

EFEITOS DA TOPOGRAFIA E ESCOAMENTO MÉDIO SOBRE AS CIRCULAÇÕES  
LOCAIS NAS REGIÕES NORTE-NORDESTE DO BRASIL

Sergio Henrique Franchito  
Yoshihiro Yamazaki

RESUMO

Um modelo prognóstico é utilizado para estudar as circulações locais, notadamente as brisas marítimas e terrestre, na região do Norte-Nordeste do Brasil. O modelo é não-linear, bidimensional, de equações primitivas, formulado em diferenças finitas e integrado no tempo utilizando o esquema de Shuman-Brown-Campana. É usada uma função forçante para determinar a temperatura da superfície do continente. O desenvolvimento da circulação da brisa é analisado considerando diferentes condições de vento e topografia. Ênfase especial é dada para o caso em que se inclui, simultaneamente, escoamento médio e topografia não-plana.

1. 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. Como durante o dia a terra está relativamente mais quente e o oceano relativamente mais frio, as camadas de ar sobre elas apresentam um gradiente horizontal de temperatura. Em consequência, ocorre a circulação da brisa marítima, com o vento próximo à superfície dirigindo-se para o continente, e, nos níveis mais altos, um escoamento de retorno, mais fraco e profundo. Durante a noite, com o continente mais frio, a situação se inverte ocorrendo, então, a circulação da brisa terrestre.

A brisa foi estudada extensivamente por vários pesquisadores como, por exemplo, WEXLER (11), DEFANT (3), NEUMANN e MAHRER (9) e ANTHES (1), proporcionando informações qualitativas e quantitativas de grande importância para melhor entender o desenvolvimento desta circulação.

É fato conhecido que a circulação da brisa é modificada pela topografia e escoamento de grande escala. Com relação ao efeito da topografia, MAHRER e PIELKE (8), usando um modelo de duas dimensões, notaram que a circulação tornava-se mais intensa quando a brisa interagia com os ventos de vale-montanha. Quanto aos ventos dominantes, sua influência em contribuir para os fortes movimentos verticais associados à brisa foi verificado por ESTOQUE (5), através de um modelo numérico. KOUSKY (7), que relacionou as variações sazonais do escoamento

médio com a circulação da brisa, através da precipitação a elas associada, para a região Norte-Nordeste do Brasil, sugere que podem ser encontradas variações diárias na circulação local, se existirem mudanças diárias nos ventos alísios.

O objetivo deste trabalho consiste em estudar a influência da topografia e do escoamento médio sobre as brisas marítima e terrestre na região Norte-Nordeste do Brasil através de um modelo numérico que, apesar de sua simplicidade, é capaz de simular realisticamente esses tipos de circulações. Este estudo torna-se relevante, uma vez que a brisa contribui sobremaneira para a precipitação média mensal nesta região, segundo KOUSKY (7). Assim, são analisadas várias situações, utilizando diferentes condições de vento e topografia.

## 2. O MODELO

### 2.1. Equações básicas e grade

O modelo utilizado é semelhante ao de FRANCHITO e KOUSKY (6). É um modelo seco, bidimensional, não-linear e de equações primitivas. As equações do movimento, continuidade, hidrostática e termodinâmica são, respectivamente:

$$\frac{\partial}{\partial t} (p^*u) = - \frac{\partial}{\partial x} (p^*uu) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (p^*u\dot{\sigma}) - \frac{\sigma RT}{(1+p_t/\sigma p^*)} \frac{\partial p^*}{\partial x} - p^* \frac{\partial \phi}{\partial x} + FU, \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} (p^*u) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (p^*\dot{\sigma}), \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln(\sigma + P_t/p^*)} = - RT, \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (p^*T) = - \frac{\partial}{\partial x} (p^*uT) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (p^*\dot{\sigma}T) + \frac{RT\omega}{c_p(\sigma + P_t/p^*)} + FT, \quad (2.4)$$

onde:

$$\sigma = \frac{P - P_t}{p^*},$$

$$P^* = P_s - P_t,$$

$$FU = p^* (\sigma + P_t/p^*)^2 \left( \frac{g}{RT} \right)^2 \left( \frac{\partial K_m}{\partial \sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + K_m \frac{\partial^2 u}{\partial \sigma^2} \right), \quad (2.5)$$

$$FT = p^* (\sigma + P_t/p^*)^2 \left( \frac{g}{RT} \right)^2 \left( \frac{\partial K_H}{\partial \sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + K_H \frac{\partial^2 T}{\partial \sigma^2} \right) + \frac{\partial K_H}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} + K_H \frac{\partial^2 T}{\partial \sigma^2},$$

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

A Equação 2.2, integrada na vertical, resulta na equação da tendência de pressão na superfície:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = \frac{1}{(1-\sigma_t)} \left[ \int_1^{\sigma_t} \frac{\partial}{\partial x} (p^* u) d\sigma + \int_1^{\sigma_t} \frac{\partial}{\partial \sigma} (p^* \dot{\sigma}) d\sigma \right] \quad (2.6)$$

que constitui, juntamente com as Equações de 2.1 a 2.4, um sistema prognóstico para as variáveis  $p^*$ ,  $\dot{\sigma}$ ,  $T$ ,  $\phi$  e  $u$ .

As grades utilizadas são alternadas tanto na horizontal como na vertical. Na horizontal, os valores de  $u$  estão definidos nos pontos  $x_i = (i-1)\Delta x$  e as outras variáveis, nos pontos intermediários. Na vertical, as variáveis  $T$ ,  $\phi$  e  $u$  estão definidas nos níveis intermediários entre os níveis onde estão os valores de  $\dot{\sigma}$ .

## 2.2. Condições iniciais, condições de contorno e função forçante

No início da integração, em  $t = t_0$ , as temperaturas das superfícies do oceano (TSO) e do continente (TSC) são consideradas iguais. Os valores destas temperaturas são para o mês de novembro (Salvador, Bahia) e foram obtidos de dados do Instituto Nacional de Meteorologia e da Diretoria de Hidrografia e Navegação-DHN (4). Estes valores são válidos para toda costa leste brasileira (da Bahia até o Rio Grande do Norte) devido ao semelhante contraste térmico continente-oceano encontrado nesta região, segundo KOUSKY (7). Durante a integração, a TSO é mantida constante, o que é perfeitamente justificado pelo grande valor do calor específico da água, enquanto a TSC é determinada através de uma função térmica forçante, aplicada à superfície do continente, dada por:

$$f(t) = 5 \operatorname{sen}\left(\frac{2\pi t}{\tau}\right) + 1,7 \operatorname{sen}\left[\frac{4\pi(t-7200)}{\tau}\right], \quad (2.7)$$

onde  $t$  é o tempo no modelo e  $\tau$  é o período de um dia, em segundos.

As condições de contorno na vertical são:

$$u = U_0; \quad \dot{\sigma} = 0 \quad \text{em} \quad \sigma = 1 \quad \text{e} \quad \sigma = 0, \quad (2.8)$$

e as condições de contorno laterais são:

$$\frac{\partial}{\partial x} (p^*, T, \phi, u) = 0, \quad (2.9)$$

sendo  $\dot{\sigma}$  calculado nos contornos laterais através da Equação 2.2.

### 2.3 - Camada limite

Os processos de difusão de calor e quantidade de movimento são parametrizados através de diferentes coeficientes para as estratificações estável e instável, dada por:

$$K_m = K_H = \begin{cases} 5\text{m}^2 \text{ s}^{-1} & \text{para } \frac{\partial \theta}{\partial z} \geq 0 \quad (\text{estável ou neutro}) \\ \ell^2 \left[ \alpha \frac{g}{\theta_a} \left| \frac{\partial \theta}{\partial z} \right| \right]^{1/2} > 5\text{m}^2 \text{ s}^{-1} & \text{para } \frac{\partial \theta}{\partial z} < 0 \quad (\text{instável}), \end{cases} \quad (2.10)$$

onde:

$\ell$  = comprimento de mistura (=50m),

$\alpha = K_H/K_m = 1$ ,

$\theta_a$  = temperatura potencial da superfície do oceano.

### 2.4 - Aspectos numéricos

O esquema de integração no tempo utilizado é o de SHUMAN (10) e generalizado por BROWN e CAMPANA (2), o qual permite que o passo de tempo seja idealmente duas vezes maior que o do esquema convencional de diferenças finitas centradas. Neste esquema, os valores de  $p^*$  e  $\phi$  são computados no passo de tempo  $(n+1)$  antes de computar  $u$ . Então, são feitas médias de  $p^*$  e  $\phi$  usando os valores dos passos  $(n+1)$ ,  $n$  e  $(n-1)$ , no cálculo da força gradiente de pressão, na Equação 2.1. Estas médias são da forma:

$$\eta^n = \xi(\eta^{n-1} + \eta^{n+1}) + (1-2\xi)\eta^n, \quad (2.11)$$

onde  $\eta = p^*$  ou  $\phi$ .

Este esquema é estável para  $\xi \leq 0,25$ . No modelo é usado o valor de 0,2495, segundo ANTHES (1).

Maiores detalhes a respeito do modelo encontram-se em FRANCHITO e KOUSKY (6).

## 3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Estudam-se vários casos analisando em separado e simultaneamente a influência do vento médio e da topografia na circulação da brisa marítima. Os resultados apresentados referem-se ao tempo de 6 horas de integração do modelo, que corresponde aproximadamente à 16:30h no horário local.

A Figura 1 mostra a circulação da brisa marítima para a situação de vento médio nulo e topografia plana (caso 1). Observe-se a penetração da brisa até aproximadamente 30km continente a dentro, com os ventos mais fortes de  $-4,5 \text{ m s}^{-1}$ . A circulação chega a atingir cerca de 750m de altura e acima disto há um escoamento de retorno, que é mais fraco, porém mais profundo. Com a inclusão da topografia não-plana (caso 2), os

efeitos do vento do vale somam-se a brisa marítima causando uma circulação mais intensa (ventos maiores que  $-4,5 \text{ m s}^{-1}$ ) e profunda (1km de altura), como mostra a Figura 2. Também a penetração da brisa marítima torna-se maior, alcançando cerca de 50km continente a dentro.

O efeito do escoamento médio sobre a brisa pode ser observado através da Figura 3, que mostra a situação do vento médio de  $-5 \text{ m s}^{-1}$  e da topografia plana (caso 3). Embora os ventos mais fortes sejam também da ordem de  $-4,5 \text{ m s}^{-1}$ , nota-se que neste caso as isolinhas de velocidade têm as extensões horizontal e vertical ligeiramente menores que as do caso 1. Isto é causado pela advecção de ar marítimo sobre a região continental, pelo escoamento médio, a qual torna menor o aumento da temperatura das camadas de ar sobre o continente e, conseqüentemente, mais fraca a brisa marítima. Contudo, devido à esta advecção, o ar marítimo penetra mais sobre o continente (cerca de 35km).

O caso mais realístico que envolve simultaneamente a presença do escoamento médio e da topografia não-plana é apresentado nas Figuras 4 e 5 para as situações de vento médio de  $-5 \text{ m s}^{-1}$  (caso 4) e de  $-10 \text{ m s}^{-1}$  (caso 5), respectivamente. Comparando os casos 3 e 4, nota-se que, na presença do mesmo escoamento médio ( $-5 \text{ m s}^{-1}$ ), a circulação é mais intensa e profunda, e penetra mais sobre o continente para o caso que inclui a topografia não-plana, resultado este já observado através de análise dos casos 1 e 2. O efeito do escoamento médio pode ser observado através dos casos 2, 4 e 5. Como já foi visto, para a situação de escoamento médio nulo (caso 2), a circulação estende-se até aproximadamente 50km sobre o continente. Com a presença de vento médio no sentido do continente, o ar marítimo é advectado por este vento sobre a terra e penetra mais que no caso 2, atingindo cerca de 65km (caso 4) e 75km (caso 5). Portanto, quanto maior a intensidade do vento médio, maior a penetração da brisa marítima. Todavia, a circulação torna-se mais fraca na presença do escoamento médio, fato este evidenciado através da comparação entre os casos 2 (ventos mais fortes de  $-4,5 \text{ m s}^{-1}$ ) e 5 (ventos mais fortes de  $-3,7 \text{ m s}^{-1}$ ). Quanto à profundidade da circulação, os casos 2, 4 e 5 apresentam-se semelhantes, com a brisa marítima atingindo a altura de aproximadamente 1km.



FIGURA 3 - Vento médio de  $-5 \text{ m s}^{-1}$  e topografia plana (caso 3).

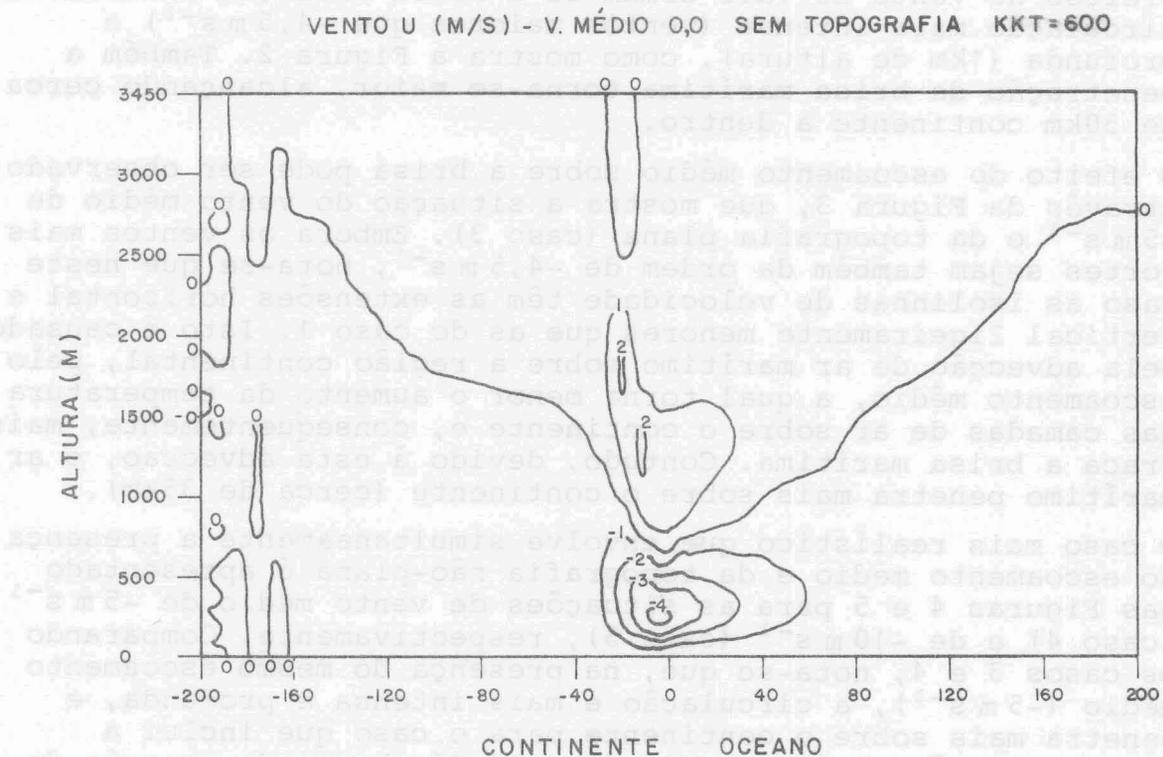


Figura 1 - Caso do vento médio nulo e topografia plana.  
Secção vertical do vento u às 16:30h.

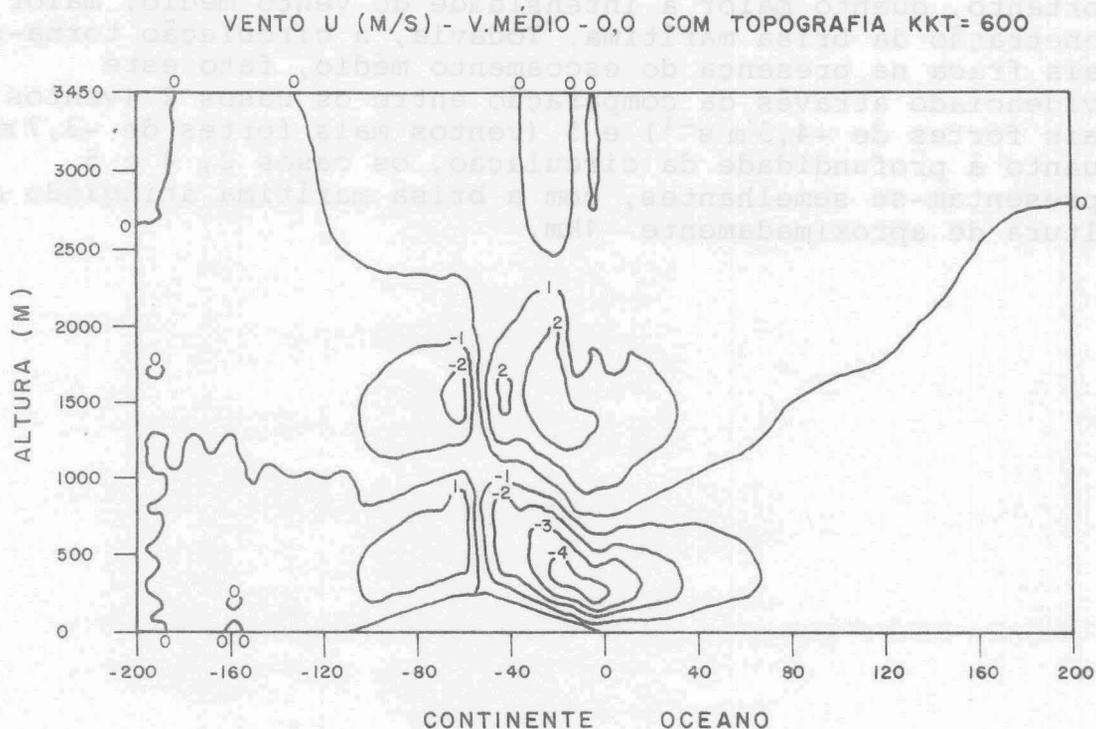


Figura 2 - Caso do vento médio nulo e topografia não-plana.  
Secção vertical do vento u às 16:30h.

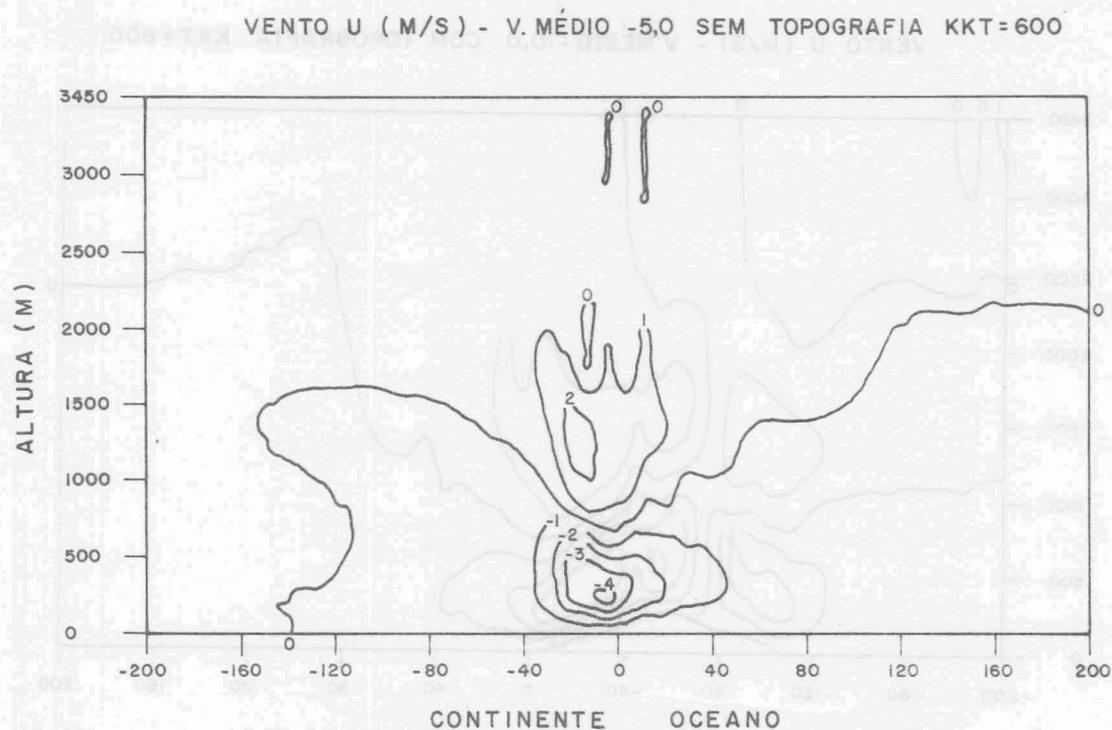


Figura 3 - Caso do vento médio de  $-5 \text{ m s}^{-1}$  e topografia plana. Secção vertical do vento u às 16:30h.

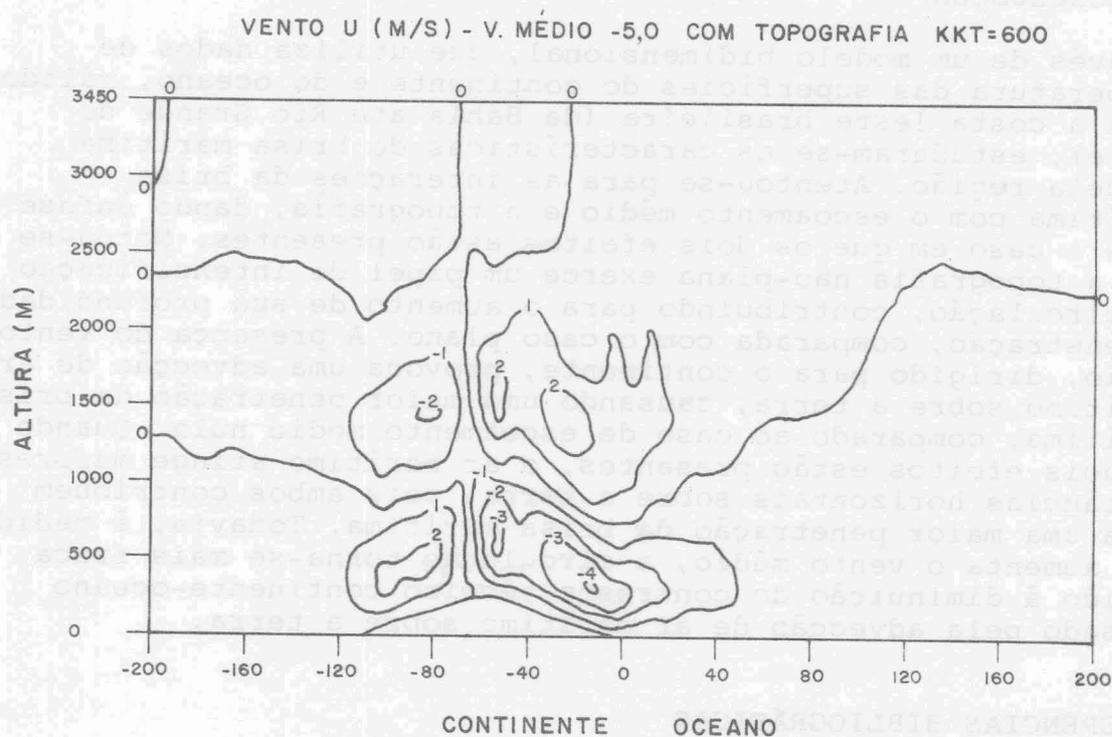


Figura 4 - Caso do vento médio de  $-5 \text{ m s}^{-1}$  e topografia não-plana. Secção vertical do vento u às 16:30h.

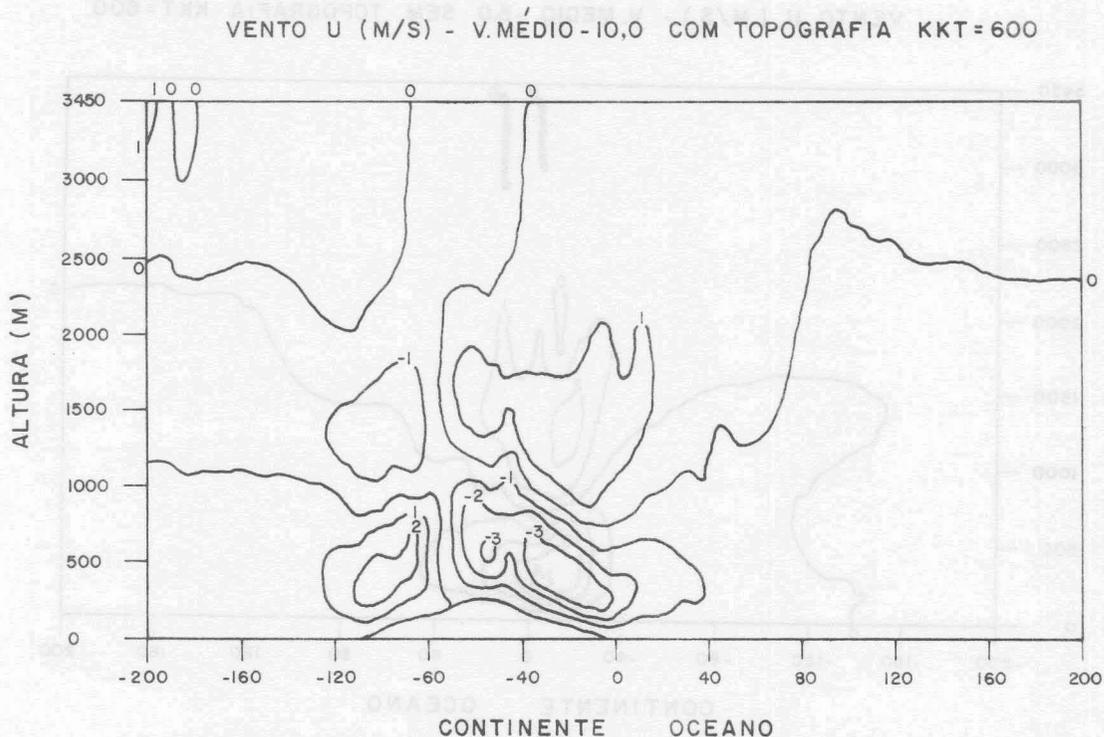


Figura 5 - Caso do vento médio de  $-10 \text{ m s}^{-1}$  e topografia não-plana. Secção vertical do vento u às 16:30h.

#### 4. CONCLUSÕES

Através de um modelo bidimensional, que utiliza dados de temperatura das superfícies do continente e do oceano, válidos para a costa leste brasileira (da Bahia até Rio Grande do Norte), estudaram-se as características de brisa marítima naquela região. Atentou-se para as interações da brisa marítima com o escoamento médio e a topografia, dando ênfase para o caso em que os dois efeitos estão presentes. Notou-se que a topografia não-plana exerce um papel de intensificação da circulação, contribuindo para o aumento de sua profundidade e penetração, comparada com o caso plano. A presença do vento médio, dirigido para o continente, provoca uma advecção de ar marítimo sobre a terra, causando uma maior penetração da brisa marítima, comparado ao caso de escoamento médio nulo. Quando os dois efeitos estão presentes, o ar marítimo atinge maiores distâncias horizontais sobre a terra, pois ambos contribuem para uma maior penetração da brisa marítima. Todavia, à medida que aumenta o vento médio, a circulação torna-se mais fraca devido à diminuição do contraste térmico continente-oceano causado pela advecção de ar marítimo sobre a terra.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ANTHES, R.A. The height of the planetary boundary layer and production of the circulation in the sea breeze model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(7):1231-1239, July 1978.

2. BROWN, J.A.; CAMPANA, K.A. An economical time-differencing system for numerical weather prediction. *Monthly Weather Review*, 106(8):1125-1136, Aug. 1978.
3. DEFANT, F. Local Winds. In: MALONE, T.F., ed. *Compendium of Meteorology*. Boston, Ma., American Meteorological Society, c. 1951, p. 655-662.
4. DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO - DHN. Atlas de carta piloto. Rio de Janeiro, 1974.
5. ESTOQUE, M.A. The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19(3):244-250, May, 1962.
6. FRANCHITO, S.H.; KOUSKY, V.E. Um modelo numérico para simulação das circulações locais, aplicada à região costeira do Nordeste do Brasil. *Ciência e Cultura*, 34(11):1484-1498, Nov. 1982.
7. KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variability in Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 108(4):488-498, April, 1980.
8. 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.
9. 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.
10. SHUMAN, F.G. Resuscitation of an integration procedure. Suitland, Md., NMC Office, 1971. (Note 54).
11. WEXLER, R. Theory and observations of the land and sea breezes. *Bulletin American Meteorological Society*, 27(6):272-287, June, 1946.