



**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
ESCOLA DE ENGENHARIA
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA DE BIODISSISTEMAS**

DANIEL CREMONINI BAPTISTA

**REFRATIVIDADE ATMOSFÉRICA EM ÁREAS OCEÂNICAS BASEADA EM
DADOS DE SONDAGENS ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO DA ILHA DE TRINDADE**

Niterói-RJ
2019

DANIEL CREMONINI BAPTISTA

**REFRATIVIDADE ATMOSFÉRICA EM ÁREAS OCEÂNICAS BASEADA EM
DADOS DE SONDAGENS ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO DA ILHA DE TRINDADE**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado em Engenharia de Biossistemas da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial a obtenção do título de Mestre em Engenharia de Biossistemas. Área de concentração Recursos Naturais e Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. José Francisco de Oliveira Júnior
Coorientadores: Dr^a. Tânia Ocimoto Oda
Dr. Rogério Neder Candella

Niterói, RJ
2019

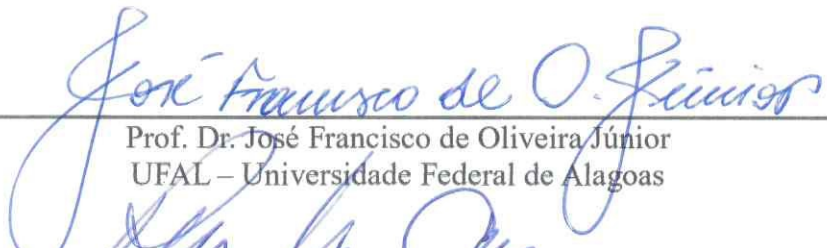
DANIEL CREMONINI BAPTISTA

REFRATIVIDADE ATMOSFÉRICA EM ÁREAS OCEÂNICAS BASEADA EM DADOS
DE SONDAGENS ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO DA ILHA DE TRINDADE, ES.

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado
em Engenharia de Biossistemas da Universidade
Federal Fluminense, como requisito parcial a
obtenção do título de Mestre em Engenharia de
Biossistemas. Área de concentração Recursos
Naturais e Ambiente, na linha de pesquisa
Sistemas Naturais.

Aprovada em 13 de agosto de 2019.

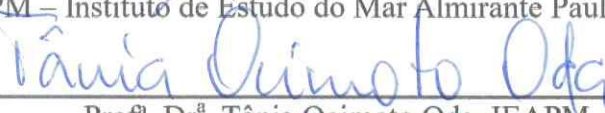
BANCA EXAMINADORA



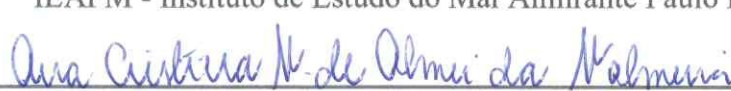
Prof. Dr. José Francisco de Oliveira Júnior
UFAL – Universidade Federal de Alagoas



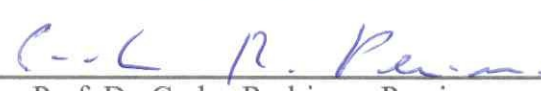
Prof. Dr. Rogério Neder Candella
IEAPM – Instituto de Estudo do Mar Almirante Paulo Moreira



Profª. Drª. Tânia Ocimoto Oda. IEAPM
IEAPM - Instituto de Estudo do Mar Almirante Paulo Moreira



Profª. Drª. Ana Cristina Palmeira
UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro



Prof. Dr. Carlos Rodrigues Pereira
UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro

Niterói, RJ
2019

Ficha catalográfica automática - SDC/BEE
Gerada com informações fornecidas pelo autor

B222r Baptista, Daniel Cremonini
REFRATIVIDADE ATMOSFÉRICA EM ÁREAS OCEÂNICAS BASEADA EM
DADOS DE SONDAGENS ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO DA ILHA DE TRINDADE
/ Daniel Cremonini Baptista ; José Francisco De Oliveira
Junior, orientador ; Rogério Neder Candella, coorientador.
Niterói, 2019.
69 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2019.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PGEB.2019.m.10656894709>

1. Propagação eletromagnética. 2. Dutos atmosféricos. 3.
Caracterização climatológica. 4. Produção intelectual. I.
De Oliveira Junior, José Francisco, orientador. II. Neder
Candella, Rogério, coorientador. III. Universidade Federal
Fluminense. Escola de Engenharia. IV. Título.

CDD -

“Dedico este trabalho à memória de meu querido avô, Hermes Cremonini, um exemplo de ética, caráter e cuidado, com muito amor e saudade.”

AGRADECIMENTOS

Neste momento, minha imensa gratidão por pessoas muito importantes que estiveram ao meu lado me apoiando, incentivando e ensinando.

Quero agradecer ao meu grande amigo e orientador Dr. Rogério Neder Candella, pelos ensinamentos, tanto na parte profissional quanto acadêmica, pela grande amizade que criamos durante esse período. Não posso deixar de mencionar a querida Dona Elza (esposa do Dr. Rogério) que prepara um risoto de funguei delicioso.

Agradecer a Dra. Tânia, pela orientação e amizade, pelas palavras certeiras nos meus momentos de dúvidas.

Ao orientador José Francisco de Oliveira Jr., que com orientação e amizade acreditou no meu sonho.

Agradecer 2 SG-ME Carla por me ajudar na parte burocrática durante o processo do mestrado, e pela sua amizade tão querida.

Agradecer principalmente a minha amada filha Luna, que de todos os jeitos me traz felicidade, minha parceirinha, me ensinou a ser mais sereno, minha vida mudou, um amor eterno.

Quero agradecer também minha mãe pelo carinho e por sempre acreditar nos meus sonhos, te amo mãe.

Aos meus amados irmãos, meus exemplos de vida, Rafael, que é o exemplo de determinação, me ensina sempre com suas atitudes. Minha irmã Raquel, a mais velha das meninas, exemplo de força, proteção e família; Minha irmã Yael, como o Rafa, determinada, menina doce e forte; a Mabel, a caçula que age como gente grande, e me ensina com suas atitudes; ao Gabriel, que com seu carinho mesmo de longe me dá força e exemplo de cuidado e família, aos "Cremoninis", amo vocês.

Quero agradecer também ao meu Pai, sempre me orientando nas horas difíceis, e minhas irmãs Amanda e Gabriela, quero agradecer com o carinho.

*“Cada dia é um novo dia. É melhor ter sorte. Mas eu prefiro fazer as coisas sempre bem.
Então, quando a sorte chegar, estarei preparado.”*

Ernest Hemingway

RESUMO

A região costeira do Brasil possui um intenso tráfego marítimo, composto de vários tipos de embarcações. A segurança da navegação é importante e, portanto, as embarcações são dotadas de equipamentos de comunicação e detecção, sendo o desempenho desses equipamentos fortemente influenciado pelas condições da propagação eletromagnética na atmosfera. Condições anômalas na propagação eletromagnética são causadas por acentuados gradientes verticais da refratividade atmosférica (M), que por sua vez pode ser usado na avaliação dos dutos atmosféricos. Portanto, o objetivo principal é avaliar as condições de refratividade atmosférica e estimar as alturas dos dutos atmosféricos baseado da refratividade atmosférica através dos dados de sondagens atmosféricas na região da Ilha da Trindade. O período de estudo compreendeu os anos de 2005 a 2016. Os resultados obtidos mostraram a presença de 3348 dutos de superfície no período de 11 anos, sendo que 65% dos valores da série temporal foram abaixo de 220 m de altura. As maiores médias de altura foram observadas nos meses de inverno, principalmente em junho e julho. Já os menores valores foram observados nos meses de dezembro. Nos estudos de casos, a avaliação dos perfis termodinâmicos demonstrou que nos dias com ocorrência de dutos foram observadas as presenças de camadas instáveis próximas à superfície oceânica e camadas estáveis acima deste. As condições sinóticas foram caracterizadas pela presença de um sistema de alta pressão ou pela atuação da Alta Subtropical Atlântico Sul (ASAS). Em episódios com ausência de dutos de superfície foram registradas a presença de um sistema frontal, bem como um gradiente vertical nulo de umidade e as presenças de camadas limite estáveis, inibindo a formação de dutos atmosféricos.

Palavras-chave: propagação eletromagnética, dutos atmosféricos, caracterização climatológica.

ABSTRACT

The coastal region of Brazil has an intense maritime traffic, composed by several types of ships. The safety of navigation is important and therefore vessels are equipped with communication and detection equipment, and the performance of such equipment is strongly affected by the conditions of electromagnetic propagation in the atmosphere. Anomalous conditions in the electromagnetic propagation, caused by strong vertical gradients of atmospheric refractivity may favor the communication / detection at a distance higher than expected by the manual of such equipment, the phenomenon responsible for this behavior is called the evaporation duct. Therefore, the objective of the present study is to evaluate the atmospheric refractivity conditions, as well as to estimate the heights of the evaporation ducts based on the modified index (M), using atmospheric soundings data collected at Trindade Island. The data correspond to the period from 2005 to 2016, and the presence of 3348 surface ducts was observed, 65% of them up to 220 m height. The highest height averages were observed in the winter months, with 160 m in June and July. The lowest values were observed in December with 107 m. In the case studies, the evaluation of thermodynamic profiles demonstrated that in days with occurrence of evaporation ducts the presence of an unstable layer near the ocean surface were observed, with a stable layer above them, and the synoptic conditions for these days are characterized by the presence of a high-pressure system or by the action of Subtropical South Atlantic Anticyclone. In episodes with absence of surface duct, the presence of a frontal system, as well as a vertical zero gradient of humidity and the presence of a stable boundary layer were observed, inhibiting the formation of ducts.

Keywords: electromagnetic propagation, atmospheric ducts, climatology characterization.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	, p. 14
1.1. OBJETIVOS	, p. 17
<u>Geral</u>	, p. 17
<u>Específicos</u>	, p. 17
2. REFERENCIAL TEÓRICO	, p. 18
2.1. PROPAGAÇÃO ELETROMAGNÉTICA	, p. 18
2.2. CONDIÇÕES SINÓTICAS QUE INFLUENCIAM A FORMAÇÃO E INTENSIFICAÇÃO DOS DUTOS ATMOSFÉRICOS	, p. 22
2.3. CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA (CLA)	, p. 24
2.4. INVERSÃO TÉRMICA	, p. 25
3. MATERIAL E MÉTODOS	, p. 26
3.1. CARACTERIZAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	, p. 26
3.2. ÍNDICE DE REFRAATIVIDADE ATMOSFÉRICO (M)	, p. 27
3.3. ANÁLISE E AVALIAÇÃO SINÓTICA DOS ESTUDOS DE CASO BASEADO NA FORMAÇÃO DOS DUTOS	, p. 29
3.4. COLETA E TRATAMENTO DOS DADOS DE SONDAGEM	, p. 29
3.5. ESTATÍSTICA APLICADA AOS DADOS DE SONDAGEM	, p. 29
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	, p. 31
4.1. ESTATÍSTICAS DESCRITIVA E EXPLORATÓRIA APLICADAS A SÉRIE TEMPORAL	, p. 31
4.2. CONDIÇÕES TERMODINÂMICAS NA FORMAÇÃO E INTENSIFICAÇÃO DOS DUTOS ATMOSFÉRICOS: ESTUDOS DE CASOS	, p. 35
4.3. CONDIÇÕES SINÓTICAS NA FORMAÇÃO E INTENSIFICAÇÃO DOS DUTOS ATMOSFÉRICOS: ESTUDOS DE CASOS	, p. 37
5. CONCLUSÕES	, p. 42
6. RECOMENDAÇÕES	, p. 42

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS , p. 43

8. APÊNDICE , p. 51

8.1. CÓDIGO DE ESTIMATIVA DE ALTURAS DE DUTOS , p. 51

LISTA DE QUADROS E TABELAS

Quadro 1: Condições de Propagação Eletromagnética , p. 18

Tabela 1: Série temporal dos dados meteorológicos obtidos da EMA da Ilha de Trindade com total do número de dias de observação e percentual (%) no período de 2005 – 2016.

, p. 30

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Ilustração esquemática da Refratividade Modificada (M) *versus* altura (m) (a) atmosfera padrão (ausência de duto), (b) duto de superfície, (c) duto de superfície e (d) duto de altitude, a linha vermelha representa a espessura do duto. Fonte: Adaptado de ROGERS (1998). , p. 22

Figura 2: Região Oceânica da Ilha da Trindade. Fonte: Extraído do Google Earth (2019). , p. 27

Figura 3: Contagem das ocorrências das alturas dos dutos de superfície na Ilha de Trindade no período de 2005-2016, onde linha azul são alturas até 120 m, linha vermelha, alturas entre 120 a 220 m e linha verde, alturas entre 800 e 900 m, no período de 2005 a 2016. , p. 32

Figura 4: Distribuição de probabilidade (%) dos intervalos de classes das alturas dos dutos atmosféricos na Ilha de Trindade no período de 2005-2016. , p. 32

Figura 5: Probabilidade (%) de ocorrência de dutos x altura na Ilha de Trindade no período de 2005-2016. , p. 33

Figura 6: Distribuição das alturas médias mensais e contagem do número de dutos atmosféricos (m) na Ilha de Trindade no período de 2005-2016. , p. 34

Figura 7: Distribuição das alturas médias anuais e contagem do número de dutos atmosféricos (m) na Ilha de Trindade no período de 2005-2016. , p. 35

Figura 8: Perfil da temperatura potencial virtual (θ_v , K) vertical, sendo a seta azul = duto de 212 m e a seta vermelha = duto 56 m. , p. 36

Figura 9: Perfil da razão de mistura (q, g/kg) vertical, sendo a seta azul = duto de 212 m e a seta vermelha = duto 56 m. , p. 37

Figura 10: PNMM - Caso 1. , p. 38

Figura 11.: Imagem do satélite GOES12 - Caso 1. (Fonte: CPTEC/INPE, 2019)

, p. 38

Figura 12: PNMM - Caso 2.

, p. 39

Figura 13: Imagem de satélite GOES12 - Caso 2. (Fonte: CPTEC/INPE, 2019).

, p. 40

Figura 14: PNMM - Caso 3.

, p. 41

Figura 15: Imagem de satélite GOES12 - Caso 3. (Fonte: CPTEC/INPE, 2019).

, p. 41

1. INTRODUÇÃO

Desde o início da década de 2000, a região Sudeste do Brasil, em especial os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, receberam diversos investimentos nas atividades portuárias, assim como na indústria naval (GUSMÃO, 2013). Os principais portos públicos e privados estão localizados na região Sudeste do Brasil. Por exemplo, o porto de Santos, em São Paulo, é o líder em movimentação de cargas, com uma movimentação de 28,6 milhões de toneladas no último trimestre de 2018, seguido pelo porto de Itaguaí no Rio de Janeiro, com 14,6 milhões de toneladas para o mesmo período, e dentro os privados se destaca o porto do Açú, São João da Barra, também no estado do Rio de Janeiro (ANTAQ, 2018).

O transporte aquaviário no Brasil é de suma importância para a economia, devido às relações de exportação e importação (NETO, 2010). Com isso, a região portuária do Brasil possui um intenso tráfego marítimo, composto de vários tipos de embarcações. Para garantir a segurança da navegação, tais embarcações são dotadas de equipamentos de comunicação e detecção como, por exemplo, rádios e radares. Estes equipamentos são capazes de detalhar as informações sobre o ambiente, tais como, posição de outros navios e aeronaves ao seu redor, os detalhes do rumo, velocidade e posição dos alvos, bem como identificar relevos e acidentes geográficos (MIGUENS, 1996).

A importância do acompanhamento dos alvos está ligada à segurança da navegação e a razão de ordem estratégica. A determinação de parâmetros cinemáticos e a predição de sua posição em uma próxima varredura da antena do radar são informações relevantes não somente no auxílio à navegação, bem como na vigilância, controle tático e controle de armamentos, no caso de um navio de guerra (OLIVEIRA, 2006).

O RADAR (*Radio Detection And Ranging*) mede a intensidade de sinal retroespalhado por um alvo sobre o qual incidiu a energia eletromagnética transmitida pelo sistema. Os alvos podem ser quaisquer obstáculos encontrados na direção de propagação da energia eletromagnética transmitida (MORAES, 2011). O desempenho do RADAR é fortemente influenciado pelas condições da propagação eletromagnética na atmosfera. Essa propagação é associada às condições de refratividade nas camadas próximas à superfície do mar e das variações verticais do vapor d'água (H_2O) na atmosfera (OLIVEIRA JÚNIOR *et al.*, 2005). É sabido que variabilidades na intensidade e direção do vento, temperatura do ar e na umidade atmosférica podem refletir em condições anômalas de propagação eletromagnética, com isso aumentando ou reduzindo o alcance das comunicações (CHAVES FILHO *et al.*, 2013). A

última geração de sistemas radares e sensores de comunicação são mais sensíveis às condições ambientais do que os sistemas anteriores. Assim, torna-se essencial considerar não apenas o ambiente de grande ou mesoescala, mas também os efeitos de microescala (BROOKS *et al.*, 1999).

De acordo com Karimian *et al.* (2011), os primeiros relatos de desempenho anormal de sistemas de radar em ambientes marítimos foram durante a 2ª Guerra Mundial. Os radares britânicos na costa noroeste (NW) da Índia observaram a formação de dutos marítimos na costa da península arábica a 2700 km de distância durante as condições de monções. Esses dutos são categorizados da seguinte forma: i) dutos de superfície e ii) dutos de altitude ou elevados. Os dutos de superfície são aqueles cuja base coincide com a superfície terrestre, enquanto os demais constituem os dutos de altitude (CORREIA, 1994; OLIVEIRA JÚNIOR *et al.*, 2005). Anteriormente, também na região da Índia, Manjula *et al.* (2006) realizaram um estudo sobre a variação diurna dos dutos de evaporação baseado em sondagens atmosféricas de alta resolução. Os autores verificaram que a variação diurna da altura do duto foi maior no período do inverno, com variações de 400 a 1000 m, e associaram essas diferenças nas inversões térmicas, que foram maiores e mais frequentes nos meses de inverno, com percentual de 77% de dutos observados.

No Brasil, Chaves Filho *et al.* (2013) avaliaram a influência das condições atmosféricas na formação de dutos troposféricos no semiárido brasileiro, na região de Petrolina, em Pernambuco. Para isso, os autores utilizaram dados e radiossondas efetuados de janeiro a outubro de 2007. No estudo, constaram que mudanças significativas no padrão da circulação atmosférica afetaram substancialmente a estrutura termodinâmica e a distribuição vertical do vapor d'água na área região, mostrando uma forte relação entre as inversões de subsidência com o elevado número de dutos de altitude no período de estiagem da região, concluindo por fim, que eventos extremos na região estão associados com condições anômalas de refratividade, que podem afetar significativamente o sinal de radiopropagação.

Também na região de Petrolina, Pernambuco, Correia *et al.* (2018) avaliaram como a atuação do sistema sinótico denominado Vórtices Ciclônicos de Alto Níveis (VCAN) podem influenciar na estrutura da Camada Limite Atmosférica (CLA) e ainda gerar condições favoráveis à formação de dutos de superfície, exclusivamente para os meses de janeiro no período de 2000 a 2014. Os autores verificaram que os dutos de superfície foram significativamente maiores em meses com escassez de chuvas. No mês de janeiro de 2004, extremamente chuvoso, os dutos de superfície foram menos frequentes em comparação a

aqueles observados em 2001 e 2007, anos caracterizados por uma grande redução no volume de chuva tipicamente observado no mês de janeiro. A persistência e a posição geográfica do VCAN foram preponderantes na caracterização das mudanças no padrão de refração atmosférica e formação de dutos atmosféricos. Os autores constataram ainda que na ausência de atividades convectivas intensas, a influência das condições meteorológicas locais se torna dominante na formação dos dutos de superfície da região de Petrolina.

Freitas (2018) apresentou resultados estatísticos em relação à formação de dutos de evaporação, a partir de dados fornecidos por nove boias oceanográficas do Programa Nacional de Boias (PNBOIA), posicionadas na costa brasileira. O autor utilizou o algoritmo de *Paulus-Jeske*, desenvolvido em linguagem computacional MATrix LABoratory (MATLAB), que estima a altura de dutos de evaporação, a partir das informações meteorológicas de superfície das boias oceanográficas. Os resultados obtidos demonstraram uma alta ocorrência de dutos de evaporação com alturas superiores a 20 m, em particular na região nordeste, assim como uma baixa ocorrência no interior da Baía de Guanabara (boia Niterói). Também observou que os resultados relativos às boias localizadas no nordeste do país (Porto Seguro, Recife e Fortaleza) sofreram menor variação sazonal e ainda possuem dutos de evaporação com alturas superiores aos das boias localizadas no sul e sudeste brasileiro.

Em suma, os dutos de evaporação são comuns em ambientes marítimos, podendo ter efeitos profundos na propagação de microondas e assim, afetar as operações navais envolvendo comunicações, vigilância, guerra eletrônica e detecção de mísseis de baixa altitude, navios de superfície ou periscópios submarinos. Todo exposto mostrado anteriormente demonstra a importância de se avaliar a formação e intensificação dos dutos de evaporação e sua influência nas comunicações em ambientes marítimos na costa brasileira (McKEON, 2003). Portanto, o Posto Oceanográfico da Ilha da Trindade (POIT), devido à sua posição geográfica e as atribuições rotineiras, principalmente o acompanhamento do tráfego marítimo, necessita da avaliação e monitoramento da formação dos dutos atmosféricos.

1.1. OBJETIVOS

Geral

AVALIAR as condições de refratividade atmosférica, seguido da estimativa das alturas dos dutos atmosféricos baseado no índice modificado (M), para a Ilha da Trindade.

Específicos

IDENTIFICAR estatisticamente os dutos atmosféricos com base na estimativa das alturas predominantes na Ilha da Trindade;

CARACTERIZAR a altura dos dutos na Ilha da Trindade baseado em sondagens atmosféricas sob o aspecto termodinâmico;

AVALIAR os dutos atmosféricos na Ilha da Trindade segundo diferentes condições sinóticas.

2. REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Propagação Eletromagnética

A propagação eletromagnética nas camadas baixas da troposfera pode gerar o recurvamento das trajetórias dos sinais de radares e rádios, de modo que eles se propagem com uma curvatura superior ao raio da Terra. Essas ondas poderão ser confinadas numa camada, chamada de duto de evaporação, e então se propagarem por distâncias superiores às especificadas nos manuais dos equipamentos. Por outro lado, as condições de refração podem ser tais que o alcance das transmissões seja reduzido em relação a 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 (PINHEIRO, 2002).

A propagação eletromagnética nas faixas de VHF (*Very High Frequency*), UHF (*Ultra High Frequencies*) e microondas na atmosfera são determinadas pelos gradientes verticais do índice de refração do ar modificado M. Entretanto, os efeitos de recurvamento das emissões eletro-magnéticas, não dependem dos valores de refratividade, mas sim de sua variação com a altitude (dM/dz), conforme descrito em Turton *et al.* (1988) e apresentado na Tabela 1.

Quadro 1 - Condições de Propagação Eletromagnética.

Condição de Propagação	Gradiente Vertical de M	Alcance
Confinamento	$< 0 \text{ M.km}^{-1}$	Muito estendido
Superrefração	0 a 79 M.km^{-1}	Estendido
Normal	70 a 157 M.km^{-1}	Normal
Subrefração	$> 157 \text{ M.km}^{-1}$	Reduzido

Conforme descrito por McKeon (2013), o tipo de refração é determinado a partir do gradiente vertical de M. Quando o gradiente de M é positivo ($dM/dz > 0$), as ondas eletromagnéticas sofrem subrefração ou se inclinam para cima a partir da superfície da Terra; quando o gradiente de M é negativo ($dM/dz < 0$), as ondas eletromagnéticas sofrem superrefração ou se inclinam para baixo em direção à superfície da Terra; e quando $dM/dz = 0$, as

ondas eletromagnéticas sofrem refração igual à curvatura da Terra e propagam paralela a superfície da Terra.

Em condições típicas sobre o oceano, com diminuição da umidade relativa (UR) de forma rápida com a altura e condições de quase saturação na superfície, o gradiente de M tende a ficar negativo. Como esse decréscimo da UR com a altura, o gradiente de M torna-se positivo em alguma altura (z) superior a superfície. Se o gradiente negativo M se estender de forma suficiente, um guia de ondas será criado e as ondas eletromagnéticas serão refratadas para baixo e refletidas pela superfície do oceano de maneira repetitiva. Assim, eles são confinados em uma pequena camada da atmosfera, sendo guiados a longas distâncias ao longo da superfície da Terra. A camada na qual a onda eletromagnética é guiada é denominada de duto atmosférico (PINHEIRO, 2002). Um duto de evaporação de superfície geralmente é formado devido ao intenso gradiente na umidade específica (q , g/kg) logo acima da superfície do mar; um duto de superfície ou um duto elevado, com frequência, estão associados à mudança acentuada na temperatura e umidade ao longo da inversão da CLA (BROOKS *et al.*, 1999).

Na literatura, há diversos estudos recentes sobre o tema. Por exemplo, Souza *et al.* (2016) avaliaram a estrutura da Camada Limite Planetária (CLP) em dias de formação de dutos de evaporação na baixa troposfera, entre 1 a 29 de abril de 2014, na região de Petrolina-PE. Eles verificaram que a ocorrência de dutos de superfície estava associada com a formação da Camada Limite Superficial (CLS) em condições de alta instabilidade, enquanto que a ocorrência de dutos de altitudes estava relacionada com a redução do teor de umidade acima dessa camada. Ao analisar os fatores dinâmicos, foi constatado que a ocorrência de dutos de superfície estava relacionada com aumento da intensidade do vento na CLS, enquanto que dutos de altitudes foram associados com máximas intensidades do vento acima dessa camada, na baixa troposfera.

Zhang *et al.* (2016) realizaram um estudo sobre a variabilidade espacial e temporal dos dutos de evaporação no Golfo do Áden, situado no Mar de Omã, no norte do Oceano Índico, entre a Somália e o Iêmen, baseado em dados climatológicos de reanálise do *National Centers for Environmental Prediction Climate Forecast System Reanalysis* (NCEP CFSR) - (1979 a 2009). Eles verificaram que a altura dos dutos de evaporação na região era fortemente influenciada pelos ventos monçônicos que se invertem sazonalmente. O estudo também revelou que a altura dos dutos na região, no período do verão, aumenta substancialmente no mar vizinho da Arábia, devido às reversões que as monções induzem nos fatores atmosféricos

e oceânicos, sendo a variação desses fatores regulada pela flutuação sazonal do duto de evaporação. Por fim, os autores mostraram que a altura dos dutos tem um grande efeito no funcionamento do radar a bordo das embarcações no Golfo de Áden.

Correia e Penaforte (2015) avaliaram a influência das circulações de brisas (lacustre e ventos de encostas) no transporte de umidade e alterações nos padrões espacial do índice de refratividade atmosférica na região do reservatório da hidrelétrica de Sobradinho - BA. Os autores realizaram simulações numéricas com o modelo regional RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) para avaliar possíveis mudanças nos padrões de vento local devido à intensificação da brisa lacustre, resultantes do acoplamento com ventos de encosta e da variação no nível do lago. Para isso foram simulados dois cenários extremos: **i)** Cota Alta (CA), para representar as situações de nível máximo da represa e **ii)** Cota Baixa (CB) para situações de volumes extremamente baixos.

As modificações impostas pela variação no nível do lago foram claramente identificadas na configuração do escoamento, quando comparados os resultados das simulações CA e CB. A circulação da brisa é mais intensa e atinge uma área maior na simulação CA, associada com uma maior área inundada. A intensidade e direção do escoamento foram diferentes em ambas as simulações (CA e CB) e o efeito desse fator de acoplamento entre a circulação da brisa lacustre e dos ventos de encosta alterou o comportamento do vento, assim como os transportes horizontais e verticais de umidade e energia na região. Nas estimativas do índice M, foi observada uma relação direta com a razão de mistura, sendo os maiores valores observados nas localidades da circulação da brisa.

Mentes e Kaymaz (2007) avaliaram estatisticamente as características dos dutos de superfície na região de Istambul na Turquia, utilizando dois anos de dados de sondagens atmosféricas. Eles observaram que a maior frequência de ocorrências de dutos de superfície foi no verão, com espessuras e alturas maiores nessas épocas também, com diferenças significativas na sazonalidade. Os autores observaram a ocorrência de dutos em 31% das 414 sondagens atmosféricas, sendo 60% observados no período diurno e 40% no período noturno. Verificaram também que, nos meses de maio a agosto, a ocorrência é superior em 35% e nos meses de inverno há um decréscimo para 21%. Eles verificaram que a ocorrência do duto no período diurno foi duplicada em maio e junho, quando comparada ao período noturno, atribuindo o fato às condições meteorológicas, especialmente as circulação de brisas marítimas e terrestres na região do Bósforo, em Istambul. Concluíram ainda que a espessura média anual do duto superficial foi de 36 m, sendo a mediana 25 m. Os dutos de superfície no

verão foram cerca de 10 m mais espessos (mediana = 35 m) do que os dutos de inverno (mediana = 24 m). As espessuras extremas do duto foram observadas no verão, principalmente em julho, próximo de 400 m. Finalmente, constataram que os efeitos locais são mais importantes que os sinóticos na formação dos dutos de verão, mas estes últimos afetam principalmente os dutos superficiais no inverno.

Babin (1995) analisou as alturas e as distribuições de frequência associadas a dutos de superfície, com base em 3900 perfis de refratividade atmosférica, coletados a partir de um sistema de aquisição de dados por um helicóptero instrumentado com radiossondas. O autor observou que os dutos de superfície ocorriam com maior frequência nos períodos da tarde em relação ao período da manhã. A maior diferença (12%) entre as tardes e as manhãs ocorreu durante os meses de janeiro a março. Para o mês de abril, os dutos de superfície foram iguais em ambos os períodos. Para os meses de outubro a dezembro, os dutos de superfície foram mais comuns no período da manhã.

Babin (1995) observou também que média da altura do duto foi maior no período da tarde do que no período da manhã, exceto no trimestre de outubro a dezembro. As alturas médias dos dutos nos períodos manhã e tarde foram similares, devido à inversão de temperatura e ao aquecimento da superfície, que por sua vez, aumentam as inversões de temperatura durante o dia, até que a convecção as destrua. Portanto, a altura do duto no período da tarde tende ser maior do que no período matinal.

O mesmo autor realizou uma comparação com o único conjunto de dados disponível, o conjunto de Patterson (1982), destacando que a comparação com esses dados é difícil, uma vez que Patterson não publicou valores médios, desvio padrão, intervalos de confiança ou número de medições. As estatísticas de Patterson (1982) também foram baseadas em dados de radiossondagem, que não fornecem uma escala de medida tão precisa. No entanto, Babin (1995) observou que houve uma similaridade para ambos os conjuntos de dados. Os dutos de superfície, em ambos os casos, foram mais frequentes nos trimestres de abril a junho, sendo a altura média do duto de superfície maior para os meses de abril a junho.

O conhecimento preciso da refratividade atmosférica é essencial em muitas aplicações da propagação eletromagnética, especialmente em baixas altitudes, com variação considerável com a altura e seu alcance, afetando diretamente a propagação, como a formação de dutos atmosféricos. Um sinal enviado de uma fonte de superfície ou baixa altitude como o radar de um navio, pode ficar totalmente preso dentro do duto. Em regiões oceânicas ou de grandes

corpos d'águas, podem ocorrer mudanças abruptas nos perfis verticais de temperatura e umidade, o que pode resultar numa queda acentuada na refratividade modificada M com a altitude. Isso acarretará num curvamento para baixo do sinal eletromagnético, aprisionando o sinal dentro do duto (YARDIM *et al.*, 2006). O perfil vertical de M é utilizado para descrever essa variação, sendo o duto facilmente identificado como uma inversão no perfil vertical (Figura 1). Logo, a forma do perfil é mais importante que seu valor absoluto, pois é o gradiente de M que define a região do duto (BROOKS *et al.*, 1999).

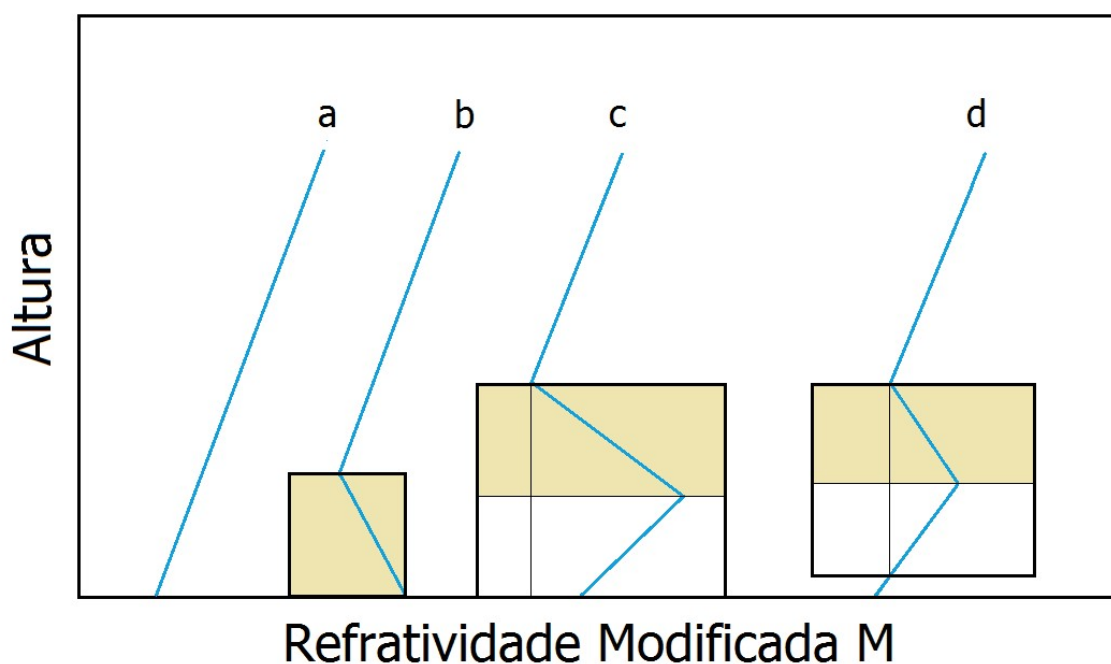


Figura 1: Ilustração esquemática da Refratividade Modificada (M) *versus* altura (m) (a) atmosfera padrão (ausência de duto), (b) duto de superfície, (c) duto de superfície e (d) duto de altitude, a linha vermelha representa a espessura do duto. Fonte: Adaptado de ROGERS (1998).

Quando a base da camada do duto está na superfície é chamado de duto de superfície. Para a formação de dutos baseados na superfície, a temperatura do ar deve aumentar ou a pressão de vapor deve diminuir rapidamente com a altura NEWTON (2003). Ao contrário dos dutos de superfície, os dutos de altitude não se estendem à superfície, estão associados às camadas de aprisionamento elevado. Um ar subsidente com fortes inversões de umidade e temperatura apresentam condições atmosféricas favoráveis para a formação de dutos de altitude (Murphy 2005).

2.2 Condições Sinóticas que Influenciam a Formação e Intensificação dos Dutos Atmosféricos

São diversos os fatores que afetam as condições sinóticas na região Sudeste do Brasil, alterando os regimes de chuva e padrões de temperatura do ar da região e, assim, afetando as condições de formação e intensificação dos dutos de atmosféricos. Os sistemas transientes, no caso do continente Sul Americano, podem ser de origem tropical e polar, como, por exemplo, frentes frias, ciclones tropicais e linhas de instabilidades tropicais. Outros sistemas meteorológicos que também afetam o regime pluviométrico são a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), os Bloqueios Atmosféricos (BA) e as circulações de brisa marítima/terrestre, baías e lacustres.

As mudanças nas condições meteorológicas observadas na região Sudeste, quase sempre estão associadas à passagem, formação ou intensificação de frente frias, tipicamente de latitudes médias e atuantes em todo litoral das regiões Sul, Sudeste e parte do Nordeste do Brasil. Tais sistemas se deslocam acompanhando de ciclones e anticiclones transientes e, com isso, alteram os campos de temperatura do ar, pressão atmosférica e chuva ao longo de sua trajetória (WALLACE e HOBBS, 1977 e REBOITA *et al.* 2010). De acordo com Rodrigues *et al.* (2004), as frentes frias que percorrem o litoral do Brasil apresentam trajetória de sudoeste (SW) para nordeste (NE). Em geral, atingem latitudes em torno de 20°S, onde tem início seu processo de dissipação, conhecido como frontólise (OLIVEIRA, 1986; SATYAMURTY & MATTOS, 1989; CAVALCANTI & KOUSKY, 1996). Por fim, Calvalcanti *et al.* (2009) identificaram a maior frequência nos meses de inverno na região Sudeste.

Os ciclones também desempenham um papel importante no regime pluviométrico no Sudeste do Brasil, sendo responsáveis por eventos com altas taxas de precipitação. De acordo com Pettersen e Smebye (1971), os ciclones tropicais se formam devido ao calor latente conduzido por atividades convectivas, enquanto ciclones extratropicais se formam como ondas ao longo das frentes ou, então, a partir de um cavado pré-existente a sotavento de montanhas, antes de se ocluir mais tarde como ciclones de núcleo frio (PETTERSEN e SMEBYE, 1971).

Outro sistema também responsável pelo aumento na intensidade das chuvas na região Sudeste são as linhas de instabilidades (LI), definidas como bandas de nebulosidade do tipo

cumulus, organizadas em forma de linhas. Sua formação se dá, basicamente, em virtude da maior quantidade de radiação solar incidente sobre a região tropical e, assim, ocorre o desenvolvimento das nuvens cumulus, que atingem um número maior à tarde e início da noite, quando a convecção é máxima, com consequentes acúmulos de chuva (FERREIRA e MELLO, 2005).

O fenômeno das ZCAS também podem afetar as condições ambientais favoráveis à formação de dutos atmosféricos, devido às suas características que alteram os regimes de chuva, padrões de temperatura e formação da nebulosidade na região Sudeste do Brasil por vários dias consecutivos (BRITO *et al.*, 2016; SOBRAL *et al.*, 2018). A ZCAS é formada por uma banda de nebulosidade convectiva, que se estende desde o sul da região Amazônica, passando pelas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, com escala de tempo intrasazonal. Segundo Rodrigues (2012), a ZCAS também está associada a grande liberação de calor latente e a um escoamento convergente de umidade na baixa troposfera. O aquecimento da superfície do continente atua como uma forçante de calor que induz a formação de um cavado na baixa troposfera na direção da ZCAS, além da formação de um anticiclone em ar superior (SILVA DIAS e KASAHARA, 1987).

Já no caso de anomalias negativas de chuva sobre a região Sudeste, cita-se os BA, cuja atuação inibe os movimentos ascendentes, impedindo a chuva nessa região (BRITO *et al.*, 2016; SOBRAL *et al.*, 2018). Ela é definida como a presença de um anticiclone quase estacionário, de grande amplitude em níveis médios, que interrompe a progressão de sistemas transientes (SANDERS, 1953). O padrão típico da circulação atmosférica em situações de BA é a divisão do jato subtropical em dois ramos, ocasionando uma quebra do padrão zonal. Vasconcelos (2008) define com um anticiclone que se forma em latitudes mais altas do que aquelas onde se localiza a alta subtropical e é frequentemente acompanhado por uma baixa fria em baixas latitudes. Durante a permanência do BA, os sistemas transientes de leste, como cavados, anticiclones e sistemas frontais, são desviados de suas trajetórias. Assim, as baixas migratórias, ao se aproximarem de uma alta de bloqueio, ficam estacionárias ou se deslocam nas bordas do sistema, podendo com isso, causar condições de bom tempo por um longo período sobre grandes áreas da região Sudeste do Brasil.

2.3 Camada Limite Atmosférica (CLA)

É a camada da troposfera diretamente influenciada pelas trocas de calor, massa e movimento com a superfície da Terra, respondendo às forçantes superficiais numa escala de

tempo de uma hora ou menos. As principais fontes convectivas responsáveis pela mistura dessa camada são correntes ascendentes de ar quente (térmicas), que se deslocam a partir da superfície (STULL, 1988). O topo desta camada é absolutamente estável, agindo como um tampão para a subida das térmicas, impedindo o domínio da turbulência e é variável, devido ao aquecimento da superfície terrestre (ARYA, 2005).

Dependendo das características da região costeira, da diferença de temperatura terra/mar e da intensidade dos ventos, uma camada limite pode ser formada em função da mudança das características entre a superfície do mar e da terra (ARAGÃO, 2018).

Conforme descrito em Arya (2005), o escoamento atmosférico dentro da CLA é caracterizado pela turbulência, tanto de origem térmica quanto mecânica, e essa turbulência determina a existência de um gradiente vertical de temperatura e umidade. As condições de estabilidade da CLA podem ser classificadas como:

- i) **Convectiva**: Quando ocorre transferência de energia/calor entre a superfície da Terra e o ar adjacente por meio dos fluxos turbulentos de calor;
- ii) **Neutra**: Quando o aquecimento radiativo não é suficiente para modificar as condições da turbulência mecânica.
- iii) **Estável**: Quando o resfriamento radiativo da superfície é suficiente para manter a estratificação térmica.

A temperatura potencial de uma parcela de ar é definida como a temperatura que a parcela teria se fosse expandida ou comprimida adiabaticamente de seu estado real de pressão e temperatura para uma pressão padrão (geralmente 100hPa). Pode se obter uma expressão para temperatura potencial através da (Eq. 1).

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p} \quad (1)$$

Onde T é temperatura absoluta, P_0 é a pressão de 1000 hPa, R é a constante específica dos gases e C_p é o coeficiente de calor específico a pressão constante para o ar.

Para que seja considerada a umidade do ar, o conceito de temperatura potencial virtual é introduzido, a qual é a temperatura que o ar seco teria a mesma temperatura de pressão que o ar úmido. Então de maneira análoga a (Eq. 1) é definido a temperatura potencial virtual como:

$$\theta_v = T_v \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p}$$

(2)

Onde T_v é dado através da equação 3.

$$T_v = T(1 + 0,61q)$$

(3)

Onde q é a umidade específica.

A classificação destas condições é dada a partir da taxa de variação vertical da temperatura potencial virtual, apresentada a seguir:

- $\frac{d\theta_v}{dz} > 0$ – *Estável*
- $\frac{d\theta_v}{dz} = 0$ – *Neutra*
- $\frac{d\theta_v}{dz} < 0$ – *Instável*

De acordo com STULL (1988), numa atmosfera estável, as forçantes mecânicas são atenuadas pela força de empuxo e as trocas turbulentas entre a superfície e atmosfera são menores. Nestas condições, uma inversão térmica de superfície se desenvolve, ou seja, o gradiente vertical da temperatura do ar se torna positivo.

2.4 Inversão Térmica

O aquecimento da atmosfera ocorre devido à troca de calor entre a superfície terrestre e a atmosfera. A superfície é aquecida devido ao fornecimento de energia por radiação de onda curta oriunda do Sol e parte dessa radiação é refletida de volta para atmosfera através de onda longa, aquecendo então o ar adjacente. Assim, a atmosfera é aquecida a partir da superfície. Com isso, a variação vertical da temperatura do ar nos limites

da troposfera apresenta uma redução com a altura (STULL, 1988).

Particularidades podem influenciar significativamente o perfil vertical de temperatura, como características da superfície e a dinâmica da atmosfera. De acordo com Stull (1998), a CLA pode ser estratificada de maneira estável sempre que a superfície estiver mais fria que o ar adjacente e a maior estabilidade estática estará próxima à superfície. Se a estabilidade for suficientemente intensa, pode fazer com que a temperatura aumente com a altura e, então essa fração da Camada Limite Estável (CLE) será classificada como inversão térmica. Assim, muitos autores definem a altura da CLE como o ponto onde a diferença entre temperatura potencial e a temperatura próxima à superfície forem nulas (ARYA, 2005).

De acordo com Oliveira Júnior *et al.* (2005), os dutos de superfície estão associados a advecção ou subsidência que ocorrem na CLA. Este fenômeno é comumente observado em regiões costeiras e oceânicas, onde ocorre advecção do ar relativamente quente e úmido. Os dutos formados em superfície podem estar associados a camadas limite instáveis localizadas abaixo de camadas estáveis. Twigg (2007) descreve que, em regiões oceânicas, a distribuição vertical de umidade depende em grande parte da mistura turbulenta e das condições de estabilidade da CLA. Turton *et al.* (1988), Brooks *et al.* (1999) e Gürbüz (2016) relatam que as condições de estabilidade são fatores relevantes na formação de dutos de evaporação.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Caracterização e Localização da Área de Estudo

A Ilha Oceânica da Trindade, com 9,2 km², está situada no oceano Atlântico, nas coordenadas 20.50°S e 029.31°W, aproximadamente no paralelo de Vitória-ES, com distância de 1140 km da costa. Segundo a Marinha do Brasil, o clima é do tipo oceânico tropical. A temperatura média anual é de 25,2°C, sendo o mês de Fevereiro (30,2°C) o mais quente do ano, e o de Agosto (17,3°C) o mais frio. Entre os meses de Abril a Outubro, ocorrem passagens periódicas de frentes frias, com periodicidade aproximada de uma semana. De acordo com Gasparini (2004), as águas que circundam Trindade e Martin Vaz pertencem à Corrente do Brasil e estão caracterizadas pela alta salinidade e temperatura tépida de (27°C).

A ocupação humana da ilha começou com o início das grandes navegações e alguns historiadores acreditam ter sido descoberta por Estevão da Gama, durante a 2ª viagem de Vasco da Gama a caminho das Índias, em 1502 (CASTRO, 2010). Durante a 1ª Guerra

Mundial, a ilha foi utilizada como base para guarnições militares e utilizada novamente na 2ª Guerra Mundial, pela Marinha brasileira, que ocupou a ilha até 13 de junho de 1945. Finalmente em 29 de maio de 1957, com apoio dos navios Almirante Saldanha e Imperial Marinha, foi dado início do Posto Oceanográfico da Ilha da Trindade (POIT), sendo algumas de suas atribuições : **i)** realizar observações meteorológicas e maregráficas; **ii)** executar ação de vigilância, no que diz respeito ao movimento de navios e aeronaves nas proximidades da ilha e **iii)** cooperar no acompanhamento do tráfego marítimo. Desde a criação do POIT, a soberania nacional é mantida na ilha, interruptamente.

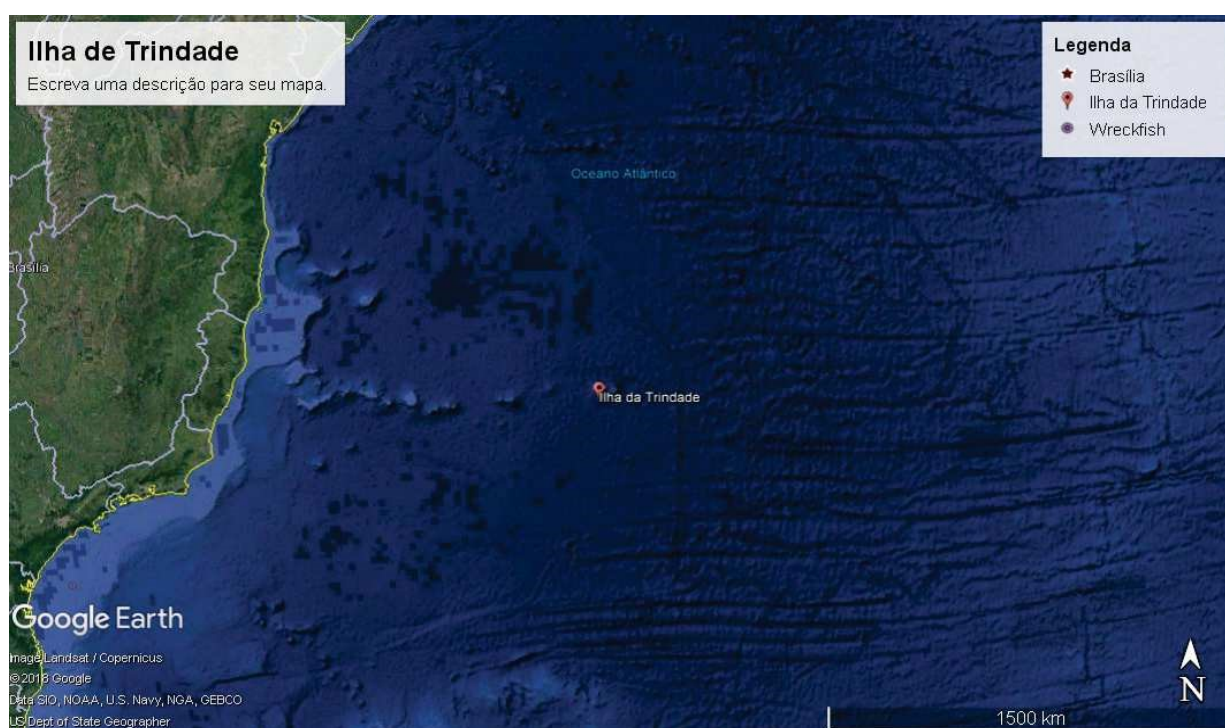


Figura 2: Região Oceânica da Ilha da Trindade. Fonte: Extraído do GOOGLE EARTH (2019).

3.2 Índice de Refratividade Atmosférico (M)

A metodologia utilizada nas estimativas de ocorrência de dutos atmosféricos consistiu no cálculo e análises do perfil vertical do índice M. Os cálculos do índice M foram desenvolvidos no software MATLAB versão R2015a, bem como das variáveis necessárias para sua estimativa: a pressão parcial de vapor d'água na atmosfera, e_a , em kPa (Eq. 3) e a pressão de saturação de vapor d'água na atmosfera, e_s , também em kPa (Eq. 4),

$$e_a = \frac{UR \cdot e_s}{100} \quad (3)$$

$$e_s = 0,6108 \cdot 10^{\left[\frac{(7,5T)}{(237,5+T)} \right]} \quad (4)$$

em que, UR é a umidade relativa do ar (%) e T a temperatura do ar (°K).

O índice M é definido pela Eq. (5)

$$M = N + \frac{z}{10^{-6} \cdot r_a} \cong N + 0,157z \quad (5)$$

em que, N é a refratividade dentro da camada mais baixa da atmosfera, z (km) é altura e r_a (km) é o raio da Terra. M é adimensional (BEAN e DUTTON, 1968). A umidade é a principal razão das variações de N, mas acima de 5 km de altura, a contribuição é totalmente afetada pelas flutuações de temperatura (OLIVEIRA JÚNIOR *et al.*, 2005). A partir desse fato, N ($\text{hPa} \cdot \text{t}^{-1}$) é descrito em função das seguintes características termodinâmicas,

$$N = N_s + N_u \quad (6)$$

$$N_s = 776 \cdot (P/T) \quad (7)$$

$$N_u = 3,73 \cdot 10^5 \cdot (e_a/T^2) \quad (8)$$

em que, N_s ($\text{hPa} \cdot \text{t}^{-1}$) é referente ao caso seco, N_u ($\text{hPa} \cdot \text{t}^{-1}$) ao caso úmido, P é a pressão atmosférica (hPa) e T a temperatura do ar (°K). Segundo Karimian *et al.* (2011), a vantagem de utilizar o índice de refração modificado é transformar um problema de propagação esférico em um plano. Tal transformação mapeia um meio estratificado esfericamente sobre uma Terra aproximada esférica para um meio estratificado plano sobre uma Terra plana. Esta transformação resulta em menos de 1% de erro para faixas menores que $r_a/3$, independente do comprimento de onda (PEKERIS, 1946).

Os perfis de gradiente de M com a altura foram avaliados, para determinar os pontos onde ocorreram as inversões, determinar a presença de dutos e calcular suas estatísticas, uma vez que a presença de um gradiente negativo na refratividade modificada indica a existência de um duto (BABIN 1992; CRAIG, 1996; BROOKS *et al.* 1999). Pode haver vários gradientes

negativos no mesmo perfil, em diferentes alturas. No entanto, o código desenvolvido (**Apêndice**) determina apenas o primeiro gradiente negativo de cada perfil.

No presente estudo, não foi possível classificar as condições de propagação em função dos valores dos gradientes de M (Quadro 1), devido à baixa resolução das sondagens atmosféricas utilizadas.

3.3. Análise e avaliação sinótica dos estudos de caso baseado na formação dos dutos

A avaliação dos dutos atmosféricos segundo as condições sinóticas foi baseada em 3 estudos de casos:

1. **caso 1** - dia 29/06/2010, registro da maior altura de duto no inverno (212 m);
2. **caso 2** - dia 29/03/2009, registro de menor altura;
3. **caso 3** - dia 14/07/2009, ausência de duto atmosférico.

Para isso foram elaborados os campos de pressão atmosférica ao nível médio do mar, através dos dados extraídos do NCEP/NCAR *Reanalysis* 1 e utilizados também as imagens do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES-12) extraídos do banco de dados do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE, 2019). Foram avaliadas, ainda, as condições termodinâmicas com base nas informações das sondagens atmosféricas.

3.4 Coleta e Tratamento dos Dados de Sondagem

Na avaliação de M para a região de estudo, foram utilizados dados observados do perfil atmosférico, extraídos das radiossondagens da estação meteorológica de altitude (EMA) do POIT. As observações foram obtidas no horário 12 horas zulu (12:00 Z), num total de 3368 medições. As análises contemplam 11 anos de dados consecutivos (2005-2016). Apesar de não representarem uma climatologia, na acepção do termo, são capazes de estimar, de forma razoável, as condições médias para região de estudo. As informações foram obtidas do seguinte endereço eletrônico: <http://wether.uwyo.edu/uppeair/sounding.html>.

É importante ressaltar que esses dados são a única fonte disponível para realizar o estudo sobre o perfil vertical da atmosfera na região. Após uma triagem, as sondagens que apresentaram valores inconsistentes ou não possuíam medidas nos níveis significativos

importantes para os cálculos, como por exemplo, o nível de 850 hPa, foram descartadas, a fim de evitar estimativas espúrias.

3.5 Estatística Aplicada aos Dados de Sondagem

A composição de um banco de dados meteorológicos confiáveis e representativos é essencial para a caracterização meteorológica de uma região, apresentando-se como uma ferramenta importante no planejamento e gestão ambiental (FRITZONS, 2008). Segundo a *World Meteorological Organization - WMO* (2008), a representatividade de uma observação é o grau em que descreve, com precisão, o valor da variável necessária para um propósito específico. Na Tabela 1, é apresentado o percentual de dados existentes para cada ano e relativo ao número de dias de sondagens atmosféricas. De um modo geral, a representatividade dos dados foi superior a 60% para todos os anos que foram avaliados no estudo, com exceção dos anos de 2011 e 2016, com uma representatividade inferior 40%.

Tabela 2: Série temporal dos dados meteorológicos obtidos da EMA da Ilha de Trindade com total do número de dias de observação e percentual (%) no período de 2005 – 2016.

SÉRIE TEMPORAL (ANOS)	TOTAL DO NÚMERO DE DIAS DE OBSERVAÇÃO	PERCENTUAL (%)
2005	314	86%
2006	275	75%
2007	315	86%
2008	300	82%
2009	230	63%
2010	285	78%
2011	142	39%
2012	325	89%
2013	341	93%
2014	365	100%
2015	344	94%
2016	132	36%

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 – Estatísticas Descritivas e Exploratórias aplicadas a série temporal

Com base em 3377 sondagens atmosféricas realizadas na área de estudo, foram observados 3348 dutos de evaporação, correspondente a 99% da série temporal, com alturas variadas. Vale ressaltar que, em regiões oceânicas, a distribuição vertical de umidade e temperatura pode variar de forma abrupta, sendo dependente da TSM e da mistura turbulenta próxima à superfície. Portanto, as alturas dos dutos atmosféricos são modeladas em função da estabilidade atmosférica, quando as condições próximas a superfície são consideradas instáveis (estáveis), em episódios em que a temperatura do ar for maior (menor) que a TSM. Esta situação favorece a turbulência e fluxos de calor e umidade do oceano para atmosfera (TWIGG, 2007). Diante disso, os resultados obtidos sugerem que as maiores ocorrências de situações de estabilidade atmosféricas ocasionadas por inversões térmicas na região da Ilha de Trindade, onde a TSM média da região é de 27°C (GASPARINI, 2004), são os principais motivos para a ocorrência da formação de dutos atmosféricos.

A distribuição temporal das alturas dos dutos de superfície é observada na Figura 3. No estudo foram identificadas três faixas de alturas: **i)** alturas até 120 m (maior frequência), **ii)** alturas entre 120 a 220 m e **iii)** alturas de 800 a 900 m. Na Figura 4, foi avaliada a probabilidade de ocorrência na formação de dutos atmosféricos na Ilha da Trindade, sendo 64,6% das alturas correspondentes a dutos de superfície próximos a 220 m.

A distribuição das alturas dos dutos atmosféricos na Ilha de Trindade formados no período analisado (Figura 5) mostrou a ocorrência de duas classes mais frequentes, a primeira classe entre 0 e 200 m e a segunda entre 800 a 1000 m de altura. Vale ressaltar que a altura do duto interfere drasticamente nas comunicações navais, considerando-se que a altura máxima em que a antena de rádio ou radar de um navio opera é de cerca 80 m.

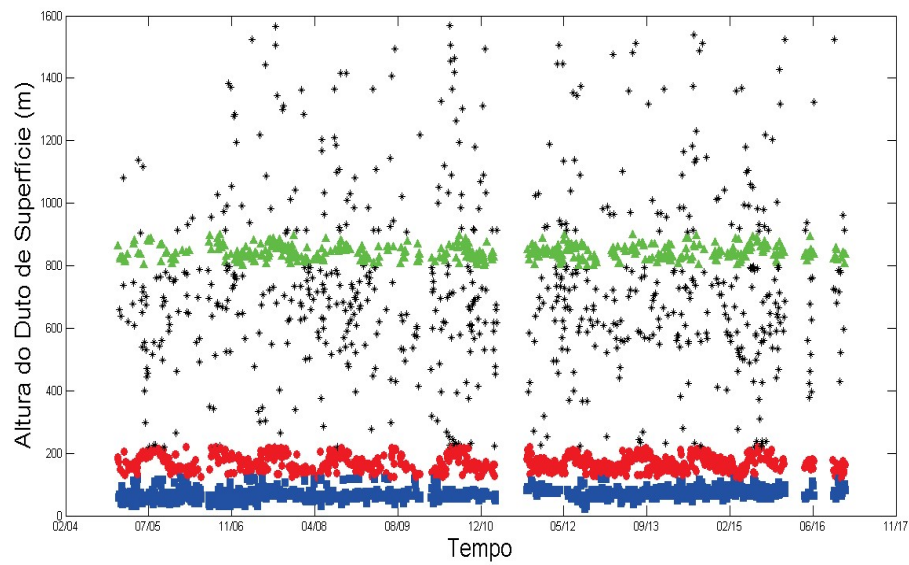


Figura 3: Altura dos dutos de superfície na Ilha de Trindade no período de 2005-2016, onde os pontos em azul representam alturas até 120 m, os pontos em vermelho correspondem a alturas entre 120 a 220 m e aqueles em verde, assinalam as alturas entre 800 e 900 m.

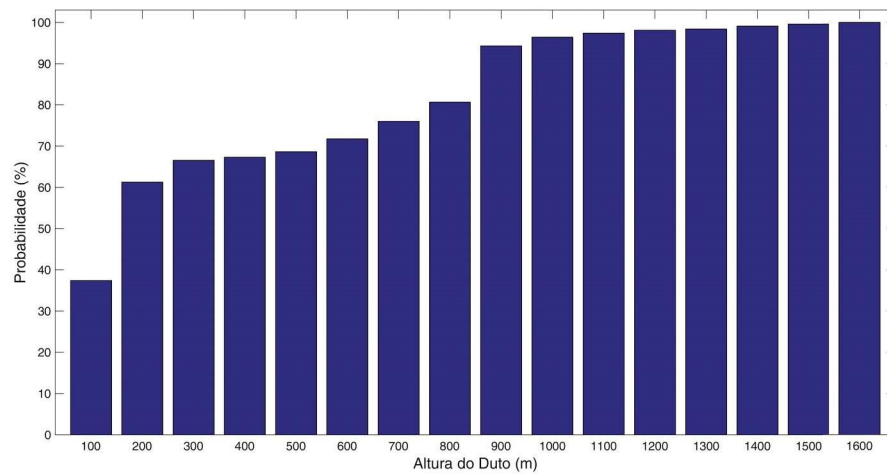


Figura 4: Distribuição de probabilidade de ocorrência (%) dos intervalos de classe das alturas dos dutos atmosféricos na Ilha de Trindade no período de 2005 -2016.

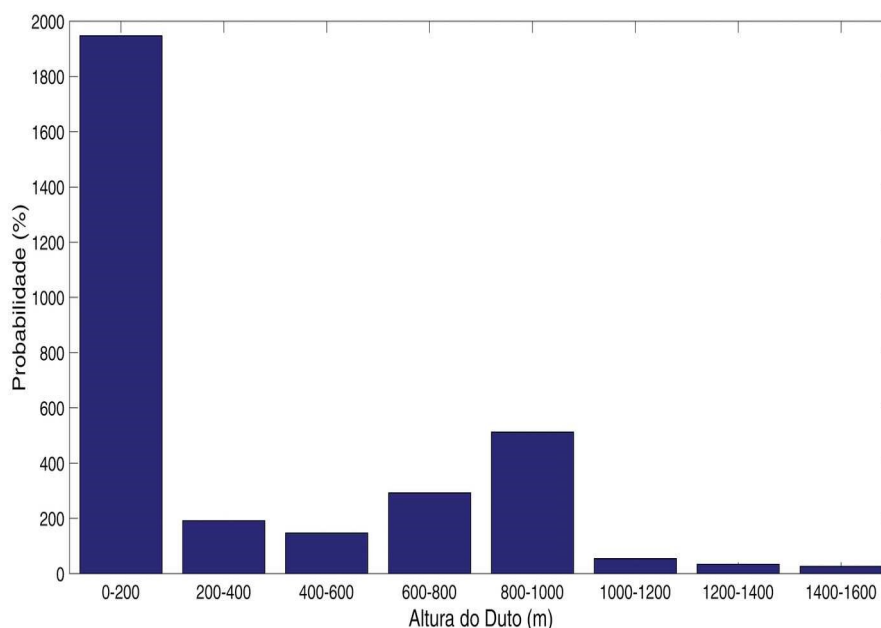


Figura 5: Distribuição da altura dos dutos de superfície na Ilha de Trindade no período de 2005-2016.

Ao avaliar as alturas médias mensais, verifica-se que os maiores valores obtidos ocorreram nos meses de junho (125 m), julho (120 m) e agosto (114 m), correspondente a estação de inverno, enquanto os menores valores obtidos foram nos meses de março e abril, com alturas entre 98 e 102 m (Figura 6). As variações sazonais nas alturas dos dutos de superfície em regiões oceânicas ocorrem principalmente por variações na TSM, temperatura do ar e umidade relativa. Em condições estáveis, a altura do duto tende a aumentar, conforme o aumento da TSM (McKEON, 2013). Tal fato é justificado pela presença de inversões térmicas nos meses de inverno, em situações onde a temperatura da superfície do mar (TSM) é maior do que o ar adjacente, favorecendo condições para a ocorrência de uma camada instável adjacente à superfície e, acima dela, uma camada de inversão térmica elevada (TWIGG, 2007), devido à turbulência e os fluxos de calor do oceano para atmosfera (ROSSATO, 2015). Quando a atmosfera se torna mais instável, o gradiente de umidade aumenta a magnitude e, com isso, ocorre a formação do duto atmosférico (TURTON *et al.* 1988; CHOU e KIANG, 2014; GÜRBÜZ, 2016). A altura da inversão térmica é variável no tempo e espaço; isto é, desde dezenas de metros, em condições estaticamente estáveis, até alguns quilômetros, em condições altamente convectivas (HOLTON, 2004). Nesse estudo, as maiores ocorrências observadas foram nos meses de dezembro e novembro, com 217 e 188

situações de dutos, respectivamente, sendo os menores números de ocorrências de dutos de superfície registradas nos meses junho (145) e fevereiro (138).

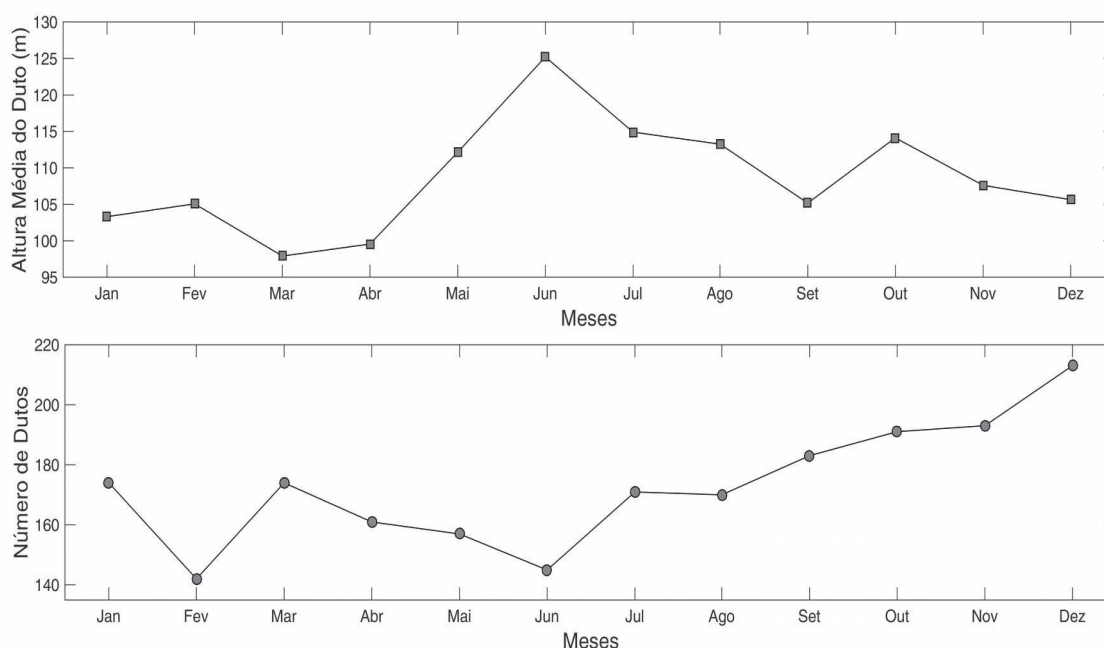


Figura 6: Distribuição das alturas médias mensais e contagem do número de dutos atmosféricos (m) na Ilha de Trindade no período de 2005-2016.

Para as médias mensais anuais, foram observadas alturas entre 70 e 160 m, nos anos de 2005 e 2012, respectivamente (Figura 7). Os meses que apresentaram as maiores médias foram junho de 2007 (160 m), junho de 2010 (160 m), maio de 2012 (160 m) e junho de 2015 (140 m). Pode ser observado um aumento significativo nas alturas dos dutos ao longo dos anos estudados. Os resultados obtidos demonstram o efeito da sazonalidade e variabilidade temporal ao longo de todo período, onde nos meses de inverno foram observadas as maiores alturas (160 m) e, ao mesmo tempo, registrado o menor valor (145 m). O oposto foi constatado no período do verão, com menores alturas médias observadas em dezembro (107 m) e maior número de ocorrências (217), seguido dos meses de março e abril, onde foram registrados os menores valores médios mensais, com 98 e 99 m, respectivamente. Vale ressaltar a alta variabilidade de ocorrência de dutos atmosféricos, principalmente no mês de dezembro de 2014, com 22 ocorrências, e no mês de março de 2008, com 5 ocorrências de dutos de superfície (Figura 7). Destaque para os anos de 2011 e 2016 que não foram contabilizados na série temporal, devido à ausência de dados; ou seja, com uma representatividade inferior a 40%, conforme já mencionado no item 3.3.

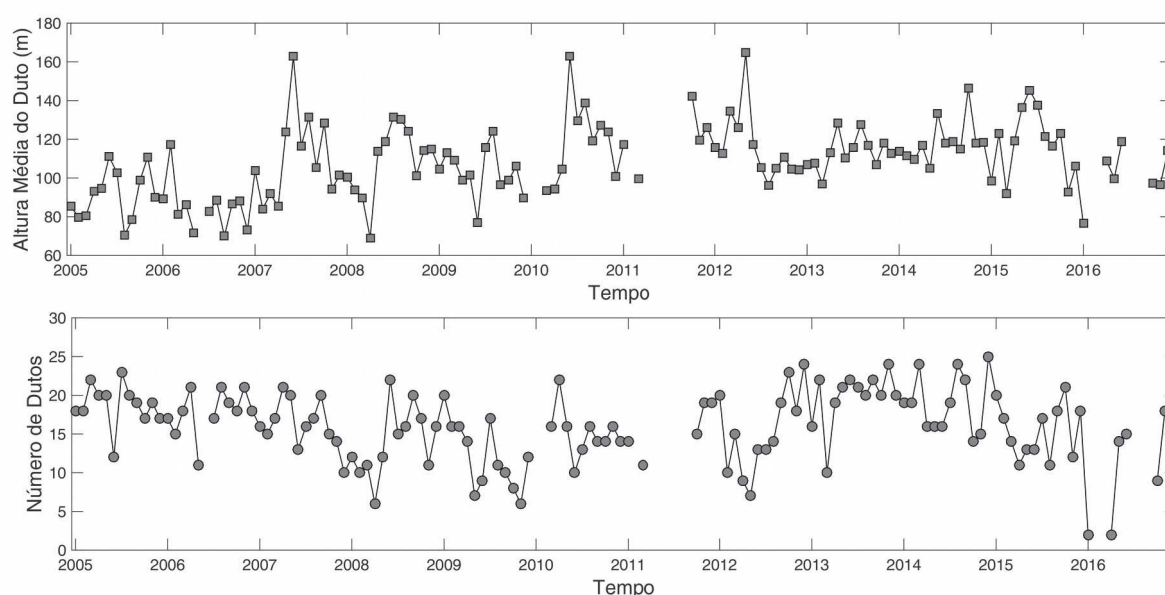


Figura 7: Distribuição das alturas médias mensais e número de ocorrência de dutos atmosféricos (m) na Ilha de Trindade no período de 2005-2016.

4.2 Condições termodinâmicas na formação e intensificação dos dutos atmosféricos: estudos de casos

Para caracterizar a formação e intensificação dos dutos de superfície na Ilha de Trindade, foram analisadas as condições termodinâmicas da atmosfera em diferentes condições:

- i) **caso 1** - registro da maior altura de duto;
- ii) **caso 2** - registro da menor altura de duto;
- iii) **caso 3** - ausência de duto.

Caso 1: Dia 29/06/2010 (duto com altura de 212 m).

As condições termodinâmicas para este dia mostraram um decréscimo da temperatura potencial virtual (Figura 8) com a altura no primeiro nível da sondagem atmosférica (4 m), favorecendo a existência de uma camada instável próximo à superfície. Acima dessa camada, ocorreu uma inversão térmica, com um máximo gradiente registrado na altura do duto (212 m). Assim, houve a formação de uma camada estável acima desse nível. Na análise do perfil de umidade via razão de mistura (Figura 9), verifica-se um decréscimo da umidade com a

altura. De forma similar ao gradiente de temperatura potencial, o máximo de intensidade do gradiente de umidade foi observado na altura do duto, embora com menor intensidade, o que demonstra que as condições do perfil de temperatura potencial modularam de forma mais eficiente a altura do duto para este caso.

Caso 2: Dia 29/03/2010 (duto com altura de 56 m).

Similarmente ao caso 1, os dados da sondagem atmosférica apontaram a formação de uma camada instável próximo da altura de 56 m, seguido de uma inversão da temperatura potencial, o que indicou a presença de uma camada estável mais baixa. Tal situação pode favorecer o aprisionamento de ondas eletromagnéticas em um duto atmosférico, segundo TURTON *et al.* (1988), TWIGG (2007) e GÜRBÜZ (2016).

Caso 3: Dia 14/07/2009 (dia com ausência de duto).

As condições de estabilidade atmosférica para esse dia (Figura 8) propiciaram a formação de uma camada neutra até o nível de 873 m e uma camada instável acima desse nível. Os dados do perfil atmosférico para esse dia não demonstram um gradiente intenso de temperatura potencial. O perfil de razão de mistura (Figura 9) indicou uma variação quase nula da umidade com a altura, o que leva a um gradiente nulo de umidade.

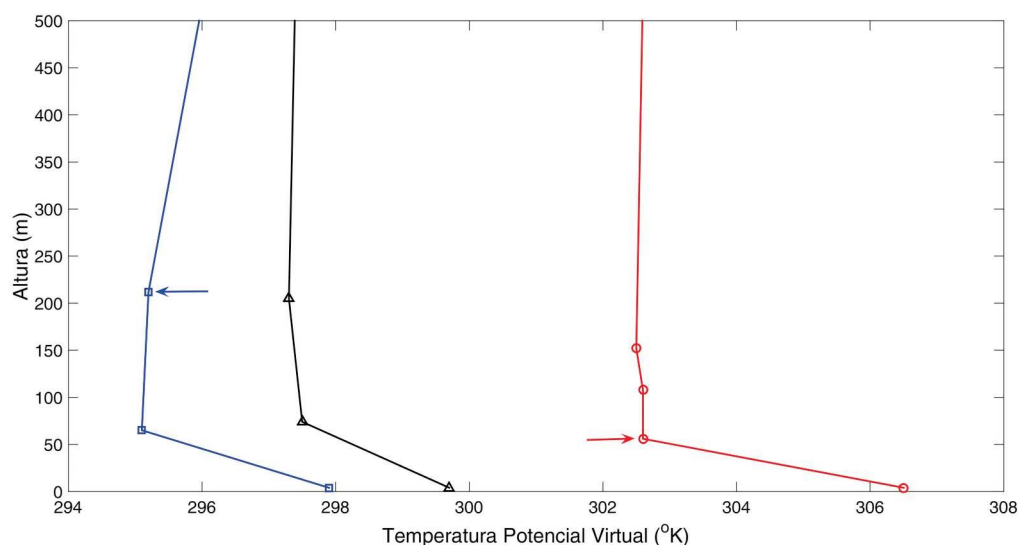


Figura 8: Perfil da temperatura potencial virtual θ_v ($^{\circ}\text{K}$) vertical para os três casos analisados. A seta azul indica o duto em 212 m e a seta vermelha o duto a 56 m.

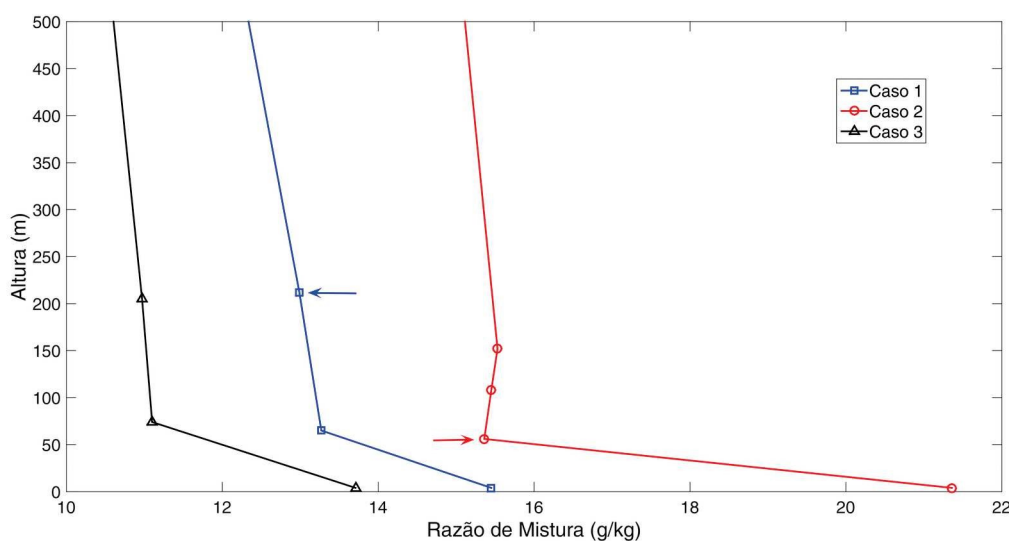


Figura 9: Perfil da razão de mistura vertical q (g/kg) para os três casos analisados. A seta azul indica o duto de 212 m e a seta vermelha, o duto em 56 m.

4.3 Condições sinóticas na formação e intensificação dos dutos atmosféricos: estudos de casos

As condições atmosféricas podem exercer um papel fundamental na formação e intensificação dos dutos atmosféricos (CHAVES FILHO *et al.*, 2013). As condições sinóticas que ocorreram na região de estudo, juntamente com os efeitos de micro e mesoescala, estabilidade atmosférica, inversões térmicas, circulações de brisa marítima/terrestre, entre outros, modulam as condições de formação e intensificação das condições de propagação eletromagnética na atmosfera, KARAGIANNI *et al.* (2014) e ZHANG *et al.* (2016). Diante disso, é apresentada, de forma sucinta, uma análise sinótica para os estudos de casos.

Caso 1: Na análise do campo de pressão atmosférica ao nível médio do mar do dia 29/06/2010 (Figura 10). Na região do estudo, é importante destacar a presença de um sistema de alta pressão, o que pode sugerir a atuação da ASAS. Sua circulação está atuando na região oceânica do Sudeste do Brasil. Esse sistema atua no ano todo, devido à mudança da sua posição migratória, e ainda contribui para formação de inversões térmicas no inverno (REBOITA *et al.*, 2010; BRITO *et al.*, 2016; SOBRAL *et al.*, 2018). Vale ressaltar que a ASAS inibe a formação de nuvens na região (Figura 11), bem como o aporte de umidade para os níveis superiores da atmosfera, devido aos movimentos descendentes. Essa situação favoreceu a presença de um gradiente negativo de umidade, uma das principais causas na formação de dutos de superfície.

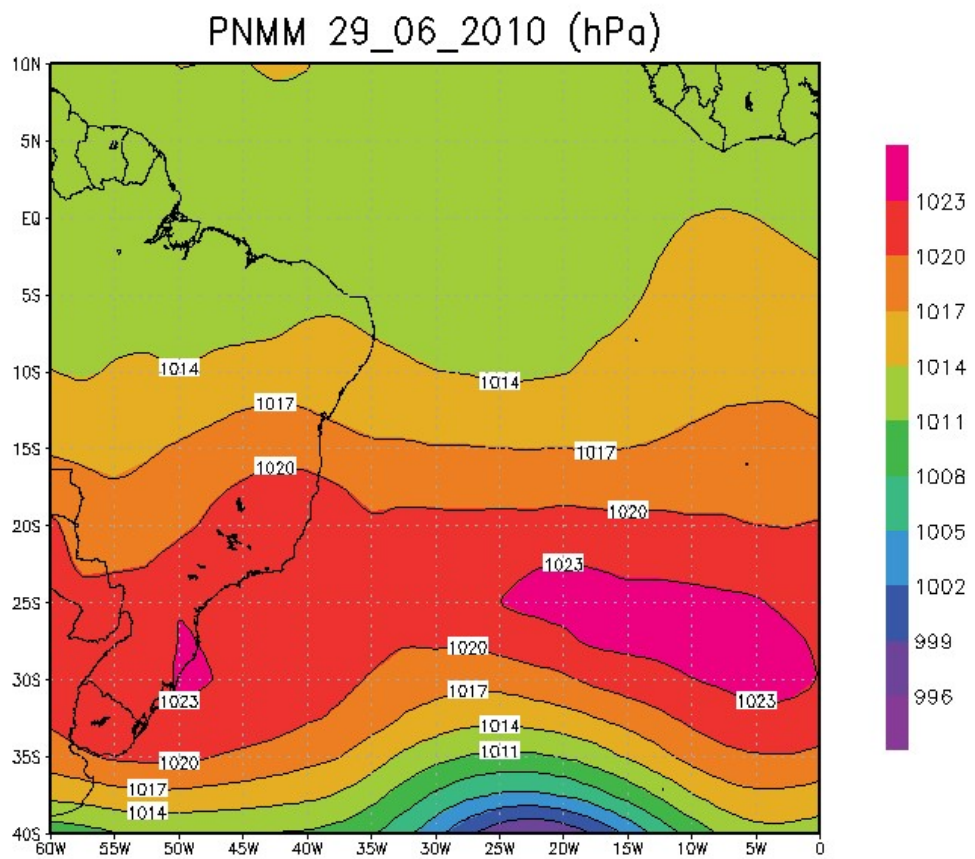


Figura 10: PNMM Caso 1.

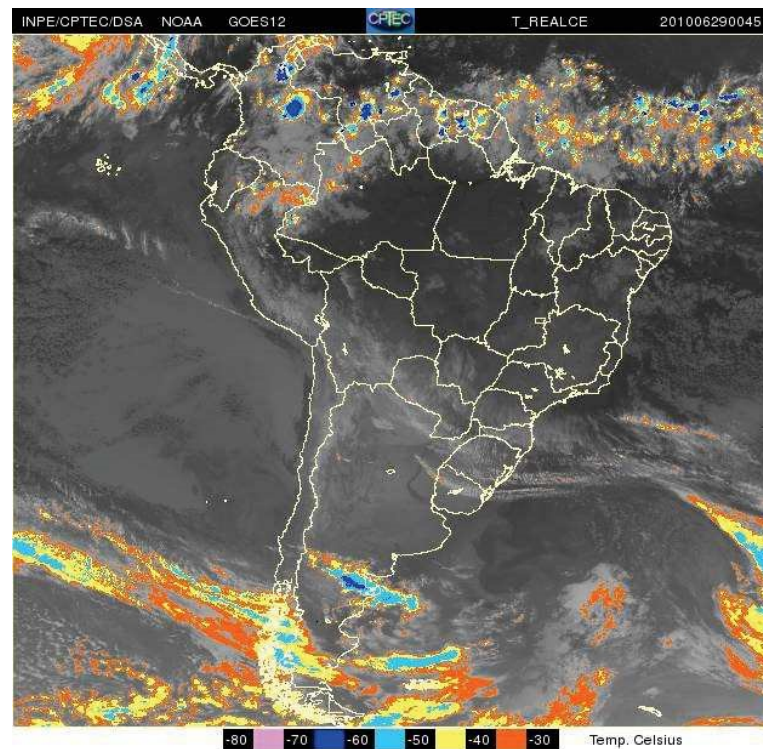


Figura 11: Imagem do satélite (GOES12) Caso 1. (Fonte: CPTEC/INPE, 2019)

Caso 2: Na análise do campo de pressão atmosférica ao nível médio do mar do dia 29/03/2010 (Figura 12) mostra a presença de uma área de alta pressão sobre o oceano Atlântico. Este sistema já adquiriu características da ASAS, bem como inibindo o aporte de umidade para os níveis superiores da atmosfera (JARDIM, 2015 e BORSATO e HIERA, 2015). Com base na imagem de satélite (Figura 13), foi possível observar a formação de nebulosidade, a convecção em parte do Nordeste e ainda, um padrão de circulação anticiclônica sobre parte do Atlântico. Esse sistema atua próximo a região da Ilha de Trindade, inibindo os movimentos ascendentes e consequentemente, inibiu o aporte de umidade para níveis mais elevados da atmosfera. Dessa forma, gera um gradiente acentuado da umidade com a altura, favorecendo a formação de dutos de superfície.

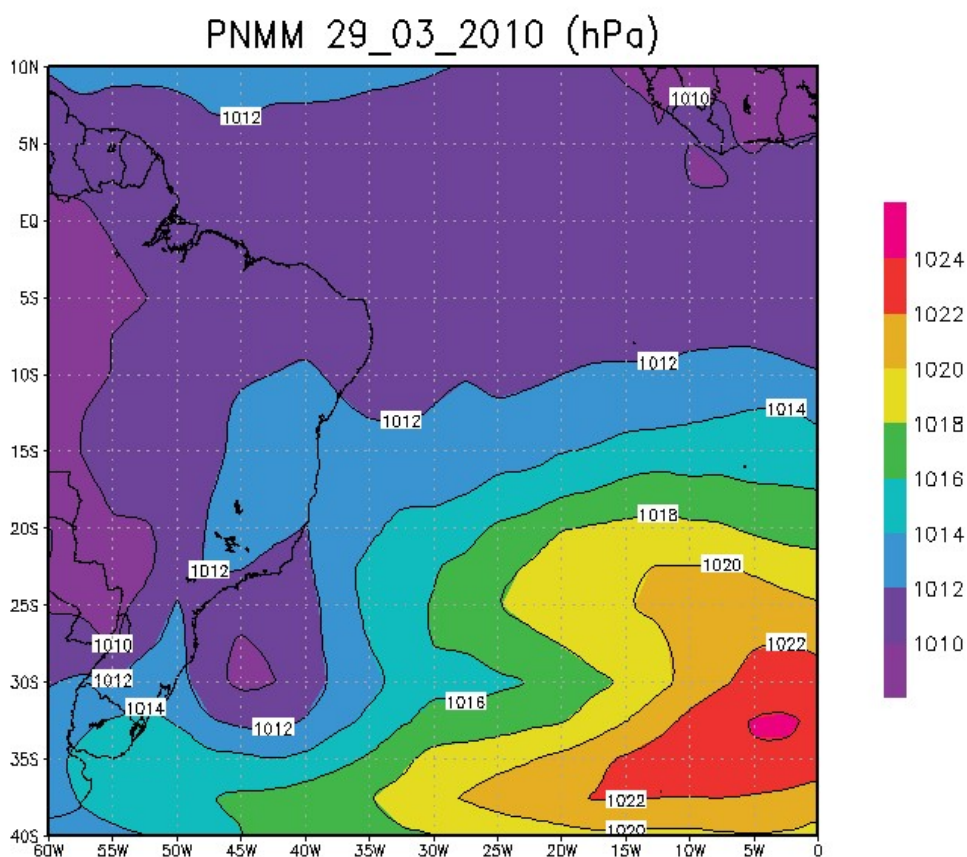


Figura 12: PNMM - Caso 2.

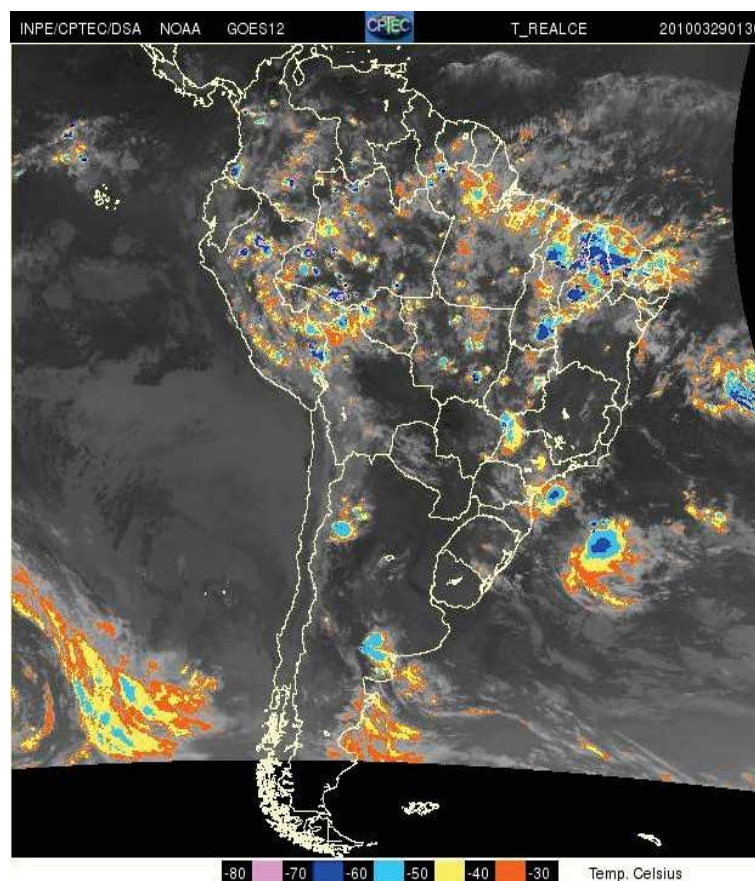


Figura 13: Imagem de satélite GOES12 - Caso 2. (Fonte: CPTEC/INPE, 2019).

Caso 3: Na análise do campo de pressão atmosférica ao nível médio do mar do dia 14/07/2009 (Figura 14), verifica-se a presença de um sistema frontal sobre o Atlântico, na altura do litoral norte do ES, já afastado do continente. Na retaguarda do sistema frontal, foi observada outra região de baixa pressão que também atua sobre o Atlântico. É possível verificar, via imagem do satélite GOES 12 (Figura 15), que o sistema frontal se deslocou para o oceano Atlântico, e, com isso, intensificou a nebulosidade sobre essa região, inibindo assim, a formação de dutos de superfície. Vale destacar que resultados semelhantes foram encontrados por Correia *et al.* (2018), que identificaram que as atividades convectivas são fatores que não favorecem a formação de dutos de evaporação.

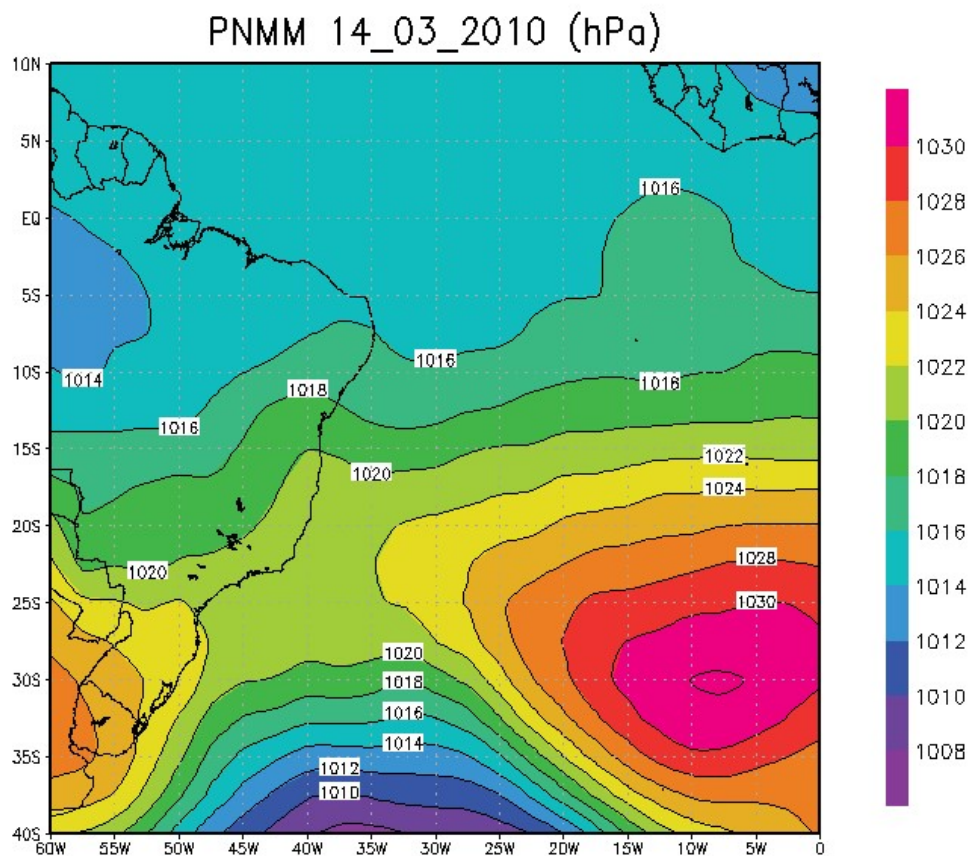


Figura 14: PNMM - Caso 3.

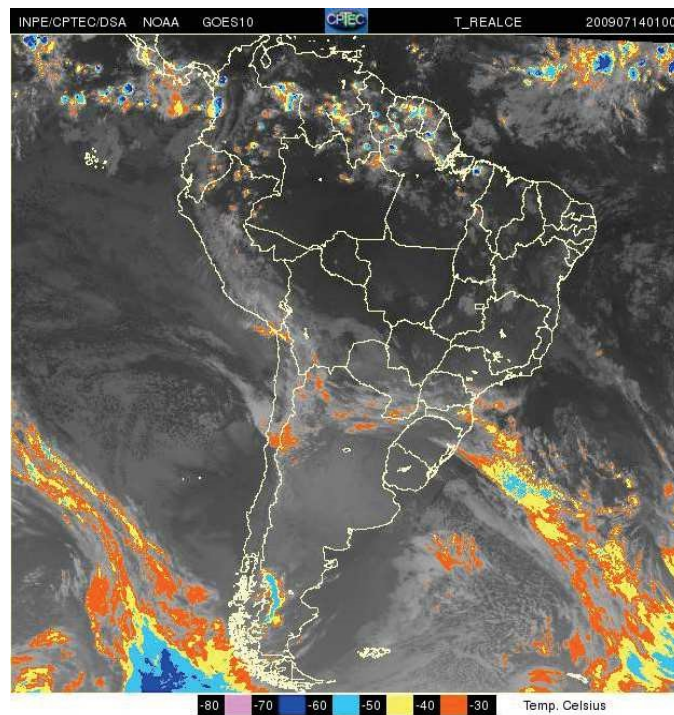


Figura 15: Imagem de satélite GOES12 - Caso 3. (Fonte: CPTEC/INPE, 2019).

5. CONCLUSÕES

As condições de refratividade atmosférica, obtidas a partir do índice modificado M, para Ilha de Trindade, no período de 11 anos, mostram três faixas de alturas de dutos de superfície. A faixa entre 120 a 220 m se sobressai entre as demais, sendo correspondente a 67% da série temporal, sendo essa a região mais influente nas comunicações navais.

A altura média mensal dos dutos atmosféricos destaca os meses da estação de inverno. Tal fato é justificado pela presença frequente de inversões térmicas, sendo que, em condições estáveis, a altura do duto tende a aumentar conforme o aumento da temperatura da superfície do mar (TSM). Em relação à ocorrência dos dutos atmosféricos, as maiores ocorrências são observadas no verão, a exceção o mês de fevereiro. O efeito da sazonalidade é marcante na série temporal, sendo tal fato devido à passagem frequente de sistemas frontais na região de estudo, visto que a literatura mostra que os fenômenos transientes e atividades convectivas inibem a formação de dutos de evaporação.

Nos estudos de casos (casos 1 e 2) são constados a presença de dutos atmosféricos, sendo que as condições sinóticas são definidas pela presença de um sistema de alta pressão transiente e/ou da ASAS. As condições termodinâmicas em ambos os casos mostram a presença de uma camada instável próximo à superfície oceânica e uma camada estável acima do duto. No caso 1 (maior altura), a altura dessa camada instável é superior ao caso 2, o que indica a influência dos fluxos turbulentos e da estabilidade atmosférica na formação e intensificação dos dutos na Ilha de Trindade e, ainda no topo dos dutos é verificada o máximo gradiente de umidade. Já para o caso 3 (ausência de duto), é registrada a presença de um sistema frontal, que causa nebulosidade na região e, assim, favorece os gradientes nulos de umidade e não a formação de dutos de superfície.

6. RECOMENDAÇÕES

Recomenda-se a realização de novos estudos com base em dados do perfil atmosférico com maior resolução espacial e temporal e, assim procurar entender melhor as variações do perfil de temperatura e umidade na Ilha de Trindade em relação às condições de propagação eletromagnética.

É necessária a realização de novos estudos no país, com a finalidade de gerar uma climatologia consistente de dutos de evaporação em toda região costeira e oceânica do Brasil e, assim, dar aos órgãos da Defesa e à navegação marítima, uma ferramenta estratégica para as operações de rádio e radares. Para isso, é de extrema importância a expansão do monitoramento do perfil atmosférico em regiões costeiras e oceânicas do país.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANTAQ - Agência Nacional de Transportes Aquaviários. Relatório de Gestão 2018, 100, pp.

Aragão, L. F. S. Análise da formação de Camada Limite Interna em regiões costeiras tropicais utilizando sondagens acústicas e o modelo atmosférico WRF/Leonardo Aragão Ferreira da Silva - Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2018, 228 pp.

Arya, S. P., 2005. *Micrometeorology and Atmospheric Boundary Layer*. Pure and Applied Geophysics, v. 162, pp. 1721 – 1745.

Babin, S. M. A case study of subrefractive conditions at Wallops Island, Virginia. *Journal of Applied Meteorology*, v. 34, p. 1028–1038, 1995.

Bean, B. B., Dutton, E. J. 1968: *Radio Meteorology*. Dover Publications, 435 pp.

Bennetts, J. D., Farmer, S. F. G. An introduction to radio ducting. *Meteorology Magazine*, v. 117, p. 245–254, 1988.

Borsato, V., A.; Hiera, D., M. Onda de calor em outubro de 2014 e os sistemas atmosféricos - *Revista Equador (UFPI)*, v. 4, n. 3, pp. 144 – 150, (2015). Edição Especial XVI *Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada* - Teresina-Piauí.

Brito, T. T., Oliveira-Júnior, J. F., Lyra, G. B., Gois, G., Zeri, M. Multivariate analysis applied to monthly rainfall over Rio de Janeiro state, Brazil. *Meteorology And Atmospheric Physics (On line)*, v. 129, n. 5, p. 469-478, 2016.

Brooks, I. M., Goroch, A. K., Rogers, D. P. Observations of strong surface radar ducts over the Persian Gulf. *Journal of Applied Meteorology Climatology*, v. 58, n. 8, p. 1293–1310, 1999.

Castro, J.W. A. – Ilhas oceânicas da Trindade e Fernando de Noronha, Brasil: Uma visão da Geologia Ambiental. *Revista de Gestão Costeira Integrada / Journal of Integrated Coastal Zone Management*, p.303–319, 2010.

Cavalcanti. Iracema F.; A.; Ferreira, Nelson J.; Dias, Maria Assunção F.; Justi, Maria Gertrudes A. *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 464, 2009.

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC/INPE - Ministério da Ciência e Tecnologia – 2019. www.cptec.inpe.br. Acessado: junho/2019.

Chaves Filho, J. B., Correia, M. F., Gurjão, C. D. S.; Barbieri, L. F. P., Silva Aragão, M. R. Formação de Dutos Troposféricos no Semiárido Brasileiro: Um Estudo De Caso Em Condições Meteorológicas Extremas. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 6, n. 4, p. 932-944, 2013.

Chou, Y.-H., Kiang, J.-F. Effect of Turbulence on Wave Propagation in Evaporation Ducts above a Rough Sea Surface. *Forum for Electromagnetic Research Methods and Application Technologies (FERMAT)*, p. 1-13, 2014.

Correia, M. F., Penaforte, A. G. Anais III Workshop Internacional sobre água no Semiárido Brasileiro Volume 1, 2015.

Correia, M. F. Dutos troposféricos e a estrutura da camada limite. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia-II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia. Anais 1. p. 27-29. Belo Horizonte – MG., 1994.

Correia, M.F.; Penaforte, A.G; Medeiros, R.L.B.; Silva Aragão, M.R. Características de Dutos Atmosféricos de Superfície no Semiárido Brasileiro. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, v.41, n.3 , p. 375-381, 2018.

Ferreira, A. G., Mello, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região nordeste do Brasil e a influência dos oceanos. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 1, n. 1, , p. 15-28, 2005.

Freitas, L. L. Análise da propagação troposférica em meios inhomogêneos bidimensionais marítimos utilizando traçado de raios e dados meteorológicos de boias oceanográficas, p. 128 2018.

Fritzons, E. Elaboração de um banco de dados climáticos para o Estado do Paraná [recurso eletrônico] / Elenice Fritzons, Antonio Aparecido Carpanezzi, Luiz Eduardo Mantovani. - Dados eletrônicos. - Colombo: Embrapa Florestas, 2008.

Gasparini, J. L. Ilha da Trindade e Arquipélago Martin Vaz : pedaços de Vitória no azul atlântico / João Luiz Gasparini ; ilustrações do autor. Vitória : GSA, 2004.

Google. Google earth website. <http://earth.google.com/>, 2019.

Gürbüz, S. C. Assessing evaporation duct variability in the eastern mediterranean sea in support of radar and radio communications - M.S. thesis, Dept. Of Meteorology, Naval Postgraduate School, Monterey, California, 101 pp, 2016.

Gusmão, P. P., Santos, B. B. M., Zani, M. V. Gestão Territorial na Zona Costeira do Sudeste Brasileiro e a Geografia da cadeia produtiva do petróleo. *In*: 14º Encontro de Geógrafos na América Latina, 2013, Lima. Reencontro de saberes territoriais latino americano. Lima, p. 1-19, 2013.

Holton, J. R. *An introduction to dynamic meteorology*. Elsevier Academic press, 2004, 553 p.

Jardim, C.; H. As chuvas de 2013/2014 em belo horizonte – MG e sua relação com a (suposta) “crise hídrica”. *Revista Equador (UFPI)*, v. 4, n. 3, p. 192 – 198, 2015. Edição Especial XVI Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. Teresina-Piauí.

Karagianni, E. A., Mitropoulos, A.P., Latif,I.T., A Kavousanos,.G. Koukos, J.A. Fafalios, M. E. Atmospheric Effects on EM Propagation and Weather Effects on the Performance of a Dual Band Antenna for WLAN Communications, *Nausivios Chora*, v. 5, 2014.

Karimian, A., C. Yardim, P. Gerstoft, W. S. Hodgkiss, Barrios, A. E. Refractivity estimation from sea clutter: An invited review. *Radio Science*, v. 46, RS6013, 2011.

Mattos, J. G. Z., Santos, A. F., Foster, P. R. P. Estudo de casos de refração atmosférica no Rio Grande do Sul durante o ano de 1996. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia - A Meteorologia e a Gestão de Energia. São Paulo: Sonopress - Rimo Indústria e Comércio Fonográfico Ltda, p. 3202-3212, 2002.

Manjula, G., Roja Raman, M., Venkat Ratnam, M., Chandrasekhar, A. V., Vijaya Bhaskara Rao S.. Diurnal variation of ducts observed over a tropical station, Gadanki, using high-resolution GPS radiosonde observations, p. 247 – 258, 2016.

McKeon, B. D. Climate analysis of evaporation ducts in the south china sea. M.S. thesis, Dept. of Meteorology, Naval Postgraduate School, Monterey, California, 111 p., 2013.

Mentes, S. S., Kaymaz, Z. Investigation of surface duct conditions over Istanbul, Turkey. *Journal of Applied Meteorology Climatology*, v. 46, p. 318–337, 2007.

Miguens, A. P. *Navegação a Ciência e a Arte*. Rio de Janeiro: DHN. 1996, V.1 e V. 2.

Moraes, M. C. S. Parâmetros de radar e distribuição do tamanho de gotas de chuva Continental ou marinha no leste do nordeste do Brasil: sua influência na estatística da vazão na Bacia do rio Mundaú – Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, p. 125, 2011.

Murphy, R. M.,: Analysis of high-resolution COAMPS with observed METOC data to demonstrate atmospheric impact on EM propagation. M.S. thesis, Dept. of Meteorology, Naval Postgraduate School, p. 78, 2005.

Neto, R. F. Análise do Transporte de Carga Marítimo Brasileiro de Longo Curso com Relação a Participação e a Perda de Espaço no Cenário, p.106 Dissertação (Mestrado em Engenharia de Transportes). Instituto Alberto Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa em Engenharia (COPPE) da UFRJ. Rio de Janeiro, 2010.

Newton, D. A.,: COAMPS modeled surface layer refractivity in the roughness and evaporation duct experiment. M.S. thesis, Dept. of. Meteorology, Naval Postgraduate School, p. 185, 2003.

Oliveira, A. S. 1986. Interações entre Sistemas Frontais na América do Sul e Convecção na Amazônia. INPE-4008-TDL/239.

Oliveira, J. R. P.. Acompanhamento de Alvos-Radar Utilizando Filtragem de Kalman e Vetor de Estados com Dimensão Variável [Rio de Janeiro] 2005 XI, 92 p. 29,7cm (COPPE/UFRJ, M.Sc. Engenharia Elétrica, 2005).

Oliveira Júnior, J. F., Delgado, R. C., Gois, G., Lannes, A., Dias, F. O., Souza, J. C. S., Souza, M. Análise da Precipitação e sua Relação com Sistemas Meteorológicos em Seropédica, Rio de Janeiro. *Floresta e Ambiente*, v. 21, n. 2, p. 140-149, 2014.

Oliveira Júnior, J. F., Kwon, B. H., Oliveira, J. F. A Ocorrência de Dutos Atmosféricos em Ambiente Costeiro. *Revista Physicae* , v. 5, p. 23–32, 2005.

Patterson, W. L. Climatology of marine atmospheric refractive effects: a compendium of Integrated Refractive Effects Prediction System (IREPS) historical summaries. NOSC Tech. Doc. 573, 522 pp, 1982.

Pekeris, C. L. Accuracy of the Earth flattening approximation in the theory of microwave propagation. *Physical Review Journals Archive*, v. 70, n. (7–8), p. 518–522, 1946.

Pettersen, S., Smebye, S. J. On the development of extratropical cyclones. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society*, v. 97, n. 414, 457-482, 1971.

Pinheiro, R. F. Estudo sobre a ocorrência de dutos de evaporação na região oceânica ao largo do Estado do Rio Grande do Sul. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu-PR, p. 15, 2002.

Reboita, M. S., Gan, M. A., Rocha, R. P., S. V., Ambrizzi, T. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 2, 185 - 204, 2010.

Rodrigues, M. L. G., Franco, D., Sugahara, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 22, n. 2, p. 136-151, 2004.

Rodrigues, Herika Pereira Zona de Convergência do Atlântico Sul: Um estudo observacional e numérico- Dissertação de mestrado em meteorologia – Universidade Federal de Campina Grande, p.67 2012.

Rogers, L. T. Demonstration of an efficient boundary layer parameterization for unbiased propagation estimation. *Radio Science*, v. 33, n. 6, 599–1608, 1998.

Rossato, F. Descrição da camada limite atmosférica sobre o oceano atlântico sudoeste através de dados observacionais, Dissertação apresentada ao curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Micrometeorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), p. 84 2015.

Sanders, R. A. Blocking highs over the Eastern North Atlantic Ocean and Western Europe. *Monthly Weather Review*, v. 81, n. 3, p. 67-73, 1953.

Silva Dias, P. L., Kasahara, A. Teleconnections and interactions among vertical modes. International Conference on Geophysics Fluid Dynamics with Special Emphasis on El-Niño. São José dos Campos -SP, p. 278-295, 1987.

Sobral, B. S., Oliveira Júnior, J. F., Gois, G., Terassi, P. M. B., Muniz Junior, J. G. R. Variabilidade espaço-temporal e interanual da chuva no estado do rio de janeiro. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 22, p. 281-308, 2018.

Sousa, L. F.; Correia, M. F.; Silva Aragão, M. R.; Ribeiro, R. E. P. *Ciência e Natura v.38 Ed. Especial* - IX Workshop Brasileiro de Micrometeorologia 2016, p. 318– 325

Stull, R. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic, p. 666, 1988.

Turton, J. D., D. A. Bennets, Farmer, S. F. G. An introduction to radio ducting. *Meteorology Magazine*, v. 117, 245–254, 1988.

Twigg, K. L. A smart climatology of evaporation duct height and surface radar propagation in the indian ocean - M.S. thesis, Dept. of Meteorology, Naval Postgraduate School, Monterey, California, p. 159, (2007).

Vasconcellos, F. C. Variabilidade atmosférica associada a casos extremos de precipitação na Região Sudeste do Brasil. São José dos Campos: INPE, p. 108, 2008.

Wallace, J. M., Hobbs, P. V. *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Academic Press, Inc, London, 467 pp, 1977.

WMO - World Meteorological Organization. 2008. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. ed. 70.

Yardim, C., Gerstoft, P., Hodgkiss, W. S. Estimation of radio refractivity from radar clutter - IEEE transactions ON antennas and propagation, v. 54, n. 4, , p. 1318-1327, 2006.

Zhang, Q., Yang, K., Shi, Y. Spatial and temporal variability of the evaporation duct in the Gulf of Aden. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, v. 68, n. 1, p. 1-14, 2016.

7. APÊNDICE

7.1 Código de estimativa de alturas de dutos

```
% script para preparar o arquivo copiado do site para as análises,
% calculando o índice M e o gradiente adaptado para Trindade
% 24/01/2019

clear
clc
close all

% abrindo o arquivo
fid=fopen('trindade_a.dat');
% arquivos de saída
% das 12Z
fid2=fopen('trindade_12a.dat','w');
% pulando uma linha em branco no início do arquivo
% tline=fgetl(fid);
rep=0;
while rep == 0
    % pegando uma linha inteira do arquivo
    tline = fgetl(fid);
    if isempty(tline)
    else
        if strcmp(tline(1:5),'83650')
            hora=tline(39:40);
            dia=tline(43:44);
            month=tline(46:48);
            if strcmp(month,'Jan')
                mes='01';
            elseif strcmp(month,'Feb')
                mes='02';
            elseif strcmp(month,'Mar')
                mes='03';
            elseif strcmp(month,'Apr')
```

```

        mes='04';
elseif strcmp(month,'May')
    mes='05';
elseif strcmp(month,'Jun')
    mes='06';
elseif strcmp(month,'Jul')
    mes='07';
elseif strcmp(month,'Aug')
    mes='08';
elseif strcmp(month,'Sep')
    mes='09';
elseif strcmp(month,'Oct')
    mes='10';
elseif strcmp(month,'Nov')
    mes='11';
else
    mes='12';
end
ano=tline(50:53);
disp([dia,' ',month,' ',ano]);
if strcmp(hora,'00')
%         fprintf(fid1,'%s %s %s %s\r\n',dia,mes,ano,hora);
else
    fprintf(fid2,'%s %s %s %s\r\n',dia,mes,ano,hora);
end
% pulando 5 linhas
for p=1:5
    tline = fgetl(fid);
end
p=850;
conta=0;
clear pres hght temp tk relh es ea ns nu n m l
while p >= 850
    conta=conta+1;

```

```

tline=fgetl(fid);
pres(conta)=str2num(tline(2:7));
p=pres;
hght(conta)=str2num(tline(11:14));
temp(conta)=str2num(tline(18:21));
tk(conta)=temp(conta)+273;
rel=tline(34:35);
if rel==' '
    relh(conta)=nan;
else
    relh(conta)=str2num(rel);
end
es(conta)=.6108*10^((7.5*temp(conta))/(237.5+temp(conta)));
ea(conta)=es(conta)*relh(conta)/100;
ns(conta)=776*(pres(conta)/tk(conta));
nu(conta)=3.73*10^5*((ea(conta))/(tk(conta)))^2;
n(conta)=ns(conta)+nu(conta);
m=n(conta)+0.157*hght(conta);
m1(conta)=round(m*1000)/1000;
end
% calculando o gradiente
for pp=1:conta-1
    % há sondagens com alturas repetidas; assim não as considera
    if (hght(pp+1)~=hght(pp))
        grad(pp)=(m1(pp+1)-m1(pp))/(hght(pp+1)-hght(pp));
        % gravando os resultados
        fprintf(fid2,'%6.1f  %4.0f  %4.1f  %3.0f  %8.3f
%8.2f\r\n',pres(pp),hght(pp),temp(pp),relh(pp),m1(pp),grad(pp)*1000);
    end
end
tline = fgetl(fid);
compara=tline(1:12);
x=strcmp (compara,'Precipitable');
while x==0

```



```

dutos=1;
if dutos
    figure
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%
% duto de superficie
for m=1:12
    conta=0;
    y=find(a12(:,2)==m);
    clear dd
    for d=0:20:220
        clear x
        x=find(a12(y,5) >=d & a12(y,5) < d+20);
        conta=conta+1;
        dd(conta)=(length(x)/length(y))*100;
    end
    subplot (12,1,m)
    d=0:20:220;
    bar (d,dd);
    axis ([-10 230 0 50])
    a=-25;b=25;
    if m==1;text(a,b,'Janeiro','FontWeight','bold');end
    if m==2;text(a,b,'Fevereiro','FontWeight','bold');end
    if m==3;text(a,b,'Março','FontWeight','bold');end
    if m==4;text(a,b,'Abril','FontWeight','bold');end
    if m==5;text(a,b,'Maio','FontWeight','bold');end
    if m==6;text(a,b,'Junho','FontWeight','bold');end
    if m==7;text(a,b,'Julho','FontWeight','bold');end
    if m==8;text(a,b,'Agosto','FontWeight','bold');end
    if m==9;text(a,b,'Setembro','FontWeight','bold');end
    if m==10;text(a,b,'Outubro','FontWeight','bold');end
    if m==11;text(a,b,'Novembro','FontWeight','bold');end
    if m==12;
        text(a,b,'Dezembro','FontWeight','bold');
    end
end

```



```

        xlabel('Altura do Duto (m)','fontsize',14)
    end
end
figure
% #####
% duto de altitude
for m=1:12
    conta=0;
    clear y
    y=find(a12(:,2)==m);
    clear dd
    for d=300:50:900
        clear x
        x=find(a12(y,6) >=d & a12(y,6) < d+20);
        conta=conta+1;
        dd(conta)=(length(x)/length(y))*100;
    end
    subplot (12,1,m)
    d=300:50:900;
    bar (d,dd);
    axis ([285 915 0 20])
    a=245;b=10;
    if m==1;text(a,b,'Janeiro','FontWeight','bold');end
    if m==2;text(a,b,'Fevereiro','FontWeight','bold');end
    if m==3;text(a,b,'Março','FontWeight','bold');end
    if m==4;text(a,b,'Abril','FontWeight','bold');end
    if m==5;text(a,b,'Maio','FontWeight','bold');end
    if m==6;text(a,b,'Junho','FontWeight','bold');end
    if m==7;text(a,b,'Julho','FontWeight','bold');end
    if m==8;text(a,b,'Agosto','FontWeight','bold');end
    if m==9;text(a,b,'Setembro','FontWeight','bold');end
    if m==10;text(a,b,'Outubro','FontWeight','bold');end
    if m==11;text(a,b,'Novembro','FontWeight','bold');end
    if m==12;

```

```

        text(a,b,'Dezembro','FontWeight','bold');
        xlabel('Altura do Duto (m)','fontsize',14)
    end
end
media_mensal=0;
if media_mensal
    % media mensal
    for m=1:12
        clear x
        x=find(a12(:,2)==m);
        alts(m)=nanmean(a12(x,5));
        alta(m)=nanmean(a12(x,6));
    end
    figure
    subplot (2,1,1)
    plot (alts,'ks-','linewidth',1,'markerfacecolor',[.5 .5 .5],'markersize',10)
    set(gca,'xtick',1:12)
    set (gca,'xticklabel',{'Jan','Fev','Mar','Abr','Mai','Jun','Jul','Ago','Set','Out','Nov','Dez'})
    xlabel('Meses','fontsize',18)
    ylabel('Altura do Duto (m)','fontsize',18)
    title ('Superfície','fontsize',20)
    axis([.5 12.5 40 75])
    subplot (2,1,2)
    plot (alta,'ks-','linewidth',1,'markerfacecolor',[.5 .5 .5],'markersize',10)
    set(gca,'xtick',1:12)
    set (gca,'xticklabel',{'Jan','Fev','Mar','Abr','Mai','Jun','Jul','Ago','Set','Out','Nov','Dez'})
    xlabel('Meses','fontsize',18)
    ylabel('Altura do Duto (m)','fontsize',18)
    title ('Altitude','fontsize',20)
    axis([.5 12.5 700 770])
end

figure

```

```

conta=0;
for y=2005:2017
    for m=1:12
        conta=conta+1;
        clear x
        x=find(a12(:,3)==y & a12(:,2)==m);
        if isempty(x)
            mms(conta)=nan;
        else
            mms(conta)=nanmean(a12(x,5));
        end
    end
end
d=1:6:156;
plot(mms,'ks-','linewidth',1)
set(gca,'xtick',d)
set (gca,'xticklabel',{'2005',' ','2006',' ','2007',' ','2008',' ','2009',' ','2010',...
    ' ','2011',' ','2012',' ','2013',' ','2014',' ','2015',' ','2016',' ','2017',' '})
title('Duto de Altitude','fontsize',20)
xlabel('Tempo','fontsize',20)
ylabel('Média Mensal da Altura do Duto (m)','fontsize',20)

XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
%   temperatura=1;
%   if temperatura
%       clear i100 i925 i850
%       figure
%       i1000=find(pres==1000);
%       i925=find(pres==925);
%       i850=find(pres==850);
%
%       plot (datg12,relh(i1000),'bs-','linewidth',2)
%       hold on
%       plot (datg12,relh(i925),'ro-','linewidth',2)

```



```

        acumula(conta)=acumula(conta-1)+q(conta)/length(a(:,1));
    end
end
figure
% distribuição das classes
h=h1:incr:h2-incr;
% desenho as barras de acordo com a distribuição
bar(h,q)
title(['Faixa de ',num2str(h1),' a ',num2str(h2),' m'])
figure
xbins=h1:incr:h2-incr;
bar(xbins,acumula*100)
set(gca,'xtick',xbins);
set(gca,'xticklabel',{'100','200','300','400','500','600','700','800','900',...
    '1000','1100','1200','1300','1400','1500','1600'});
ylabel('Probabilidade (%)','fontsize',20)
xlabel('Altura do Duto (m)','fontsize',20)
axis([-70 1570 0 103])
f1=find(a(:,8) <=100);
disp(['Dutos abaixo de 100: ',num2str(length(f1))]);
f2=find(a(:,8) > 100 & a(:,8) <= 250);
disp(['Dutos entre 100 e 250 m: ',num2str(length(f2))]);
end
% xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx
anual=1;
if anual
    figure
    conta=0;
    for ano=2005:2016
        conta=conta+1;
        clear y
        y=find(a(:,3)==ano);
        ndados(conta)=length(y);
        clear y

```

```

y=find(a(:,3)==ano & a(:,8) <=220);
num_dutos(conta)=length(y);
anual_mean(conta)=mean (a(y,8));
end
ano=2005:2016;
subplot (2,1,1)
plot (ano,anual_mean,'ks-','linewidth',1,'markersize',10,'markerfacecolor',...
    [.5 .5 .5]);
set (gca,'xtick',2005:2016);
set (gca,'xticklabel',{'2005','2006','2007','2008','2009','2010','2011',...
    '2012','2013','2014','2015','2016'});
xlabel('Anos','fontsize',20)
ylabel('Altura Média do Duto (m)','fontsize',20)
axis ([2004.9 2016.1 80 125]);
subplot (2,1,2)
plot (ano,num_dutos ,'ko-','linewidth',1,'markersize',10,'markerfacecolor',...
    [.5 .5 .5]);
set (gca,'xtick',2005:2016);
set (gca,'xticklabel',{'2005','2006','2007','2008','2009','2010','2011',...
    '2012','2013','2014','2015','2016'});
xlabel('Anos','fontsize',20)
ylabel('Número de Dutos','fontsize',20)
axis ([2004.9 2016.1 60 260]);
end
% XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
mensal=1;
if mensal
    conta=0;
    figure
    for mes=1:12
        conta=conta+1;
        clear y
        y=find(a(:,2)==mes);
        ndados(conta)=length(y);

```

```

clear y
y=find(a(:,2)==mes & a(:,8) <=220);
num_dutos(conta)=length(y);
anual_mean(conta)=nanmean (a(y,8));
end
mes=1:12;
subplot (2,1,1)
plot (mes,anual_mean,'ks-','linewidth',1,'markersize',10,'markerfacecolor',...
    [.5 .5 .5]);
set (gca,'xtick',1:12);
set (gca,'xticklabel',{'Jan','Fev','Mar','Abr','Mai','Jun','Jul',...
    'Ago','Set','Out','Nov','Dez'});
xlabel('Meses','fontsize',20)
ylabel('Altura Média do Duto (m)','fontsize',20)
axis ([.5 12.5 95 130]);
subplot (2,1,2)
plot (mes,num_dutos,'ko-','linewidth',1,'markersize',10,'markerfacecolor',...
    [.5 .5 .5]);
set (gca,'xtick',1:12);
set (gca,'xticklabel',{'Jan','Fev','Mar','Abr','Mai','Jun','Jul',...
    'Ago','Set','Out','Nov','Dez'});
xlabel('Meses','fontsize',20)
ylabel('Número de Dutos','fontsize',20)
axis ([.5 12.5 135 220]);
end
% xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx
mens_anual=1;
if mens_anual
figure
conta=0;
for ano=2005:2016
for mes=1:12
conta=conta+1;
clear y

```



```

y=find(a(:,2)==mes & a(:,3)==ano & a(:,8) <=220);
if isempty(y)
    num_dutos(conta)=nan;
    anual_mean(conta)=nan;
else
    num_dutos(conta)=length(y);
    anual_mean(conta)=mean (a(y,8));
end
end
end
mes=1:conta;
subplot (2,1,1)
plot (mes,anual_mean,'ks-', 'linewidth',1,'markersize',10,'markerfacecolor',...
    [.5 .5 .5]);
set (gca,'xtick',1:12:144);
set (gca,'xticklabel',{'2005','2006','2007','2008','2009','2010','2011',...
    '2012','2013','2014','2015','2016'});
xlabel('Tempo','fontsize',20)
ylabel('Altura Média do Duto (m)','fontsize',20)
axis ([.5 144.5 60 180]);
subplot (2,1,2)
plot (mes,num_dutos,'ko-', 'linewidth',1,'markersize',10,'markerfacecolor',...
    [.5 .5 .5]);
set (gca,'xtick',1:12:144);
set (gca,'xticklabel',{'2005','2006','2007','2008','2009','2010','2011',...
    '2012','2013','2014','2015','2016'});
xlabel('Tempo','fontsize',20);
ylabel('Número de Dutos','fontsize',20)
axis ([.5 144.5 0 40]);
end
dutos=0;
if dutos
    figure

```

```
#####

% duto de superfície
for m=1:12
    conta=0;
    y=find(a12(:,2)==m);
    clear dd
    for d=0:20:220
        clear x
        x=find(a12(y,5) >=d & a12(y,5) < d+20);
        conta=conta+1;
        dd(conta)=(length(x)/length(y))*100;
    end
    subplot (12,1,m)
    d=0:20:220;
    bar (d,dd);
    axis ([-10 230 0 50])
    a=-25;b=25;
    if m==1;text(a,b,'Janeiro','FontWeight','bold');end
    if m==2;text(a,b,'Fevereiro','FontWeight','bold');end
    if m==3;text(a,b,'Março','FontWeight','bold');end
    if m==4;text(a,b,'Abril','FontWeight','bold');end
    if m==5;text(a,b,'Maio','FontWeight','bold');end
    if m==6;text(a,b,'Junho','FontWeight','bold');end
    if m==7;text(a,b,'Julho','FontWeight','bold');end
    if m==8;text(a,b,'Agosto','FontWeight','bold');end
    if m==9;text(a,b,'Setembro','FontWeight','bold');end
    if m==10;text(a,b,'Outubro','FontWeight','bold');end
    if m==11;text(a,b,'Novembro','FontWeight','bold');end
    if m==12;
        text(a,b,'Dezembro','FontWeight','bold');
        xlabel('Altura do Duto (m)','fontsize',14)
    end
end
figure
% #####
```

```

% duto de altitude
for m=1:12
    conta=0;
    clear y
    y=find(a12(:,2)==m);
    clear dd
    for d=300:50:900
        clear x
        x=find(a12(y,6) >=d & a12(y,6) < d+20);
        conta=conta+1;
        dd(conta)=(length(x)/length(y))*100;
    end
    subplot (12,1,m)
    d=300:50:900;
    bar (d,dd);
    axis ([285 915 0 20])
    a=245;b=10;
    if m==1;text(a,b,'Janeiro','FontWeight','bold');end
    if m==2;text(a,b,'Fevereiro','FontWeight','bold');end
    if m==3;text(a,b,'Março','FontWeight','bold');end
    if m==4;text(a,b,'Abril','FontWeight','bold');end
    if m==5;text(a,b,'Maio','FontWeight','bold');end
    if m==6;text(a,b,'Junho','FontWeight','bold');end
    if m==7;text(a,b,'Julho','FontWeight','bold');end
    if m==8;text(a,b,'Agosto','FontWeight','bold');end
    if m==9;text(a,b,'Setembro','FontWeight','bold');end
    if m==10;text(a,b,'Outubro','FontWeight','bold');end
    if m==11;text(a,b,'Novembro','FontWeight','bold');end
    if m==12;
        text(a,b,'Dezembro','FontWeight','bold');
        xlabel('Altura do Duto (m)','fontsize',14)
    end
end
end
end

```

```

media_mensal=0;
if media_mensal
    % media mensal
    for m=1:12
        clear x
        x=find(a12(:,2)==m);
        alts(m)=nanmean(a12(x,5));
        alta(m)=nanmean(a12(x,6));
    end
    figure
    subplot (2,1,1)
    plot (alts,'ks-', 'linewidth',1,'markerfacecolor',[.5 .5 .5],'markersize',10)
    set(gca,'xtick',1:12)
    set (gca,'xticklabel',{'Jan','Fev','Mar','Abr','Mai','Jun','Jul','Ago','Set','Out','Nov','Dez'})
    xlabel('Meses','fontsize',18)
    ylabel('Altura do Duto (m)','fontsize',18)
    title ('Superfície','fontsize',20)
    axis([.5 12.5 40 75])
    subplot (2,1,2)
    plot (alta,'ks-', 'linewidth',1,'markerfacecolor',[.5 .5 .5],'markersize',10)
    set(gca,'xtick',1:12)
    set (gca,'xticklabel',{'Jan','Fev','Mar','Abr','Mai','Jun','Jul','Ago','Set','Out','Nov','Dez'})
    xlabel('Meses','fontsize',18)
    ylabel('Altura do Duto (m)','fontsize',18)
    title ('Altitude','fontsize',20)
    axis([.5 12.5 700 770])
end
figure
conta=0;
for y=2005:2017
    for m=1:12
        conta=conta+1;
        clear x
        x=find(a12(:,3)==y & a12(:,2)==m);

```

```

    if isempty(x)
        mms(conta)=nan;
    else
        mms(conta)=nanmean(a12(x,5));
    end
end
end
d=1:6:156;
plot(mms,'ks-','linewidth',1)
set(gca,'xtick',d)
set (gca,'xticklabel',{'2005',' ','2006',' ','2007',' ','2008',' ','2009',' ','2010',...
    ' ','2011',' ','2012',' ','2013',' ','2014',' ','2015',' ','2016',' ','2017',' '})
title('Duto de Altitude','fontsize',20)
xlabel('Tempo','fontsize',20)
ylabel('Média Mensal da Altura do Duto (m)','fontsize',20)
% xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx
%   temperatura=1;
%   if temperatura
%       clear i100 i925 i850
%       figure
%       i1000=find(pres==1000);
%       i925=find(pres==925);
%       i850=find(pres==850);
%       plot (datg12,relh(i1000),'bs-','linewidth',2)
%       hold on
%       plot (datg12,relh(i925),'ro-','linewidth',2)
%       plot (datg12,relh(i850),'k^-','linewidth',2)
%       title ('Sondagem de 12Z','fontsize',20)
%       legend ('1000 hPa','925 hPa','850 hPa')
%       datetick('x','dd','keeplimits','kepticks')
%       xlabel ('Janeiro de 2018','fontsize',16)
%       ylabel('Umidade Relativa (%)','fontsize',16)
%   end
%   fclose (fid);

```