

Universidade de São Paulo – USP  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG  
Departamento de Ciências Atmosféricas – ACA  
Meteorologia Sinótica

### **Brisa marítima/terrestre e vale/montanha**

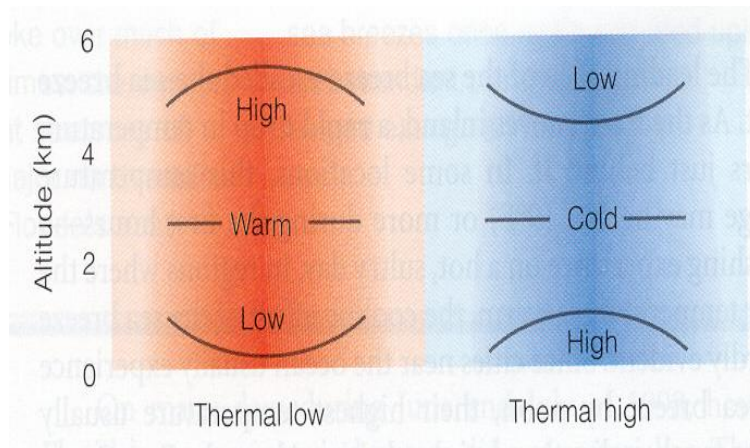
São circulações termicamente forçadas que surgem ao longo de quase todo limite de costa existente no mundo.

Considerações de Atkinson (1981):

O aquecimento diferenciado entre continente e oceano, com gradientes de temperatura de aproximadamente  $1^{\circ}\text{C}$  por 20 km, promove fluxos de energia diferentes para a atmosfera, causando gradientes de pressão em determinados níveis acima da superfície, os quais impulsionam o movimento.

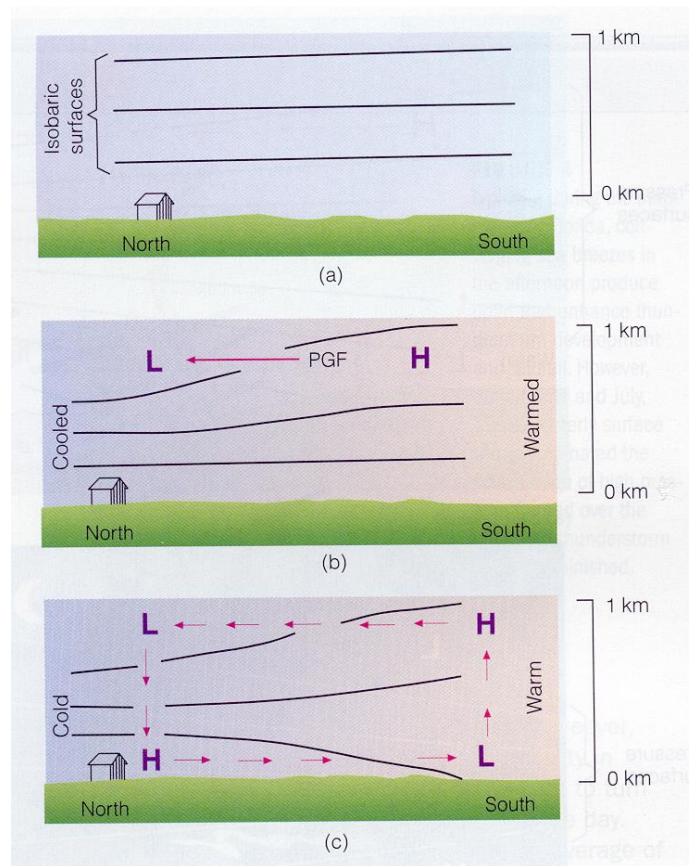
Este movimento gera divergência e convergência em diferentes pontos, o que faz com que se estabeleça uma célula de circulação.

- O aquecimento sobre continente é maior do que sobre o oceano, implicando em gradientes de cerca de  $1^{\circ}/20\text{km}$ ; assim, o ar sobre o continente se aquece mais e se expande mais rapidamente do que o ar sobre a água.



*Figura 1:* Distribuição vertical da pressão com as altas e baixas térmicas.

- Pela hidrostática, o gradiente de pressão é maior sobre o oceano (densidade mais alta), implicando que numa certa altura acima da superfície contrastante, a pressão é maior sobre o continente do que sobre o oceano; este gradiente de pressão ( $1\text{hPa}/50\text{km}$ ) produz um fluxo de B para C neste nível.
- A convergência em C cria um pequeno aumento de pressão nesta coluna, fazendo com que a pressão em D seja maior do que em A; desta forma, induz-se um fluxo de D para A e em resposta a esse movimento, existe uma subsidência entre C e D.
- Simultaneamente, a divergência em B induz um decréscimo de pressão na coluna de ar, de modo que o movimento ascendente de A para B se desenvolve em resposta ao afastamento do equilíbrio hidrostático nesta vertical.



*Figura 2:* Circulação térmica produzida pelo aquecimento e resfriamento da atmosfera próximo ao chão. As letras H e L referem-se à pressão atmosférica (altas e baixas, respectivamente). As linhas representam superfícies de pressão constante (isóbaras).

O estabelecimento da brisa marítima é caracterizado por aumento na intensidade do vento, mudança na direção, queda de temperatura e aumento de umidade.

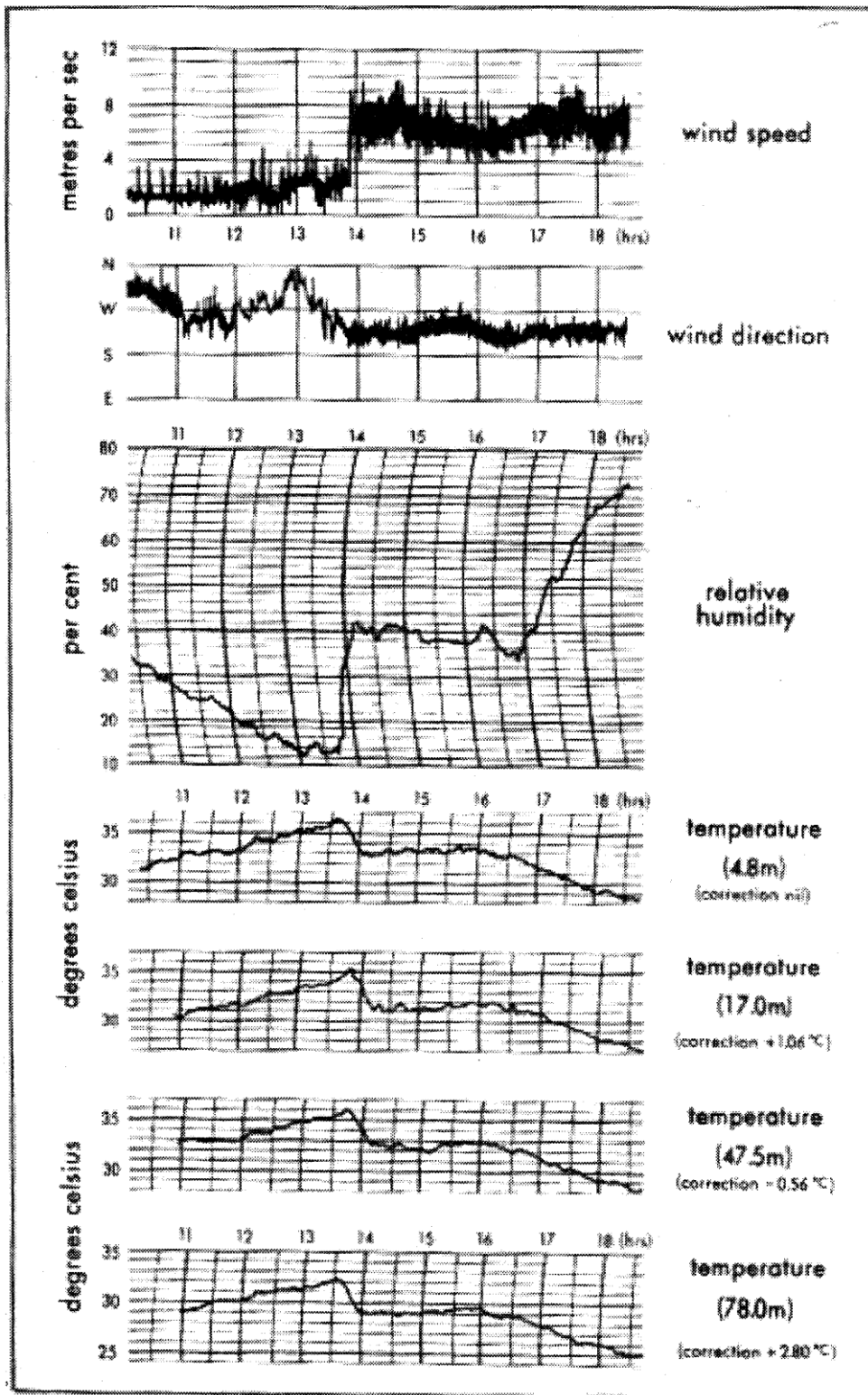
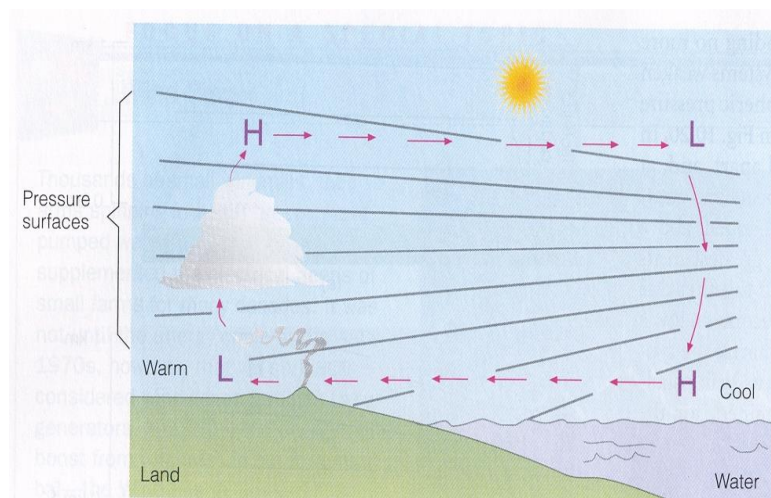


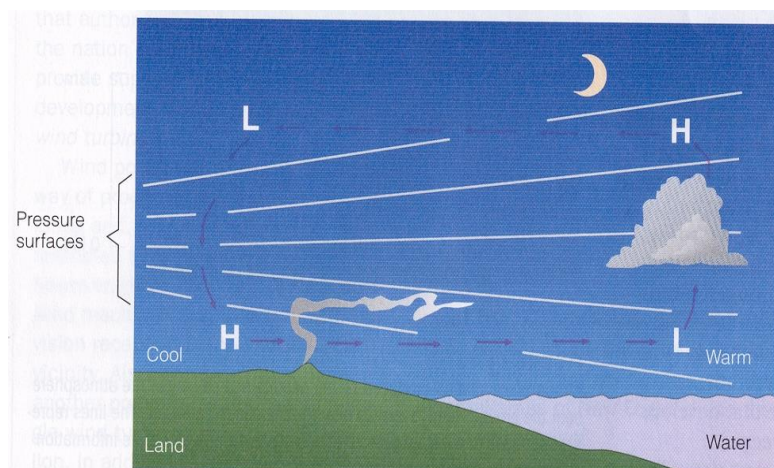
Figura 3: Diagrama de parâmetros meteorológicos. Fonte: Atkinson (1981).

Uma circulação termicamente forçada como a brisa ocorre mais freqüentemente nos trópicos do que em médias ou altas latitudes; nos trópicos, em geral, a brisa marítima sopra entre 1200 e 2000 horas local e a brisa terrestre entre 2300 e 0700 horas.

Em geral, a brisa marítima é mais intensa e mais persistente do que a brisa terrestre.



*Figura 4: Brisa marítima.*



*Figura 5: Brisa terrestre.*

As espessuras características das células de brisa são maiores nos trópicos do que nas médias latitudes; há discrepância entre os valores, os

quais variam de 100 m a 2 km para a brisa marítima e algumas centenas de metros para a brisa terrestre.

As correntes de retorno em geral possuem o dobro da espessura da brisa em si e, por continuidade, possuem aproximadamente metade da intensidade da brisa.

No HN, a brisa gira no sentido horário e no HS, no anti-horário, giro este devido à força de Coriolis.

A célula de brisa é, portanto um dos poucos movimentos de mesoescala afetados pela rotação da Terra.

A presença de um vento gradiente pode afetar substancialmente a formação da célula de brisa ou mesmo dificultar sua penetração no continente.

- Se o vento soprar contra a costa, isto é, do mar para a terra, o gradiente de temperatura é diminuído, o que prejudica o estabelecimento da célula:
  - Da mesma forma, pode não permitir a formação da brisa terrestre, pois em geral ela é fraca;
  - Em locais com um fraco vento contra a costa, a brisa marítima se forma cedo (0800 HL) e se move para 20-30 km continente adentro por volta de 1200 HL.
- Já para um vento gradiente soprando do continente para o mar, o gradiente térmico é "levado" nesta direção, fazendo com que a brisa se forme alguns quilômetros de distância da costa, geralmente só atingindo a costa no meio da tarde:

- Estudos comprovam que com este tipo de vento gradiente a brisa se forma mais tarde, não penetra muito no continente, possui intensidades menores e inverte antes do que a brisa formada num dia calmo.
- Outros estudos mostraram que mesmo para uma atmosfera calma, a brisa não se forma se o contraste for menor do que  $1^{\circ}\text{C}$ ; numa situação de vento offshore de  $8\text{ m/s}$ , mesmo com contraste de  $11^{\circ}\text{C}$ , a brisa não se forma.

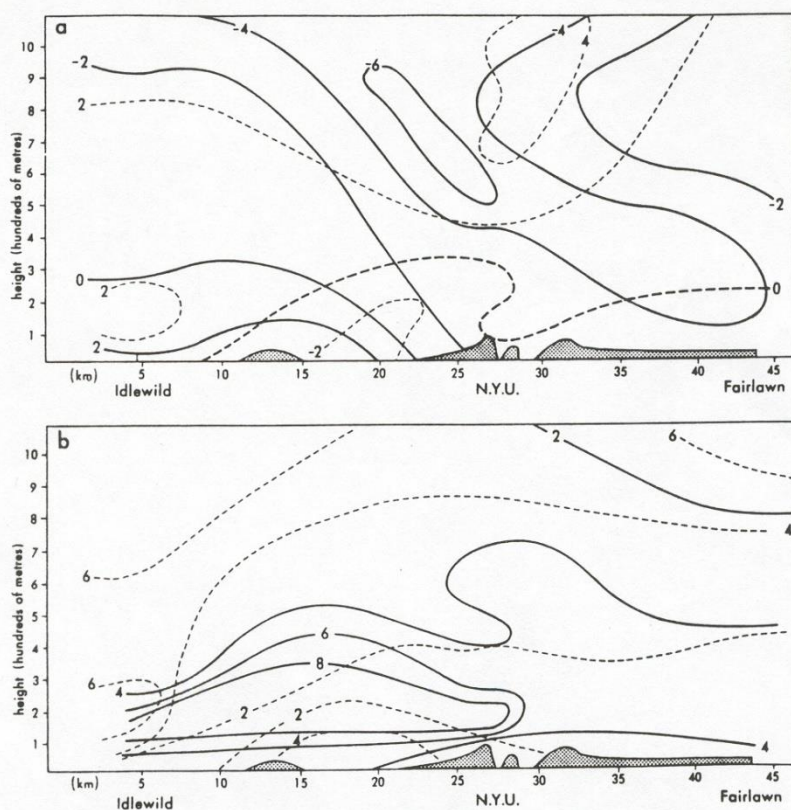


FIG. 62. (a) Sea breeze at 1700 hours on 7 June 1960 over New York. The gradient wind was from right to left in the diagram and the sea breeze was consequently shallow and weak. Solid lines represent the component of the wind across the coastline, positive toward the land (right) and dashed lines represent the component of the wind, parallel to the coast, positive out of the page. Values in metres per second.  
 (b) Sea breeze at 1700 hours on 2 June 1960 over New York. The gradient wind was very light. The sea breeze was deeper and stronger than the case in (a). Solid and dashed lines as in (a). (After Frizzola and Fisher, 1963.)

*Figura 6*

Existem estudos sobre a "frente de brisa marítima" caracterizada pelos contrastes de temperatura e umidade e eventualmente por gradientes de vento.

- Alguns autores sugerem velocidades de 2-8 m/s de propagação desta frente;
- Larguras de 1-2 km e velocidades de 1 m/s, foram características detectadas da "frente de brisa" em alguns trabalhos.

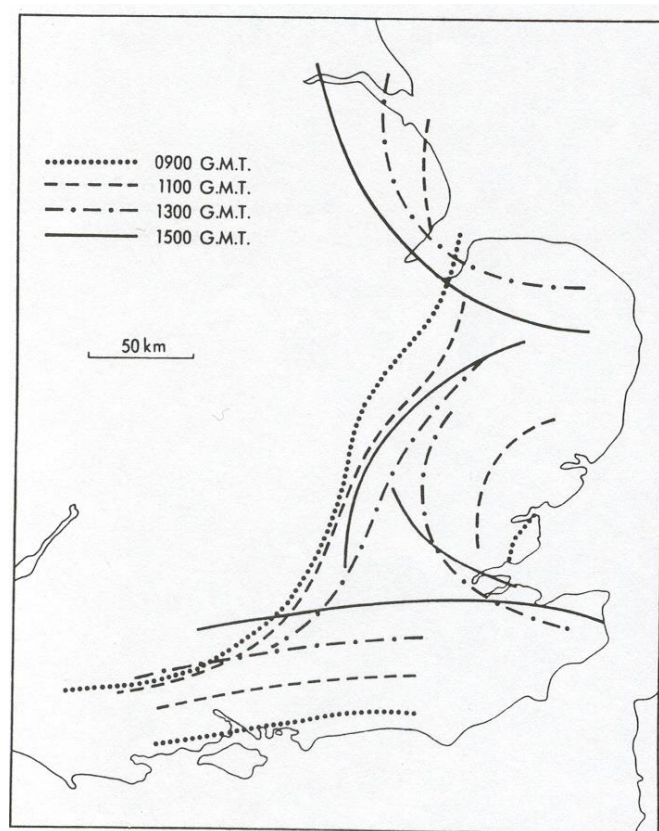


FIG. 65. Successive positions of sea breeze and inland convergence zones on 12 June 1963 over England. (After Findlater, 1964.)

### *Figura 7*

Em latitudes médias, pode-se detectar a frente de brisa cerca de 20 a 50 km continente adentro, enquanto que nos trópicos, distâncias de até 300 ou 400 km de intrusão são observadas na Austrália (tab. abaixo).

A estabilidade vertical é um parâmetro meio decisivo na brisa marítima:



- Estudos comprovam que a hora mais favorável para a entrada da brisa é quando a estrutura vertical estiver mais instável.
- Se houver grande estabilidade, a camada superior inibe a circulação vertical associada à brisa, e esta não se forma.

A topografia e a cobertura vegetal podem influenciar a brisa marítima:

- A presença de montanhas e vales pode canalizar a brisa, bem como favorecer sua formação;
- O mesmo pode ser dito sobre a vegetação, pois diferentes coberturas vegetais aquecem mais rapidamente ou não, o que pode diferenciar a quantidade de calor para iniciar a circulação de brisa.

### Resultados analíticos pioneiros

- Haurwitz (1947): expressão senoidal para o contraste de temperatura com atmosfera incompressível e sem variações na vertical.
- Schmidt (1947): inclui variações verticais do contraste de temperatura e considera atmosfera compressível.

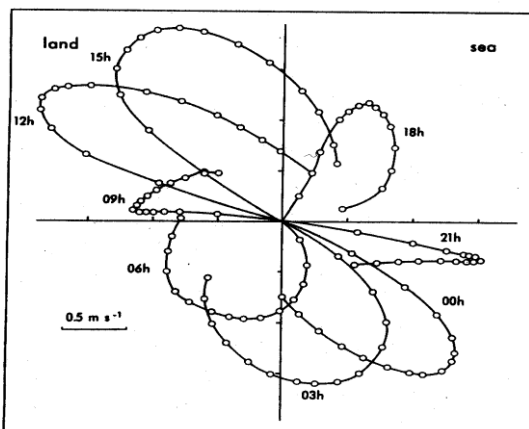


FIG. 70. Hodographs showing variation of winds with both height and time in a theoretical sea/land breeze circulation. On each curve (labelled with appropriate time) the open circles indicate the end points of vectors from the origin and are 50 m apart up to a height of 500 m, then 100 m apart to a height of 1 km. (After Pierson, 1950.)

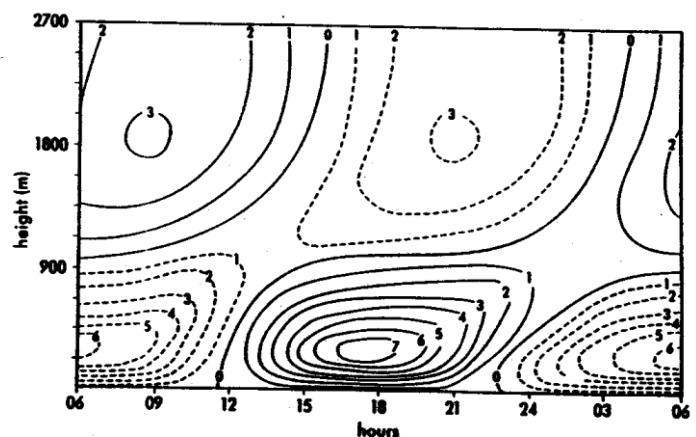


FIG. 71. Time-height cross-section for a theoretical sea breeze at Batavia. Velocities in metres per second; solid lines onshore and dashed lines offshore. (After Pierson, 1950.)

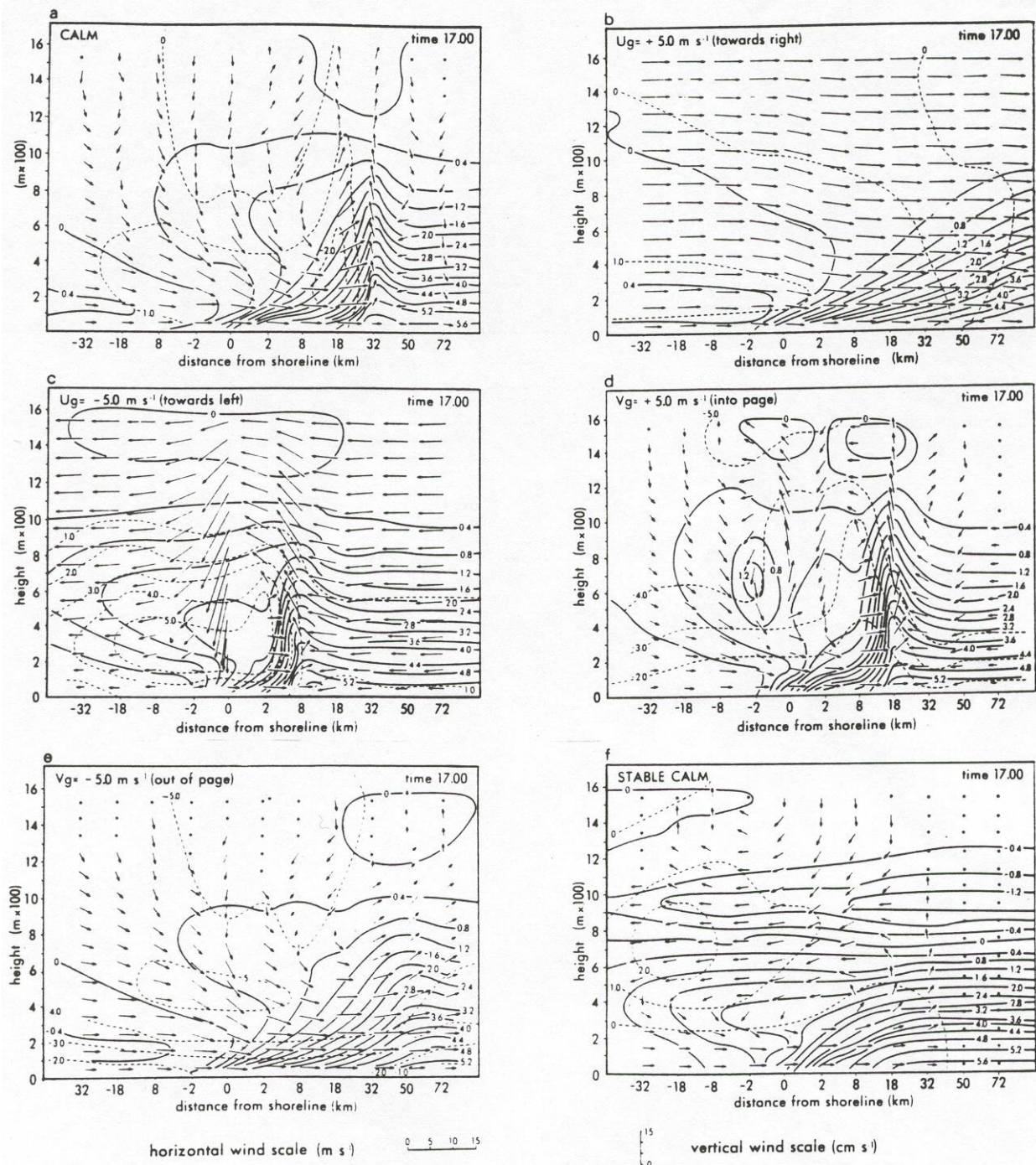


FIG. 75. Vertical cross-sections of theoretical sea breeze, after 9 h simulated time, showing effect of geostrophic wind. Arrows show direction and magnitude of flow at each point. Solid lines show the temperature change (degrees Celsius) since the beginning of the simulation. Dashed lines show the velocity component (metres per second) parallel to the coast and positive into the page. Land is on the right. (a) with zero wind; (b) with an onshore geostrophic wind of  $5 \text{ m s}^{-1}$ ; (c) with an offshore geostrophic wind of  $5 \text{ m s}^{-1}$ ; (d) with a geostrophic wind of  $5 \text{ m s}^{-1}$  into the page; (e) with a geostrophic wind of  $5 \text{ m s}^{-1}$  out of page; (f) with zero wind and an isothermal surface layer. (After Estoque, 1962.)

Figura 9

## **Resultados numéricos pioneiros**

- Pierce (1955): considera atmosfera estática, isotérmica e diferencialmente aquecida numa linha de costa longa e reta, assumindo a difusão vertical de calor como constante na vertical.
- Fisher (1961): incluiu efeitos do atrito de superfície e permitiu variação do coeficiente de difusão vertical de calor.
- Estoque (1961, 1962): empregou fundamentos de análises teóricas da brisa marítima e notou que a intensidade, a duração e as dimensões da brisa marítima são fortemente governados pela quantidade total de calor fornecido pelo continente para a atmosfera e também das condições sinóticas predominantes em larga escala.
- Magata (1965): em relação ao anterior, incluiu os processos diabáticos de condensação e evaporação e também verificou os claros efeitos da liberação de calor latente na intensificação das propriedades da brisa.
- McPherson (1970): considera variação exponencial com a altura do coeficiente de difusão vertical de calor e avalia a deformação da brisa devido à presença de uma baía, enfatizando regiões de convergência como possíveis locais de trovoadas e nuvens frequentes.
- Neuman & Mahrer (1971, 1974, 1975): investigaram com mais detalhe as características da brisa em torno de lagos e ilhas circulares, mantendo os termos de aceleração vertical, abandonando a aproximação hidrostática; avaliam também velocidades verticais.
- Pearson (1973): avalia efeitos da quantidade total de calor fornecido pelo continente à atmosfera na velocidade da frente de brisa, achando

que esta velocidade aumenta proporcionalmente à raiz quadrada do input total de calor.

O enfoque dado em Pielke (1984) aborda os seguintes aspectos:

### Brisa Marítima e Terrestre

Do ponto de vista de modelagem numérica:

- Este grupo de circulações é um dos menos difíceis de simular devido ao fato de que as forçantes destas circulações de mesoescala são geograficamente fixas com escalas de tempo de cerca de 12 horas e ocorrem frequentemente.
- Estes sistemas de mesoescala geralmente não se afastam muito de seu ponto de origem, e em geral não requerem uma representação espacial detalhada das condições iniciais laterais e de topo para as variáveis dependentes.

Segundo Defant (1951), na ausência de ventos gradientes, a seguinte seqüência explica o fenômeno:

1. Em algum momento, cedo da manhã, as superfícies isobáricas tornam-se planas e não há vento (0800 HL, ou talvez uma hora após o nascer do sol).
2. Mais tarde, ocorre a mistura turbulenta na camada instável sobre o continente, levando ar quente para cima e criando um gradiente de pressão da terra para o mar em um dado nível sobre o chão (1100 HL); sobre a água, a capacidade calorífica faz com que não exista aquecimento significativo da superfície, não causando esta mistura turbulenta.

3. Naquele dado nível o fluxo de ar resultante é offshore, e cria uma região de convergência acima do oceano e de divergência sobre o continente, o que faz com que abaixe a pressão de superfície no continente, e ventos do mar para a terra (onshore) se desenvolvem devido ao gradiente de pressão em superfície (1300 HL).
4. Os ventos onshore transportam ar marítimo fresco sobre o continente, possivelmente advectando o gradiente horizontal de temperatura e, portanto, a frente de brisa marítima continente adentra (1600 HL); a distância percorrida pela frente de brisa depende mais diretamente da quantidade total de calor dado ao sistema e da latitude.
5. Após o pôr do Sol, o resfriamento radiativo de onda longa torna-se dominante, e a brisa marítima remove o gradiente de temperatura e portanto de pressão, o que faz com que as superfícies isobáricas novamente tornem-se planas (1900 HL).
6. Como o resfriamento radiativo continua, o ar perto do chão resfria-se, torna-se mais denso e afunda, resultando num abaixamento da pressão a uma pequena distância do chão, criando um vento onshore neste nível (2200 HL).
7. Em resposta à perda de massa sobre a superfície do mar, um mínimo de pressão se desenvolve a superfície do mar, imediatamente fora da costa; o vento offshore que então se desenvolve próximo à superfície é chamado de brisa terrestre (0100 HL).
8. A distância de penetração da brisa terrestre depende da quantidade de resfriamento sobre o continente; devido ao fato da camada limite planetária sobre o continente ser estavelmente estratificada à noite, a mistura vertical é mais fraca e ocorre mais próximo ao chão, e,

portanto a brisa terrestre é um fenômeno mais raso e mais fraco do que a brisa marítima.

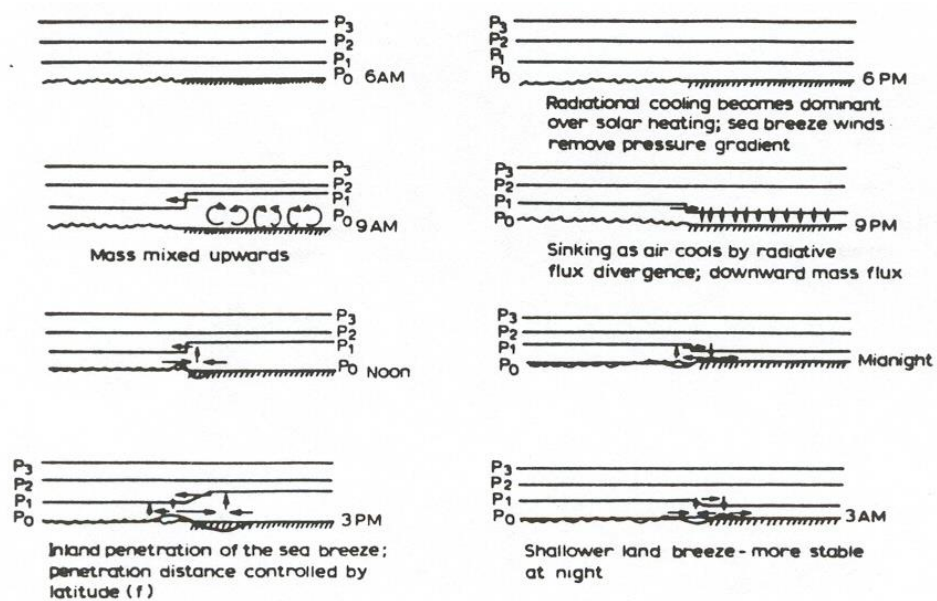


Fig. 13-1. Schematic of the diurnal evolution of the sea and land breeze in the absence of synoptic flow (from Pielke, 1981).

Figura 10

Quando a linha da costa é irregular, pode haver regiões onde a convergência nos baixos níveis seja enaltecida, o que pode explicar a alta ocorrência de precipitação em determinadas regiões durante o verão.

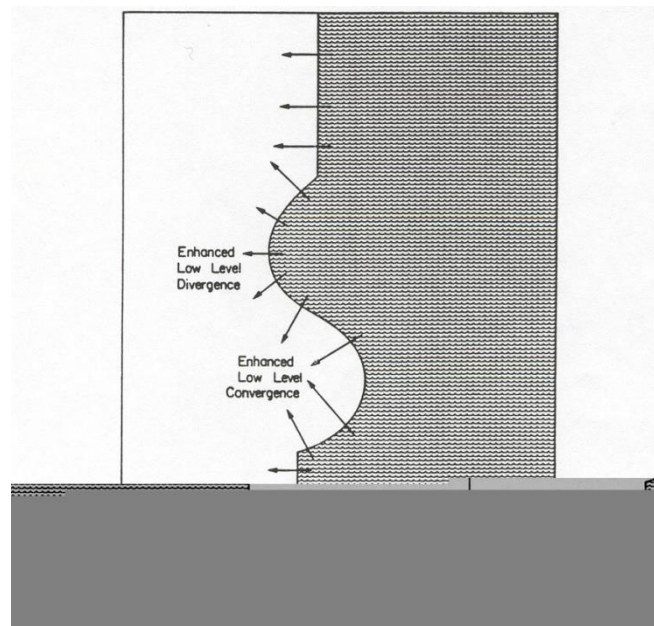


Figura 11

A evolução da brisa marítima é mais complicada quando existe um vento de fraco a moderado (+ ou - 6 m/s) prevalecendo na situação sinótica.

- Para a situação de um vento sinótico da água fria para o continente quente, existe um enfraquecimento da intensidade do vento local devido à diminuição do gradiente horizontal de temperatura; locais onde a água é fria em relação ao continente são o lado leste dos continentes nos trópicos e latitudes médias durante os dias de verão.
- Por outro lado, quando o fluxo de larga-escala dominante é da água quente para o continente frio, o gradiente de temperatura é fortalecido, e o vento local subsequente é mais intenso; exemplos de locais onde a água é quente em relação ao continente são o lado leste dos continentes nos trópicos e latitudes médias durante a noite.

Nos trópicos e latitudes médias, um gradiente horizontal de menos de  $10 \text{ W/m}^2$  em 30 km tem apenas uma influência mínima nos ventos locais; com um gradiente de  $100 \text{ W/m}^2$  em 30 km, efeitos significantes são estatisticamente discerníveis; já para  $1000 \text{ W/m}^2$  em 30 km, a influência nos ventos locais é muito pronunciada em vários estudos de caso.

Lyons (1972) desenvolveu índices para estimar quando a brisa vai ocorrer ou não: quando for maior do que 10 (onde  $v_g$  é o vento geostrófico de superfície às 06 HL e DT a máxima diferença de temperatura entre o ar sobre o continente e a água do mar), a brisa marítima não se forma; isto porque o gradiente de temperatura formado (e portanto de pressão) não é suficiente para superar a energia cinética do movimento em larga escala.

Anthes (1978) com um modelo 2D, sem a presença de vento sinótico, mostra que a corrente de retorno da brisa marítima ocorre totalmente acima da camada limite, enquanto que a corrente de retorno da brisa terrestre é confinada abaixo deste nível.

Abe e Yoshida (1982) examinaram a influência da largura de uma península na intensificação da brisa marítima e concluíram que com uma largura de 30 a 50 km, os movimentos verticais ascendentes foram os maiores gerados.

Outros estudos chegam à conclusão de que ao longo de linhas de costa, durante o verão nos trópicos e subtropicais, sem a presença de um campo sinótico, a brisa marítima exerce uma influência dominante nos locais de formação e na propagação de complexos tormentosos.

- Segundo Clarke (1981), a geração de linhas de instabilidade acompanhada com nuvens em forma de rolo, e sua propagação no interior da Austrália, está relacionada com a interação da frente de brisa marítima com a camada de inversão noturna que está se formando.

Um estudo numérico usando o RAMS - 3b, foi feito por Pinto de Almeida (2000) sobre a circulação de brisa na região de Cabo Frio - RJ. A região caracteriza-se por escoamento de NE da Alta Subtropical durante o ano todo e seu litoral pelo fenômeno da ressurgência costeira.



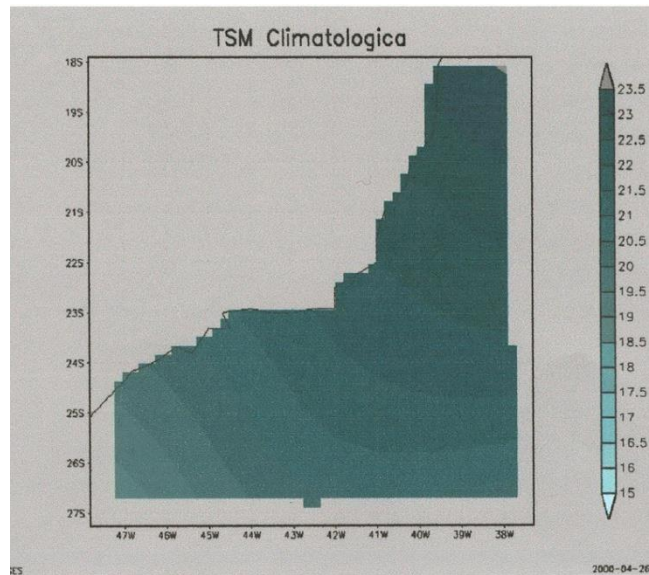


Figura 5.5: TSM Climatológica do RAMS para Agosto.

Figura 12

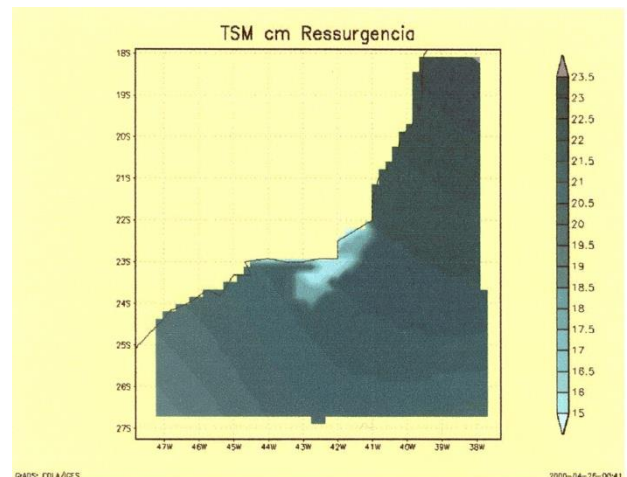
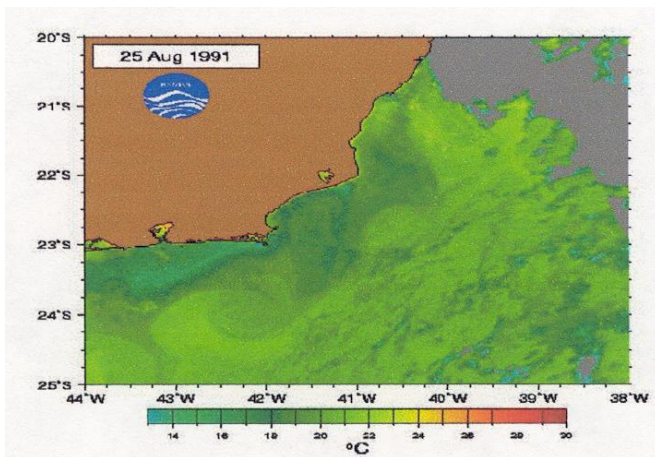


Figura 5.6: TSM com Ressurgência Costeira no litoral de Cabo Frio

Figura 13

Notou-se que a brisa marinha é muito marcante na região e que uma estreita região de ressurgência próxima a costa marca uma intensificação de uma subcélula de circulação, inibindo o escoamento de NE e influenciando o próprio escoamento de meso-escala da brisa. Notou-se também que quando simulando a ressurgência, a corrente de retorno levanta, estando associado a maior intensidade da brisa.

## **Brisa Vale-Montanha**

- As brisas vale-montanha (upslope-downslope ou anabático-catábatico) são componentes de um padrão de vento diurno e local, que se desenvolvem rotineiramente ao longo das encostas da montanha.
- As maiores preocupações na previsão associada à brisa vale-montanha são as rajadas de vento de superfície, leve turbulência, convecção no topo da montanha durante o dia, e nevoeiro no vale durante a noite.
- A formação e intensidade da brisa vale-montanha depende do contraste de temperatura na superfície criado pelo aquecimento durante o dia e resfriamento durante a noite, que são reforçados em dias de céu claro e em solos secos.
- A orientação da encosta em relação ao sol e o fluxo sinótico dominante afetam a intensidade e a evolução da brisa vale-montanha.

De maneira análoga à brisa marítima e terrestre, o aquecimento diferenciado é responsável pelos gradientes de pressão que forçam os movimentos.

Para o caso de brisa vale-montanha pode-se dizer que o sistema é mais eficiente, pois requer uma quantidade menor de calor para gerar uma circulação de tamanho comparável, porém com intensidades maiores (vide tabela).

O estabelecimento da brisa vale-montanha é caracterizado por mudanças nos campos de temperatura, umidade e vento. A brisa do vale

("upslope") é o análogo da brisa marítima e a de montanha ("downslope"), da brisa terrestre

Nos sistemas de brisa vale-montanha, o downslope ou catabático é o mais observado em contraste com o upslope ou anabático, menos detectado. Neste sentido, caracteriza-se de maneira oposta à brisa terra-oceano.

Este tipo de circulação não necessariamente ocorre com maior frequência nos trópicos em relação às latitudes maiores; o vento catabático é frequente em altas latitudes principalmente nos meses de inverno.

Pelo fato de que durante o dia a superfície quente promove movimentos mais convectivos e durante a noite, o resfriamento da superfície promove fluxos mais laminares, o upslope é muito mais "espesso" do que o downslope; assim é de se esperar que o downslope seja mais intenso, e de maneira geral isso acontece (porém as intensidades típicas não diferem muito).

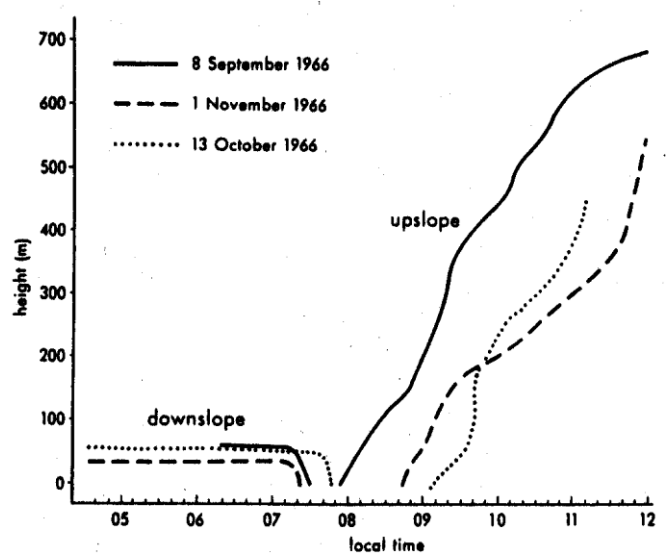


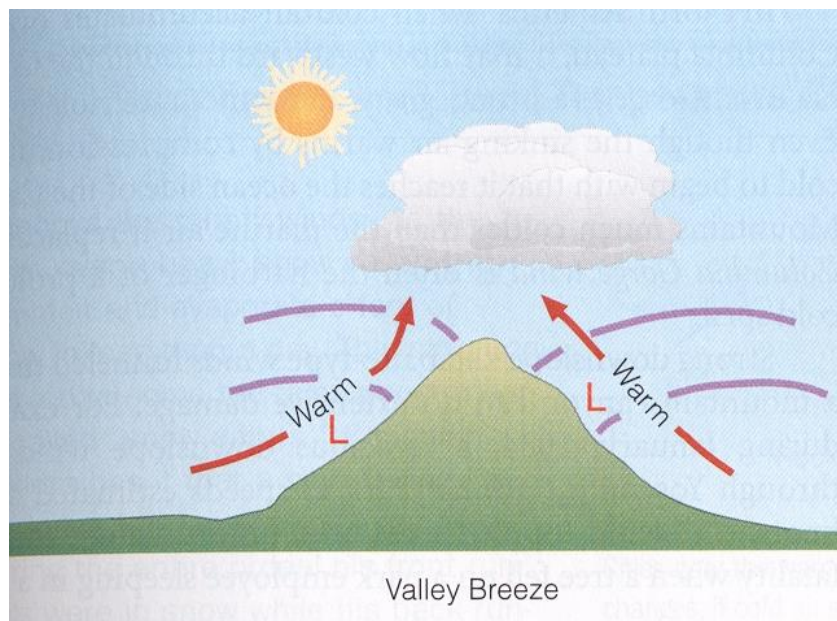
FIG. 86. Depths of downslope and upslope winds as measured at the Mauna Loa Observatory. (After Mendonca, 1969.)

Figura 14

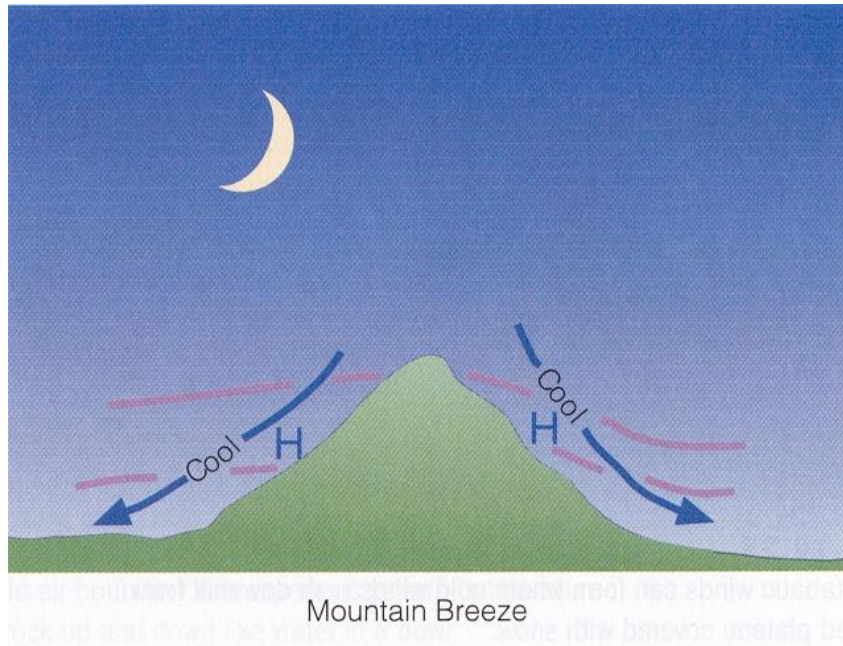
Numa região com terreno irregular, os padrões locais de vento podem se desenvolver devido ao aquecimento diferenciado entre a superfície próxima ao solo e a atmosfera livre a uma certa distância, na mesma altura.

Uma grande variação diurna na temperatura usualmente ocorre no solo, sendo que durante o dia a montanha torna-se uma fonte elevada de calor, enquanto que à noite, ela é um sumidouro elevado de calor.

Ventos de encosta referem-se a ar mais frio e mais denso fluindo terreno abaixo durante a noite, e com ar mais quente e menos denso movendo-se na direção das maiores elevações durante o dia, respectivamente chamados de ventos catabáticos e anabáticos.



*Figura 15*



*Figura 16*



*Figura 17*

- Ventos de vale são circulações para cima e para baixo que desenvolvem-se a partir de gradientes horizontais de pressão em um

segmento do vale, os quais ocorrem devido aos ventos de encosta provenientes das vizinhanças, com estrutura térmica diferente.

Ventos de encosta geralmente ocorrem quando gradientes topográficos ao longo da montanha são mais abruptos do que aqueles encontrados ao longo do vale, e sendo assim, ventos de encosta tendem a se desenvolver mais rápido do que ventos de vale.

Durante os dias de verão, ventos de encosta tendem a ser mais espessos durante o dia do que durante a noite (assim como a brisa marítima), devido ao aquecimento da superfície pela radiação solar, o qual gera uma mistura vertical mais efetiva pelos fluxos turbulentos; à noite, o resfriamento radiativo predomina se os ventos são fracos e o fluxo resultante é mais raso.

A evolução diurna da camada limite planetária em terrenos montanhosos é mais complicada do que a observada sobre um terreno plano.

- A quebra das inversões térmicas em vales profundos se dá devido ao fluxo de calor para cima após o nascer do sol e o afundamento da camada de inversão sobre o centro do vale à medida que ventos encosta acima se desenvolvem ao longo das paredes do vale.
- Quando a altura da inversão torna-se pequena o bastante, a mistura turbulenta que resulta do aquecimento do solo elimina a inversão e uma camada limite relativamente profunda se forma (sobre o Colorado, durante o verão, camadas de mistura de até 5 km de altura ou mais).

Interações entre sistemas de brisa vale-montanha e terra-oceano também já foram estudados; estas interações podem ser muito complexas, não sendo apenas a superposição dos dois fenômenos.

- Assim, montanhas ao longo de linhas de costa, atuam como fontes elevadas de calor, criam subsidência sobre águas costeiras e eventualmente influenciam a intensidade e a distribuição da brisa marítima.

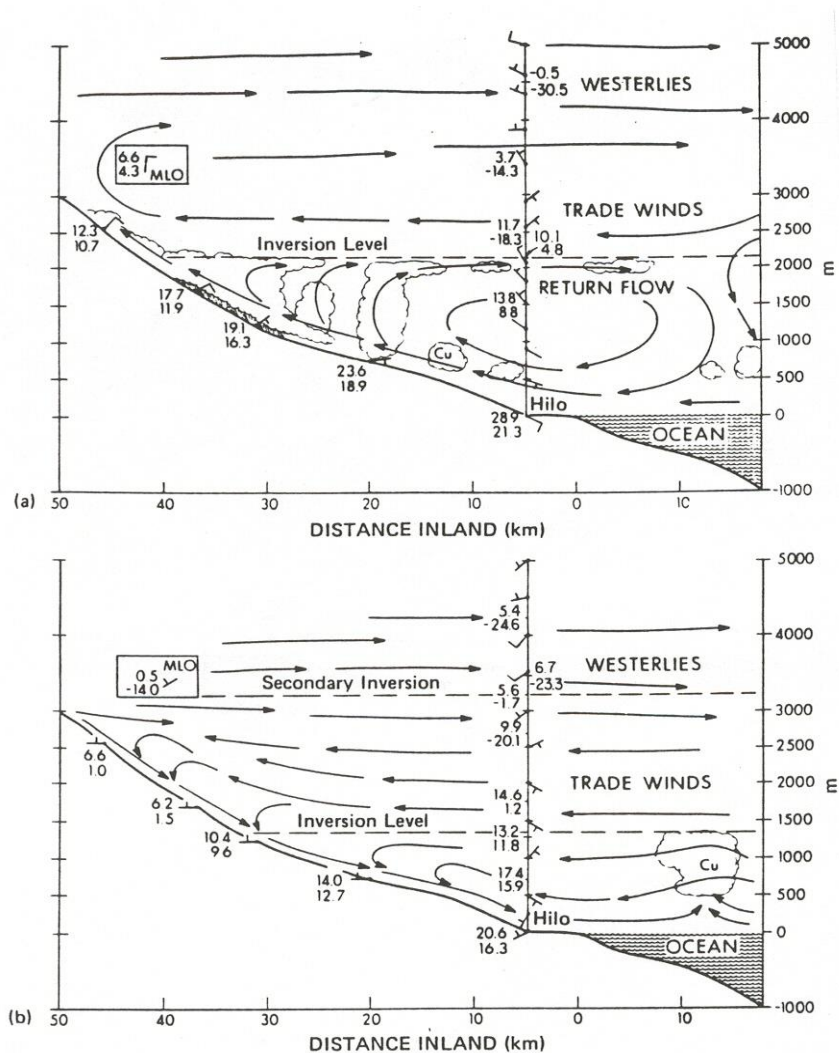


Fig. 13-10. An east-west cross section of the onshore-offshore flow pattern over the island of Hawaii (a) during midafternoon and (b) in the early morning. Temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ), dew point temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ), and wind velocity (using wind barbs) are from observations plotted together with the schematic flow field (from Garrett, 1980).

Figura 18

## **Referências**

ATKINSON, B.W., 1981: Meso-scale atmospheric circulations, London Academic Press, 495 p., Chap. 5 & 6.

PIELKE, R.A., 1984: Mesoscale Meteorological Modelling, Orlando Academic Press, 612 p., Chap. 13.

*Sites:*

[http://www.dca.iag.usp.br/www/material/ritaynoue/aca-0422/2009\\_aulas%20amanda/](http://www.dca.iag.usp.br/www/material/ritaynoue/aca-0422/2009_aulas%20amanda/) (acessado em 15/08/10)