



ONDAS DE INSTABILIDADE INTERTROPICAL NO OCEANO ATÂNTICO

Giullian Nícola Lima dos Reis¹

¹Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Caixa Postal 515 - 12227-010 - São José dos Campos - SP, Brasil
giullian.reis@inpe.br

RESUMO: Os oceanos são de extrema importância para o balanço de calor do planeta e conseqüentemente têm influência direta para a vida na Terra. As Ondas de Instabilidade Tropical, que tem influência sobre diversas interações de eventos de grande escala e mesoescala, enfatizando sua importância em ser investigado para o melhor entendimento dos processos oceânicos e atmosféricos. Com a utilização de modelos oceânicos e satélites para o estudo dos oceanos a utilização de geoprocessamento é promissor para os estudos de ondas de instabilidade tropical e podem nos auxiliar nos estudos de identificação e as conseqüências destas ondas em outras áreas como pesca, agricultura, e etc.

Palavras-chave: Ondas de Instabilidade Tropical, Temperatura da superfície do mar, Oceano Atlântico

1. INTRODUÇÃO

É sabido que as águas dos oceanos cobrem mais de dois terços do nosso planeta e que é de extrema importância para a humanidade devido a diversos fatores como produção de oxigênio pelas planas, regulador do clima e tempo através do transporte de calor com o transporte de calor do equador para os polos, provedor de recursos naturais como alimento, produtos minerais, gás, utilizado como meio de transporte continentais e intercontinentais. Por esses estes e outros inúmeros fatores é indiscutível a importância dos oceanos na vida humana.

Os oceanos vêm sendo estudados desde muito cedo, porém nas ultimas décadas começou-se a ser estudado de maneira mais abrangente. Hoje, devido ao avanço da tecnologia e produção uso de sensores remotos para diferentes tipos de áreas,



paulatinamente está propiciando uma visão mais ampla dos oceanos e como este interagem com a atmosfera e os continentes.

Dada a importância dos oceanos e o avanço da tecnologia foram desenvolvidos diversos meios de monitoramento dos oceanos, através de satélites, modelos oceânicos para melhor entendê-los, um modelo é a representação de uma ideia, objeto, processos ou sistema que é usado para explicar e descrever um fenômeno que não podemos medir ou avaliar diretamente.

As ondas de instabilidade tropical (OITs) tornaram-se conhecidas através da utilização do sensoriamento remoto como método de observação dos oceanos a partir da década de 70, juntamente com os estudos de oceanografia por satélites, que podemos dizer que é relativamente recente. Segundo Willet et al. (2006), o uso do sensoriamento remoto como método de investigação possibilitou o desenvolvimento de teorias e modelos a respeito de fenômenos de mesoescala como vórtices e giros oceânicos. Devido a rotação da terra, fenômenos de ressurgência e o conjunto global de correntes, permitem o surgimento das OITs na região equatorial, podendo ser estudadas em dados provenientes de satélites, onde diversos estudos vêm explorando este assunto de forma holística. (SEO et al., 2006).

As OITs são ondulações que ocorrem, somente na região frente de temperatura formada na margem norte da pluma de água fria sazonal, na região leste equatorial, com variações da ordem de $1\text{ }^{\circ}\text{C} - 2\text{ }^{\circ}\text{C}$, períodos de 20 a 40 dias, comprimentos de onda de 1.000 a 2.000 km, e velocidade de fase de cerca de 0,5 m/s. Estas ondas caracterizam um fenômeno típico que ocorre nos oceanos equatoriais. Seu mecanismo de geração está diretamente associado à geração de instabilidades pelo intenso cisalhamento das correntes zonais que fluem em sentidos alternados e aos fortes gradientes de temperatura da superfície do mar induzidos pela ressurgência equatorial.

Portanto, as OITs podem ser observadas na região da língua fria (Equador mais ao leste), que limita as águas frias da ressurgência das águas quentes ao norte (YU et al., 1995).

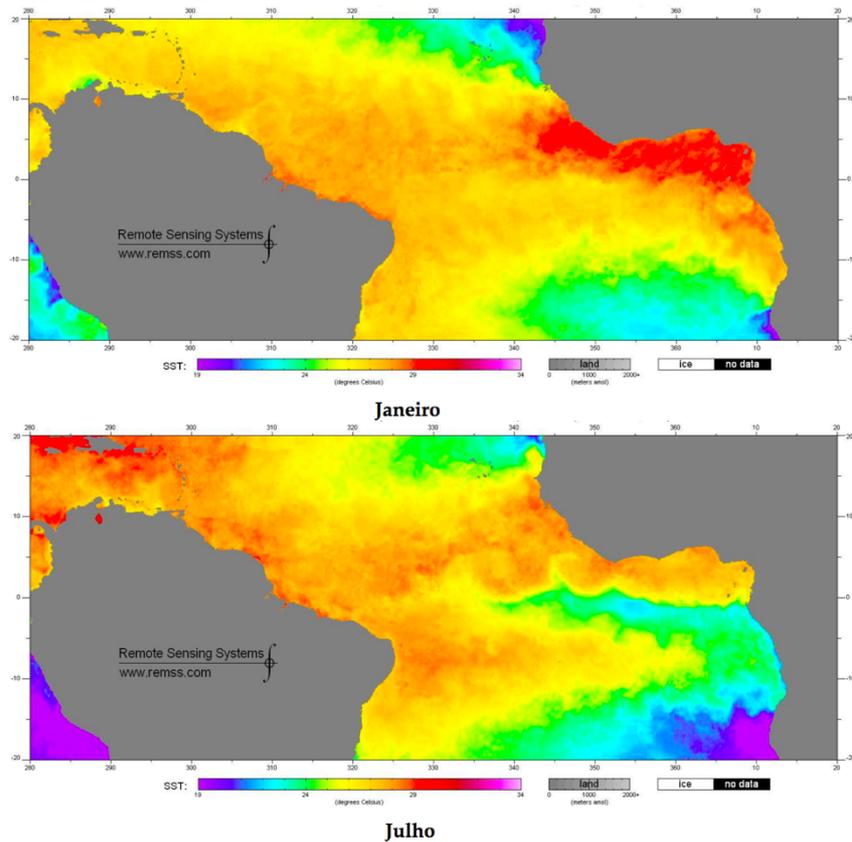


Figura 1: Campo de Temperatura da superfície do mar estimado pelo TMI (*Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager*) nos meses de janeiro e julho de 2009 mostrando o aparecimento da da pluma de água fria. Disponível em www.remss.com.

Pezzi e Richards (2003) observaram a geração de OITs no Pacífico por instabilidades através de simulações numéricas usando um modelo de circulação geral. Os autores observaram que o desenvolvimento das ondas ocorre da conversão de instabilidades barotrópicas e baroclínicas.

Estas ondas possuem um papel importante na dinâmica e biologia da região equatorial (Evans et al, 2009), principalmente na transferência de massa, energia, calor e constituintes biológicos ao longo das correntes equatoriais (Menkes et al, 2002). Além



disso, possuem papel importante no balanço de energia dos oceanos tropicais uma vez que sua velocidade de propagação é da mesma ordem de magnitude das correntes zonais médias. Localmente, as OITs atuam como um fator de equilíbrio fornecendo calor para a camada superficial do oceano que foi resfriada por águas de resurgência, afetando assim a temperatura da superfície do oceano.

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é uma região de baixa pressão, localizada na região de ocorrência das OITs, onde o movimento vertical ascendente das massas de ar gera uma convergência dos ventos e promove a formação de nuvens e chuva. A alteração da posição da ZCIT ao longo do ano se dá pela distribuição de anomalia da temperatura da superfície do mar (TSM) na região equatorial, conhecida como padrão de dipolo, gerando gradientes de anomalias de TSM meridionais, influenciando no padrão de distribuição de chuvas. Estudos realizados entre 1998 e 2005 observaram alterações dos campos de vapor d'água, vento e precipitação devido às OITs, influenciando na ZCIT. Quando as águas estão mais quentes no hemisfério Norte e mais frias no hemisfério Sul se dá o padrão de dipolo positivo, que contempla o período da mais alta intensidade das OITs, movendo a ZCIT mais para o norte, uma zona fora da região de controle.

A posição da ZCIT é um dos principais responsáveis pela variação dos ventos na região do equador, quando se encontra ao sul nos meses de março a abril, quando o oceano, quando a circulação do oceano está mais fraca e o oceano equatorial mais quente, gerando um período de enfraquecimento dos ventos sob a superfície do mar. Porém, nos meses de agosto a setembro, a ZCIT está localizada mais ao norte e os ventos alísios estão mais intensos. Este ciclo dos ventos e da ZCIT geram variações no gradiente de pressão da bacia oceânica. AS OITs estabelecem feições que compõem o ajuste do oceano em relação as variações deste gradiente, iniciando seu período no mês de maio.

No contexto do estudo das ondas de instabilidade do Oceano Atlântico irá avaliar a variabilidade de a presença destas ondas utilizando métodos e técnicas de geoprocessamento e responder algumas perguntas:

- Quando e como se comportam estas ondas de instabilidade tropical?
- Qual a variabilidade dela durante os anos?



2. MATERIAL E MÉTODOS

Aquisição de dados

Os dados utilizados para a realização deste trabalho são disponibilizados pelo *NOAA's National Centers for Environmental Information* (NCEI) um centro da *National Oceanic and Atmospheric Center* (NOAA).

- **Velocidade do Vento**

Os dados são provenientes do sensor de micro-ondas passivo, *Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)*, são eles: temperatura próxima a superfície da superfície, humidade e velocidade do vento. Esses dados junto com a temperatura da superfície do mar podem descrever aspectos essenciais da interação oceano atmosfera.

Os dados são de cobertura global oceânica livre de gelo, com uma resolução de $\frac{1}{4}^\circ$, de 3 em 3 horas, de 1988 até o presente, disponibilizado mensalmente.

- **Temperatura da Superfície do Mar (TSM)**

Os dados de TSM são provenientes do satélite *Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)*. Suas aplicações incluem modelagem do clima, manejo de recursos, e estudos ecológicos.

Os dados têm uma cobertura global, com uma resolução de $0,25^\circ$, diários, de 1981 até o presente, atualizado de 15 em 15 dias.

Delimitação da Área

Devido ao fato dos dados serem de abordagem global e o trabalho ser focado na identificação das ondas de instabilidade tropical no oceano atlântico tropical, os dados foram cortados para a região abaixo.

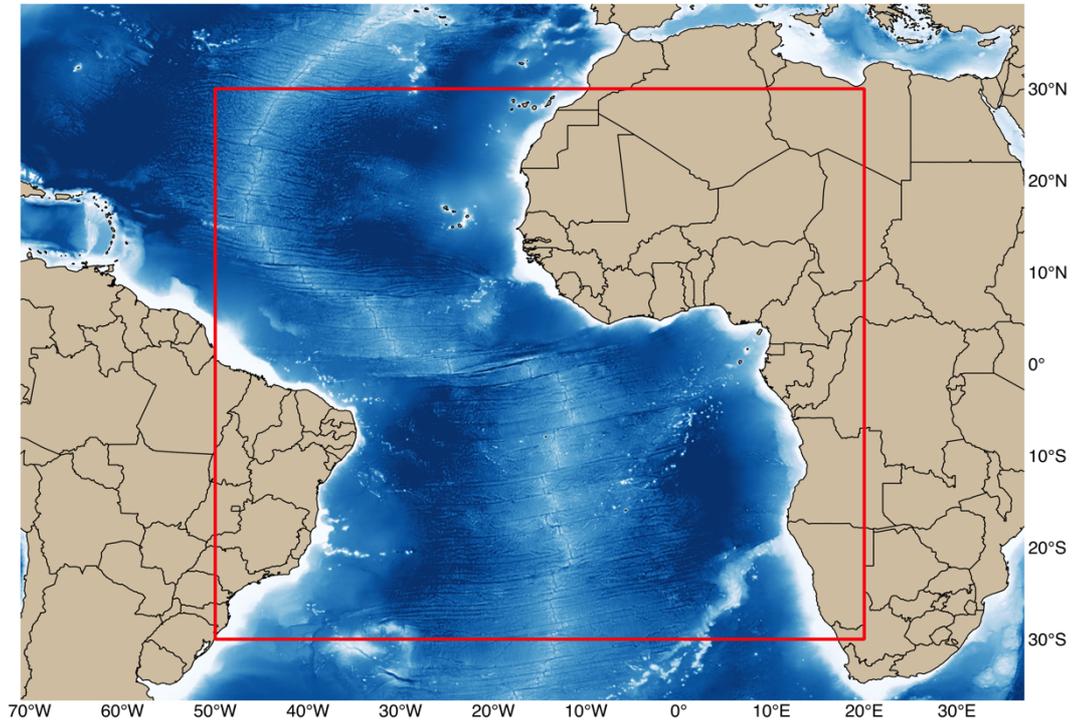


Figura 2: Área de recorte dos dados de TSM e Velocidade do vento.

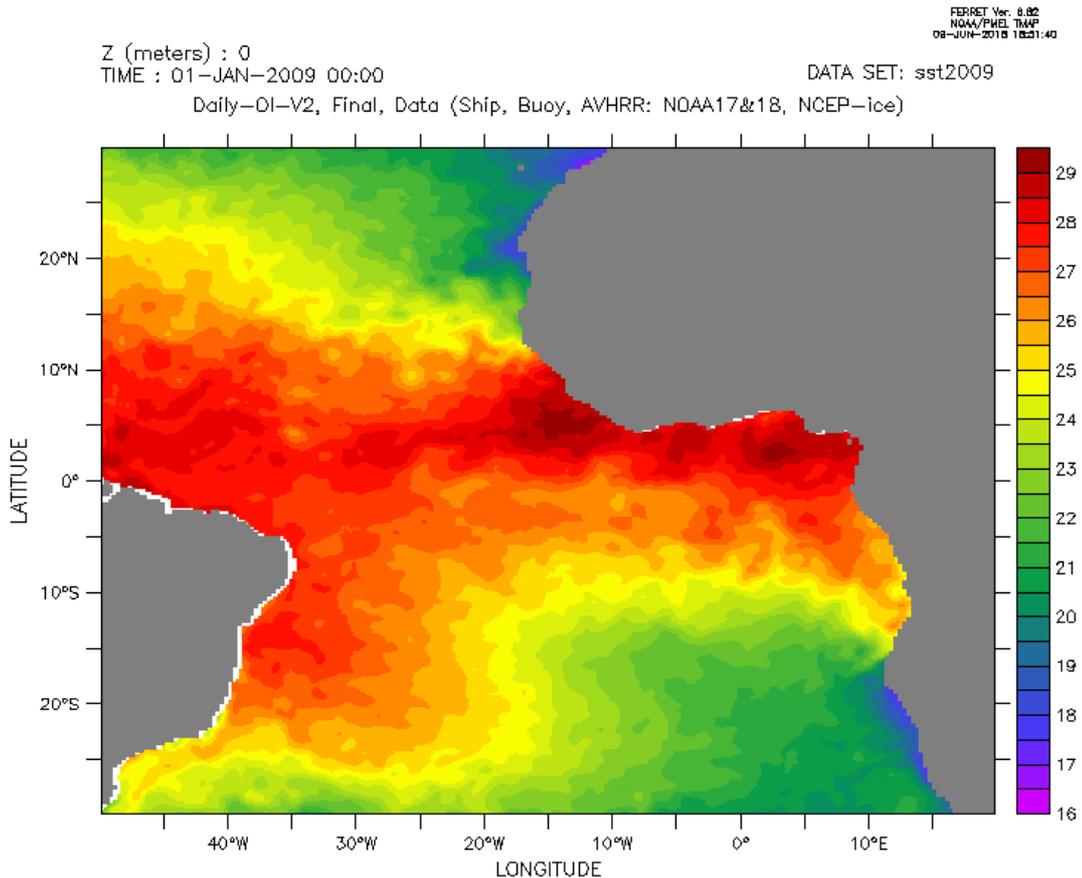
Análise e Processamento dos Dados

Os anos utilizados para as análises dos dados foram de 2009 a 2014, devido ao tamanho dos arquivos e o poder de processamento para estudar o processo das ondas de instabilidade tropicais.

Os geocampos de vento que foram disponibilizados de 3 em 3 horas foram convertidos para dados diários para poder serem feitas correlações com a temperatura da superfície do mar. Posteriormente os geocampos de vento e TSM foram convertidos em arquivos mensais e anuais para comparar como se daria a correlação, comportamento e identificação das OIT's no oceano atlântico.

Para a identificarmos as ondas de instabilidade foram geradas imagens de todos os passos de tempo de 1 de janeiro de 2009/2014 30 de dezembro de 2009/2014 e gerados arquivos .gif para cada ano e para todos os anos, observando assim o

aparecimento da língua fria no atlântico norte e conseqüentemente a aparição das ondas de instabilidade.



Daily sea surface temperature (degrees C)

Figura 3: Temperatura da superfície do mar no dia 1 de janeiro de 2009.

Com o intuito de gerar novas informações para o entendimento deste processo, mapas de correlação, utilizando correlação de Pearson, foram gerados a partir dos geocampos de velocidade do vento e temperatura da superfície do mar para anos individualmente e para todo o tempo (2009-2014).

O coeficiente de correlação de Pearson, também chamado de coeficiente produto-momento, nada mais é do que o grau de correlação entre duas variáveis, no caso geocampos de velocidade do vento e temperatura da superfície do mar. Este coeficiente assume valores de -1 a 1, onde -1 seria uma correlação perfeitamente negativa entre as variáveis, ou seja, se uma variável aumenta a outra diminui, 1 seria

perfeitamente positiva, se uma variável aumenta a outra também aumentará e 0 seria quando as duas variáveis não dependem uma da outra.

O cálculo do coeficiente de correlação se dá pela fórmula:

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{\text{cov}(X, Y)}{\sqrt{\text{var}(X) \cdot \text{var}(Y)}}$$

A variância é uma medida de dispersão que mostra o quão distantes os valores estão da média e o desvio padrão é o resultado positivo da raiz quadrada da variância. Já a covariância, $\Sigma(x_i - x_{med})(y_i - y_{med}) / (n - 1)$ é um momento conjunto de variáveis aleatórias X e Y, centrados nas suas respectivas médias do grau de interdependência numérica delas.

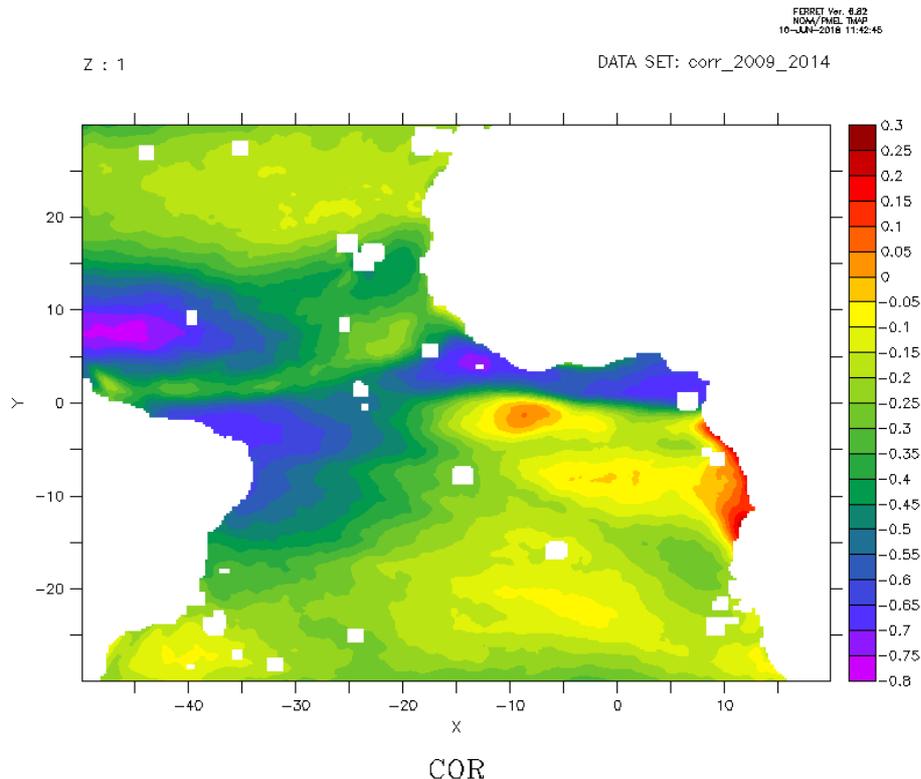


Figura 4: Correlação entre os geocampos de TSM e Velocidade do vento. ■

Foram realizadas médias zonais nas latitudes do Equador (0°) até 4°N para observar o comportamento e as características das OIT's ao longo do tempo, de 2009 até 2014, nos dados de TSM e velocidade do vento.

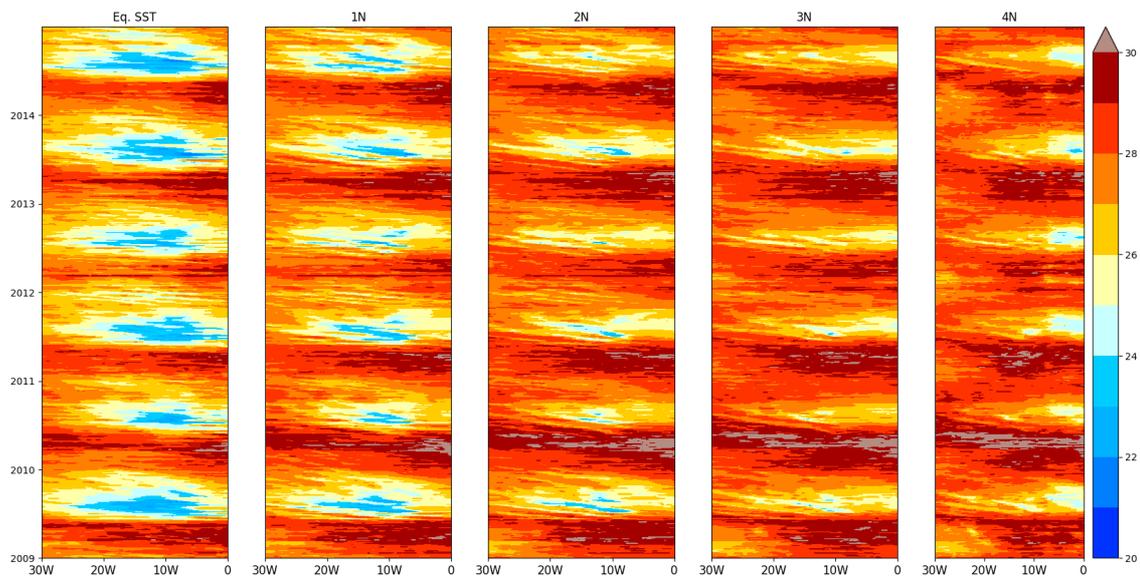


Figura 5: Plotagem da longitude no tempo da TSM de 2009 a 2014 em diferentes latitudes.
Unidades em $^\circ\text{C}$.

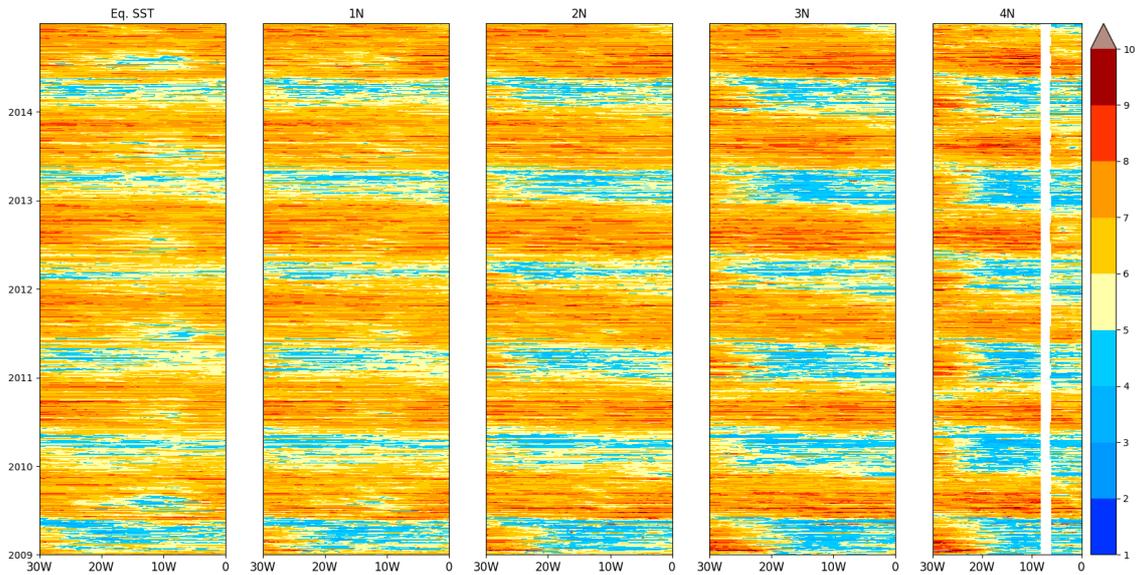


Figura 6: Plotagem da longitude no tempo da velocidade do vento em diferentes latitudes.
Unidades em m/s.

Destas plotagens foram gerados gráficos de desvios padrões baseados em todo período disponível de 30°W a 0°, para quantificar e comparar variabilidade no tempo e espaço das OIT e para cada latitude.

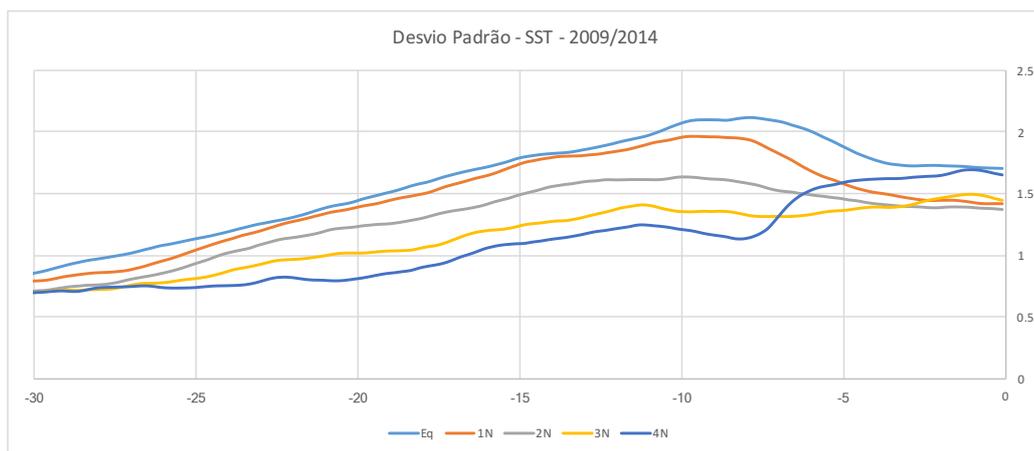


Figura 7: Desvio Padrão de cada latitude ao longo do tempo.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Com base nos geocampos de TSM é notado conseguimos melhor observar a formação da língua fria do atlântico norte ao longo do ano (365 imagens) quando os dados estão no formato diário. Essa visualização se torna mais complicada nos dados mensais, pois como os mensais são as médias do diário a visualização deste processo em 12 meses se torna suavizada e de difícil identificação.

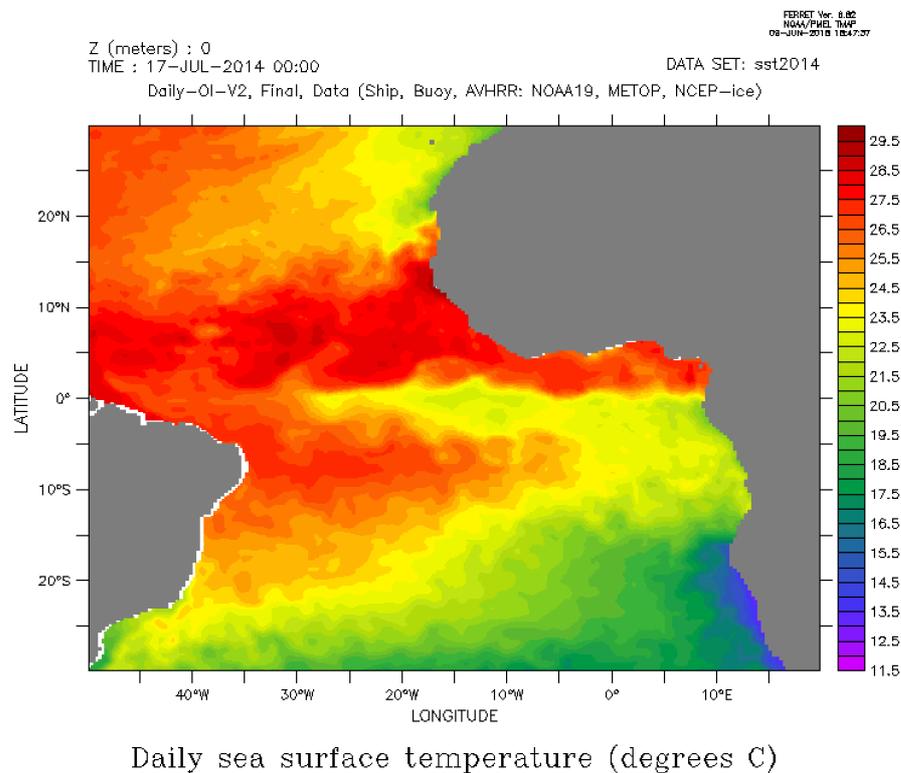


Figura 8: Língua fria do atlântico no mês de julho nos dados do AVHRR.

Na Figura 5, podemos observar as ondas de instabilidade em diferentes latitudes comportamento das OIT's. Em todos os anos nos meses de janeiro a Junho não conseguimos observar as ondas de instabilidade, no entanto, a partir de julho conseguimos observá-las e notar seu decaimento com o passar dos meses, podemos notar também que com o aumento da latitude o aparecimento destas ondas vai diminuindo, apesar de ainda encontrarmos sinais destas em 4N.

Correlacionando visualmente as figuras 5 e 6, podemos observar uma correlação visual dos dados de TSM e velocidade do vento, onde os ventos estão mais fracos, a temperatura da superfície do mar é maior, já onde os ventos estão mais fortes, as temperaturas tendem a ser menores. Na figura 4 podemos observar essa correlação negativa, entre a TSM e a velocidade do vento em grande parte da área que foi delimitada.

O mecanismo feedback negativo do vento responde a esta questão da correlação negativa entre a TSM e o vento. Existe uma pressão de vapor alta sobre a superfície o vento remove o vapor sobre a superfície, favorecendo a evaporação. Com este favorecimento, o vento ajuda a resfriar a superfície, pois a água líquida para virar vapor remove a energia da água líquida na superfície, o que reduz a TSM. Uma outra explicação é que o vento ele intensifica o processo de mistura na camada superficial, então as águas em subsuperfície que estão mais frias elas tendem a alcançar a superfície com mais facilidade, ajudando no processo de resfriamento. A nível de “*skin layer*”, camada mais próxima a superfície o principal mecanismo é relacionado a questão da evaporação, pois além do calor latente ele também facilita a troca de calor sensível.

Em relação a figura 8, podemos observar que ao longo dos anos estudados a variabilidade das OIT's em cada latitude, já na figura 9 mostra a variabilidade dos anos em cada latitude. A variabilidade das OIT's no atlântico tropical se mostrou mais ativa no Equador e de maneira geral no ano de 2009, entretanto o ano de 2013 em 2°N e 3°N tenha alcançado um sinal maior em algumas longitudes.



Figura 9: Desvio padrão de cada ano para as latitudes de 0° a 4°N.



4. CONCLUSÕES

Este trabalho focou na caracterização visual das ondas de instabilidade e a sua variabilidade multianual no Oceano Atlântico e mostrou que as ondas de instabilidade foram muito ativas no ano de 2009 e mostrou fortes sinais até 4°N.

Os geocampos de vento e SST estão correlacionados nos trópicos e a sua interação nos permite observar as ondas de instabilidade tropical.

Podemos observar que as ondas de instabilidade tropical, são influenciadas por uma série de fatores que podem aumentar ou diminuir suas características e intensidades, tornando-as arrevesadas de serem estudadas. Elas não são facilmente simuladas pelos modelos de de circulação oceânico, devido a sua sensibilidade a forçante do vento, aumentando a importância do estudo destas ondas por por dados de satélites, entretanto com o contínuo estudo destas ondas, nota-se que o interesse nas pesquisas e os investimentos em processamento tecnológico para o entendimento e simulação destas ondas cresce a cada ano, mostrando o grau de importância destas ondas para o melhor entendimento dos processos oceânicos e atmosféricos do nosso planeta.

Tornou-se evidente que o conhecimento das OITs no Atlântico, necessita de maior investigação em diversos aspectos e um aprofundamento sobre questões como as interações, consequência, gênese, propagação em profundidade e a interação das anomalias de temperatura da superfície do mar associada as ondas de instabilidade tropical.

Uma produção maior de estudos utilizando modelagens acopladas oceano-atmosfera devem ser realizados, principalmente para o Oceano Atlântico, para investigar de maneira mais eficaz este relacionamento já que, atualmente, existem poucos estudos averiguando essas interações do oceano e da atmosfera.



REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

SEO, H.; JOCHUM, M.; MURTUGUDDE, R.; MILLER, A. J. Effect of ocean mesoscale variability on the mean state of tropical Atlantic climate. **Geophysical Research Letters**, v.33, L09606, 2006.

WILLET, C. S.; LEBEN, R. R.; LAVÍN, M. F. Eddies and tropical instability waves in the eastern tropical Pacific: A review. **Progress in Oceanography**, v.69, p.220–229, 2006.

YU, Z.; McCREARY Jr., J. P.; PROEHL, J. A. Meridional asymmetry and energetics of Tropical Instability Waves. **Journal of Physical Oceanography**, v.25, p.2997–3007, 1995.

PEZZI, L. P.; RICHARDS, K. J. Effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. **Journal of Geophysical Research**, v.108, n.C12, p.3371, 2003.

EVANS, W.; STRUTTON, P. G.; CHAVEZ, F. P. Impact of tropical instability waves on nutrient and chlorophyll distributions in the equatorial Pacific. **Deep Sea Research I**, v.56, p.184–188, 2009.

MENKES, C. E.; KENNAN, S. C.; FLAMENT, P.; DANDONNE AU, Y.; MASSON, S.; BIESSY, B.; MARCHAL, E.; ELDIN, G.; GRELET, J.; MON TEL, Y.; MORLIÈRE, A.; LEBOURGES-DHAUSSY, A.; M, OULIN, C.; CHAMPALBERT, G.; HERBLAND, A. A whirling ecosystem in the equatorial Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v.29, n.11, 2002.

KATZ, E. J. Waves along the Equator in the Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v.27, p.2538–2540, 1997.

von SCHUCKMANN, K.; BRANDT, P.; EDEN, C. Generation of tropical instability waves in the Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v.113, n.C8, NIL_1-NIL_12, 2008.

ANEXO 1 – Diagrama OMT-G com a metodologia sintetizada de geoprocessamento

