

Mariana Miracca Lage

Ondas equatoriais no Oceano Atlântico e sua influência no fitoplâncton

Monografia de Bacharelado apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo como parte dos requisitos para obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador:

Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito

São Paulo

Julho, 2017

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

**Ondas equatoriais no Oceano Atlântico e sua influência no
fitoplâncton**

Mariana Miracca Lage

Monografia de Bacharelado apresentada ao Instituto Oceanográfico da
Universidade de São Paulo como parte dos requisitos para obtenção do grau de
Bacharel em Oceanografia.

Aprovada em ____ / ____ / _____ por

Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito

Prof(a). Dr(a).

Prof(a). Dr(a).

São Paulo, 2017

Agradecimentos

Aos meus pais, Adriana e Claudio, e minha irmã, Marcela, pelo amor incondicional e por sempre acreditarem no meu potencial, por todo o incentivo e apoio na busca pelos meus sonhos. Por serem, além de família, meus melhores amigos.

Ao meu orientador, Paulo Polito, por toda a trajetória percorrida. Obrigada por tudo o que aprendi, pelas conversas regadas a café, pelo apoio não só na elaboração deste trabalho, mas também durante todo o meu período acadêmico.

A Olga Sato, orientadora por tabela, pelos ensinamentos, conversas e pelas grandes oportunidades!

Ao pessoal do LOS, em especial Paulinha, Carol, Piero e Márcio, pela amizade, ajuda, conversas, trocas de conhecimento, conselhos, cafés e happy hours (com cerveja!).

A todos os professores do IOUSP, pela dedicação e por me proporcionarem o conhecimento necessário para exercer a profissão maravilhosa que escolhi, por terem me ensinado e principalmente por terem me feito aprender. Um agradecimento especial a professora Márcia Bicego, por ter semeado o gostinho pela pesquisa sendo minha primeira orientadora. Um muito obrigada também ao pessoal da biblioteca, ao André da secretaria, a Didi e Betão.

A todos os amigos que me acompanharam nessa trajetória insana. Aos amigos que estão comigo desde o começo da graduação, os de outras cidades e países, e os que fiz pelo meio do caminho.

Ao longo desses 5 anos de graduação eu cresci como jamais imaginaria. A todos que direta ou indiretamente fizeram parte deste processo, o meu muito obrigada!

Resumo

Ondas equatoriais tem como principais características a não-homogeneidade zonal, a presença nas três bacias oceânicas e escalas de tempo, comprimento e velocidade de fase de 40 a 365 dias, 800 a 8000 km, e 5 a 40 km.d^{-1} , respectivamente. Elas são forçadas pela instabilização das correntes equatoriais e se manifestam como oscilações predominantemente meridionais ou como sequências regulares de vórtices. A variabilidade introduzida pela passagem dessas ondas tem uma influência significativa na temperatura da superfície do mar (TSM), nos ciclos bioquímicos e na distribuição do fitoplâncton na camada acima da termoclina. Essas ondas foram identificadas no oceano Atlântico a partir de conjuntos de dados obtidos por satélites com sensores de altura (das séries TOPEX e ERS), clorofila (*MODIS Aqua*) e temperatura da superfície do mar (*MODIS Aqua*). Sua influência no fitoplâncton foi quantificada através de análises estatísticas. Para tal, foi utilizado um filtro de resposta impulsiva finta (FIR2D) para selecionar o sinal ondulatório correspondente às bandas espectrais mais energéticas, de modo que seja possível o cálculo das diferenças de fase via correlação cruzada com atraso. Após essa etapa, foi utilizado um método análogo ao de Welch, para confirmar os períodos dominantes das ondas e a variabilidade dos mesmos. A partir dessas análises, foram discutidos os possíveis mecanismos que explicam o que ocorre no Atlântico equatorial, como processos de mistura vertical e advectivos.

Abstract

Equatorial waves have as main characteristics the zonal non-homogeneity, the presence in the three ocean basins and time, length and phase velocity scales of 40 to 365 days, 800 to 8000 km, and 5 to 40 km.d⁻¹, respectively. They are forced by the instability of the equatorial currents and manifested as predominantly southern oscillations or as regular eddies sequences. The variability introduced by the passage of these waves has a significant influence on sea surface temperature (SST), biochemical cycles and the distribution of phytoplankton in the layer above the thermocline. These waves were identified in the Atlantic Ocean from data sets obtained by satellites with height sensors (from the TOPEX and ERS series), chlorophyll (MODIS Aqua) and sea surface temperature (MODIS Aqua). Its influence on phytoplankton was quantified through statistical analysis. For that, a finite impulse response filter (FIR2D) was used to select the wave signal corresponding to the most energetic spectral bands, so that it was possible to calculate the phase differences via delayed cross correlation. After this step, a method analogous to that of Welch was used to confirm the dominant wave periods and their variability. Based on these analyzes, the possible mechanisms that explain what occurs in the equatorial Atlantic, such as vertical and advective mixing processes, were discussed.

Sumário

Lista de Figuras	7
Lista de Tabelas	8
1 Introdução	9
1.1 Área de Estudo	14
1.2 Objetivos	18
2 Metodologia	19
2.1 Origem e tratamento inicial dos dados	19
2.2 Decomposição dos sinais com o Filtro de Resposta Impulsiva Finita (FIR2D)	21
2.3 Percentual de variância das componentes	22
2.4 Cálculo das diferenças de fase	23
2.5 Análise de Fourier	24
3 Resultados e Discussão	25
3.1 Interpretação qualitativa de mapas e Diagramas de Hovmöller	25
3.2 Seleção dos Resultados	31
3.3 Análise dos Sinais não-propagantes	32
3.3.1 Componente sazonal	32
3.3.2 Sinal de larga escala	38
3.4 Sinais propagantes	39
3.4.1 Ondas de Rossby	39
3.4.2 Ondas de Kelvin	42
3.4.3 Ondas de Instabilidade Tropical	45
3.4.4 Ondas de Rossby Curtas	48
3.5 Espectro Cruzado	51
4 Conclusões	52
5 Anexo A	55
6 Referências	58

Lista de Figuras

1	Localização da área de estudo, em vermelho	15
2	Circulação Equatorial, adaptada de Talley (2011)	16
3	Média de 8 dias dos dados de ASM, de 25/06/2003 a 04/07/2003. Resolução de $\frac{1}{4}^\circ$	26
4	Similar à Figura 3 para TSM.	26
5	Similar à Figura 3 para $\log_{10}(CSM)$	26
6	Diagramas zonais-temporais para os dados de ASM em 2.625°N (à direita) e 4.375°S (à esquerda)	28
7	Como na Figura 6, para os dados de TSM	29
8	Como na Figura 6, para os dados de CSM	30
9	Diagrama de Hovmöller dos dados originais de ASM (v_{ori}), para 4.375°S; Soma das componentes filtradas (v_{sum}); Sinal residual (v_{res}); Sinal sazonal (v_1); Sinal de larga escala (v_2); Componentes propagantes (v_3 a v_7)	33
10	Como na Figura 9, para 2.625°N	34
11	Correlação cruzada entre ASM e TSM, para 4.375°S	37
12	Como na Figura 11, para ASM e CSM	37
13	Como nas Figuras 11 e 12, para TSM e CSM	38
14	Correlação cruzada para o par ASM-TSM da componente v_3 (onda de Rossby), em 5.125°N	41
15	Como na Figura 14, para ASM-CSM	41
16	Como na Figura 14, para TSM-CSM	42
17	Correlação cruzada para o par ASM-TSM da componente v_4 (onda de Kelvin), em 2.625°N	43
18	Como na Figura 17, para ASM-CSM	44
19	Como na Figura 17, para TSM-CSM	44
20	Correlação cruzada para o par ASM-TSM da componente v_7 (OIT), em 2.625°N	47
21	Como na Figura 20, para ASM-CSM	47
22	Como na Figura 20, para TSM-CSM	48
23	Correlação cruzada para o par ASM-TSM da componente v_4 (ORC), em 3.875°N	49
24	Como na Figura 23, para ASM-CSM	50
25	Como nas Figuras 23 e 24, para TSM-CSM	50
26	Espectro cruzado do par ASM-TSM, para 3.875°N, das componentes (a) v_1 , (b) v_2 , (c) v_3 e (d) v_4	51

Lista de Tabelas

1	Componentes que apresentaram $PV > PV_{MC}$ em pelo menos 3%.	32
2	Percentual de variância da componente sazonal	35
3	Percentual de variância da componente de larga escala	38
4	Ondas de Rossby Curtas	48
5	Percentuais de Variância (PV e PV_{MC}) das componentes filtradas	55
6	Velocidade de fase e Amplitude calculadas após a filtragem	56
7	Comprimento de onda e Período calculados após filtragem	56
8	Correlação cruzada e atraso das componentes filtradas	57

1 Introdução

A região equatorial (10°S a 10°N) dos oceanos é de particular interesse do ponto de vista dinâmico. Nela o parâmetro de Coriolis (f) passa pelo zero e troca de sinal, e sua variação meridional (β) é máxima. As correntes forçadas pelos ventos alísios de leste tem a componente meridional divergente, causando ressurgência. Consequentemente observa-se um aumento regional da produção primária, portanto o interesse não é apenas dinâmico como também biológico. À medida que a produtividade biológica varia, está implícita uma variação no fluxo vertical de carbono, estabelecendo-se um contexto mais amplo no qual se insere este trabalho.

O sistema de correntes equatoriais é inerentemente complexo. As correntes médias são horizontal e verticalmente cisalhadas, propensas à instabilidade que introduz variabilidade na forma de ondas de larga escala (Philander 1978). Ondas planetárias tem como mecanismo restaurador a conservação de vorticidade potencial. Nesse contexto cabe imaginar que uma coluna d'água que se move meridionalmente nas vizinhanças do equador experimenta um f pequeno que muda muito com a latitude; muda inclusive de sinal. Estas particularidades permitiram um tratamento da região equatorial de forma meridionalmente isolada, como um canal (Cane and Sarachik 1976; Philander 1989). As soluções para o caso baroclínico forçado pelo vento suportam ondas de Kelvin, Rossby e de Yanai, sendo as duas últimas separáveis em modos normais meridionais. O período característico dessas ondas é de 20 a 40 dias, o comprimento é de 1000 a 2000 km, e a velocidade de fase é de 25 a 100 km.d⁻¹ (e.g.: Qiao and Weisberg 1995).

O estudo de ondas equatoriais teve um avanço significativo entre 1976 e 1990 (Qiao and Weisberg 1995, Tabela 1). Nessa época, as ondas foram identificadas na maioria dos trabalhos como ondas de instabilidade tropical e pouca atenção foi dada à distinção entre ondas de Yanai ou ondas de Rossby curtas. Nos trabalhos observacionais foram usados dados *in situ* de velocidade em diversos níveis verticais (Luyten and Swallow 1976; Halpern, Knox, and Luther 1998; Weisberg and Weingartner 1988); de temperatura da superfície do mar (TSM) obtida por satélites (Legeckis 1977; Legeckis 1986) ; de concentração de clorofila (CC) obtida por satélites (Yoder et al. 1994; Strutton, Evans, and Chavez 2008) ; de altura da superfície do mar (ASM) obtida por satélites (Polito and Liu 2003; Farrar 2008) ; de Salinidade na superfície do mar (SSM) obtida por satélites (Lagerloef et al. 2010; Lee et al. 2012; Yin et al. 2014) ; de vento obtido por escaterômetros (Liu et al. 2000; Pezzi, Caltabiano, and Challenor 2006; Caltabiano and e L. P. Pezzi 2005); e multi-sensores (Polito et al. 2001; O'Brien, Cipollini, and Blundell 2013).

Os trabalhos pioneiros tem como região de estudo o Pacífico e esse foco persiste até hoje, embora o fenômeno ocorra nas três grandes bacias e nos dois hemisférios (Polito and Liu 2003).

Os principais resultados desses trabalhos supra citados foram: (i) a caracterização do fenômeno ondulatório em termos de período, comprimento e velocidade de fase; (ii) a descrição do processo de geração dessas ondas a partir da instabilidade barotrópica e baroclínica dos jatos equatoriais (Masina, Philander, and Bush 1999); e (iii) a constatação de que esse processo dinâmico afeta a termodinâmica do sistema oceano-atmosfera, e a distribuição de fitoplâncton – que é a base da cadeia alimentar.

De acordo com Strutton, Ryan, and Chavez (2001), ondas de instabilidade tropical (OITs) podem ser definidas como trens de vórtices anticiclônicos com características de ondas de Rossby que se propagam para oeste ao longo do Equador, sendo mais evidentes em uma faixa entre as latitudes 5°N e 5°S. Neste estudo, elas foram identificadas em dados de temperatura do sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), em dados de clorofila do SeaWiFS (*Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*), bem como em dados *in-situ* de temperatura e clorofila, tendo comprimento de onda de cerca de 1000 km e período de 21 dias. Os autores propuseram que as altas concentrações de clorofila observadas estão relacionadas com diversos processos físicos, bem como advecção, ressurgência, concentração de biomassa em frentes e mistura horizontal, que podem ou não ocorrer simultaneamente. Observaram que as flutuações na TSM (2-4°C) indicam a propagação das OITs, sendo que os valores máximos locais de clorofila coincidiram com os mínimos locais de TSM, o que significa que há maior concentração de clorofila em regiões mais frias e, analogamente, menor concentração em regiões mais quentes.

Em contrapartida, Gorgues et al. (2005) demonstraram através da utilização de um modelo dinâmico-bioquímico que as OITs podem diminuir a produção primária média sobre o Pacífico equatorial a longo prazo porque reduzem as concentrações de ferro na zona eufótica da região, uma vez que este é um elemento limitante para o crescimento do fitoplâncton. Na região de 180°E—90°W e 5°N—5°S (*Wyrki box*) foi observado que a concentração de ferro diminuiu em 3%, reduzindo a concentração de clorofila e produção primária nova em 1–4%. Tal diminuição, causada essencialmente por advecção meridional, é um evento periódico (anual) e é acentuado durante o verão e o outono, período em que as OITs tem amplitudes máximas durante o ano. Embora seja possível afirmar que exercem forte influência na distribuição bioquímica da região, as OITs reduzem o gradiente vertical de ferro na zona eufótica, o que faz com que sua disponibilidade para processos biológicos seja drasticamente reduzida. Sendo assim, os resultados sugerem que essas ondas não são um contribuinte principal para o aumento da clorofila e, conseqüentemente da produção primária fitoplanctônica na região equatorial.

Ainda no Pacífico, além do ferro como elemento limitante, alguns estudos (e.g.: Krause, Nelson, and Brzezinski 2011; Strutton et al. 2011) discorrem sobre o papel da sílica na produção

primária e sua relação com as OITs. A ressurgência forçada pelas OITs apresenta alta produção e exportação de sílica, que é utilizada principalmente por diatomáceas, que contribuem localmente para o aumento da produção primária. Em contrapartida, em locais onde não há ressurgência, o processo de remineralização de sílica é predominante e a exportação é significativamente menor ou ausente.

Ao utilizarem dados de satélites combinados com dados *in situ*, Evans, Strutton, and Chavez (2009) encontraram em um estudo de caso que a influência das OITs na concentração de clorofila e no suprimento de nutrientes é diretamente relacionada com sua intensidade e sazonalidade. Neste estudo, três regiões com atividade de OITs foram selecionadas (Figura 2, Evans, Strutton, and Chavez 2009) e foi observado que TSMs mais baixas estão relacionadas com baixas concentrações de clorofila e períodos de OITs de maior amplitude. Segundo os autores, ondas fracas em relação à amplitude média não conseguem desencadear processos advectivos da mesma maneira que ondas fortes. Dessa forma, como não conseguem reduzir o suprimento de nutrientes, os valores da concentração média de clorofila são maiores. Quando combinadas à uma termoclina mais rasa, a concentração de nutrientes e clorofila ao norte do Pacífico equatorial torna-se mais alta. Assim, Evans, Strutton, and Chavez (2009) concluíram que a variabilidade por causa das OITs contribuem tanto para o enriquecimento das águas com nutrientes quanto na sua supressão, sendo estes determinantes para uma maior ou menor concentração de clorofila no Pacífico equatorial.

Além das OITs (também chamadas de ondas de Yanai ou Ondas Rossby-gravidade), as ondas de Rossby curtas (ORCs) também ocorrem na região equatorial, ambas com propagação de fase somente para oeste. Apesar de serem dinamicamente diferentes (Polito and Liu 2003, Figura 2), ambas apresentam assinaturas similares nos dados de satélites, isto é, comprimentos de onda e períodos semelhantes nos dados de TSM e ASM. Tal fato somado com sua ocorrência simultânea faz com que as OITs e as ORCs sejam observacionalmente parecidas, o que torna a sua separação nos dados um desafio.

Tanto no oceano Atlântico como no Pacífico, o desenvolvimento das OITs e ORCs está associado aos fortes gradientes de TSM (Yu, McCreary, and Proehl 1995) e às instabilidades causadas pelo cisalhamento das correntes superficiais (Philander 1978). Por causa da associação com a TSM, é esperado que variações interanuais na TSM ocasionem variações de mesma escala nas ondas (Wu and Bowman 2007). Contudo, embora os padrões de TSM sejam similares nos dois oceanos (Philander 1989), essas modulações nas variações diferem devido aos fenômenos El Niño e La Niña, que ocorrem apenas no Pacífico. O modo dominante de variabilidade climática na TSM do Pacífico é o El Niño Southern Oscillation (ENSO), que representa um fenômeno de interação oceano-atmosfera associado à alterações dos padrões normais da TSM e dos ventos alísios na região do Pacífico equa-

torial. Contudo, o ciclo anual dos ventos e do calor sensível armazenado nas camadas superiores do Atlântico tropical sofrem forte influência dos sistemas de monção dos continentes, fazendo com que a variabilidade interanual dos ventos e da TSM sejam moduladas pelo ciclo anual do aquecimento solar (Hastenrath 1984). Dessa forma, devido à dominância do ciclo anual, a maior parte da variabilidade interanual do Atlântico é independente do ENSO.

Durante o El Niño, as águas superficiais do Pacífico leste sofrem um aquecimento anômalo e a termoclina fica mais profunda devido ao enfraquecimento dos ventos alísios. Como as correntes superficiais do Atlântico também são forçadas por esses ventos de leste, espera-se que esses fenômenos tenham uma pequena contribuição em algumas regiões. Segundo Enfield and Mayer (1997), há uma correlação entre as variabilidades da TSM no Atlântico tropical e do ENSO em várias regiões do Atlântico. A principal região afetada por essas variabilidades encontra-se na porção do Atlântico Norte ao longo de 10–20°N onde há a presença dos ventos alísios de nordeste a oeste de 40°W estendendo-se até a região do Caribe. Nestas regiões, os autores afirmam que de 50 a 80% da variabilidade anômala da TSM está associada aos eventos do ENSO no Pacífico, com um atraso de 4–5 meses entre os eventos de aquecimento.

No Atlântico, os aquecimentos relacionados com o ENSO são resultado de reduções na velocidade dos ventos alísios (NE) sobre as regiões estudadas, o que conseqüentemente reduzem a perda de calor sensível e latente, e do esfriamento devido ao deslocamento de ar. Já a região da posição média da ZCIT, também no Atlântico Norte, apresenta uma covariabilidade secundária com o ENSO que pode estar associada com as migrações na posição da ZCIT quando há o aquecimento. Contudo, embora os ventos sejam intensificados na porção oeste do Atlântico equatorial em resposta aos eventos de aquecimento do Pacífico, não são fortes o suficiente para produzir mudanças locais e significativas na TSM. Ao longo do desenvolvimento dessa teleconexão, ventos alísios fortes de sudeste em latitudes mais baixas ao sul do Atlântico equatorial acompanham o desenvolvimento da anomalia da TSM do Atlântico Norte e precedem o surgimento de anomalias negativas fracas de TSM próximas a Angola e anomalias positivas fortes estendendo-se ao leste do sul do Brasil ao longo de 15–30°S (Enfield and Mayer 1997).

Eventos de El Niño (e.g.:1997-1998) causam uma redução drástica nas concentrações de nutrientes em águas superficiais, impedindo o desenvolvimento do fitoplâncton. Conforme a transição do El Niño para La Niña, as condições oligotróficas das águas superficiais vão sendo substituídas por ambientes propícios à florações de fitoplâncton, como observado por Ryan et al. (2002) utilizando dados in situ e de satélites. Os autores estudaram três florações não-usuais no Pacífico equatorial, e durante a segunda (Bloom 2, 163°W e 140°W), além de uma nutriclina mais rasa e a advecção da

EUC, foi identificado que uma variação de mesoescala de alta frequência associada à OITs também constituiu um importante mecanismo para o seu desenvolvimento. Ao transportar águas frias em direção aos pólos e águas quentes em direção ao equador, as OITs criam anomalias de TSM. Tal fato associado ao alinhamento alternado de anomalias de concentrações de clorofila altas e baixas e às escalas tanto de comprimento de onda quanto de fase indica a propagação de ondas consistentes com OITs. Neste estudo, a relação entre a ASM, TSM e CSM fica evidente ao norte e ao sul do Equador e ilustra a importância da advecção pelas correntes das OITs para a distribuição ondulatória de um evento de floração fitoplanctônica.

Contudo, os oceanos Pacífico e Atlântico diferem nas dimensões de suas bacias, de forma que as flutuações interanuais de TSM, vento, correntes e profundidade da termoclina não são comparáveis às associadas às épocas de El Niño/La Niña do Pacífico, sendo muito menores no Atlântico. No Pacífico, a inclinação zonal da termoclina quase não varia sazonalmente, enquanto que no Atlântico varia quase que em fase com os ventos (Philander 1989). Essas mudanças comparáveis nas duas bacias ocorrem em escalas diferentes: no Pacífico, mudanças na termoclina ocorrem em escalas interanuais, enquanto que no Atlântico, as escalas são intra-anuais. No Atlântico, durante os meses de janeiro a junho, a termoclina é relativamente horizontal, período em que os ventos sobre o Equador são enfraquecidos; conforme os ventos se intensificam durante os meses seguintes, a inclinação da termoclina fica mais acentuada, sendo mais rasa ao leste (Philander 1989, Figura 2.16). Como as mudanças na inclinação na termoclina afetam diretamente a TSM e o enfraquecimento ou intensificação dos ventos afetam o cisalhamento das correntes superficiais, e, conseqüentemente, a ressurgência equatorial, espera-se que uma fração maior da variância dos parâmetros que se pretende analisar no presente projeto esteja associada a escalas intra-anuais, justamente a das OITs e ORCs.

A maioria dos estudos recentes sobre ondas equatoriais versa sobre a relação destas com a salinidade (Lee et al. 2012; Lee et al. 2014; Yin et al. 2014), impulsionados pela missão Aquarius que mediu pela primeira vez este parâmetro por sensoriamento remoto. No Pacífico, (Lee et al. 2012) afirmam que a assinatura da salinidade das OITs é maior próxima ao Equador, e sua estrutura é complementar aos dados de TSM, ASM, correntes superficiais, ventos, clorofila e dados *in situ* dos perfiladores ARGO. Resultados deste estudo sugerem que as OITs podem desempenhar um papel importante na troca de água doce e sal entre os Hemisférios, o que pode influenciar na circulação e, conseqüentemente nos ciclos bioquímicos. Contudo, como o período de estudo foi somente de setembro a dezembro de 2011, não foi possível observar variações interanuais, o que foi feito posteriormente por Yin et al. (2014). Utilizando um maior conjunto de dados (de 2010 a 2013), Yin et al. (2014) estudaram as variações da salinidade da superfície do mar associadas às OITs durante

períodos neutros e de La Niña, tanto moderados quanto fortes.

Segundo Lee et al. (2014), os dados de salinidade da missão Aquarius contém a propagação de fase e a variabilidade sazonal da assinatura da salinidade relacionada às OITs do Atlântico tropical, o que permite a sua detecção. Na parte central do Atlântico equatorial, os autores reportaram que a contribuição da salinidade da superfície do mar (SSM) ao gradiente meridional médio de densidade é similar àquela da TSM, onde a alta salinidade coincide com baixas temperaturas. Devido a essa contribuição significativa, a SSM tem uma influência significativa nas anomalias da densidade em superfície e na perturbação da energia potencial, sendo que a sua contribuição para esta vem tanto dos efeitos diretos da SSM quanto do efeito indireto devido à covariabilidade da SSM com a TSM. Dessa forma, fica clara a influência da salinidade na estrutura espacial e na variabilidade sazonal das OITs.

Nesse contexto, nota-se que a influência das ondas equatoriais em diversos processos químicos e na distribuição do fitoplâncton na região equatorial ainda não é totalmente compreendida, tanto no oceano Atlântico como no Pacífico. Utilizando uma série temporal mais extensa do que aquela utilizada pelos estudos precedentes, trabalhamos com a hipótese de que no oceano Atlântico as ondas equatoriais exercem influência sobre a variabilidade da temperatura da superfície do mar e da concentração de clorofila associada às comunidades fitoplanctônicas, sendo possível a caracterização do papel das ondas de forma quantitativa utilizando dados de vários satélites. Com uma série temporal maior, será conferida maior robustez às análises estatísticas e conseqüentemente aos resultados.

1.1 Área de Estudo

O Atlântico equatorial estende-se de 45°W – 10°E com uma distância de aproximadamente 6000 *km*. O foco do estudo é a região equatorial do Atlântico Sul, de 6°S a 6°N (Figura 1). Como mencionado anteriormente, embora os oceanos Pacífico e Atlântico sejam similares, diferem em muitos aspectos, principalmente no que diz respeito ao tamanho de suas bacias. Sendo a bacia do Atlântico mais de duas vezes menor que o Pacífico, o sistema de correntes difere principalmente na sua força. Na região tropical, a circulação do oceano superficial é predominantemente zonal, isto é, de leste para oeste, e é forçada principalmente pelo vento (Talley et al. 2011).

Ao norte do equador, a convergência dos ventos e a circulação meridional de Hadley criam uma zona de intensa convecção, denominada Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT), localizada na junção entre os sistemas de ventos alísios de nordeste e sudeste. Está constantemente associada à nuvens e precipitação, de modo que torna-se uma fonte de água doce para o oceano e de calor diabático para a troposfera, o que lhe confere maior ganho líquido de calor. Sua posição latitudinal

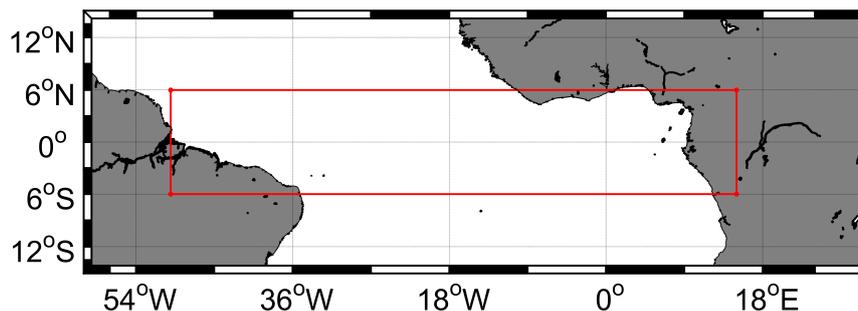


Figura 1: Localização da área de estudo, em vermelho

varia de uma extensão mínima próximo ao equador na primavera boreal a oeste a cerca de 10°N–15°N no verão boreal à leste (Grotsky and Carton 2003). A circulação tropical responde fortemente aos ventos alísios, que apresentam grandes mudanças sazonais e variabilidade interanual. A dinâmica que controla os sistemas dos ventos juntamente com as variações na força e localização da ZCIT é influenciada pelas demais bacias, pelas variações sazonais e interanuais de TSM do Atlântico e pela convecção continental (Enfield and Mayer 1997; Grotsky and Carton 2003).

Na faixa entre 10°N e 10°S (Figura 2), o escoamento dominante na superfície é em direção a oeste, na Corrente Sul Equatorial (CSE). O ramo sul da CSE representa o escoamento para oeste ao norte do giro subtropical do Atlântico Sul e ao se aproximar da costa, divide-se em Correntes Sul e Norte do Brasil (CB). A Corrente Norte do Brasil flui para latitudes mais baixas, em direção ao equador, até encontrar-se com a Contra-corrente Norte Equatorial (CCNE), enquanto que a Corrente Sul do Brasil direciona-se para latitudes cada vez maiores, até encontrar-se com a CSE novamente, fechando a circulação do giro subtropical. Já os ramos central e norte da CSE ladeiam o equador em 5°N e 7°S.

Diretamente sobre o equador há um fluxo mais fraco, para oeste, forçado pelos ventos alísios. Os ramos nortes das CB e CSE se encontram, formando a CCNE (para leste), que é associada às forçantes de vento da ZCIT. De certa forma, a CCNE limita a circulação tropical, separando-a da Corrente Norte Equatorial (CNE) nas maiores latitudes do Hemisfério Norte. Na região mais ao sul, a quase permanente Contra-corrente Sul Equatorial (CCSE) encontra-se entre os ramos central e sul da CSE (7°S–8°S), e está associada com a ZCIT do Hemisfério Sul. A CCSE termina na costa da África, onde se junta com um escoamento de ressurgência da Subcorrente Equatorial (SE), que, ao longo da costa, muda para a direção sul, formando a Corrente da Angola e depois para oeste para junto do ramo sul da SEC, formando uma região ciclônica de ressurgência, denominada Domo de Angola (Wacongne and Piton 1992).

Similar ao Pacífico, a CSE flui para leste ao longo do equador, logo abaixo da superfície

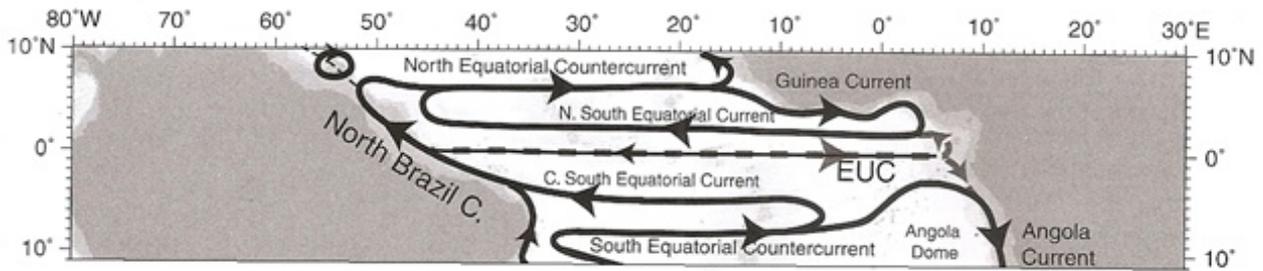


Figura 2: Circulação Equatorial, adaptada de Talley (2011)

(60–120 m). É conduzida por uma força de gradiente de pressão para leste, responsável pelo empilhamento da água superficial a oeste, criada pelos ventos alísios de leste. Assim, cria-se no Atlântico uma fraca versão do *warm pool* ("piscina da água morna") e da *cold tongue* ("língua fria") do Pacífico equatorial (Talley et al. 2011). A língua fria do Atlântico é separada de águas mais quentes ao norte do equador por uma frente de temperatura equatorial, zonalmente orientada. Legeckis (1977) documentou a presença de padrões propagantes para oeste no Pacífico ao longo desta frente, e posteriormente (Legeckis and Reverdin 1987) observaram que a mesma frente no Atlântico era distorcida por ondulações similares às ondas, que também se propagavam para oeste, mas com amplitudes maiores e comprimentos de onda mais longos a oeste de 10°W e mais curtos à leste de 10°W. Os autores observaram também que a duração das ondas longas em 1983 foi mais curta do que aquelas observadas no Pacífico equatorial desde 1975, embora os comprimentos de onda e os períodos sejam notavelmente similares nos dois oceanos.

Contudo, o estudo de Legeckis and Reverdin (1987) apresentou duas principais limitações: a área de estudo, compreendendo apenas a região do Atlântico à leste de 20°W e a duração das observações da TSM, o que fez com que não fosse possível a observação completa da evolução sazonal ou a variabilidade interanual das ondas. Dessa forma, o estudo de Steger and Carton (1991) descreve de maneira mais completa as variabilidades espacial e temporal das ondas, desde sua formação na primavera boreal ao seu desaparecimento no outono. Durante o verão boreal, a frente de temperatura se desenvolve no Atlântico e desaparece quando a ressurgência equatorial e advecção da Corrente de Benguela e as águas costeiras ricas em nutrientes da Angola criam a língua fria, próximo à África e estendendo-se para oeste. Essa frente cria a fronteira entre o ramo equatorial frio (<25°C) da CSE e o quente da CNE, e o ramo quente da CCNE e a Corrente da Guiné. Como os fortes escoamentos zonais são instáveis no Atlântico tropical, podem se desenvolver trens de ondas planetárias e vórtices (Legeckis and Reverdin 1987; Steger and Carton 1991; Menkes et al. 2002), que são justamente as OITs. As OITs se formam nos limites norte e sul da língua fria equatorial, e aparentam ser independentes. Em algumas semanas após o aparecimento da língua fria, as ondas crescem e começam

a quebrar, apresentando um comportamento muito similar às OITs encontradas no Pacífico (Talley et al. 2011).

O regime de ventos na região equatorial força dois processos dinâmicos: o empilhamento das águas a oeste, o que causa a subsidência da termoclina e a elevação da picnoclina à leste e a ressurgência ao longo do Equador devido ao transporte de Ekman, na direção norte no Hemisfério Norte e na direção sul no Hemisfério Sul. Este último causa uma divergência, fazendo com que as águas frias e mais ricas em nutrientes em profundidade sejam trazidas à superfície. Devido à ressurgência, a picnoclina aflora ao longo do Equador, gerando um fluxo para oeste. Assim, como mencionado anteriormente, a ressurgência causada pela dinâmica de Ekman cria uma "frente" de água fria que se espalha zonalmente (língua fria) no lado leste e a região conhecida como piscina de água morna no lado oeste, já que, pela espessura da camada de águas quentes, a ressurgência não consegue trazer águas frias do fundo. A ressurgência equatorial é mais forte ao leste, o que faz com que a produção primária seja maior dentro de alguns graus do Equador, onde as correntes superficiais geradas pelo vento divergem (Menkes et al. 2002).

No que diz respeito ao fitoplâncton, cerca de 80% da produção primária dos oceanos ocorre em regiões longe de bordas continentais. Próximo aos giros subtropicais, tanto no Hemisfério Norte quanto Sul, há uma baixa concentração e biomassa de fitoplâncton, que aumenta e mantém-se constante conforme a proximidade com o equador (Poulton et al. 2006). O fitoplâncton apresenta subdivisões o seu tamanho, sendo o nanoplâncton (10 a 20 μm) responsável pela maior parte da biomassa fitoplanctônica nessas regiões (Malone 1980). Contudo, uma fração menor denominada picoplâncton ($< 2\mu\text{m}$) contém uma significativa porção da biomassa autotrófica (cianobactérias e eucariontes) nos oceanos tropical e subtropical (Herbland, Bouteiller, and Raimbault 1985; Herbland, Bouteiller, and Raimbault 1987; Marañón et al. 2000). Nas regiões onde a camada de mistura é empobrecida em nitrato a presença do picoplâncton supera a do nanoplâncton, enquanto que na Profundidade Máxima de Clorofila (PMC) o que domina são as células com diâmetro entre 1 μm e 10 μm (Herbland, Bouteiller, and Raimbault 1985). De acordo com Wang et al. 2013, na região equatorial e para toda a zona eufótica, a biomassa fitoplanctônica é maior no Atlântico do que no Pacífico. A PCM é profunda (Marañón et al. 2000) no Atlântico, e comparada com a PCM da piscina de água morna do Pacífico equatorial.

Segundo Marañón et al. (2000), a injeção de nutrientes através da termoclina tem um papel importante no controle da atividade fitoplanctônica. No estudo, apesar do conteúdo de nitrato não ter sido identificado nas águas superficiais do Atlântico tropical, este aumenta em situações de ressurgência e em águas equatoriais, resultado de uma nutriclina mais rasa. Dessa forma, a produtividade

e o crescimento do fitoplâncton aumentam. Em regiões de alta produtividade primária há alta abundância de diatomáceas, enquanto que em regiões oligotróficas a presença de diatomáceas é cerca de 2% da biomassa fitoplanctônica total.

A biomassa fitoplanctônica também é associada com as regiões de ressurgência costeira, como é o caso do Domo de Angola supracitado. A camada de mínimo oxigênio, isto é, a profundidade na qual a concentração de oxigênio dissolvido na água do mar é mínima e conseqüentemente correspondente com o máximo de matéria orgânica sendo oxidada, é mais profunda, o que consiste em uma característica de qualquer seção vertical de oxigênio na região equatorial (Talley et al. 2011).

1.2 Objetivos

A ideia principal é identificar ondas equatoriais nos dados de ASM e TSM para quantificar sua influência na CSM na região equatorial do Atlântico. Para tal, são propostos os seguintes objetivos específicos:

1. Descrever os processos físicos e biológicos dominantes na região de estudo, a partir da literatura;
2. Separar o sinal das ondas através de filtros digitais;
3. Caracterizar as ondas equatoriais nos três conjuntos de dados através de estimativas de:

λ comprimento de onda zonal (ou número de onda zonal k),

ω frequência (ou período P),

c_p velocidade de fase zonal,

A amplitude e

ϕ fase.

4. Analisar as diferenças de fase (*lag*) entre as três variáveis, duas a duas;
5. Sugerir processos oceanográficos que expliquem as diferenças de fase observadas.

2 Metodologia

2.1 Origem e tratamento inicial dos dados

Foram utilizados dados de ASM e TSM para identificar ondas equatoriais e quantificar sua influência na CSM. Como os dados provieram de fontes e sensores diferentes, foi necessário escolher um intervalo de tempo comum aos três conjuntos. Assim, a série escolhida compreende o período de agosto de 2002 a setembro de 2015. A cor do oceano nas imagens de satélites é indicativa da concentração de pigmentos na água. A radiação eletromagnética proveniente da atmosfera é parcialmente absorvida pelos oceanos principalmente nas faixas do vermelho e azul. Em termos relativos, a luz verde penetra um pouco mais e é espalhada por microorganismos presentes na coluna d'água. O espectro de potência da luz espalhada depende da composição do organismo, de modo que essa diferenciação dos pigmentos na camada superficial seja possível. Dentre os organismos que apresentam pigmento (e.g. clorofila, ficoeritrina), os mais abundantes são o fitoplâncton, distribuídos da superfície dos oceanos até uma profundidade de dezenas de metros, caracterizada pela presença de luz (zona eufótica). Dessa forma, ao se obter as medidas de radiância nos diferentes comprimentos de onda, pode-se ter uma estimativa do valor da concentração de clorofila em um determinado ponto ou região, e conseqüentemente a produção primária correspondente. Em relação aos pigmentos, a influência de outros fatores como material particulado, *gelbstoff* (matéria orgânica dissolvida colorida) e sedimentos em suspensão é importante, conhecida, e regionalmente variável. Assim, em locais onde há influência destes fatores (e.g. zonas costeiras), recomenda-se o uso de algoritmos regionais para reduzir erros e aumentar a precisão da estimativa da concentração de clorofila.

Para o presente trabalho, foram utilizadas as médias de 8 dias de concentração de clorofila em escala logarítmica ($\log_{10}[CSM]$) e resolução de 9 km. Os dados de CSM foram coletados pelo sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), a bordo do satélite Aqua do *Earth Observing System* (EOS). Os algoritmos são capazes de determinar com maior precisão a concentração de vários pigmentos na camada superficial pois, em relação aos seus predecessores SeaWiFS e CZCS, o MODIS conta com mais bandas espectrais.

O sensor capta a radiação eletromagnética incidente na faixa do espectro do visível, isto é, de 0.405 a 0.877 μm , o que permite a identificação de variações na cor do oceano causadas por diferentes concentrações de organismos clorofilados presentes na camada superficial (King 2002). Ao cruzar a atmosfera, a radiação sofre espalhamento, absorção e reemissão, dificultando a propagação do sinal até o sensor. Como somente cerca de 10% da luz que chega até o sensor é proveniente do oceano, evidentemente os dados distribuídos já foram submetidos às correções atmosféricas necessárias para

minimizar esses efeitos (Lorenzetti 2015). Além disso, a presença de nuvens também é demarcada, o que faz com que, no nosso caso, dados da clorofila sob cobertura de nuvens sejam descartados. Após a obtenção dos dados e seu tratamento estatístico, será utilizada a anomalia da CSM em relação às médias temporais locais.

Também proveniente do sensor MODIS/Aqua, os dados de TSM também serão médias de 8 dias com resolução de 9 km. Para estimar a temperatura, o sensor opera na faixa do infravermelho (3.660 a 4.080 μm e 10.780 a 12.270 μm). Em primeira aproximação, a radiância de corpo negro captada pelo sensor é calibrada e convertida em temperatura por inversão da Lei de Planck (Lorenzetti 2015). A radiação infravermelha sofre atenuação e espalhamento na atmosfera causados principalmente pelo vapor d'água, sendo que os dados distribuídos já passaram por correção atmosférica que minimiza estes efeitos. A presença de nuvens é previamente demarcada. Para minimizar tendências causadas pelo aquecimento diurno da TSM e a reflexão da luz solar infravermelha, serão utilizados somente dados noturnos. Assim como os dados da CSM, também será utilizada a anomalia da TSM em relação às médias temporais locais.

Por fim, foram utilizados dados de ASM coletados por duas séries de satélites altimétricos diferentes, TOPEX e ERS. Os altímetros tem uma precisão nominal de aproximadamente 2 cm e operam nas bandas Ku (13.6 Hz) e C (5.3 Hz) respectivamente para obter estimativas da ASM. *Grosso modo*, o sensor emite um pulso de radar com velocidade conhecida e mede o tempo em que o mesmo é refletido na superfície do oceano e é captado novamente pelo sensor. Assim, os valores de velocidade e tempo permitem calcular a distância entre a superfície do oceano e o sensor em relação à superfície do mar. Estes dados foram corrigidos, interpolados e distribuídos pelo grupo AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*), com resolução espacial de $\frac{1}{4}^\circ$ de grau e resolução temporal de 8 dias. Em maior detalhe, as medidas altimétricas necessitam de referenciamento vertical ao geóide (no caso, o JGM-3/OSU91A) para que a anomalia da altura seja associada às correntes geostróficas. Além disso, o conjunto de dados disponibilizado já apresenta correções geofísicas (troposfera úmida e seca, ionosfera, geóide), correções para a influência de ondas (marés, estado do mar, viés eletromagnético), correções da órbita, efeito do barômetro invertido e correções para compatibilização entre os vários instrumentos (AVISO/Altimetry 1996).

As três séries de dados foram colocadas na mesma grade de $\frac{1}{4}^\circ$ e 8 dias por interpolação bicúbica no espaço e no tempo. A partir dos dados interpolados foram construídos diagramas de Hovmöller, ou zonais-temporais para as três séries nesta ordem: ASM, TSM e CSM, e foi utilizado o filtro de resposta impulsiva finita (FIR2D) para separar o sinal das ondas do sinal de ruído em cada latitude. Posteriormente, os percentuais de variância de cada componente foram calculados, e a partir

destes foram selecionadas componentes para o cálculo das diferenças de fase. Após esta etapa, o espectro de Fourier e um método análogo ao de Welch foram utilizados para, de certa forma, validar os resultados obtidos. As seções a seguir detalham estes processamentos.

2.2 Decomposição dos sinais com o Filtro de Resposta Impulsiva Finita (FIR2D)

O FIR2D opera através da convolução no domínio espaço-temporal e auxilia na medida da propagação de fase 2D de ondas em um espectro diverso, resultando em componentes ortogonais com largura de banda finita. Assim, é possível separar a variação sazonal da escala de bacias sem que haja interferência com os sinais propagantes, mesmo que sua frequência seja similar. Os filtros são 2D, filtram simultaneamente no tempo e no espaço e por essa característica preservam a velocidade de fase e a fase das ondas. Os parâmetros do filtro são ajustados para fixar as bandas espectrais relacionadas aos processos físicos previamente observados (e.g. OITs, ondas de Rossby) e dessa forma não existem espaços vazios entre as bandas e o mesmo sinal nunca faz parte de duas bandas diferentes, pois nos asseguramos da condição de ortogonalidade.

O comprimento de onda (λ), período (T) e a amplitude (A) foram calculados usando ajuste de mínimos quadrados de uma função senoidal, enquanto que a velocidade de fase (c_p) foi estimada via transformada de Radon (Polito and Liu 2003; Polito and Cornillon 1997), que consiste na rotação dos diagramas de Hovmöller de forma que $c_p = \arctan(\gamma)$, onde γ é o ângulo de inclinação média das faixas. Contudo, o método da transformada de Radon mostrou-se ineficaz para a área de estudo, devido à relação entre o comprimento das ondas, período e resolução temporal efetiva¹. A escolha de um método mais robusto fez-se necessária. Um sistema de análise assistida foi utilizado, e para cada componente de cada latitude foram estimados a velocidade de fase, amplitude, período e comprimento da onda, bem como as médias e desvios padrão considerando cada grupo de ondas como uma amostra para estimar amplitude, período e comprimento da onda, e cada crista ou cavado como uma amostra para estimar a velocidade de fase.

Uma vez reorganizados em função da longitude e do tempo nos diagramas de Hovmöller, os dados foram decompostos através do filtro, a exemplo de Polito and Liu (2003). A decomposição é feita em sinais propagantes, que são as OITs, Ondas de Rossby, Yanai e Kelvin, e não-propagantes, caracterizados por ruídos, variabilidades anuais e interanuais na escala das bacias. Para separar as componentes dos sinais propagantes, é feita a separação das mesmas em diversas bandas espectrais definidas por seus períodos centrais.

A área de estudo apresenta OITs, ondas de Rossby e Kelvin, estas últimas sendo interpretadas

¹Algunas ondas tem periodos muito próximos de 20 dias, sendo que os satélites da série TOPEX/Jason tem um ciclo de 10 dias. Os dados da série ERS/Envisat não ajudam muito pois o ciclo é de 35 dias.

com cautela; dessa forma, a decomposição completa resulta da equação:

$$\eta_0 = \eta_f + \eta_l + \eta_o + \eta_r \quad (1)$$

onde:

- η_0 representa a anomalia original da altura da superfície do mar medida pelos satélites;
- η_f é o sinal não propagante do ciclo sazonal;
- η_l é um sinal não propagante de larga escala;
- η_o compreende todas as ondas identificadas, diferentes em cada latitude;
- η_r é o sinal residual, dominado por fenômenos de pequena escala e alta frequência e por ruídos.

Ainda, define-se que:

$$\eta_s = \eta_0 - \eta_r \quad (2)$$

isto é, a soma das componentes filtradas η_s é igual aos dados originais de altura (η_0) menos o sinal residual (η_r , dominado por ruído randômico).

Para o presente trabalho, foram escolhidas latitudes específicas para a decomposição dos sinais. As latitudes 4.375°S e 2.625°N representam respectivamente os ramos Central e Norte da Corrente Sul Equatorial, ambas fluindo para oeste. Já a latitude 5.125°N apresenta fluxos para leste, em torno de 40°W próximo à Contra-corrente Norte Equatorial, e a latitude 3.875°N, próxima ao ramo Norte da CSE. As latitudes são de particular interesse pois coincidem, respectivamente, onde as correntes são máximas, mínimas e tem o cisalhamento máximo.

O processo de decomposição dos dados de TSM (θ_i) e CSM (C_i) foi feito de maneira análoga à descrita para os dados de ASM (η_i).

2.3 Percentual de variância das componentes

O percentual de variância (PV) explicada por cada componente nas latitudes selecionadas da área de estudo foi calculado da seguinte forma:

$$PV(\eta_i) = \left(1 - \frac{\sigma^2(\eta_0 - \eta_i)}{\sigma^2(\eta_0)}\right) 100\% \quad (3)$$

onde η_i representa cada componente filtrada, $\sigma^2(\eta_0 - \eta_i)$ é a variância entre o sinal original e a componente em questão e $\sigma^2(\eta_0)$ é a variância do sinal original.

Assim, PV foi calculado para cada componente dos dados de ASM, TSM e CSM. O somatório dos percentuais de variâncias de cada componente não necessariamente resulta em 100%, mas em um valor próximo. Tal fato se deve à estatística inerente ao processo de filtragem associada à incerteza dos dados. Como os dados de ASM apresentam incertezas menores, o somatório de PV será mais próximo de 100% do que o somatório dos outros conjuntos de dados.

2.4 Cálculo das diferenças de fase

Após estimados λ , ω , c_p , A e ϕ nos três conjuntos de dados, foi feito o cálculo da correlação cruzada com atraso para cada latitude de interesse. A correlação cruzada 2D de uma matriz $M \times N$, η , e uma matriz $P \times Q$, θ , é uma matriz, F , de tamanho $M + P - 1 \times N + Q - 1$. Seus elementos são dados de acordo com a equação 4:

$$F(k, l) = \sum_{m=0}^{M+1} \sum_{n=0}^{N-1} \eta(m, n) \bar{\theta}(m - k, n - l), \quad (4)$$

em que $F(k, l)$ é a matriz resultante da correlação cruzada entre ASM-TSM, η é a matriz dos dados de ASM, $\bar{\theta}$ é a matriz conjugada complexa dos dados de TSM, e $-(P - 1) \leq k \leq M - 1$ e $-(Q - 1) \leq l \leq N - 1$.

A correlação entre η e C e θ e C foi calculada de maneira análoga à equação 4. A resolução foi de $\frac{1}{4} \times 8$ dias.

Assumindo que as componentes propagantes e não-propagantes de cada conjunto de dados podem ser ajustadas por funções oscilatórias, temos:

$$\begin{cases} \eta(x, t) = \hat{\eta} \sin(kx + \omega t + \phi_\eta) \\ \theta(x, t) = \hat{\theta} \sin(kx + \omega t + \phi_\theta) \\ C(x, t) = \hat{C} \sin(kx + \omega t + \phi_C) \end{cases}, \quad (5)$$

em que $\hat{\eta}$, $\hat{\theta}$ e \hat{C} são amplitudes e ϕ_η , ϕ_θ e ϕ_C são as fases. Assim, obtemos $\Delta\phi$ para cada par conjuntos de acordo com a equação 4 para as bandas espectrais específicas. Via método de Monte Carlo foi possível obter uma Figura de mérito estatístico para quantificar o intervalo de confiança desses resultados.

Para manter a consistência física e a confiabilidade estatística, a distância foi limitada a 1 comprimento de onda e 1 período de distância da origem, ficando assim longe das bordas. Os gráficos de correlação \times tempo e correlação \times espaço centrados em, respectivamente, $\tau_t = 0$ e $\tau_s = 0$ permitem a identificação do atraso, tanto no domínio do tempo (em dias) quanto no espaço (em

graus).

As variações de CSM e TSM são frequentemente associadas ao movimento vertical (w) causado por pequenas convergências e divergências devidas à passagem de ondas de larga escala (Uz, Yoder, and Osychny 2001; Uz and Yoder 2004; McGillucuddy Jr., Kosnyrev, and e J. Yoder 2001). Esse mecanismo tem uma diferença de fase ($\Delta\phi$) característica entre ASM e TSM (ou CSM) que difere daquela associada ao mecanismo proposto, por exemplo, por Ryan et al. (2006). Nesse último caso a advecção horizontal do gradiente meridional de CSM (e TSM) pela passagem das ondas é preponderante. Portanto, a partir da análise de $\Delta\phi$ pode-se discutir qual mecanismo ocorre no Atlântico equatorial.

2.5 Análise de Fourier

Nos dados selecionados foi feita a análise de Fourier focando nas partes do espectro onde a literatura reconhece ondas equatoriais. A análise de Fourier se baseia na premissa de que qualquer comprimento finito no intervalo $[0, T]$ de uma série temporal infinitamente repetida, $y(t)$, pode ser reproduzido utilizando uma combinação linear de senos e cossenos em séries (de Fourier) de acordo com a equação 6:

$$y(t) = \overline{y(t)} + \sum_p [A_p \cos(\omega_p t) + B_p \sin(\omega_p t)], \quad (6)$$

em que $\overline{y(t)}$ é o valor médio do registro, A_p e B_p são os coeficientes de Fourier (constantes) e ω_p as frequências angulares especificadas, que são múltiplos inteiros ($p = 1, 2, 3, \dots$) da frequência fundamental $\omega_1 = 2\pi f_1 = \frac{2\pi}{D}$, e D é o comprimento total da série temporal (Emery and Thomson 2001).

Tal análise é apropriada neste contexto porque podemos enxergar as séries temporais como combinações de componentes periódicas e uma média. Assim, assume-se que as componentes periódicas têm amplitudes e fases fixas ao longo do comprimento da série. Há também contribuição das componentes de frequência que estão fora do intervalo de interesse. Essas componentes tem frequências (a) mais altas que o dobro da frequência amostral ou (b) com período mais longo que o período amostrado. Em ambos os casos não é possível ajustar-se uma senóide aos dados e a energia associada a essas frequências é interpretada como ruído. Um dos principais objetivos da análise é separar oscilações periódicas de diferentes frequências, sendo que é um dos métodos mais comuns utilizado para identificar componentes periódicas em uma série temporal oceanográfica que assumimos ser quase

estacionária (Emery and Thomson 2001).

A contribuição relativa de uma dada componente para a variância total da série temporal é uma medida da importância daquela componente de frequência em particular no sinal observado, o que é um conceito fundamental para a análise espectral. Especificamente, os coeficientes de Fourier formam um periodograma, construído a partir da transformada de Fourier, que define a densidade de potência espectral que cada componente oscilatória ω_p tem na energia total no sinal observado. Dessa forma, podem-se usar as componentes para estimar o espectro de potência (energia por unidade de largura de banda de frequência) de uma série temporal (Emery and Thomson 2001).

Foi utilizado um método análogo ao de Welch com o objetivo de confirmar as diferenças de fase e as frequências de cada componente filtrada. Por análogo entenda-se que calculamos o espectro para cada longitude ao longo das 4 latitudes escolhidas e, para cada uma dessas 4 latitudes obtivemos o espectro médio e seu desvio padrão. Do espectro médio podemos inferir os picos de potência mais relevantes e do desvio padrão temos uma medida da variabilidade da amplitude quadrática das ondas.

3 Resultados e Discussão

3.1 Interpretação qualitativa de mapas e Diagramas de Hovmöller

Os dados de ASM já encontram-se em uma grade de $\frac{1}{4}^\circ$ com resolução temporal de 1 dia. Tendo como base a resolução temporal dos outros dois conjuntos de dados, foi calculada a média de 8 dias para a ASM (Figura 3). Neste ponto todos os conjuntos de dados tem a mesma resolução espacial e temporal e mesma duração da série temporal. Os dados de TSM e CSM apresentavam falta de dados em alguns pontos causada pela cobertura de nuvens. Com o auxílio de gráficos criados a partir dos dados, foi possível identificar a recorrência da cobertura de nuvens e quais meses do ano apresentavam as maiores falhas. De uma análise simples concluiu-se que há uma maior concentração de nuvens durante o inverno no Hemisfério Sul (junho, julho e agosto), o que leva a uma menor quantidade de dados de TSM e CSM. Dessa forma, a interpolação bicúbica (no espaço e no tempo) nos dois conjuntos foi feita de modo a eliminar as falhas e manter a 1ª e 2ª derivadas contínuas (Figuras 5 e 4).

Nas regiões interpoladas observa-se que os dados estão mais suavizados em comparação àquelas das vizinhanças. Isto pode ser notado tanto na Figura 4 quanto na Figura 5, em regiões próximas aos continentes e perto de 10°E e 4°N , que corresponde ao Domo da Guiné.

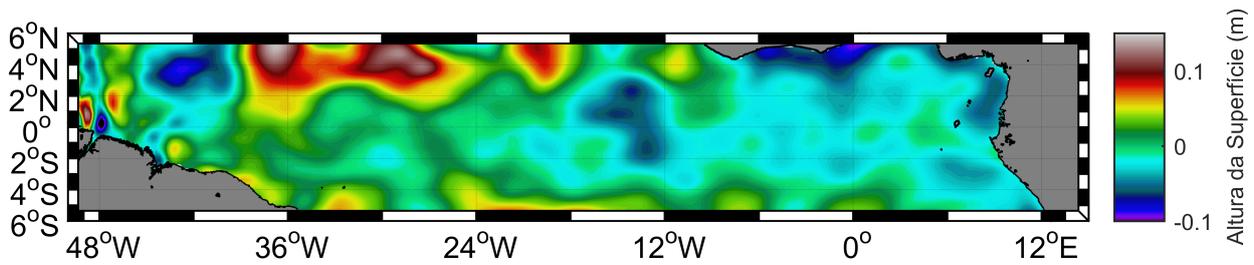


Figura 3: Média de 8 dias dos dados de ASM, de 25/06/2003 a 04/07/2003. Resolução de $\frac{1}{4}^\circ$.

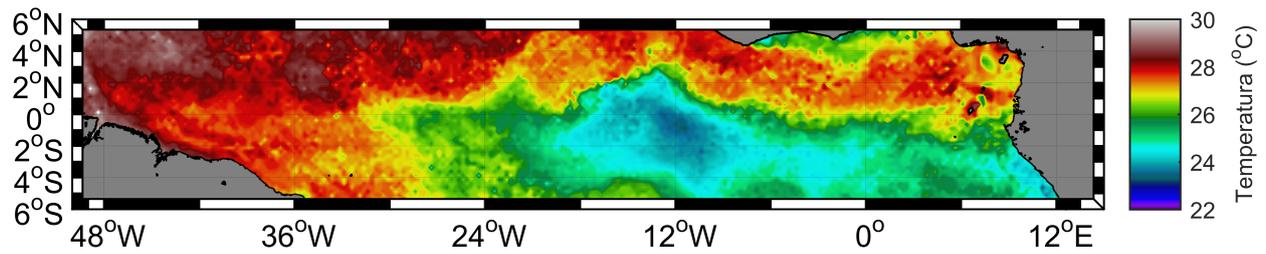


Figura 4: Similar à Figura 3 para TSM.

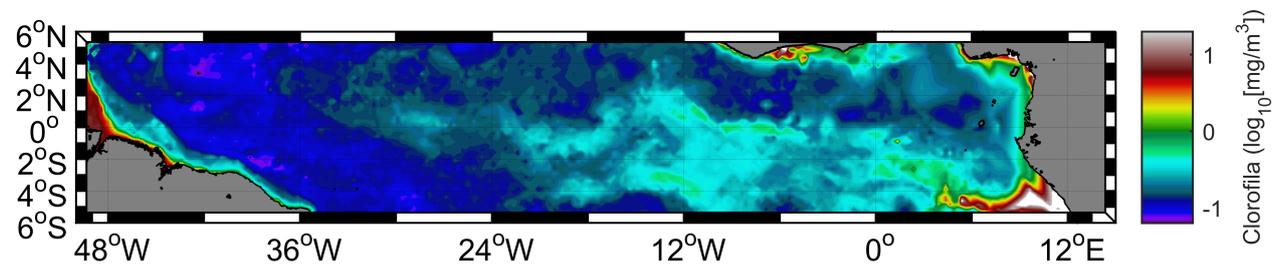


Figura 5: Similar à Figura 3 para $\log_{10}(CSM)$.

A altura da superfície do mar pode variar devido à convergência horizontal de massa ou variações em profundidade na densidade da coluna d'água. A ASM apresenta uma escala temporal maior em relação à TSM e à CSM e pode ser causada por qualquer perturbação no campo da densidade (Polito and Liu 2003), como uma OIT. É possível observar na Figura 3 a variação na altura da superfície do mar por toda a área de estudo. A região apresenta maiores variações, de até 150 mm, concentradas nas maiores latitudes e menores variações na região próxima ao Equador. A disposição desses valores está associada às propagações das ondas, mais precisamente à localização das cristas (ASM alta) e cavados (ASM baixa).

A Figura 4, mostra a presença de águas mais frias ao Sul e águas mais quentes ao Norte, sugerindo a presença da língua fria do Atlântico. A Figura 5 apresenta a concentração de clorofila e tanto nela como na Figura 4 é possível observar certos padrões ondulatórios. A clorofila se concentra

mais na região de águas mais frias e de valores de altura baixos, o que condiz com as condições favoráveis ao afloramento trazidas pela ressurgência equatorial e dinâmica de Ekman. Também é plausível se postular um fluxo para oeste nos dados de clorofila, uma vez que a piconclina aflora no Equador pelos processos supracitados. Como a ressurgência é mais forte ao leste, a produção primária e conseqüentemente concentração de clorofila é maior, o que também é notável na Figura 5. Também é possível observar em ambas as Figuras que gradientes significativos de CSM e TSM se alinham em torno da língua fria.

Por apresentar características diferentes daquelas encontradas no oceano, tanto em termos de composição e taxonomia quanto na biomassa, as comunidades fitoplanctônicas das zonas costeiras não foram utilizadas no presente trabalho. Os dados de CSM utilizados não resolvem a zona costeira de maneira satisfatória justamente pelas diferenças nas cores e concentração de pigmentos que espalham os fótons captados pelo sensor. Como consequência, os dados de CSM próximos às regiões continentais são superestimados, o que também se pode observar na Figura 5.

O fluxo para oeste é parte da CSE e está associado a temperaturas mais baixas (Figura 4) devido à ressurgência equatorial e advecção de águas frias da costa da América do Sul (Legeckis 1977). O ramo norte da CSE e CCNE advectam águas mais quentes para oeste, o que também pode ser inferido a partir da Figura 4. Os limites entre as correntes são associados com gradientes latitudinais de temperatura. Assim como observado por Legeckis 1977, também é possível identificar padrões ondulatórios nas frentes de temperatura da Figura 4, principalmente próximo ao Equador. No Pacífico, os gradientes latitudinais de temperatura são mais notáveis ao leste. As OITs se propagam ao longo da frente de densidade, delineando o limite entre águas frias ressurgentes da CSE e as águas quentes da CCNE, observado também no Pacífico (Yoder et al. 1994). Assim, foi proposto que esses padrões ocorram da mesma forma no Atlântico (Caltabiano and e L. P. Pezzi 2005).

Uma vez homogêneos e interpolados, foram criados os diagramas de Hovmöller para as três séries nesta ordem: ASM (Figura 6), TSM (Figura 7) e CSM (Figura 8). Neles é possível observar padrões inclinados e repetidos que indicam a presença de ondas no espaço e no tempo. Contudo, estes são mais facilmente observados na Figura 6. Nota-se que o sinal mais forte localiza-se na latitude correspondente ao Hemisfério Norte, o que corrobora com o fato das OITs serem mais intensas nessa região e que há maior variação na ASM (Figura 3) em comparação com o Hemisfério Sul (von Schuckmann, Brandt, and Eden 2008). Já na Figura 7 é possível observar temperaturas mais quentes na região mais próxima do Equador (2.625°N) e mais frias conforme o distanciamento da mesma, coincidindo com a presença da língua fria do Atlântico. Por fim, na Figura 8 nota-se que há uma maior concentração de clorofila em 4.375°S , em concordância com os padrões de temperatura,

clorofila e altura observados nas Figuras 3, 4 e 5. Também é possível perceber que a presença da clorofila é muito maior à leste do que a oeste, o que confirma com a zona de ressurgência supracitada.

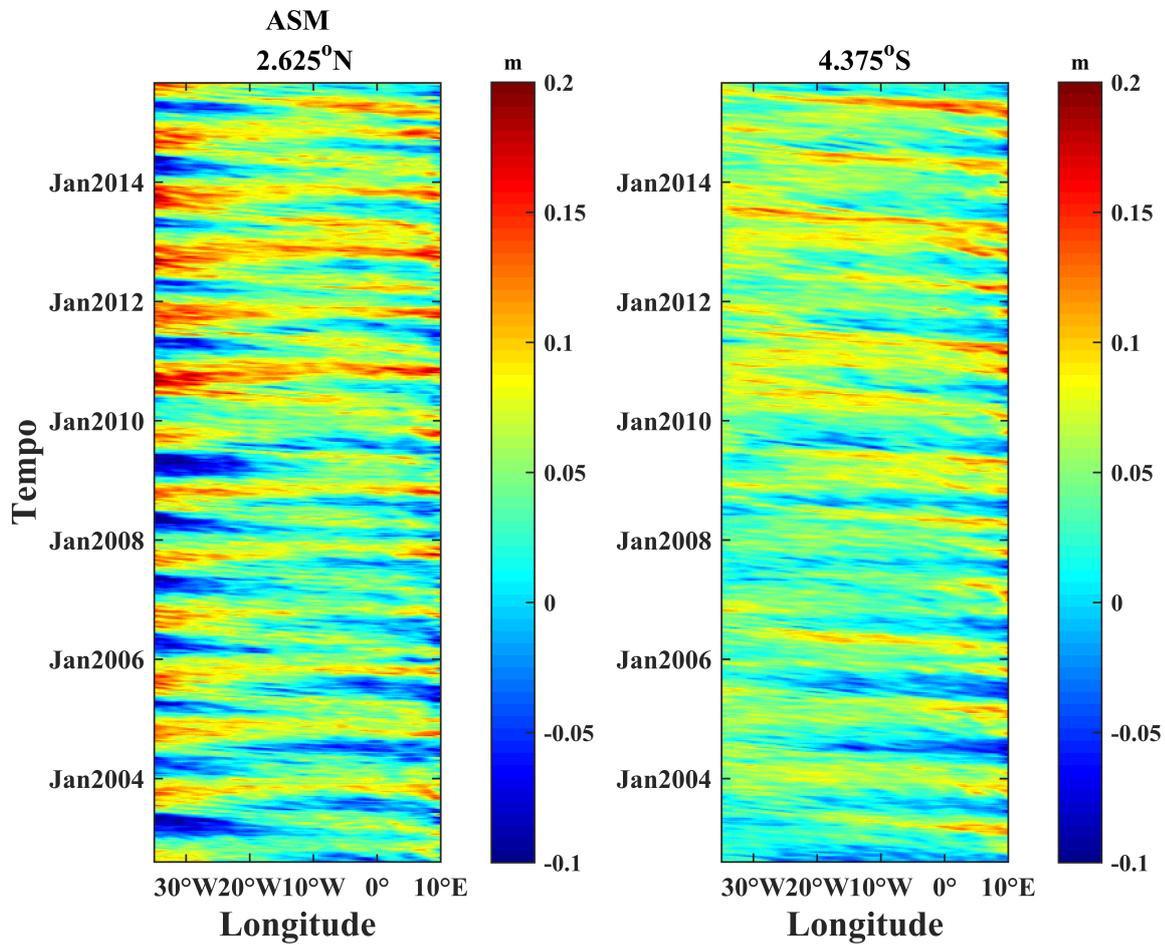


Figura 6: Diagramas zonais-temporais para os dados de ASM em 2.625°N (à direita) e 4.375°S (à esquerda)

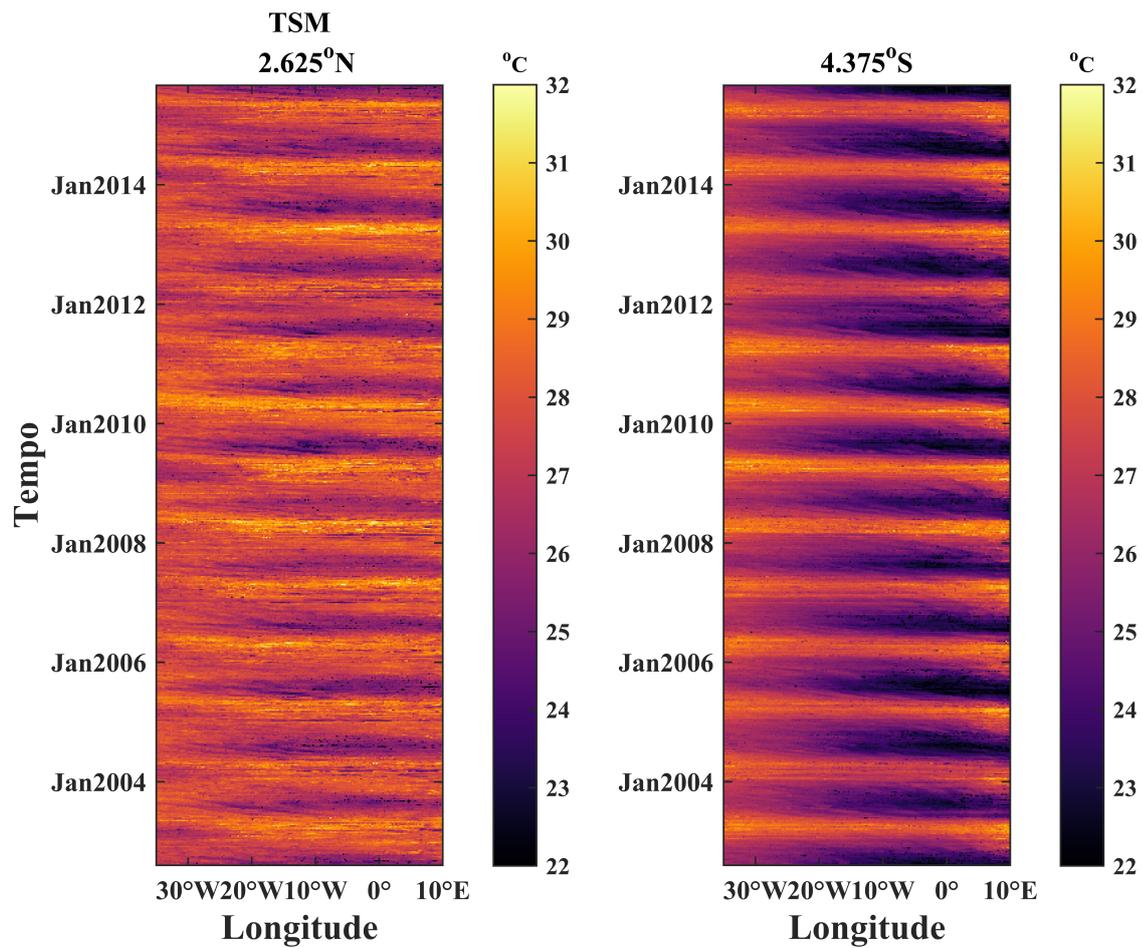


Figura 7: Como na Figura 6, para os dados de TSM

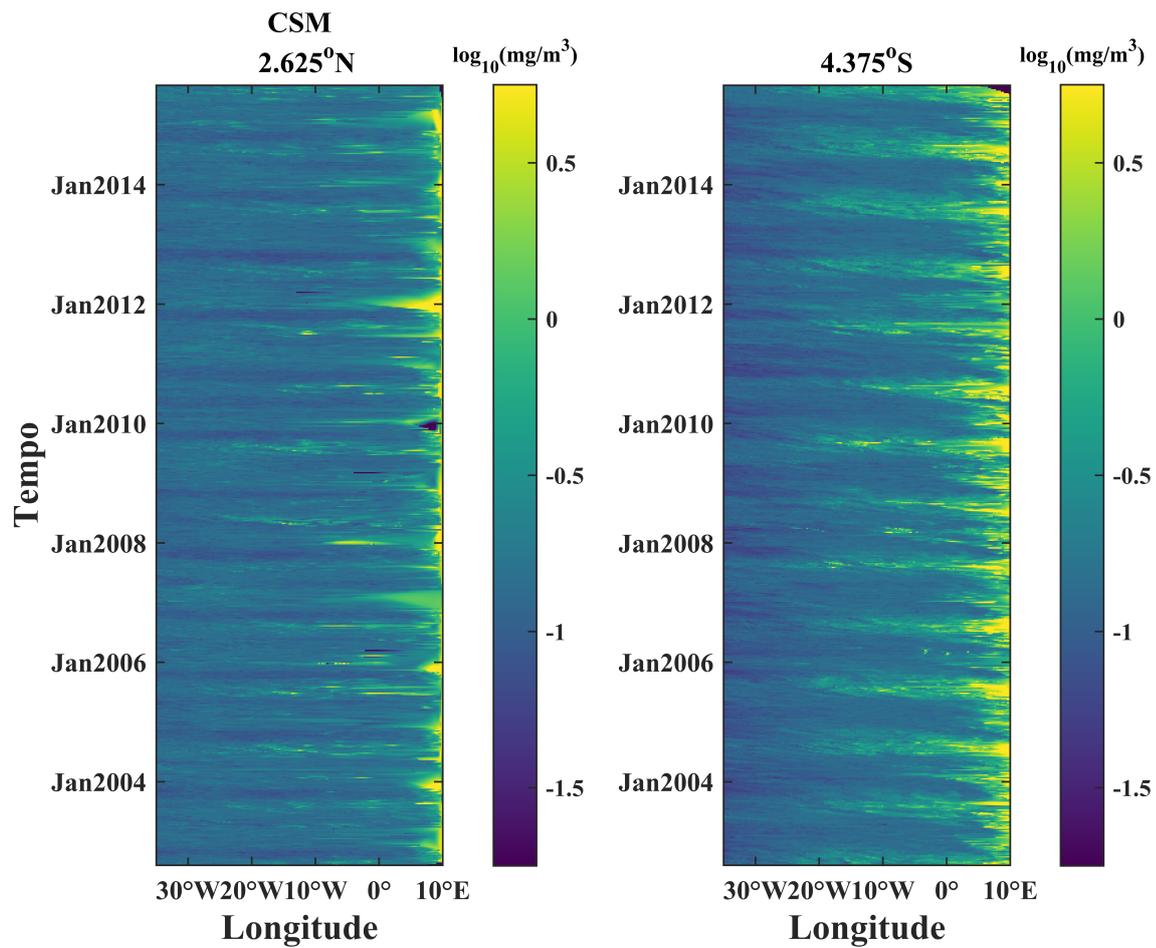


Figura 8: Como na Figura 6, para os dados de CSM

3.2 Seleção dos Resultados

Os diagramas zonais-temporais foram inicialmente filtrados levando em conta seus períodos e comprimentos previamente observados (a exemplo, Figuras 9 e 10). Como os dados de ASM apresentam sinais ondulatórios com amplitudes relativamente maiores que os demais, optamos por filtrar os dados de TSM e CSM com filtros iguais aos definidos para ASM (equação 1). Assim, os valores de λ e T das componentes (η_i) são os mesmos utilizados nos três conjuntos de dados em cada latitude. Desta forma pretendemos associar os sinais filtrados de ASM, TSM e CSM aos mesmos fenômenos definidos pela sua banda espectral no espaço (λ, T) . A descrição completa dos parâmetros utilizados no FIR2D para a separação dos sinais das ondas em cada latitude, bem como os resultados de c_p , A , λ , T e L encontram-se no Anexo A.

Para assegurar a confiabilidade dos percentuais de variância explicados por cada componente, fizemos um teste de Monte Carlo da seguinte forma: os dados de ASM, TSM e CSM foram substituídos por três conjuntos de dados randômicos normalizados com a mesma média e variância dos dados originais. Estes dados foram filtrados da mesma forma que os dados originais e os respectivos percentuais de variância calculados. Assim, para o cálculo da correlação cruzada foram utilizadas somente as componentes que apresentaram PV maiores que aqueles encontrados nos dados via método de Monte Carlo (PV_{MC}). Isso garante que a hipótese nula, de que não há sinal significativo de ondas nos dados analisados, não se verifica dentro de um determinado intervalo de confiança.

A Tabela 1 apresenta, para cada latitude, as componentes que satisfazem a condição imposta pelos PVs². No Anexo A do presente trabalho são apresentadas todas as componentes e seus PVs, bem como seus parâmetros e valores de correlação cruzada.

²Exceto componentes v_5 em 4.375°S na TSM e v_4 em 2.625°N na CSM.

Tabela 1: Componentes que apresentaram $PV > PV_{MC}$ em pelo menos 3%.

Latitude	Componente	T (dias)	λ (°)
4.375°S	v1	365	100
	v2	365	3
	v3	183	-45
	v5	70	-5
2.625°N	v1	365	100
	v2	365	3
	v4	365	45
	v5	205	14
	v6	80	-7
	v7	50	-13
	5.125°N	v1	365
v2		365	3
v3		183	-45
v4		110	-8
v5		170	5
3.875°N	v1	365	50
	v2	365	3
	v3	183	-45
	v4	100	-9

3.3 Análise dos Sinais não-propagantes

3.3.1 Componente sazonal

No Atlântico equatorial, o ciclo sazonal é responsável pela maior parte da variabilidade (Tabela 2). Ela é mais intensa durante o verão boreal (final de junho ao final de setembro) (Ding, Keenlyside, and Latif 2009; Schouten, Matano, and Strub 2005) e as variações são principalmente uma resposta ao cisalhamento zonal do vento. Corroboramos estes resultados, pois nos três conjuntos de dados a componente sazonal apresentou valores de PV muito superiores às demais componentes (Tabela 2) e altos valores de correlações, da ordem de 0.70.

De acordo com Schouten, Matano, and Strub 2005, o ciclo sazonal contribui com quase metade da variabilidade total da ASM nas regiões ao norte do Equador, o que pode ser observado principalmente no PV para 3.875°N. Já nas regiões ao sul de 4°S, a contribuição do ciclo sazonal é menor

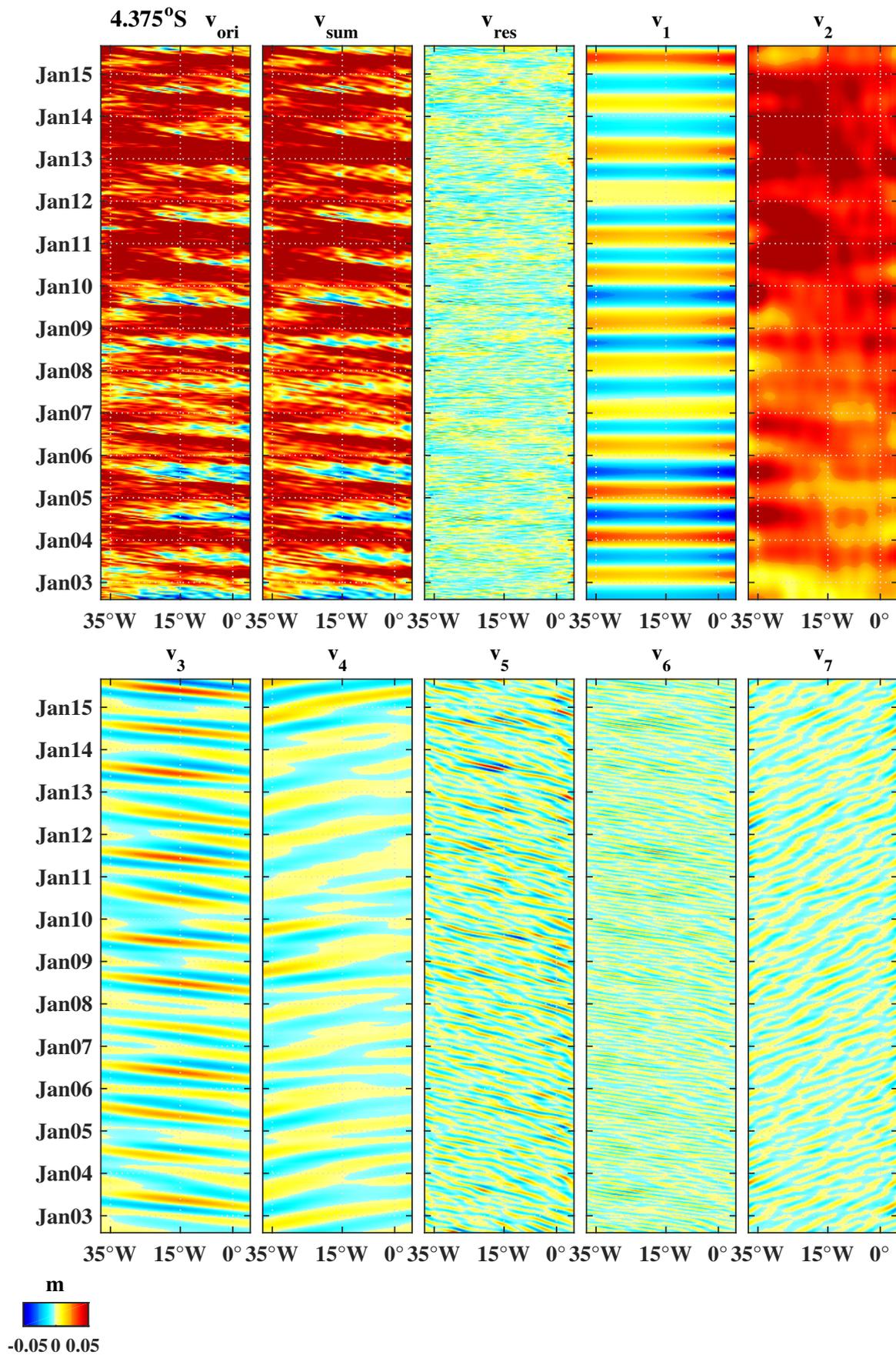


Figura 9: Diagrama de Hovmöller dos dados originais de ASM (v_{ori}), para 4.375°S; Soma das componentes filtradas (v_{sum}); Sinal residual (v_{res}); Sinal sazonal (v_1); Sinal de larga escala (v_2); Componentes propagantes (v_3 a v_7)

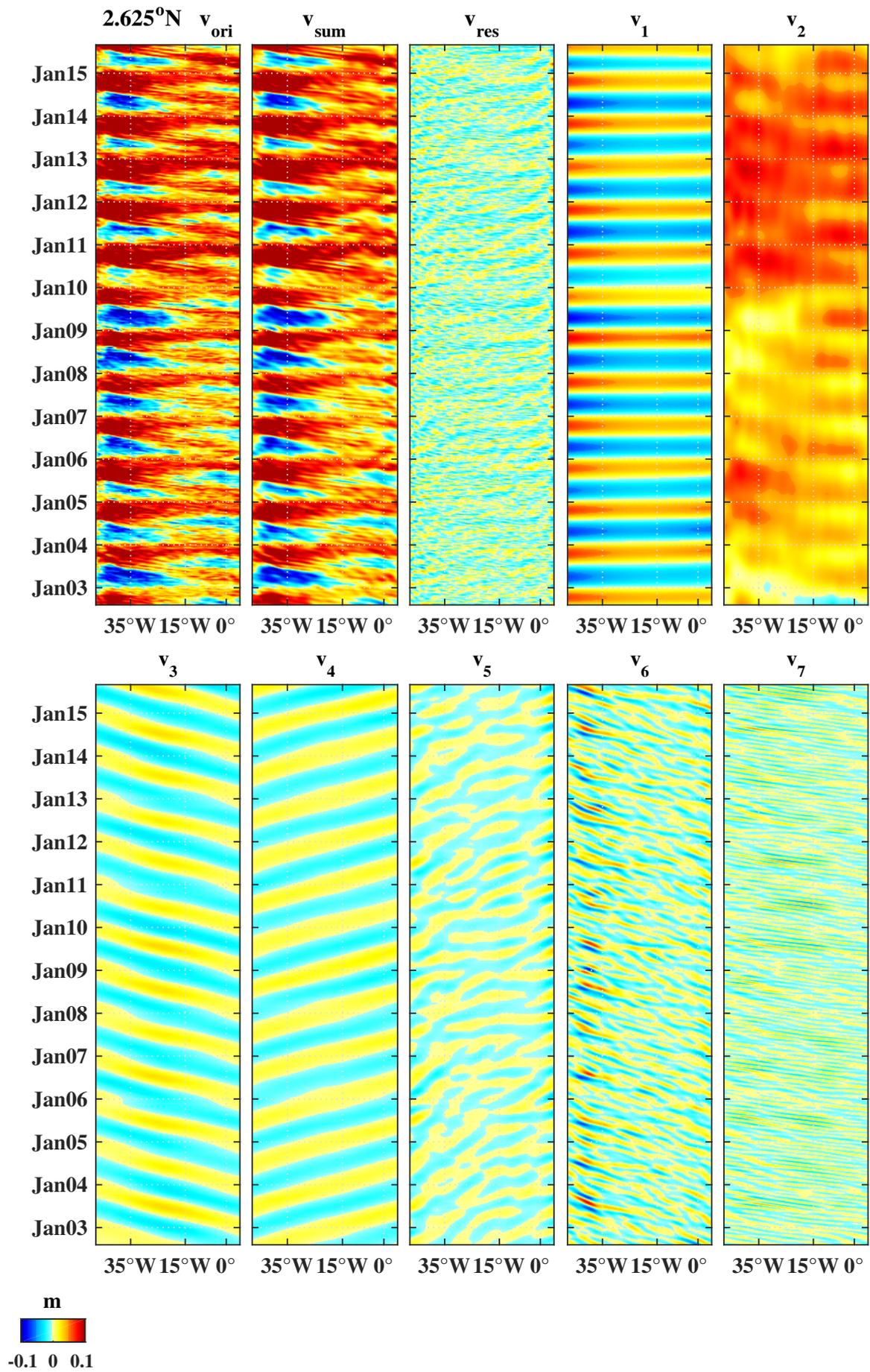


Figura 10: Como na Figura 9, para 2.625°N

devido à dominância de fenômenos intra-sazonais, notável no PV para 4.375°S. A evolução sazonal do sinal da ASM contém uma componente dinâmica, associada às mudanças na circulação oceânica e uma componente termodinâmica, associada com as variações sazonais da radiação solar (Schouten, Matano, and Strub 2005).

Tabela 2: Percentual de variância da componente sazonal

Latitude	Percentual de Variância (%)		
	ASM	TSM	CSM
4.375°S	25	65	20
2.625°N	41	29	11
5.125°N	36	34	16
3.875°N	50	43	9

Estudos prévios relataram a existência de grandes variações na concentração de clorofila superficial em escala sazonal (Pérez et al. 2005; Yoder et al. 1994). Blooms de fitoplâncton são recorrentes e ocorrem no Atlântico equatorial durante o verão boreal (Figura 8), associados com o deslocamento meridional sazonal da ZCIT. A migração em direção ao norte da ZCIT durante o verão boreal e a subsequente intensificação dos ventos alísios de sudeste causa um ajustamento sazonal da termoclina (Pérez et al. 2005) e induz a perda de calor latente para a atmosfera, que domina a variabilidade da TSM na região (Schouten, Matano, and Strub 2005), o que pode ser observado no alto PV de 4.375°S (Tabela 2). Como consequência, a termoclina e a camada de mistura são mais rasas ao leste e mais profundas a oeste. Tais fatos associados ao esfriamento das águas superficiais (Pérez et al. 2005; Ding, Keenlyside, and Latif 2009) e o enriquecimento das águas em nutrientes proporciona o desenvolvimento do fitoplâncton até a profundidade onde a luz torna-se limitante (Figura 8, para 4.375°S). Quando a ZCIT move-se em direção ao sul, há um enfraquecimento dos ventos alísios nos primeiros meses do ano, e as diferenças entre as profundidades da termoclina das partes leste e oeste tendem a desaparecer, o que corresponde à diminuição dos gradientes de ASM, o que pode ser observado nas partes leste e oeste da Figura 6, para ambas as latitudes. Esse enfraquecimento desencadeia uma sequência de processos dinâmicos que geram anomalias de ASM relacionadas com a advecção e propagação de ondas (Schouten, Matano, and Strub 2005).

Segundo Pérez et al. (2005), há variabilidade sazonal na produção primária na região do Golfo da Guiné, em aproximadamente 3.7°N (Tabela 2). Nessa região, o ano pode ser dividido em duas estações. Uma é fria, de junho a outubro, quando a ressurgência equatorial injeta nutrientes na camada de mistura e leva a clorofila superficial e produtividade primária a um máximo, e a outra é quente, de outubro a maio, onde a camada de mistura com baixas concentrações de clorofila e pobre em nutrientes é separada da camada inferior rica em nutrientes por uma forte termoclina. A latitude 3.875°N

apresentou valores de correlação positivos para o par ASM-TSM, e negativos para os pares ASM-CSM e TSM-CSM, conforme o esperado. Contudo, a correlação encontrada para ASM-TSM foi baixa (0.04) em comparação aos outros resultados, enquanto que ASM-CSM apresentou correlação de 0.755 e TSM-CSM de 0.231. Os atrasos foram de respectivamente -71° , -39.4° e 0° , o que sugere a dominância da advecção horizontal

Na latitude 4.375°S , foram obtidos altos valores de correlação entre os conjuntos de dados (Figura 11), da ordem de 0.85. A relação de ASM com TSM apresentou valores de correlação positiva em torno do atraso próximo ao 0, o que significa que há uma elevação da superfície do mar quando a temperatura é mais alta. Esses resultados por si só não trazem grande novidade, porém tal fato pode ser inferido com o valor de atraso. O atraso no tempo encontrado é de -15.78° (16 dias), o que significa que haverá uma elevação na superfície do mar 16 dias após um aumento na temperatura. Ainda como esperado, as correlações de ASM e CSM e TSM e CSM apresentaram valores negativos, o que significa que quando há um aumento na ASM ou na TSM, há uma diminuição na clorofila, o que corrobora com estudos precedentes. As correlações encontradas foram, respectivamente, da ordem de 0.85 e 0.95. O atraso encontrado para o par ASM-CSM foi de 23.67° (24 dias), o que significa que a CSM irá aumentar (diminuir) somente 24 dias depois de uma diminuição (aumento) na ASM. O mesmo vale para o par TSM-CSM, que apresentou uma diferença de fase de 39.4° (40 dias). Somente 40 dias após uma diminuição (aumento) da temperatura haverá um aumento (diminuição) da concentração de clorofila.

Em 5.125°N , o par ASM-TSM apresentou uma correlação positiva de 0.79 e atraso de 23.67° , o que sugere que haverá um elevação na superfície 24 dias após um aumento na temperatura. Analogamente, ASM-CSM apresentou correlação negativa de 0.57, o que indica uma relação inversa entre as duas variáveis, e atraso de -55.23° . Já o par TSM-CSM, também apresentou correlação negativa, de 0.53 e atraso de 71.01° . Tais resultados indicam que a advecção horizontal é preponderante, dada a proximidade do atraso do par ASM-CSM com -90° . Na latitude 2.625°N , a correlação obtida do par ASM-TSM foi negativa de 0.81, o que significa que primeiro há um aumento (diminuição) na altura da superfície e depois de 32 dias há uma diminuição (aumento) na temperatura. Já o par ASM-CSM apresentou correlação negativa de 0.74, o que significa que quando um aumenta, o outro diminui, e atraso de -32 dias, o que significa que a mudança na altura ocorre primeiro. Por fim, o par TSM-CSM apresentou correlação positiva de 0.66 e um atraso de 80 dias, o que significa que os gradientes de TSM e CSM estão na mesma direção (Figuras 4 e 5) e que as mudanças de temperatura ocorrem primeiro que as mudanças de clorofila. Como os processos de mistura vertical não podem gerar gradientes na mesma direção (Uz and Yoder 2004), os resultados indicam que a advecção horizontal é

dominante nesta latitude. Como os atrasos encontrados para todas as latitudes são próximos de 0, assume-se que as componentes estão em fase.

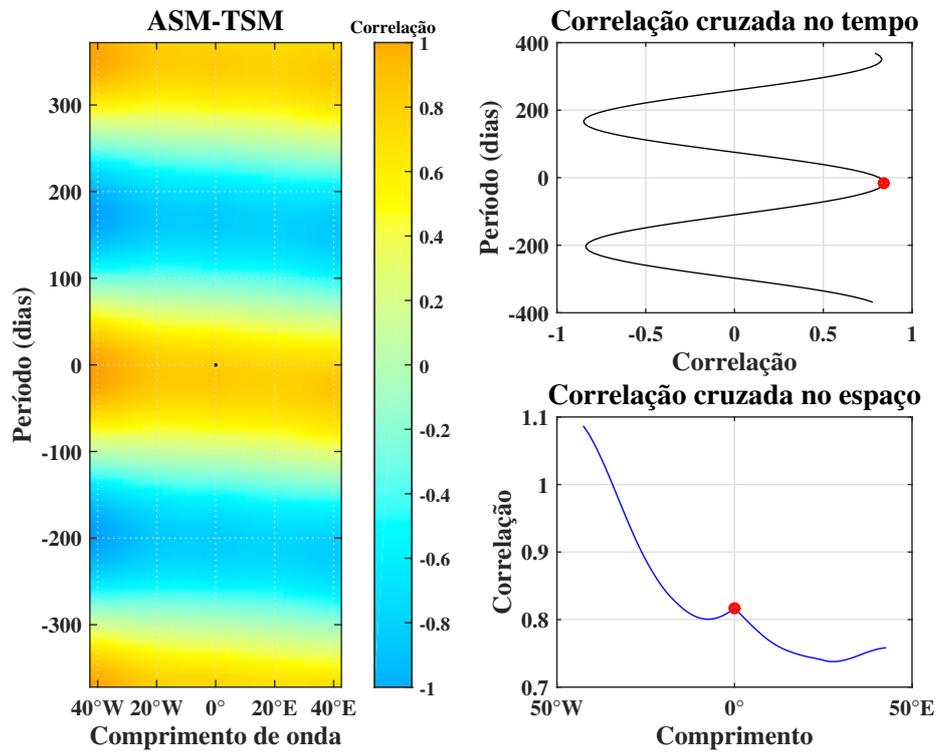


Figura 11: Correlação cruzada entre ASM e TSM, para 4.375°S

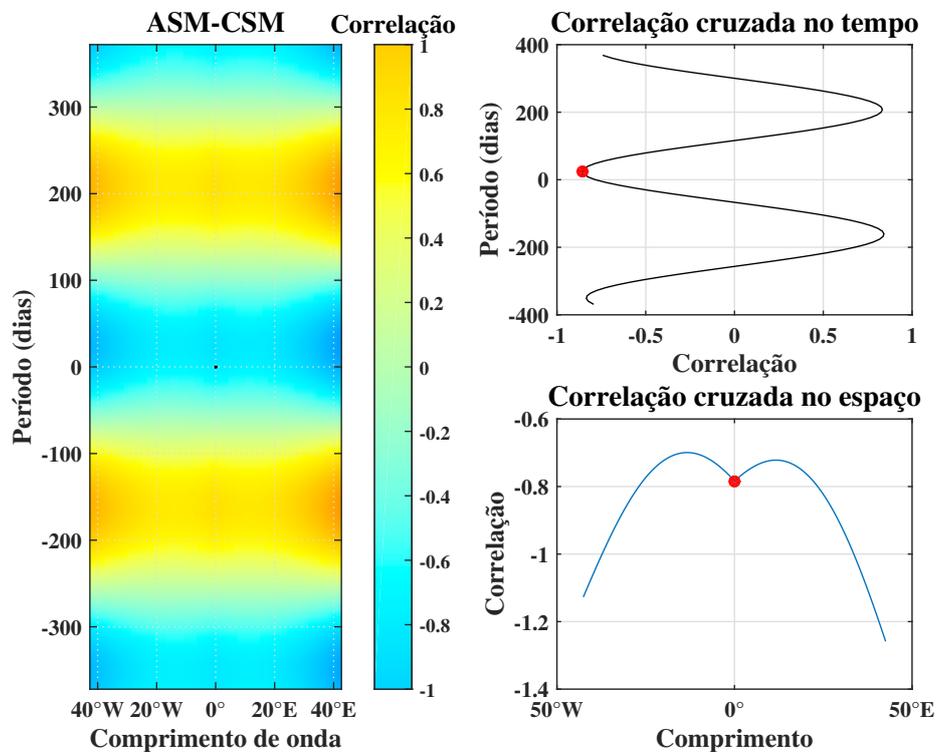


Figura 12: Como na Figura 11, para ASM e CSM

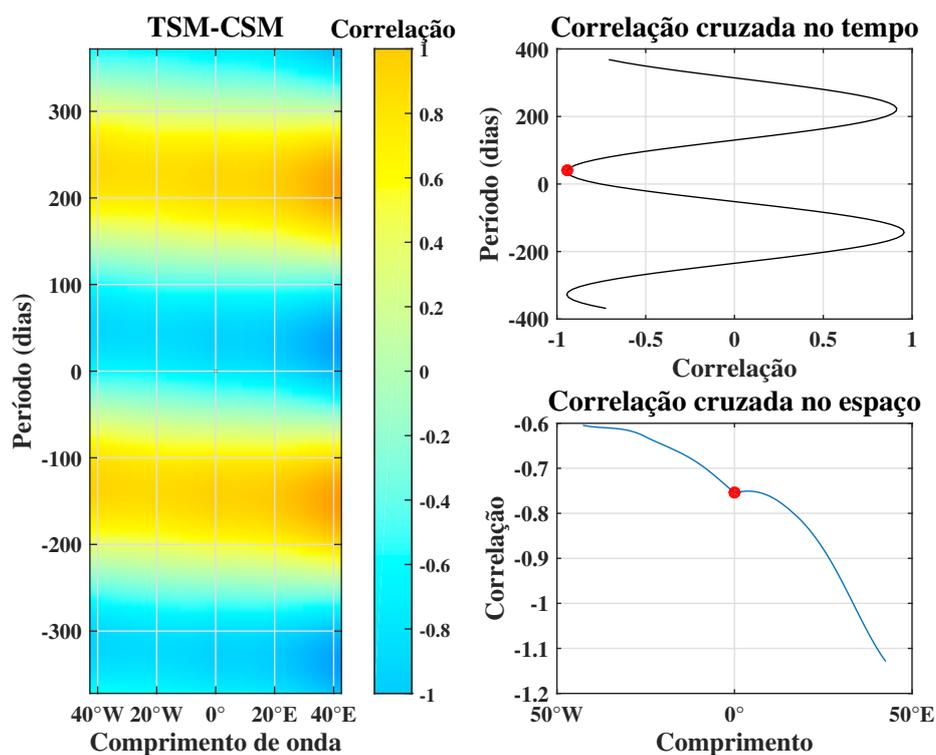


Figura 13: Como nas Figuras 11 e 12, para TSM e CSM

3.3.2 Sinal de larga escala

A segunda componente (v_2) não propagante encontrada apresentou valores de PVs significativos principalmente nos dados de ASM (Tabela 3).

Tabela 3: Percentual de variância da componente de larga escala

Latitude	Percentual de Variância (%)		
	ASM	TSM	CSM
4.375°S	13	3	5
2.625°N	18	16	6
5.125°N	12	12	6
3.875°N	10	5	5

Tanto na Figura 9 quanto na Figura 10 é evidente que a componente v_2 apresenta valores maiores de ASM conforme a passagem dos anos, e que este aumento é gradativo. Tal observação é interpretada como um indício do aumento do nível do mar em decorrência do aquecimento global. O aumento deve-se principalmente à duas componentes: uma estérica, relacionada com o aumento de massa proveniente de águas continentais, que contabiliza entre 30 e 50% do aumento do nível do mar; e a térmica, relacionada ao aquecimento termostérico (Cazenave and Nerem 2004). Nos diagramas zonais-temporais da TSM (não mostrado), nota-se que o padrão na ASM não é encontrado

na temperatura. Isto é, a temperatura da superfície não condiz com as variações na altura, de modo que a coluna d'água mantém-se expandida enquanto que a superfície permanece mais fria, o que indica um processo essencialmente superficial dominando o sinal de temperatura, enquanto a altura responde a variações da altura da termoclina, a exemplo de Polito and Sato 2008, Figura 2.

Os valores de correlação encontrados para os três pares variaram de -0.515 a 0.465 para todas as latitudes, positivas para ASM-TSM e negativas para ASM-CSM e TSM-CSM, e foram identificadas algumas diferenças de fase próximas a $\pm 90^\circ$ (Tabela 8, Anexo A). Tais resultados podem sugerir a dominância de processos advectivos horizontais, uma vez que apresentam diferenças de fase próximas a $\pm 90^\circ$ para os pares ASM-TSM e ASM-CSM, com exceção da latitude 4.375° , que sugere advecção vertical como mecanismo dominante. Contudo, o sinal filtrado não permite a identificação exata do fenômeno em foco; portanto, serão necessários maiores estudos para afirmar quais são os mecanismos dominantes.

3.4 Sinais propagantes

3.4.1 Ondas de Rossby

A influência na clorofila das ondas planetárias com sentido de propagação para oeste já foram previamente identificadas na literatura para a região equatorial (Uz, Yoder, and Osychny 2001; Polito et al. 2001) e são associadas à variabilidades de 5 a 20% na concentração de clorofila, o que é observável em todos os conjuntos de dados, exceto para a latitude 2.625°N (Tabela 5, Anexo A).

Na latitude 4.375°S , as ondas de Rossby de 183 dias, 45° de comprimento e propagação para oeste representam a maior porcentagem de variância (21%), retirando o sinal sazonal e o de larga escala. O par ASM-TSM apresentou correlação positiva de 0.614, com atraso positivo de 32° , isto é, quando há um aumento (diminuição) no campo de temperatura, um aumento (diminuição) na superfície ocorre após 16 dias. Já nos pares ASM-CSM e TSM-CSM, as correlações obtidas foram negativas, 0.715 e 0.55, respectivamente, com atrasos também negativos de 47.21° e 62.95° , o que significa que quando há um aumento na ASM ou TSM, há uma diminuição na concentração de clorofila 24 e 32 dias depois. A relação de fase é similar ao que foi obtido para o sinal sazonal, apesar da frequência deste ser o dobro da onda de Rossby, o que sugere a migração vertical da termoclina e/ou nutriclina como mecanismo preponderante.

Em 5.125°N , foram obtidas correlações positivas de 0.682 e 0.244 para ASM-TSM e ASM-CSM e negativa de 0.482 para ASM-CSM e TSM-CSM (Figuras 14, 15 e 16 e Tabela 8, Anexo A). Os atrasos foram de, respectivamente, 78.68° , -47.21° e 47.21° . Devido à proximidade com 90° no atraso de fase do par ASM-TSM, propomos que a advecção horizontal seja o movimento

preponderante. Já em 3.875°N , foi obtida uma correlação positiva de 0.655 para ASM-TSM e um atraso de 62.95° , e correlações negativas de 0.236 e 0.261 para ASM-CSM e TSM-CSM, indicando uma relação de inversão. Contudo, o par TSM-CSM apresentou diferença de fase de 0° , o que indica que as mudanças na TSM e CSM ocorrem simultaneamente nessa região. Assim como em 5.125°N , a advecção horizontal também é o mecanismo dominante nesta latitude.

De acordo com Uz, Yoder, and Osychny 2001, as ondas trazem os nutrientes para as camadas mais superficiais através de pequenas convergências e divergências, possibilitando o movimento vertical e assim, aumentando a concentração de clorofila na região. Além disso, por ser uma componente propagante, espera-se que parte da clorofila se propague junto com a onda, exemplificando ainda mais a relação entre ASM e CSM. Ainda neste estudo, os autores observaram que as altas correlações entre ASM e CSM localizavam-se onde havia propagação pra oeste, o que corrobora com os percentuais de variância encontrados para os dados de CSM e os valores de correlação entre ASM e CSM (Tabelas 5 e 8, Anexo A). Este mecanismo que aumenta a produção primária pode ser explicado pela injeção de nutrientes na camada eufótica e espera-se que haja um aumento na concentração da clorofila superficial, que é então detectada pelo sensor. Essa injeção de nutrientes pode ocorrer de duas formas: a primeira, pela compressão de camadas quase superficiais, então as camadas mais profundas ricas em nutrientes estendem-se até a zona eufótica; e a segunda, por misturas isopicnais dentro de uma camada de densidade constante inclinada, que se projeta na camada eufótica sobre a perturbação.

Há um atraso fisiológico entre a injeção de nutrientes nas camadas superficiais e o aumento da concentração de clorofila. De acordo com Uz, Yoder, and Osychny 2001, esses atrasos, para perturbações de larga escala (da ordem de meses), devem ser muito pequenos (da ordem de dias), o que também foi identificado no presente trabalho para as latitudes 4.375°S , 3.875°N e 5.125°N , que apresentaram ondas de Rossby como componentes com alto percentual de variância (Tabelas 5 e 8, Anexo A).

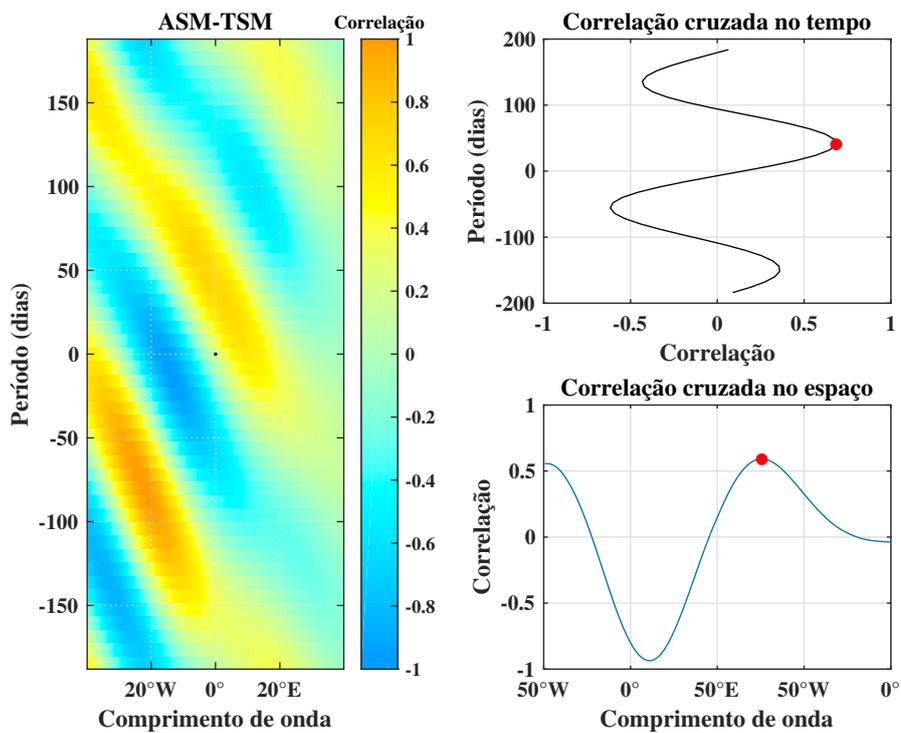


Figura 14: Correlação cruzada para o par ASM-TSM da componente v_3 (onda de Rossby), em 5.125°N

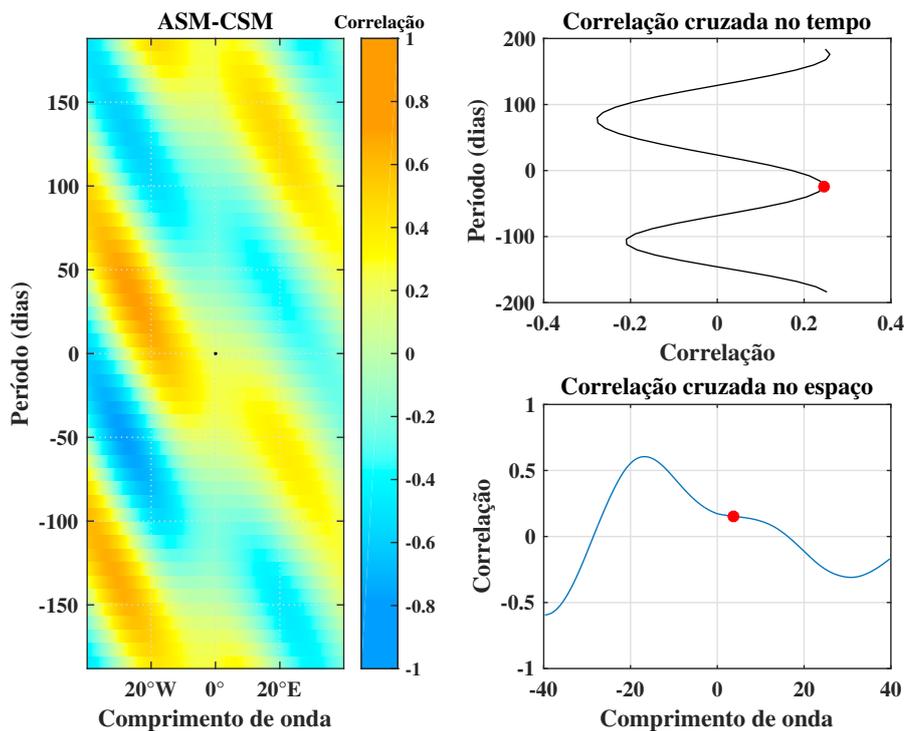


Figura 15: Como na Figura 14, para ASM-CSM

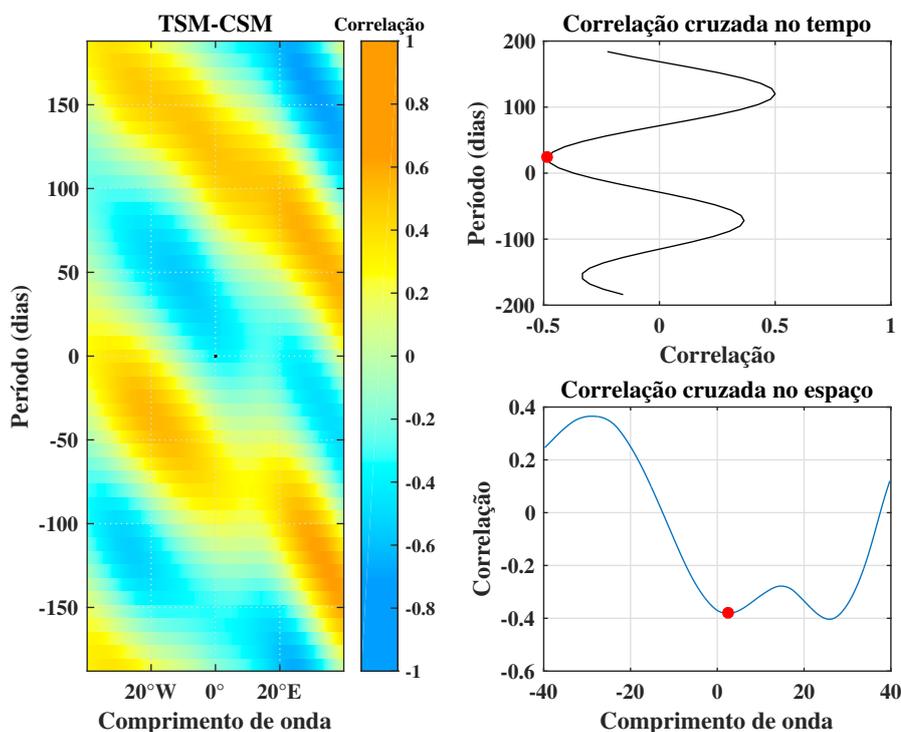


Figura 16: Como na Figura 14, para TSM-CSM

3.4.2 Ondas de Kelvin

Três ondas de Kelvin com PV significativos foram selecionadas a partir das análises. A primeira (Figuras 17, 18 e 19) e a segunda, ambas na latitude 2.625°N , com período de 365 e 205 dias e λ de 45° e 14° , respectivamente; e a terceira, com 170 dias e 5° , em 5.125°N .

Assim como as ondas de Rossby, as ondas de Kelvin também foram identificadas na literatura (Katz 1987). De acordo com Hormann and Brandt (2009), há uma certa falta de correspondência entre os dados de ASM e TSM no que tange as ondas de Kelvin, uma vez que o sinal pode ser facilmente observado nos dados de ASM mas não são muito claros nos de TSM, o que pode ser exemplificado pelos baixos PVs e baixas correlações encontrados. Como as mudanças na ASM são principalmente regidas por efeitos dinâmicos, as diferenças entre ASM e TSM na região da língua fria durante o verão boreal são de menor importância. Ainda, em 5°N , observaram que a variabilidade alta da ASM é relacionada com a retroflexão e geração de vórtices da CNB e as instabilidades da CCNE. Já no estudo de Grodsky, Carton, and McClain 2008, as variações na clorofila anômala que ocorrem no equador são independentes das variações ao longo da costa leste, o que é explicado pela escala de tempo da perda de clorofila (cerca de 1 semana) e pela velocidade da CSE, que define um comprimento de advecção característico de 2° . Contudo, a escala zonal de correlação da clorofila é de cerca de 30° e 3 semanas, excedendo a escala de advecção. Segundo os autores, essa correlação é produzida por perturbações na ressurgência equatorial causadas por ondas de Kelvin.

Na latitude mais próxima do Equador, a onda foi responsável por 12% da variabilidade da ASM, 7% da TSM e somente 2% da CSM. As correlações encontradas para cada par de dados foram similares às encontradas para as ondas de Rossby, contudo, as ondas de Kelvin também apresentaram diferenças de fase no domínio do espaço, o que significa que também sofrem modificações ao longo da bacia do Atlântico. Para o par ASM-TSM, foi obtida uma correlação positiva de 0.890 no tempo e atraso de -7.89° . Tais resultados sugerem que os processos de advecção vertical são importantes ao trazerem variações de temperatura, para posteriormente surgirem as variações na altura da superfície. As correlações de ASM-CSM e TSM-CSM obtidas foram, conforme o esperado, negativas, porém mais baixas que o primeiro conjunto. A correlação no tempo do par ASM-CSM é da ordem de 0.30, com atrasos de 23.67° , o que corrobora o estudo de Grodsky, Carton, and McClain 2008. Para o par TSM-CSM, temos correlação da ordem de 0.33 e 55.23° para o domínio temporal. Assim como nas ondas de Rossby, as correlações sugerem que há uma influência da passagem da onda nos dados de ASM, TSM e CSM e que os processos de advecção vertical são importantes para trazerem águas frias e ricas em nutrientes para uma profundidade mais rasa, possibilitando essa relação de inversão com a CSM.

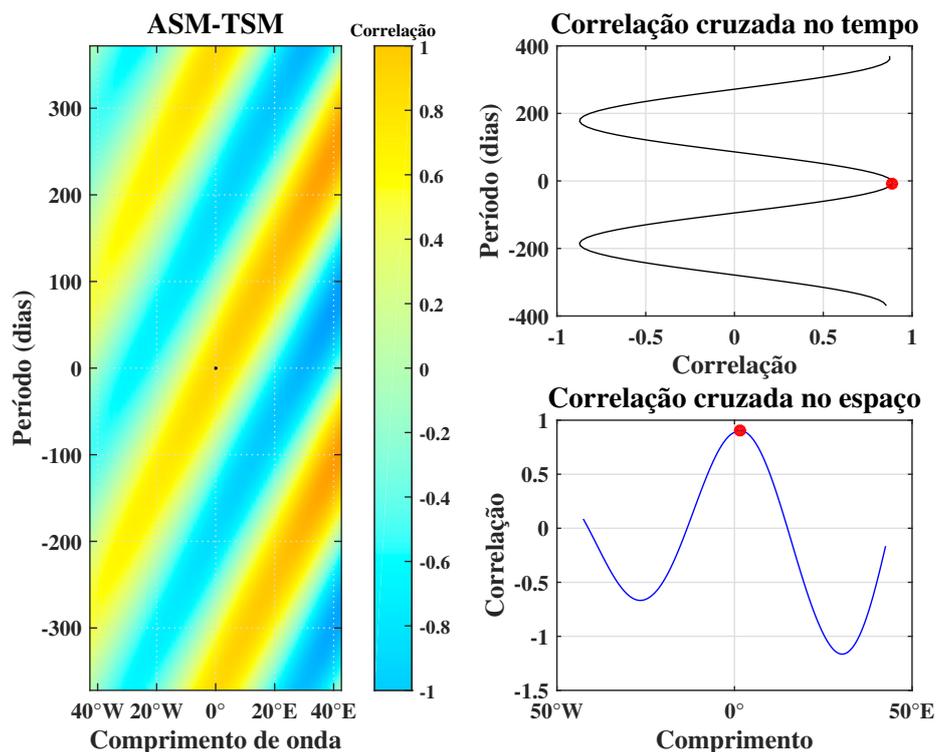


Figura 17: Correlação cruzada para o par ASM-TSM da componente v_4 (onda de Kelvin), em 2.625°N

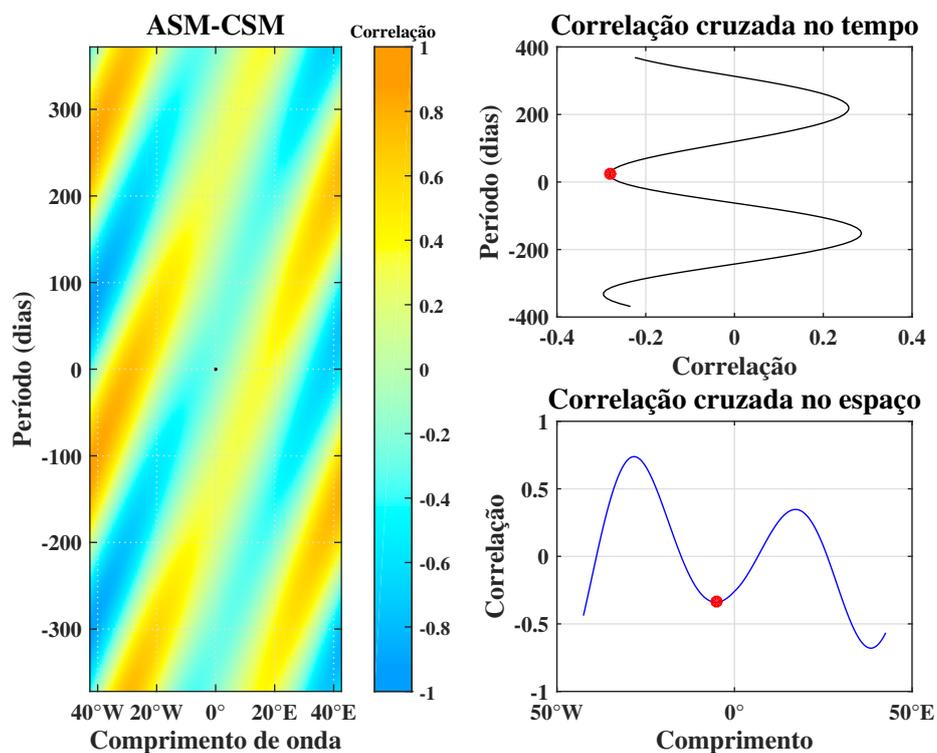


Figura 18: Como na Figura 17, para ASM-CSM

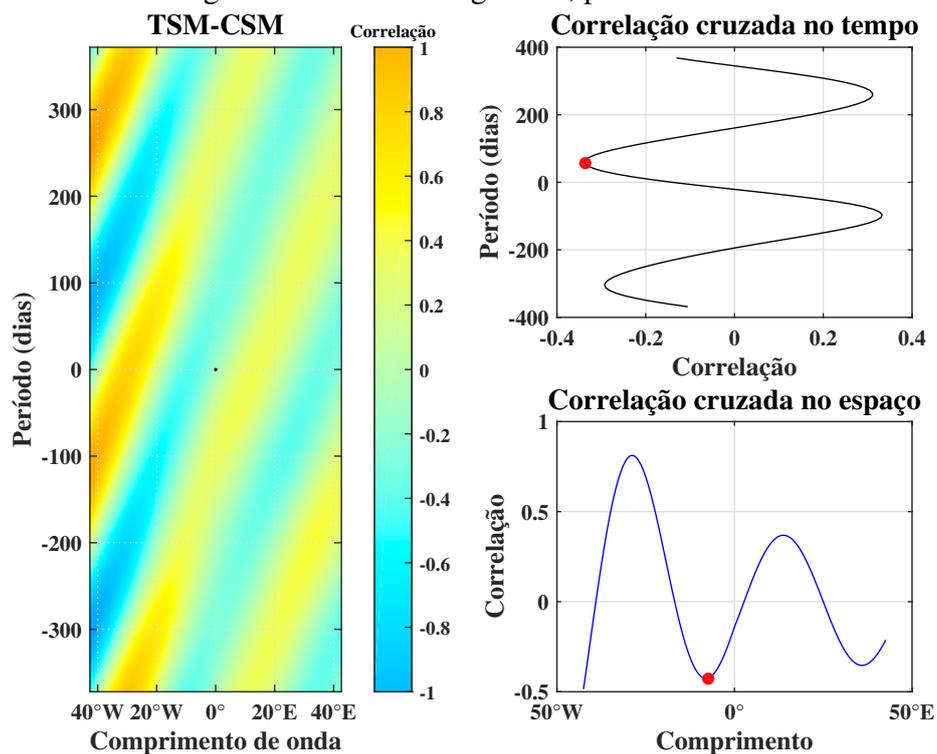


Figura 19: Como na Figura 17, para TSM-CSM

A segunda onda de Kelvin identificada, com período de 205 dias, apresentou PV baixo nos dados de ASM (3%), e maiores nos de TSM (7%) e CSM (10%). As correlações obtidas foram similares à primeira onda, da ordem de 0.448, -0.335 e -0.461 para ASM-TSM, ASM-CSM e TSM-

CSM. Já os atrasos, foram de -28.09° , 0° e 42.15° . Estes resultados sugerem que há uma relação de inversão entre ASM-CSM e TSM-CSM, como esperado, mas que não há influência significativa da altura com a concentração de clorofila, devido ao atraso de fase ser 0° , o que significa que estão em fase. De acordo com o atraso do par TSM-CSM, pressupomos que há a influência de processos de advecção vertical.

Em 5.125°N , a onda de Kelvin representou 4% da variabilidade da ASM, 6% da TSM e 3% da CSM. Assim como PVs bem mais baixos, apresentou valores de correlação muito inferiores às outras componentes, da ordem de 0.21, 0.05 e 0.14 e atrasos de -16.94° , -67.76° e 67.76° para ASM-TSM, ASM-CSM e TSM-CSM. Apesar de muito pequenas, todas as correlações obtidas foram positivas e os atrasos nos pares que envolvem clorofila são próximos de -90° , o que sugere a dominância da advecção horizontal, uma vez que, como mencionado anteriormente, processos de mistura vertical não são capazes de gerar uma correlação positiva entre ASM (ou TSM) e CSM.

Os PVs das ondas de Kelvin são superiores aos PV_{MC} em pelo menos 3%, com exceção da componente v_4 em 2.625°N , que apresentou somente 1% de diferença entre PV e PV_{MC} (Tabela 5). Assim, a análise de Monte Carlo indica que os resultados encontrados para as ondas de Kelvin e suas interpretações são válidos, ainda que os valores sejam baixos. Ainda da análise dos PVs, é possível afirmar que a onda de Kelvin de maior período (v_4 , latitude 2.625°N) tem maior influência sobre a ASM, e as de menor período (v_5 , latitude 2.625°N e v_5 , latitude 5.125°N), na CSM.

3.4.3 Ondas de Instabilidade Tropical

Como visto anteriormente, ORCs e OITs ocorrem simultaneamente na região equatorial com o mesmo sentido de propagação e características semelhantes. No oceano Pacífico a separação entre estas duas ondas nos sinais de satélites é mais fácil, uma vez que a bacia é longa e as ondas ocorrem longe das bordas. Devido ao fato do Atlântico apresentar uma bacia mais curta, comparativamente, e que as ondas se manifestam próximas à borda oeste, a separação entre OITs e ORCs permanece um desafio. Assim, para o presente trabalho, estas ondas foram separadas de acordo com o estudo de Polito and Sato 2008. Os autores notaram que as ondas com períodos entre 51 e 66 dias comportaram-se como ORCs nas três bacias oceânicas próxima à região equatorial. Para o Atlântico, as ondas analisadas possuíam períodos de 54, 56, 63 e 66 dias. Portanto, para este trabalho foi estipulado que ondas com períodos menores que 54 dias seriam classificadas como OITs, e as demais, como ORCs.

Durante a passagem do FIR2D foram observadas ondas com períodos de 30 dias. Contudo, estas ondas apresentaram PVs menores que os PV_{MCS} em 3% e resultados similares àqueles encontrados em períodos de 40, 42, 45 e 50 dias. Assim, a componente de $T = 30$ dias foi descartada.

Neste contexto, foram encontradas OITs nas latitudes 4.375°S (v_6), 2.625°N (v_7), 5.125°N (v_7) e 3.875°N (v_5). Porém, somente a componente v_7 da latitude 2.625°N apresentou um PV maior que o PV_{MC} em 3%, de forma que somente esta OIT foi analisada (Tabela 5).

Ainda de acordo com Polito and Sato 2008, ventos variáveis na região podem resultar em períodos mais curtos, de aproximadamente 50 dias. Essa variabilidade é compatível com a dinâmica de onda de Rossby, de forma que essas ondas se irradiam da CCNE, bem próximas ao Equador. No Pacífico, ondas de Rossby de alta frequência ocorrem próximas às áreas associadas às OITs, e ambas apresentam amplitudes similares (v_6 de 4.375°S e v_8 de 2.625°N , Tabela 6), o que sugere que as ondas de Rossby sejam geradas pela mesma instabilidade que gera as OITs e ambas troquem energia. No Atlântico, as ondas de Rossby de alta frequência são associadas à locais com forte presença de vórtices, o que sugere energia advinda dos próprios vórtices ou meandramentos de correntes que os criaram.

A OIT analisada apresentou PVs de 4% para ASM, 4% para TSM e 6% para CSM, valores consideravelmente mais baixos do que os encontrados para as ondas anteriores. Para o par ASM-TSM, a correlação encontrada foi de 0.316 e um atraso de cerca de -57° (-8 dias). Tal resultado sugere processos de advecção horizontal, isto é, a altura se modifica com a presença de águas mais quentes/frias trazidas de outras regiões. Para o par ASM-CSM, há uma correlação negativa de 0.14, o que sugere que quando a altura da superfície aumenta (diminui) a concentração de clorofila diminui (aumenta), e um atraso 0° , o que indica que tanto no domínio do tempo quanto no espaço, não há influência da altura sobre a concentração de clorofila. Para o par TSM-CSM, foram encontrados resultados similares: correlação negativa de 0.3, e atraso de 0° , sugerindo que não há influência da TSM sobre a CSM. De acordo com os resultados observados, a OIT não aparenta estar relacionada com mudanças na concentração de clorofila para esta latitude.

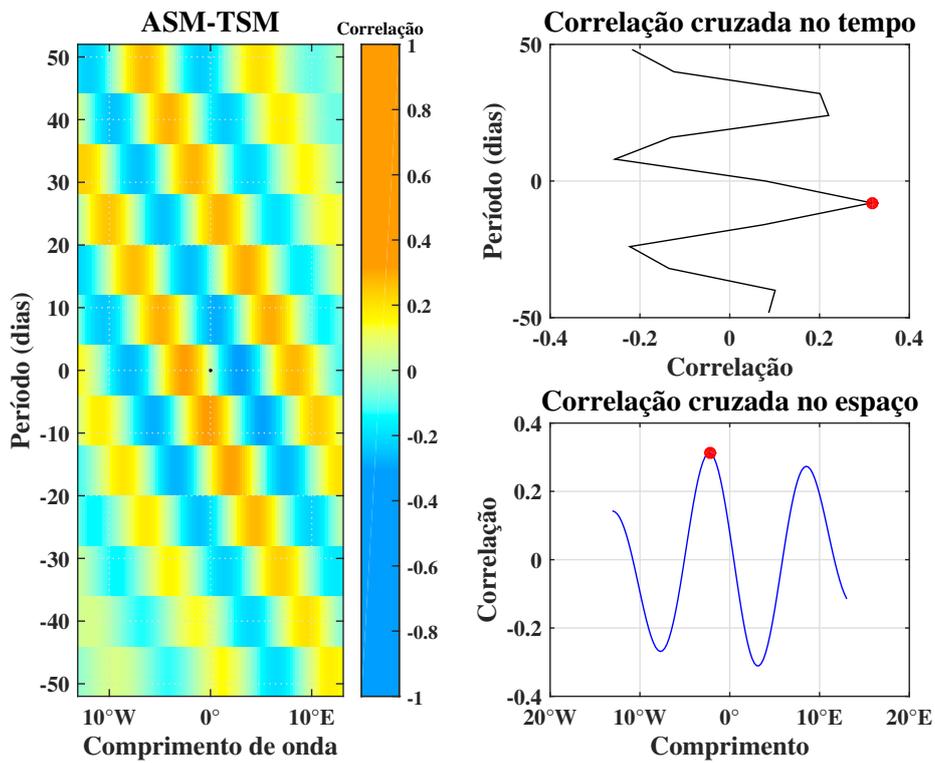


Figura 20: Correlação cruzada para o par ASM-TSM da componente v_7 (OIT), em 2.625°N

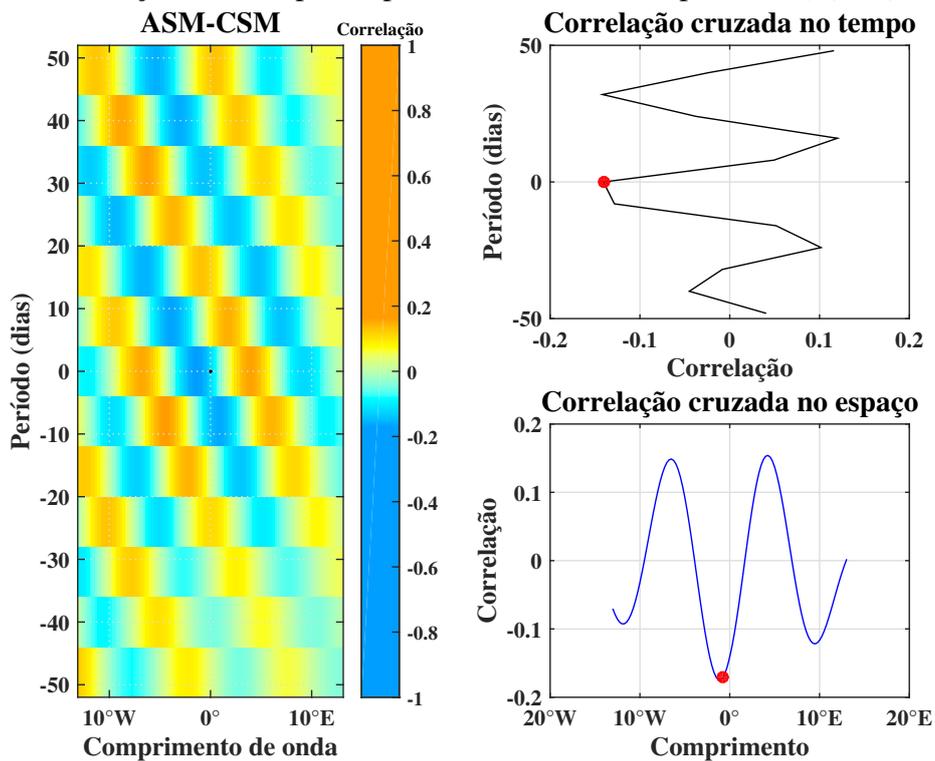


Figura 21: Como na Figura 20, para ASM-CSM

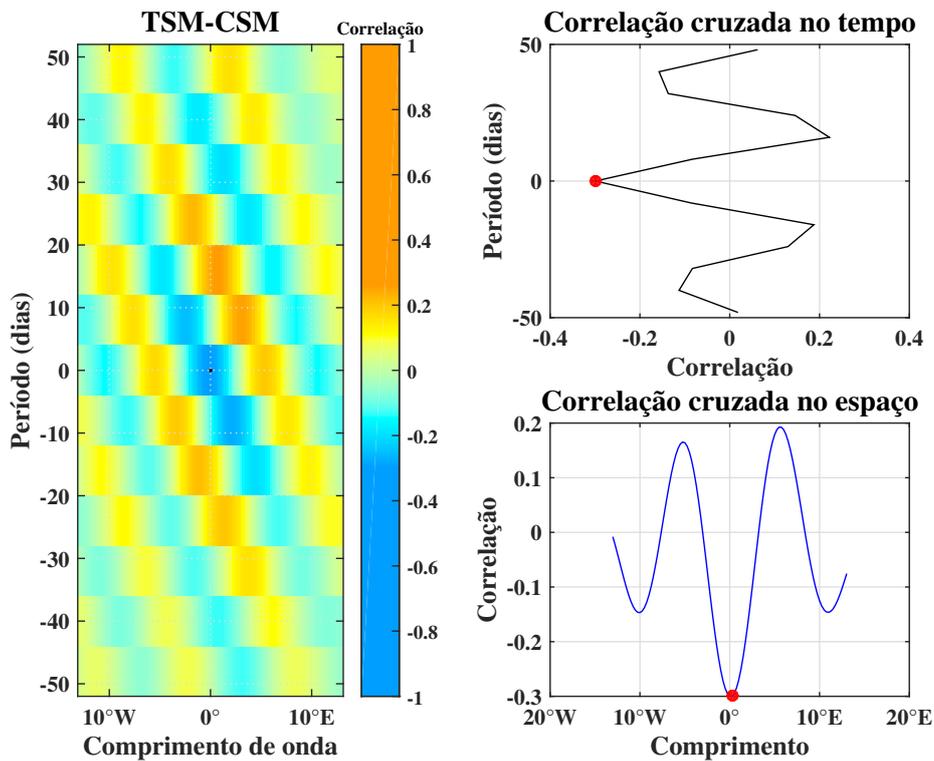


Figura 22: Como na Figura 20, para TSM-CSM

3.4.4 Ondas de Rossby Curtas

Por fim, foram identificadas ORCs em todas as latitudes (Tabela 4). Estas ondas, como visto anteriormente, apresentam período e comprimento menores que as ondas de Rossby, mas mantém o sentido de propagação para oeste.

Tabela 4: Ondas de Rossby Curtas

Latitude	Período	λ
4.375°S	70	-5°
2.625°N	90	-7°
5.125°N	110	-8°
3.875°N	100	-9°

Em 4.375°S, as correlações encontradas foram da ordem de 0.3 para os três pares analisados, positivas para ASM-TSM e TSM-CSM e negativa para ASM-CSM (Tabela 8). Contudo, essa onda apresentou PV inferior àquele obtido via simulação de Monte Carlo nos dados de TSM (Tabela 5). Portanto, os valores de correlação entre ASM-TSM e TSM-CSM foram descartados. Como os PVs para ASM e CSM foram de 11% e 5%, decidiu-se olhar para a correlação entre ASM e CSM. Este último apresentou atraso de 41.14°, o que pode significar a influência da advecção vertical, ao considerar que o atraso é mais próximo de 0° que 90°. A correlação negativa, como mencionado an-

teriormente, é indicativa de uma relação inversa entre ASM e CSM, ou seja, quando há um aumento na ASM, há uma diminuição na concentração da clorofila. Já em 2.625°N , as correlações encontradas são mais baixas, embora seja a ORC que apresentou maiores PVs (Tabela 5, Anexo A). Para o par ASM-TSM, foi obtida uma correlação positiva de 0.186, o que sugere um aumento (diminuição) na ASM e um aumento (diminuição) na TSM, com um atraso de -32° , o que pode ser indicativo de processos de advecção vertical, como em 4.375°S . Para ASM-CSM e TSM-CSM, as correlações encontradas são negativas de 0.161 e 0.26 respectivamente, com atrasos de 32° e 0° . No último caso, o atraso de 0° sugere que as componentes estão em fase e as mudanças ocorrem simultaneamente.

Em 5.125°N , o par ASM-TSM apresentou correlação positiva de 0.214 e um atraso de 26.18° , exemplificando mais uma vez a relação direta entre a ASM e a TSM. Já os pares ASM-CSM e TSM-CSM, apesar de terem correlações mais baixas, de -0.0585 e 0.1425 , apresentaram atrasos de -104.72° ; tais valores indicam a dominância dos processos de advecção horizontal sobre a mistura vertical.

Por fim, em 3.875°N o par ASM-TSM apresentou correlação positiva de 0.178 e atraso de -57.6° (Figura 23). Para ASM-CSM (Figura 24), a correlação obtida foi negativa, de 0.32, o que sugere a relação de inversão entre ASM e CSM. Contudo, o atraso encontrado foi de 0° , o que indica que as variáveis estão em fase. O par TSM-CSM também apresentou correlação negativa (Figura 25), que indica aumento (diminuição) na concentração de clorofila quando há uma diminuição (aumento) na TSM, e o atraso de 28.8° . Dado o atraso de fase próximo a -90° para o par ASM-TSM, propomos a dominância de processos de advecção horizontal.

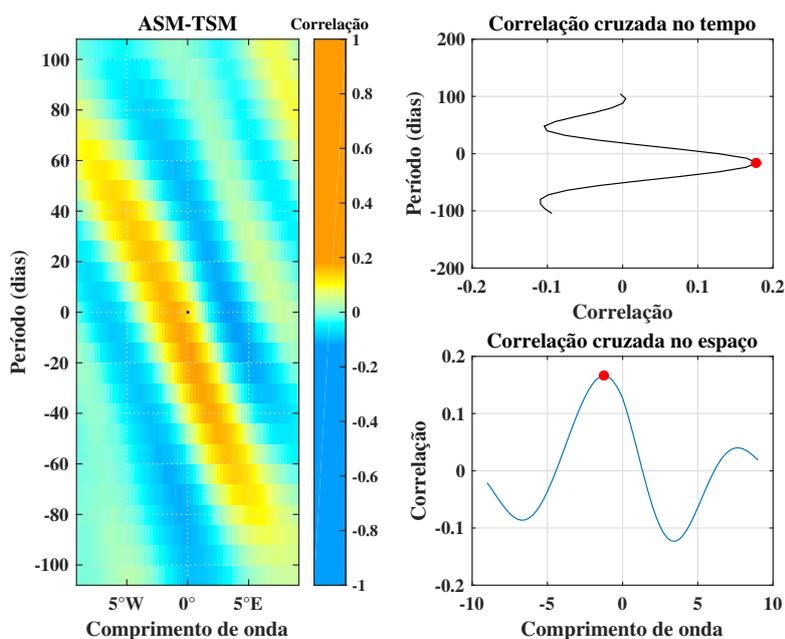


Figura 23: Correlação cruzada para o par ASM-TSM da componente v_4 (ORC), em 3.875°N

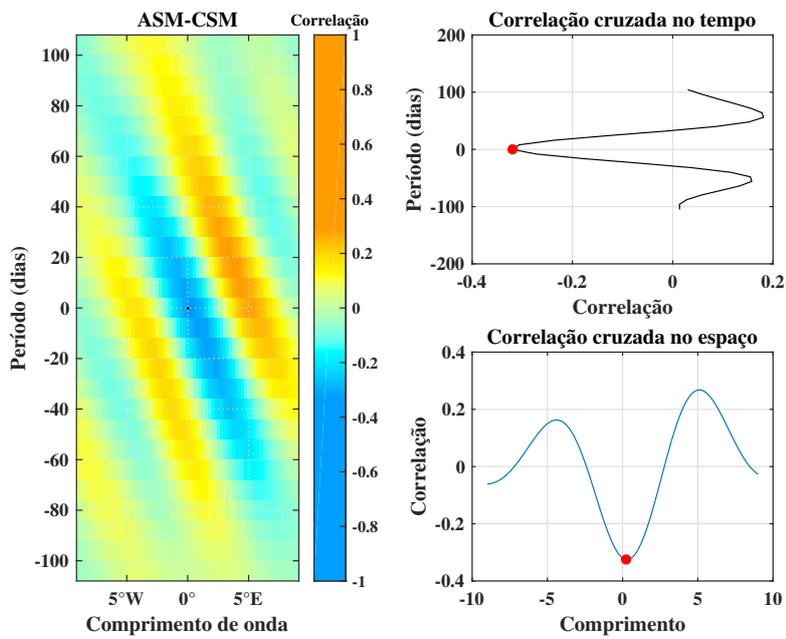


Figura 24: Como na Figura 23, para ASM-CSM

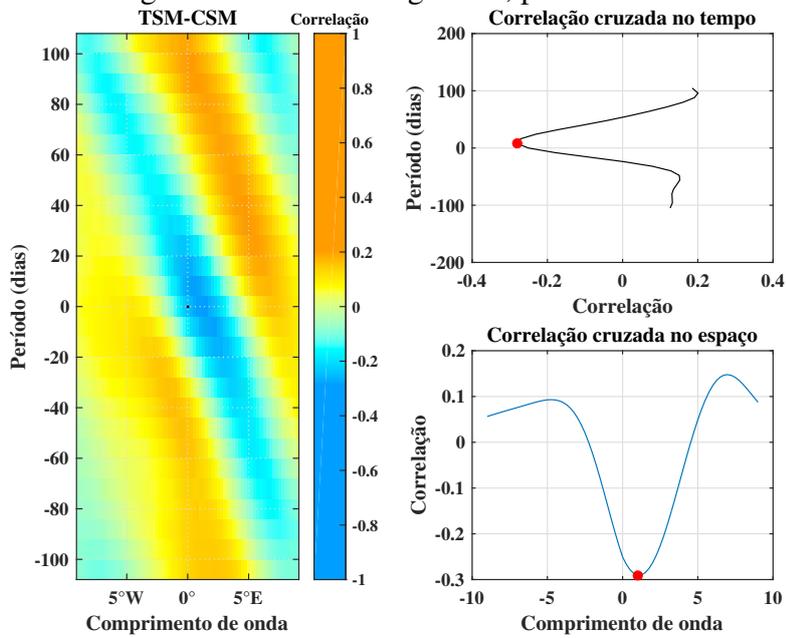


Figura 25: Como nas Figuras 23 e 24, para TSM-CSM

3.5 Espectro Cruzado

Para validar os resultados, isto é, observar que os resultados obtidos são estatisticamente significantes, utilizamos um método análogo ao Método de Welch aplicado aos espectros cruzados.

Para cada componente propagante e não propagante analisada foi feito o espectro cruzado, que consiste no cálculo da transformada de Fourier (vide Seção 2.5) para obtenção de picos comuns aos conjuntos de dados no domínio do período, com o objetivo de observar se o que foi encontrado durante as etapas do FIR2D é condizente. As componentes filtradas foram analisadas duas a duas (ASM-TSM, ASM-CSM e TSM-CSM) e gráficos de potência \times frequência foram gerados. Assim, foi possível identificar os períodos para comparar com o que foi encontrado previamente.

A maioria das componentes apresentou picos nos períodos selecionados na etapa do FIR2D dentro de 99.7% de confiança, o que sugere que o filtro fez um bom trabalho. Somente as ondas com períodos mais baixos apresentaram picos em outros períodos, e ainda assim considerando o intervalo de confiança de 68%. A título de exemplo, na Figura 26 é possível observar que as componentes de v_1 a v_3 da latitude 3.875°N apresentaram picos condizentes com o que foi filtrado, mas a componente v_4 não.

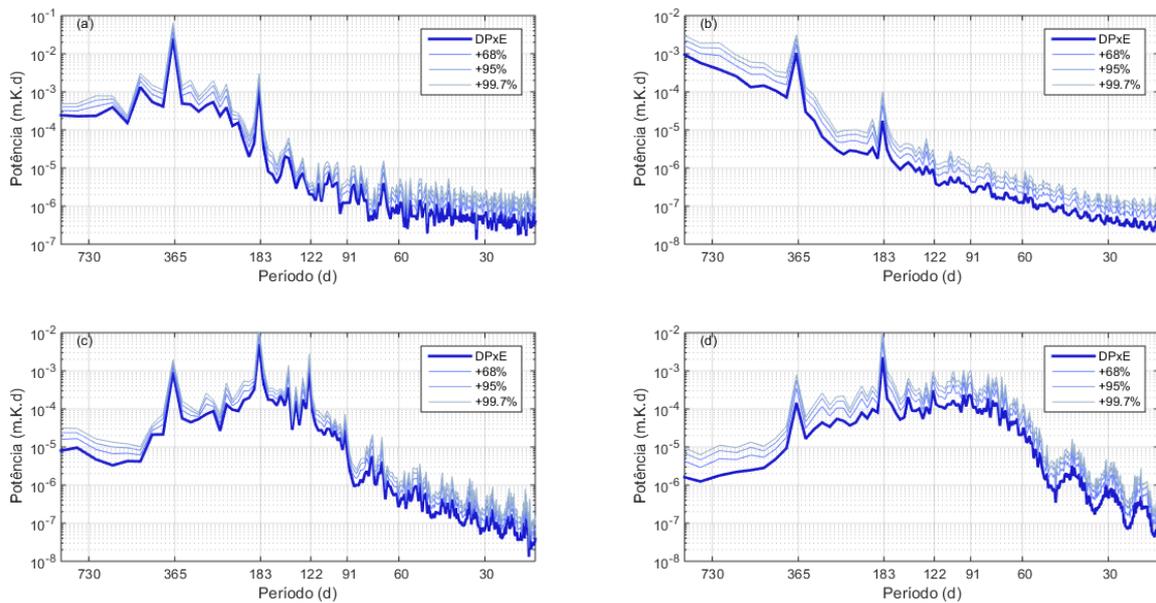


Figura 26: Espectro cruzado do par ASM-TSM, para 3.875°N , das componentes (a) v_1 , (b) v_2 , (c) v_3 e (d) v_4

4 Conclusões

Os resultados corroboraram com estudos prévios (Uz, Yoder, and Osychny 2001; Polito et al. 2001; Grodsky, Carton, and McClain 2008; Hormann and Brandt 2009), quanto à identificação de ondas de Rossby, Kelvin, ORCs e OITs na região do Atlântico equatorial. As resoluções espaciais e temporais dos dados utilizados foram suficientes com o tamanho e período da maioria das ondas (Tabelas 5 e 7, de forma que foi possível identificá-las logo em uma primeira análise dos diagramas zonais-temporais (Figuras 6). Caso não fossem adequadas, observaríamos sinais espúrios (*aliasing*), o que felizmente não ocorreu. Além disso, foram obtidos valores de correlação entre -0.943 e 0.890 entre os conjuntos de dados (Tabela 8) que apresentaram PV maiores que PV_{MC} em pelo menos 3% (Tabela 5), exemplificando a relação entre as variáveis físicas e biológicas. As maiores correlações obtidas para o par ASM-TSM, tanto negativas quanto positivas, correspondem à componente sazonal (v_1) para as latitudes 4.375°S e 5.125°N, o que corrobora com a dominância do sinal sazonal na região proposto por Schouten, Matano, and Strub 2005. Já na latitude 2.625°N, embora a maior correlação obtida corresponde à onda de Kelvin (v_4), seguida da onda de Rossby (v_3 , não analisada devido à condição imposta ao PV), a componente sazonal (v_1) ainda apresentou correlação de -0.816 e o maior PV dentre as componentes analisadas.

No que diz respeito ao sinal de larga escala (Tabelas 3 e 8), conclui-se que um estudo mais completo dessa componente não-propagante se faz necessária para compreender as relações da mesma com a ASM, TSM e CSM. Somente com os dados aqui analisados não é possível chegar a uma conclusão estatisticamente significativa de quais são os mecanismos dominantes que ocorrem no período analisado.

Os valores de PV indicaram que o sinal sazonal é a maior fonte de variabilidade na área de estudo (componentes v_1 , Tabela 5), corroborando com o estudo de Schouten, Matano, and Strub 2005, seguido pelas ondas de Rossby (componentes v_3 , Tabela 5) nas latitudes 4.375°S, 5.125°N e 3.875°N. Em 2.625, a onda de Kelvin de maior período (v_4) também apresentou PV alto (12%), da ordem do PV da onda de Rossby. Ondas com menores períodos, como as OITs, ORCs e as demais ondas de Kelvin, apresentaram valores de PV significativamente menores, da ordem de 5%, o que sugere que a variabilidade da região é dominada por ondas longas, principalmente as de Rossby.

Em 4.375°S, a componente sazonal (v_1 , Figuras 11, 12 e 13) apresentou para os três pares de dados atrasos entre -15.78 e 39.45°, o que sugere dominância de processos advectivos verticais e convergência, uma vez que seus atrasos encontram-se próximos de 0°. Sua relação com a clorofila é evidente (Figura 8), corroborando com estudos de Yoder et al. 1994 e, mais recentemente, Pérez et al. 2005. Para a mesma latitude, a onda de Rossby (v_3) apresentou atrasos de fase de 31.48° para o par

ASM-TSM e -62.95° para TSM-CSM (Tabela 8, Anexo A), o que sugere a dominância de processos advectivos tanto verticais quanto horizontais, dada a proximidade do atraso de TSM-CSM com -90° . Já a ORC (v_5), apresentou atrasos de fase de 0° tanto para o par ASM-TSM quanto para TSM-CSM, o que sugere que as variáveis estão em fase e o processo de mistura vertical é dominante. Para 2.625°N , a primeira onda de Kelvin (v_4) corrobora o estudo de Grodsky, Carton, and McClain 2008, uma vez que apresenta atraso de fase de 23.67° e sugere forte influência de processos advectivos verticais, dada a diferença de fase do par ASM-TSM (Tabela 8, Anexo A). Já a segunda onda de Kelvin, por apresentar valores de atrasos próximos à 0° nos pares ASM-TSM e TSM-CSM e 0° no par ASM-CSM, sugere que altura e concentração de clorofila estão em fase, e tem como mecanismo dominante a advecção vertical. Ainda em 2.625°N , tanto a ORC (v_6) quanto a OIT (v_7 , Figuras 20, 21 e 22) apresentaram atrasos de fase próximos de 0° , sugerindo que as variáveis estão em fase, e ambas não estão relacionadas com variações na concentração de clorofila, dadas as baixas correlações e atrasos (Tabela 8). Contudo, a ORC apresentou dominância na advecção vertical, enquanto que a OIT apresentou dominância na advecção horizontal. Para as OITs, os resultados sugerem que não há influência significativa da mesma na concentração de clorofila, mas os processos advectivos se fazem presentes principalmente na relação da ASM com a TSM (Figura 20).

Em 5.125°N , a onda de Rossby (v_3) apresentou atraso de fase próximo de 90° para o par ASM-TSM (Figura 14, Tabela 8), o que indica processos de advecção horizontal. A onda de Kelvin (v_5), por sua vez, apresentou valores positivos de correlação envolvendo a clorofila (Tabela 8, Anexo A), o que também sugere a dominância da advecção horizontal. Já a ORC (v_4), apresentou valores de correlação positiva para os três pares de dados e atrasos da ordem de 90° , o que sugere a dominância de processos advectivos horizontais. Por fim, em 3.875°N , a onda de Rossby sugere a forte dominância de advecção horizontal, uma vez que o atraso de fase para ASM-TSM foi de 62.95° (Tabela 8), mas os valores de atraso de 0° para TSM-CSM e -15.73° também sugerem que mudanças na CSM ocorrem simultaneamente tanto com mudanças de ASM quanto de TSM. Assim como a onda de Rossby, a ORC (v_4 , Figuras 23, 24 e 25) sugere a dominância de processos de advecção horizontal, dado o valor do atraso de fase próximo a 90° para ASM-TSM. Para todas as latitudes, não foram observados nos pares TSM-CSM atrasos de fase próximos de 180° , o que indica que não há processos dominantes de ressurgência associados às ondas na área de estudo.

Também foi possível observar que as ondas dos diferentes Hemisférios apresentaram amplitudes notavelmente diferentes (Tabela 6), como por exemplo as ondas de Rossby de 4.375°S (v_3) com amplitudes da ordem de 16 mm e ondas de Rossby de 5.125°N (v_3), com o dobro da amplitude da anterior. Tais diferenças também foram encontrados no estudo de Polito and Sato 2008, e podem

ser em decorrência da assimetria das correntes e da dinâmica equatorial, fortemente assimétricas no Equador, exemplificando ainda mais a complexidade da área de estudo. No que diz respeito às velocidades de fase, as OITs encontradas corroboram até certo ponto com os estudos de Qiao and Weisberg 1995. Os autores analisaram OITs no Pacífico e encontraram velocidades de fase de cerca de 50 km.dia^{-1} , período de cerca de 21 dias e comprimentos de 1060 km , e apresentaram outros resultados de diferentes autores (Tabela 1, Qiao and Weisberg 1995). As velocidades encontradas no presente trabalho, para OITs, variaram entre 22 e 37 km.dia^{-1} , períodos entre 35 e 51 dias, e comprimentos entre 873 e 1944 km . Embora estejam em bacias diferentes e a área de estudo localizada entre 1°N e 1°S , os resultados são similares àqueles encontrados pelos autores (Tabela 1, Qiao and Weisberg 1995). Porém, devido à falta de erros associados às velocidades de fase, período e comprimento de onda, não é estatisticamente possível analisar se os resultados de fato são similares. Já as ondas de Rossby, apresentaram velocidades de fase entre 25 e 43 km.dia^{-1} , períodos entre 169 e 223 dias e comprimentos de onda entre 6396 e 8318 km , corroborando o estudo de Polito and Liu 2003 para a área de estudo (Figura 4 e Tabela 1, Polito and Liu 2003). Assim como as ondas de Rossby, as ORCs também corroboraram o estudo de Polito and Liu 2003, uma vez que os valores de velocidade de fase encontrados giraram em torno de 15 km.dia^{-1} (Tabelas 7 e 6) estão dentro das estimativas de erro dos autores (Figura 4 e Tabela 1, Polito and Liu 2003).

Assim, conclui-se que na região de estudo as ondas exercem influência significativa nas variações de concentração de clorofila através de processos advectivos, sendo estes horizontais ou verticais. Da análise de fase, há a preponderância da advecção horizontal nas latitudes 2.625°N , 3.875°N e 5.125°N e vertical em 4.375°S .

5 Anexo A

Tabela 5: Percentuais de Variância (PV e PV_{MC}) das componentes filtradas

Latitude	Parâmetros Filtro			ASM	TSM	CSM	$PV_{MC}(\%)$
	Componentes	λ (graus)	P (dias)	PV (%)			
4.375°S	v1	365	100	25	65	20	0
	v2	365	3	13	3	5	1
	v3	183	-45	21	6	8	0
	v4	220	45	6	1	4	0
	v5	70	-5	11	1	5	3
	v6	45	-7	4	1	4	1
	v7	100	5	3	-1	-1	2
2.625°N	v1	365	100	41	29	11	0
	v2	365	3	18	16	6	1
	v3	365	-45	14	5	0	0
	v4	365	45	12	7	2	0
	v5	205	14	3	7	10	0
	v6	90	-7	9	6	11	2
	v7	50	-13	4	4	6	1
	v8	80	-15	2	2	2	0
5.125°N	v1	365	50	36	34	16	0
	v2	365	3	12	12	6	1
	v3	183	-45	17	8	10	1
	v4	110	-8	19	7	8	2
	v5	170	5	4	4	3	0
	v6	70	7	2	5	12	0
	v7	40	-10	7	4	8	2
3.875°N	v1	365	50	50	43	9	0
	v2	365	3	21	5	5	1
	v3	183	-45	9	10	7	0
	v4	100	-9	5	4	7	1
	v5	42	-9	3	5	6	1
	v6	85	4	9	5	9	4

Tabela 6: Velocidade de fase e Amplitude calculadas após a filtragem

	Parâmetros Filtro	Parâmetros calculados após filtragem	
Latitude	Componentes	C_p (km/dia)	A (mm)
4.375°S	v3	-36.7235 ± 6.273	16.8294 ± 3.4128
	v4	26.1806 ± 7.2131	7.1081 ± 1.8595
	v5	-14.4441 ± 2.1083	7.5987 ± 1.359
	v6	-22.7657 ± 4.2567	4.5943 ± 0.75294
	v7	10.7844 ± 3.3357	4.8951 ± 1.3854
2.625°N	v3	-17.5491 ± 1.5513	21.3424 ± 2.068
	v4	17.6431 ± 1.2264	18.3401 ± 1.2016
	v5	16.3972 ± 6.7545	11.5218 ± 3.6893
	v6	-12.6068 ± 2.1692	23.7319 ± 7.3496
	v7	-37.529 ± 5.7526	5.7517 ± 0.40426
5.125°N	v3	-30.0031 ± 5.036	31.9408 ± 5.4999
	v4	-10.3503 ± 3.2681	27.7111 ± 5.1505
	v5	5.1743 ± 1.4199	14.227 ± 3.0519
	v6	13.0174 ± 2.7992	5.8488 ± 1.0656
	v7	-33.0813 ± 3.8577	13.4589 ± 2.211
3.875°N	v3	-30.3771 ± 2.591	33.6307 ± 3.2252
	v4	-11.524 ± 2.6378	22.9124 ± 3.9363
	v5	-29.1274 ± 5.4702	10.0299 ± 2.5998
	v6	10.5083 ± 3.9981	8.0832 ± 0.93967

Tabela 7: Comprimento de onda e Período calculados após filtragem

	Parâmetros Filtro	Parâmetros calculados após filtragem	
Latitude	Componentes	P (dias)	λ (km)
4.375°S	v3	196.4701 ± 27.4785	-7357.4962 ± 961.5626
	v4	223.2966 ± 36.4849	5530.4795 ± 814.833
	v5	72.3069 ± 6.6066	-1110.8786 ± 104.7512
	v6	44.1122 ± 4.0055	-959.9595 ± 86.2807
	v7	98.1987 ± 9.8843	928.05 ± 101.6848
2.625°N	v3	361.4118 ± 14.4379	-6339.386 ± 246.6025
	v4	363.2333 ± 4.2232	6549.1633 ± 121.9271
	v5	206.0121 ± 39.587	2726.4655 ± 244.3097
	v6	91.4447 ± 8.679	-1173.9817 ± 97.5133
	v7	48.5679 ± 3.4482	-1811.7243 ± 133.4956
5.125°N	v3	$179.805 \pm 4,2951$	-5514.5304 ± 304.3304
	v4	112.5696 ± 10.3614	-1127.6407 ± 116.4753
	v5	174.5853 ± 29.9313	825.9994 ± 137.6178
	v6	73.8248 ± 7.1218	915.8118 ± 118.2731
	v7	39.6049 ± 3.5417	-1277.1221 ± 109.5336
3.875°N	v3	186.4827 ± 7.9862	-5803.6932 ± 203.8074
	v4	102.7216 ± 8.0617	-1202.01 ± 92.2299
	v5	43.3514 ± 2.5942	-1283.3118 ± 89.8914
	v6	85.8329 ± 3.6448	866.0365 ± 89.4521

Tabela 8: Correlação cruzada e atraso das componentes filtradas

Latitude	Componente	ASM-TSM		ASM-CSM		TSM-CSM	
		Correlação	Lag (°)	Correlação	Lag (°)	Correlação	Lag (°)
4.375°S	v1	0.843	-15,78	-0.857	23,67	-0.943	39,45
	v2	0.442	31,56	-0.440	23,67	-0.515	0
	v3	0.614	31,48	-0.715	-47,21	-0.55	-62,95
	v4	0.097	13,09	-0.065	0	-0.454	-13,09
	v5	0.325	0	-0.246	-41,14	-0.305	0
	v6	0.008	-128	-0.0048	64	-0.085	0
	v7	0.016	28,8	0.0072	-86,4	-0.303	0
2.625°N	v1	-0.816	31,56	-0.741	-31,56	0.665	-78,90
	v2	0.465	31,56	-0.210	118,35	-0.291	55,23
	v3	0.852	39,45	-0.175	-118,35	-0.052	-31,56
	v4	0.890	-7,89	-0.282	23,67	-0.337	55,23
	v5	0.450	-28,09	-0.335	0	-0.461	42,15
	v6	0.186	-32	-0.162	-32	-0.262	0
	v7	0.316	-57,6	-0.14	0	-0.300	0
	v8	0.286	144	-0.162	108	-0.300	0
5.125°N	v1	0.796	23,67	-0.577	-55,23	0.535	71,01
	v2	0.381	63,12	-0.162	-31,56	-0.108	-71,01
	v3	0.682	78,69	0.244	-47,21	-0.482	47,21
	v4	0.214	26,18	-0.0585	-104,72	0.1425	-104,72
	v5	0.214	-16,94	0.058	-67,76	0.142	-67,76
	v6	0.070	41,14	-0.055	82,28	0.046	-41,14
	v7	-0.143	0	-0.134	72	0.078	0
3.875°N	v1	0.046	-71,01	-0.755	-39,45	-0.231	0
	v2	0.438	102,57	-0.121	7,89	-0.231	86,79
	v3	0.655	62,95	-0.236	-15,73	-0.261	0
	v4	0.178	-57,6	-0.32	0	-0.28	28,8
	v5	-0.215	68,57	-0.108	0	-0.08	0
	v6	0.144	0	-0.065	0	-0.119	33,88

6 Referências

- [AVISO/Altimetry1996] AVISO/Altimetry. 1996. “AVISO User Handbook for Merged TOPEX/POSEIDON products.” *AVI-NT-02-101*, pp. 1–201.
- [Caltabiano and e L. P. Pezzi2005] Caltabiano, A. C. V., and I. S. Robinson e L. P. Pezzi. 2005. “Multi-year satellite observations of instability waves in the Tropical Atlantic Ocean.” *Ocean Science* 1:97–112.
- [Cane and Sarachik1976] Cane, M. A., and E. S. Sarachik. 1976. “Forced baroclinic ocean motions: 1. Linear equatorial unbounded case.” *Journal of Marine Research* 34:629–665.
- [Cazenave and Nerem2004] Cazenave, A., and R. S. Nerem. 2004. “Present-day sea level change: observations and causes.” *Reviews of Geophysics* 42 (RG3001): 1–20.
- [Ding, Keenlyside, and Latif2009] Ding, H., N. S. Keenlyside, and M. Latif. 2009. “Seasonal cycle in the upper equatorial Atlantic Ocean.” *Journal of Geophysical Research* 114:1–16.
- [Emery and Thomson2001] Emery, William J., and Richard E. Thomson. 2001. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Second and Revised Edition. Elsevier.
- [Enfield and Mayer1997] Enfield, David B., and Dennis A. Mayer. 1997. “Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño Southern Oscillation.” *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102 (C1): 929–945.
- [Evans, Strutton, and Chavez2009] Evans, W., P. G. Strutton, and F. P. Chavez. 2009. “Impact of tropical instability waves on nutrient and chlorophyll distributions in the equatorial Pacific.” *Deep-Sea Research I* (56): 178–188.
- [Farrar2008] Farrar, J. T. 2008. “Observations of the Dispersion Characteristics and Meridional Sea Level Structure of Equatorial Waves in the Pacific Ocean.” *Journal of Physical Oceanography* 38:1669–1689.
- [Gorgues et al.2005] Gorgues, T., C. Menkes, O. Aumont e J. Vialard, Y. Deonnoeu, and L. Bopp. 2005. “Biogeochemical impact of tropical instability waves in the equatorial Pacific.” *Geophysical Research Letters* 32, no. L24615.
- [Grotsky and Carton2003] Grotsky, S. A., and J. A. Carton. 2003. “The Intertropical Convergence Zone in the South Atlantic and the Equatorial Cold Tongue.” *Journal of Climate* 16:723–733.
- [Grotsky, Carton, and McClain2008] Grotsky, S. A., J. A. Carton, and C. R. McClain. 2008. “Variability of upwelling and chlorophyll in the equatorial Atlantic.” *Geophysical Research Letters* 35 (L03610): 1–6.

- [Halpern, Knox, and Luther1998] Halpern, D., R. A. Knox, and D. A. Luther. 1998. “Observations of 20-day period meridional current oscillations in the upper ocean along the Pacific equator.” *Journal of Physical Oceanography* 18:1514–1534.
- [Hastenrath1984] Hastenrath, S. 1984. “Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic.” *Monthly Weather Review* 112:1097–1107.
- [Herbland, Bouteiller, and Raimbault1985] Herbland, A., A. Le Bouteiller, and P. Raimbault. 1985. “Size structure of phytoplankton biomass in the equatorial Atlantic Ocean.” *Deep-Sea Research* 32 (7): 819–836.
- [Herbland, Bouteiller, and Raimbault1987] ———. 1987. “Does the nutrient enrichment of the equatorial upwelling influence the size structure of phytoplankton in the Atlantic Ocean?” *Oceanologica Acta* 32 (SP): 115–120.
- [Hormann and Brandt2009] Hormann, V., and P. Brandt. 2009. “Upper equatorial Atlantic variability during 2002 and 2005 associated with equatorial Kelvin waves.” *Journal of Geophysical Research* 114 (C03007): 1–18.
- [Katz1987] Katz, E. J. 1987. “Equatorial Kelvin Waves in the Atlantic.” *Journal of Geophysical Research* 92 (C2): 1894–1898.
- [King2002] King, Michael. 2002. MODIS - Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>.
- [Krause, Nelson, and Brzezinski2011] Krause, J. W., D. M. Nelson, and M. A. Brzezinski. 2011. “Biogenic silica production and the diatom contribution to primary production and nitrate uptake in the eastern equatorial Pacific Ocean.” *Deep-Sea Research II* 58 (3-4): 434—448.
- [Lagerloef et al.2010] Lagerloef, G., J. Boutin, Y. Chao e T. Delcroix, J. Font, P. Niiler, N. Reul, S. J. Riser, R. Schmitt, and D. Stammer e F. Wentz. 2010. “Resolving the global surface salinity field e variations by blending satellite and in situ observations.” *Ocean Obs, European Space Agency* 09:587–597.
- [Lee et al.2012] Lee, T., G. Lagerloef, M. M. Gierach e H. Kao, S. Yueh, and K. Dohan. 2012. “Aquarius reveals salinity structure of tropical instability waves.” *Geophysical Research Letters* 39, no. L12610.
- [Lee et al.2014] Lee, T., G. Lagerloef, H. Kao e M. J. McPhaden, J. Willis, and M. M. T. Gierach. 2014. “The influence of salinity on tropical Atlantic instability waves.” *Journal of Geophysical Research* 119:8375—8394.

- [Legeckis1977] Legeckis, R. 1977. “Long waves in the eastern equatorial Pacific ocean: a view from a geostationary satellite.” *Science* 197:1179–1181.
- [Legeckis1986] ———. 1986. “Long waves in the equatorial Pacific and Atlantic Oceans during 1983.” *Ocean-Air Interactions* 1:1–10.
- [Legeckis and Reverdin1987] Legeckis, R., and G. Reverdin. 1987. “Long Waves in the Equatorial Atlantic Ocean During 1983.” *Journal of Geophysical Research* 92 (C3): 2835–2842.
- [Liu et al.2000] Liu, T. W., X. Xie, P. S. Polito, S. P. Xie, and H. Hashizume. 2000. “Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by QuikSCAT and Tropical Rain Measuring Mission.” *Geophysical Research Letters* 27 (16): 2545–2548.
- [Lorenzetti2015] Lorenzetti, J. A. 2015. *Princípios físicos do Sensoriamento Remoto*. Blucher.
- [Luyten and Swallow1976] Luyten, J. R., and J. C. Swallow. 1976. “Equatorial Undercurrents.” *Deep-Sea Research* 23:999–1001.
- [Malone1980] Malone, T. C. 1980. “Size-Fractionated Primary Productivity of Marine Phytoplankton.” *Environmental Science Research* 19:301–319.
- [Marañón et al.2000] Marañón, E., P. M. Holligan, Varela M., B. Mouriño, and A. J. Bale. 2000. “Basin-scale variability of phytoplankton biomass, production and growth in the Atlantic Ocean.” *Deep-Sea Research* 47:825–857.
- [Masina, Philander, and Bush1999] Masina, S., S. G. H. Philander, and A. B. G. Bush. 1999. “An analysis of tropical instability waves in a numerical model of the Pacific Ocean: 2. Generation and energetics of the waves.” *Journal of Geophysical Research* 104 (C12): 29637–29661.
- [McGillucuddy Jr., Kosnyrev, and e J. Yoder2001] McGillucuddy Jr., D., V. Kosnyrev, and J. Ryan e J. Yoder. 2001. “Covariation of mesoscale ocean color and sea surface temperature patterns in the Sargasso Sea.” *Deep-Sea Research II* (48): 1823–1836.
- [Menkes et al.2002] Menkes, C., e S. C. Kennan, P. Flament, Y. Dandonneau, S. Masson, B. Biessy, E. Marchal, G. Eldin, J. Grelet, Y. Montel, A. Morlière, A. Lebourges-Dhaussy, C. Moulin, G. Champalbert, and A. Herbland. 2002. “A whirling ecosystem in the equatorial Atlantic.” *Geophysical Research Letters* 29 (11): 48–1–48–4.
- [O’Brien, Cipollini, and Blundell2013] O’Brien, R. C., P. Cipollini, and J. R. Blundell. 2013. “Manifestation of oceanic Rossby waves in long-term multiparametric satellite datasets.” *Remote Sensing of Environment* 129:111–121.

- [Pezzi, Caltabiano, and Challenor2006] Pezzi, L. P., A. Caltabiano, and P. Challenor. 2006. "Satellite observations of the Pacific tropical instability wave characteristics and their interannual variability." *International Journal of Remote Sensing* 27:8:1581–1599.
- [Philander1978] Philander, S. G. 1978. "Instabilities of zonal equatorial currents, 2." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 83 (C7): 3679–3682.
- [Philander1989] ———. 1989. *El Niño, La Niña and the Souther Oscilation*. San Diego, California: Academic.
- [Polito and Cornillon1997] Polito, P. S., and P. Cornillon. 1997. "Long baroclinic Rossby waves detected by Topex/Poseidon." *Journal of Geophysical Research* 102:3215–3235.
- [Polito and Liu2003] Polito, P. S., and W. Timothy Liu. 2003. "Global characterization of Rossby waves at several spectral bands." *Journal of Geophysical Research* 108 (C1): 3018.
- [Polito et al.2001] Polito, P. S., J. P. Ryan, W. T. Liu, and F. P. Chavez. 2001. "Oceanic and atmospheric anomalies of tropical instability waves." *Monthly Weather Review* 28 (11): 2233–2236.
- [Polito and Sato2008] Polito, P. S., and O. T. Sato. 2008. "Global Interannual Trends and Amplitude Modulations of the Sea Surface Height Anomaly from the TOPEX/Jason-1 Altimeters." *Journal of Climate* 21:2824–2834.
- [Poulton et al.2006] Poulton, A. J., P. M. Holligan, A. Hickman, Y. Kim, T. R. Adey, M. C. Stinchcombe, C. Holeton, S. Root, and E. M. S. Woodward. 2006. "Phytoplankton carbon fixation, chlorophyll-biomass and diagnostic pigments in the Atlantic Ocean." *Deep-Sea Research II* 53:1593–1610.
- [Pérez et al.2005] Pérez, V., E. Fernández, E. Marañón, P. Serret, and C. García-Soto. 2005. "Seasonal and interannual variability of chlorophyll a and primary production in the Equatorial Atlantic: in situ and remote sensing observations." *Journal of Plankton Research* 27 (2): 189–197.
- [Qiao and Weisberg1995] Qiao, L., and R. H. Weisberg. 1995. "Tropical instability wave kinematics: Observations from the Tropical Instability Wave Experiment." *Journal of Geophysical Research* 100 (C5): 8677–8693.
- [Ryan et al.2002] Ryan, J. P., P. S. Polito, P. G. Strutton, and F. P. Chavez. 2002. "Unusual large-scale phytoplankton blooms in the equatorial Pacific." *Progress in Oceanography* 55:263–285.

- [Ryan et al.2006] Ryan, J. P., I. Ueki, Y. Chao, H. Zhang e P. S. Polito, and F. P. Chavez. 2006. “Western Pacific modulation of large phytoplankton blooms in the central and eastern equatorial Pacific.” *Journal of Geophysical Research* 111, no. G02013.
- [Schouten, Matano, and Strub2005] Schouten, M. W., R. P. Matano, and T. P. Strub. 2005. “A description of the seasonal cycle of the equatorial Atlantic from altimeter data.” *Deep-Sea Research* 52 (3): 477–493.
- [Steger and Carton1991] Steger, J. M., and J. A. Carton. 1991. “Long Waves and Eddies in the Tropical Atlantic Ocean’ 1984-1990.” *Journal of Geophysical Research* 96 (C8): 15161–15171.
- [Strutton, Evans, and Chavez2008] Strutton, P. G., W. Evans, and F. P. Chavez. 2008. “Equatorial Pacific chemical and biological variability, 1997–2003.” *Global Biogeochemical Cycles* 22:1–13.
- [Strutton et al.2011] Strutton, P. G., A. P. Palacz, R. C. Dugdale, F. Chai, A. Marchi, A. E. Parker, V. Hogue, and F. P. Wilkerson. 2011. “The impact of equatorial Pacific tropical instability waves on hydrography and nutrients: 2004-2005.” *Deep-Sea Research II* (58): 284–295.
- [Strutton, Ryan, and Chavez2001] Strutton, P. G., J. P. Ryan, and F. P. Chavez. 2001. “Enhanced chlorophyll associated with tropical instability waves in the equatorial Pacific.” *Geophysical Research Letters* 28 (10): 2005–2008.
- [Talley et al.2011] Talley, L. D., G. L. Pickard, W. J. Emery, and J. H. Swift. 2011. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. Sixth Edition. Elsevier.
- [Uz and Yoder2004] Uz, B., and J. Yoder. 2004. “High frequency and mesoscale variability in SeaWiFS chlorophyll imagery and its relation to other remotely sensed oceanographic variables.” *Deep-Sea Research II* (51): 1001–1017.
- [Uz, Yoder, and Osychny2001] Uz, B., J. Yoder, and V. Osychny. 2001. “Pumping of nutrients to ocean surface waters by the action of propagating planetary waves.” *Nature* 409:597–600.
- [von Schuckmann, Brandt, and Eden2008] von Schuckmann, K., P. Brandt, and C. Eden. 2008. “Generation of tropical instability waves in the Atlantic Ocean.” *Journal of Geophysical Research* 113 (C08034): 1–12.
- [Wacongne and Piton1992] Wacongne, S., and B. Piton. 1992. “The near-surface circulation in the northeastern corner of the South Atlantic ocean.” *Deep-Sea Research* 39:1273–12981.

- [Wang et al.2013] Wang, X., R. Murtugudde, E. Hackert, and E. Marañón. 2013. “Phytoplankton carbon and chlorophyll distributions in the equatorial Pacific and Atlantic: A basin-scale comparative study.” *Journal of Marine Systems* 109-110:138–148.
- [Weisberg and Weingartner1988] Weisberg, R. H., and T. J. Weingartner. 1988. “Instability waves in the equatorial Atlantic Ocean.” *Journal of Physical Oceanography* 18:1641–1657.
- [Wu and Bowman2007] Wu, Q., and K. P. Bowman. 2007. “Interannual variations of tropical instability waves observed by the Tropical Rainfall Measuring Mission.” *Geophysical Research Letters* 25:1–4.
- [Yin et al.2014] Yin, X., J. Boutin, G. Reverdin, T. Lee, S. Arnault, and N. Martin. 2014. “SMOS Sea Surface Salinity signals of tropical instability waves.” *Journal of Geophysical Research* 119:7811–7826.
- [Yoder et al.1994] Yoder, J. A., S. G. Ackleson, R. T. Barber, P. Flament, and W. M. Balch. 1994. “A line in the sea.” *Nature* 371:689–692.
- [Yu, McCreary, and Proehl1995] Yu, Z., J. P. McCreary, and J. A. Proehl. 1995. “Meridional Asymmetry and Energetics of Tropical Instability Waves.” *Journal of Physical Oceanography* 25:2997—3007.

São Paulo, 20 de junho de 2017

Mariana Miracca Lage

Prof. Dr. Paulo Simionatto Polito