

Estudo de ocorrência de dutos de evaporação na região oceânica ao largo do Estado do Rio Grande do Sul

Flávia Rodrigues Pinheiro e Ricardo Carvalho de Almeida

RESUMO

Neste trabalho será estudada a ocorrência de condições de propagação eletromagnética anômalas na camada próxima à superfície do mar, causadas pela formação de dutos de evaporação na costa do estado do Rio Grande do Sul, ao largo do porto de Rio Grande. Serão investigadas as características das feições meteorológicas e oceanográficas, tipicamente associadas às condições da camada superficial, favoráveis à formação dos dutos de evaporação, de forma a serem estabelecidos modelos conceituais aplicáveis para a área de estudo. Para tal, será utilizado um modelo de camada superficial, baseado na teoria de Monin-Obukhov, para a composição de perfis de refratividade atmosférica, a partir de dados de uma bóia meteorológica/oceanográfica fundeada ao largo do porto de Rio Grande. Os resultados do caso estudado mostram que a altura do topo do duto de evaporação foi modulada pela passagem de um sistema frontal naquela região, que alterou os perfis verticais de umidade específica na camada superficial. Houve significativa mudança nas condições de propagação eletromagnética, com a conseqüente possibilidade de variação nos alcances de comunicação/detecção de equipamentos na faixa de VHF, UHF e microondas.

ABSTRACT

The purpose of this study is to analyze the occurrence of anomalous electromagnetic propagation conditions near the sea surface, caused by the presence of evaporation ducts offshore the coast of the state of Rio Grande do Sul. Meteorological and oceanographic features typically associated to surface layer conditions favorable for the formation of evaporation ducts will be investigated, aiming at the development of conceptual models applicable to that ocean region. It will be used a surface layer model, based on the Monin-Obukhov similarity theory. Refractivity profiles will be retrieved by applying this model to a data set collected by a mooring buoy offshore Rio Grande harbor. The results of the case study show that the evaporation duct thickness is modulated by conditions associated to the presence of a cold front in the region. That frontal system caused significant changes in the profiles of specific humidity in the surface layer. The propagation of electromagnetic waves in the range of VHF, UHF and microwaves, are usually affected by those changes. Therefore, the performance of radars and communication equipments operating in those frequencies will be affected too.

1. INTRODUÇÃO

As regiões marítimas próximas a portos importantes estão sujeitas à intensa movimentação de embarcações de grande porte. Para que seja atingido um nível aceitável de segurança da navegação é imprescindível que essas embarcações contem com equipamentos eletrônicos de comunicação e de detecção, para auxiliarem nas operações de demanda e saída dos portos, onde há maior risco de colisões. Dessa forma, são amplamente utilizados transmissores e receptores de radiotelefonia, em frequências de VHF e UHF (30 MHz a 3 GHz) e radares de navegação que operam na faixa de microondas (3 a 300 GHz). O desempenho desses equipamentos é fortemente influenciado pelas condições da propagação eletromagnética na camada próxima à superfície do mar. Isto ocorre em função das condições de refração da atmosfera, que podem provocar alterações significativas na trajetória dos raios eletromagnéticos emitidos a partir de suas antenas de transmissão. Assim, a antecipação de condições atmosféricas que possam afetar

o seu desempenho poderá ser um subsídio valioso para os navegantes quando estiverem operando em águas com intenso tráfego marítimo, pois será possível avaliar a confiabilidade das informações providas por esses equipamentos de auxílio à navegação.

A propagação eletromagnética na camada próxima à superfície em regiões marítimas, nas faixas de frequências citadas acima, é particularmente afetada por anomalias nas condições de refração causadas por acentuados gradientes verticais da refratividade atmosférica. Estes gradientes podem favorecer a comunicação e/ou detecção a distâncias muito superiores àquelas esperadas pelo desempenho nominal dos equipamentos. O fenômeno responsável por esse comportamento é chamado de duto de evaporação.

Os dutos de evaporação são bastante frequentes no oceano. Em média, eles afetam uma camada de 10 a 15 metros a partir da superfície do mar. Devido a essa reduzida escala espacial, eles não podem ser identificados por meio de observações meteorológicas de superfície rotineiramente efetuadas pelos navios. Em vez disso, é necessária a utilização dos princípios da teoria da camada limite superficial, de modo a recompor os perfis de temperatura, umidade e pressão atmosférica, a partir dos quais é possível analisar as condições de propagação eletromagnética.

Os navegantes dispõem de informações operacionais, relativamente simples, para auxiliarem na identificação de fenômenos meteorológicos e oceanográficos que possam afetar a segurança da navegação. Modelos conceituais que permitam a avaliação das condições de propagação eletromagnética na camada superficial, baseados em informações meteorológicas marinhas rotineiramente colocadas à disposição dos navegantes, possibilitarão a identificação de condições que possam afetar o desempenho dos sensores e equipamentos de comunicação de bordo.

O propósito deste trabalho é apresentar os resultados preliminares de um estudo sobre a ocorrência de dutos de evaporação ao largo do porto de Rio Grande, baseado na utilização de um modelo numérico da camada limite superficial e de dados observacionais medidos por uma bóia meteorológica fundeada a cerca de 70 milhas da costa. A partir da análise das variações no

perfil de refratividade e das condições meteorológicas e oceanográficas reinantes na área, pretende-se estabelecer modelos conceituais simples que relacionem esses eventos.

No item 2 serão apresentados conceitos básicos de efeitos atmosféricos sobre a propagação eletromagnética. O item 3 descreve sucintamente o modelo numérico utilizado para a análise de dutos de evaporação, e sua aplicação com o uso dos dados da bóia meteorológica. No item 4 são analisados os eventos referentes a um período em que ocorreram variações significativas nas condições de refratividade e as correspondentes condições meteorológicas e oceanográficas, seguido pelas conclusões, no item 5.

2. EFEITOS ATMOSFÉRICOS SOBRE A PROPAGAÇÃO ELETROMAGNÉTICA

Condições anômalas de propagação eletromagnética na baixa troposfera podem causar o recurvamento da trajetória de sinais de rádio e de radar, de forma a que eles se propaguem com uma curvatura maior que a da superfície da Terra. Essas ondas poderão ser confinadas dentro de uma camada chamada de duto, e se propagar a distâncias muito além do horizonte. Por outro lado, as condições de refração podem ser tais que o alcance das transmissões seja reduzido em relação às condições normais, por uma redução na curvatura dos raios eletromagnéticos, fazendo com que eles se afastem excessivamente da superfície à medida que se propagam, numa situação classificada como subrefração.

A propagação da radiação eletromagnética nas faixas de VHF, UHF e microondas na atmosfera é determinada pelos gradientes verticais do índice de refração do ar n . Em virtude desse índice ter valores muito próximos de 1, ele é convertido, por conveniência, para o chamado índice de refratividade modificado N . Em [1] é deduzida a expressão (2.1), que permite a determinação da refratividade N em função dos valores da pressão atmosférica p (hPa), da temperatura do ar T (K), e da pressão parcial do vapor d'água e (hPa), aplicável a frequências na faixa de 100 MHz a 80 GHz;

$$N = (n - 1) \times 10^6 = \frac{77,6}{T} \left(p + \frac{4810e}{T} \right) \quad (2.1)$$

A fim de facilitar a caracterização de condições favoráveis à ocorrência de confinamento das emissões eletromagnéticas, utiliza-se a refratividade modificada M , que considera a curvatura da superfície da Terra, expressa pela relação

$$M = N + \frac{z}{10^{-6} r_e} \approx N + 0,157z \quad (2.2)$$

onde z (m) é a altitude, e r_e (m) é o raio da Terra.

Os efeitos de recurvamento das emissões eletromagnéticas, entretanto, não dependem dos valores de refratividade, mas sim de sua variação com a altitude (dM/dz). A categorização das condições de propagação em função do gradiente vertical de M descrita em [2], e os efeitos nos alcances de comunicação/deteccção decorrentes, é apresentada na Tabela 1, abaixo:

Condição de propagação	Gradiente vertical de M	Alcance
Confinamento	< 0 M/km	Muito estendido
Superrefração	0 a 79 M/km	Estendido
Normal	79 a 157 M/km	Normal
Padrão	118 M/km	Nominal
Subrefração	> 157 M/km	Reduzido

Tab.1: Condições de propagação eletromagnética em função do gradiente vertical de M , e os respectivos efeitos no alcance de comunicação/deteccção.

A Figura 1 apresenta, esquematicamente, a trajetória dos raios eletromagnéticos nas diferentes condições de propagação.

Convertendo a pressão parcial de vapor d'água e em umidade específica q (g/g) com o uso da relação

$$q = 0.622 \frac{e}{p} \quad (2.3)$$

e derivando-se a expressão (2.2) em relação a z e utilizando (2.1), a seguinte expressão para o gradiente vertical da refratividade modificada M pode ser obtida:

$$\frac{dM}{dz} = 0,157 + C_1 - C_2 \frac{dT}{dz} + C_3 \frac{dq}{dz} \quad (2.4)$$

onde

$$C_1 = \left(\frac{77,6}{T} + \frac{6 \times 10^5 q}{T^2} \right) \frac{dp}{dz} \quad (2.5)$$

$$C_2 = \frac{77,6p}{T^2} + \frac{12 \times 10^5}{T^3} pq \quad (2.6)$$

$$C_3 = \frac{6 \times 10^5 p}{T^2} \quad (2.7)$$

Como visto, para que seja possível analisar o comportamento da refratividade M é necessário o conhecimento dos gradientes verticais de T , p e q .

Sobre o oceano, o fator preponderante na determinação do gradiente vertical de M é a taxa de variação da umidade específica q , em virtude da interface ar-mar estar em condição de saturação, e da umidade específica diminuir rapidamente com a altitude. Essa rápida variação vertical da umidade, identificada como hidrolapso [3] é freqüentemente mais significativa que os gradientes verticais de p e T , implicando em gradientes negativos de M na região próxima à superfície. Na Tabela 1 pode-se verificar que a condição de $dM/dz < 0$ implica em confinamento da emissão eletromagnética. Tal confinamento ocorre em uma camada limitada entre a superfície e o ponto onde o gradiente vertical de M passa de negativo para positivo, o topo do chamado duto de evaporação. Esse duto é uma região em que há concentração da energia eletromagnética, permitindo que os sinais de comunicação e detecção estendam-se a distâncias significativamente maiores que aquelas observadas em condições de propagação normal ou nominal, na qual o efeito do espalhamento esférico reduz a energia por unidade de área, à medida que a onda eletromagnética se propaga. A espessura, ou altitude do topo do

duto de evaporação, identificada por z_* , é definida pelo ponto onde dM/dz é igual a zero.

Os dutos de evaporação são muito freqüentes sobre os oceanos, apresentando uma média global de espessura de 13 metros [2]. As regiões onde a temperatura da superfície do mar é mais elevada favorece a formação de dutos de evaporação mais espessos (ou de topo mais alto).

O efeito das variações verticais de M nas emissões eletromagnéticas é extremamente complexo, e sua avaliação só pode ser feita por meio de programas aplicativos específicos para tal fim. Um desses aplicativos é o Integrated Refractive Effects Prediction System (IREPS) [4]. Com ele, é possível se verificar as condições de propagação eletromagnética, a partir do conhecimento da distribuição vertical de T , ρ , e q , e das características do equipamento de comunicações ou radar. As figuras 2 a 5 ilustram o efeito da presença de dois diferentes dutos de evaporação sobre um radar, cujas características são similares às de radares comerciais normalmente operados por navios mercantes.

Na Figura 2 é apresentado um perfil de refratividade M no qual há um duto de evaporação com espessura $z_* = 5,02$ m. A Figura 3 apresenta o diagrama de cobertura de um radar que opera na freqüência de 9,6 GHz, com a antena de transmissão/recepção a 20 m da superfície, produzido pelo IREPS, no qual foi introduzido o perfil de refratividade da Figura 2 para representar as condições de propagação da atmosfera. O eixo vertical representa a altitude em pés, e o eixo horizontal (curvo) representa a superfície da Terra, sobre o qual se mede a distância a partir da fonte de emissão (antena do radar), em milhas náuticas (MN). A área sombreada corresponde àquela onde haverá detecção de alvos pelo radar. Observe-se que próximo à superfície o alcance de detecção previsto é de cerca de 8 MN.

Na Figura 4 é representado um perfil de refratividade M no qual o topo do duto de evaporação está na altitude $z_* = 22,79$ m. Na Figura 5 é apresentado o diagrama de cobertura correspondente ao perfil de refratividade da Figura 4, para o mesmo radar de 9,6 GHz. Próximo à superfície, a área sombreada, que representa a região de detecção de alvos, estende-se a alcances superiores a 20 MN. O significativo aumento no desempenho do radar deveu-se,

nesse caso, à presença do duto de evaporação mais espesso, que possibilitou o confinamento da energia da onda eletromagnética emitida, aumentando a intensidade do sinal e os alcances de detecção.

Nas Figuras 2 e 4 pode-se notar que as variações no perfil de M próximo à superfície são muito grandes em uma escala espacial muito pequena. Tais variações não podem ser identificadas por meio de observações meteorológicas de superfície rotineiras, nem mesmo com o uso de radiossondas de alta resolução, pois as mesmas não conseguem representar detalhadamente o hidrolapso imediatamente acima da superfície. Por essa razão é necessário se recorrer ao uso de modelos de camada limite superficial para estabelecer os perfis de T , p , e q e, a partir deles, obter o perfil de M . O item que segue descreverá o modelo de camada limite utilizado nesse estudo.

3. MODELO DE CAMADA SUPERFICIAL

O modelo de camada superficial utilizado neste estudo, baseado nas relações de similaridade de Monin-Obukhov, modificadas para a incorporação de efeitos de flutuabilidade do vapor d'água [5], é similar ao publicado em [6], que será descrito resumidamente, a seguir.

Os perfis de vento U (m/s), T , e q , são representados pelas expressões

$$\frac{U}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_m \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (3.1)$$

$$\frac{(T - T_0)}{T_*} = \frac{1}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_h \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (3.2)$$

$$\frac{(q - q_0)}{q_*} = \frac{1}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_h \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (3.3)$$

onde u_* é a velocidade de fricção, κ é constante de von Karman, igual a 0,4, z_0 é a rugosidade da superfície do mar, e L é o comprimento de Obukhov. T_* e q_* são a temperatura e umidade características, T_0 e q_0 são os valores de temperatura e umidade

específica na interface ar-mar, e Ψ_m e Ψ_h são as integrais das funções de estabilidade do fluxo de quantidade de movimento e de calor/umidade, respectivamente.

Tendo como referência [5], foram utilizadas as seguintes expressões para as integrais das funções de estabilidade:

$$\Psi_m = \Psi_h = -5 \frac{z}{L}, \quad \frac{z}{L} \geq 0 \quad (3.4)$$

$$\left. \begin{aligned} \Psi_m &= \ln \left[\left(\frac{1+x^2}{2} \right) \left(\frac{1+x}{2} \right)^2 \right] - 2 \tan^{-1} x + \frac{\pi}{2} \\ \Psi_h &= 2 \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) \end{aligned} \right\}, \quad \frac{z}{L} < 0 \quad (3.5)$$

onde

$$x = \left(1 - 15 \frac{z}{L} \right)^{1/4} \quad (3.6)$$

e

$$L = \frac{u_*^2 T_{v0}}{\kappa g (T_* + 0,61 q_* \bar{T})} \quad (3.7)$$

onde g é a aceleração da gravidade, \bar{T} é a temperatura média da camada superficial e T_{v0} é a temperatura virtual na base da camada, obtida por

$$T_{v0} = T_0 (1 + 0,61 q_0) \quad (3.8)$$

O valor da rugosidade da superfície do mar é obtido com o uso da relação de Charnock [5]

$$z_0 = 0,015 \frac{u_*^2}{g} \quad (3.9)$$

O sistema de equações (3.1) a (3.9) permite, a partir do conhecimento dos valores de U , q e T em um nível z , e imediatamente acima da interface, no nível z_0 , compor os perfis dessas variáveis ao longo da camada superficial e, conseqüentemente, obter o perfil de M . Para tal, foram utilizados dados medidos por uma bóia oceanográfica/meteorológica de fundo, posicionada a cerca de 70 MN a sudeste do porto de Rio

Grande (latitude: 32,8° S / longitude: 50,8° W), onde a profundidade é, aproximadamente, 70 metros.

A bóia possui dois sensores de vento que estão montados a 3,95 e 4,95 metros acima do nível do mar. Os sensores de temperatura do ar e umidade estão a 3,15 metros acima do mar. O barômetro fica situado no nível do mar e o sensor de ondas fica localizado no centro de rotação da bóia (ligeiramente abaixo da superfície do mar). As características dos sensores instalados na bóia são listados na Tabela 2 abaixo:

Parâmetro	Faixa de operação	Resolução	Precisão
Vento – velocidade	0 – 60 m/s	0,1 m/s	1 m/s
Vento – direção	0° – 360°	1°	3°
Pressão atmosférica	800 – 1060 hPa	0,01 hPa	0,5 hPa
Temperatura do ar	10° – 50° C	0,1° C	1° C
Altura significativa das ondas	0 – 15 m	0,1 m	0,2 m
Temperatura da superfície do mar (TSM)	-5° – 40° C	0,1° C	1° C
Umidade relativa	0 – 100 %	0,1 %	5 %

Tab. 2. Características dos sensores da bóia meteorológica/oceanográfica.

A bóia meteorológica/oceanográfica efetua medições dos diversos parâmetros a cada hora, e esses dados são transmitidos ao Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) por meio de um sistema de coleta de dados por satélite.

Os valores de T_0 e q_0 foram obtidos considerando-se que no nível z_0 as temperaturas do ar e da superfície do mar são iguais, e existe saturação de vapor d'água.

Conhecidos, portanto, os valores de temperatura, umidade e pressão atmosférica, o valor de z^* foi calculado a partir do sistema composto pelas equações (3.1) a (3.9), resolvido para u^* , T^* e q^* , por um processo iterativo, utilizando-se como critério de convergência a diferença relativa entre duas aproximações sucessivas do valor de L . Quando essa diferença era menor que 0,01% as iterações eram interrompidas. Uma vez conhecidos T^* e q^* , os perfis de T e q foram compostos, utilizando-se também a equação hidrostática para o cálculo de p . Após, calculava-se e a partir da

equação (2.3), e então o perfil de M foi calculado, pela equação (2.2), a intervalos de 1m. O ponto correspondente ao topo do duto de evaporação z é aquele onde M tem valor mínimo, e foi obtido por interpolação linear simples. Este procedimento é semelhante ao utilizado em [6].

A Figura 6 apresenta uma série de tempo de valores de espessura do duto de evaporação, calculados para os dados medidos pela bóia meteorológica/oceanográfica no período de 12 a 16 de novembro de 2000. Pode-se observar que neste período houve uma significativa variação no valor de z . Cabe agora analisar as condições meteorológicas e oceanográficas predominantes naquele período, a fim de identificar os mecanismos que causaram essas variações e permitir o estabelecimento de um modelo conceitual que relacione as variações de espessura de duto às características ambientais naquele período.

Para essa análise foram utilizados os seguintes dados e informações:

- cartas sinóticas de superfície do Serviço Meteorológico Marinho;
- imagens de satélites;
- observações meteorológicas de superfície (SYNOP) das estações da Praticagem de Rio Grande e da estação costeira de Chuí;
- dados da bóia meteorológica/oceanográfica fundeada ao largo do porto de Rio Grande;
- campos de análise do modelo numérico regional de previsão atmosférica HRM (High Resolution Model), operado pelo Serviço Meteorológico Marinho do CHM;
- previsões de altura significativa de ondas para períodos de 06 horas do modelo de previsão de ondas oceânicas WAM (Wave Model), forçado com ventos ao nível de 10 metros produzidos pelo modelo HRM; e
- perfis de temperatura da água do mar do Banco Nacional de Dados Oceanográficos (BNDO).

Estes dados compreendem o período de 12 a 16 de novembro de 2000, durante o qual ocorreu o caso que será apresentado no próximo item. As Figuras 7 a 12 apresentam as séries temporais dos dados medidos pela bóia meteorológica/oceanográfica.

4. ANÁLISE DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS E OCEANOGRÁFICAS NO PERÍODO DE 12 A 16 DE NOVEMBRO, AO LARGO DO PORTO DE RIO GRANDE

4.1. De 12/11/00 – 00 TMG até 13/11/00 – 00 TMG

No início deste período havia um cavado, com nebulosidade associada sobre toda a costa do Rio Grande do Sul, como visto na imagem da Figura 13. Segundo os dados da estação meteorológica de Chuí, localizada no extremo sul do estado, um sistema frontal se formava e passava pela região aproximadamente no horário de 12 TMG. Os dados da bóia mostram que a pressão começava a subir (Figura 7) após uma queda acentuada e a temperatura entrava em declínio a partir desse horário (Figura 8).

De acordo com os dados da Praticagem de Rio Grande, a frente fria já formada chegava à região em 12/11/00 a partir de 16 TMG. Os dados da bóia indicavam que a temperatura e a umidade relativa (Figura 9) começaram a cair, a pressão atmosférica já mostrava tendência de elevação e também foi observado um pequeno aumento na altura das ondas (Figura 10).

Na área da bóia predominava ainda a situação pré-frontal, com os ventos rondando de leste para norte. Enquanto estavam de leste, permaneciam aproximadamente tangentes às isolinhas de TSM, como pode ser visto na Figura 14. Porém, conforme rondaram para a direção norte, a componente do vento foi se tornando perpendicular às isolinhas de TSM. Isto acarretou um aumento na advecção de umidade para aquela região, originada na região com TSM mais elevada, implicando em valores maiores da pressão parcial de vapor d'água próximo à superfície. Assim, como a TSM na região não sofreu variação significativa (Figura 11) e a umidade específica na camada imediatamente acima aumentou, devido à advecção de umidade, o gradiente vertical de umidade específica tornou-se menos negativo. Como apresentado na equação 2.4, valores menos negativos de dq/dz implicarão em valores menos negativos de dM/dz e, conseqüentemente, menor espessura do duto de evaporação. Assim, o topo do duto esteve baixo nessa situação, com valor em torno de 5,0 m. O perfil de M da Figura 2 foi calculado com dados da bóia referentes às 16 TMG do dia 12/11/2000. Nesse caso, não se esperam grandes alcances de detecção por radar, como mostra a Figura 3.

4.2 - De 13/11/00 – 00 TMG até 14/11/00 00 TMG

Neste dia, a frente fria já havia passado pela bóia e se deslocava rapidamente para nordeste devido ao avanço de um centro de alta pressão na região. Assim, predominou um aumento na pressão atmosférica e, com a passagem do sistema frontal, um declínio na temperatura. Também foram observados ventos predominantemente de sudoeste. Ao longo deste dia, a TSM se manteve relativamente estável. Porém, houve a chegada da massa de ar polar que se seguiu à passagem da frente fria. Essa massa de ar frio e seco diminuiu a umidade específica acima da superfície. Isto fez com que o gradiente vertical de umidade específica ficasse mais negativo entre a superfície do mar e a camada imediatamente acima. Esta variação tornou o valor do gradiente vertical de refratividade M mais negativo também, com elevação do topo do duto de evaporação, e valores variando de 6 m a 11,5 m.

4.3 - De 14/11/00 – 00 TMG até 15/11/00 – 00 TMG

Este foi o período em que os ventos estiveram mais intensos na região da bóia (Figura 12), bem como na costa do Rio Grande do Sul. Estes ventos, que já vinham predominando de sudoeste por mais de 24 horas, permitiram o aumento da altura das ondas na região (na área da bóia as ondas chegaram a 4 metros). A temperatura do ar e a umidade específica sofreram acentuado declínio, enquanto a TSM não variou significativamente, tornando o gradiente vertical de umidade ainda mais negativo. Como consequência, a altura do duto chegou ao seu máximo e se manteve em valores elevados neste período, variando de 14 m a 23 m.

O perfil de M da Figura 4 foi calculado com dados da bóia referentes às 00 TMG do dia 15/11/2000. A Figura 5 mostra que nessa situação as condições são favoráveis à extensão dos alcances de detecção por radar.

4.4 - De 15/11/00 – 00 TMG até 16/11/00 – 00 TMG

Predominava o centro de alta pressão na região e os ventos começavam a enfraquecer. Porém, as ondas ainda se mantinham altas. A geração de energia cinética turbulenta, a partir do fluxo de quantidade de movimento da atmosfera para o mar, possibilitou o entranhamento de água mais fria na base da camada

de mistura oceânica, cuja profundidade nesta época do ano na região está em torno de 20m, fazendo com que a TSM apresentasse um significativo declínio (Figura 15). Assim, com a queda da TSM, a umidade específica na interface diminuiu. A umidade específica do ar imediatamente acima, por sua vez, sofreu um ligeiro aumento, devido ao aumento da temperatura, já refletindo que a massa de ar polar pós-frontal perdia suas características. Isso tornou o gradiente vertical de umidade específica menos negativo, fazendo com que a altura do topo do duto de evaporação reduzisse significativamente, chegando a aproximadamente 8 m. Nessa situação, voltaram a prevalecer condições desfavoráveis à extensão dos alcances de detecção.

5. CONCLUSÕES

Este estudo teve como propósito estabelecer uma relação entre as condições meteorológicas e oceanográficas predominantes numa região e a presença de dutos de evaporação. Com a análise comparativa dos dados de observações de vários parâmetros ambientais medidos por uma bóia e a altura dos topos dos dutos de evaporação, calculadas com o uso de um modelo de camada superficial, pôde ser estabelecido um modelo conceitual que descrevesse esta relação. Este modelo conceitual poderá auxiliar no diagnóstico do comportamento da espessura do duto e conseqüentemente, na avaliação do efeito que anomalias na propagação eletromagnética possam ter sobre equipamentos que desempenham papel importante na segurança da navegação.

De uma forma geral, os dados mostraram que na área de estudo, em condições pré-frontais, em que há advecção de ar úmido na região, o gradiente vertical de umidade específica tende a ser pouco negativo. Neste caso, o duto de evaporação é pouco espesso, não favorecendo a extensão dos alcances de comunicação e/ou detecção .

A passagem de um sistema frontal é, normalmente, seguida pela penetração de uma massa de ar seca e fria na região. Esta situação torna o gradiente vertical de umidade específica mais negativo e faz com que o topo do duto se eleve, possibilitando a extensão dos alcances.

Caso a passagem do sistema frontal seja seguida de condições que permitam a formação de ondas de grande amplitude, a altura do topo do duto deverá sofrer uma queda acentuada. Isto se deve ao fato de que o aumento do fluxo turbulento de quantidade de movimento no oceano tende a diminuir a TSM. Assim, o gradiente vertical de umidade específica deverá se tornar menos negativo e, conseqüentemente, a altura do topo do duto diminuirá, reduzindo a possibilidade de confinamento das ondas eletromagnéticas.

Serão, ainda, estudados outros casos de igual relevância, para que se possa compor modelos conceituais mais abrangentes, que relacionem as condições meteorológicas e oceanográficas observadas e a existência e desenvolvimento dos dutos de evaporação segundo as condições naquela região.

6. AGRADECIMENTOS

Os autores desejam expressar os agradecimentos ao CMG Jair Alberto Ribas Marques, Diretor do CHM e ao CMG José Helvécio Moraes de Rezende, Superintendente de Previsão Ambiental do CHM, pelo apoio para o comparecimento ao Congresso; ao CC Carlos Augusto Chaves Leal Silva, pelas informações oceanográficas referentes à área de estudo; ao CT Luiz Alexandre de Araújo Guerra pela preparação dos gráficos de análise dos modelo HRM e WAM; e ao CF Antonio Fernando Garcez Faria e CC Alberto Pedrassani Costa Neves pelos diversas sugestões para o aprimoramento deste trabalho.

7. BIBLIOGRAFIA

- [1] Bean, B. R.; E.J. Dutton. **Radio Meteorology**. [S.l.]: Dover Publications, 1968. 435 pp.
- [2] Space and Naval Warfare Systems Center. **Advanced Refractive Effects Prediction System (AREPS)**. S.l. : U.S. Navy, 2000. 181 pp.
- [3] Director of Naval Oceanography and Meteorology. **The Effects of the Environment on Radio and Radar Wave Propagation**. UK:Ministry of Defence, 1984.
- [4] Patterson, W. L.. **Integrated Refractive Effects Prediction System (IREPS)**. S.l: Naval Ocean Systems Center, 1990. 40 pp.
- [5] Arya, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. [S.l.] : Academic Press, 1988. 303 pp.
- [6] BABIN, S.M.; YOUNG, G.S. ; CARTON,J.A.. **A New Model of the Oceanic Evaporation Duct – Journal of Applied Meteorology**, 36, 1990. p.193-204.

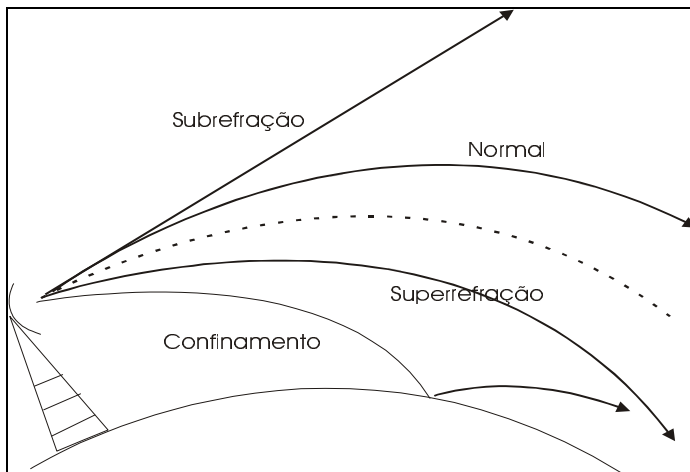


Fig. 1. Trajetória dos raios eletromagnéticos em diferentes condições de propagação. A linha pontilhada tem a mesma curvatura da superfície da Terra.

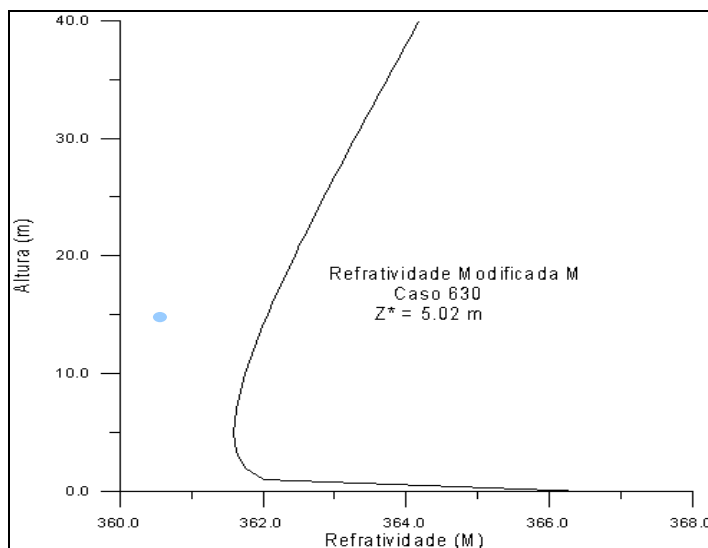


Fig. 2. Perfil de refratividade M em uma situação onde está presente um duto de evaporação com espessura $z^* = 5,02$ m.

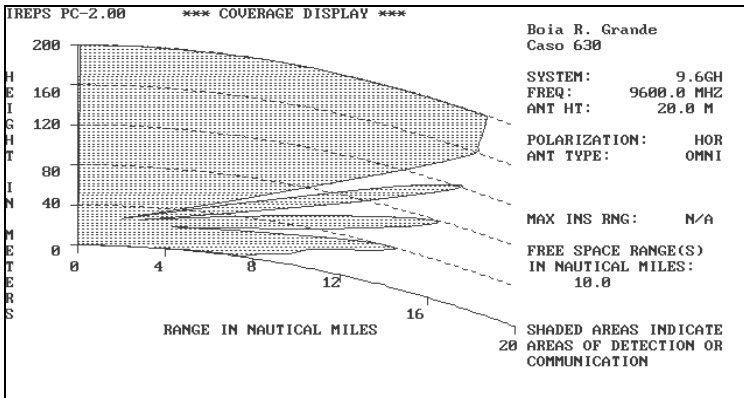


Fig. 3. Diagrama de cobertura de um radar de 9,6 GHz, correspondente ao perfil de refratividade M da Figura 2.

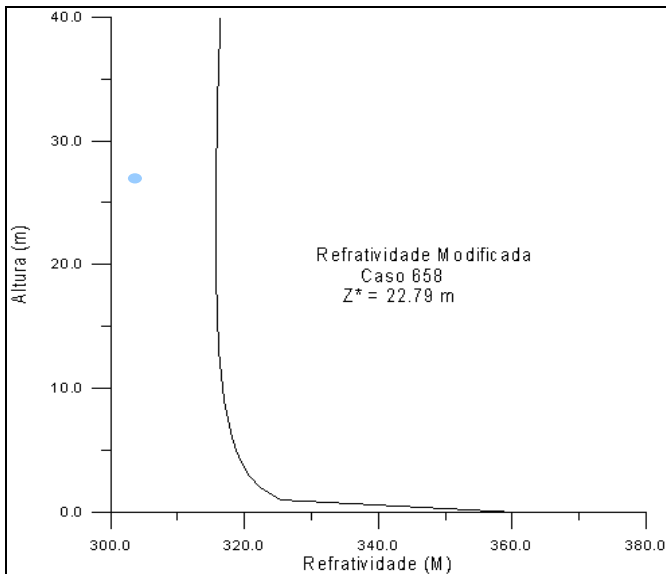


Fig. 4. Perfil de refratividade M em uma situação onde está presente um duto de evaporação com espessura $z^* = 22,79$ m.

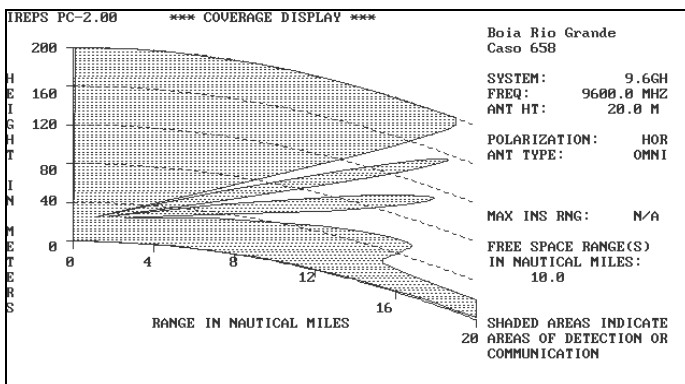


Fig. 5. Diagrama de cobertura de um radar de 9,6 GHz, correspondente ao perfil de refratividade M da Figura 4.

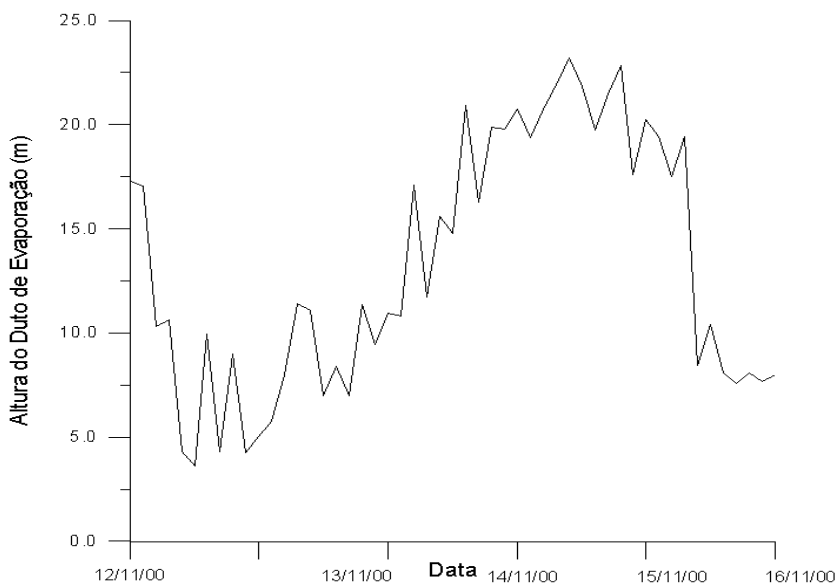


Fig. 6. Alturas do duto de evaporação calculadas a partir da bóia fundeada ao largo de Rio Grande.

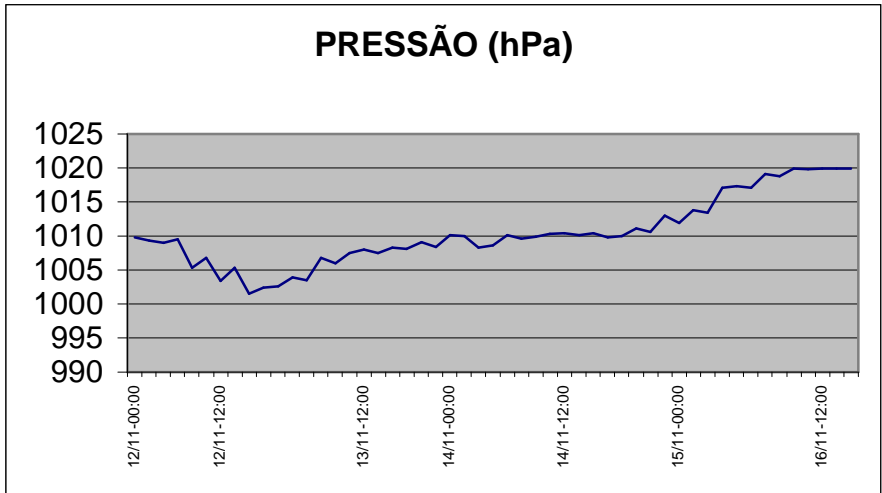


Fig. 7. Pressão atmosférica medida pela bóia meteorológica/oceanográfica.

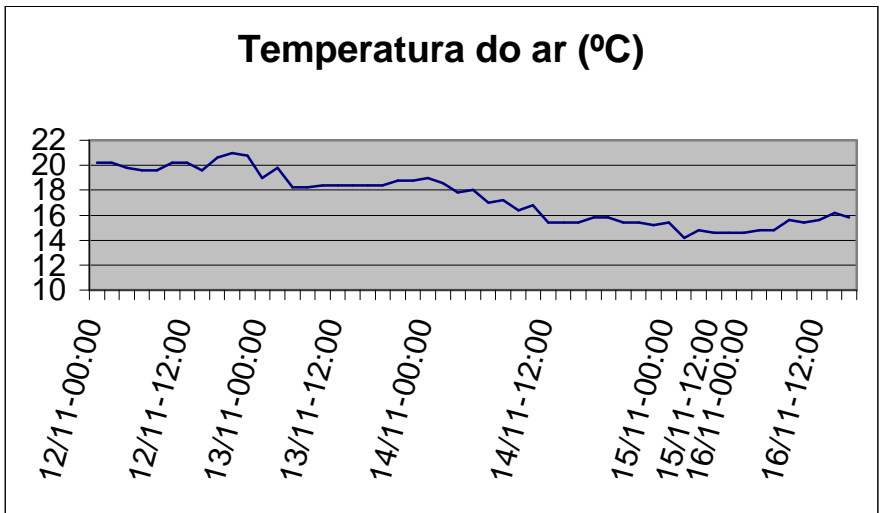


Fig. 8. Temperatura do ar medida pela bóia meteorológica/oceanográfica.

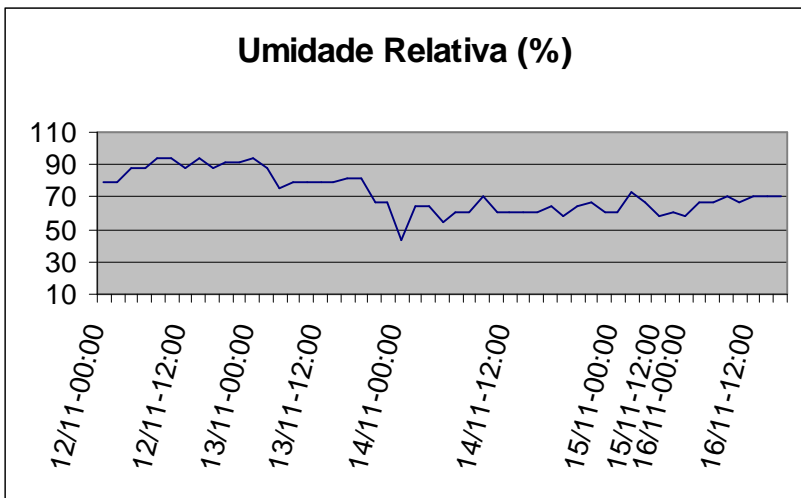


Fig. 9. Umidade relativa medida pela bóia meteorológica/oceanográfica.

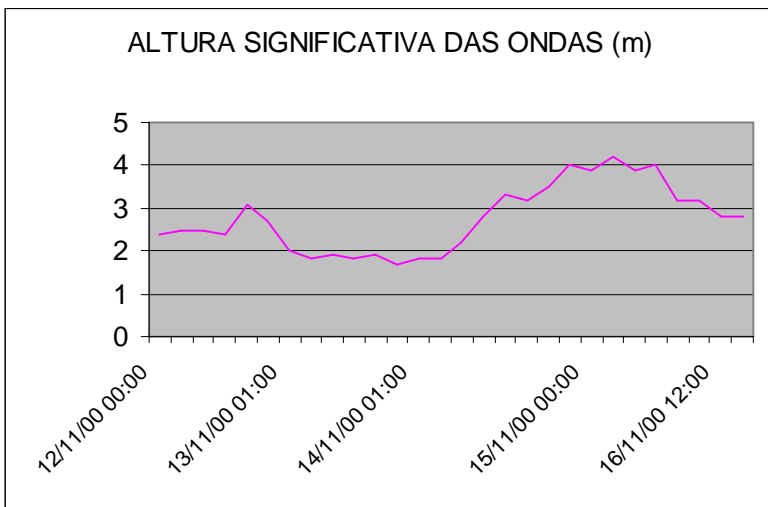


Fig. 10. Altura significativa das ondas medida pela bóia meteorológica/oceanográfica.

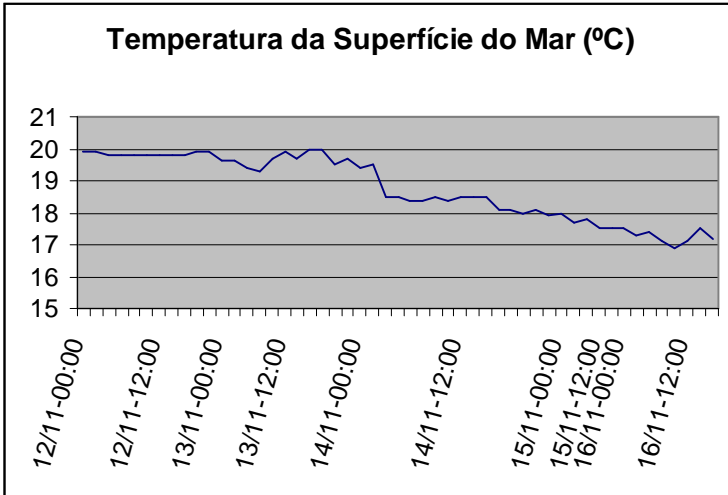


Fig. 11. Temperatura da superfície do mar medida pela bóia meteorológica/oceanográfica.

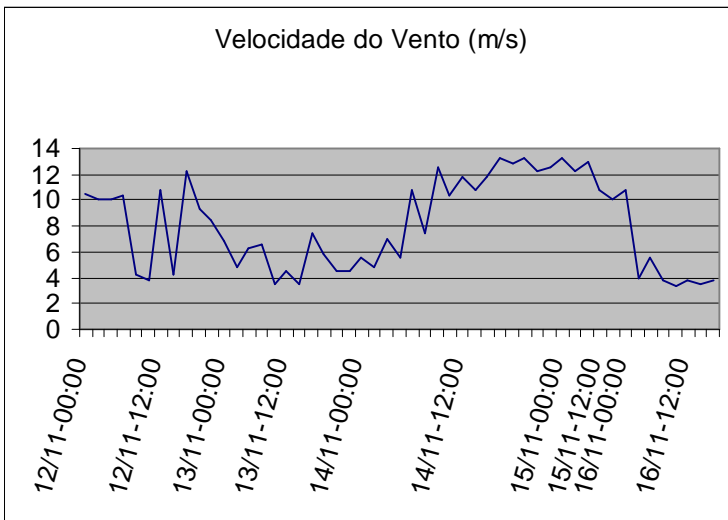


Fig. 12. Velocidade do vento medida pela bóia meteorológica/oceanográfica

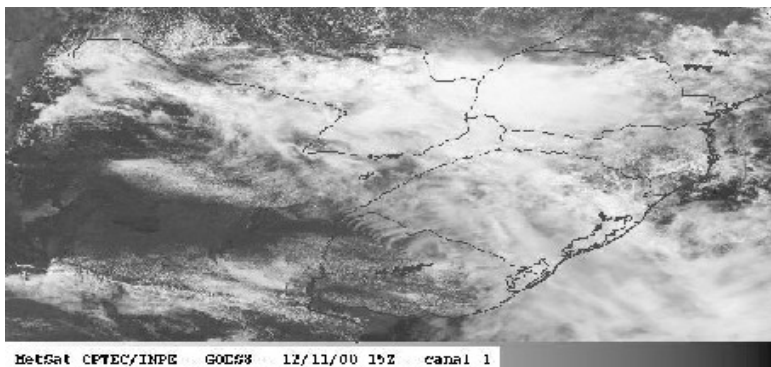


Fig.13. Imagem do Satélite GOES 8 para 1500 TMG de 12/11/2000
 Fonte: CPTEC/INPE

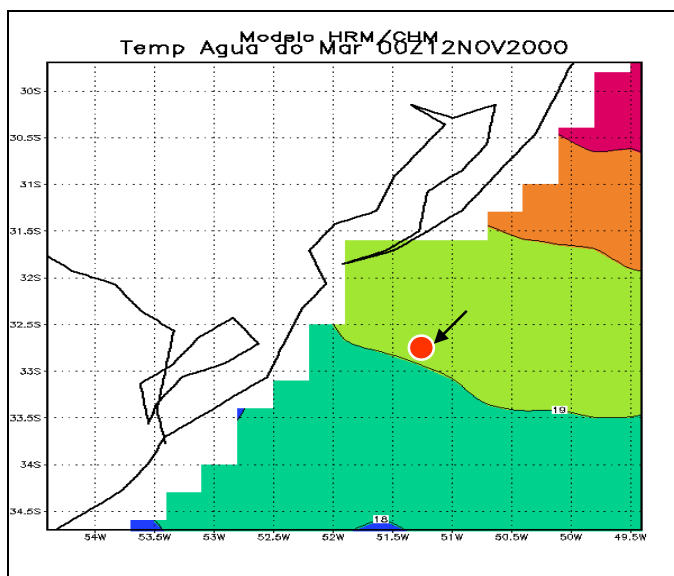


Fig. 14. Análise de temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) do modelo HRM para 00 TMG de 12/11/2000. (A seta indica a localização da bóia meteorológica/oceanográfica.)

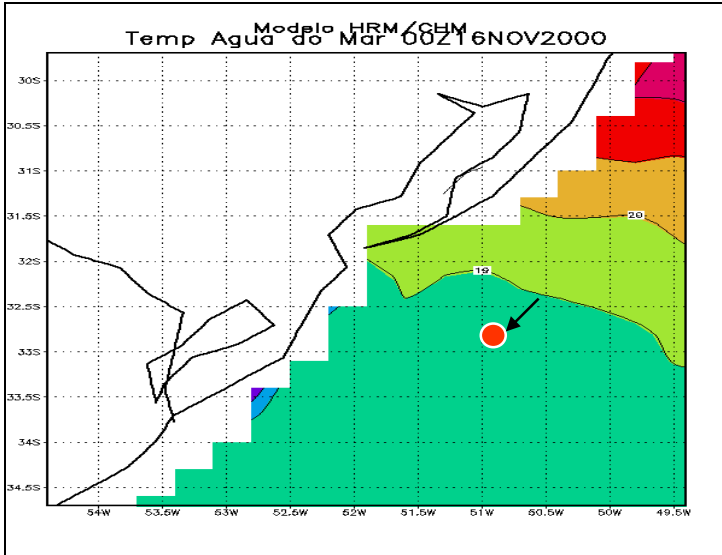


Fig. 15. Análise de temperatura da superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) do modelo HRM para 00 TMG de 16/11/2000. (A seta indica a localização da bóia meteorológica/oceanográfica.)

FLÁVIA RODRIGUES PINHEIRO
 Centro de Hidrografia da Marinha
 RICARDO CARVALHO DE ALMEIDA
 Centro de Monitoramento de Derramamento de Óleo no Mar
 COPPE/UFRJ
 Ilha do Fundão – Cidade Universitária – Cx. Postal 68552
 21949.900 - Rio de Janeiro, RJ – Brasil
 e-mail: ricardo.almeida@cemom.coppe.ufrj.br