



**Estimativa de Fluxo de Massa de Ar Via Diferenças de Temperatura das Superfícies do Mar e do Continente Comparadas com Dados Observacionais**  
Air Mass Flow Estimation by Differences of Sea and Land Surface Temperature Compared with in Situ Data

Rodrigo Carvalho de Sousa;  
Francisco Leite de Albuquerque Neto & Gutemberg Borges França

*Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Meteorologia,  
Laboratório de Meteorologia Aplicada (LMA), Campus Cidade Universitária, 21941-916, Rio de Janeiro, RJ - Brasil.  
E-mails: rodrigo@lma.ufrj.br; albuquerque@lma.ufrj.br; gutemberg@lma.ufrj.br  
Recebido em: 15/05/2015 Aprovado em: 18/12/2015  
DOI: [http://dx.doi.org/10.11137/2016\\_1\\_99\\_110](http://dx.doi.org/10.11137/2016_1_99_110)*

## Resumo

Neste trabalho foi realizada uma análise da brisa marítima na cidade do Rio de Janeiro, utilizando-se estações meteorológicas de superfície, sondagem atmosférica, perfilador de vento acústico e modelo computacional de balanço de energia à superfície. A partir desta análise foi estabelecida a correlação entre o fluxo de brisa marítima e a variação das temperaturas do oceano e do continente, bem como estimou-se o fluxo de vapor d'água transportado pela brisa marítima do oceano para o interior do continente, tomando exemplos de observações em dias de inverno e verão. Os resultados mostraram que o fluxo de vapor d'água transportado do mar ao continente é aproximadamente três vezes maior no verão quando comparado ao inverno, apresentando correlação não linear da variação da temperatura da superfície com a intensidade da brisa marítima.

**Palavras chaves:** brisa-marítima, fluxo de massa e vento

## Abstract

This work conducted analysis of the behavior of the sea breeze at the surface and at altitude, in the city of Rio de Janeiro, using surface weather stations, computational model, atmospheric sounding and wind profiler. This analysis has established the non-linear correlation between the flow of breeze and the variation of the temperatures of the ocean and the continent and it was estimated the flow of wet mass carried by the sea breeze from the ocean to the interior of the continent, taking examples of observations in winter and summer days. The results showed that the mass flow of moist air is transported from the sea to the mainland is about three times higher in summer compared to winter. Featuring non-linear correlation of the variation of surface temperature with the intensity of the sea breeze.

**Keywords:** sea breeze; mass flow; wind

## 1 Introdução

Na cidade do Rio de Janeiro atuam diversos fenômenos meteorológicos que interagem entre si e que apresentam distintas escalas espaciais e temporais, variando desde a escala sinótica até a microescala. Os sistemas de brisas de vale-montanha e as brisas terrestre e marítima são exemplos de fenômenos de mesoescala que ocorrem no Rio de Janeiro.

Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), frentes frias, ciclones extratropicais, anticiclones migratórios, Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), sistemas convectivos, brisas marítimas e terrestres, brisas de vale e montanha, são exemplos de sistemas meteorológicos que atuam sobre a RMRJ. As circulações de brisa desempenham um papel de suma importância no regime de ventos dessa região devido à influência das Baías da Guanabara e Sepetiba, da topografia, do oceano Atlântico e da própria estrutura urbana.

Em seu deslocamento o vento transporta componentes da atmosfera de um ponto a outro da superfície e o seu impacto, ou os efeitos causados por esse transporte, merecem e devem ser amplamente estudados. Os ventos locais refletem a atuação conjunta de sistemas de escala sinótica, mesoescala e microescala, logo, o estudo e compreensão de tais sistemas se faz necessário, de forma a complementar o estudo do comportamento local e/ou regional do vento.

Em particular, a região metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) apresenta uma localização geográfica que proporciona um padrão de ventos influenciado pelo sistema de brisas. Esses sistemas são de grande importância, pois ao transportarem massa e momentum para o interior do estado, incluem entre seus componentes o vapor d'água. O aumento da umidade no interior do estado age como fator coadjuvante na formação de células convectivas durante a atuação de sistemas frontais. Desta forma, torna-se importante obter uma análise detalhada desses sistemas.

As brisas marítimas (BM) e terrestres são um mecanismo de circulação diária, e a causa fundamental desse movimento do ar é a diferença de pressão associada à variação da temperatura

entre as superfícies da terra e do mar. Tal contraste de temperatura gera diferenças em ambos os fluxos da superfície: calor sensível e calor latente que são dois elementos fundamentais na formação e manutenção da circulação da brisa marítima, apesar do campo de vento e estabilidade atmosférica também desempenharem um papel importante nessa formação e manutenção da circulação da BM (Xu *et al.*, 1996).

A importância da circulação de BM foi apontada por diversos autores (Kousky, 1980; Pielke, 1974), que mostraram seu papel em organizar a precipitação, formando regiões de convergência de massa e umidade em superfície, que podem propagar-se continente adentro. A interação entre a BM e as circulações forçadas pela topografia foi abordada por Mahrer & Pielke (1977), que identificaram uma intensificação da circulação diurna e noturna quando os dois fenômenos se superpõem.

Na RMRJ são comuns os registros de altas temperaturas, principalmente no verão, e o vento pode atuar como fator atenuante do desconforto térmico sentido pela população. Em geral, segundo Pielke & Segal (1986) as BMs contribuem para amenizar as situações de calor intenso em regiões costeiras, onde elas apresentam-se como circulações termicamente induzidas, tendo em vista ar relativamente mais frio e úmido que se encontra sobre o oceano.

Além disso, a poluição atmosférica provoca prejuízos em setores da vida urbana e os ventos são uns dos responsáveis pelo transporte e dispersão dos poluentes. Segundo Freitas (2003), a dispersão de poluentes é influenciado pela circulação da BM. Esta pode contribuir para o aumento do transporte de poluentes e da turbulência para locais distantes das fontes de emissão ou até mesmo prejudicar a dispersão da concentração desses poluentes por apresentar uma circulação parcialmente fechada, ocasionando a retenção de ar poluído próximo às cidades.

Pode-se notar que a caracterização do campo de vento é necessária para o planejamento de atividades urbanas. O conforto térmico relacionado com a construção de casas e prédios ou atividades poluidoras do ar são exemplos de atividades humanas que são influenciadas pelo padrão de vento predominante.

Santos (2002) utilizou o modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System), com 10 Km de resolução espacial, para produzir um diagnóstico climatológico do campo de vento na Bacia Aérea III da RMRJ e utilizou informações da Reanálise do National Center for Environmental Prediction (NCEP), nas condições iniciais e de contorno, para a simulação do campo de vento. Os resultados simulados indicaram que as brisas terrestres não são tão bem definidas quanto às brisas marítimas. A climatologia dos campos de ventos simulados de janeiro a julho revela um padrão de vento predominante de sudeste no período da tarde (15 horas local aproximadamente) na zona oeste da RMRJ (Corrêa *et al.*, 2007; Sousa, 2012; Hackerott, 2013; Pimentel *et al.*, 2014).

## 2 Objetivos

Neste trabalho têm-se como objetivos: i) Caracterizar o processo de avanço da frente de brisa de acordo com dados observacionais do Sounding Detection And Ranging (SODAR); ii) Estimar a Temperatura da Superfície Continental (TSC) via modelo de balanço de energia, seguindo a metodologia utilizada por Albuquerque Neto (2009), utilizando dados das estações meteorológicas de superfície; iii) Quantificar o fluxo de massa total e o fluxo de vapor d'água ao longo do período de ação da BM, para o local de observação do SODAR, baseado no trabalho de Bastin (2006), utilizando dados de sondagem; e iv) estabelecer correlação entre fluxo de vapor d'água (massa úmida) e massa seca com a variação dos campos de TSM e TSC.

## 3 Metodologia e Dados

Para atender aos propósitos deste trabalho, dentre o período analisado foram selecionados dias de céu claro e ausência de interferências de sistemas transientes de escala sinótica, tendo em vista o objetivo de estudar o fluxo de massa do litoral para o continente via o regime de brisa. Os casos estudados foram selecionados dos períodos de Junho de 2011 até Setembro 2011 e dezembro de 2011 a março de 2012, como destacados na Tabela 1. A região em estudo é apresentada na Figura 1, incluindo a RMRJ (Área A1) e o oceano adjacente (Área A2). Os dados

utilizados são provenientes das seguintes fontes, a saber: 1) Temperatura do ar e umidade relativa do ar com frequência horária, extraídas do código METAR das Estações Meteorológicas de Superfície (EMS) do Galeão (SBGL), Santa Cruz (SBSC), Campo dos Afonsos (SBAF), Jacarepaguá (SBJR) e Santos Dumont (SBRJ) disponível em (<<http://www.redemet.aer.mil.br/>>), cujas localizações estão indicadas na figura 1; 2) Campos de TSM horários da área A2 da figura 1 obtidos via dados termais dos sensores a bordo dos satélites meteorológicos da série GOES disponível em

(<[ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/goes/L3/goes\\_6km\\_nrt/americas](ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/goes/L3/goes_6km_nrt/americas)>); e 3) Perfis verticais do vento obtidos via SODAR<sup>1</sup>, a cada 15 minutos e cuja resolução vertical é de 10 metros, com início das medições a partir de 20 metros acima de sua localização, até a altitude de 500 metros. O SODAR em questão estava instalado no telhado do prédio do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, o qual encontra-se próximo a uma via com grande tráfego de veículos, especialmente durante o dia, nas coordenadas geográficas 22,85° S e 43,2° O e aproximadamente, dez metros de altitude em relação ao solo.

Período	Casos
Inverno	25/06/2011
	15/07/2011
	24/07/2011
	05/08/2011
	11/08/2011
Transição	16/09/2011
	17/09/2011
	18/09/2011
	26/09/2011
Verão	21/01/2012
	22/01/2012
	23/01/2012
	04/02/2012
	05/02/2012

Tabela 1 Período e data dos casos estudados.

<sup>1</sup> Modelo MFAS (Medium Range Flat Array Sodar) do fabricante SCINTEC (<http://www.scintec.com/english/Web/scintec/Details/A032010.aspx>).



Figura 1 Representa a região de estudo, onde A1 é a região do continente estudada e A2 a região do oceano e as EMS indicadas. (Fonte: Google Earth em 1/11/2012).

A metodologia empregada neste trabalho consiste em sete passos, a saber:

a) Processamento dos dados, compreendendo o cálculo das médias dos valores da temperatura do ar e umidade relativa do ar observados nas EMS de SBSC, SBAF, SBJR, SBRJ e SBGL, a fim de representar o valor médio destas variáveis na área A1 e dos campos de TSM do satélite GOES para a área A2, conforme Figura 1, seleção e tratamento dos dados de perfis de vento do SODAR e extração dos valores de razão de mistura dos primeiros 500 m, utilizando as sondagens de SBGL das 12 e 00 horas GMT;

b) Análise, com base em figuras de rosas dos ventos, do regime de vento próximo à superfície com o intuito de observar o padrão de circulação. Foram analisadas duas estações, SBJR e SBRJ, com o objetivo de estabelecer o comportamento geral dos ventos em três períodos relacionados à BM (pré-brisa, brisa e pós-brisa). Este procedimento visa revelar as variações diárias do padrão de vento

predominante, para poder estabelecer em qual direção o fluxo de massa estaria se deslocando, uma vez que este não é o mesmo durante todo o dia. Para efeito da determinação, em cada caso, do horário de início da brisa marítima foi identificado o momento da alteração da direção do vento do quadrante norte para o quadrante sul e para a determinação do fim da brisa marítima foi identificado o momento em que este padrão é modificado, seguindo o critério descrito por Pimentel *et al.* (2014).

c) No presente trabalho o cálculo da estimativa do fluxo de massa ( $Q$ ) em kg/s foi realizado de forma similar à Bastin (2006), exceto pela utilização da densidade e velocidade média, tendo em vista o curto alcance vertical das sondagens acústicas efetuadas, de acordo com a equação a seguir:

$$Q = \bar{\rho} \int_{x_1}^{x_2} dx \int_{Z_{min.}}^{Z_{max.}} \bar{v}(z, t) dz \quad (1)$$

Onde  $\rho$  é a densidade média do ar,  $z$  é a distância paralela ao litoral, conforme Figura 1,  $Z_{max}$  a altura máxima de ocorrência do registro de vento;  $Z_{min}$  é a altura mínima em que o vento foi observado pelo SODAR, que é igual a 30 metros e  $\bar{u}$  é o perfil vertical médio do vento na altura  $Z$  no tempo ( $t$ ). A densidade é considerada constante, tendo em vista que a altura máxima dada pelo SODAR não ultrapassa 500 m e o erro associado é da ordem de 4%.

d) Estimativa das Temperaturas das Superfícies do Continente (TSC), via modelo de balanço de energia à superfície, de acordo com a metodologia descrita por Albuquerque Neto (2009). Estimar a TSC veio da necessidade de se obter uma representação da diferença entre a temperatura do mar e a temperatura do continente, pois o valor dado pelo METAR corresponde à temperatura do ar a um metro de altura e não à temperatura da superfície. Como existem diferentes tipos de superfície na área de estudo, foi realizada uma ponderação para os tipos de superfícies classificadas pelo modelo. Através dessa ponderação foi estimada uma TSC horária média na área A1, para cada caso;

e) Normalização (pelo valor máximo) da variação de temperatura e do fluxo de massa de ar calculados.

f) Análise do fluxo de massa em função da diferença de temperatura (TSC-TSM). Uma vez estimado o fluxo de massa induzido pela brisa marítima e considerando que a brisa é governada pela diferença de temperatura entre as superfícies marítimas e terrestres, foi analisada a correlação entre o fluxo de massa e as diferenças de temperatura dessas duas superfícies bem como o erro médio quadrático;

g) Estimativa do fluxo de vapor d'água ( $Q_v$ ), utilizando-se o perfil vertical da razão de mistura ( $r$ ) nos primeiros 500 m, por meio de sondagem, para cálculo da massa de vapor d'água contida em  $Q$ , conforme equação abaixo:

$$Q_v = \frac{R_m \cdot Q}{R_m + 1} \quad (2)$$

#### 4 Análise dos Resultados

De acordo com Pimentel *et al.* (2014), o escoamento superficial na região de influência das estações SBJR e SBRJ, na ausência de fenômenos meteorológicos transientes, possui predominância no quadrante norte na maior parte do dia, girando para o quadrante sul no período da tarde, evidenciando assim o aumento da intensidade da brisa marítima e depois retornando para um regime no quadrante norte. Para os casos analisados neste trabalho, este regime padrão de escoamento observado, foi confirmado conforme Figura 2, de 30 metros (altura mínima do perfilamento acústico) até o alcance máximo do SODAR.

Embora o alcance vertical teórico deste modelo de SODAR seja de 1000 metros, este depende da resolução temporal escolhida para as sondagens, do nível de ruído local, bem como da intensidade das inhomogeneidades de temperatura nas parcelas de ar da atmosfera para obter o perfil de vento da baixa troposfera. A frequência temporal de sondagens a cada quinze minutos limitou o alcance teórico do SODAR em 500 metros. No entanto, na Figura 2 é observado que a altura do perfil de vento varia ao longo do dia. A razão mais plausível para essa variação é a proximidade de vias urbanas de alta densidade de tráfego diurno com o local onde está instalado o SODAR, uma vez que o ruído do ambiente diminui a sensibilidade do equipamento e consequentemente limita seu alcance.

Os catorze casos analisados, mostrados na Tabela 1, apresentaram características semelhantes de acordo com as estações do ano. Decidiu-se por desconsiderar os casos das estações de transição, selecionando-se apenas os cinco casos no verão e os cinco no inverno, ocorridos nas estações SBJR e SBRJ, selecionadas por estarem localizadas mais próximas ao litoral, apesar de nas duas estações não estarem disponíveis dados de METAR entre meia noite e 5 horas da manhã. A Tabela 2 sintetiza os casos de inverno e verão analisados para a BM, indicando para cada caso os períodos de pré-brisa, brisa e pós-brisa de acordo com os dados do SODAR e das estações meteorológicas de superfície de SBJR e SBRJ.

De uma maneira geral, os cinco casos analisados no inverno e verão para a estação de SBJR, apresentaram no período pré-brisa um vento

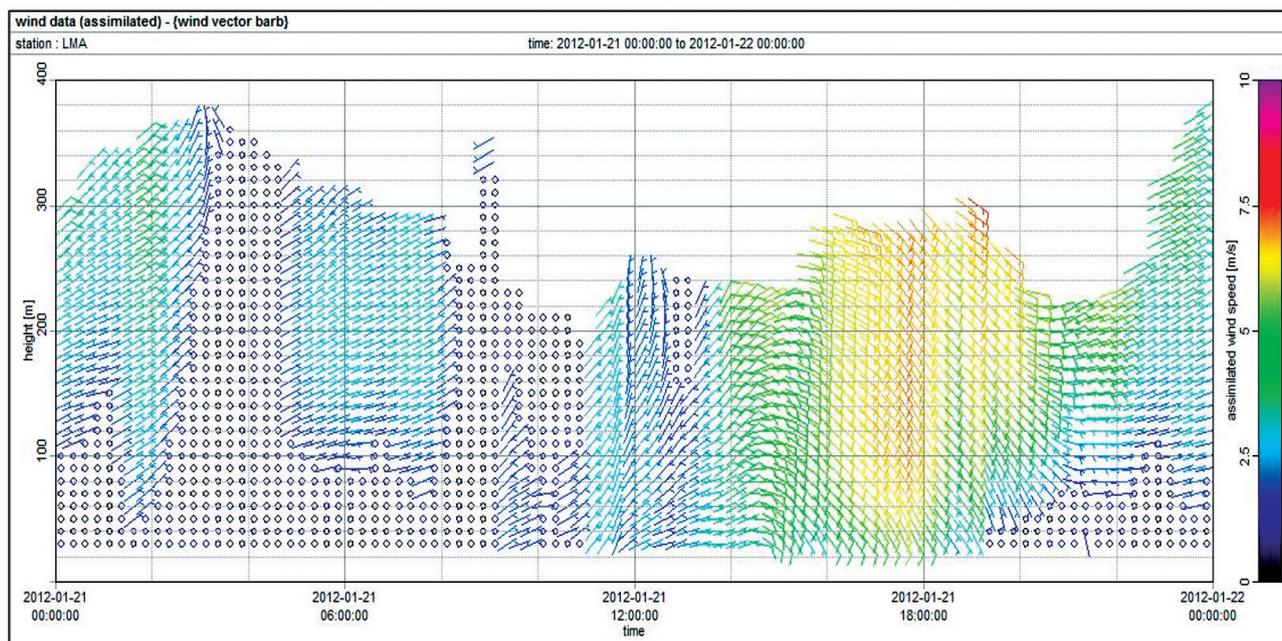


Figura 2 Comportamento do perfil de vento registrado via SODAR durante o dia 21/01/2012.

Casos Pré-brisa	SBJR			SBRJ			SODAR			
	Brisa	Pós-brisa	Pré-brisa	Brisa	Pós-brisa	Pré-brisa	Brisa	Pós-brisa		
INVERNO	25/06/2011	6--10	11--18	19--23	6--12	13--19	20--23	6--13	14--19	20--23
	15/07/2011	6--9	10--20	21--23	6--12	13--21	22--23	6--13	14--21	22--23
	24/07/2011	6--9	10--17	18--23	6--7	8--19	20--23	6--12	13--18	19--23
	05/08/2011	6--9	10--18	19--23	6--12	13--18	19--23	6--13	14--19	20--23
	11/08/2011	6--10	11--20	21--23	6--9	10--21	22--23	6--11	12--19	23--23
VERÃO	21/01/2012	6--9	10--19	20--23	6--10	11--23	-----	6--14	15--22	23
	22/01/2012	6--9	10--17	18--23	6--11	12--23	-----	6--14	15--20	21--23
	23/01/2012	6--8	9--18	19--23	5--9	10--23	-----	6--14	15--19	20--23
	04/02/2012	6--9	10--18	19--23	5--10	11--23	-----	6--15	16--21	22--23
	05/02/2012	6--10	11--19	20--23	5--13	14--23	-----	6--15	16--21	22--23

Tabela 2 Horários (hora local) de antes da ocorrência, ocorrência e depois da ocorrência da BM para duas estações SBJR e SBRJ e também para o SODAR.

com predominância de este-nordeste com intensidade não ultrapassando 4,0 m/s e direção norte com pouca variação pra nordeste com intensidade entre 9,0 e 12,0 m/s, respectivamente. No período de brisa ocorre uma predominância de sul-sudeste para ambas as estações, porém com ventos variando entre 9,0 m/s e 11,0 m/s no inverno e 9,0 e 12,0 m/s no verão. No período pós-brisa nota-se uma predominância de este e este-nordeste com intensidade em torno de 8,8 m/s no inverno e o verão não pode ser caracterizado nesses casos, pois houve ausência de dados para esse período. A Figura 3 apresenta as rosas dos ventos para os casos de inverno e a Figura 4 para os casos de verão.

Os resultados da estação de SBRJ mostram que as composições diárias não apresentam variações significativas das direções predominantes do vento com relação à estação de SBJR. Os cinco casos analisados para a estação do inverno e do verão, apresentaram no período pré-brisa um vento variando de norte a leste com uma intensidade entre 2,0 e 5,0 m/s e um vento de norte apresentando pouca variação pra nordeste e noroeste com intensidade entre 4,0 a 7,0 m/s, respectivamente. No período de brisa ocorre uma predominância de sul e sudeste com ventos entre 4,5 de 9,5 m/s no inverno, e no verão um vento predominante de sul-sudeste

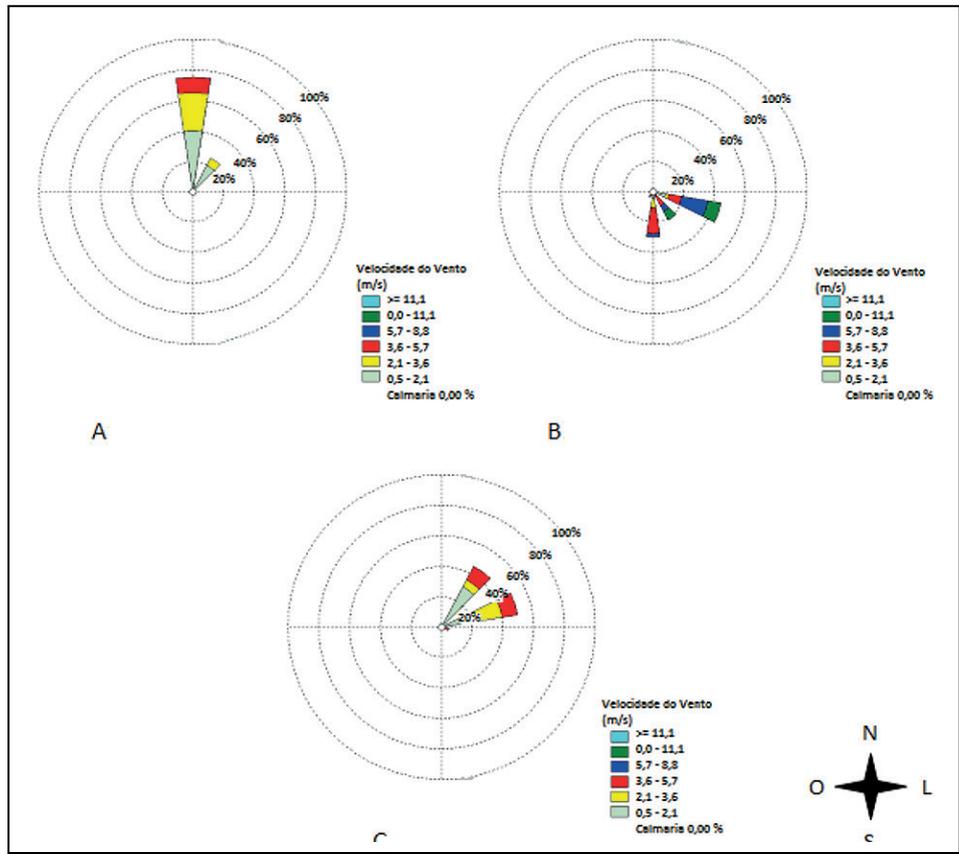


Figura 3 Rosa dos ventos média da estação Jacarepaguá (SBJR) para o inverno: (A) pré-brisa, (B) brisa, (C) pós-brisa.

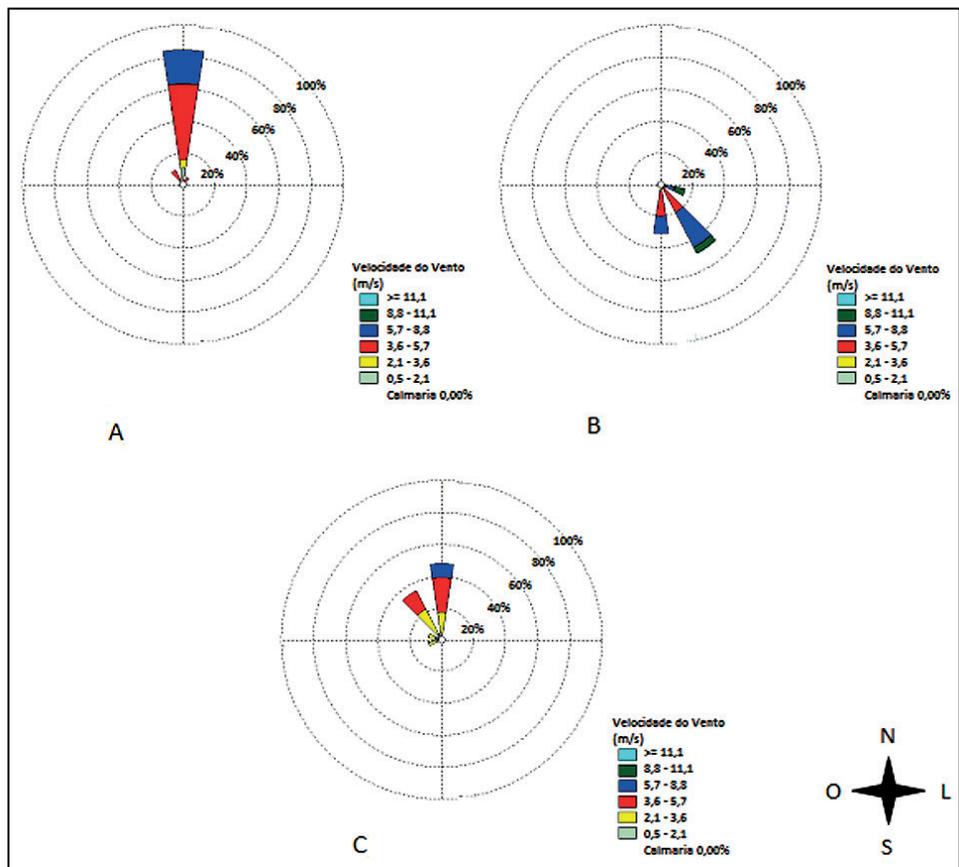


Figura 4 Rosa dos ventos média da estação Jacarepaguá (SBJR) para o verão: (A) prébrisa; (B) brisa; (C) pós-brisa.

em todos os casos com intensidade variando entre 9,0 e 12,0 m/s. No período pós-brisa nota-se uma predominância de este com uma pequena variância para este-nordeste com intensidade entre 3,0 e 5,5

m/s no inverno e uma predominância do vento de sudeste com intensidade de 2,0 a 5,0 m/s. As Figuras 5 e 6 apresentam as rosas dos ventos para os casos do inverno e verão, respectivamente.

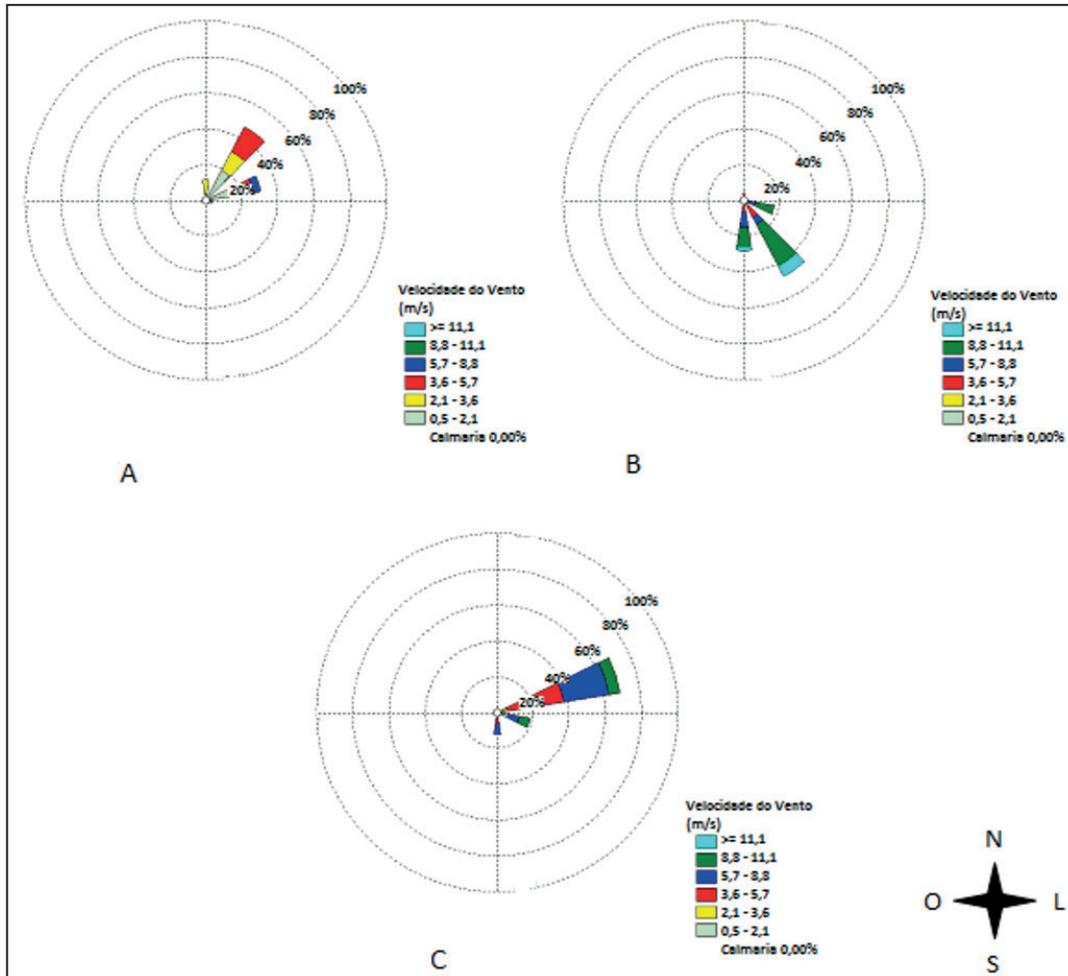


Figura 5 Rosa dos ventos média da estação de Santos Dumont (SBRJ) para o inverno: (A) pré-brisa, (B) brisa, (C) pós-brisa.

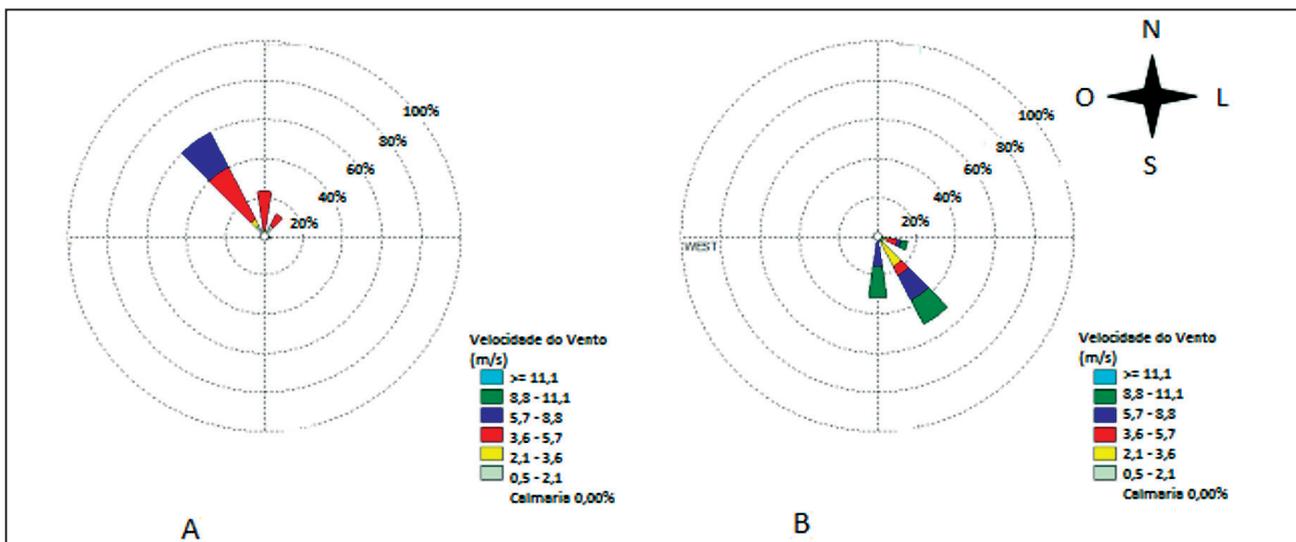


Figura 6 Rosa dos ventos média da estação de Santos Dumont para o verão: (A) pré-brisa e (B) brisa.

Nota-se pela Figura 7, para os casos de inverno, e na Figura 8, para um dia de verão, a importância de se utilizar a TSC e a TSM para o estabelecimento da correlação entre a variação de temperatura com a BM. Ainda que a temperatura indicada no METAR seja a temperatura do ar a um metro da superfície, as diferenças das propriedades físicas do ar e da superfície terrestre implicam em grandes diferenças entre as duas medições, indicando que a comparação deve ser feita entre TSC e TSM. Como não foi possível obter temperaturas observadas de TSC e TSM, foram utilizados dados de modelo para TSC e dados de sensores orbitais para TSM.

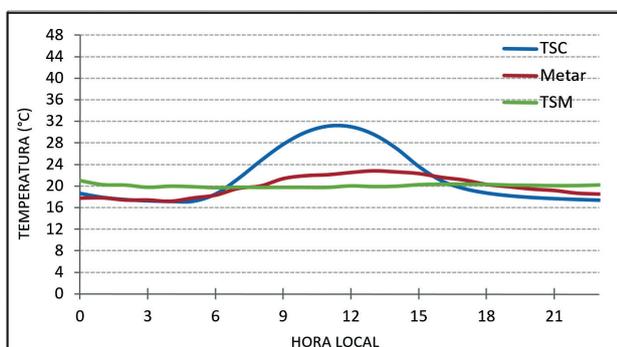


Figura 7 Comportamento da TSC, TSM e da temperatura média das estações SBGL, SBRJ, SBJR, SBSC, SBAF de para o dia 24/07/2011.

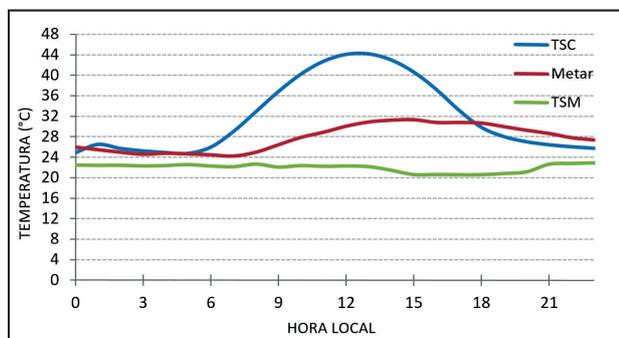


Figura 8 Variação da TSC, TSM e da temperatura média das estações SBGL, SBRJ, SBJR, SBSC, SBAF para o dia 05/02/2012.

Na Tabela 3 são apresentados os resultados de  $Q$  (normalizados) e as diferenças entre TSC e TSM para os casos analisados. Observa-se que devido a maior quantidade de energia que chega ao topo da atmosfera no verão na região de estudo, é percebido que as diferenças entre TSC e TSM são aproximadamente 52% superiores aos casos de inverno, acarretando numa diferença média de temperatura de 12°C entre verão e inverno. Este fato influencia diretamente no fluxo de massa ( $Q$ ) do oceano para continente, conforme apresentado na Tabela 3. Con-

siderando os casos analisados, o  $Q$  médio diário de verão é duas vezes superior ao  $Q$  médio do inverno.

Casos	Máx. (TSC-TSM) (°C)	(normalizada)
25/06/2011	10,80	0,36
15/07/2011	10,16	0,29
24/07/2011	11,05	0,38
05/08/2011	10,28	0,20
11/08/2011	13,45	0,55
21/01/2012	21,13	0,96
22/01/2012	22,11	0,76
23/01/2012	20,82	0,65
04/02/2012	22,98	0,84
05/02/2012	23,06	1,00

Tabela 3 Máxima diferença de TSC e TSM e (normalizada) para dez casos.

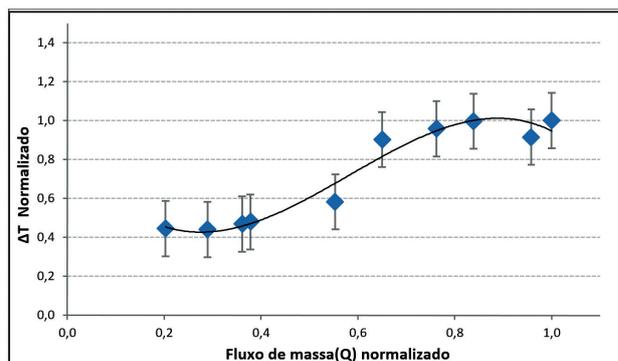


Figura 9 Diferença normalizada entre a temperatura do continente e do o oceano (na ordenada) e fluxo de massa normalizado na abscissa.

A diferença de temperatura normalizada e o fluxo de massa normalizado apresentaram uma correlação de 0,89 e raiz de erro quadrático médio (REQM) de 0,15. Na Figura 9 é apresentada a diferença de temperatura (TSC-TSM) em função do fluxo de massa ( $Q$ ), ambos normalizados para os dez casos da Tabela 3. Observa-se que a curva ajustada é altamente correlacionada com a declividade solar e consequentemente, com a energia que chega ao topo da atmosfera ao longo do período estudado.

A BM foi considerada quando o padrão de vento de nordeste se inverte para sudeste em ambas as estações, SBJR e SBRJ. Contudo, essa alteração no vento apresenta uma defasagem no horário de ocorrência, conforme pode ser observado na Tabela 2. Em média no inverno a diferença de início do padrão de BM entre SBJR e o SODAR é de 3 a 4

horas e entre SBRJ e o SODAR é de 1 a 2 horas. Em média no verão as diferenças para o horário de início da BM são de 5 a 6 horas e 4 horas, respectivamente entre SBJR e SODAR e SBRJ e SODAR. Pode-se inferir que a diferença na chegada da frente de brisa entre verão e inverno ocorre devido ao processo turbulento mais intenso durante o verão, pelo recebimento de uma maior quantidade de energia no topo de atmosfera, o que retarda o avanço da frente de brisa com relação ao inverno. Cabe ressaltar ainda que as variações das diferenças de chegada da frente de brisa entre o SODAR e as duas estações se dá, provavelmente pelo posicionamento delas em relação ao litoral.

Foi percebido em SBJR, nos dias em todos os casos do verão uma circulação atmosférica com características de BM iniciando-se às 6 horas da manhã quando ainda não havia insolação suficiente para produzir diferença de aquecimento entre mar e continente. No entanto, analisando-se os gráficos de diferença de temperatura, para um caso do verão (Figura 10), nota-se que devido ao forte aquecimento do dia anterior a temperatura do continente manteve-se superior à temperatura do mar durante a madrugada, levando a um precoce início de brisa marítima. No caso do inverno, tendo em vista o menor aquecimento da superfície continental não foram identificadas BM no início da manhã. Mais uma vez, observa-se na figura 10, que a TSC fica mais baixa que a TSM durante boa parte do período noturno no caso de inverno. Finalmente observa-se a variação das diferenças de TSC-TSM com maior amplitude no caso de verão.

De um modo geral todos os casos analisados apresentaram um comportamento coerente em relação às diferenças de TSC-TSM; início e término da BM e direções do vento, de acordo com suas respectivas datas do ano. A análise detalhada de todos os casos pode ser verificada em Sousa (2012).

Na Tabela 4 são apresentados os valores da razão de mistura da estação SBGL para os casos utilizados neste trabalho. Foram analisados os perfis da razão de mistura, até 500 metros, entre as sondagens das 12 e 00 GMT e notou-se que a variação da mesma é ordem de 2%, o que permite efetuar uma estimativa da massa de vapor d'água em horários em que não há sondagem, utilizando-se as informações das estações de superfície. Através

desses valores e o total de massa de ar calculado, foi possível determinar a quantidade de vapor d'água presente nesse total.

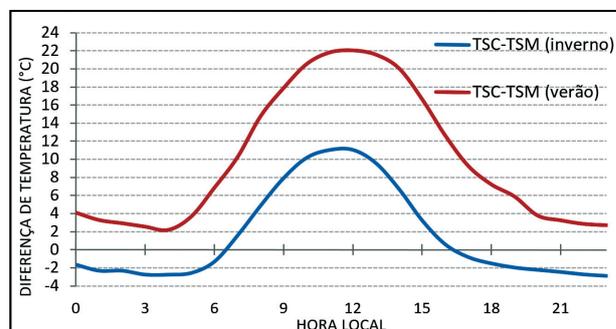


Figura 10 Diferenças (°C) entre TSC e TSM para um caso do inverno (24/07/2011) e outro do verão (05/02/2012).

Casos 12 GMT	Razão de Mistura (g/kg)		Média da massa de vapor d'água (kg)	
	00 GMT			
Inverno	25/jun/11	12,83	13,17	250,8
	15/jul/11	11,58	12,05	188,5
	24/jul/11	11,23	9,12	194,5
	05/ago/11	8,20	8,13	86,9
	11/ago/11	10,54	10,79	326,2
Verão	21/jan/12	16,01	15,32	782,3
	22/jan/12	14,74	15,07	611,8
	23/jan/12	14,62	15,54	511,3
	04/fev/12	13,43	14,98	657,4
	05/fev/12	13,86	15,17	781,4

Tabela 4 Razão de mistura da sondagem em SBGL nos horários de 12Z e 00Z para os casos de inverno e verão estudados e a média da massa de vapor d'água calculada no horário de atuação da brisa marítima.

Na Figura 11 é apresentada a massa de vapor d'água normalizada (Mv) para os casos de inverno e verão. Observa-se que o comportamento da curva ajustada referente ao período do verão é superior em aproximadamente três vezes à curva do inverno.

Portanto o monitoramento do volume de vapor d'água no verão pode ser um indicativo para o aumento de possibilidade de chuvas intensas no interior do continente.

## 5 Conclusão

Neste trabalho, através da análise dos dados das estações meteorológicas de superfície, dos dados do SODAR e dos campos de TSM, foi calculado

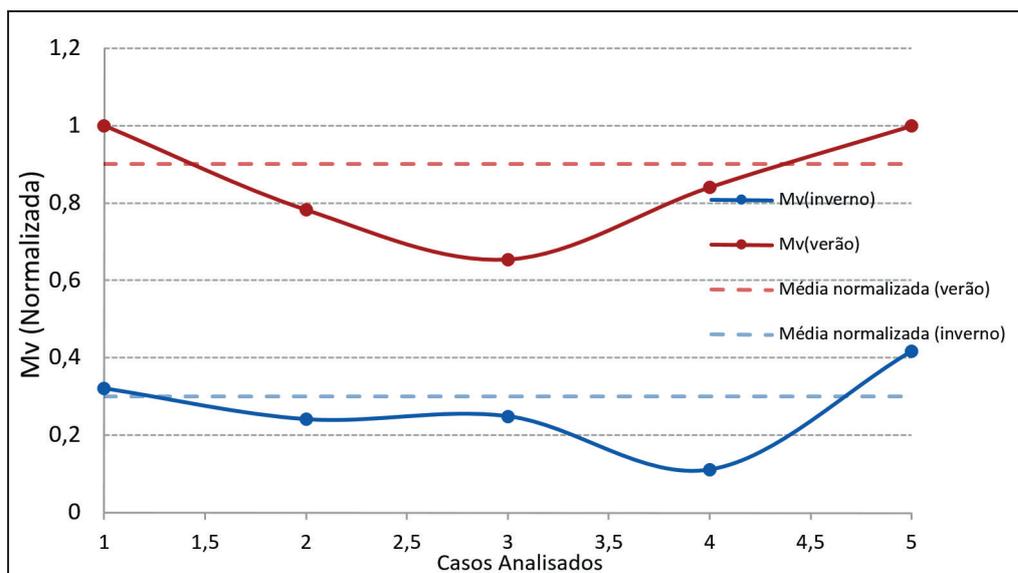


Figura 11 Representa a relação da massa de vapor d'água normalizada com os casos analisados.

o fluxo de massa de ar que se propaga para dentro do continente através da brisa marítima. A TSC estimada mostrou-se coerente em relação ao ciclo diurno da temperatura, como mostram as figuras 7 e 8. Então, baseado na metodologia de Bastin (2006), o fluxo de massa de ar, e consequentemente a massa de vapor d'água, transportada pela brisa marítima pode ser calculada para a RMRJ.

De acordo com a análise das rosas do vento à superfície, durante o período de atuação da BM, o deslocamento do fluxo de massa de ar é induzido para o continente, transportando aerossóis, vapor d'água, gases de efeito estufa e eventualmente poluentes. O que torna importante a estimativa desse fluxo.

A correlação não linear, porém direta encontrada entre o fluxo de massa calculado a partir de dados de sondagens e a diferença de temperatura (TSC-TSM), demonstra a possibilidade de, em não se tendo equipamentos que ofereçam perfis verticais de velocidade e direção do vento, estimar o fluxo de massa através da diferença de temperatura (continente-oceano).

Portanto, o modelo apresentado contribui para a previsão de chuvas intensas que recebam a contribuição de fluxo de vapor d'água provenientes da BM sem necessidade de sensores adicionais aos que já existem na RMRJ.

A estimativa da TSC foi de extrema importância para estabelecer a relação mostrada na Figura 9, visto que a temperatura registrada pelo

METAR está localizada a um metro do solo, não podendo assim ser diretamente relacionada com a TSM.

Esse estudo só foi possível devido à utilização do SODAR, o qual disponibiliza perfis verticais do vento, com alta resolução temporal, permitindo assim, um monitoramento na frequência adequada à dinâmica dos fluxos atmosféricos governados pela BM, o que não poderia ser obtido simplesmente através de informações disponibilizadas das EMS e pela estação meteorológica de altitude, com duas sondagens ao dia.

No entanto, ainda que o modelo utilizado para estimativa da TSC tenha apresentado valores coerentes, seria conveniente a execução de um experimento para confirmar a consistência dos fluxos de calor modelados, donde são extraídas as temperaturas das superfícies continentais.

Da mesma forma, faz-se necessário analisar a consistência dos dados de TSM do sensor orbital utilizado através de medidas in situ provenientes de boias fixas ou deriva, principalmente nos pontos de grade próximos ao litoral onde pode haver uma contaminação das temperaturas da superfície continental.

## 6 Referências

Albuquerque Neto, F.L. 2009. *Proposta de Modelo de Estimativa da Temperatura de Superfície Urbana aplicando Balanço Energético e Sensoriamento Remoto*. Mestrado

- em Ciências Aeroespaciais, Universidade da Força Aérea, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 87p.
- Bastin, S. & Drobinski, P. 2006. Sea-breeze-induced mass transport over complex terrain in southeastern France: A case study. *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, 132: 405–423.
- Corrêa, E.B.; Soares, M.S. & Pimentel, L.C.G. 2007. Modelagem do escoamento atmosférico na RMRJ com os modelos MM5 e CALMET– Parte II. *Ciência e Natura, Especial*, p- 281-284.
- Duarte, B.M. 2011. *Perturbações do padrão de brisa por sistemas frontais na região do aeroporto Galeão*. Rio de Janeiro, RJ. Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Monografia, 24p.
- Franchito, S.H.; Rao, V.B.; Stech, J.L. & Lorenzetti, J.A. 1998. The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment. *Annals of Geophysics*, 16: 866-881.
- Freitas, E.D. 2003. *Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes*. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 176p.
- Hackerott, J.A. 2013. *Simulação numérica a partir do modelo WRF e análise de ventos em superfície na região da Baía de Guanabara (RJ)*. Mestrado em Meteorologia, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 145p.
- Kousky, V. 1980. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, 108: 488-498.
- Mahrer, Y. & Pielke, R. 1977. The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model. *Monthly Weather Review*, 105: 1051-1162.
- Pielke, R.A. 1974. A three-dimensional numerical model of the sea breezes over south Florida. *Monthly Weather Review*, 102: 115-139.
- Pielke, R.A. & Segal, M. 1986. Mesoscale Circulations Forced by Differential Terrain Heating. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Ray, P.S., editor, American Meteorological Society, Boston, 516-548.
- Physick, W.L. 1980. Numerical experiment southern land penetration of the sea breeze. *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, Southampton, 106: 735-746.
- Pimentel, L. C. G.; Marton, E.; Da Silva, M. S. & Jourdan, P. 2014. Caracterização do regime de vento em superfície na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. *Engenharia Sanitária e Ambiental*, 19: 121-132.
- REDEMET – Rede de Meteorologia da Aeronáutica – Ministério da Defesa – [www.redemet.aer.mil.br](http://www.redemet.aer.mil.br) (Acessado em 2011/2012).
- Sousa, R.C. 2012. Comportamento da temperatura da superfície do mar versus advecção de massa de ar para região serrana do Rio de Janeiro: Observação via SODAR. Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Monografia, 53p.
- Stull, R.B. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. London, Kluwer Academic Publishers, 666 p.
- Xu, L.; Raman S.; R.V. Madala; & R. Hodur. 1996. A non-hydrostatic modeling study of surface moisture effects on mesoscale convection induced by sea breeze circulation. *Meteorology and Atmospheric Physics*. 58: 103-122.