promovendo um escoamento de retorno mais fraco, porém, mais profundo. À noite ocorre o contrário, ou seja, estando o continente relativamente mais frio acontece a circulação da brisa terrestre.

Descrições qualitativas das brisas marítima e terrestre foram feitas por Wexler (1946) e Defant (1951). Um breve resumo de suas características, baseado nestes artigos, é dado a seguir.

Quando o escoamento em grande escala é fraco, a brisa desenvolve-se como uma pequena circulação confinada às vizinhanças da linha da costa. Esta circulação aumenta gradualmente em profundidade e extensão horizontal na direção do continente e do oceano. Sob condições de escoamento dominante, em grande escala, dirigido do continente para o oceano, a brisa marítima inicia o seu desenvolvimento sobre o oceano. Avança mais lentamente para o continente e chega atrasada à costa, no período da tarde, com características de frente fria, tais como a mudança na direção do vento, queda de temperatura e aumento da umidade relativa.

A penetração da brisa marítima continente para dentro depende do contraste térmico terra-oceano e da situação sinótica. Sob condições ideais, algumas vezes, pode alcançar 30 a 50 km em latitudes médias e em regiões tropicais, 100 a 200 km. Na vertical, a brisa marítima chega a atingir algumas centenas de metros em latitudes médias, sendo em torno de 1 km, nos trópicos, a profundidade típica, chegando ocasional

mente a ser de 2 km. As velocidades horizontais máximas, na média, são da ordem de 5 ms^{-1} em latitudes médias (podendo chegar a 15 ms^{-1} em caso de brisa marítima atrasada), enquanto nas regiões tropicais estão em torno de 7 ms^{-1} . Na vertical, as velocidades são aproximadamente duas ordens de magnitude menores.

A brisa tem sido estudada extensivamente por vários pesquisadores. Pesquisas analíticas foram feitas, por exemplo, por Pierson (1950); Smith (1955); Malkus e Stern (1953); Olfe e Lee (1971), contribuindo enormemente para o estabelecimento da teoria desse tipo de circulação. Modelos numéricos lineares e não-lineares foram desenvolvidos, por exemplo, por Haurwitz (1947); Defant (1951), Estoque (1961, 1962); Moroz (1967); McPherson (1970); Walsh (1974); Physick (1976), proporcionando informações quantitativas de grande importância no sentido de entender o aspecto do desenvolvimento dessa circulação.

O trabalho de Estoque (1962) foi um dos primeiros esforços no sentido de integrar numericamente um modelo não-linear para o estudo da brisa, atentando para a quantidade de calor fornecida pela superfície à atmosfera e para as condições sinóticas dominantes. O modelo foi aplicado a uma camada de 2 km e integrado numericamente para obter as variações, em tempo e espaço, dos campos de velocidade e temperatura. A função forçante da circulação foi idealizada como uma senóide no tempo, aplicada à superfície do continente. Sob condições de vento médio nulo, a brisa marítima desenvolvia-se perto da costa e movia-se cerca de 30 km sobre o continente. No caso de vento médio dirigido da terra para o oceano, a brisa formava-se mais tarde e penetrava sobre o continente aproximadamente 10 km. Com o vento médio no sentido do continente, a advecção do ar marinho impedia o aumento de temperatura sobre a terra, tendo isto um efeito enfraquecedor sobre a brisa marítima.

Em todos os modelos citados, a superfície do continente foi considerada plana. Efeitos topográficos foram levados em conta por Mahrer e Pielke (1977), os quais notaram que a ocorrência simultânea das circulações de brisa marítima e de montanha resultava em uma circulação

mais intensa do que se atuassem separadamente. Um modelo similar a este foi apresentado por Ookouchi et al. (1978), com resultados semelhantes.

Existem modelos que podem ser aplicados a uma variedade de situações, estendendo-se desde a escala sinótica à mesoscala. Este é o caso do modelo de Anthes e Warner (1978), o qual é bastante geral, podendo ser útil em estudos referentes a poluição do ar e a outros fenômenos meteorológicos de mesoscala. Uma versão deste modelo, para o ar seco e em duas dimensões, foi usada por Anthes (1978) para estudar o desenvolvimento da brisa marítima sob condições de vento médio nulo. Observou-se que as trajetórias dos poluentes eram influenciadas pela circulação da brisa. Os poluentes emitidos na superfície podiam entrar no escoamento do retorno, através do ramo ascendente da brisa marítima, podendo ainda ocorrer considerável recirculação, na direção do oceano, destes poluentes e de outros deixados na camada de mistura em dias anteriores.

Todos os estudos apresentados foram feitos considerando-se latitudes médias. Sabe-se, contudo, que as brisas são circulações locais muito familiares na faixa tropical. Trabalhos nesta área foram feitos por Van Bemmlen (Atkinson, 1971), Leopold (1949) e Hsu (1970).

No caso do Brasil, todo o seu litoral e em particular a sua região Norte-Nordeste sofre os efeitos da brisa marítima-terrestre. Kousky (1979a) mostrou que a variabilidade da precipitação mensal nas áreas da costa leste brasileira (Bahia até o Rio Grande do Norte) está relacionada com a intensidade da brisa terrestre; esta última avaliada pela diferença entre a temperatura da superfície do oceano e a temperatura média do ar sobre o continente. Os meses em que esta diferença é maior apresentam maior precipitação. Assim sendo, um melhor entendimento da circulação da brisa marítima-terrestre para as latitudes tropicais brasileiras torna-se indispensável.

O objetivo principal deste trabalho é desenvolver um modelo não-linear, simples mas realista, para estudar estas circulações locais na região Norte-Nordeste do Brasil e as suas interações com o escoamento

mento médio e a topografia. Em adição, as variações sazonais deverão ser estudadas, baseando-se na distribuição de temperatura nas superfícies do oceano e do continente (médias mensais durante o período de 1961-1970 para Salvador, Bahia), buscando-se uma correlação entre a intensidade da brisa e a precipitação mensal nesta região. Este estudo poderá ser útil para a previsão de tempo e da concentração de poluentes, tornando-se relevante ao considerar que grandes cidades desta região, as quais correspondem a centros industriais de importância, localizam-se junto à costa.

CAPÍTULO II

O MODELO

2.1 - EQUAÇÕES BÁSICAS

O modelo construído para este estudo é um modelo bidimensional, não-linear, de equações primitivas, para o ar seco, semelhante ao de Anthes (1978). As equações são escritas em um sistema (x, σ, t) , onde x é a direção horizontal perpendicular ao litoral, e σ é uma versão modificada da coordenada vertical introduzida por Phillips (1957), definida por:

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p^*} \quad (\text{II.1a})$$

onde:

$$p^* = p_s - p_t \quad (\text{II.1b})$$

sendo

p = pressão em um nível qualquer

p_s = pressão na superfície

p_t = pressão no topo do modelo

Em relação a este sistema de coordenadas, as equações do modelo são:

Equação de Movimento

$$\frac{\partial}{\partial t} (p^*u) = - \frac{\partial}{\partial x} (p^*uu) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (p^*u\dot{\sigma}) - \frac{\sigma RT}{(\sigma + p_t/p^*)} \frac{\partial p^*}{\partial x} - p^* \frac{\partial \phi}{\partial x} + FU \quad (\text{II.2})$$

Equação de Continuidade:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} (p^*u) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (p^*\dot{\sigma}) \quad (II.3)$$

Equação Hidrostática:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln(\sigma + p_t/p^*)} = - RT \quad (II.4)$$

Equação de Termodinâmica:

$$\frac{\partial (p^*T)}{\partial t} = - \frac{\partial (p^*uT)}{\partial x} - \frac{\partial (p^*\dot{\sigma}T)}{\partial \sigma} + \frac{RT\omega}{c_p(\sigma + p_t/p^*)} + FT \quad (II.5)$$

sendo

$$\omega = \sigma \left(\frac{\partial p^*}{\partial t} + u \frac{\partial p^*}{\partial x} \right) + p^*\dot{\sigma} \quad (II.6)$$

onde os símbolos estão definidos na Lista de Símbolos.

Na Equação II.2 não foi considerado o termo de Coriolis. A razão para tal é que o modelo está aplicado à região equatorial e, além disso, o efeito deste termo é pequeno, levando-se em conta a escala de comprimento utilizada (400 km). Os termos de atrito (FU) e de difusão de calor (FT), que aparecem respectivamente nas Equações II.2 e II.5, são discutidas com mais detalhes no Apêndice D.

No caso de escoamento médio não nulo, nas Equações II.2 e II.5 são consideradas separadamente as advecções devido ao calor médio e à perturbação do vento.

A Equação II.3, quando integrada na vertical, resulta na equação da tendência da pressão na superfície, ou seja:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = \frac{1}{(1 - \sigma_t)} \int_1^{\sigma_t} \frac{\partial (p^*u)}{\partial x} d\sigma + \frac{1}{(1 - \sigma_t)} \int_1^{\sigma_t} \frac{\partial (p^*\dot{\sigma})}{\partial \sigma} d\sigma \quad (\text{II.7})$$

Assim, o conjunto de Equações II.2-II.7 constitui um sistema prognóstico, fechado nas variáveis p^* , $\dot{\sigma}$, T , ϕ , u e, uma vez especificadas condições iniciais e de contorno apropriadas, permite a determinação dos valores futuros desses parâmetros.

2.2 - ESTRUTURA DAS GRADES HORIZONTAL E VERTICAL

O tipo de grade utilizado no modelo é o mesmo usado por Anthes (1972). Na horizontal, a grade é alternada, sendo os valores de u definidos nos pontos $x_i = (i - 1) \Delta x$ e todas as outras variáveis (p^* , $\dot{\sigma}$, T , ϕ) definidas nos pontos $x_{i+1/2} = (i - 1/2) \Delta x$, onde $i = 1, 2, \dots, \text{IMAX}-1$. Na vertical, a grade também é alterada, com os valores da velocidade vertical ($\dot{\sigma}$) definida nos níveis de 1015, 1000, 980, 960, 940, 900, 850, 800, 700 e 500 mb, sendo que as outras variáveis (T , ϕ , u) são definidas em níveis intermediários (Figura II.1).

O uso deste tipo de grade tem a vantagem de aumentar a resolução horizontal e vertical do modelo (Anthes, 1972). Os espaçamentos das grades horizontal e vertical e o tamanho do domínio podem ser escolhidos. Nos experimentos realizados, o número de pontos da grade horizontal (IMAX) foi de 50 e o intervalo de grade Δx foi tomado igual a 8 km.

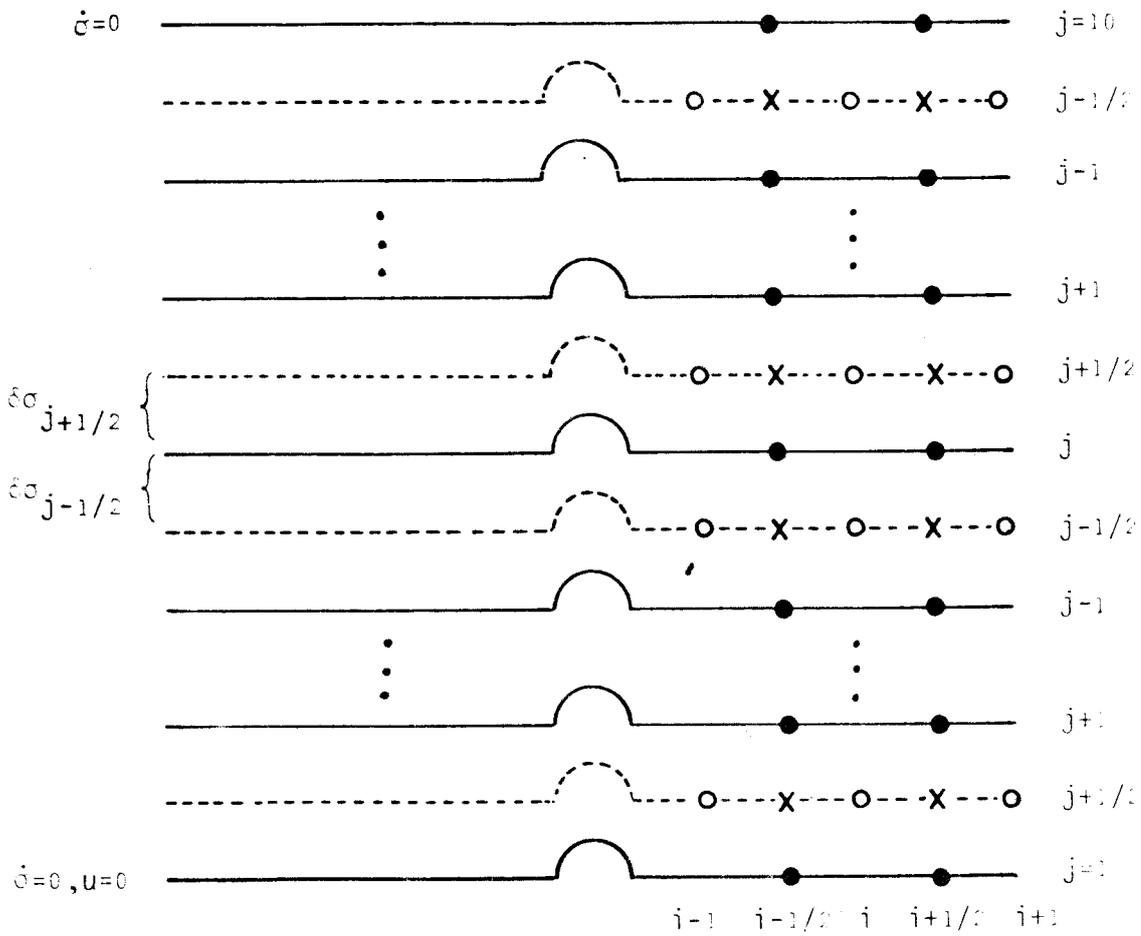


Fig. II.1 - Grades alternadas na horizontal e vertical.

- Nos círculos cheios estão definidos os valores de $\dot{\sigma}$; nos círculos vazios os valores de u , e nos pontos com cruces os valores de p^*, T, ϕ .

2.3 - CONDIÇÕES INICIAIS E DE CONTORNO

No início da integração, em $t = t_0$, as temperaturas das superfícies do mar e do continente são consideradas iguais, sendo que o valor das mesmas depende do tempo local e da época do ano (Tabela II.1).

TABELA II.1

VALORES MENSIS DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO CONTINENTE,
NO INSTANTE EM QUE É IGUAL À DA SUPERFÍCIE DO OCEANO

MÊS	TEMPO INICIAL NO MODELO (t_0) (h)	TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE DO CONTINENTE (K)
janeiro	0,2 ou 11,8	300,8
fevereiro	0,5 ou 11,5	300,9
março	1,2 ou 10,2	301,1
abril	1,7 ou 9,5	301,1
maio	2,6 ou 8,4	300,3
junho	3,0 ou 8,0	299,2
julho	2,6 ou 8,4	297,8
agosto	2,4 ou 8,7	298,1
setembro	1,4 ou 9,8	298,2
outubro	0,7 ou 10,7	299,0
novembro	0,6 ou 10,8	299,2
dezembro	0,6 ou 10,8	299,7

- Para obter o tempo local acrescenta-se 9h ao valor de t_0 . Os valores de temperatura da superfície do continente (médias mensais durante o período de 1961-1970, obtidas dos dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)), foram ajustados aos valores de temperatura da superfície do oceano (dados publicados pela Diretoria de Hidrografia e Navegação, 1974), usando a curva $f(t)$ (Seção 2.5). Os dados referem-se a Salvador, Bahia.

A variação diurna da temperatura da superfície do oceano é praticamente desprezível devido ao maior calor específico da água. Isso justifica o fato da temperatura de superfície do mar ser mantida constante durante os experimentos numéricos. A variação diurna de temperatura de superfície do continente é expressa por uma função forçante aplicada à superfície (Seção 2.5).

As condições de contorno utilizadas no modelo são semelhantes às de Ookouchi et al. (1978):

$$u = 0; \dot{\sigma} = 0 \text{ em } \sigma = 1 \text{ e } \sigma = 0, \quad (\text{II.8a})$$

no caso do escoamento médio nulo. Sob condições de vento médio não nulo, em $\sigma = 0$, $u = U_0$. Com estas condições de contorno, a Equação para a tendência de p^* torna-se:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = \frac{1}{(1 - \sigma_t)} \int_1^{\sigma_t} \frac{\partial (p^* u)}{\partial x} d\sigma \quad (\text{II.8b})$$

Lateralmente, são usadas as condições de contorno:

$$\frac{\partial (p^*, T, \phi, u)}{\partial x} = 0 \quad (\text{II.8c})$$

e $\dot{\sigma}$ é calculado em $i = 1$ e $i = \text{IMAX}$, através da Equação II.3.

Estas condições de contorno apresentam a vantagem de serem introduzidas de uma maneira computacionalmente simples. Um domínio de integração suficientemente grande evitará a propagação de erros, devido às condições de contorno, para a região de interesse do domínio, fato este constatado através de experimentação numérica, utilizando períodos de integração relativamente longos, no caso 5 dias.

2.4 - PARAMETRIZAÇÃO DA CAMADA LIMITE

A parametrização da camada limite é semelhante à adotada por Ookuchi et al. (1978). Os processos de difusão de calor e quantidade de movimento são levados em conta introduzindo-se coeficientes diferentes para as estratificações estável e instável.

No caso de estratificação instável, considerando-se que o efeito do cisalhamento do vento médio (associado com a turbulência mecânica) é pequeno, o coeficiente, de difusão de quantidade de movimento é dado por:

$$K_m = \ell^2 \left| \alpha \frac{g}{\theta_a} \left| \frac{\partial \theta}{\partial z} \right| \right|^{1/2} \quad (\text{II.9})$$

onde ℓ é o comprimento de mistura, considerado constante no modelo (=50m), θ_a a temperatura de superfície do oceano e $\alpha = K_h/K_m$. Como para a extensão vertical considerada $K_h \approx K_m$, α é suposto constante (=1). Assim, tem-se;

$$K_h = K_m = \ell^2 \left| \frac{g}{\theta_a} \left| \frac{\partial \theta}{\partial z} \right| \right|^{1/2} \quad (\text{II.10})$$

No caso da estratificação estável, a Equação II.10 não é uma boa aproximação e os valores de K_h e K_m são considerados constantes ($=5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Este valor crítico foi usado, pois para valores menores, os fluxos turbulentos de calor e quantidade de movimento não são suficientemente fortes para gerar a circulação.

Resumindo-se as considerações anteriores, tem-se:

$$K_h = K_m = \begin{cases} \ell^2 \left| \frac{g}{\theta_a} \left| \frac{\partial \theta}{\partial z} \right| \right|^{1/2} > 5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}, \text{ para } \frac{\partial \theta}{\partial z} < 0 \text{ (instável)} \\ 5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ para } \frac{\partial \theta}{\partial z} \geq 0 \text{ (estável ou neutro)} \end{cases} \quad (\text{II.11})$$

2.5 - FUNÇÃO FORÇANTE NA SUPERFÍCIE

A circulação da brisa é ativada por uma função térmica forçante, aplicada à superfície do continente (Figura II.2), semelhante à usada por Ookouchi et al. (1978).

$$f(t) = 5,0 \operatorname{sen} \left(\frac{2\pi t}{\tau} \right) + 1,7 \operatorname{sen} \left| \frac{4\pi(t-2)}{\tau} \right| \quad (\text{II.12})$$

onde

τ = período de um dia (24 horas)

t = tempo no modelo

A temperatura da superfície do continente para o primeiro passo de tempo é obtida por:

$$TS(t_0 + \Delta t) = TS(t_0) + \Delta t \cdot \left. \frac{\partial f(t)}{\partial t} \right|_{t_0} \quad (\text{II.13})$$

A partir do segundo passo de tempo, a temperatura da superfície do continente é prevista, usando-se a expressão:

$$TS(t + \Delta t) = TS(t - \Delta t) + 2\Delta t \left. \frac{\partial f(t)}{\partial t} \right|_t \quad (\text{II.14})$$

2.6 - ESQUEMA DE INTEGRAÇÃO NO TEMPO

Após a inicialização do modelo (Apêndice A), o procedimento de marcha no tempo, a fim de obter os valores futuros das variáveis p^* , σ , T , ϕ e u , é feito na seguinte sequência:

- 1) previsão de p^* através da Equação II.8b
- 2) cálculo de σ usando a Equação II.3
- 3) previsão de T por intermédio da Equação II.5
- 4) cálculo de ϕ usando-se a Equação II.4
- 5) previsão de u através da Equação II.2

Uma vez completadas estas cinco etapas, retorna-se novamente à primeira delas. Na integração numérica das Equações II.8b, II.5 e II.2 são usadas diferenças finitas avançadas para o primeiro passo de tempo, enquanto para os passos seguintes são utilizadas diferenças finitas centradas.

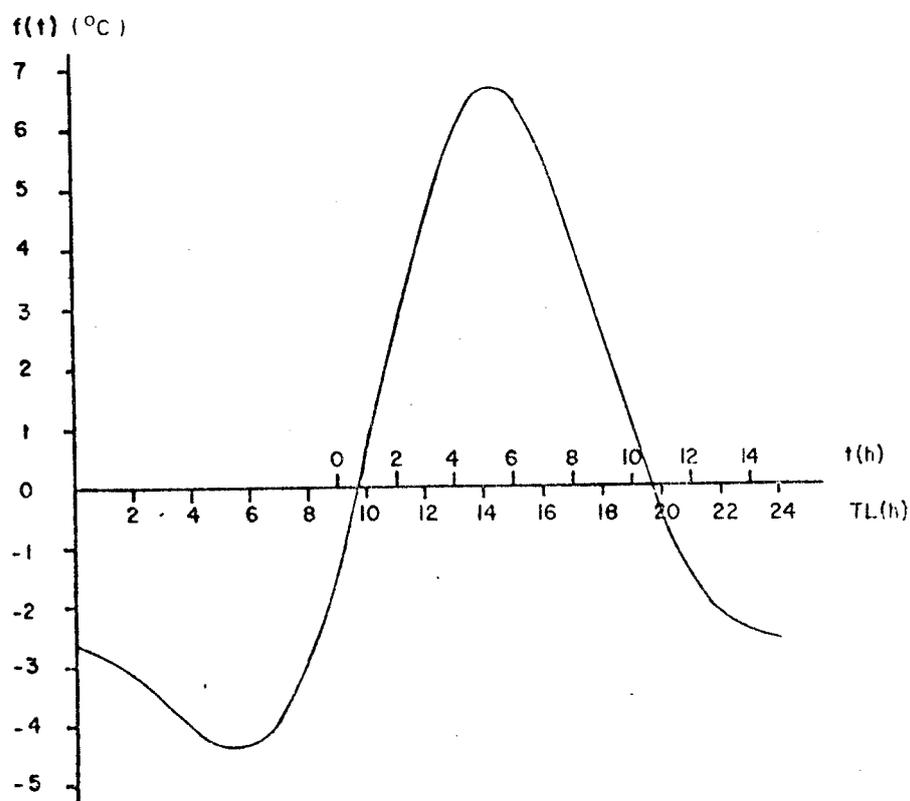


Fig. II.2 - Função forçante na superfície do continente.

- No eixo vertical aparecem os valores de

$$f(t) = 5,0 \operatorname{sen} \frac{2\pi t}{\tau} + 1,7 \operatorname{sen} \left| \frac{4\pi(t-2)}{\tau} \right|$$

No eixo horizontal estão os valores do tempo local (TL) e do tempo do modelo (t).

A fim de obter estabilidade no modelo, são computados os valores de p^* e ϕ no passo de tempo $n+1$ antes de computar o campo de u neste passo. Então, são feitas médias de p^* e ϕ , usando-se os valores nos passos $(n+1)$, n e $(n-1)$, as quais são usadas nos termos de força gradiante de pressão na Equação II.2, da seguinte maneira:

$$\eta^n = \xi(\eta^{n-1} + \eta^{n+1}) + (1 - 2\xi) \eta^n \quad (\text{II.15})$$

onde η refere-se a p^* e ϕ .

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 seja idealmente duas vezes maior que o do esquema convencional de diferenças finitas centradas.

Este esquema é estável para $\xi \leq 0.25$ e o máximo passo de tempo permitido ocorre quando $\xi \approx 0.25$. No modelo, foi usado o valor de 0.2495, como o fez Anthes (1978).

Entretanto, para longos períodos de integração, os modos computacionais podem se tornar apreciáveis. Para evitá-los, são feitas suavizações (a cada 100 passos de tempo) dos valores de p^* , T , ϕ e u , da seguinte maneira:

$$\beta^n = (\beta^{n+1} + \beta^{n-1} + 2 \beta^n)/4 \quad (\text{II.16})$$

com β referindo-se a p^* , T , ϕ e u . O novo valor de β para o passo de tempo n é obtido através da Equação II.3, utilizando-se os valores das variáveis já suavizadas. Este tipo de suavização também é feita para o passo de tempo $(n-1)$.

Em adição, a cada 500 passos de tempo são feitas suavizações em espaço, do tipo:

$$\beta_i = (\beta_{i+1} + \beta_{i-1} + 2 \beta_i)/4 \quad (\text{II.17})$$

onde

β refere-se a \bar{p}^* , $\dot{\sigma}$, T , ϕ e u

e

$i = 2, 3, \dots, \text{IMAX} - 1$ correspondem aos pontos de grade na horizontal.

Este tipo de suavização em espaço dado pela Equação II.17 elimina oscilações cujos comprimentos de onda são pequenos (da ordem de $2\Delta x$), de acordo com Haltiner (1971, p. 271).

A utilização da equação hidrostática elimina as ondas acústicas que se propagam verticalmente, porém as que se propagam na horizontal (ondas de Lamb) ainda existem no modelo. Por isso, para garantir estabilidade na integração, o intervalo de tempo usado deve levar em conta estas ondas, as quais se propagam com a velocidade de fase de aproximadamente 300 m s^{-1} . De acordo com Haltiner (1971, p. 96), tem-se que:

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{c} \quad (\text{II.18})$$

onde c é a velocidade de fase da onda.

Portanto, para $\Delta x = 8 \text{ km}$, o limite teórico para o intervalo de tempo, considerando-se o esquema convencional de diferenças centradas, é de 27s. Com o uso das médias no tempo para os termos de força de gradiente de pressão, dadas pela Equação II.15, o passo de tempo conseguido foi de 36s, correspondendo a um aumento de 33% sobre o valor dado pela Equação II.18.

CAPÍTULO III

RESULTADOS

3.1 - INTRODUÇÃO

O modelo foi testado por cinco dias de integração, sob condições de vento médio nulo e topografia plana. No início do primeiro dia assumiu-se que a temperatura de superfície do continente era igual à da superfície do oceano, sendo que este valor comum dependia do tempo local e da época do ano (Tabela II.1). Assim, através da função forçante aplicada à superfície (Seção 2.5), foi gerada a circulação da brisa marítima ou terrestre, dependendo do tempo local inicial. Nos dias seguintes, a brisa desenvolvida sofria a influência da circulação do dia anterior.

O modelo apresentou-se estável quanto às soluções, de forma que os resultados ao final de cada dia foram praticamente os mesmos (Figura III.1). Contudo, notou-se uma diminuição da intensidade máxima da brisa marítima e um pequeno aumento da brisa terrestre. Isto está relacionado com o ajustamento convectivo utilizado, o qual provoca uma diminuição da temperatura sobre o continente, de um dia de integração para o outro. Assim, o contraste térmico continente-oceano também torna-se menor e como consequência a brisa marítima é mais fraca. Como a temperatura sobre o continente diminui, há um aumento na intensidade da brisa terrestre que se desenvolve à noite. Esta falha pode ser corrigida através de uma parametrização mais detalhada da camada limite.

Os experimentos que constam nas Seções 3.2-3.5 consideram o período de integração de dois dias. As Seções 3.2-3.4 referem-se ao caso da brisa marítima ocorrendo primeiramente. Em 3.2 são feitos experimentos referentes aos meses de fevereiro, abril, junho, agosto, outubro e dezembro, com o objetivo de observar as variações sazonais da brisa, considerando topografia plana e vento médio nulo. Em 3.3 é estudada a influência da topografia sob condições de vento médio nulo. Na Seção 3.4 é observada a interação da brisa com o escoamento médio para o caso de

topografia plana. Em 3.5 são feitos dois experimentos, considerando-se a brisa terrestre como a primeira circulação a ocorrer, a fim de verificar as possíveis modificações nas soluções numéricas.

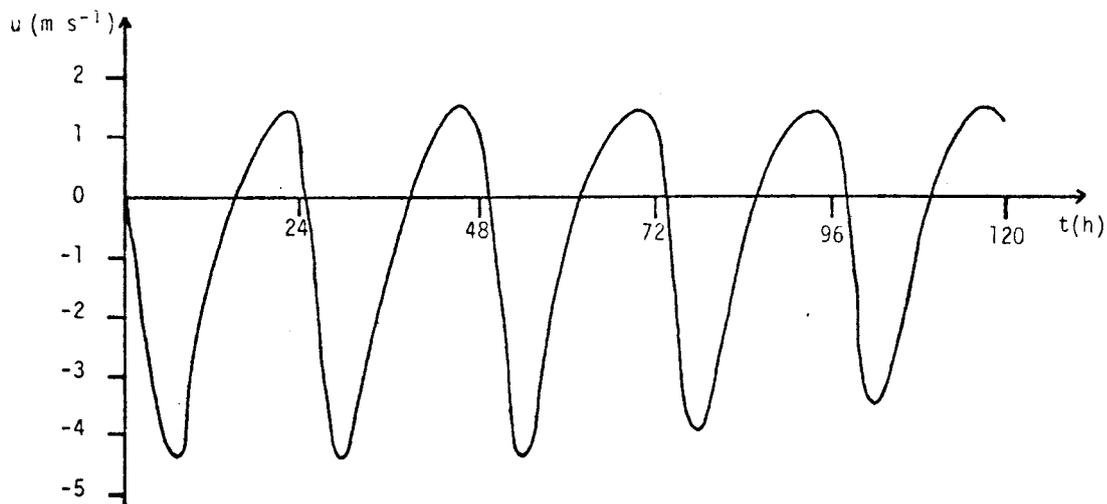


Fig. III.1 - Ciclo periódico da brisa marítima-terrestre

- Variação de u com o tempo de integração, em um ponto de grade horizontal situado a 8 km sobre o continente. O nível escolhido foi o de 990 mb.

3.2 - CIRCULAÇÃO DA BRISA SOB CONDIÇÕES DE VENTO MÉDIO NULO E TOPOGRAFIA PLANA

O modelo reproduziu as mesmas características da circulação da brisa marítima, constatadas por um grande número de observações detalhadas e modelos mais sofisticados. Estas características dizem respeito à profundidade e à intensidade do escoamento no sentido do continente e do escoamento de retorno, à formação de uma zona frontal separando o ar marítimo do ar terrestre e ao aparecimento da brisa terrestre, quando há o enfraquecimento da brisa marítima.

As extensões horizontal e vertical da circulação, bem como a sua intensidade, foram estudadas para os meses de fevereiro, abril, junho, agosto, outubro e dezembro.

As Figuras III.2-III.7 retratam a situação de outubro, mês em que a circulação mais forte é a da brisa marítima. Por volta das 0800, tempo local (TL), a brisa terrestre do dia anterior ainda está presente, na forma de um escoamento fraco com velocidade máxima de $1,4 \text{ m s}^{-1}$ (Figura III.2).

À medida que a temperatura de superfície do continente aumenta em relação à da superfície do oceano, a brisa marítima começa a desenvolver-se. A princípio, surge como uma pequena circulação nas vizinhanças da linha da costa (Figura III.3), aumentando gradualmente em profundidade e extensão horizontal, tanto no sentido do continente como no do oceano. Com a penetração da brisa marítima sobre o continente, há a formação de uma zona frontal separando o ar marítimo do ar terrestre (Figura III.4).

A brisa marítima máxima ocorre em torno de 1500 TL (Figura III.5a), sendo os ventos mais fortes da ordem de $-4,7 \text{ ms}^{-1}$, no nível de 970 mb. A brisa penetra cerca de 20 km sobre o continente e a profundidade atingida é de aproximadamente 700m. Acima há o escoamento de retorno, que é mais fraco, porém, mais profundo. As velocidades verticais

máximas, nesta hora, são de + 23,7 e -9,3 cm s^{-1} , nos níveis de 920 e 950 mb, respectivamente (Figura III.5b). Estes resultados mostram boa concordância com os obtidos por Mahrer e Pielke (1977).

A brisa marítima continua a aumentar gradualmente em extensão horizontal, chegando a penetrar cerca de 120 km continente a dentro, como mostra a Figura III.6. A sua penetração é mais rápida após o por do sol. Isto acontece porque durante o dia, com o aquecimento do continente, o calor é fornecido continuamente às camadas de ar próximas à sua superfície, o que modifica as características do ar marítimo que avança sobre o continente, inibindo a sua penetração. Após o por do sol, o aquecimento do continente torna-se menos intenso e as massas de ar marítimo, sendo menos afetadas, podem penetrar mais livremente. À noite, com o resfriamento do continente, a brisa marítima diminui de intensidade. Assim, com o decorrer do tempo, a temperatura da superfície do continente torna-se menor que a do oceano, dando origem, então, à brisa terrestre. O máximo desta ocorre por volta de 0700 TL do dia seguinte, aparecendo como um escoamento fraco, confinado aos primeiros 300 m de altura, com velocidade máxima de 1,7 m s^{-1} (Figura III.7).

Para o caso de junho, a circulação mais forte é a da brisa terrestre, que alcança o valor máximo de 2,5 m s^{-1} , como mostra a Figura III.8. A brisa marítima penetra pouco menos que 24 km sobre o continente, atingindo a intensidade máxima de -2,4 m s^{-1} .

As Figuras III.9-III.10 apresentam secções verticais nos instantes em que ocorrem as intensidades máximas das brisas.

A brisa marítima máxima ocorre por volta de 1600 TL (Figura III.9a), estando os ventos mais fortes no nível de 990 mb. Nesta hora, a circulação atinge a profundidade de aproximadamente 300 m e penetra cerca de 16 km sobre o continente. As maiores velocidades verticais associadas à brisa marítima máxima são da ordem de +12,0 e -3,5 cm s^{-1} , no nível de 950 mb (Figura III.9b).

A brisa terrestre máxima acontece por volta de 0700 TL do dia seguinte, como indica a Figura III.10. A circulação chega a atingir a profundidade de aproximadamente 600 m e as velocidades verticais máximas, nesta hora, são inferiores a 1 cm s^{-1} (não mostrado).

Os resultados referentes ao segundo dia de integração, para os meses estudados, são apresentados nas Tabelas III.1 (caso da brisa marítima) e III.2 (caso da brisa terrestre).

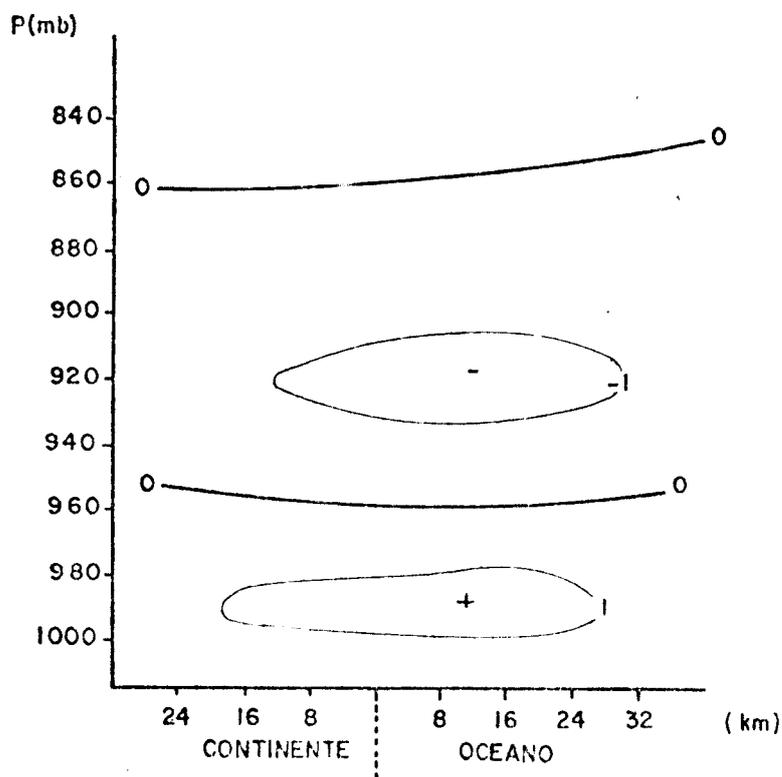


Fig. III.2 - Brisa terrestre no mês de outubro

- Seção vertical da componente u , às 0736 TL, para o caso de topografia plana e vento médio nulo. O intervalo entre os contornos sólidos é de 1 m s^{-1}

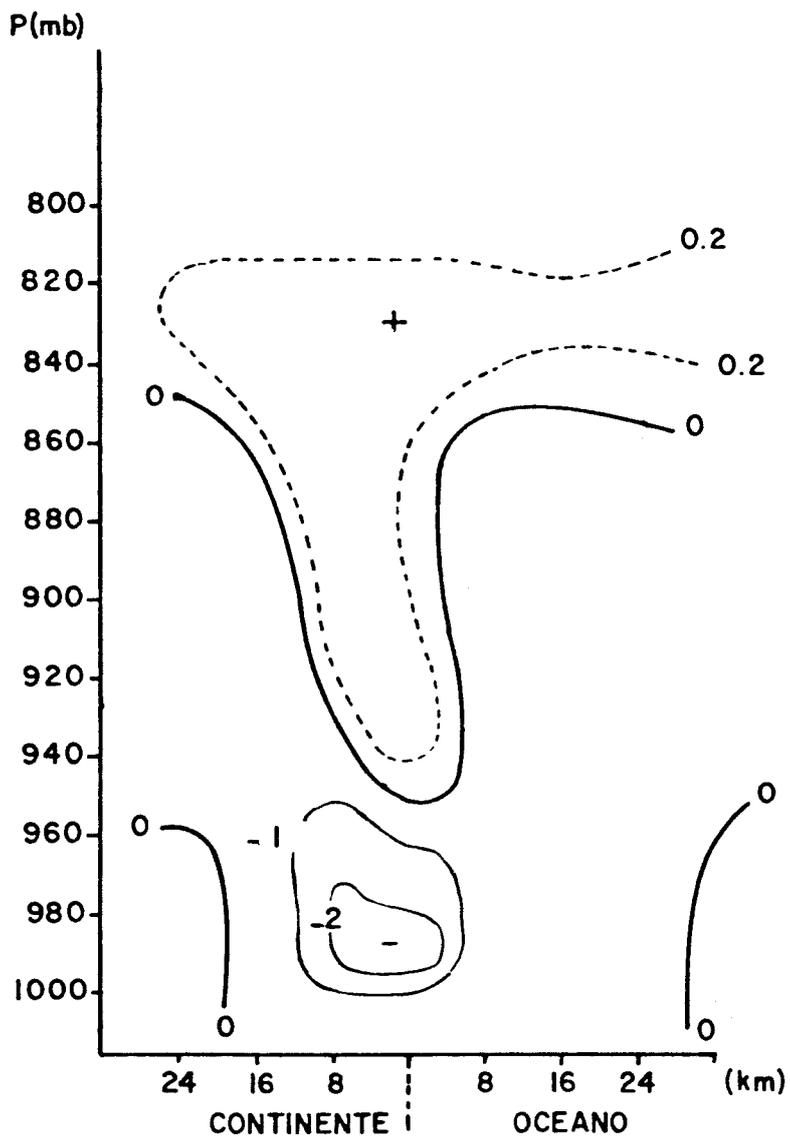


Fig. III.3 - Brisa marítima no mês de outubro

- Secção vertical da componente u , às 1236 TL, para o caso de topografia plana e vento médio nulo. O intervalo entre os contornos sólidos é de 1 m s^{-1}

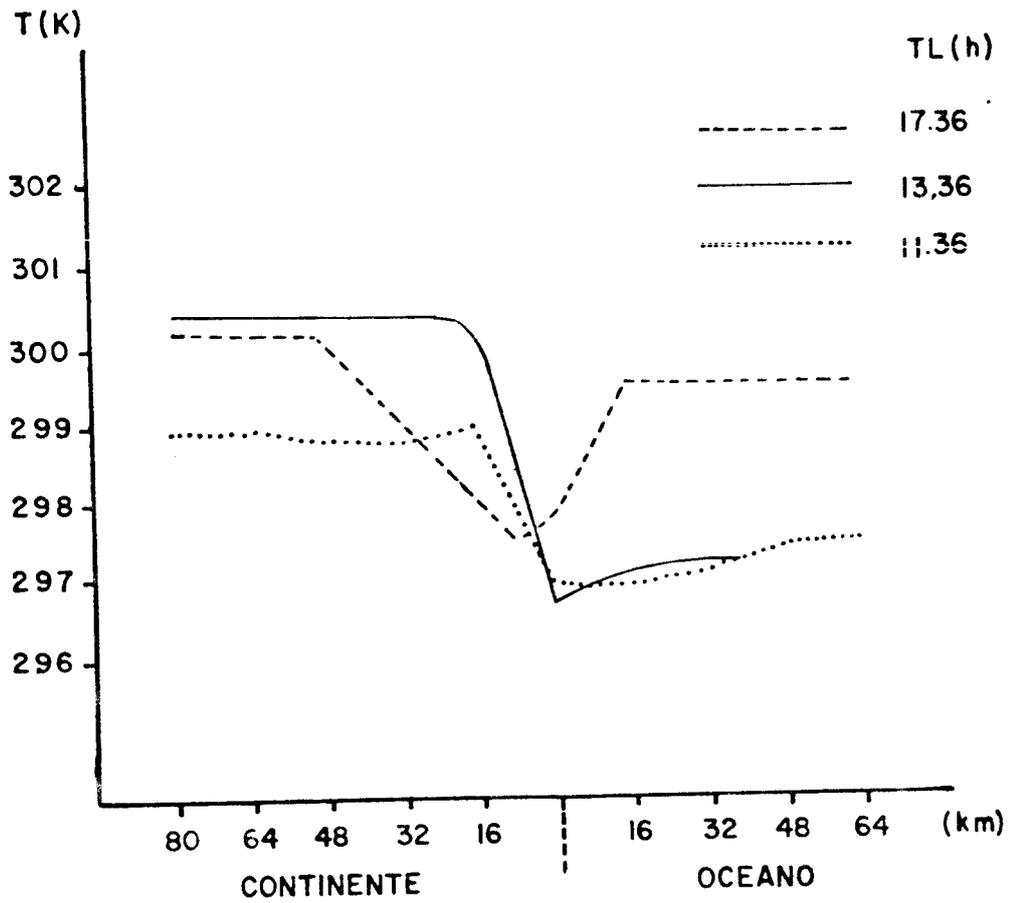


Fig. III.4 - Zona frontal separando o ar marítimo do ar terrestre (mês de outubro).

- Caso da topografia plana e vento médio nulo. Os valores de temperatura referem-se ao nível de 990 mb. As três linhas correspondem a valores distintos do tempo local: 1136, 1336 e 1736 TL.

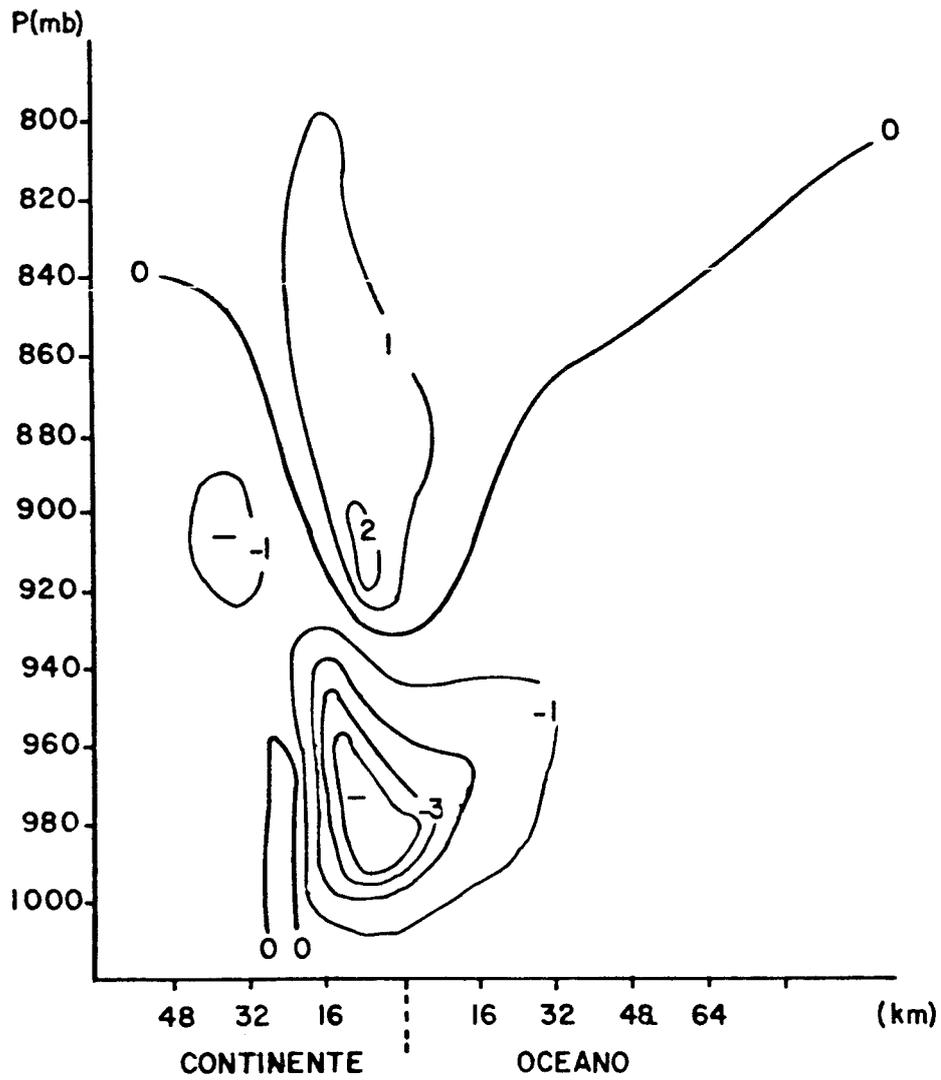


Fig. III.5a - Brisa marítima máxima no mês de outubro

- Secção vertical da componente u , às 1436 TL, para o caso de topografia plana e vento médio nulo. O intervalo entre os contornos é de 1 m s^{-1}

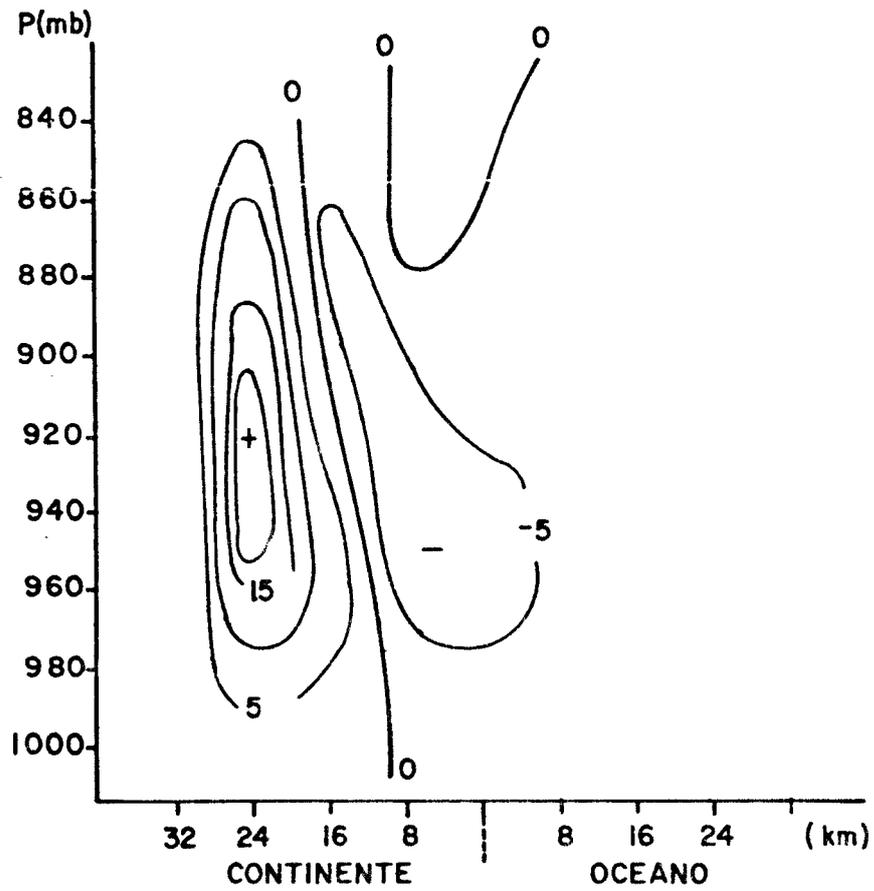


Fig.III.5b - Velocidades verticais associadas à brisa marítima máxima no mês de outubro.

- Secção vertical de w , às 1436 TL, para o caso de vento médio nulo e topografia plana. O intervalo entre os contornos é de 5 cm s^{-1} .

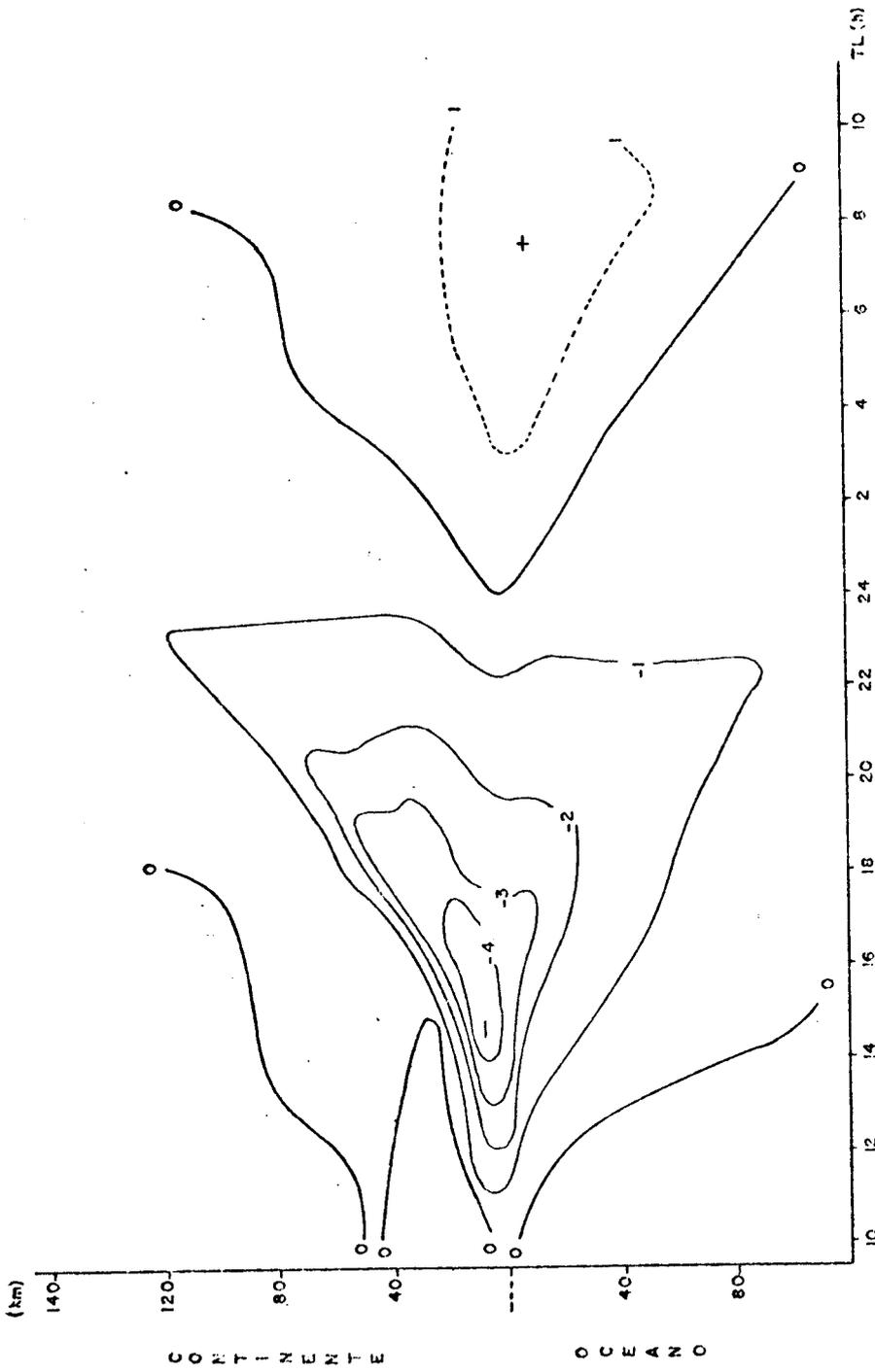


Fig. III.6 - Desenvolvimento das extensões horizontal e vertical da brisa marítima-terrestre em função do tempo local (outubro).

- Caso de topografia plana e vento médio nulo. O nível escolhido é de 990 mb. O intervalo entre os contornos é de 1 m s^{-1} . As linhas contínuas representam a brisa marítima e a parte tracejada da corresponde à brisa terrestre.

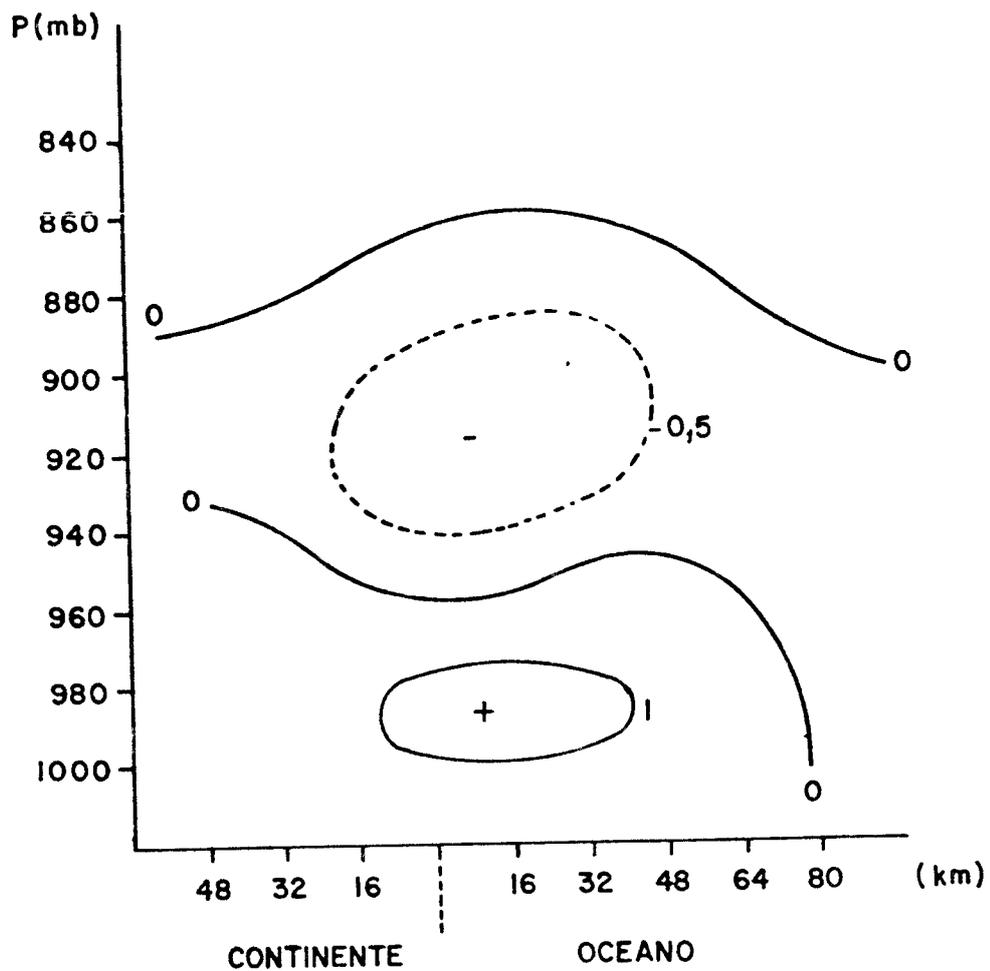


Fig. III.7 - Brisa terrestre máxima no mês de outubro.

- Secção vertical da componente u , às 0636 TL, para o caso de topografia plana e vento médio nulo. O intervalo entre os contornos sólidos é de 1 m s^{-1} .

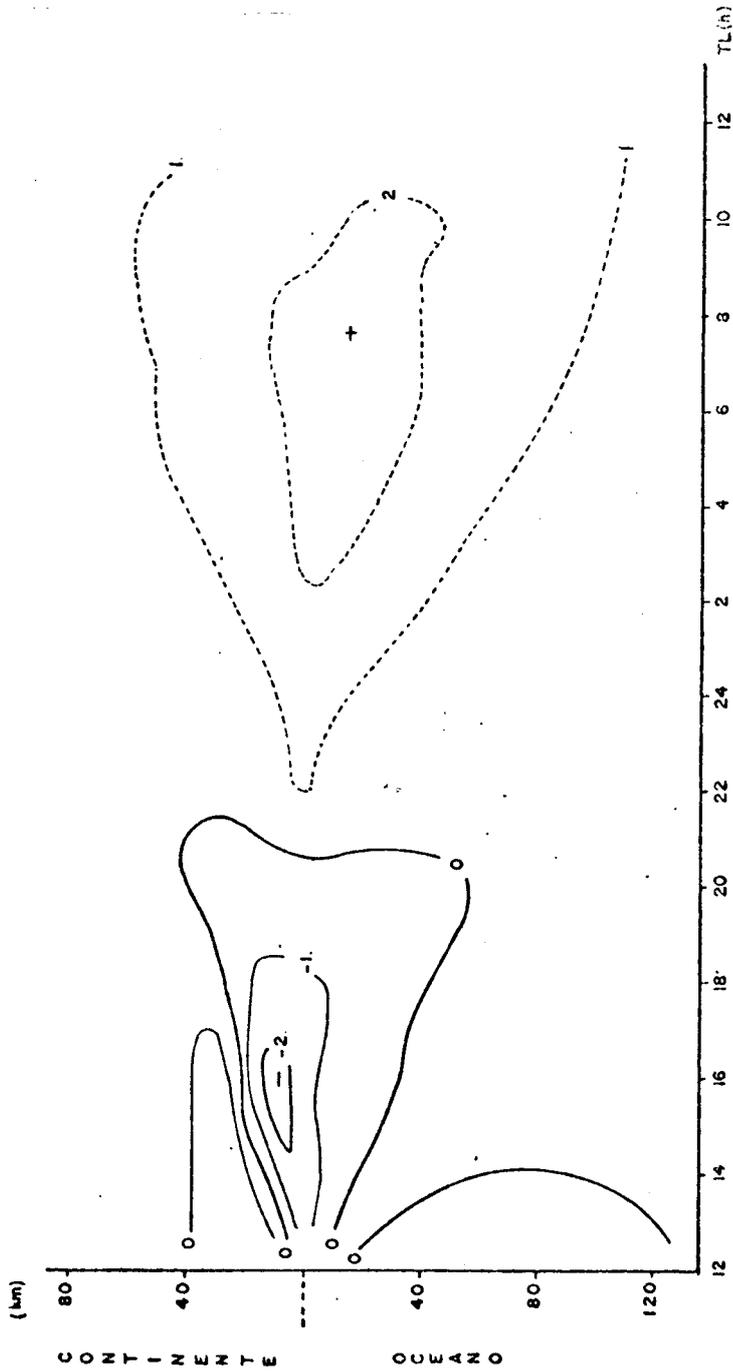


Fig. III.8 - Desenvolvimento das extensões horizontal e vertical da brisa marítima-terrestre em função do tempo local (mês de junho).

- Caso de topografia plana e vento médio nulo. O nível escolhido é de 990 mb. O intervalo entre os contornos é de 1 m s^{-1} . As linhas contínuas representam a brisa marítima e a parte tracejada a brisa terrestre.

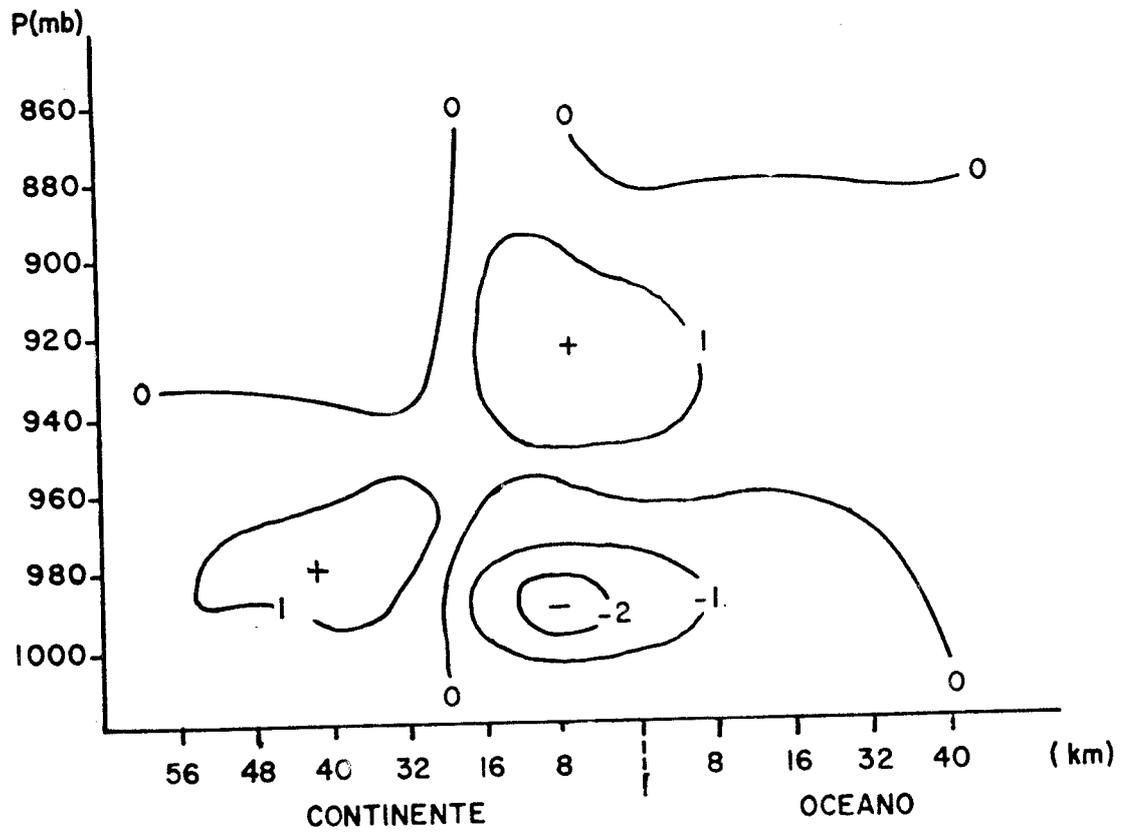


Fig. III.9a - Brisa marítima máxima no mês de junho.

- Secção vertical da componente u , às 1600 TL, para o caso do vento médio nulo e topografia plana. O intervalo entre os contornos é de 1 m s^{-1} .

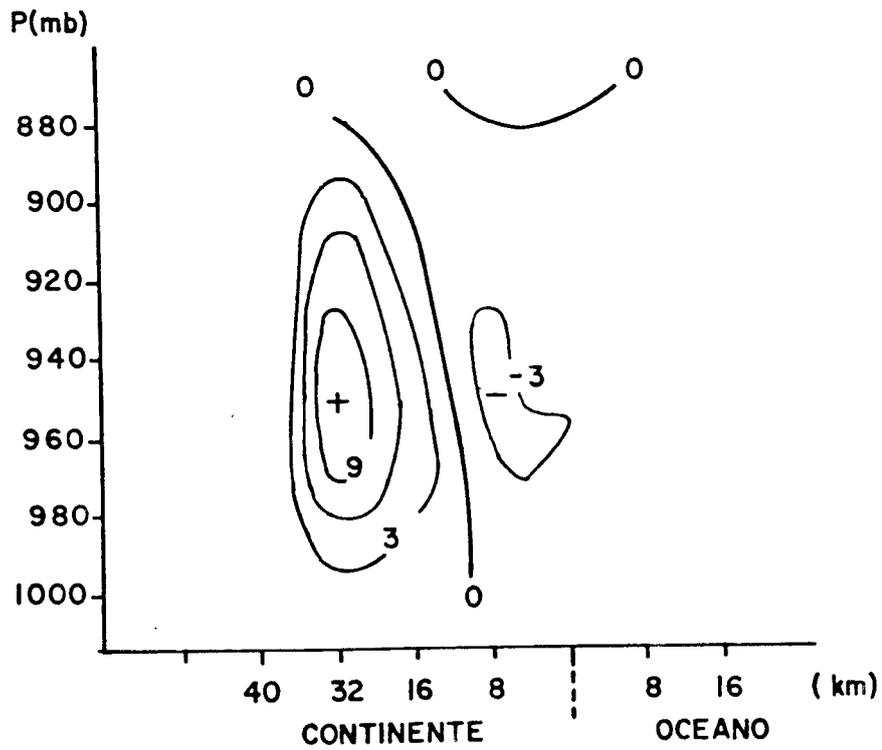


Fig. III.9b - Velocidades verticais associadas com a brisa marítima máxima no mês de junho.

- Secção vertical de w , às 1600 TL, para o caso de vento médio nulo e topografia plana. O intervalo entre os contornos é de 3 cm s^{-1} .

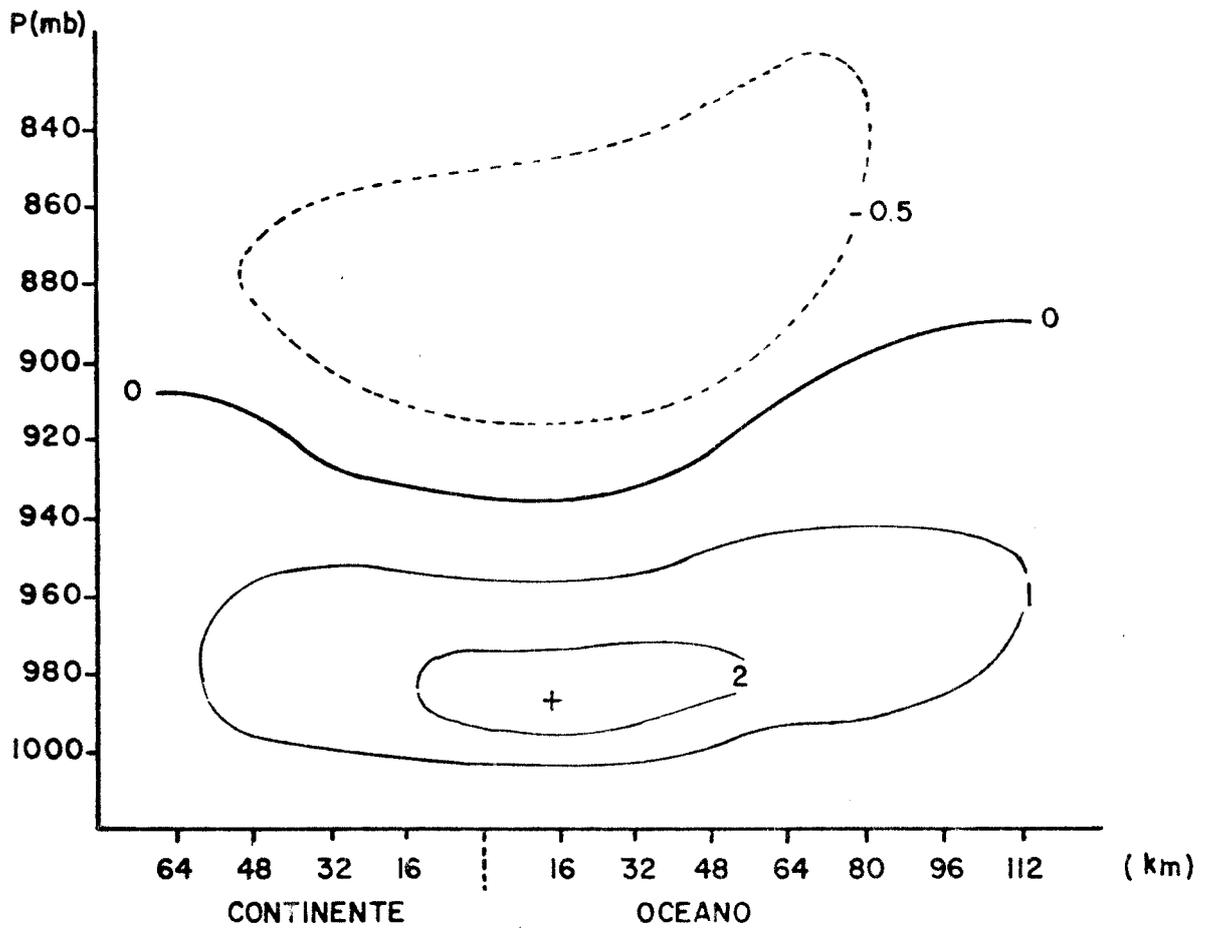


Fig. III.10 - Brisa terrestre máxima no mês de junho

- Secção vertical da componente u , às 0700 TL, para o caso de vento médio nulo e topografia plana. O intervalo entre os contornos sólidos é de 1 m s^{-1}

TABELA III.1

VARIAÇÕES SAZONAIS DA BRISA MARÍTIMA SOB CONDIÇÕES
DE VENTO MÉDIO NULO E TOPOGRAFIA PLANA

MÊS	PENETRAÇÃO MÁXIMA SOBRE O CONTINENTE (km)	INTENSIDADE MÁXIMA (m s ⁻¹)	VELOCIDADES VERTICAIS MAX.ASSOC. (cm s ⁻¹)	PROFUNDIDADE MÁXIMA (m)
fevereiro	120	-4,8	+26,4;-6,1	700
abril	64	-4,3	+25,2;-6,9	600
junho	24	-2,4	+12,1;-3,5	400
agosto	30	-3,2	+14,4;-6,3	500
outubro	120	-4,7	+23,7;-9,3	700
dezembro	120	-4,8	+21,9;-9,7	700

TABELA III.2

VARIAÇÕES SAZONAIS DA BRISA TERRESTRE SOB CONDIÇÕES
DE VENTO MÉDIO NULO E TOPOGRAFIA PLANA

MÊS	INTENSIDADE MÁXIMA (m s ⁻¹)	VELOCIDADES VERTICAIS MÁXIMAS ASSOCIADAS (cm s ⁻¹)	PROFUNDIDADE MÁXIMA (m)
fevereiro	1,7	+1,2 ; -0,8	400
abril	1,8	+0,9 ; -1,0	400
junho	2,5	+0,8 ; -0,8	600
agosto	2,3	+0,9 ; -0,9	500
outubro	1,7	+1,1 ; -0,9	300
dezembro	1,7	+1,2 ; -0,8	400

3.3 - INTERAÇÃO BRISA-MONTANHA SOB CONDIÇÃO DE VENTO MÉDIO NULO

À noite, o ar em contato com a superfície de uma montanha resfria-se mais rapidamente que a atmosfera livre, gerando uma circulação denominada *vento de montanha* (Mahrere Pielke, 1977). O movimento subsidente associado com os ventos de montanha é confinado às proximidades de encosta da montanha, enquanto o movimento ascendente compensador, que é mais lento, ocorre sobre a superfície plana ou sobre a encosta, em alturas mais elevadas.

Durante o dia, o ar em contato com a superfície da montanha está mais quente em relação à atmosfera livre, em um nível correspondente. Como consequência, surge uma força de gradiente de pressão na direção da encosta, causando a circulação conhecida por *vento de vale* (Mahrere Pielke, 1977).

Para observar a influência da montanha, sob condição de vento médio nulo, o modelo foi aplicado aos meses de junho e outubro. Nestes experimentos a superfície do continente foi considerada ter a forma trapezoidal representada na Figura III.11.

Os principais resultados, para o segundo dia de integração, são apresentados nas Tabelas III.3 (caso da brisa marítima) e III.4 (caso da brisa terrestre).

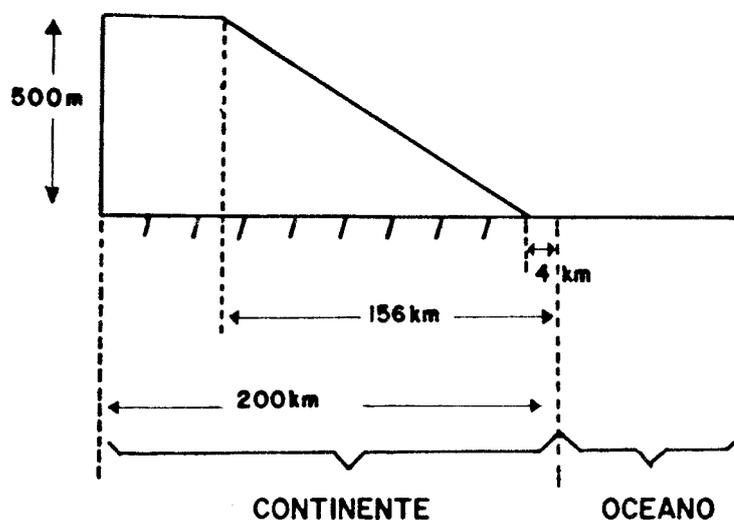


Fig. III.11 - Forma trapezoidal da superfície do continente quando do experimento com topografia não plana.

TABELA III.3

RESULTADOS PARA A CIRCULAÇÃO ACOPLADA BRISA MARÍTIMA-VENTO DE VALE,
SOB CONDIÇÕES DE VENTO MÉDIO NULO

MÊS	PENETRAÇÃO MÁXIMA SOBRE O CONTINENTE (km)	INTENSIDADE MÁXIMA ($m s^{-1}$)	VELOCIDADES VERTICAIS MAX. ASSOC. ($cm s^{-1}$)	PROFUNDIDADE MÁXIMA (m)
junho	24	-2,4	+ 9,0; -2,3	400
outubro	192	-4,7	+18,5; -9,5	800

TABELA III.4

RESULTADOS PARA A CIRCULAÇÃO ACOPLADA BRISA TERRESTRE-VENTO DE MONTANHA,
SOB CONDIÇÕES DE VENTO MÉDIO NULO

MÊS	INTENSIDADE MÁXIMA ($m s^{-1}$)	VELOCIDADES VERTICAIS MÁXIMAS ASSOCIADAS ($cm s^{-1}$)	PROFUNDIDADE MÁXIMA (m)
junho	3,1	+2,0 ; -1,7	700
outubro	2,8	+2,6 ; -2,3	400

3.4 - INTERAÇÃO DA BRISA COM O ESCOAMENTO MÉDIO, CONSIDERANDO A TOPOGRAFIA PLANA

Para que se observe a influência do escoamento médio na circulação da brisa, considerando a topografia plana, o modelo foi aplicado aos meses de junho e outubro. Foi utilizado um perfil de U_0 obtido através da Equação A.30, sendo o seu valor máximo no topo do modelo. Este perfil de vento médio é perpendicular à linha da costa e dirigido no sentido do continente. Os principais resultados, no segundo dia de integração, são sintetizados nas Tabelas III.5 (caso da brisa marítima) e

III.6 (caso da brisa terrestre), usando o valor máximo de U_0 igual a -5 m s^{-1} .

TABELA III.5

RESULTADOS PARA A BRISA MARÍTIMA NO CASO DE
VENTO MÉDIO NÃO NULO E TOPOGRAFIA PLANA

MÊS	PENETRAÇÃO MÁXIMA SOBRE O CONTINENTE (km)	INTENSIDADE MÁXIMA (m s^{-1})	VELOCIDADES VERTICAIS MAX. ASSOC. (cm s^{-1})	PROFUNDIDADE MÁXIMA (m)
junho	16	-2,2	+14,7; -2,0	300
outubro	112	-3,9	+24,9; -8,7	700

TABELA III.6

RESULTADOS PARA A BRISA TERRESTRE NO CASO DE
VENTO MÉDIO NÃO NULO E TOPOGRAFIA PLANA

MÊS	INTENSIDADE MÁXIMA (m s^{-1})	VELOCIDADES VERTICAIS MÁXIMAS ASSOCIADAS (cm s^{-1})	PROFUNDIDADE MÁXIMA (m)
junho	2,1	+1,0 ; -0,8	400
outubro	1,4	+1,2 ; -0,5	300

3.5 - EXPERIMENTOS COM A BRISA TERRESTRE COMEÇANDO PRIMEIRO

Os resultados apresentados nas Seções 3.2-3.4 foram obtidos considerando a brisa marítima como a primeira circulação a ocorrer. O caso da brisa terrestre iniciando primeiramente, sob condições de vento médio nulo e topografia plana, foi estudado para os meses de junho e outubro. Os resultados para o segundo dia de integração, os quais se encontram inseridos nas Tabelas III.7 (caso da brisa marítima) e III.8 (caso da brisa terrestre), mostram boa concordância com aqueles das Tab

las III.1 e III.2, respectivamente.

TABELA III.7

RESULTADOS PARA A BRISA MARÍTIMA NO EXPERIMENTO EM QUE A
BRISA TERRESTRE É A PRIMEIRA CIRCULAÇÃO A OCORRER

MÊS	PENETRAÇÃO MÁXIMA SOBRE O CONTINENTE (km)	INTENSIDADE MÁXIMA (m s ⁻¹)	VELOCIDADES VERTICAIS MAX. ASSOC. (cm s ⁻¹)	PROFUNDIDADE MÁXIMA (m)
junho	16	-2,2	+11,8; -2,6	400
outubro	104	-4,6	+24,2; -10,2	700

Caso de vento médio nulo e topografia plana.

TABELA III.8

RESULTADOS PARA A BRISA TERRESTRE NO EXPERIMENTO EM QUE
É A PRIMEIRA CIRCULAÇÃO A OCORRER

MÊS	INTENSIDADE MÁXIMA (m s ⁻¹)	VELOCIDADES VERTICAIS MÁXIMAS ASSOCIADAS (cm s ⁻¹)	PROFUNDIDADE MÁXIMA (m)
junho	2,6	+0,8 ; -0,9	600
outubro	1,6	+1,1 ; -0,9	300

Caso de vento médio nulo e topografia plana.

CAPÍTULO IV

DISCUSSÕES

4.1 - CASO DA TOPOGRAFIA PLANA E VENTO MÉDIO NULO

As Tabelas III.1 e III.2 mostram que a brisa marítima-terrestre apresenta características diferentes de acordo com a época do ano. Isto pode ser explicado levando-se em conta as variações sazonais do contraste térmico continente-oceano, o qual tem o papel principal em controlar a intensidade de circulação. Como mostram as Figuras IV.1a e IV.1b, a brisa marítima é mais forte nos meses em que, durante o dia, as diferenças entre a temperatura da superfície do continente e do oceano são maiores, enquanto que a brisa terrestre é mais intensa onde, à noite, o continente está muito mais frio que o oceano.

Com exceção de junho, em todos os meses estudados a intensidade da brisa marítima é maior que a da brisa terrestre, inclusive em meses onde as diferenças de temperatura continente-oceano, durante a noite, são maiores ou iguais às encontradas durante o dia. Isto pode ser explicado pelo fato de que a atmosfera é mais estável durante a noite, não havendo, no caso da brisa terrestre, uma fonte de calor próxima à superfície capaz de intensificar a circulação e levá-la a níveis mais altos, como acontece na brisa marítima, onde há o aquecimento do continente.

Como mostram as Tabelas III.1 e III.2, as características da circulação da brisa são semelhantes em fevereiro, outubro e dezembro. Nestes meses, durante o dia, o continente está muito mais quente que o oceano (Figura IV.1a), favorecendo o desenvolvimento de uma brisa marítima mais intensa e profunda e também a sua penetração na direção do continente. A circulação se inicia por volta de 1100 TL e persiste até aproximadamente 2400 TL, como mostra a Figura III.6 (caso de outubro).

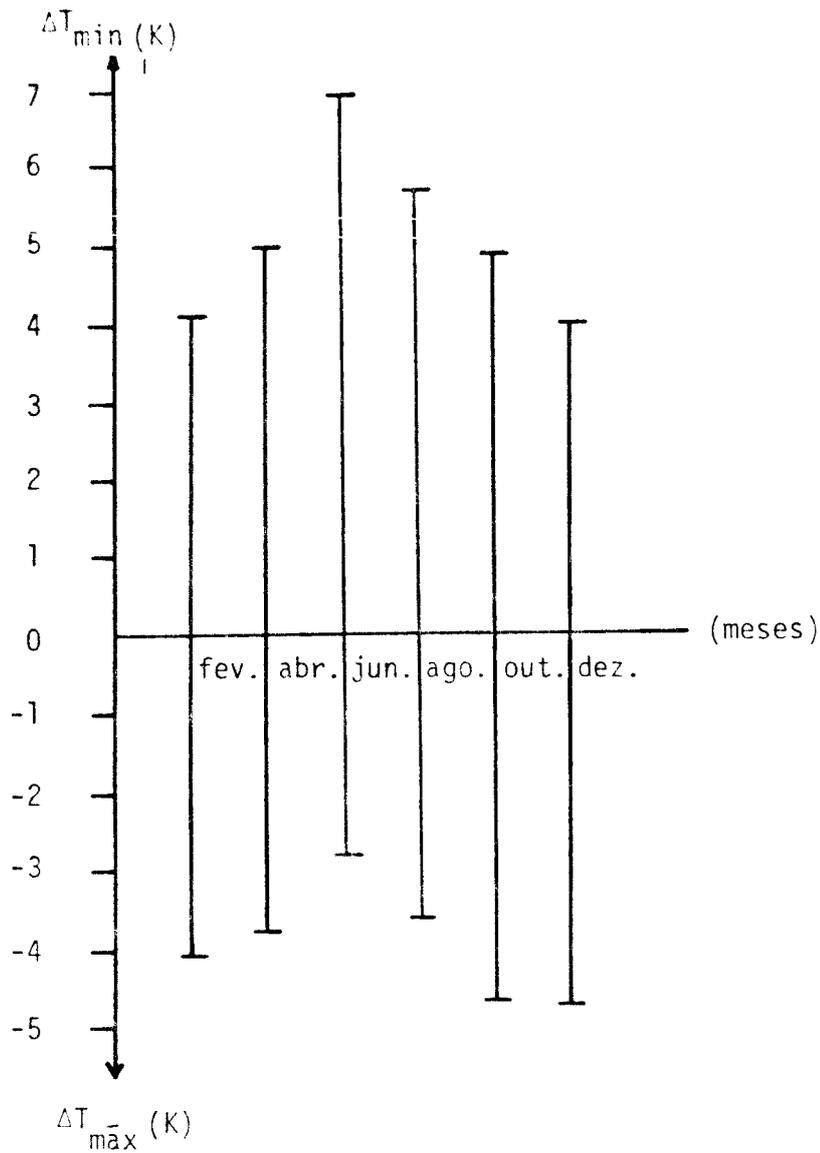


Fig. IV.1a - Variações sazonais do contraste térmico continente-oceano

- Caso de vento médio nulo e topografia plana. No eixo vertical: $(\Delta t)_{\min}$ corresponde à diferença entre a temperatura da superfície do oceano e a temperatura da superfície do continente mínima; $(\Delta t)_{\max}$ é a diferença entre a temperatura da superfície do oceano e a temperatura da superfície do continente máxima. Estes valores correspondem ao segundo dia de integração.

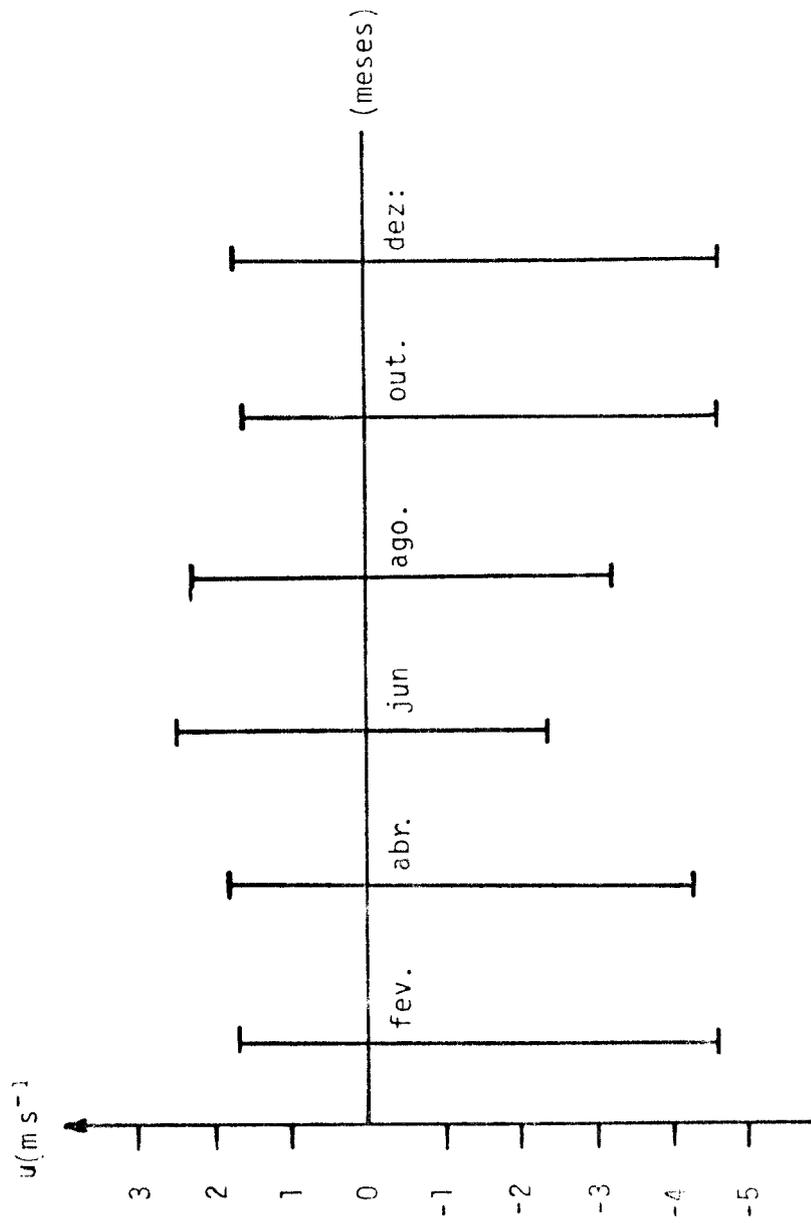


Fig. IV.1b - Variações sazonais da intensidade máxima da brisa marítima-terrestre

- Caso de vento médio nulo e topografia plana.

Nestes meses, as velocidades verticais associadas com a brisa marítima também são fortes. A Figura III.5b (caso de outubro - brisa marítima máxima) mostra uma célula de movimento ascendente, com um máximo situado a 24 km continente a dentro e outra de movimento subsidente, que se estende desde a parte continental próxima a costa até a região oceânica. Estas células estão relacionadas com o campo de temperatura sobre o continente e o oceano.

A Figura IV.2 mostra perfis verticais de temperatura, em dois pontos de grade horizontal distintos, para o caso de outubro, no instante em que a brisa marítima é máxima. Os pontos estão situados: (a) a 24 km continente a dentro; (b) sobre a costa. Os valores da temperatura nos níveis mais baixos são maiores em (a) que em (b), devido ao aquecimento do continente durante o dia. O ar estando mais quente nas camadas próximas à superfície do solo causa um movimento vertical ascendente, que é mostrado na Figura III.5b. As parcelas do ar subindo são resfriadas adiabaticamente, sendo que em níveis mais altos a temperatura em (a) chega a se tornar menor que em (b). A camada mais estável que aparece em (b), entre os níveis de 990 e 970 mb, está relacionada com o movimento de subsidência (Figura III.5b), onde parcelas de ar são aquecidas adiabaticamente. O movimento subsidente, que causa o aparecimento de camadas isotérmicas e muitas vezes de inversões de temperatura nos níveis mais baixos, contribui para a maior estabilidade do ar marítimo durante o dia, comparado com o ar terrestre. Outro fato que colabora para esta estabilidade é a não existência de aquecimento na superfície do oceano.

Com relação à brisa terrestre que se desenvolve em fevereiro, outubro e dezembro, a Figura IV.1b mostra que a sua intensidade é a menor comparada com a dos outros meses. O seu período de duração também é pequeno, iniciando-se somente após 0200 TL (Figura III.6). A intensidade de circulação é mais fraca que a da brisa marítima, devido à maior estabilidade da atmosfera durante a noite. Caracterizando a extensão vertical da brisa terrestre, aparece uma inversão de temperatura nos níveis mais baixos, sobre o continente (Figura IV.3). Esta inversão é causada pelo resfriamento do continente durante a noite e pelo movimento da subsidência nesta região.

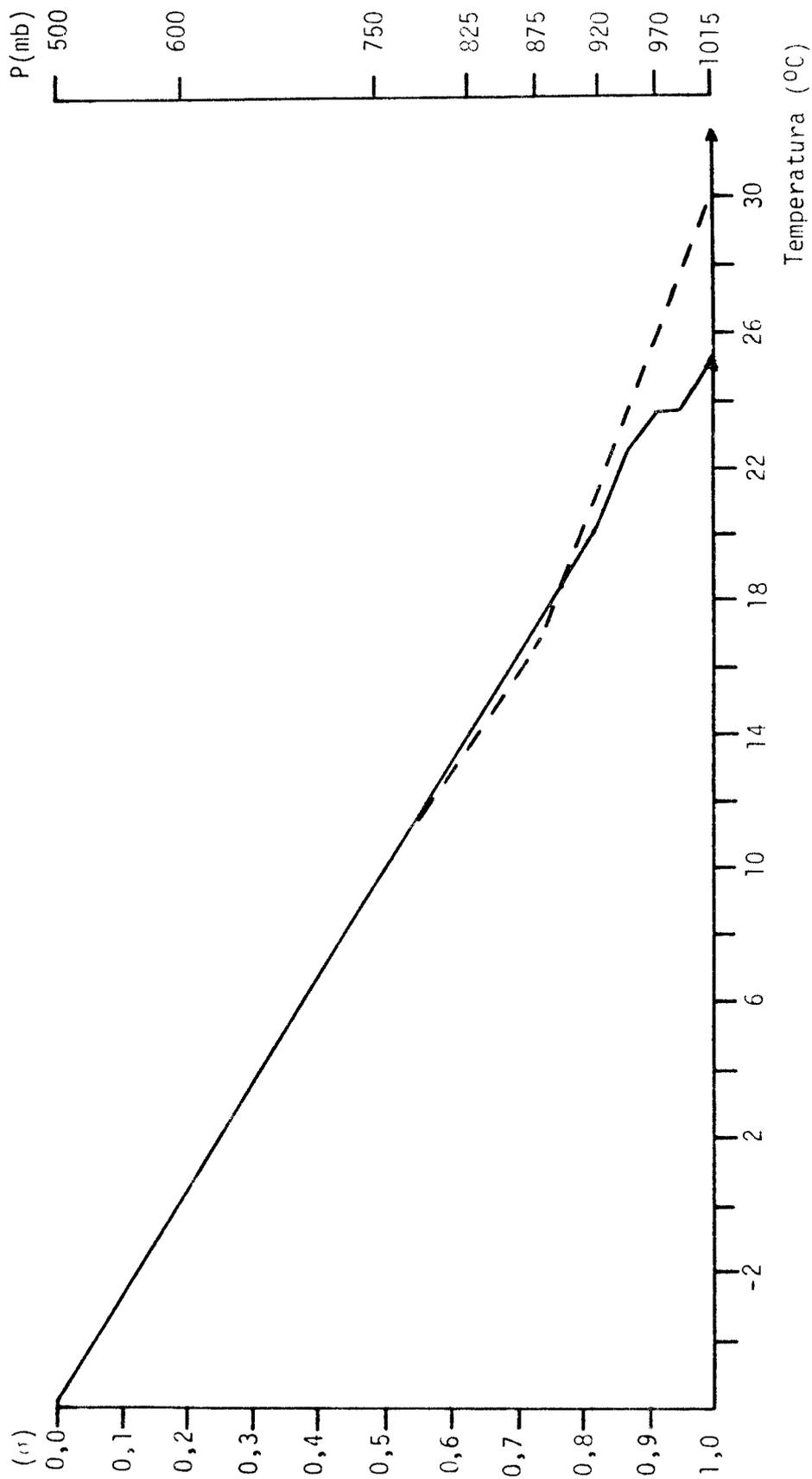


Fig. IV.2 - Perfis verticais de temperatura às 1436 TL (outubro)

- Caso de vento médio nulo e topografia plana. Os perfis referem-se a dois pontos distintos da grade horizontal, situados: (a) a 24 km continente a dentro (linha pontilhada); (b) sobre a costa (linha contínua)

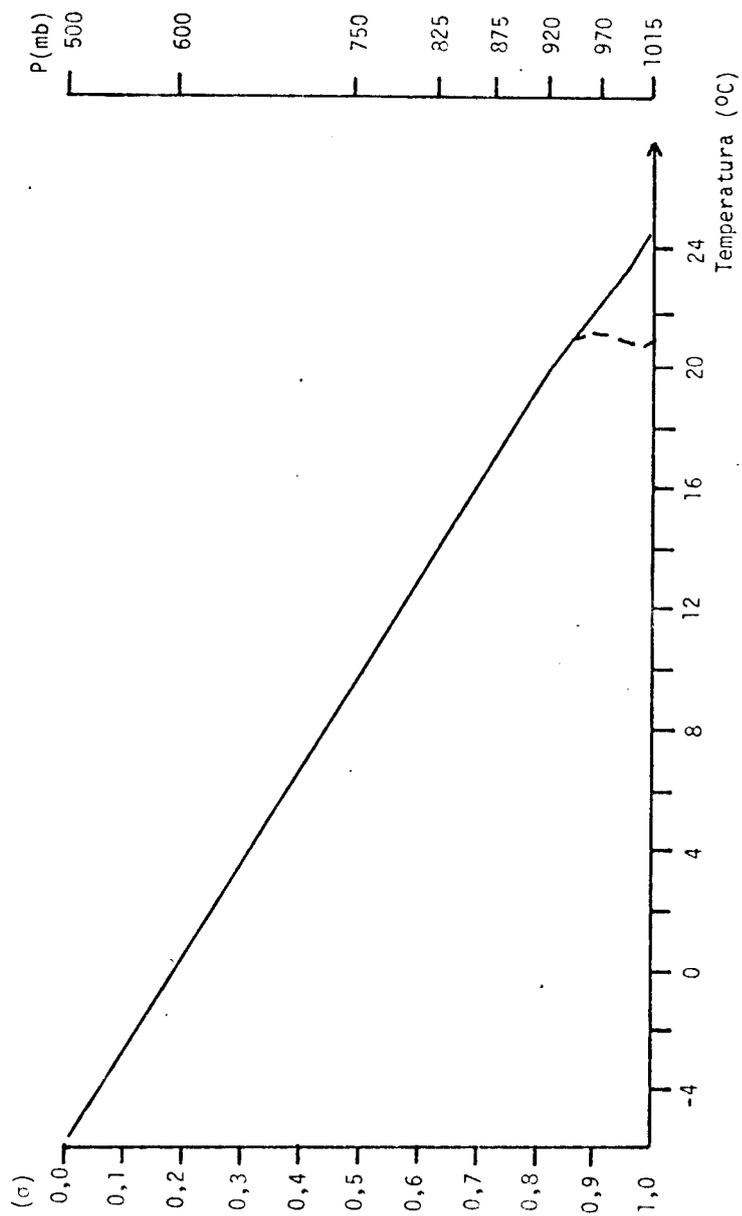


Fig. IV.3 - Perfis verticais de temperatura às 0636 TL (outubro)

- Caso de vento médio nulo e topografia plana. Os perfis referem-se a dois pontos distintos da grade horizontal, situados: (a) a 24 km sobre o continente (linha pontilhada); (b) a 16 km sobre o oceano (linha contínua).

As características da brisa em abril aproximam-se das encontradas em fevereiro, outubro e dezembro. As principais diferenças residem na circulação da brisa marítima, a qual é menos intensa, pois as diferenças de temperatura continente-oceano, durante o dia, são menores neste mês que nos outros três citados (Figura IV.a).

Em junho, situação de inverno, durante o dia o contraste térmico continente-oceano é menor que nos outros meses (Figura IV.1a) e conseqüentemente a brisa marítima também é uma circulação menos intensa, tanto em velocidade como em profundidade e penetração sobre o continente. Seu período de duração é pequeno, estendendo-se aproximadamente das 1200 às 1800 TL, como mostra a Figura III.8. Durante a noite, o continente está muito mais frio que o oceano (Figura IV.1a) de modo que a brisa terrestre é mais forte do que nos outros meses. A circulação desenvolve-se a partir de 2200 TL, persistindo até às 1200 TL do dia seguinte (Figura III.8).

O caso de agosto, também situação de inverno, assemelha-se ao de junho, principalmente no que diz respeito à circulação da brisa terrestre. Já a brisa marítima é mais forte, devido ao contraste continente-oceano, durante o dia, ser maior neste mês que em junho (Figura IV.1a).

Estas variações sazonais da brisa marítima-terrestre serão novamente focalizadas na Seção 4.4, onde será dada ênfase à sua influência na precipitação mensal que ocorre na região do Norte-Nordeste do Brasil.

4.2 - CASO DE TOPOGRAFIA NÃO PLANA E VENTO MÉDIO NULO

Comparando-se as Tabelas III.1-III.2 com III.3 e III.4, nota-se que com a inclusão de uma topografia não plana, sob condição de vento médio nulo, a circulação da brisa torna-se mais intensa. Isto ocorre porque, durante o dia, os efeitos dos ventos de vale se somam aos da brisa marítima penetrando na direção do continente e, à noite, o

mesmo acontece com os ventos de montanha em relação à brisa terrestre. No caso da brisa marítima, embora sua intensidade máxima permaneça a mesma, há uma intensificação no que diz respeito às extensões horizontal e vertical. A circulação é mais profunda e penetra a maiores distâncias sobre o continente. Este fato pode ser observado, por exemplo, através da comparação entre as Figuras IV.4 (caso da topografia não plana) e III.5a (caso da topografia plana).

4.3 - CASO DE TOPOGRAFIA PLANA E VENTO MÉDIO NÃO NULO

Com a existência de um escoamento médio na direção perpendicular à linha da costa e no sentido do continente, há a advecção de ar marítimo sobre a região continental, causando uma diminuição no contraste térmico continente-oceano. Com isto, há uma diminuição na intensidade tanto da brisa marítima como da brisa terrestre.

Contudo, as Tabelas III.5 e III.6 comparadas com III.1 e III.2 mostram que, para o caso de topografia plana, a circulação da brisa simulada pelo modelo sofre pouca influência do escoamento médio dirigido no sentido do continente. Isto ocorre provavelmente devido ao tamanho do espaçamento da grade horizontal (8 km), que é grande em relação à extensão da zona frontal (aproximadamente 1 km). Então, para observar as variações da temperatura provocadas pela advecção do ar marítimo sobre o continente, seria necessário diminuir o espaçamento da grade. Também deve-se levar em conta o esquema de suavização em espaço usado, que utiliza três pontos de grade horizontal e contribui para a redução destas variações de temperatura. Possivelmente esta falha do modelo poderia ser superada futuramente, com o uso de uma grade horizontal variável, onde nas vizinhanças do litoral o espaçamento entre os pontos seja menor.

Apesar de pequena, a influência do vento médio pode ser observada, no caso de brisa marítima (em outubro) e da brisa terrestre (em junho), onde as intensidades máximas são menores que no caso com vento médio nulo.

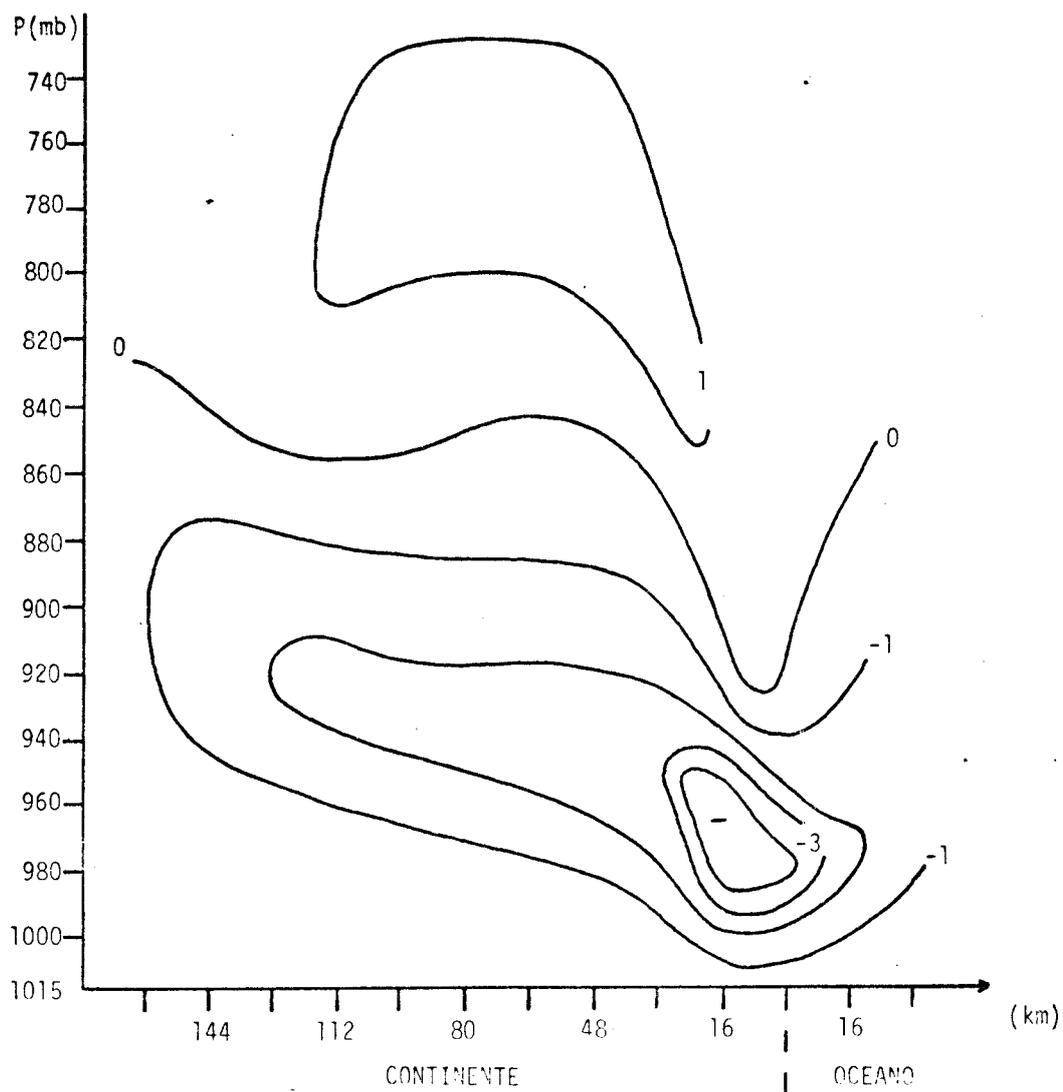


Fig. IV.4 - Interação brisa-montanha, sob a condição de vento médio nulo (outubro)

- Secção vertical da circulação máxima às 1536 TL. O intervalo entre os contornos é de 1 m s^{-1}

4.4 - RELAÇÃO ENTRE A INTENSIDADE DA BRISA E A PRECIPITAÇÃO MENSAL NO NORTE-NORDESTE DO BRASIL

As variações sazonais da circulação da brisa parecem estar relacionadas com a precipitação mensal na região do Norte-Nordeste do Brasil, onde as estações mais chuvosas são as de inverno e outono. Kousky (1979a) mostrou que a intensidade da brisa terrestre, representada pela diferença entre a temperatura de superfície do oceano e a temperatura média do ar, tem o papel principal na ocorrência da precipitação nas áreas da costa leste brasileira (Figura IV.5).

Os resultados, obtidos através do modelo, mostram boa concordância com os de Kousky (1979a), havendo uma grande correlação entre a intensidade da brisa terrestre simulada e a precipitação mensal mostrada na Figura IV.5. Dos meses simulados, o que apresenta maior precipitação é junho, onde a intensidade da brisa terrestre é mais forte, favorecendo uma maior convergência noturna ao longo da costa. Em fevereiro, outubro e dezembro, meses em que a brisa terrestre é mais fraca, ocorre, também, as menores médias mensais de precipitação. No caso de abril, embora a intensidade da brisa terrestre simulada seja fraca, há uma grande quantidade de precipitação. Isto pode ser causado pela influência dos sistemas frontais nesta região, os quais são ativos nesta época do ano, interagindo com a umidade tropical ali existente (Kousky, 1979b).

Estes resultados obtidos através do modelo são válidos para toda a região do Norte-Nordeste do Brasil, apesar dos dados iniciais da Tabela II.1 serem referentes à Salvador, Bahia. A razão para isso é que ao longo da costa leste (Bahia até Rio Grande do Norte), as variações sazonais do contraste térmico continente-oceano são bastante semelhantes (Kousky, 1979a). Para a região mais ao norte, embora este contraste térmico diminua, a brisa está associada à forte convecção, o que tende a aumentar a sua intensidade. No entanto, o caso incluindo vento médio não é válido nesta faixa norte, pois, nesta região, o escoamento não é mais perpendicular à costa (Kousky, 1979a) como foi usado no modelo.

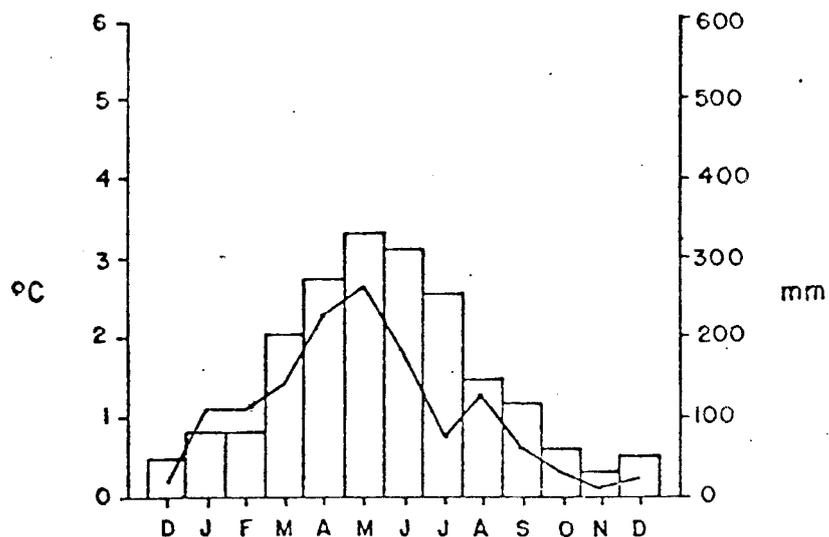


Fig. IV.5 - Relação entre a intensidade da brisa terrestre e a precipitação média mensal na costa leste do Brasil

FONTE: KOUSKY (1979a)

- Os blocos representam a precipitação média mensal (1961-1970) em Maceió e a linha sólida a diferença entre a temperatura do oceano e a temperatura média do ar sobre o continente.

CAPÍTULO V

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

5.1 - CONCLUSÕES

O modelo não-linear desenvolvido reproduziu as características da circulação da brisa marítima-terrestre na região Norte-Nordeste do Brasil. Três casos foram estudados: (a) vento médio nulo e topografia plana; (b) vento médio nulo e topografia não plana; (c) vento médio não nulo e topografia plana.

No caso (a) foram feitos experimentos considerando-se as situações de fevereiro, abril, junho, agosto, outubro e dezembro, para observar as variações sazonais da circulação. A análise destas variações revelou a importância do contraste térmico continente-oceano no controle da intensidade da circulação, tanto durante o dia como à noite. A brisa terrestre mais forte aconteceu em junho, onde o continente, durante a noite, está muito mais frio que o oceano, e a brisa marítima mais intensa ocorreu nos meses de fevereiro, outubro e dezembro, onde durante o dia, o contraste térmico continente-oceano é maior. Os resultados desta análise mostraram, ainda, que a intensidade da brisa terrestre tem um papel importante na precipitação na região Norte-Nordeste do Brasil.

No caso (b) observou-se que com a inclusão da topografia não plana, a circulação resultante foi mais intensa que no caso (a), tanto durante o dia como à noite, devido às interações das brisas marítima e terrestre com os ventos de vale e montanha, respectivamente. No caso (c), a brisa apresentou uma pequena diminuição de intensidade, quando da presença de um escoamento médio de -5 m s^{-1} . Isto foi causado pela advecção de ar marítimo sobre o continente, a qual contribuiu para a diminuição do contraste térmico continente-oceano.

5.2 - SUGESTÕES

O modelo apresentou resultados satisfatórios, considerando-se a finalidade para a qual foi desenvolvido. Contudo, no futuro, vários testes e aperfeiçoamentos podem ser feitos com o intuito de melhorar ainda mais estes resultados. Por exemplo, uma parametrização mais detalhada da camada limite poderia superar a falha do ajustamento convectivo, citada na Seção 3.1, onde a temperatura sobre o continente diminui à medida que o número de dias de integração aumenta. Também a resolução da grade horizontal pode ser melhorada, pois o espaçamento da grade, usado no modelo, causa dificuldades na observação da intensidade máxima da brisa.

Outro aspecto a ser considerado é que, em todos os experimentos, o perfil de temperatura foi inicializado no modelo (Equação A.3) usando-se um único valor de $\partial T / \partial \sigma$ ($= 31,6K$). Seria interessante testar outros valores a fim de observar as variações da circulação com a estabilidade do perfil de temperatura inicial.

Também interessante seria a realização de experimentos envolvendo outras formas da superfície do continente e de outros perfis de vento médio, o que tornaria os resultados mais gerais. O caso incluindo vento médio e topografia não plana simultaneamente é mais complexo e necessita de um tratamento mais laborioso quando da inicialização do modelo, devendo ser estudado futuramente.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece:

Ao Instituto de Pesquisas Espaciais, na pessoa de seu Diretor Dr. Nelson de Jesus Parada e ao Dr. Luiz Gylvan Meira Filho, Chefe do Departamento de Meteorologia, o apoio.

Ao Dr. Vernon Edgar Kousky a valiosa orientação durante o desenvolvimento deste trabalho.

Aos membros da banca: Dr. Y. Viswanadham, Dr. V. B. Rao, Dr. Pedro Leite da Silva Dias e Eng. Marco Antonio Maringolo Lemes, MSc., as sugestões dadas.

Ao Sr. Lucimar Luciano de Oliveira o auxílio dispensado.

À Aparecida dos Santos e à Gabi Gama a datilografia e montagem, e a todos os colegas que direta ou indiretamente auxiliaram no desenvolvimento deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANTHES, R.A. The development of asymmetries in a three dimensional numerical model of the tropical cyclone. *Monthly Weather Review*, 100(6):461-476, June, 1972.
- . 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, July, 1978.
- ; WARNER, T.T. Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Monthly Weather Review*, 106(8):1045-1078, Aug., 1978.
- ATKINSON, G.D. *Forecaster's guide to tropical meteorology*. S.l. Scott Air Force Base. Air Weather Service, 1971. (Technical Report, nº 240)
- BROWN, J.A.; CAMPANA, K.A. An economical time-differencing system for numerical weather prediction. *Monthly Weather Review*, 106(8):1125-1136, Aug., 1978.
- DEFANT, F. Local winds. In: MALONE, T.F., ed. *Compendium of meteorology*. Boston, Ma., American Meteorological Society, c. 1951, p. 655-662.
- DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO. *Atlas de cartas piloto*. Rio de Janeiro, 1974.
- ESTOQUE, M.A. A theoretical investigation of the sea breeze. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 87(372):136-146, Apr., 1961.
- . The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19(3):244-250, May, 1962.
- HALTINER, G.J. *Numerical weather prediction*. New York, N.Y., John Wiley, 1971.
- HAURWITZ, B. Comments on the sea-breeze circulation. *Journal of Meteorology*, 1(1):1-8, Feb., 1947.
- HSU, SHIH-ANG. Coastal air-circulation system: observations and empirical model. *Monthly Weather Review*, 98(7):487-509, July, 1970.

- KOUSKY, V.E. *Diurnal rainfall variability in Northeast Brazil*. São José dos Campos, 1979a. (INPE-1487-RPE/033).
- . Frontal influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 107(9):1140-1153, Sept., 1979b.
- LEOPOLD, L.B. The interaction of trade wind and sea breeze, Hawaii. *Journal of Meteorology*, 6(5):312-320, Oct., 1949.
- MAHRER, Y.; PIELKE, R.A. The effects of topography on the sea and land breezes in a two-dimensional model. *Monthly Weather Review*, 105(9):1151-1162, Sept., 1977.
- MALKUS, J.S.; STERN, M.E. The flow of a stable atmosphere over a heated island. Part I-II. *Journal of Meteorology*, 10(1):30-41, Feb., (2):105-120, Apr., 1953.
- McPHERSON, R.D. A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze. *Journal of Applied Meteorology*, 9(5):767-777, Oct., 1970.
- MOROZ, W.J. A lake breeze on the eastern shore of Lake Michigan; observations and model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24(4):337-355, Jul., 1967.
- NEUMANN, J.; MAHRER, Y. A theoretical study of the land and sea breeze circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(4):532-542, May, 1971.
- OLFE, D.B.; LEE, R.L. Linearized calculations of urban heat island convection effects. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(8):1374-1388, Nov., 1971.
- OOKOUCHI, Y.; URYU, M.; SAWADA, R. A numerical study on the effects of a mountain on the land and sea breezes. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 56(5):368-385, Oct., 1978.
- PAEGLE, J. *Previsão numérica*. Comunicação pessoal a V.E.Kousky, Salt Lake City, Utah, 1979.
- PHILLIPS, N.A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology*, 14(2):184-185, Apr., 1957.

- PHYSICK, W. A numerical model of the sea breeze phenomenon over a lake, or gulf. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(1):2012-2026, Nov., 1976.
- PIERSON, W.J., Jr. The effects of the eddy viscosity, Coriolis deflection, and temperature fluctuation on the sea breeze as a function of time and height. *Meteorological Papers*, 1(2):1-30, Jan., 1950.
- SHUMAN, F.G. Resuscitation of an integration procedure. Suitland, Md., NMC Office, 1971. (Note 54)
- SMITH, R.C. Theory of air flow over heated land mass. Part I. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 81(349):382-395, Jul, 1955.
- WALSH, J.E. Sea breeze theory and applications. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(8):2012-2026, Nov. 1974.
- WEXLER, R. Theory and observations of the land and sea breezes. *Bulletin American Meteorological Society*, 27(6):272-287, June, 1946.

APÊNDICE A

INICIALIZAÇÃO

O modelo foi inicializado tomando-se por referência um ponto de grade horizontal qualquer sobre o oceano, sendo a coluna-grade correspondente a este ponto denominada, de agora em diante, contorno leste (C.L.), como mostra a Figura A.1.

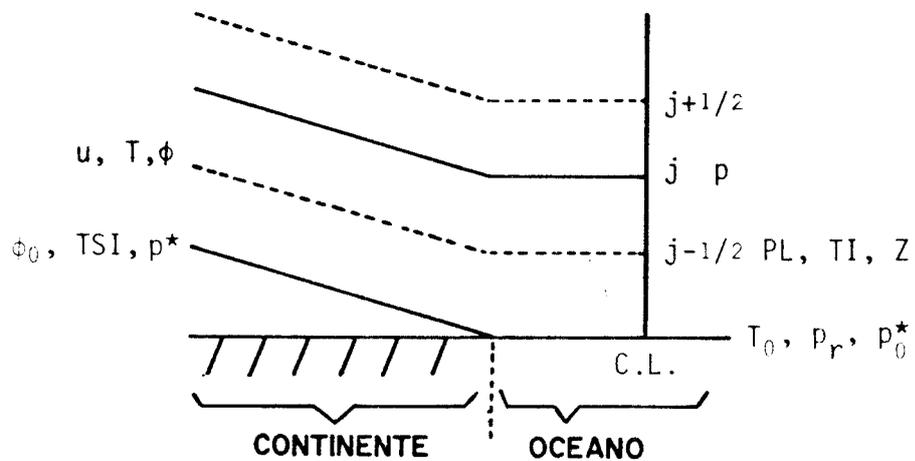


Fig. A.1 - Inclinação dos níveis de σ com a topografia.

- Nesta figura, são representadas as variáveis inicializadas no modelo.

O procedimento de inicialização do modelo pode ser visualizado através do diagrama de blocos que se encontra na Figura A.2.

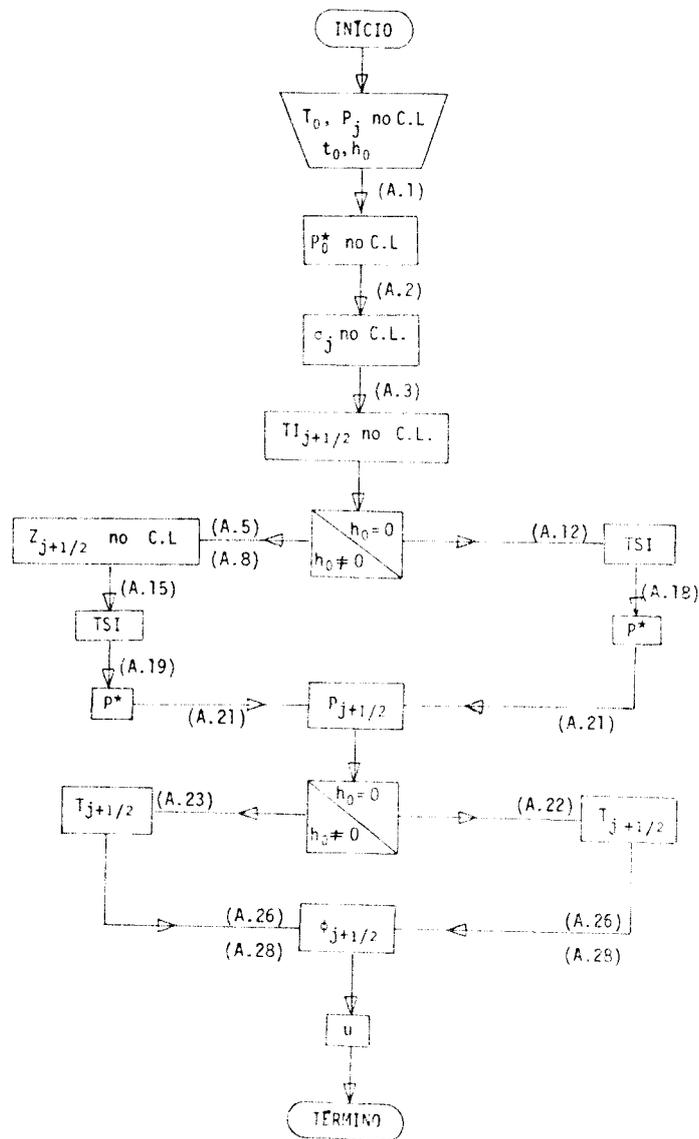


Fig. A.2 - Procedimento da inicialização do modelo.

Os dados de entrada do modelo são:

- os níveis de pressão no contorno leste - p_j , com $j = 1, 2, \dots, 10$.
- o tempo inicial (t_0) e o valor correspondente da temperatura da superfície do oceano (T_0), cujos valores se encontram na Tabela II.1.
- a topografia (h_0) do continente.

Utilizando-se o valor da pressão na superfície ($p_1 = p_r$) e no topo ($p_{10} = p_t$), ambos no contorno leste, obtêm-se o valor de p^* inicial (p^*_0) neste contorno:

$$p^*_0 = p_r - p_t \quad (\text{A.1})$$

que é usado na determinação dos valores de σ correspondentes aos níveis de pressão especificados para o contorno leste, através de:

$$\sigma_j = (p_j - p_t)/p^*_0 \quad (\text{A.2})$$

onde $j = 1, 2, \dots, 10$.

Em seguida, passa-se ao cálculo do perfil de temperatura inicial no contorno leste (TI), para os níveis $\sigma_{j+1/2}$, considerado linear em σ :

$$TI_{j+1/2} = T_0 + \frac{\partial T}{\partial \sigma} \Delta\sigma \quad (\text{A.3})$$

com $j = 1, 2, \dots, 9$

$$\text{onde } \Delta\sigma = \sigma_{j+1/2} - 1 \quad (\text{A.4})$$

$\frac{\partial T}{\partial \sigma}$ = constante, é taxa de variação vertical da temperatura na ca

mada entre a superfície e o topo do modelo, tomada igual a 31,6K. Este valor foi escolhido por duas razões:

- 1) as temperaturas nos níveis de pressão se aproximam de valores reais e
- 2) o perfil \bar{e} estável.

As alturas dos níveis intermediários $Z_{j+1/2}$ são determinadas no contorno leste através da equação hipsométrica, usando-se valores de temperatura já obtidos:

para $j = 1$ ($\sigma_1 = 1$):

$$Z_{3/2} = - \frac{R T_{0m}}{g} \ln | (\sigma_{0m} p_0^* + p_t) / (p_0^* + p_t) | \quad (A.5)$$

onde

$$T_{0m} = \frac{(T_0 + T I_{3/2})}{2} \quad (A.6)$$

$$\sigma_{0m} = \frac{(1 + \sigma_2)}{2} \quad (A.7)$$

para $j = 2, 3, \dots, 9$

$$Z_{j+1/2} = Z_{j-1/2} - \frac{R T_{im}}{g} \ln | (\sigma_m p_0^* + p_t) / (\sigma_n p_0^* + p_t) | \quad (A.8)$$

onde

$$T_{im} = \frac{(T I_{j+1/2} + T I_{j-1/2})}{2} \quad (A.9)$$

$$\sigma_n = \frac{(\sigma_j + \sigma_{j-1})}{2} \quad (A.10)$$

$$\sigma_m = \frac{(\sigma_j + \sigma_{j+1})}{2} \quad (A.11)$$

De posse dos valores de $Z_{j+1/2}$, torna-se possível a obtenção da temperatura de superfície inicial em todos os pontos de grade (TSI). Sobre o oceano e sobre o continente, com topografia plana ($h_0 = 0$):

$$TSI = T_0 \quad (A.12)$$

No caso da topografia não ser plana ($h_0 \neq 0$), TSI é determinada com o auxílio de $Z_{j+1/2}$. Assim, para garantir que inicialmente

$$\left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{Z \text{ constante}} = 0, \text{ tem-se:}$$

para $h_0 \leq Z_{3/2}$

$$TSI = T_0 + \frac{\partial T}{\partial z} h_0 \quad (A.13)$$

onde

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{(T_{I_{1/2}} - T_0)}{Z_{1/2}} \quad (A.14)$$

para $Z_{j-1/2} < h_0 \leq Z_{j+1/2}$

$$TSI = T_{I_{j-1/2}} + \frac{\partial T}{\partial z} \Delta z \quad (A.15)$$

onde

$$\Delta z = h_0 - Z_{j-1/2} \quad (A.16)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_{I_{j+1/2}} - T_{I_{j-1/2}}}{Z_{j+1/2} - Z_{j-1/2}} \quad (A.17)$$

com $j = 2, 3, \dots, 9$

Uma vez obtida TSI, a próxima etapa consiste na determinação de p^* inicial em todos os pontos da grade horizontal. Para $h_0 = 0$:

$$p_0^* = p_0^* = p_r - p_t \quad (A.18)$$

Para $h_0 \neq 0$:

$$p^* = p_r \exp\left(-\frac{gh_0}{RT_{sm}}\right) - p_t \quad (A.19)$$

onde

$$T_{sm} = \frac{(TSI + T_0)}{2} \quad (A.20)$$

A seguir, a pressão inicial nos níveis intermediários ($P_{j+1/2}$) é determinada em todos os pontos de grade, utilizando-se os valores de p^* já obtidos:

$$P_{j+1/2} = \sigma_m p^* + p_t \quad (A.21)$$

com $j = 1, 2, \dots, 9$

Para o contorno leste, a pressão $p_{j+1/2}$ é denominada de $PL_{j+1/2}$.

Com a obtenção de $p_{j+1/2}$, torna-se possível determinar a temperatura inicial em cada ponto de grade ($T_{j+1/2}$). Sobre o oceano e sobre o continente, considerando-se a topografia plana, tem-se:

$$T_{j+1/2} = TI_{j+1/2} \quad (A.22)$$

Para o caso $h_0 \neq 0$, $T_{j+1/2}$ não pode ser calculada utilizando-se uma expressão semelhante à A.15, pois os valores da altura geopotencial dos níveis intermediários em todos os pontos de grade dependem da temperatura, a qual não é conhecida sobre o continente. Portanto, torna-se necessário o uso da taxa de variação da temperatura com a

pressão. Assim, para um nível intermediário $\sigma_{j+1/2}$, sobre o continente, situado entre dois níveis intermediários do contorno leste $\sigma_{j+1/2}$ e $\sigma_{j-1/2}$, (Figura A.1), tem-se:

$$T_{j-1/2} = T_{I_{j-1/2}} + \frac{\partial T}{\partial \ln p} \Delta \ln p \quad (\text{A.23})$$

onde

$$\frac{\partial T}{\partial \ln p} = \frac{T_{I_{j+1/2}} - T_{I_{j-1/2}}}{\ln(PL_{j+1/2}/PL_{j-1/2})} \quad (\text{A.24})$$

$$\Delta \ln p = \ln(p_{j-1/2}/PL_{j-1/2}) \quad (\text{A.25})$$

e

$$j = 2, 3, \dots, 9$$

Uma vez inicializado o campo de temperatura, o geopotencial inicial (ϕ) é calculado em cada ponto de grade:

para

$$j = 1 (\sigma_1 = 1) :$$

$$\phi_{3/2} = \phi_0 - RT_{ms} \ln \left(\frac{\sigma_{0m} p^* + p_t}{p^* + p_t} \right) \quad (\text{A.26})$$

onde

$$\phi_0 = gh_0 \text{ é o geopotencial na superfície}$$

$$T_{ms} = \frac{(T_{3/2} + T_{SI})}{2} \quad (\text{A.27})$$

para $j = 2, 3, \dots, 9$

$$\phi_{j+1/2} = \phi_{j-1/2} - RT_m \ln \left(\frac{\sigma_m p^* + p_t}{\sigma_n p^* + p_t} \right) \quad (\text{A.28})$$

onde

$$T_m = \frac{(T_{j+1/2} - T_{j-1/2})}{2} \quad (\text{A.29})$$

Finalmente, o campo de u é inicializado. No caso sem escoamento médio, u inicial é nulo em todos os pontos de grade. No caso de escoamento médio não nulo, ($U_0 \neq 0$), u inicial (perturbação + valor médio) em todos os pontos de grade é igual a U_0 .

O perfil de U_0 é determinado pelo balanço entre o termo de aceleração e o de atrito, através de integração de:

$$\frac{\partial U_0}{\partial t} = p_0^* \left(\sigma + \frac{p_t}{p_0^*} \right) \left(\frac{g}{RTI} \right)^2 K_m \frac{\partial^2 U_0}{\partial \sigma^2} \quad (\text{A.30})$$

até ser atingido um estado estacionário.

APÊNDICE B

EQUAÇÕES EM DIFERENÇAS FINITAS

Para obter as equações básicas em diferenças finitas as sociadas com as grades alternadas (Figura II.1), faz-se uso dos seguintes operadores:

Na horizontal

$$\left. \begin{aligned} \bar{\lambda}_i^x &= (\lambda_{i+1/2} + \lambda_{i-1/2})/2 \\ \lambda_i^x &= (\lambda_{i+3/2} + \lambda_{i-1/2} + 2 \lambda_{i+1/2})/4 \\ \bar{\lambda}_{i+1/2}^x &= (\lambda_{i+1} + \lambda_i)/2 \\ \lambda_{x_i} &= (\lambda_{i+1/2} - \lambda_{i-1/2})/\Delta x \\ \lambda_{x_{i+1/2}} &= (\lambda_{i+1} - \lambda_i)/\Delta x \\ \lambda_{xx_{i+1/2}} &= (\lambda_{i+3/2} + \lambda_{i-1/2} - 2 \lambda_{i+1/2})/(\Delta x)^2 \end{aligned} \right\} \quad (B.1)$$

sendo

$$\lambda = p^*, \dot{\sigma}, T, \phi, u$$

e $i = 2, 3, \dots, 48$ (índices na horizontal)

Na vertical

$$\left. \begin{aligned}
 \bar{\lambda}_j^\sigma &= (\lambda_{j+1/2} + \lambda_{j-1/2})/2 \\
 \bar{\lambda}_{j+1/2}^\sigma &= (\lambda_{j+1} + \lambda_j)/2 \\
 \bar{\lambda}_{j-1/2}^\sigma &= (\lambda_j + \lambda_{j-1})/2 \\
 \delta\lambda &= \lambda_{j+1} - \lambda_j \\
 \Delta\lambda &= \lambda_{j+1/2} - \lambda_{j-1/2}
 \end{aligned} \right\} \quad (B.2)$$

sendo

$$\lambda = p^*, \dot{\sigma}, T, \phi, u$$

e $j = 2, 3, \dots, 9$ (índices na vertical)

As equações básicas em diferenças finitas são, então:

Equação de Movimento - previsão de u no ponto de grade $(i, j+1/2)$

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial (\bar{p}^{*x} u)}{\partial t} &= - (\bar{p}^{*x} u^x)_x - \frac{\delta}{\delta\sigma} (\bar{p}^{*x} u^\sigma \bar{\sigma}^x) \\
 &\quad - \frac{\sigma R \bar{T}^x}{(\bar{\sigma}^\sigma + p_t / \bar{p}^{*x})} p_x^* - \bar{p}^{*x} \cdot \phi_x + FU
 \end{aligned} \quad (B.3)$$

Equação da Continuidade - cálculo de $\dot{\sigma}$ no ponto de grade $(i+1/2, j)$

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = - (\bar{p}^{*x} u)_x - \frac{\delta}{\delta\sigma} (\dot{\sigma} \bar{p}^{*x}) \quad (B.4)$$

Equação de Hidrostática - cálculo de ϕ nos pontos de grade
($i + 1/2$, $j + 1/2$)

Para $j = 1$

$$\frac{\phi_{j+1/2} - \phi(\sigma = 1)}{\ln \left(\frac{\tilde{\sigma}^\sigma + p_t/p^*}{\bar{\sigma}^\sigma + p_t/p^*} \right)} = - \frac{R (T_S + T_{j+1/2})}{2} \quad (\text{B.4})$$

Para $j = 2, 3, \dots, 9$

$$\frac{\Delta\phi}{\ln \left(\frac{\tilde{\sigma}^\sigma + p_t/p^*}{\bar{\sigma}^\sigma + p_t/p^*} \right)} = - R \bar{T}^\sigma \quad (\text{B.5})$$

Equação de Termodinâmica - previsão de T nos pontos de grade
($i + 1/2$, $j + 1/2$)

$$\begin{aligned} \frac{\partial (p^*T)}{\partial t} = & - (\bar{p}^* \times \bar{T} \times u) \Big|_x - p^* \frac{\delta}{\delta\sigma} (\tilde{\sigma} \bar{T}^\sigma) \\ & + \frac{RT\omega}{c_p (\sigma + p_t/p^*)} + FT \end{aligned} \quad (\text{B.6})$$

$$\text{onde } \omega = p^* \tilde{\sigma}^\sigma + \tilde{\sigma}^\sigma \left(\frac{\partial p^*}{\partial t} + \tilde{u}^x \bar{p}^* \times \Big|_x \right) \quad (\text{B.7})$$

Em \bar{T}^σ tem-se que a temperatura potencial, em vez de temperatura absoluta, é interpolada linearmente entre os níveis de σ (Anthes, 1978).

Equação da Tendência da Pressão da Superfície - previsão de p^* nos pontos de grade $(i + 1/2)$

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = \frac{1}{(1 - \sigma_t)} \sum_{j=1}^9 \left[(\overline{p^*})^x u \right]_x \cdot \delta\sigma \quad (\text{B.8})$$

APÊNDICE C

AJUSTAMENTO CONVECTIVO SECO

A fim de evitar o aparecimento das camadas muito instáveis torna-se necessário incluir, no modelo, um ajustamento convectivo. É utilizado um esquema simples, baseado apenas no perfil vertical de temperatura, o qual atua na sondagem toda e remove quaisquer camadas instáveis (Anthes, 1978). Um breve resumo deste tipo de ajustamento é dado a seguir.

Sejam duas camadas de espessura $\delta\sigma_{j+1/2}$ e $\delta\sigma_{j-1/2}$ (Figura II.1). A taxa de variação vertical de temperatura potencial é dada no modelo por:

$$\frac{\partial\theta}{\partial p} = \frac{\theta_{j+1/2} - \theta_{j-1/2}}{p_{j+1/2} - p_{j-1/2}} \quad (C.1)$$

onde $j = 2, 3, \dots, 9$

Quando $\partial\theta/\partial p$ excede um valor crítico $\partial\theta/\partial p_c$ (no modelo $1^\circ\text{C}/100 \text{ mb}$), a sondagem é ajustada de maneira que:

- a temperatura média, usando-se como peso a espessura da camada, não muda.
- a taxa de variação vertical da temperatura potencial torna-se igual a $\partial\theta/\partial p_c$.

A primeira condição é expressa por:

$$\begin{aligned} & (T_{j+1/2} + \Delta T_{j+1/2}) \delta\sigma_{j+1/2} + (T_{j-1/2} + \Delta T_{j-1/2}) \delta\sigma_{j-1/2} = \\ & = \bar{T} (\delta\sigma_{j+1} - \delta\sigma_{j-1}) \end{aligned} \quad (C.2)$$

onde $\Delta T_{j+1/2}$ e $\Delta T_{j-1/2}$ são os ajustamentos a serem acrescentados a $T_{j+1/2}$ e $T_{j-1/2}$ e

$$\bar{T} (\delta\sigma_{j+1} - \delta\sigma_{j-1}) = \delta\sigma_{j-1/2} T_{j-1/2} + \delta\sigma_{j+1/2} T_{j+1/2} \quad (C.3)$$

com $j = 2, 3, \dots, 9$

A segunda condição é expressa por:

$$\begin{aligned} (T_{j+1/2} + \Delta T_{j+1/2}) \left(\frac{p_0}{p_{j+1/2}}\right)^{0.286} - (T_{j-1/2} + \Delta T_{j-1/2}) \left(\frac{p_0}{p_{j-1/2}}\right)^{0.286} &= \\ = \frac{\partial \theta}{\partial p_c} (p_{j+1/2} - p_{j-1/2}) & \quad (C.4) \end{aligned}$$

com $j = 2, 3, \dots, 9$

Resolvendo-se as Equações C.2 e C.4, obtêm-se:

$$\begin{aligned} \Delta T_{j+1/2} = & \left[T_{j-1/2} \left(\frac{p_{j+1/2}}{p_{j-1/2}}\right)^{0.286} + (p_{j+1/2} - p_{j-1/2}) \left(\frac{p_{j+1/2}}{p_0}\right)^{0.286} \frac{\partial \theta}{\partial p_c} \right. \\ & \left. - T_{j+1/2} \right] / \left[1 + \frac{\delta\sigma_{j+1/2}}{\delta\sigma_{j-1/2}} \left(\frac{p_{j+1/2}}{p_{j-1/2}}\right)^{0.286} \right] \quad (C.5) \end{aligned}$$

$$\Delta T_{j-1/2} = - \Delta T_{j+1/2} \frac{\delta\sigma_{j+1/2}}{\delta\sigma_{j-1/2}} \quad (C.6)$$

Quando duas camadas são ajustadas desta maneira, verifica-se novamente toda a sondagem para observar se o ajustamento destas camadas não causa outra camada instável.

Devido ao ajustamento convectivo, os valores da temperatura sobre o continente tornam-se menores à medida que se aumenta o número de dias de integração (Seção 3.1).

APÊNDICE D

TERMOS DE ATRITO E DE DIFUSÃO TÉRMICA

O termo de atrito na Equação II.2 é dado por:

$$FU = p^* \left(\sigma + \frac{p_t}{p^*} \right)^2 \left(\frac{g}{RT} \right)^2 \left(\frac{\partial K_m}{\partial \sigma} \right) \frac{\partial u}{\partial \sigma} + K_m \frac{\partial^2 u}{\partial \sigma^2} \quad (D.1)$$

A taxa de mudança com o tempo de p^*T , devido às difusões vertical e lateral de calor na Equação II.5, é dada por:

$$FT = p^* \left(\sigma + \frac{p_t}{p^*} \right)^2 \left(\frac{g}{RT} \right)^2 \left(\frac{\partial K_h}{\partial \sigma} \right) \frac{\partial T}{\partial \sigma} + K_h \frac{\partial^2 T}{\partial \sigma^2} + \frac{\partial K_h}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} + K_h \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (D.2)$$

As expressões completas para FU e FT possuem mais termos, os quais foram eliminados através de uma análise de escala.

Os termos de difusão que envolvem derivadas do segundo grau podem causar instabilidade no modelo. Para evitar este problema, eles são avaliados no passo de tempo $t-1$ (Jan Paegle, comunicação pessoal, 1979).

A representação de FU e FT em diferenças finitas é feita utilizando-se as Equações B.1 e B.2. Na Equação II.2, FU é calculado nos pontos de grade $(i, j+1/2)$:

$$FU = \overline{p^*}^x \left(\overline{\sigma}^\sigma + \frac{p_t}{\overline{p^*}^x} \right)^2 \left(\frac{g}{\overline{RT}^x} \right)^2 \left(\frac{\partial K_m}{\partial \sigma} \right) \frac{\partial \overline{u}^\sigma}{\partial \sigma} + K_m \frac{\partial^2 \overline{u}^\sigma}{\partial \sigma^2} \quad (D.3)$$

onde

$$\frac{\partial^2 \overline{u}^\sigma}{\partial \sigma^2} = \frac{\frac{u_{j+3/2} - u_{j+1/2}}{\sigma_{j+3/2} - \sigma_{j+1/2}} - \frac{u_{j+1/2} - u_{j-1/2}}{\sigma_{j+1/2} - \sigma_{j-1/2}}}{\sigma_{j+1} - \sigma_j} \quad (D.4)$$

com $j = 2, 3, \dots, 8$

Na Equação II.5, FT \bar{e} calculado nos pontos de grade (i+1/2, j+1/2):

$$FT = p^* \left(\bar{\sigma}^\sigma + \frac{p_t}{p^*} \right)^2 \left(\frac{g}{RT} \right)^2 \left(\frac{\delta \bar{K}_h^\sigma}{\delta \sigma} \frac{\delta \bar{T}^\sigma}{\delta \sigma} + K_h \frac{\delta^2 \bar{T}}{\delta \sigma^2} \right) + \bar{K}_h^x \Big|_x \cdot \bar{T}^x \Big|_x + K_h T_{xx} \quad (D.5)$$

onde

$$\frac{\delta^2 \bar{T}}{\delta \sigma^2} = \frac{\frac{T_{j+3/2} - T_{j+1/2}}{\sigma_{j+3/2} - \sigma_{j+1/2}} - \frac{T_{j+1/2} - T_{j-1/2}}{\sigma_{j+1/2} - \sigma_{j-1/2}}}{\sigma_{j+1} - \sigma_j} \quad (D.6)$$

onde $j = 2, 3, \dots, 8$

APÊNDICE E

INTERPOLAÇÃO DE T E u NO PRIMEIRO NÍVEL INTERMEDIÁRIO

Devido às dificuldades no cálculo dos termos de difusão de calor e quantidade de movimento para o primeiro nível intermediário, ($\sigma_{3/2}$), as previsões de T e u através da integração numérica no tempo das Equações II.5 e II.2 respectivamente, são feitas a partir do segundo nível intermediário, ($\sigma_{5/2}$). A obtenção destas variáveis no nível $\sigma_{3/2}$ é feita por interpolação.

O tipo de interpolação utilizado envolve a camada entre a superfície σ_1 e o nível $\sigma_{5/2}$. A temperatura no primeiro nível intermediário é dada por:

$$T_{3/2} = T_S + \frac{\partial T}{\partial \ln p} \cdot \Delta \ln p \quad (\text{E.1})$$

onde

$$\Delta \ln p = \ln \left(\frac{P_{3/2}}{P_S} \right) \quad (\text{E.2})$$

e

$$\frac{\partial P}{\partial \ln p} = \frac{T_{5/2} - T_S}{\ln \left(\frac{P_{5/2}}{P_S} \right)} \quad (\text{E.3})$$

