



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/02.07.17.36-TDI

**A INFLUÊNCIA DO SISTEMA
ATMOSFERA-CONTINENTE-OCEANO NA
PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA NA PLUMA DO RIO
AMAZONAS**

Nelson de Almeida Gouveia

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelos Drs. Douglas Francisco
Marcolino Gherardi, e Luiz
Eduardo Oliveira e Cruz de
Aragão, aprovada em 17 de
fevereiro de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NB5KUL>>

INPE
São José dos Campos
2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/02.07.17.36-TDI

**A INFLUÊNCIA DO SISTEMA
ATMOSFERA-CONTINENTE-OCEANO NA
PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA NA PLUMA DO RIO
AMAZONAS**

Nelson de Almeida Gouveia

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelos Drs. Douglas Francisco
Marcolino Gherardi, e Luiz
Eduardo Oliveira e Cruz de
Aragão, aprovada em 17 de
fevereiro de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NB5KUL>>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Gouveia, Nelson de Almeida.

G745i A influência do sistema atmosfera-continente-oceano na produtividade primária na pluma do Rio Amazonas / Nelson de Almeida Gouveia. – São José dos Campos : INPE, 2017.
xxvi + 98 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/02.07.17.36-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientadores : Drs. Douglas Francisco Marcolino Gherardi, e Luiz Eduardo Oliveira e Cruz de Aragão.

1. Ecohidrologia. 2. Pluma do Rio Amazonas. 3. Produtividade primária. 4. El Niño oscilação Sul. I.Título.

CDU 528.8:556(282.281.3)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Nelson de Almeida Gouvêa**

Título: "A INFLUÊNCIA DO SISTEMA ATMOSFERA-CONTINENTE-OCEANO NA PRODUTIVIDADE PRIMÁRIA NA PLUMA DO RIO AMAZONAS"

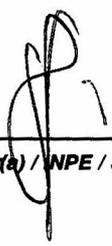
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Sensoriamento Remoto

Dra. Evelyne Márcia Leão de Moraes Novo



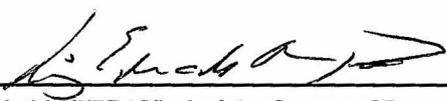
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Douglas Francisco Marcolino Gherardi



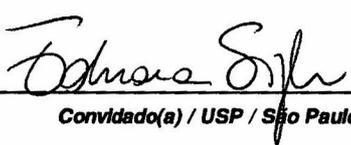
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Luiz Eduardo Oliveira e Cruz de Aragão



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Eduardo Siegle



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 17 de fevereiro de 2017

À minha mãe, Maria C. P. A. Gouveia,
que sempre me incentivou a buscar
os meus sonhos.

AGRADECIMENTOS

Agradecer primeiramente a Deus por ter me concedido saúde e forças nas horas de dificuldade.

À CAPES pelo apoio financeiro, através da concessão da bolsa de estudo.

Ao INPE por ter contribuído com a minha formação acadêmica através do conhecimento repassado.

Aos orientadores Dr. Douglas Francisco Marcolino Gherardi e Dr. Luiz Eduardo Oliveira e Cruz de Aragão por ter me dado à oportunidade de trabalhar com eles, pelos ensinamentos e por sempre se mostrarem disponíveis para orientar no desenvolvimento do trabalho.

Ao Dr. Fabien Hubert Wagner por ter me auxiliado em algumas análises do trabalho e participado de forma ativa nas discussões relacionadas à pesquisa.

A minha namorada, e futura esposa, Camilla Moraes por todo amor e carinho dedicado durante esse período de mestrado, apoiando-me emocionalmente nos momentos mais difíceis, e por sempre ter uma importância fundamental nas minhas conquistas.

Ao amigo Dr. Eduardo Paes que sempre se mostrou interessado em contribuir com o desenvolvimento da pesquisa.

Ao meu grande amigo Fábio Pamplona pela sua amizade e por sempre estar disponível para qualquer tipo de ajuda.

A meu Pai José Gouveia por sempre estar do meu lado, dando incentivo e apoio ao longo da minha vida, e ao restante da família que sempre me ajudou nos momentos que precisei.

Aos amigos André Bertoncini, Jean Farhat, Kaio Gasparini, Francielly Alcântara e Mainara Gouveia por todas as conversas, apoios, ajudas e incentivos dados durante esta etapa.

Aos companheiros de laboratório.

E todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram de alguma forma nesta fase da minha vida.

RESUMO

A plataforma continental Norte do Brasil é caracterizada por alta produtividade primária que está associada a um supersistema composto de processos que conectam a hidrologia da bacia do rio Amazonas e a dinâmica do oceano. Eventos como o El Niño Oscilação Sul (ENOS) influenciam na hidrologia da bacia Amazônica e conseqüentemente na produtividade primária oceânica. Essa interação entre atmosfera-continente-oceano pode ser refletida na variabilidade da salinidade da superfície do mar na plataforma continental, onde este gradiente de salinidade define os padrões espaciais de disponibilidade de luz e nutrientes afetando diretamente a produtividade primária oceânica. Desta forma, O presente trabalho tem como objetivo geral quantificar a variabilidade espaço-temporal da salinidade oceânica e sua relação com a produtividade primária na plataforma continental Norte do Brasil. Estabelecer a caracterização da produtividade primária nas escalas subanual à anual e avaliar quantitativamente a influencia do ENOS, na escala interanual, na interface continente-oceano para propor um modelo conceitual da ecohidrologia da bacia Amazônica. Para alcançar os objetivos do trabalho, gerou-se um modelo empírico de salinidade da superfície do mar (MES). Este foi comparado com outros modelos da literatura e com produtos de salinidade gerados a partir de imagens de radiômetros presentes nos satélites CONAE's SAC-D/Aquarius e ESA's SMOS/MIRAS. O modelo MES permitiu discriminar mais processos relacionados a produtividade primária que os satélites Aquarius e SMOS. A relação entre produtividade primária marinha e salinidade na região costeira apresenta variabilidade predominante nas escalas subanual e anual. OS resultados reforçam as evidências de que a pluma do rio Amazonas compreende diferentes regimes ambientais, ou habitats, que são estruturados fisicamente pela influência da Corrente Norte do Brasil, sua retroflexão sazonal, e sua interação com a descarga dos rios. Essas estruturas são moduladas pelo El Niño oscilação sul que influencia esse supersistema na escala interanual.

Palavras-chave: Ecohidrologia. Pluma do rio Amazonas. Produtividade primária. El Niño oscilação sul.

THE INFLUENCE OF THE ATMOSPHERE-CONTINENT-OCEAN SYSTEM ON PRIMARY PRODUCTIVITY IN THE AMAZON RIVER PLUME

ABSTRACT

The continental shelf of northern Brazil is characterized by high primary productivity which is associated to a super-system composed with processes that link the Amazon River watershed hydrology and the ocean dynamics. Events such as the El Niño southern oscillation have an influence in the Amazon watershed hydrology and consequently in the oceanic primary productivity. This interaction between atmosphere-continent-ocean might be felt in the continental shelf sea surface salinity variability, where the salinity gradient defines the spatial patterns of light and nutrients availability directly affecting the oceanic primary productivity . Thus, the objective of the work is to quantify a spatiotemporal variability of ocean salinity and its relation with a primary productivity in the North Brazil continental shelf. In addition to establishing the characterization of the primary productivity in the subannual to annual scales, besides evaluating quantitatively the influence of ENOS on the interannual scale at the continent-ocean interface to propose a conceptual model of the Amazon Basin ecohydrology. In order to achieve the aims of the work, we generated an empirical model based on sea surface salinity. We compared this model with others in the literature and with products of salinity generated from images acquired by radiometers onboard CONAE's SAC-D/Aquarius and ESA's SMOS/MIRAS platforms. The salinity model allows us to discriminate more processes related to primary productivity than the Aquarius and SMOS platforms. The relationship between marine primary productivity and salinity in the coastal region present variability mostly on sub-annual and annual scales. The results reinforce evidences that the Amazon River plume encompasses different environmental regimes, or habitats, which are physically structured by the influence of the North Brazil current seasonal retroflexion and the interaction with river discharge. These structures are modulated by the El Niño southern oscillation which has an inter-annual scale influence on this super-system.

Keywords: Ecohydrology. Amazon River Plume. Primary productivity. El Niño southern oscillation.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Estoques e fluxos do ciclo global da água. SI: armazenamento de água terrestre, So: massa oceânica, R: escoamento global, P: Precipitação, E: Evapotranspiração, W: total de vapor de água na coluna de ar e div(Q): divergência do fluxo de vapor de água verticalmente integrada. Onde os subscritos l e o são índices relativos ao continente e oceano, respectivamente.....	8
Figura 2.2- Regionalização dos diferentes ciclos anuais de precipitação na América do Sul. Melhor descrição das regiões, veja em Reboita et al., (2010) (R1-R8).	10
Figura 2.3 - Exemplos de mapas gerados pelo modelo de SSM calculado a partir do adg443 para a PRA. (A) 25 Janeiro–07 Fevereiro de 2004; (B) 17–31 Junho de 2001; (C) 22 Agosto–04 Setembro de 2004; e (D) 21 Setembro–04 Outubro 2003.	12
Figura 2.4 - processos que predominam na mudança de composição do MOD na pluma do rio Amazonas.....	14
Figura 2.5 - Sedimentos descarregados pela foz do rio Amazonas. Imagem do dia 14 de junho de 2012 do sensor MODIS	15
Figura 2.6 - a) produtividade primária em áreas de baixa salinidade, mesohalinas e oceânicas. b) locais onde mostram processos diazotróficos na região mesohalina (círculos verdes) e região oceânica(círculos azuis).	16
Figura 2.7 - Variações das direções dos ventos (acima), das descargas de sedimentos (linha contínua), da vazão do RA (linha tracejada) e da Corrente Norte do Brasil (linha em negrito).	18
Figura 2.8- Mapa mostrando a distribuição horizontal das principais correntes da Água Superficial Tropical(TSW:0-100m) na Primavera(esquerda) e Outono(direira) no hemisfério Norte.....	19

Figura 2.9- Grafico mostrando as derivadas parciais da T_B (nas componentes H-pol e V-pol) em relação a T_S e SSM para uma superfície especular com um ângulo de visada de 53° , derivado das relações de Klein–Swift. As linhas contínuas são as componentes V-pol e as tracejadas H-pol.	24
Figura 2.10- Dependência das temperaturas de brilho nas components V-pol (cima) e H-pol(baixo) em função da temperatura da superfície do mar para valores constantes de salinidade entre 32 e 37 para uma superfície plana (sem ondas), quando vista no ângulo de incidência de $37,8^\circ$ (vista média do Aquarius), com base no modelo de Klein e Swift (1977).	25
Figura 3.1 - Área de estudo mostrando as bacias hidrográficas (em cores) consideradas no trabalho e a área de influência no oceânica (tracejado).	29
Figura 3.2 Apresentação das regiões utilizadas para compor o índice do Niño 3.4	34
Figura 3.3- Metodologia utilizada elaboração do modelo estatístico de salinidade (MES).	35
Figura 3.4- Fluxograma apresentando todas as etapas que envolvem a comparação do MES com os dados de Salinidade do calculados com o SMOS e Aquarius. E como estes se relacionam com a produtividade primária (VGPM). As cores em amarelo apresenta o banco de dados utilizados.	37
Figura 3.5- Fluxograma com as etapas das análises que caracterizam a produtividade primária (VGPM) na PCNB. As cores em amarelo apresenta o banco de dados utilizado, as cores azuis apresentam os processamentos feitos e as verdes as saídas dos processamentos.	39
Figura 3.6 - Modelo de produtividade primária estimado a partir da salinidade (linha azul) e o efeito na variação dos parâmetros (linha vermelha tracejada) para PP (a), p1 (b) e p2 (c).	40

Figura 3.7 - Fluxograma apresentando as etapas para análises de correlação cruzada	43
Figura 4.1 - a) Pontos amostrados de salinidade e adg443. b) Regressão entre SSM e adg443.....	46
Figura 4.2 - MES para as médias das estações do ano.....	47
Figura 4.3- Gráfico Box-plot de dispersão dos valores de adg ₄₄₃ para as imagens de médias mensais dos meses do ano na sub amostra da área de estudo limitada entre as longitudes 48°W a 53°W e latitudes 3°S a 6°N. O Box-plot apresenta para cada mês o valor da mediana (linhas horizontais vermelhas) e outliers (pontos vermelhos).....	49
Figura 4.4- Comparação entre os modelos MES, de Moller et al, (2010) e de Fournier et al, (2015).....	50
Figura 4.5- Gráficos de dispersão entre o MES com SMOS (painéis superiores) e MES com Aquarius (painéis inferiores) para as estações do ano. As cores dos pontos representam os desvios entre o MES e cada satélite.....	52
Figura 4.6- Diferenças entre MES e SMOS (lado esquerdo) e Aquarius (lado direito) para as estações do ano.	54
Figura 4.7- Transecto na foz do rio Amazonas(A). (B) Perfil de SSM ao longo do transecto e (C) detalhe da variação de SSM na camada superficial do transecto.	55
Figura 4.8 - Gráficos de dispersão entre a produtividade primária e a salinidade para cada estação do ano, com o MES (preto), SMOS (azul) e Aquarius (vermelho).....	57
Figura 4.9 - Análise de decomposição espectral de Fourier. A) Coeficiente de determinação (R^2), B) produtividade primária Média, C) amplitude da produtividade e D) proporção relativa dos períodos de 12 meses.....	59
Figura 4.10- Áreas selecionadas para avaliação da série temporal de produtividade primária (VGPM).....	60

Figura 4.11- Decomposição de <i>wavelet</i> da série temporal de produtividade primária da região A1.Os boxes vermelhos indicam períodos em que os índices do “ <i>Multivariate El Nino Index</i> ” (MEI) se mantiveram positivos por mais de um ano.....	61
Figura 4.12- Decomposição de <i>wavelet</i> da série temporal de produtividade primária da região A2.	62
Figura 4.13- Decomposição de <i>wavelet</i> da série temporal de produtividade primária da região A3.	63
Figura 4.14- Decomposição de <i>wavelet</i> da série temporal de produtividade primária da região A4.	64
Figura 4.15- Decomposição de <i>wavelet</i> da série temporal de produtividade primária da região A5.	65
Figura 4.16 - Relação entre a produtividade em cada área (A1, A2, A3, A4, A5) e a vazão de Óbidos	68
Figura 4.17- (a) Porcentagem média de explicação da produtividade primária (VGPM) pela salinidade da superfície do mar.(b) Extensão máxima média da pluma do Rio Amazonas.....	70
Figura 4.18 - Correlação entre a precipitação (TRMM) com o índice do Niño 3.4 na defasagem de 1 mês.	72
Figura 4.19 - Análise de EOF nos dados de AIV, apresentando o modo espacial (coluna esquerda) e os “ <i>loadings</i> ” associados a cada modo (coluna à direita). A escala de cores apresenta os valores dos “ <i>scores</i> ”. ..	73
Figura 4.20 - Análise de correlação cruzada entre o índice Niño 3.4 e AIV nas defasagens de tempo (<i>lag</i>) de 0 a 9 meses.	75
Figura 4.21 - Áreas A1 e A2 selecionadas para correlacionar a AIV com a produtividade oceânica.	76
Figura 4.22 - Análise de correlação cruzada: (a) índice Niño 3.4 vs. produtividade primária (defasagem de 7 meses), produtividade primária e PAR (defasagem de 2 meses). Os contornos em cinza representam a extensão máxima média da PRA gerados a partir do MES.	77

Figura 4.23 - Máxima correlação entre AIV e produtividade primária para A1 (a) e A2 (b). Os contornos em cinza representam a extensão máxima média da pluma gerados a partir do MES. 78

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1- Apresentação dos dados de sensoriamento remoto utilizados no trabalho.	31
Tabela 4.2- Modelos de salinidades propostos por alguns autores que utilizaram o coeficiente de absorção da matéria orgânica e detritos em alguns comprimentos de onda	48

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

adg ₄₄₃	- Coef. de Absorção da Matéria Orgânica e Detritos em 443nm
adg ₃₃₅	- Coef. de Absorção da Matéria Orgânica e Detritos em 335nm
adg ₄₀₀	- Coef. de Absorção da Matéria Orgânica e Detritos em 400nm
AIV	- Água Integrada Verticalmente
ATSM	- Temperatura da Superfície do Mar
CCNE	- Contra Corrente Norte Equatorial
CERES	- <i>Cloud and Earth Radiant Energy Sensor</i>
CNB	- Corrente Norte do Brasil
CNA	- Costa Norte Amazônica
COD	- Carbono Orgânico Dissolvido
COP	- Carbono Orgânico Particulado
CSE	- Corrente Sul Equatorial
CTD	- <i>Conductivity, Temperature, Depth</i>
DJF	- Dezembro, Janeiro, Fevereiro
DLR	- Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V.
ENOS	- El Niño Oscilação Sul
EOF	- <i>Empirical Orthogonal Function</i>
ESA	- European Spacial Agency
EUA	- Estados Unidos da América
GRACE	- <i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GSM	- Garver- Siegel- Maritorea
H- pol	- Polarizações Horizontais
INCT	- Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ambientes Marinhos Tropicais
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
PAR	- <i>Photosynthetically active radiation</i>
IPAR	- <i>Instantaneous Photosynthetically active radiation</i>
JAXA	- <i>Japan Aerospace Exploration</i>
JJA	- Junho, Julho, Agosto
LIS	- <i>Lightning Imaging Sensor</i>

MAM	-	Março, Abril, Maio
MEI	-	<i>Multivariate El Nino Index</i>
MES	-	Modelo Empírico de Salinidade
MIRAS	-	<i>Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis</i>
MOD	-	Matéria orgânica Dissolvida
MODIS	-	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA		<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NM	-	Nanômetro
NOAA	-	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PCNB	-	Plataforma Continental Norte do Brasil
PP	-	Produtividade Primária
PR	-	<i>Precipitation Radar</i>
PRA	-	Pluma do Rio Amazonas
RA	-	Rio Amazonas
REM	-	Radiação Eletro Magnética
RMSE	-	<i>Root Mean Square Error</i>
SCEs	-	Subcorrente Equatorial
SCNE	-	Subcorrente Norte Equatorial
SCSE	-	Subcorrente Sul Equatorial
SMOS	-	<i>Soil Moisture and Ocean Salinity</i>
SNB	-	Subcorrente Norte do Brasil
SON	-	Setembro, Outubro, Novembro
SSM	-	Salinidade da Superfície do Mar
T _B	-	Temperatura de Brilho
T _S	-	Temperatura de Pele da Superfície Oceânica
TMI	-	<i>TRMM Microwave Imager</i>
TMPA	-	<i>TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis</i>
TRMM	-	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
UNESCO	-	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
VGPM	-	<i>Vertically Generalized Production Model</i>
VIRS	-	<i>Visible and Infrared Scanner</i>
V- pol	-	Polarizações Verticais

- ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul
- ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivos.....	5
1.1.1. Objetivo geral	5
1.1.2. Objetivos específicos	5
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	7
2.1. Relação entre continente, oceano e atmosfera na região norte da América do Sul	7
2.2. Salinidade da superfície do mar.....	11
2.3. O “ <i>continuum</i> ” da pluma do rio Amazonas.....	13
2.4. Plataforma continental norte do Brasil	14
2.5. Forçantes físicas.....	17
2.6. Influência de eventos climáticos	20
2.7. Dados oriundos do Sensoriamento Remoto	21
2.7.1. Coeficiente de absorção da matéria orgânica e detritos	21
2.7.2. Dados de Salinidade da superfície do mar.....	23
2.7.3. Radiação fotossinteticamente ativa	26
2.7.4. Espessura equivalente de lâmina de água continental	26
2.7.5. Precipitação TRMM.....	27
3 MATERIAL E METODOS	29
3.1. Área de estudo.....	29
3.2. Dados.	30
3.2.1. Dados de sensoriamento Remoto	30
3.2.2. Dados <i>in situ</i>	32
3.2.2.1. Salinidade da superfície do mar	32
3.2.2.2. Vazão	32
3.2.3. Modelo de Produtividade Primária	32
3.2.4. Índice do ENOS.....	34
3.3. Análise dos dados.....	34

3.3.1.	Modelo Empírico de Salinidade.....	34
3.3.2.	Comparação do MES com imagens de salinidade estimadas pelo SMOS e Aquarius e a relação de cada um com a produtividade primária	36
3.3.3.	Caracterização da produtividade primária na PCNB	37
3.3.4.	Influência da salinidade na produtividade primária.....	39
3.3.5.	Análise de <i>Wavelet</i>	40
3.3.6.	Análise de correlação.....	42
3.3.7.	Análise de Funções ortogonais empíricas.....	44
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	45
4.1.	Modelo empírico de salinidade	45
4.2.	Comparação entre o MES, SMOS e Aquarius e suas relações com a produtividade primária.....	51
4.3.	Caracterização sazonal da produtividade primária na costa Norte Amazônica.....	57
4.4.	Influência da salinidade na produtividade primária	68
4.5.	A influência do ENOS no sistema atmosfera-continente-oceano, com ênfase na produtividade primária marinha	71
5	SÍNTESE E CONCLUSÕES	81
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

1 INTRODUÇÃO

A de acordo com a UNESCO a ecohidrologia é um campo de estudo que visa compreender, de forma integrada, processos biológicos e hidrológicos (ZALEWSKI et al., 1997). Em uma bacia hidrográfica esses processos são influenciados pelas trocas de água entre os sistemas atmosfera-continente-oceano (HANNAH et al., 2007).

O ciclo hidrológico neste sistema acoplado governa vários processos biológicos, químicos e geológicos responsáveis pela ciclagem biogeoquímica de elementos que são transportados do continente para regiões costeiras (BIANCHI et al, 2006). Estas relações são evidenciadas principalmente nas regiões costeiras que integram as conexões entre os sistemas terrestres, rios, estuários, oceano e atmosfera (CANUEL et al., 2012).

Os rios têm um papel fundamental nesses processos de acoplamento e ciclagem, pois transportam, em nível global, aproximadamente $40 \times 10^3 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ de água doce dos continentes para os oceanos, o que corresponde a um terço da precipitação total captada pela drenagem (TRENBERTH et al., 2007). Além disso, os rios transportam anualmente cerca de 12,6 bilhões de toneladas de sedimentos aos oceanos (SYVITSKI et al., 2005).

Na América do Sul, o rio Amazonas apresenta uma vazão de $6300 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$ para o oceano Atlântico, oriunda de sua bacia de drenagem. Esta possui uma área de $6,15 \times 10^6 \text{ km}^2$ e transporta $1150 \times 10^6 \text{ t ano}^{-1}$ de sedimentos. Estes sedimentos constituem-se principalmente de silte e argila, estimativas até o momento indicam que estes representam aproximadamente 17% de toda a sílica orgânica presente nos oceanos do mundo (DAGG et al., 2004, WARD et al., 2015). Cabe ressaltar que todos esses sedimentos são depositados na Plataforma Continental Norte do Brasil (PCNB).

Portanto, a PCNB atua como um receptor final de água com densidade inferior à água oceânica e materiais provenientes do continente. Esta

massa de água superficial é denominada de Pluma do rio Amazonas, possui baixa salinidade, grande quantidade de nutrientes e material, orgânico e inorgânico, dissolvido e em suspensão. A pluma flui constantemente para noroeste junto à costa e pode apresentar diferentes padrões de dispersão e extensão durante o ano, sendo influenciada por diferentes processos físicos, principalmente pela vazão do rio Amazonas, pela sazonalidade da corrente Norte do Brasil (CNB), ação dos ventos e regimes de maré (LENTZ; LIMBURNER, 1995; MOLLERI et al., 2010; NITTROUER; DEMASTER, 1996).

O regime de vazão do rio Amazonas e, portanto, a dispersão e extensão da pluma estão diretamente relacionadas com diversos fatores, dentre eles a precipitação em suas bacias de drenagem. A análise da distribuição de chuvas mostra que o clima amazônico apresenta a maior parte da precipitação anual concentrada nas estações de verão e outono austral (DE SOUZA; AMBRIZZI, 2003), entre os meses de dezembro a maio. Além disso, a precipitação está intimamente relacionada aos padrões de circulação atmosférica de grande escala, que por sua vez são conectados à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (DE SOUZA; ROCHA, 2006). Por outro lado, a variabilidade interanual da estação chuvosa na Amazônia é modulada diretamente pelos padrões de interação oceano-atmosfera de grande escala, associados ao ciclo do El Niño Oscilação Sul (ENOS) sobre o oceano Pacífico (DE SOUZA et al., 2000) e aos ciclos de oscilação das anomalias das temperaturas da superfície do mar que ocorrem no oceano Atlântico (MARENGO et al., 2008; CHIANG, 2004).

Todos os diferentes fatores citados acima influenciam diretamente a descarga dos rios e na circulação oceânica na PCNB, estes por sua vez são elementos chave no controle da variabilidade sazonal da matéria orgânica dissolvida (MOD). Essa influência entre processos fluviais e oceânicos na composição do MOD é tratada como um contínuo sendo chamado de “*river-ocean continuum*” (MEDEIROS et al., 2015). Atualmente, a pluma do rio Amazonas é descrita como sendo um sistema complexo caracterizado por: i) rápido consumo da MOD instável próximo

à foz do rio; ii) A exportação da fração refratária da MOD para as águas oceânicas; iii) blooms fitoplanctônicos e iv) transformações bacterianas e fotoquímicas da MOD. Todos esses processos são modulados pela diluição da água da pluma pela circulação oceânica no Atlântico tropical ocidental.

A respeito da diluição da pluma pelas águas oceânicas e dentro destas perspectivas, a salinidade da superfície do mar (SSM) é considerada como um bom traçador de água continental no ambiente marinho. Assim, a SSM é utilizada para mapear a variabilidade espacial e temporal da pluma do rio Amazonas (MOLLERI et al., 2010; FOURNIER et al., 2015). Alguns trabalhos mostram que a SSM é um fator determinante sobre as comunidades fitoplanctônicas na pluma amazônica, embora não existam estudos conhecidos que tenham abordado os efeitos sobre a fisiologia desses organismos (GOES et al., 2014). Portanto, a pluma é um ambiente caracterizado por diferentes processos de alteração da MOD e da disponibilidade de luz, geralmente associados a faixas de SSM (GOES et al., 2014; SUBRAMANIAN et al., 2008, MEDEIROS et al., 2015). Assim, a grande quantidade de matéria orgânica, inorgânica, sedimentos e substâncias dissolvidas transportadas pelos rios da bacia amazônica tendem a influenciar a estrutura da comunidade biológica na PCNB (DAGG et al., 2004; GOES et al., 2014; MEDEIROS et al., 2015; WARD et al., 2015).

Devido à dificuldade logística para a obtenção de medidas de salinidade *in situ*, diversos modelos de salinidade foram propostos baseados em medidas de sensores de satélites tanto na faixa do visível quanto na de microondas (HU et al., 2004; MOLLERI et al., 2010;FOURNIER et al., 2015; LAGERLOEF et al., 2008; MECKLENBURG et al., 2012). O desenvolvimento destes modelos baseados em micro-ondas,foi possível, principalmente, com o advento de satélites capazes de estimar a salinidade superficial do mar (SSM), o *Soil Moisture and Ocean Salinity* (SMOS) e o Aquarius. Os autores supracitados reforçam a importância destes sensores a bordo de plataformas orbitais serem capazes de capturar os principais padrões espaciais e temporais da pluma.

Sabe-se que existe uma relação entre SSM e o coeficiente de absorção da matéria orgânica e detritos em comprimento de onda de 443 nm (adg_{443}) (MOLLERI et al., 2010, FOURNIER et al., 2015). Entretanto, nota-se que os modelos de SSM gerados a partir dessa relação utilizaram uma faixa muito estreita de valores de SSM *in situ* para estimar a extensão da pluma amazônica. Isto tende a limitar a aplicabilidade das equações de ajuste para estimar valores de SSM em intervalos de tempo mais longos e em locais de alta variabilidade espaço-temporal.

Em resumo, a PCNB é caracterizada por possuir alta produtividade primária sendo relacionada com: i) disponibilidade de luz e nutrientes como fatores limitantes dos processos de fotossíntese dos organismos fitoplanctônicos na pluma do rio Amazonas (SIMTH; DEMASTER, 1996); ii) atividade diazotrófica (fixação de N_2 por diatomáceas associadas a cianofíceas endobiontes) na região mesohalina (SUBRAMANIAN et al., 2008); iii) transporte por vórtices anticiclônicos que se movem em direção noroeste, paralelo a costa Sul Americana (WILSON et al., 2002); e finalmente, iv) evidência que em algumas regiões, grande parte da biomassa de clorofila pode ser suportada pelo transporte vertical de nutrientes de camadas mais profundas para as mais rasas como resultado da interação da descarga do rio Amazonas com o transporte da CNB (GOES ET AL., 2014).

Portanto, a melhoria dos modelos de salinidade e a caracterização mais acurada do comportamento da pluma do rio Amazonas (PRA) são fundamentais para se compreender melhor o funcionamento da ecologia da Amazônia e das conexões que operam no sistema atmosfera-continente-oceano.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo geral

O presente trabalho tem como objetivo geral quantificar a variabilidade espaço-temporal da salinidade oceânica e sua relação com a produtividade primária na plataforma continental Norte do Brasil. Estabelecer a caracterização da produtividade primária nas escalas subanual à anual e avaliar quantitativamente a influencia do ENOS, na escala interanual, na interface continente-oceano para propor um modelo conceitual da ecologia da bacia Amazônica.

1.1.2. Objetivos específicos

- a) Elaborar um modelo empírico de SSM a partir de dados *in situ*, representativos da PRA, e adg_{443} do modelo semianalítico Garver-Siegel-Maritorena (GSM) do sensor MODIS Aqua e comparar com a literatura.
- b) Avaliar o potencial das imagens dos satélites SMOS e Aquarius para detectar os padrões espaciais identificados no modelo empírico de SSM.
- c) Caracterizar a variabilidade sazonal da produtividade primária na pluma do rio Amazonas e nas áreas oceânicas adjacentes.
- d) Analisar a influência da SSM como fator limitante a produtividade primária na PCNB.
- e) Analisar a Influência do ENOS no sistema atmosfera-contidente-oceano tendo a produtividade primária na PCNB como variável resposta.

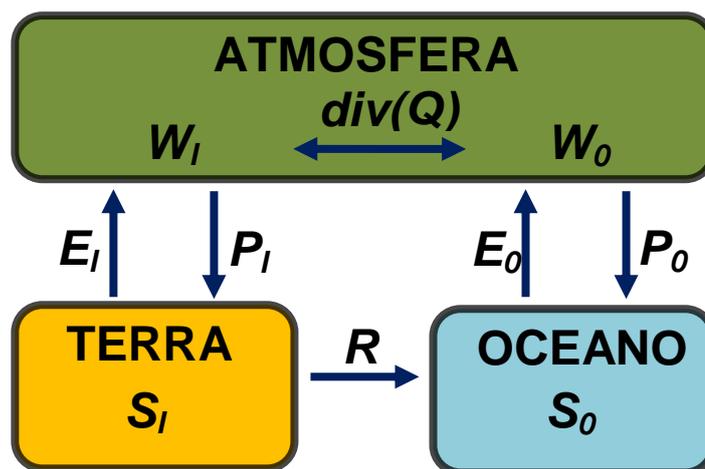
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A fundamentação teórica foi estruturada em sete tópicos nos quais se apoiam este trabalho. Neles são discutidos os seguintes temas: i) As relações entre continente, oceano e atmosfera na região norte da América do Sul (Seção 2.1); ii) Salinidade da superfície do mar (Seção 2.2); iii) O “continuum” da pluma do rio Amazonas (Seção 2.3); iv) Plataforma continental norte do Brasil (Seção 2.4); v) Forçantes físicas (Seção 2.5); vi) Influência de eventos climáticos (Seção 2.6) e vii) dados de sensoriamento remoto (Seção 2.7).

2.1. Relação entre continente, oceano e atmosfera na região norte da América do Sul

A troca de água entre oceano, atmosfera e continente é um importante mecanismo que permite caracterizar a interação entre estes ambientes. Munier et al. (2012) dividem esses intercâmbios de massa de água em dois grupos: 1) fluxos verticais que são representados pela precipitação, evaporação e transpiração da vegetação, e 2) fluxos horizontais que estão incluídos o escoamento superficial e fluxos subterrâneos (Figura 2.1).

Figura 2.1 - Estoques e fluxos do ciclo global da água. S_l : armazenamento de água terrestre, S_o : massa oceânica, R : escoamento global, P : Precipitação, E : Evapotranspiração, W : total de vapor de água na coluna de ar e $div(Q)$: divergência do fluxo de vapor de água verticalmente integrada. Onde os subscritos l e o são índices relativos ao continente e oceano, respectivamente.



Fonte: Adaptado de Munier et al. (2012).

Assim, partindo do princípio do balanço hídrico, podem-se equacionar os fluxos hídricos nas bacias hidrográficas da seguinte forma (TUCCI, 2002):

$$Q = P - E - \Delta S \quad (2.1)$$

Onde Q é o escoamento superficial; P a precipitação; E a evapotranspiração; e ΔS a variação de água no solo.

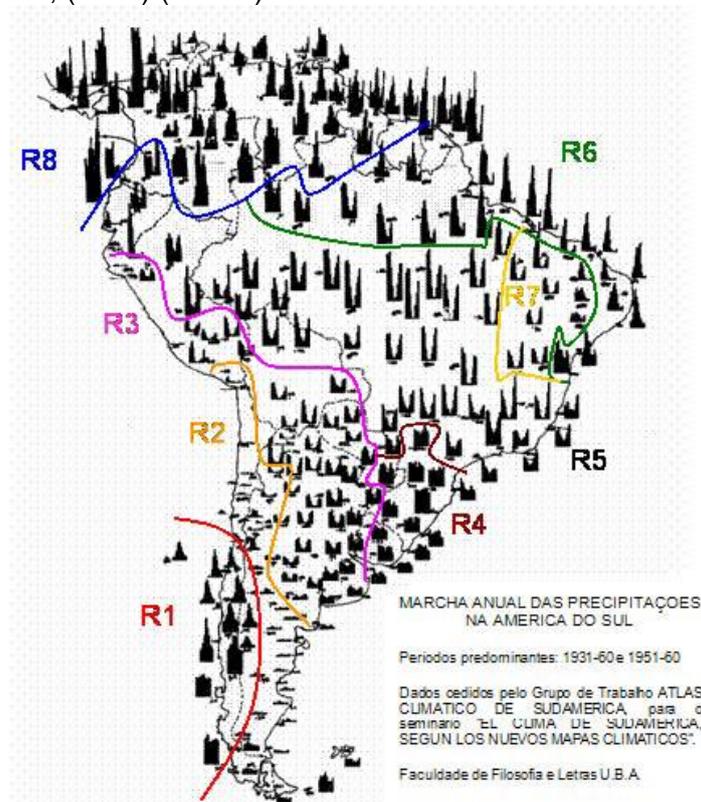
O escoamento pode ser dividido em superficial (Q), subsuperficial e subterrâneo, os dois últimos relacionados à ΔS . A contribuição de cada tipo de escoamento depende das características geológicas/pedológicas e da vegetação das bacias de drenagem, já que se houver a retirada da vegetação, ocasionará a redução na E e ΔS , e conseqüentemente um

aumento do escoamento superficial e redução do escoamento subsuperficial e subterrâneo (GENTRY; LOPEZ-PARODI, 1980).

Aproximadamente 87% da superfície terrestre é conectada ao oceano através dos rios (LUDWIG; PROBST, 1998). Os 25 maiores rios do mundo drenam praticamente a metade da superfície terrestre do planeta e representam cerca de 40% dos sedimentos fluviais e 50% da água doce que entra no oceano (MILLIMAN; MEADE, 1983; MEADE, 1996; VOROSMARTY; PETERSON, 2000). Estes transportam, em nível global, aproximadamente $40 \times 10^3 \text{ km}^3 \text{ ano}^{-1}$ de água doce dos continentes para os oceanos, aproximadamente um terço da precipitação total sobre os continentes (TRENBERTH et al., 2007). Transportando anualmente cerca de 12,6 bilhões de toneladas de sedimentos aos oceanos (SYVITSKI et al., 2005). Sendo o continente e os oceanos os dois maiores sumidouros de dióxido de carbono (CO_2) atmosférico (BIANCHI, 2013).

Assim, a vazão dos rios está intimamente relacionada com o regime de precipitação que ocorre em suas bacias de drenagem. Estes regimes são influenciados por sistemas atmosféricos locais, que podem também sofrer influência de sistemas remotos via teleconexão. Na América do sul, o regime de precipitação apresenta-se de forma não homogênea no tempo e espaço (Figura 2.2), sendo caracterizado por sistemas atmosféricos bastante heterogêneos, estando diretamente associado à variedade geomorfológica e a distribuição das terras em diferentes latitudes, bem como a cobertura vegetal (REBOITA et al., 2010; REBOITA et al., 2012).

Figura 2.2- Regionalização dos diferentes ciclos anuais de precipitação na América do Sul. Melhor descrição das regiões, veja em Reboita et al., (2010) (R1-R8).



Fonte: Reboita et al. (2010).

A região norte do Brasil apresenta uma grande variabilidade espacial nos regimes pluviométricos com maior parte desta concentrada na parte ocidental, com três núcleos de precipitação abundante na região R5 da Figura 2.2, estando localizados nas porções noroeste, sul e central da Amazônia, tendo este último localizado em torno de 5°S (MARENGO, 2003). A precipitação a noroeste e centro da Amazônia se associa a processos de condensação de ar, que são transportados com elevada umidade através dos ventos alísios, sofrendo um levantamento orográfico perto a região dos Andes (NOBRE et al., 1991; DA ROCHA et al., 2009).

As flutuações da ZCIT apresentam grande influência na precipitação desta região 5, 6, 7 e 8 (MARENGO; HASTENRATH, 1993), podendo atuar de forma direta através da sua variação sazonal, alcançando uma posição mais ao sul (4°S) entre o verão e o outono austral, período este,

caracterizado pelo maior regime de precipitação, e alcança sua posição mais ao Norte durante o inverno (10°N no Atlântico e 13°N no pacífico), onde ocorrem os menores índices pluviométricos (HASTENRATH, 1991). A ZCIT também atua de duas formas indiretas sobre esta região: 1) por meio da formação de aglomerados convectivos em sua estrutura, que atingem a bacia AM quando se propagam para oeste; 2) e através da formação de Linhas de instabilidade, formada pela interação dos ventos alísios com as brisas podendo alcançar os Andes (KOUSKY, 1980; COHEN et al., 1989; COHEN et al., 1995). É importante ressaltar que na região R6 e R7 a precipitação tem grande relação com interações oceano-atmosfera, onde os alísios de leste carregam grande umidade.

2.2. Salinidade da superfície do mar

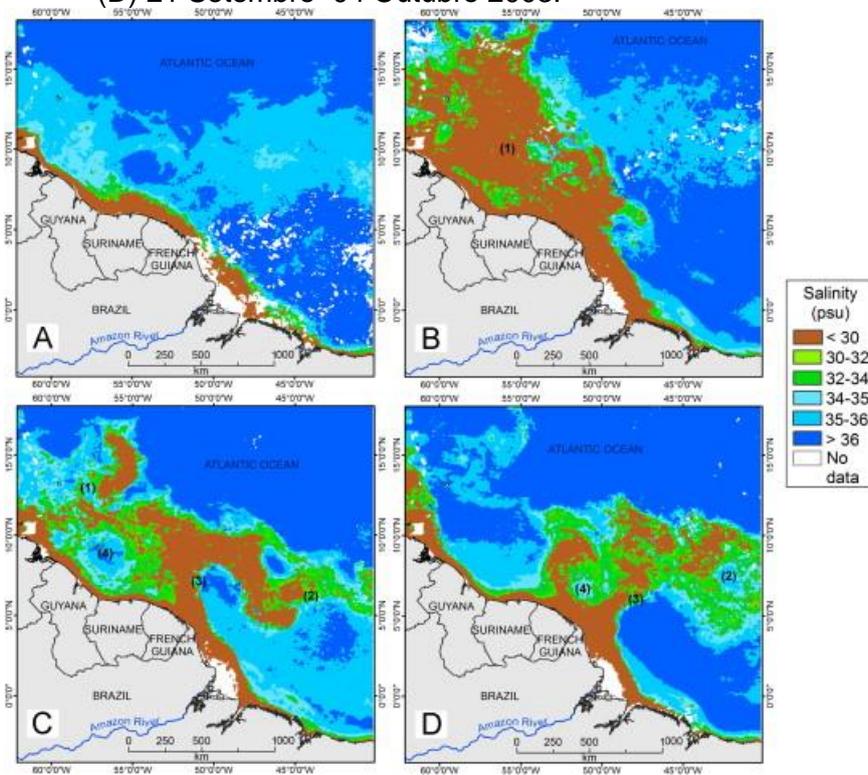
A entrada de água doce no oceano aberto modifica a SSM, influenciando a estratificação vertical das camadas superficiais (MASSON; DELECLUSE, 2001; FERRY; REVERDIN, 2004). A vazão dos rios também contribui com partículas orgânicas e inorgânicas para o oceano, impactando a atividade biogeoquímica e ecológica (MCKEE et al., 2004; HICKEY et al., 2010). Assim, a capacidade de monitorar sinoticamente os padrões de dispersão das plumas dos rios, bem como as suas extensões espaciais, torna-se fundamental no estudo de processos que envolvam a interação entre continente e oceano.

Atualmente já se dispõe de satélites capazes de estimar a salinidade superficial no oceano, por intermédio das missões de satélites ESA SMOS e a NASA Aquarius/SAC-D. O SMOS possui um tempo de revista no equador de aproximadamente 3 dias e produtos disponíveis com 25 km de resolução espacial, enquanto o Aquarius fornece uma cobertura global a cada 7 dias com cerca de 100 km de resolução espacial.

A SSM é considerada como uma propriedade conservativa que permite a caracterização das massas de água e sua mistura (TOMCZAK, 1999). Assumindo que a diluição é o único processo de mistura, a SSM tende a aumentar linearmente à medida que as águas fluviais se misturam as

águas oceânicas (mais salgadas). Do mesmo modo a concentração de compostos fluviais também tende a diminuir proporcionalmente às alterações da salinidade. Assim as propriedades das águas oceânicas, que se submetem a diluição, são assumidas como uma mistura conservadora. Nesse sentido, percebe-se uma forte correlação linear negativa entre a SSM e parâmetros químicos, biológicos e ópticos que são frequentemente relatados na literatura (HU et al., 2004; VECCHIO; SUBRAMANIAN., 2004; MOLLERI et al., 2010; FOURNIER et al., 2015). Vale citar alguns trabalhos mais recentes realizados nas plumas Amazonas e Orinoco que estabelecem a relação entre a SSM e a matéria orgânica colorida, concentração de clorofila-*a* e carbono orgânico dissolvido, como Del Vecchio e Subramaniam (2004), Hu et al. (2004), Moller et al. (2010) e Salisbury et al. (2011). A Figura 2.3 apresenta um exemplo do mapeamento da pluma do rio Amazonas a partir dos dados de adg443.

Figura 2.3 - Exemplos de mapas gerados pelo modelo de SSM calculado a partir do adg443 para a PRA. (A) 25 Janeiro–07 Fevereiro de 2004; (B) 17–31 Junho de 2001; (C) 22 Agosto–04 Setembro de 2004; e (D) 21 Setembro–04 Outubro 2003.



Fonte: Moller et al. (2010).

2.3. O “*continuum*” da pluma do rio Amazonas

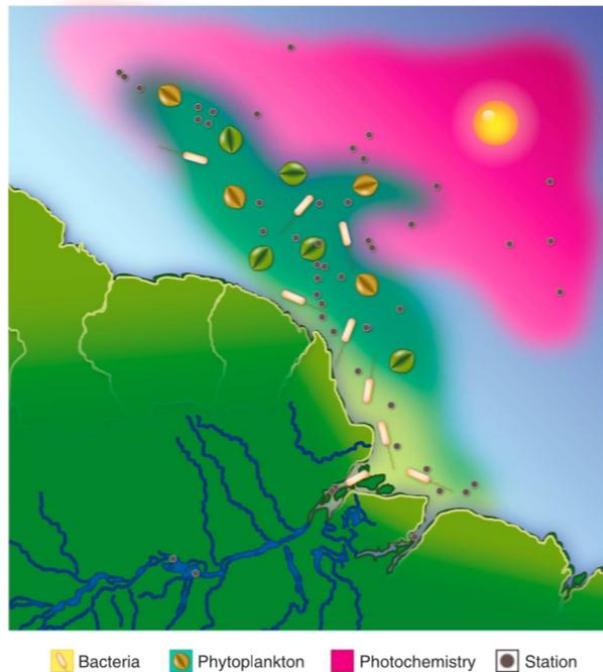
Muitos estudos têm investigado a dinâmica do carbono no Rio Amazonas e em águas oceânicas submetidas à influência da pluma do rio Amazonas (SUBRAMANIAN et al., 2008; MEDEIROS et al., 2015; WARD et al., 2013).

As frações de MOD refratárias e oriundas do continente tendem a dominar a MOD exportada da margem continental para o Atlântico tropical. Aproximadamente 8% da variabilidade total do MOD na PRA é contabilizado por moléculas autóctones originadas por meio de florações fitoplanctônicas durante períodos de alta descarga do rio (MEDEIROS et al., 2015). O que é descrito simplisticamente como a pluma do rio Amazonas é na verdade um sistema altamente complexo caracterizado por: i) rápido consumo da MOD instável próxima à foz do rio; ii) A exportação da fração refratária para águas oceânicas; iii) “*blooms*” fitoplanctônicos e iv) transformações bacterianas e fotoquímicas da MOD. Todos esses processos são modulados pela diluição da água da pluma pela circulação oceânica no Atlântico tropical ocidental.

As águas da pluma do rio Amazonas são exportadas da margem continental para oceano em um tempo relativamente curto. Simulações recentes utilizando modelos numéricos e análise de trajetórias de derivadores revelaram que o tempo médio que estes permanecem dentro da pluma é entre 2 e 2,5 meses (COLES et al., 2013). Dessa forma, a medida que a MOD se desloca durante o deslocamento da pluma, uma fração desta vai sendo transformada ao longo desse *continuum* (MEDEIROS et al., 2015). A Figura 2.4 ilustra, de maneira esquemática, os processos transformação da MOD na PRA. Próximos à Foz ocorrem processos de degradação bacterianas e fotoquímicas, adição de compostos relacionados aos *blooms* fitoplanctônicos, quebras contínuas de macromoléculas terrestres por bactérias (amarelo). A Longe da foz, em direção do Caribe, durante a primavera, ou na região da retroflexão, a alteração se dá por meio de blooms fitoplanctônicos (verde), e por fim em

mar aberto, fora da região de baixa salinidade, o padrão dominante de variabilidade na composição de MOD é consistente com as transformações devido a reações fotoquímicas (magenta).

Figura 2.4 - processos que predominam na mudança de composição do MOD na pluma do rio Amazonas.



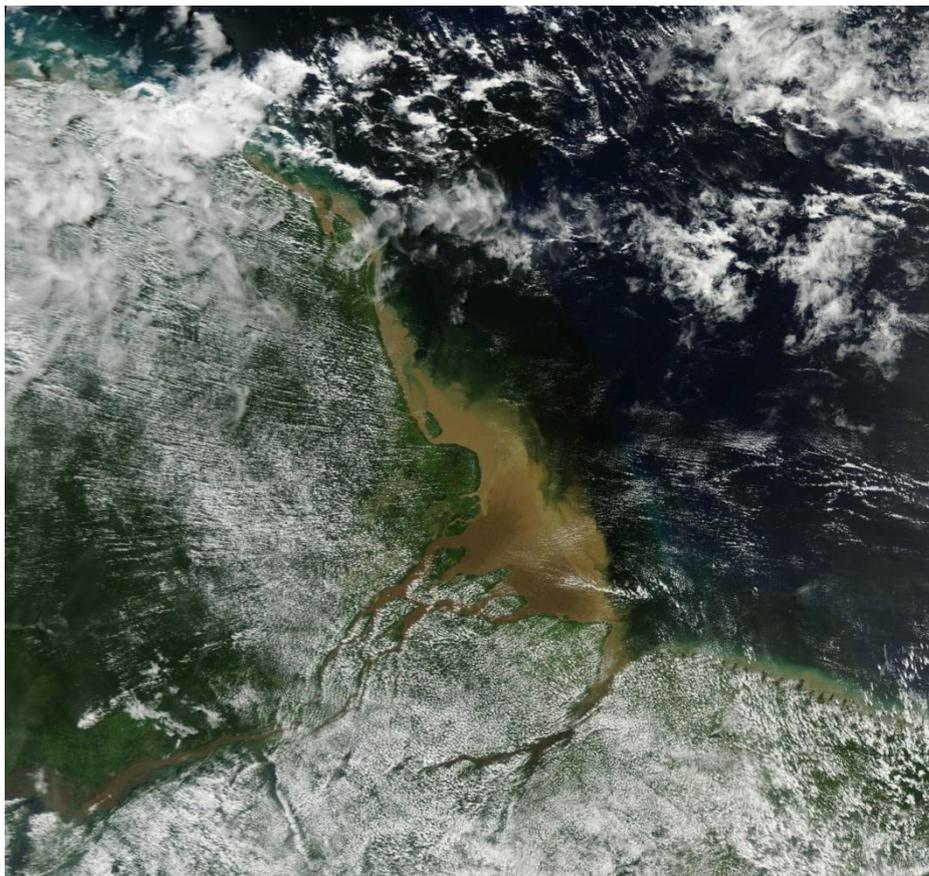
Fonte: Medeiros et al. (2015).

2.4. Plataforma continental norte do Brasil

A PCNB responde às mudanças nos padrões de precipitação e alteração nas vazões dos rios, principalmente os da Bacia amazônica. Esta região localiza-se entre Cabo Orange (4°N) e Turiaçu (2°S), cruza a linha do Equador, e caracteriza-se por apresentar variações consideráveis de largura ao longo de sua extensão. Nas proximidades de Turiaçu esta plataforma apresenta cerca de 170 km de largura, e se alarga conforme se aproxima da foz do RA, onde alcança 320 km e possui um extenso delta submarino. À medida que ultrapassa a foz do rio, a plataforma diminui continuamente atingindo uma largura de 125 km no Cabo Orange (CASTRO; MIRANDA, 1998), com profundidade de quebra variando entre as isóbatas de 75 e 115m ao longo da costa (BATISTA NETO; SILVA, 2004).

O rio Amazonas transporta grande quantidade de carbono orgânico dissolvido, carbono orgânico particulado e sedimentos constituídos principalmente de silte e argila, sendo estes responsáveis por aproximadamente 17% de toda a sílica orgânica presente nos oceanos do mundo (DAGG et al., 2004)(Figura 2.5). Estes sedimentos derivam principalmente, da Cordilheira dos Andes sendo compostos, principalmente, por quartzo, caulinita, Illita, montmorilonita e feldspato (MEADE et al., 1985). Uma parcela significativa das macromoléculas terrestres dissolvidas parece ser respirada dentro do rio por micróbios, com a fração de MOD mais refratária sendo descarregada no oceano Atlântico (WARD et al., 2013).

Figura 2.5 - Sedimentos descarregados pela foz do rio Amazonas. Imagem do dia 14 de junho de 2012 do sensor MODIS

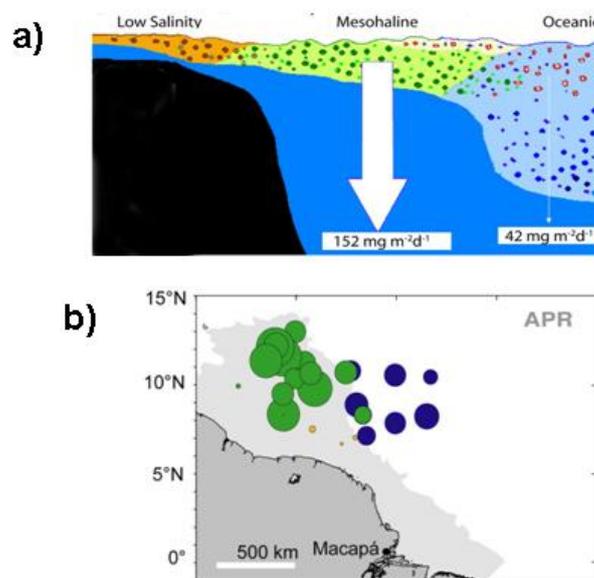


Fonte: <https://www.nasa.gov/>

Mesmo com a grande quantidade de material em suspensão e pouca penetração de luz, o que limitaria a produtividade primária planctônica, a PCNB apresenta elevada produtividade primária (DAGG, 2004;

NITTROUER; DEMASTER, 1996) com elevadas concentrações de clorofila-*a* da superfície do mar (SEAN et al., 2006). Grande parte dessa produção biológica planctônica ocorre principalmente em regiões mesohalinas (30 a 35 de SSM), realizada por diatomáceas associadas a cianofíceas endobiontes fixadoras de N₂ atmosférico (diazotrofia), essas associações se beneficiam das grandes concentrações de silicato, fosfato e ferro das águas do rio Amazonas (SUBRAMANIAM, et al., 2008)(Figura 2.6). O mesmo autor ressalta que águas tropicais mesohalinas caracterizam-se como uma interface importante entre os ambientes terrestres e oceânicos e que qualquer mudança ciclos hidrológicos e uso da terra se refletirão nelas.

Figura 2.6 - a) produtividade primária em áreas de baixa salinidade, mesohalinas e oceânicas. b) locais onde mostram processos diazotróficos na região mesohalina (círculos verdes) e região oceânica(círculos azuis).



Fonte: Subramanian et al. (2008).

Já em regiões próximas à costa, ha grande disponibilidade de nutrientes aliado a elevadas concentrações de carbono orgânico dissolvido (COD) e carbono orgânico particulado (COP) que restringe a quantidade de luz disponível para a fotossíntese do fitoplâncton (DEMASTER et al., 1983; SMITH JR; DEMASTER, 1996; SMITH; RUSSELL, 1995; TEIXEIRA;

TUNDISI, 1967), ou seja, nessas regiões a produção biológica é limitada pela disponibilidade de luz para o fitoplâncton. Assim, qualquer mecanismo que altere a quantidade de materiais levados à PCNB, possivelmente terá também um impacto nessas regiões, e isso pode ser alterado pela mudança nos padrões de chuva.

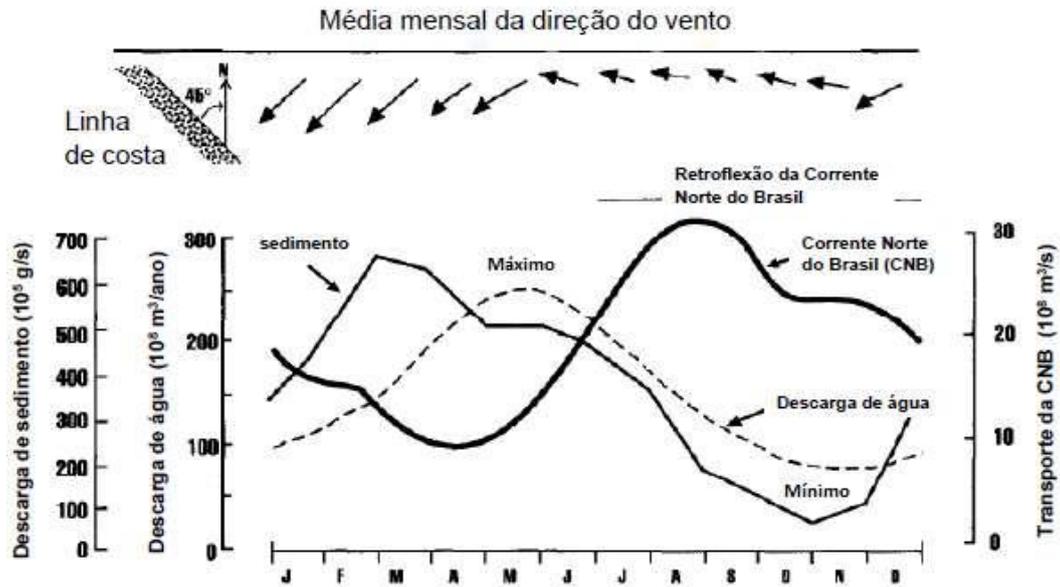
Grande parte da precipitação na bacia Amazônica ocorre entre dezembro a maio, associada a padrões de circulação atmosférica de grande escala como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (DE SOUZA; ROCHA, 2006).

Além disso, a produtividade da PCNB, principalmente na Pluma do rio Amazonas, é influenciada, na escala sazonal, por quatro diferentes forçantes físicas como: as correntes costeiras e oceânicas, o campo de ventos, a vazão do próprio rio e a grande quantidade de energia resultante das variações do regime de macromarés (NITTROUER; DEMASTER, 1996).

2.5. Forçantes físicas

A variabilidade sazonal do rio Amazonas é grande possuindo a máxima descarga entre Abril – Junho e a mínima entre Outubro – Dezembro (RICHEY et al., 1990), como pode ser visto na Figura 2.7. A intensidade e a direção dos ventos na PCNB influenciam diretamente na velocidade e na direção de materiais transportados pela PRA (LENTZ, 1995; PALUSZKIEWICZ et al., 1995). Os ventos dominantes nesta região são de Sudeste (SE), isso proporciona o escoamento, em sentido Noroeste (NO), do material descarregado pelo rio Amazonas bem como o encurtamento da PRA e relação à costa (GEYER et al., 1996).

Figura 2.7 - Variações das direções dos ventos (acima), das descargas de sedimentos (linha contínua), da vazão do RA (linha tracejada) e da Corrente Norte do Brasil (linha em negrito).



Fonte: Nittrouer e DeMaster (1996).

Lentz (1995) verificou que a persistência de ventos de Nordeste está associada a um bloqueio do deslocamento da PRA, causando um empilhamento do material dissolvido e particulado próximo à foz do rio Amazonas.

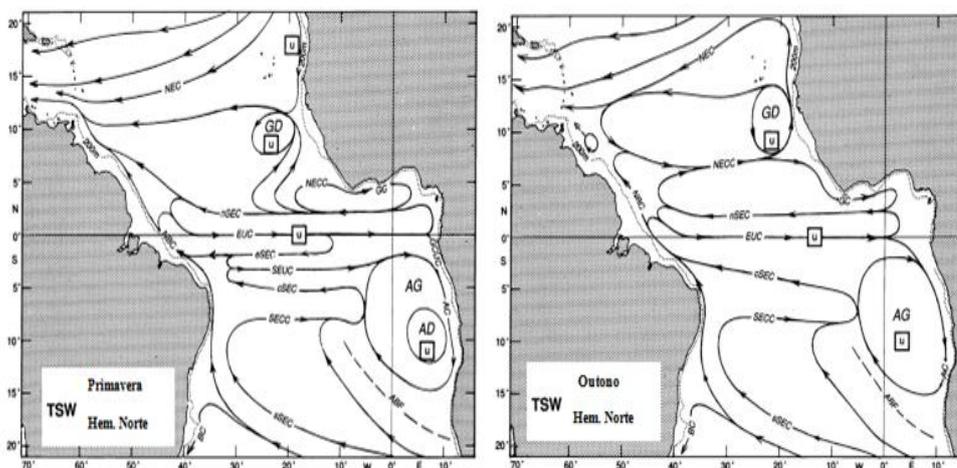
A principal corrente na PCNB é a Corrente Norte do Brasil (CNB) que surge a partir da bifurcação do ramo sul da Corrente Sul Equatorial (CSEs) e cruza o oceano Atlântico sul em aproximadamente 20°S. A medida que se aproxima da plataforma continental leste brasileira, a CBN se divide e origina duas correntes de sentidos opostos: a Corrente do Brasil, que avança na direção sul, e a Subcorrente Norte do Brasil (SNB), que segue para norte (STRAMMA; SCHOTT, 1999).

A CNB flui ao longo da costa norte da América do Sul em sentido noroeste, se estende até vários metros de profundidade, e sua importância não é restrita somente às trocas inter-hemisféricas, visto que atua como fonte de massas d'água para outras correntes do sistema equatorial, abastecendo-as em diferentes profundidades e em diversas latitudes. São estas a Contracorrente Norte Equatorial (CCNE), a

Subcorrente Equatorial (SCE), a Subcorrente Sul Equatorial (SCSE) e a Subcorrente Norte Equatorial (SCNE) (GOES et al., 2005).

Distintos padrões de fluxo são observados no ciclo anual da CNB. A maior parte desta corrente escoa para noroeste durante os meses de março a junho, acompanhando a linha da costa da América do Sul e avançando até o mar do Caribe pelas Pequenas Antilhas (RICHARDSON; WALSH, 1986; CHÉRUBIN; RICHARDSON, 2007). Após sua passagem pelo equador, entre 5°N e 10°N, no período de julho a janeiro, ocorre retroflexão para leste e a CBN passa a alimentar a Contracorrente Norte Equatorial (CCNE) (FLAGG et al., 1986; FIELD, 2005), o que causa diminuição de seu fluxo sobre o talude continental (Figura 2.8). Nesta fase há possibilidade de formação de vórtices anticiclônicos, que tendem a movimentar-se para noroeste em direção ao Mar do Caribe, paralelamente a Costa Sul-americana (WILSON et al., 2002)(Figura 2.8). Decorrente desta retroflexão, desprendem-se de 2 a 7 vórtices anticiclônicos por ano, com raio superficial de até 250 km (WILSON et al., 2002), raio de velocidade máxima de cerca de 125-150 km, e velocidades que podem chegar a 1 m/s (FRATANTONI et al., 2002), considerados os maiores vórtices oceânicos do mundo.

Figura 2.8- Mapa mostrando a distribuição horizontal das principais correntes da Água Superficial Tropical(TSW:0-100m) na Primavera(esquerda) e Outono(direira) no hemisfério Norte.



Fonte: Stramma e Schott (1999).

Outra variável importante que influencia na PCNB é o regime de marés, Onde as grandes amplitudes destas podem alcançar até 3 metros (BEARDSLEY et al., 1995; BARS et al. 2010). Com forte influência nas misturas de massas de água na região da PCNB, podendo deslocar essas frentes de mistura em cerca de 20 km (GEYER, 1995; KINEKE et al., 1996).

2.6. Influência de eventos climáticos

Até o momento não se tem conhecimento de estudos que descrevam a influência dos diferentes processos, em particular os fenômenos climáticos, que ocorrem na bacia Amazônica sobre a produção primária na PCNB. Todavia, sabe-se que a variabilidade climática na Amazônia é modulada diretamente por mecanismos ligados à interação do oceano com a atmosfera, tais como: a Oscilação Decadal do Pacífico, a Oscilação do Atlântico Norte, o El Niño Oscilação Sul (ENOS) e a Oscilação do Atlântico Meridional (MANTUA et al., 1997; MARENGO et al., 2008; CHIANG, 2004). Estas variações climáticas modulam os sistemas meteorológicos precipitantes de meso e de escala sinótica que atuam na região (QUADRO, 1993; COHEN et al., 1995; SODRÉ et al., 2015).

O mecanismo associado ao ciclo do ENOS no Oceano Pacífico, e às fases do gradiente meridional inter-hemisférico de anomalias de temperatura da superfície do mar (ATSM) no Oceano Atlântico tropical, provocam mudanças significativas nos padrões da circulação troposférica relacionados as células de Walker e de Hadley (DE SOUZA; AMBRIZZI, 2002; WANG, 2002). Estes processos interferem na posição e intensidade das bandas de nebulosidade convectiva da ZCAS e ZCIT, que modulam, portanto, a distribuição de chuva na região.

Como foi visto anteriormente, estes sistemas atmosféricos são os principais atuantes na modulação do regime de precipitação na porção norte da América do Sul. Isso ocasionará mudanças na vazão, na quantidade e qualidade de materiais transportados até a PCNB. Vários trabalhos apresentam os efeitos do evento ENOS na hidrologia da

Amazônia, alterando o padrão de precipitação e influenciando na descarga dos rios (LABAT et al., 2005).

2.7. Dados oriundos do Sensoriamento Remoto

Neste tópico serão descritos os produtos de coeficiente de absorção da matéria orgânica e detritos em 443 nm, salinidade da superfície do mar medida pelo SMOS e Aquarius, dados de espessura equivalente de lâmina de água e da radiação fotossinteticamente ativa. Todos esses produtos são gerados a partir do sensoriamento remoto a nível orbital.

2.7.1. Coeficiente de absorção da matéria orgânica e detritos

As aplicações de sensoriamento remoto da cor do oceano utilizam as características espectrais e as variações radiométricas dos dados para aferir informações sobre os constituintes da água (MARITORENA et al., 2002). Desde a década de 1980 foram desenvolvidos muitos modelos, semianalíticos que relacionam a refletância espectral com as propriedades ópticas inerentes da água denominadas de coeficientes de espalhamento e absorção, dentre esses trabalhos tem-se Morel (1988), Garver e Siegel (1997), Reynolds et al. (2001) e Maritorena et al. (2002).

O modelo Garver-Siegel-Maritorena (GSM) possibilita obter estimativas do coeficiente de absorção da matéria orgânica e detrito-s em 443 nm (MARITORENA et al.; 2002). Este foi desenvolvido a partir do modelo semianalítico de inversão das propriedades ópticas inerentes, desenvolvido por Garver e Siegel (1997) (Equação 2.1).

$$\hat{L}_{wN}(\lambda) = \frac{tF_0(\lambda)}{n_w^2} \sum_{i=1}^2 g_i \left[\frac{b_b(\lambda)}{b_b(\lambda) + a(\lambda)} \right]^i \quad (2.1)$$

Onde $\hat{L}_{wN}(\lambda)$ é a reflectância espectral, t o fator de transição entre oceano e atmosfera, g_i são os coeficientes de ajuste de simulações de montecarlo considerando um oceano idealizado segundo Gordon (1986) $F_0(\lambda)$ é a irradiância solar extraterrestre, n_w é o índice de refração da

água, $b_b(\lambda)$ o coeficiente de espalhamento e $a(\lambda)$ o coeficiente de absorção. Pode-se decompor o $b_b(\lambda)$ na equação 2.2.

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda) \quad (2.2)$$

Onde $b_{bw}(\lambda)$ é o coeficiente de espalhamento da água e o $b_{bp}(\lambda)$ espalhamento particulado. Enquanto que o $a(\lambda)$ pode ser expandindo na equação 2.3.

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_{cdm}(\lambda) \quad (2.3)$$

Onde $a_w(\lambda)$ é o coeficiente de absorção da água, $a_{ph}(\lambda)$ o coeficiente de absorção fitoplâncton e $a_{cdm}(\lambda)$ o coeficiente de absorção da matéria orgânica e detritos. A contribuição total da absorção por partículas detriticas e materiais dissolvidos ($a_{cdm}(\lambda)$) podem ser consideradas juntas por causa da forma similar de seus comportamentos espectrais (CARDER et al., 1991; NELSON et al. 1998). O $a_{cdm}(\lambda)$ pode ser escrito em função do coeficiente de absorção da matéria orgânica e detritos em 443 nm adg_{443} e pela constante de decaimento espectral para absorção de materiais dissolvidos e detriticos S (BRICAUD et al., 1981; GREEN; BLOUGHT 1994) (Equação 2.4)

$$a_{cdm}(\lambda) = adg_{443} \exp[-S(\lambda - 443)] \quad (2.4)$$

Substituindo as equações 2.4, 2.3 e 2.2 em 2.1 pode-se calcular o valor do coeficiente de absorção da matéria orgânica e detritos em 443 nm. Maritorena et al, (2002) otimizou os parâmetros desse modelo por meio de técnicas de simulação, inicialmente com dados sintéticos, e depois com dados *in situ* obtendo maior acurácia nos valores dos componentes presentes da água.

Os modelos semianalíticos, no contexto de complexidade de processos na PCNB, revelam-se mais adequados que os empíricos, pelo fato de considerar a influência de diferentes constituintes opticamente ativos presentes na água, assim como suas inter-relações (MARITORENA et al., 2002; O'REILLY et al., 1998; SIEGEL et al., 2005).

2.7.2. Dados de Salinidade da superfície do mar

Visto a importância da salinidade da superfície do mar (SSM) para a compreensão de processos costeiros e oceânicos, pode-se dizer que atualmente, estabelece-se uma nova era de observações de SSM por satélites, com o lançamento das missões ESA *Soil Moisture and Ocean Salinity* (SMOS) e / SAC-D Aquarius NASA.

O satélite SMOS foi lançado em novembro de 2009. Este transporta o “*Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis*” (MIRAS) que opera na banda L(1,4 GHz) obtendo as temperaturas de brilho da superfície terrestre em diferentes ângulos de incidência.

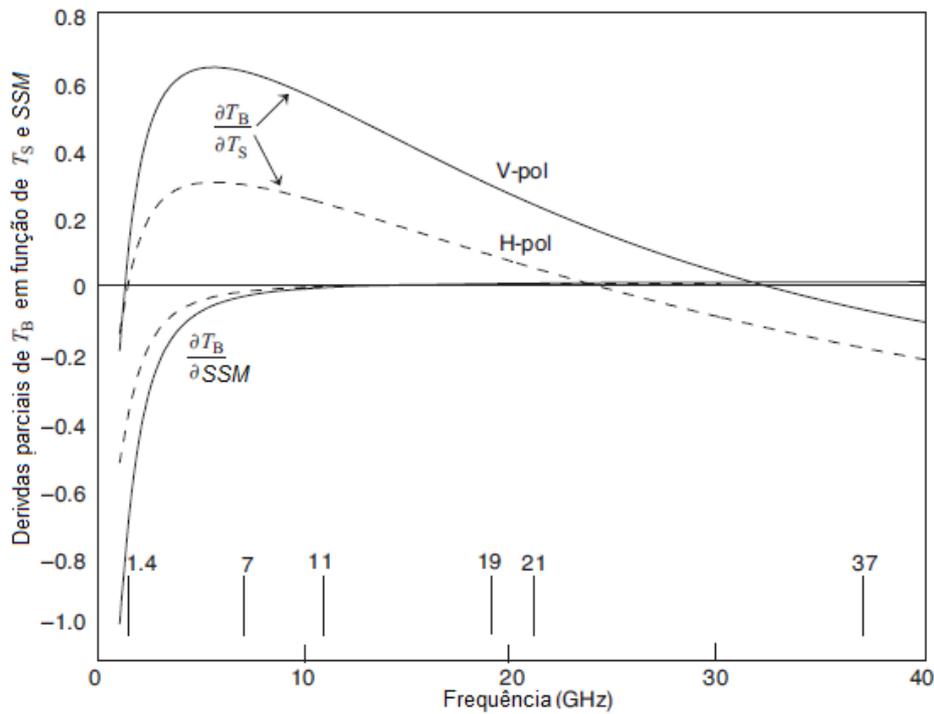
O satélite Aquarius foi lançado em junho de 2011 carregando um radiômetro de micro-ondas na frequência 1,413 GHz que capta a temperatura de brilho juntamente com um scaterômetro de 1,26 GHz para correção de rugosidade da superfície.

O princípio físico que explica essas estimativas de SSM se dá pela dependência entre a emissividade de uma superfície especular e os valores de SSM e temperatura da superfície do mar como descrito pela formulação de Klein–Swift (KLEIN ; SWIFT, 1977; SWIFT ;MCINTOSH, 1983; WENTZ ; MEISSNER ,1999). Dessa forma a figura 2.9 que é apresentada em Martin (2014) mostra as derivações da formulação de Klein–Swift.

Considerando que a sensibilidade da temperatura de brilho (T_B) causa mudanças na temperatura de pele da superfície oceânica (T_s) e SSM, pode-se calcular as derivadas parciais de T_B em função de T_s e SSM (WILHEIT, 1978). Para ângulo de visada de 53° , $T_s = 293$ K e SSM = 30 psu, percebe-se as dependências das frequências das componentes das polarizações verticais (V-pol) e horizontais (H-pol) em relação as derivadas parciais. Para T_s , a sensibilidade T_B (na componente V-pol) tem um pico a 5,6 GHz, com travessias de zero a 1,25 e 32,2 GHz (Figura 2.9). A partir dessas curvas, T_B (na componente H-pol) tem uma sensibilidade menor do que T_B (na componente V-pol) cruzando o zero

em 1,5 e 24 GHz. A frequência e a polarização ótimas para recuperar T_S de modo a evitar a atenuação por água atmosférica ocorre para V-pol a cerca de 7 e 11 GHz. As duas curvas inferiores na figura 2.9 informam a dependência da sensibilidade da T_B em relação a SSM e mostram que, para frequência variando de 1 a aproximadamente 5 GHz, a sensibilidade diminui rapidamente. Isto sugere que a frequência de 1,41 GHz é mais adequada para a recuperação da salinidade.

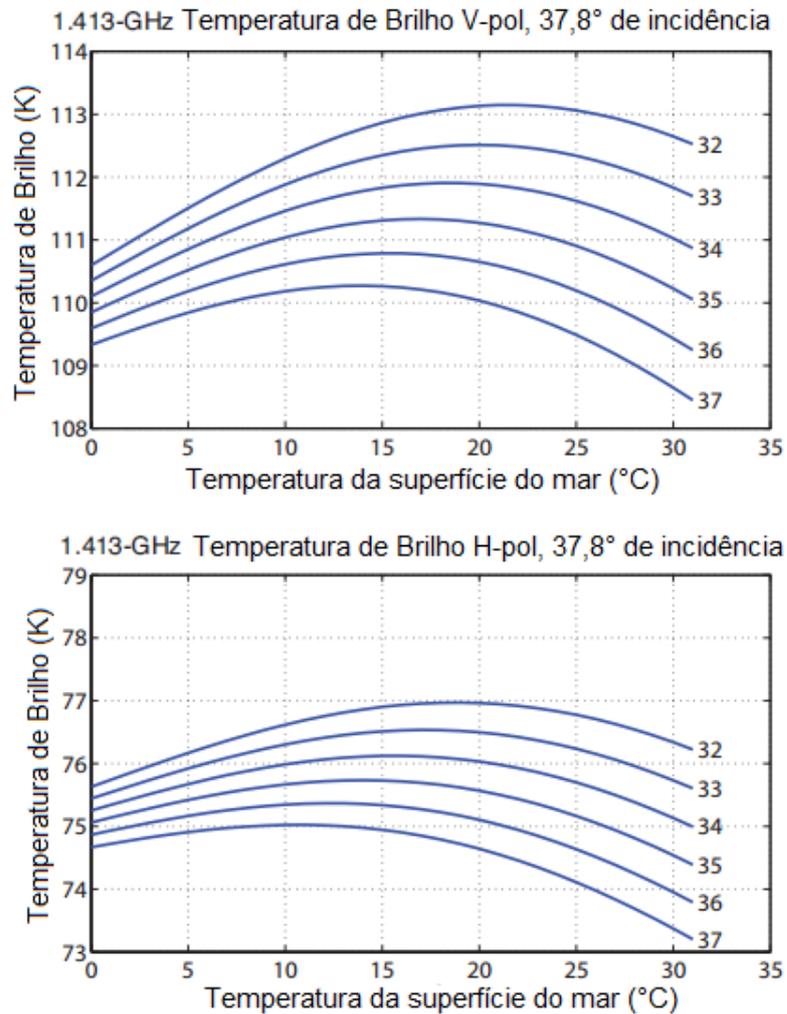
Figura 2.9- Grafico mostrando as derivadas parciais da T_B (nas componentes H-pol e V-pol) em relação a T_S e SSM para uma superfície especular com um ângulo de visada de 53° , derivado das relações de Klein–Swift. As linhas contínuas são as componentes V-pol e as tracejadas H-pol.



Fonte: Adaptado de Martin (2014).

A Figura 2.10 mostra a dependência de T_B (V-pol) e T_B (H-pol) em relação a T_S e SSM (LAGERLOEF et al., 2008). Assim para uma salinidade oceânica variando entre 32 e 37 psu, a alteração máxima na temperatura de brilho ocorre em T_B (V-pol) e é de cerca de 5 K. Dessa forma conhecendo-se os valores da temperatura da superfície do mar, pode-se, determinar a SSM a partir da temperatura de brilho medida.

Figura 2.10- Dependência das temperaturas de brilho nas components V-pol (cima) e H-pol(baixo) em função da temperatura da superfície do mar para valores constantes de salinidade entre 32 e 37 para uma superfície plana (sem ondas), quando vista no ângulo de incidência de 37,8 ° (vista média do Aquarius), com base no modelo de Klein e Swift (1977).



Fonte: Adaptado de Lagerloef et al. (2008).

2.7.3. Radiação fotossinteticamente ativa

Os processos biológicos, como por exemplo, a produção primária são fundamentalmente controlados pela penetração da radiação solar na região do visível através da coluna de água (BYUN et al., 2014). A “*Photosynthetically active radiation*”(PAR) é a radiação eletromagnética emitida pelo sol, na faixa espectral entre 400 a 700 nm, que incide no planeta terra, esta é utilizada pelos organismos fotossintéticos para realização da fotossíntese, a PAR instantânea (IPAR) é formalmente definida pela Equação 3.2 (GREGG; CARDER, 1990).

$$IPAR = \frac{1}{hc} \int_{400}^{700} \lambda E_d(\lambda, z) d\lambda \quad (3.2)$$

Onde h é a constante de Planck, c a velocidade da luz, E_d é a irradiância descendente. A PAR diária é a iPAR integrada ao longo do fotoperíodo local, definido pela latitude e data de aquisição (LAAKE; SANCHEZ-AZOFEIFA, 2005; LIU et al., 2008).

2.7.4. Espessura equivalente de lâmina de água continental

Os dois satélites idênticos da missão “*Gravity Recovery and Climate Experiment*” (GRACE) foram lançados em 17 de março de 2002, fazendo medições detalhadas das alterações do campo de gravidade do planeta Terra, revolucionando as investigações sobre reservatórios de água sobre a terra, gelo e oceanos. Estes satélites são uma colaboração das agências espaciais, alemã DLR e dos Estados Unidos da América (EUA) (NASA). Estes satélites possuem uma distância de aproximadamente de 200 km entre eles e estão na mesma órbita polar (89°) a uma altitude de 500 km.

O cálculo da mudança no campo de gravidade da terra é realizado pelo monitoramento da variação da distância entre estes dois satélites. Quando ambos forem atraídos de forma diferente pelo campo de gravidade terrestre, ocorre uma variação na distância entre eles. Dessa forma com base nessa variação, informações quanto a posição espacial e

um processamento dos dados que remova alguns ruídos, principalmente relacionado ao efeito de marés é possível determinar as variações no campo de gravidade através de medidas de micro-ondas com precisão de 1 micrômetro. Essas soluções são expressas em altura de água equivalente, relacionada à variação de massas de água (WAHR et al., 1998).

Estes dados são utilizados em diversas aplicações, dentre essas em estudos oceânicos como, por exemplo, trabalhos de Chambers *et al.* (2004) e Cazenave *et al.* (2009) que verificaram a estimativa da contribuição global do oceano para a mudança do nível do mar, ou seja, perceberam a variação gravitacional induzidas pela variação de massa nos oceanos.

Outra aplicação do uso desses dados é em estudos hídrológicos, principalmente no balanço hídrico. Estes dados permitiram estudar o armazenamento de água em grandes áreas, que antes só era possível com medições *in situ*. As variações de massa de água estimadas a partir dos dados GRACE correspondem à integração vertical de água acumulada dentro de cada reservatório. Alguns trabalhos mostram esses dados nesse tipo de estudo dentre eles: Ramillien et al. (2008) , Schmidt et al. (2008) e em Xavier et al. (2010).

O produto mensal da versão RL05 com 1° de resolução espacial de altura equivalente de lâmina de água dos satélites GRACE possuem a correção do efeito *stripping* (CHAMBERS, 2006). Este efeito é ocasionado pela correlação dos dados brutos no sentido norte-sul, para isso, esses dados são suavizados com o filtro gaussiano de 300 km e são disponibilizados no site: < <http://grace.jpl.nasa.gov/data/get-data/>>.

2.7.5. Precipitação TRMM

O *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) é uma missão conjunta entre a NASA e da agência japonesa *Japan Aerospace Exploration* (JAXA), criada para estudar a precipitação e pesquisas climáticas. Este satélite foi lançado em novembro de 1997 e terminou sua coleta de dados

em abril de 2015. Esta plataforma é composta por cinco sensores: “*Precipitation Radar*” (PR), “*TRMM Microwave Imager*” (TMI), “*Visible and Infrared Scanner*” (VIRS), “*Cloud and Earth Radiant Energy Sensor*” (CERES) e “*Lightning Imaging Sensor*” (LIS).

O algoritmo utilizado para o cálculo da precipitação é o TRMM *Multi-Satellite Precipitation Analysis* (TMPA) (HUFFMAN et al., 2007). Até agora o TMPA sofreu três grandes melhorias, com os produtos V5, V6 e V7, disponibilizados em 2005, 2009 e 2012, respectivamente. Foram criados dois tipos de produtos do TMPA, os de precipitação em tempo real de 3 horas, abrange as latitudes entre 60° N e 60° S; e os produtos que são calibrados e ajustados (3B42 e 3B43) cobrindo uma faixa de latitude entre 50° N e 50° S. O TRMM 3B42 e TRMM 3B43 são produtos de precipitação de 3h e mensal, respectivamente. Aragão et al. (2007) mostra a eficiência do algoritmo 3B43 na estimativa da precipitação na bacia hidrográfica do Amazonas.

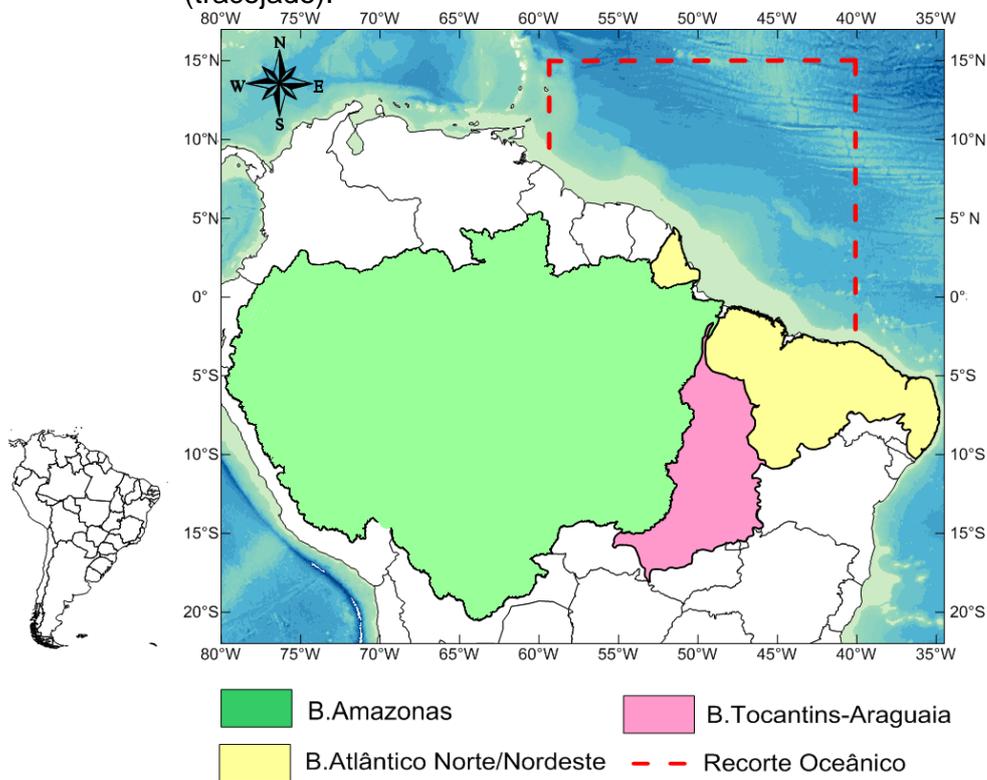
3 MATERIAL E METODOS

A seção de Material e métodos é estruturada em três tópicos. Primeiramente é apresentado um recorte da área de estudo (Seção 3.1), em seguida é mostrado os bancos de dados utilizadas para o desenvolvimento do trabalho (Seção 3.2). E por fim é discutido os métodos utilizados para analisar os dados (Seção 3.3).

3.1. Área de estudo

A área de estudo compreende uma porção continental representada pelas bacias hidrográficas do Amazonas, Tocantins-Araguaia e Atlântico-Norte/Nordeste. O recorte da região costeira oceânica foi definido com base em artigos que estudam a PRA como Hu et al. (2004), Vecchio et al. (2004), Subramaniam et al. (2008), Medeiros et al. (2015), Moleri et al. (2010) e Fournier et al.(2015) (Figura 3.1).

Figura 3.1 - Área de estudo mostrando as bacias hidrográficas (em cores) consideradas no trabalho e a área de influência no oceânica (tracejado).



Fonte: Produção do autor.

3.2. Dados

Neste trabalho foram utilizados dados de sensoriamento remoto (seção 3.2.1), *in situ* (seção 3.2.2), modelo de produtividade primária “*Vertically Generalized Production Model*” (VGPM) (seção 3.2.3) e série temporal do índice climático Niño 3.4 (seção 3.2.4).

3.2.1. Dados de sensoriamento Remoto

Os dados oriundos de sensoriamento remoto utilizados nesse trabalho estão apresentados na tabela 3.1, onde são especificados os produtos obtidos, a resolução temporal, a resolução espacial o sensor/plataforma utilizados para calcular o dado, o período de aquisição e o endereço eletrônico onde eles foram obtidos.

Tabela 3.1- Apresentação dos dados de sensoriamento remoto utilizados no trabalho.

Produto	Resolução temporal	Resolução espacial(km)	Sensor/Plataforma	Período	Endereço eletrônico
adg ₄₄₃	8 dias	4	Modis/Aqua	Jul/2002-Mar/2016	https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/
adg ₄₄₃	Mensal	4	Modis/Aqua	Jul/2002-mar/2016	https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/
PAR	Mensal	4	Modis/Aqua	Jul/2002-mar/2016	https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/
Precipitação (3B43v7)	Mensal	25	Vários/TRMM	Nov/1997-abr/2015	https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/
Salinidade	Mensal	110	Radiometro/escaterômetro/Aquarius	Ago/2011-Mar/2016	https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/
Salinidade	Mensal	25	MIRAS/SMOS	jan/2010-Mar/2016	http://www.catds.fr/
Espessura equivalente de água	Mensal	110	GRACE	Mar/2002-Mar/2016	">http://grace.jpl.nasa.gov/data/get-data/>

Fonte: Produção do autor.

3.2.2. Dados *in situ*

3.2.2.1. Salinidade da superfície do mar

Em relação aos dados *in situ* de salinidade da superfície do mar alguns foram provenientes de flutuadores argo e termosalinógrafo disponibilizados no site <<http://www.coriolis.eu.org/>>. Esses dados são submetidos a um rigoroso controle de qualidade que visa detectar e corrigir desvios nos dados.

Os outros dados foram obtidos pelo CTD do modelo Hydrolab DS5X utilizados em cruzeiros oceanográficos conduzidos pelo Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ambientes Marinhos Tropicais-INCT – AmbTropic. Esses dados são de cruzeiros que foram realizados de abril/2013 a janeiro/2015 com intervalo de três meses entre uma coleta e outra. O transecto se inicia a 23 km da ponta leste da Ilha do Marajó, na Plataforma Continental Amazônica até a batimetria de 100 m.

3.2.2.2. Vazão

Neste trabalho, utilizaram-se os dados da estação de Óbidos, disponível no site <<http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>>. Apesar da descarga na foz do rio Amazonas ser uma contribuição de vários rios, dentre eles o Amazonas, Tapajós, Xingu e Tocantins. Optou-se por escolher a de Óbidos, porque em análises exploratórias, percebeu-se que esta estação possui uma série de dados coincidentes com o período de estudo. E alguns trabalhos já utilizaram ela como referência da descarga do rio Amazonas como Fournier et al. (2015) e Zeng et al. (2008).

3.2.3. Modelo de Produtividade Primária

Como a concentração de clorofila superficial explica em torno de 30 a 40% da variância da produtividade primária (BEHRENFELD et al., 2002; CAMPBELL et al., 2002), adotou-se, neste trabalho, o “*Vertically Generalized Production Model*” (VGPM) que traduzido significa: modelo de produção generalizado verticalmente. Este foi descrito por Behrenfeld e Falkowski (1997), e possui o objetivo de estimar a produção primária

integrada na zona eufótica. Trabalhos como Lomas et al. (2012) e Hyde et al. (2008) demonstraram que esse modelo é eficaz para capturar as variações sazonais e interanuais. O cálculo do VGPM é indicado na equação 3.1.

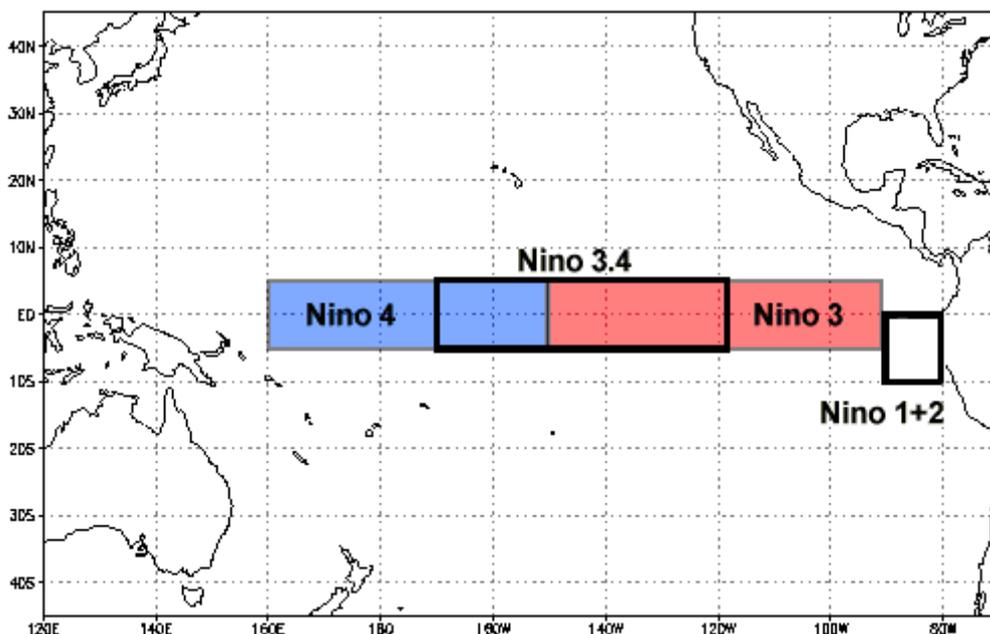
$$PP_{EU} = C_{sat} \times Z_{eu} \times P_{opt}^B \times DL \times \left[\frac{0.66125 \times E_o}{E_o + 4.1} \right] \quad (3.1)$$

Onde P_{opt}^B é a taxa fotossintética máxima específica da clorofila-*a*; E_o é a irradiância PAR total; DL é o fotoperíodo; C_{sat} é a concentração de clorofila-*a* obtida pelo sensor MODIS-Aqua; Z_{eu} é a profundidade da zona eufótica. Neste trabalho utilizou-se produtos mensais de 9km disponíveis no site <<http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/>>.

3.2.4. Índice do ENOS

Para relacionar a influência ENOS na produtividade primária, água armazenada verticalmente nas bacias hidrográficas e precipitação, obteve-se a série mensal do índice climático Niño 3.4 no site da “*National Oceanic and Atmospheric Administration*” (NOAA) que tem como endereço: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>>. Esse índice é representado pelo valor de anomalia mensal da temperatura superficial da água em uma região do oceano Pacífico, limitada entre 5°N- 5°S para latitude e 170°O-120°O para a longitude(Figura 3.2).

Figura 3.2 Apresentação das regiões utilizadas para compor o índice do Niño 3.4



Fonte: <https://www.ncdc.noaa.gov/>

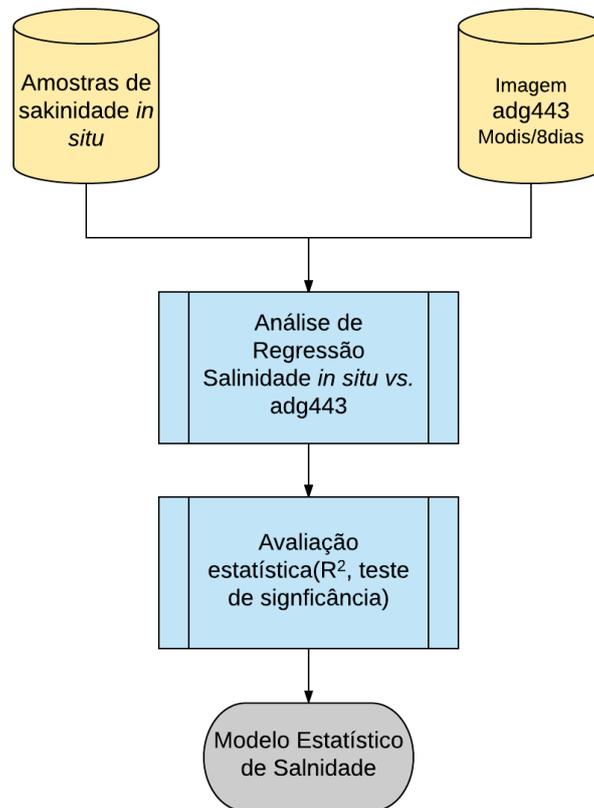
3.3. Análise dos dados

3.3.1. Modelo Empírico de Salinidade

O Modelo Empírico de Salinidade (MES) utilizado para estimar a SSM em cada píxel dentro da pluma do rio Amazonas e áreas oceânicas adjacentes foi estimado usando uma regressão linear por meio do ajuste entre dados *in situ* de salinidade e adg_{443} , de acordo com Moller et al. (2010) e Fournier et al. (2015). Alguns critérios foram considerados para

fazer a regressão: i) somente dados classificados como bons foram obtidos da base de dados Coriolis, ii) os dados de salinidade *in situ* utilizados para a regressão foram aqueles que se localizaram dentro do píxel de adg₄₄₃, onde o valor do ponto é confrontado com o valor do píxel de adg₄₄₃, iii) os pontos escolhidos foram os que melhor capturavam a faixa de valores de salinidade da região, e iv) os valores de salinidade usados foram os que se localizavam em 5 metros de profundidade. O teste-t de Student e a técnica de *bootstrapping* foram utilizados para testar a significância do MES, considerando o intervalo de confiança de 95%. Estas etapas de processamento podem ser percebidas na Figura 3.3.

Figura 3.3- Metodologia utilizada elaboração do modelo estatístico de salinidade (MES).



Fonte: Produção do autor.

3.3.2. Comparação do MES com imagens de salinidade estimadas pelo SMOS e Aquarius e a relação de cada um com a produtividade primária

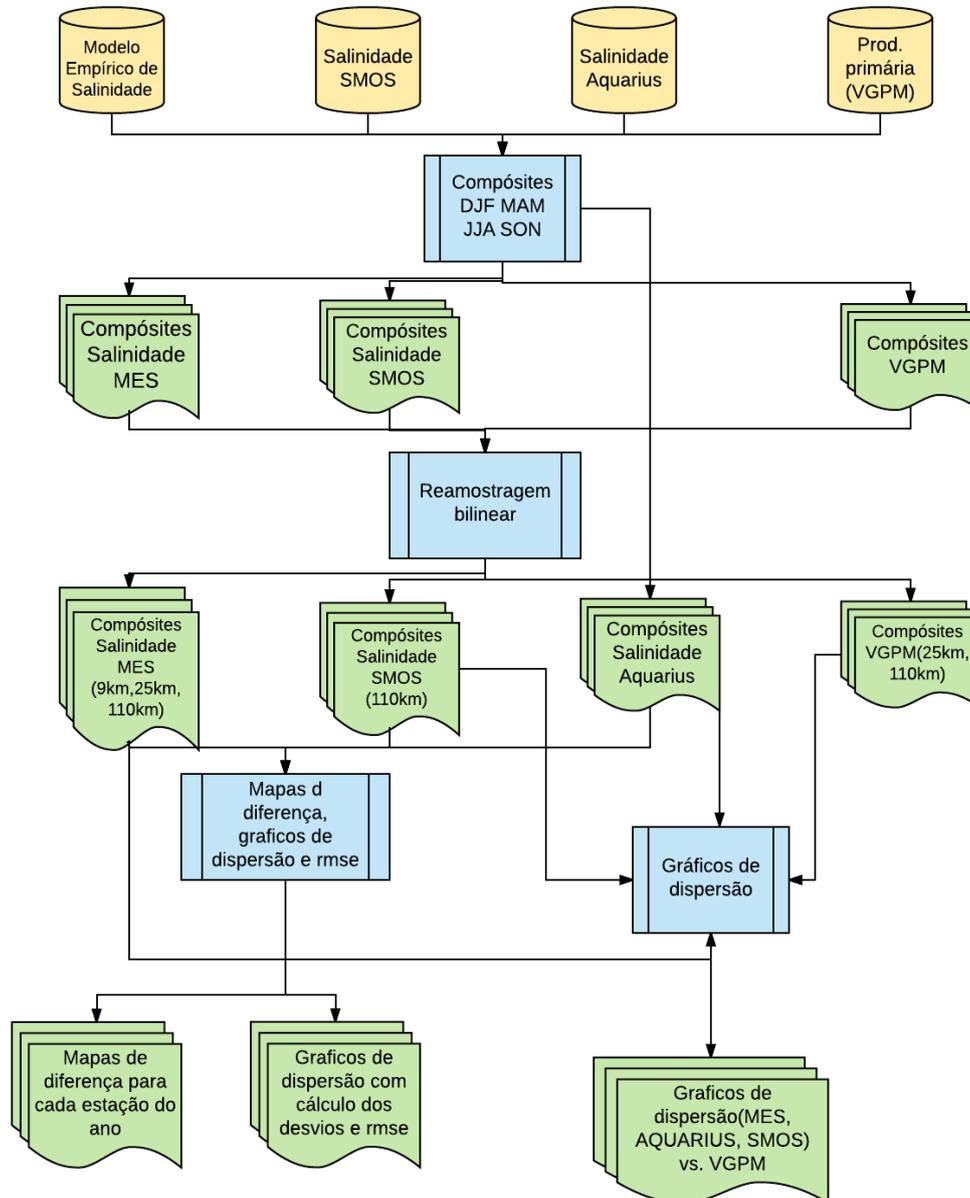
Para comparar os valores de salinidade estimados pelo MES com os obtidos com o SMOS e Aquarius, foram calculados compósitos de médias sazonais para o período de Agosto de 2011 a Março de 2016. Este intervalo de tempo de comparação foi escolhido tendo como base as imagens disponíveis do Aquarius, que é o produto de menor série temporal. Considerou-se portanto: DJF (Dezembro, Janeiro e Fevereiro), MAM (Março, Abril e Maio), JJA (Junho, Julho e Agosto) e SON (Setembro, Outubro e Novembro). A comparação entre elas foi avaliada por mapas de diferenças, gráficos de dispersão e cálculo do *root mean square error* (RMSE) (Equação 3.3). Para a comparação de dados com diferentes resoluções espaciais foi utilizada a técnica de reamostragem por interpolação bilinear das imagens de maiores resoluções.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^n (X_{obs_{i,j}} - X_{MES_{i,j}})^2}{n}} \quad (3.3)$$

Onde X_{obs} são os valores medidos pelos satélites SMOS ou Aquarius, X_{MES} são os valores estimados pelo MES, i e j representa a localização espacial de cada ponto, e n o número de pontos utilizados.

Para comparar de que forma a Produtividade primária se relaciona com MES, SMOS e Aquarius, elaborou-se gráficos de dispersão para cada compósito sazonal entre os dados de salinidade das diferentes fontes e os compósitos do VGPM. Também foi utilizada a interpolação bilinear antes da construção dos gráficos, devido às diferenças nas resoluções espaciais. Todas essas etapas podem ser visualizadas na Figura 3.4.

Figura 3.4- Fluxograma apresentando todas as etapas que envolvem a comparação do MES com os dados de Salinidade do calculados com o SMOS e Aquarius. E como estes se relacionam com a produtividade primária (VGPM). As cores em amarelo apresenta o banco de dados utilizados.



Fonte: Produção do autor.

3.3.3. Caracterização da produtividade primária na PCNB

Primeiramente, realizou-se uma análise exploratória que consistiu em uma amostragem de alguns pontos nos dados de produtividade para analisar a periodicidade de cada série temporal de cada píxel amostrado.

Depois foi realizado um pré-processamento para a remoção de *outliers*. Para cada série temporal de cada píxel, eliminaram-se pontos maiores que 1.5 interquartil, assim valores acima ou abaixo dos Intervalos dos quartis superior e inferior foram considerados *outliers*.

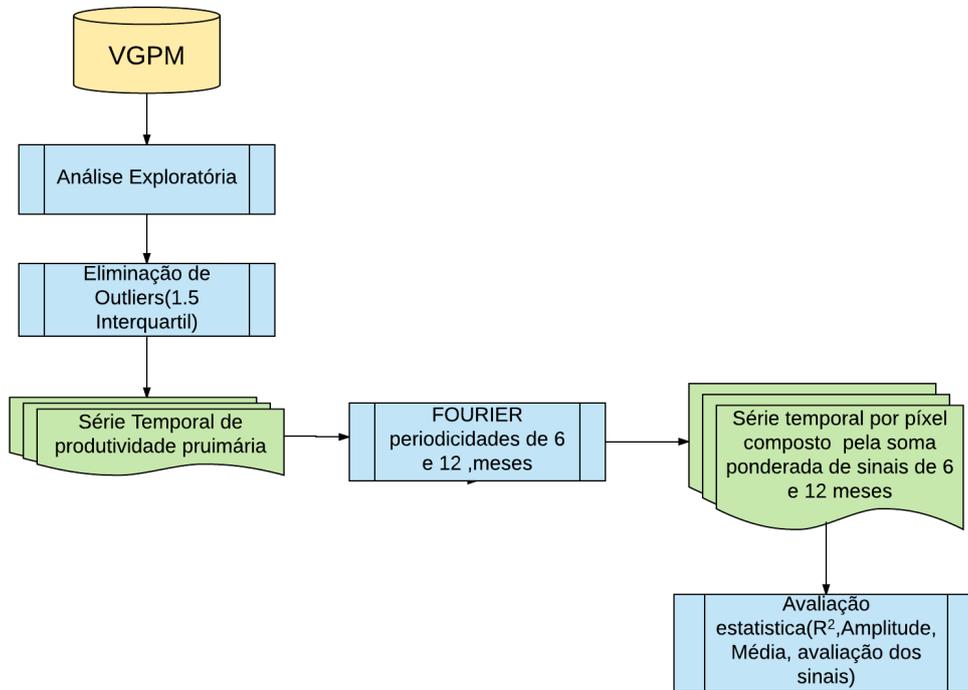
Utilizou-se a decomposição espectral de Fourier para a reconstrução da série temporal do VGPM. Em que a representação da série temporal de cada píxel foi representada através da soma ponderada de simples ondas senoidais de 6 e 12 meses, que significam um ou dois aumentos sazonais de VGPM por ano. A escolha dessas periodicidades dessas funções foi devido à percepção desse comportamento durante a análise exploratória. Assumiu-se que os outros períodos no sinal são constituídos apenas por ruído. Assim, filtrou-se a série de VGPM usando a equação 3.4.

$$\widehat{PP}(t) = PP_0 + pow_0 \left(p_6 \sin \left(2\pi \frac{1}{6} t + p_6 \right) + p_{12} \sin \left(2\pi \frac{1}{12} t + p_{12} \right) \right) \quad (3.4)$$

com $p_6 + p_{12} = 1$ e $t = 1, \dots, 12 \times n$.

\widehat{PP} é a produtividade primária estimada, PP_0 é a estimativa da média anual de PP , t é o tempo em meses, p_6 e p_{12} são os atrasos dos componentes do sinal com períodos de 6 meses e 12 meses respectivamente. O pow_0 é a energia do sinal e p_6, p_{12} são as proporções relativas dos períodos de 6 meses e 12 meses respectivamente. Os parâmetros PP_0, p_6, p_{12}, p_6 e p_{12} foram estimados pelo método dos mínimos quadrados. Para facilitar a otimização do modelo, a série temporal foi replicada 3 vezes ($n = 3$). Essas etapas podem ser visualizadas no fluxograma da Figura 3.5.

Figura 3.5- Fluxograma com as etapas das análises que caracterizam a produtividade primária (VGPM) na PCNB. As cores em amarelo apresenta o banco de dados utilizado, as cores azuis apresentam os processamentos feitos e as verdes as saídas dos processamentos.



Fonte: Produção do autor.

3.3.4. Influência da salinidade na produtividade primária

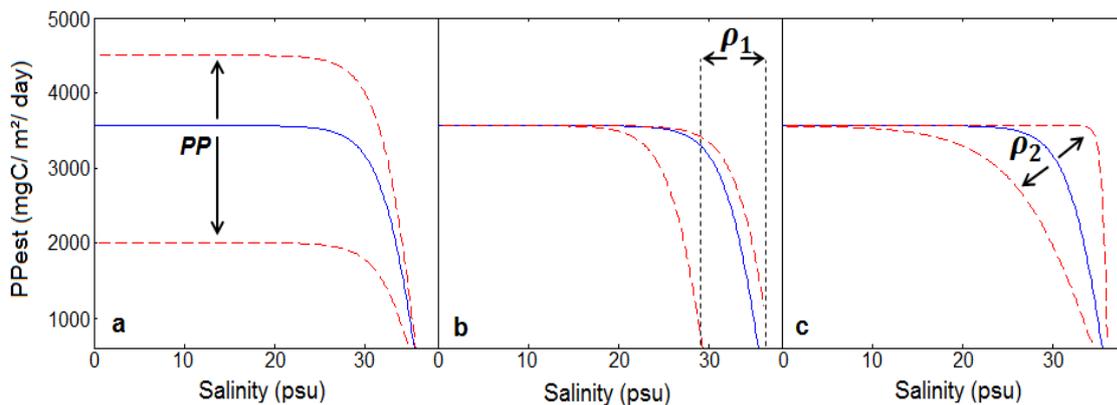
O efeito limitante da salinidade sobre a produtividade na pluma foi estimado pelo ajuste de uma função logística inversa, que foi identificada durante a análise dos dados na etapa de elaboração dos gráficos de dispersão entre o MES e VGPM, descrito na seção 3.3.2..

O modelo encontrado que representa a influência da salinidade sobre VGPM é dado pela equação 3.5.

$$PP_{est_{i,j,k}} = PP \left(1 - \frac{2 \exp\left(\frac{Sal_{i,j,k} - \rho_1}{\rho_2}\right)}{1 + \exp\left(\frac{Sal_{i,j,k} - \rho_1}{\rho_2}\right)} \right) \quad (3.5)$$

Onde a $PP_{est,i,j,k}$ e $Sal_{i,j,k}$ correspondem a produtividade primária estimada e salinidade, respectivamente em cada píxel com localização i e j no espaço “n” e tempo k . PP é o parâmetro que representa o máximo valor de VGPM em toda série de dados. Os outros parâmetros para o ajuste do modelo são ρ_1 e ρ_2 calculados por meio de “n” iterações até que o desvio médio quadrático, entre os valores observados e estimados, alcancem valores próximos a 0. A Figura 3.6 ilustra o efeito da variação de cada parâmetro no ajuste da função.

Figura 3.6 - Modelo de produtividade primária estimado a partir da salinidade (linha azul) e o efeito na variação dos parâmetros (linha vermelha tracejada) para PP (a), ρ_1 (b) e ρ_2 (c).



Fonte: Produção do autor.

3.3.5. Análise de Wavelet

Neste trabalho foi utilizada a análise de *wavelet* com dois propósitos: a) para analisar as séries temporais e b) para retenção da variabilidade interanual dos dados. Estas análises são feitas baseadas em Torrence e Compo (1998).

- a) *Análise espectral por wavelet*: A transformada *wavelet* é uma análise que permite decompor um sinal em diferentes componentes de frequências, permitindo assim, estudar cada componente separadamente em sua escala correspondente.

Dessa forma algumas séries temporais de produtividade primária foram analisadas no domínio do tempo e frequência com o objetivo de analisar as periodicidades.

- b) *Retenção da variabilidade interanual*: Esta análise foi realizada como uma etapa prévia as análises de correlação entre o índice do Niño 3.4 e as variáveis usadas neste trabalho. Assim, inicialmente foram calculadas as anomalias mensais padronizadas de cada variável em cada ponto de grade (em cada pixel). Em seguida para analisar somente a variabilidade na escala interanual (entre 2 e 7 anos), as séries e o índice climático foram submetidos ao processo de filtragem. O filtro utilizado é do tipo passabanda, que é formulado com base na *wavelet* de Morlet.

3.3.6. Análise de correlação

Para se estabelecer a correlação entre as variáveis e o índice climático, utilizou-se o coeficiente de correlação de Pearson dado pela equação 3.6.

$$r_m = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_{i-m} - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_{i-m} - \bar{y})^2}} \quad (3.6)$$

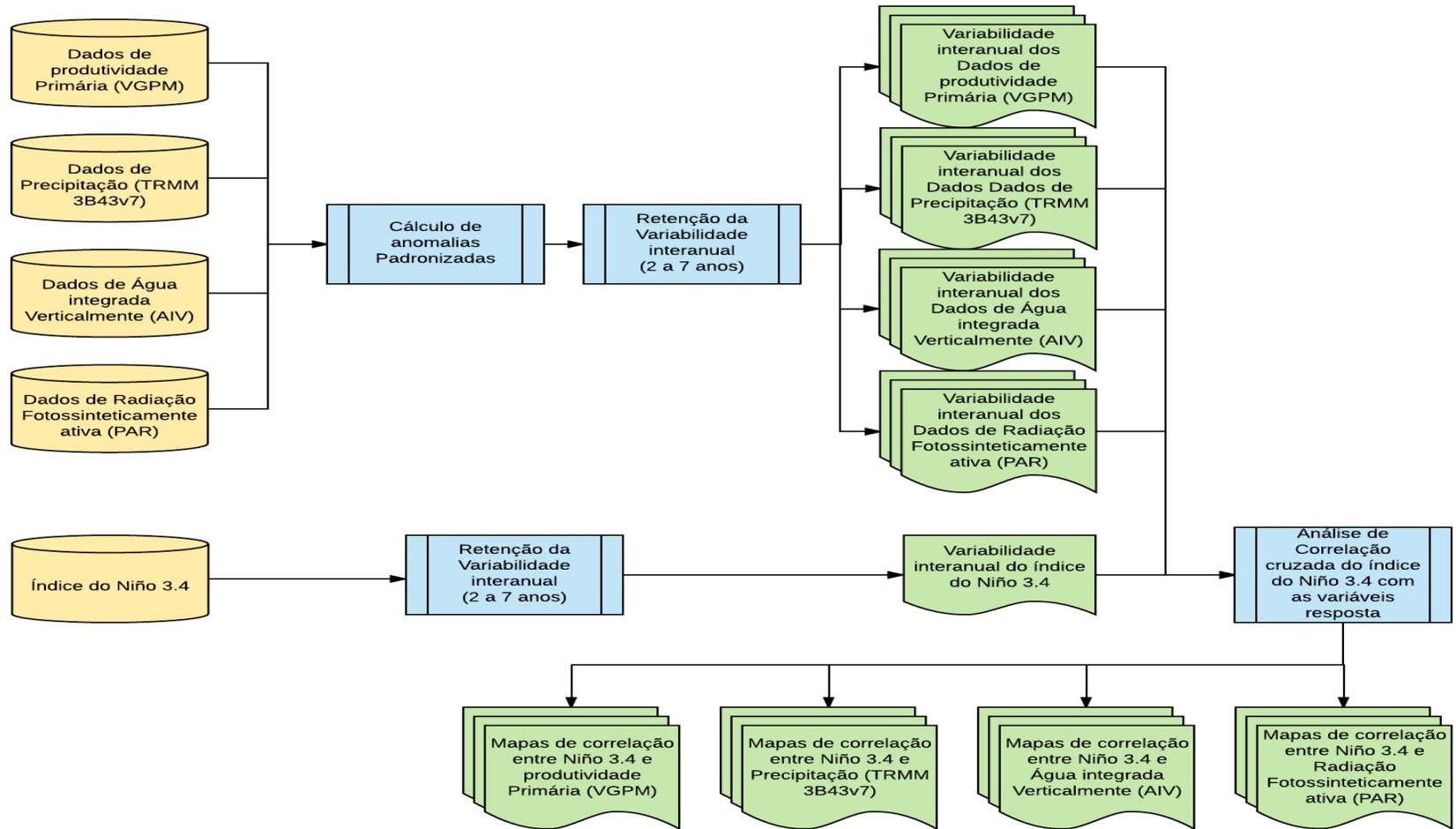
Onde r_m é o coeficiente de correlação, x e y são as variáveis que se pretende correlacionar, e m a defasagem no tempo. Assim quando $m = 0$, será calculado a Coeficiente de correlação normal, já quando $m \neq 0$ será calculado do coeficiente de correlação cruzada.

Para identificar as correlações estatisticamente significativas, aplicou-se o teste t-Student com nível de confiança de 95% seguindo a metodologia de Servain et al. (2000) e Kayano et al. (2009).

Inicialmente foram calculados, para cada ponto de grade, os valores de anomalias mensais padronizadas para todas as variáveis (continentais e oceânicas). Em seguida utilizou-se o filtro passabanda de *wavelet*, que foi descrito no tópico anterior, para a retenção dos sinais interanuais, de 2 a 7 anos, tanto nos dados quanto no índice.

Com os dados filtrados, realizou-se a correlação cruzada entre o índice climático do ENOS (Niño 3.4) e as variáveis continentais, oceânicas e a atmosférica. Esse procedimento teve como *output* mapas de campos de correlação. Este procedimento é sintetizado na Figura 3.7.

Figura 3.7 - Fluxograma apresentando as etapas para análises de correlação cruzada



Fonte: Produção do autor.

3.3.7. Análise de Funções ortogonais empíricas

Para analisar os modos de variabilidade dos dados de espessura equivalente de lâmina d'água, estimada a partir dos dados do GRACE, nas três bacias hidrográficas estudadas (Amazonas, Tocantins-Araguáia e Atlântico Norte/Nordeste), utilizou-se a análise de Funções Ortogonais Empíricas que no inglês é chamada de "*Empirical Orthogonal Function*" (EOF). Inicialmente foram calculadas as anomalias padronizadas por píxel, em seguida, realizou-se a análise. A interpretação foi realizada nos mapas de "scores" de cada mapa, e nos "*Loadings*" associados a cada modo de variação. Nesta análise os "*Loadings*" representam o peso de cada mês na variabilidade de AIV. Esta análise foi conduzida baseada no manual de Björnsson e Venegas (1997).

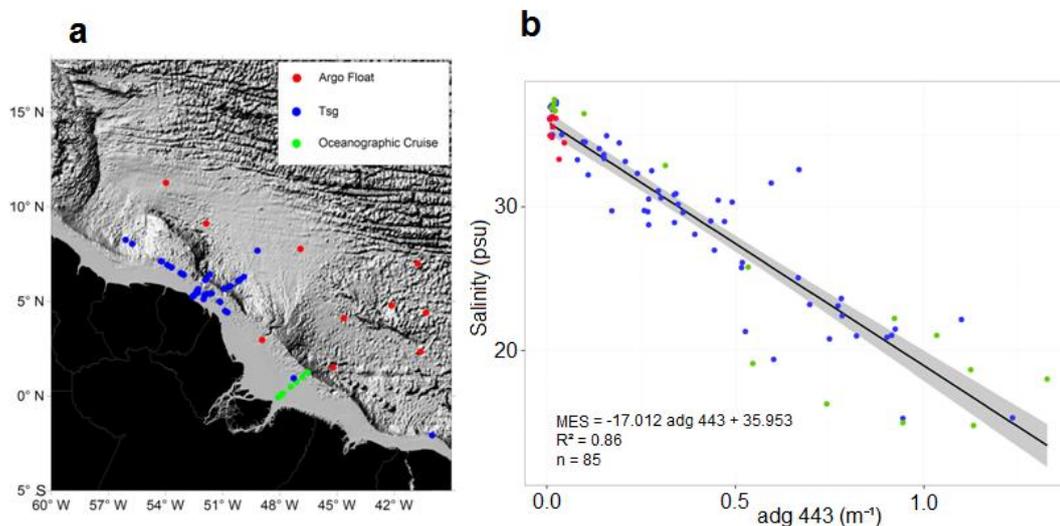
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados e discussão são apresentados em cinco tópicos: i) Modelo Empírico de Salinidade (Seção 4.1); ii) Comparação entre o MES, SMOS e Aquarius e suas relações com a produtividade primária (Seção 4.2); iii) Caracterização sazonal da produtividade primária na costa Norte Amazônica (Seção 4.3); iv) Influência da salinidade na produtividade primária (Seção 4.4) e v) A influência do ENOS no sistema atmosfera-continente-oceano, com ênfase na produtividade primária marinha (Seção 4.5).

4.1. Modelo empírico de salinidade

Para descrever a relação entre os dados *in situ* de salinidade superficial marinha (SSM) e o coeficiente de absorção da matéria orgânica e detritos em 443 nm (adg_{443}), selecionaram-se pontos, distribuídos no espaço e no tempo, que abrangessem toda a extensão da pluma do rio Amazonas. Estes pontos incluíram tanto as regiões mais afastadas quanto as próximas da costa Norte Amazônica, de forma a capturar uma faixa maior de variação dos valores de salinidade (Figura 4.1 a). Assim, com 85 amostras e uma faixa de salinidade variando de 15 a 36 psu, identificou-se uma relação linear negativa e significativa (p -valor < 0,05) entre os dados *in situ* de SSM e o adg_{443} dada pela equação $MES = -17.012(\pm 0.739) adg_{443} + 35.953(\pm 0.386)$ (Figura 4.1 b).

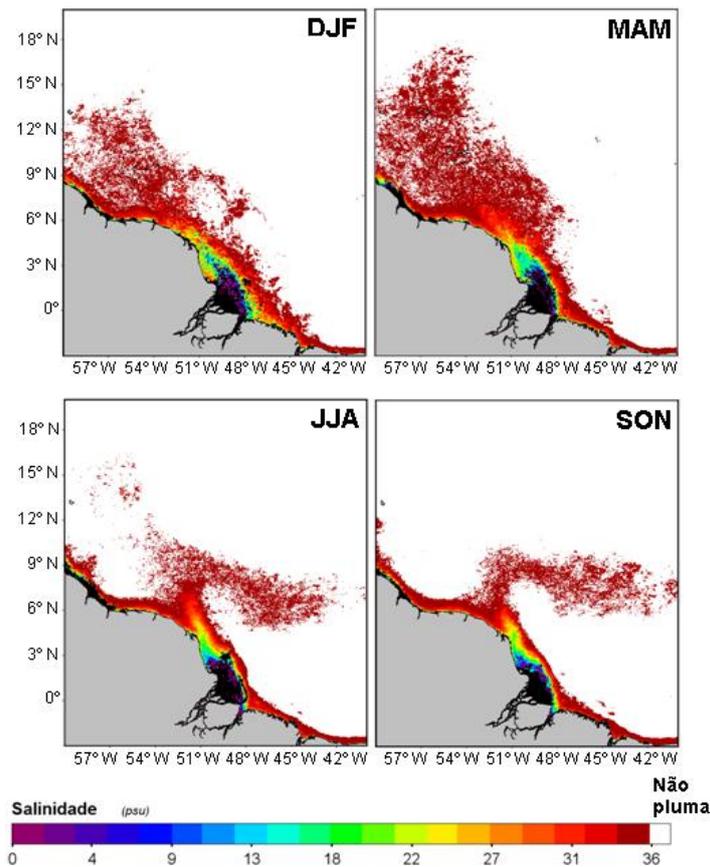
Figura 4.1 - a) Pontos amostrados de salinidade e adg443. b) Regressão entre SSM e adg443.



Fonte: Produção do autor.

O modelo MES desenvolvido no presente estudo foi capaz de capturar os principais processos sazonais que ocorrem na região, como a dispersão a Noroeste da pluma nos meses entre Dezembro a Maio e a retroflexão desta que vai de junho a Janeiro (Figura 4.2). Alguns trabalhos que estudaram a CNB mostram que ocorre uma dispersão a noroeste da PRA entre os meses de Fevereiro a Junho (RICHARDSON; WALSH, 1986; CHÉRUBIN; RICHARDSON, 2007), e uma retroflexão da CNB entre os meses de Julho a Janeiro, e após a sua passagem pela linha do Equador, a formação da contra corrente Norte Equatorial (FLAGG et al., 1986; FIELD, 2005) (Figura 4.2) . Essas pequenas diferenças nos períodos dos processos percebidos nos artigos supracitados podem estar relacionadas à suavização destes, ocasionada pela etapa de geração de compósitos sazonais realizada neste trabalho.

Figura 4.2 - MES para as médias das estações do ano



Fonte: Produção do autor.

Alguns trabalhos obtiveram resultados semelhantes relacionando a SSM com propriedades ópticas da água, como, por exemplo, em Hu et al. (2004), que relacionou a SSM com o coeficiente de absorção da matéria orgânica e detritos em 400 nm (adg_{400}), obtendo a equação: $SSM = -118,24 adg_{400} + 38,18$; $R^2 = 0,74$, utilizando 41 amostras de flutuadores do tipo S-PALACE e valores de SSM variando entre 34 e 37 psu. Del Vecchio e Subramaniam (2004) identificaram diferentes relações lineares entre SSM e os coeficientes de atenuação difusa em 490nm e o de absorção da matéria orgânica e detritos em 355 nm (adg_{335}), os valores de SSM utilizados para compor a equação foram mais abrangentes de SSM entre 22 e 37 psu. Dentre as diversas equações inferidas por estes autores, tem-se $SSM = -5,85 adg_{335} + 36,37$. Molleri et al. (2010) determinaram $SSM = -126,03 adg_{443} + 37,26$ coletando 30 amostras provenientes de estações oceanográficas com valores SSM entre 32 e 36 psu. Fournier et al. (2015) também estabeleceram essa relação usando

os dados adg_{443} com a SSM medida pelo satélite SMOS, encontrando, dentre as relações, $SSM = -125 adg_{443} + 35.87$ (Tabela 4.1).

Tabela 4.2- Modelos de salinidades propostos por alguns autores que utilizaram o coeficiente de absorção da matéria orgânica e detritos em alguns comprimentos de onda

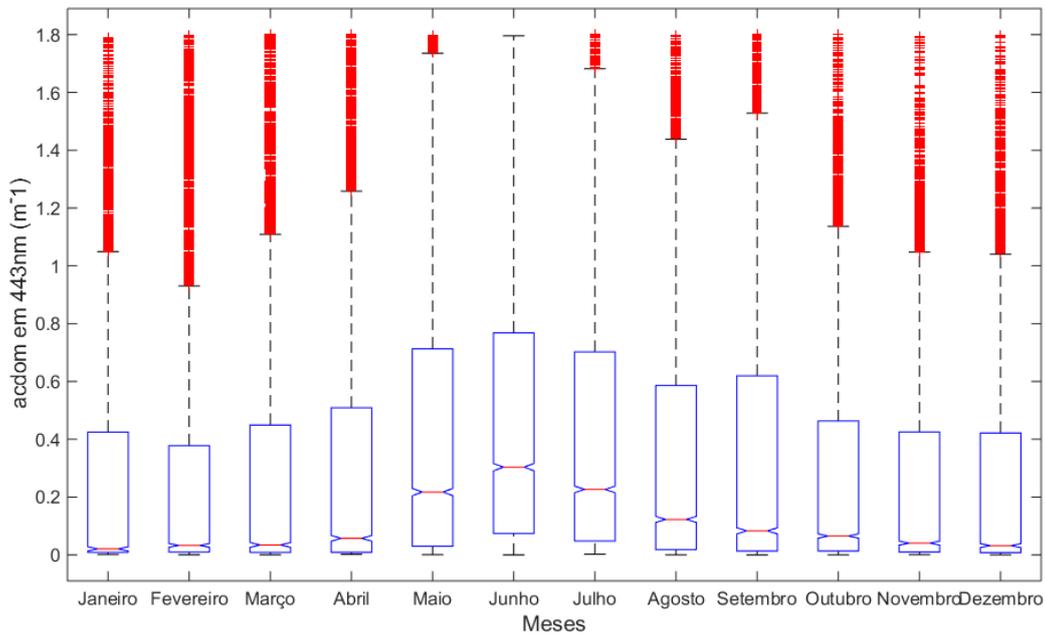
Autores	Modelos de salinidade
Hu et al. (2004)	$SSM = -118,24 adg_{400} + 38,18$
Del Vecchio e Subramaniam (2004)	$SSM = -5.85 adg_{355} + 36.37$
Molleri et al. (2010)	$SSM = -126.03 adg_{443} + 37.26$
Fournier et al. (2015)	$SSM = -125 adg_{443} + 35.87$
MES	$MES = -17.012 adg_{443} + 35.953$

Fonte: Produção do autor.

Nota-se na Tabela 4.1 que os autores que utilizaram faixas estreitas de SSM *in situ* (HU et al., 2004; MOLLERI et al., 2010; FOURNIER et al., 2015), obtiveram coeficientes angulares elevados nos seus modelos quando comparados aos que utilizaram amplitudes maiores dos valores de SSM, como o MES e Del Vecchio e Subramaniam (2004). Outros fatores que podem ter influenciado na diferença foram o número de pontos utilizados para realizar a regressão e localização espacial desses pontos.

Visto que esses modelos de SSM utilizam o coeficiente de absorção, identifica-se na Figura 4.3 a dispersão dos valores de adg_{443} para as médias mensais nos meses do ano em uma sub amostra da área de estudo localizada em região próxima a costa Norte amazônica, entre as longitudes 48°W a 53°W e latitudes 3°S a 6°N. Nesses locais os valores de adg_{443} variaram entre 0 a 1,8 m^{-1} com as maiores dispersões entre os meses de maio e junho, onde 50% dos valores dos dados concentram-se entre 0,1 a 0,7 m^{-1} . Essa maior dispersão dos dados está relacionado à maior vazão do rio Amazonas, que tem seu pico em maio e junho, e conseqüentemente maior quantidade de matéria orgânica descarregada.

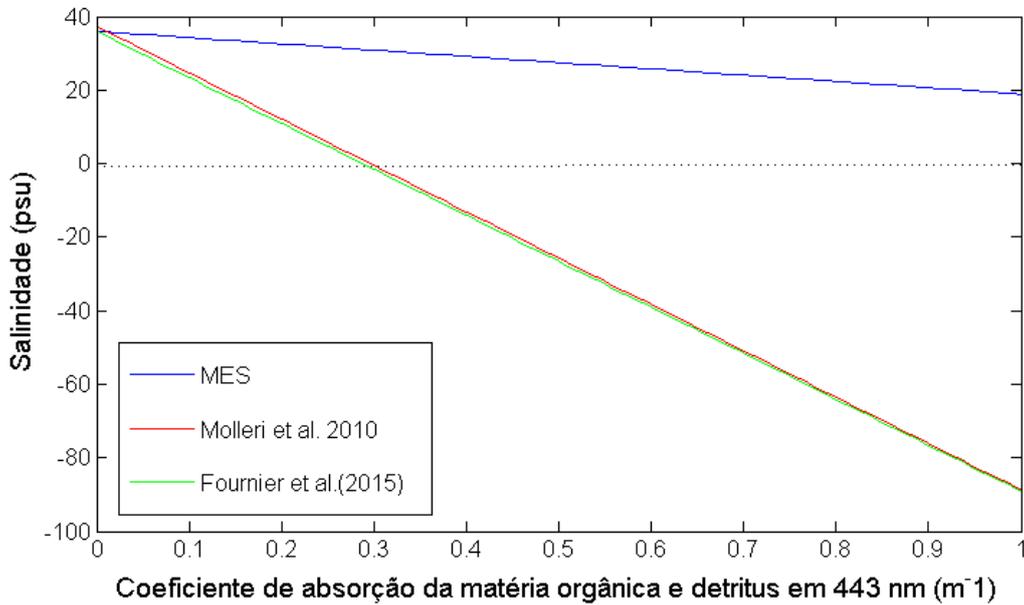
Figura 4.3- Gráfico Box-plot de dispersão dos valores de adg_{443} para as imagens de médias mensais dos meses do ano na sub amostra da área de estudo limitada entre as longitudes 48°W a 53°W e latitudes 3°S a 6°N. O Box-plot apresenta para cada mês o valor da mediana (linhas horizontais vermelhas) e outliers (pontos vermelhos)



Fonte: Produção do autor.

Com base nas variações de adg_{443} encontradas no recorte costeiro, a Figura 4.4 mostra a comparação do MES em relação a outros modelos na estimativa de salinidade tendo como base o adg_{443} . Nesta comparação percebe-se que a partir de 0,3 de adg_{443} tanto os modelos de Molleri et al. (2010) e Fournier et al. (2015), tendem a estimar valores negativos de SSM, considerando-se que em determinados meses do ano uma grande quantidade de valores de adg_{443} , encontram-se acima de 0,3 m⁻¹. Dessa forma o MES consegue estimar, de forma eficiente, valores de salinidade em todas as regiões da área de estudo.

Figura 4.4- Comparação entre os modelos MES, de Molleri et al, (2010) e de Fournier et al, (2015).



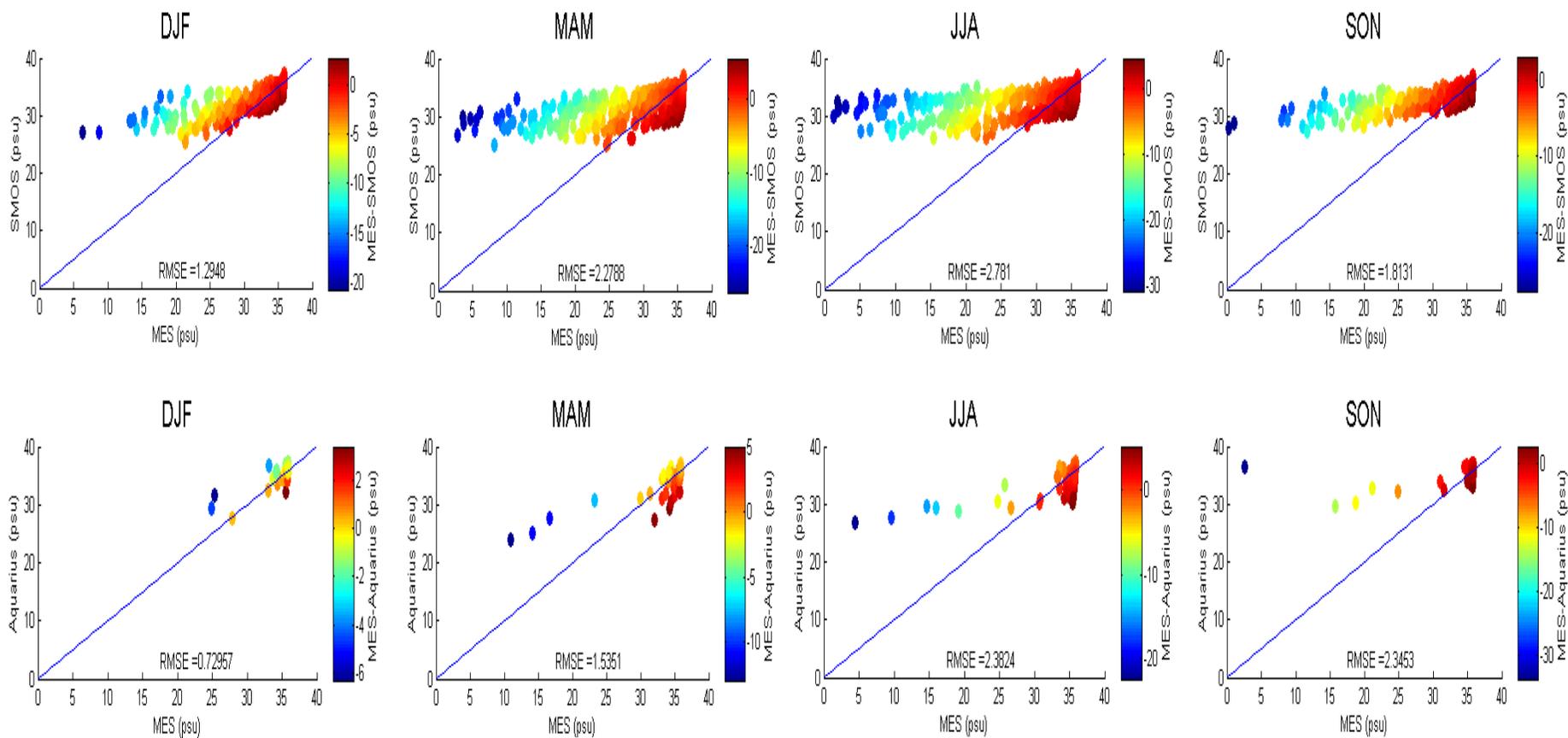
Fonte: Produção do autor.

Assim a principal diferença entre a equação encontrada no presente trabalho e as equações descritas por outros autores está no coeficiente angular. Essa diferença pode estar relacionada à maior amplitude de valores de salinidade utilizados no presente modelo, entre 15 e 35psu, bem como a utilização de pontos próximos à costa e a quantidade de pontos utilizados.

4.2. Comparação entre o MES, SMOS e Aquarius e suas relações com a produtividade primária.

As diferenças nas estimativas de SSM provenientes do MES em relação aos calculados a partir de radiômetros a bordo de satélites SMOS e Aquarius foram calculadas para cada estação do ano. Os menores desvios entre as estimativas do MES e a dos outros dois satélites ocorreram no verão austral (DJF) com $rmse = 1,29$ psu e $rmse = 0,73$ psu para o SMOS e Aquarius, respectivamente. Por outro lado os maiores desvios ocorreram nos invernos austrais (JJA) com $rmse = 2,78$ psu para o SMOS e $rmse = 2,38$ psu para o Aquarius. Cabe ressaltar que as maiores diferenças encontram-se entre os valores de SSM menores que 25 psu obtidos pelos radiômetros (Figura 4.5). Os modelos de Molleri et al. (2010) e Fournier et al. (2015) apresentaram valores de $rmse$ maiores em todas as estações do ano para os produtos dos satélites quando comparados ao MES.

Figura 4.5- Gráficos de dispersão entre o MES com SMOS (painéis superiores) e MES com Aquarius (painéis inferiores) para as estações do ano. As cores dos pontos representam os desvios entre o MES e cada satélite.

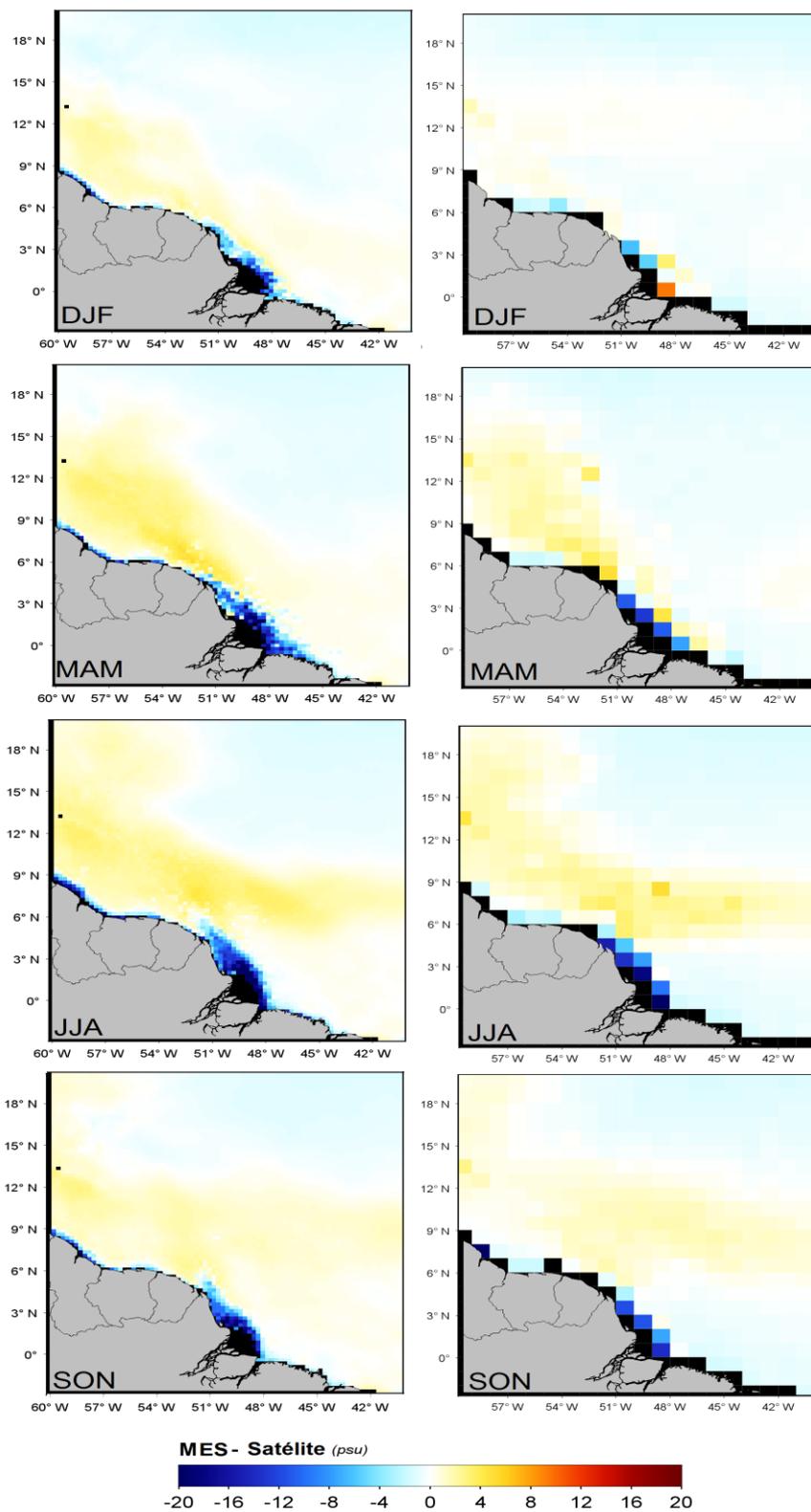


Fonte: Produção do autor.

Analisando o MES do ponto de vista dos padrões espaciais, este tendeu a estimar valores de SSM maiores longe da costa e menores próximos à costa em relação aos sensores orbitais (Figura 4.6). Atribuem-se essas discrepâncias de valores próximos à costa aos seguintes fatores: (1) baixa resolução espacial dos sensores SMOS e Aquarius; (2) problema de contaminação devido a interface continente-oceano; (3) Interferências por rádio frequências. De modo geral, ambos os radiômetros de micro-ondas estimam a temperatura de brilho nos primeiros centímetros da superfície do mar utilizando a banda L (1,4-1,427 GHz). Então, esta é convertida em SSM por meio de um modelo geofísico. Dessa forma, a contaminação continente-oceano consiste, fundamentalmente, em um aumento da temperatura de brilho da água em zonas próximas a grandes áreas costeiras, causando, possivelmente, maiores estimativas de SSM. Percebeu-se, em análises complementares, que os dados do Aquarius tendem a apresentar valores de SSM maiores que os SMOS em regiões próximas ao continente. Portanto, provavelmente os pixels de baixa resolução espacial, sofrem maior influência dessas contaminações.

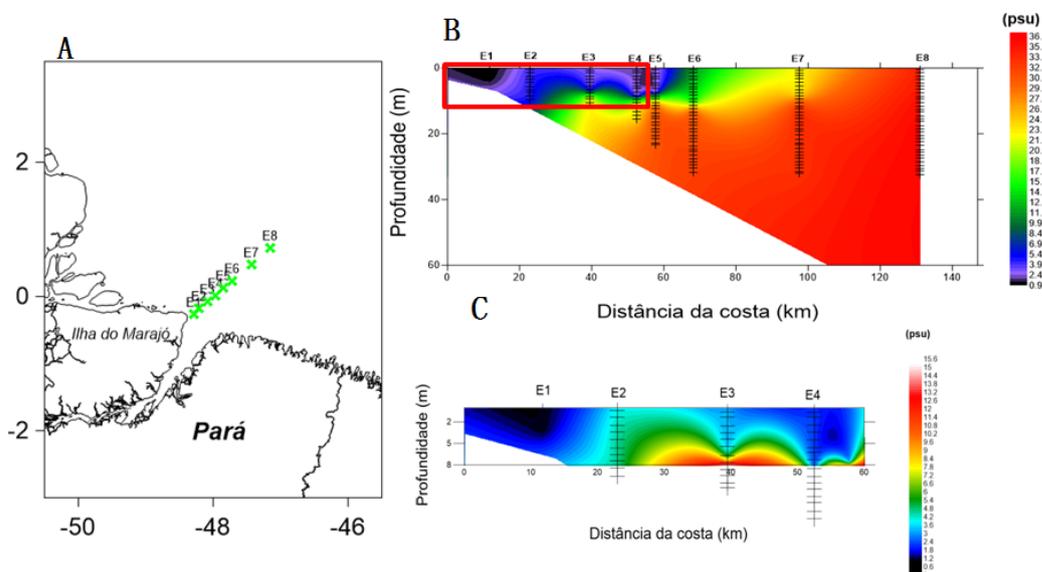
Em contrapartida, em regiões mais distantes da costa o MES apresentou maiores valores de SSM que os sensores, isso pode estar relacionado aos dados utilizados pelo modelo para estimar a SSM. Por exemplo, os dados *in situ* foram medidos em aproximadamente 5 m de profundidade, enquanto que os instrumentos espaciais medem apenas os primeiros centímetros do oceano. Neste trabalho constatou-se, em algumas situações que na área da pluma do Amazonas, os gradientes SSM chegam variar em torno de 6 psu nos primeiros metros de profundidade(Figura 4.7).

Figura 4.6- Diferenças entre MES e SMOS (lado esquerdo) e Aquarius (lado direito) para as estações do ano.



Fonte: O autor.

Figura 4.7- Transecto na foz do rio Amazonas(A). (B) Perfil de SSM ao longo do transecto e (C) detalhe da variação de SSM na camada superficial do transecto.



Fonte: O autor.

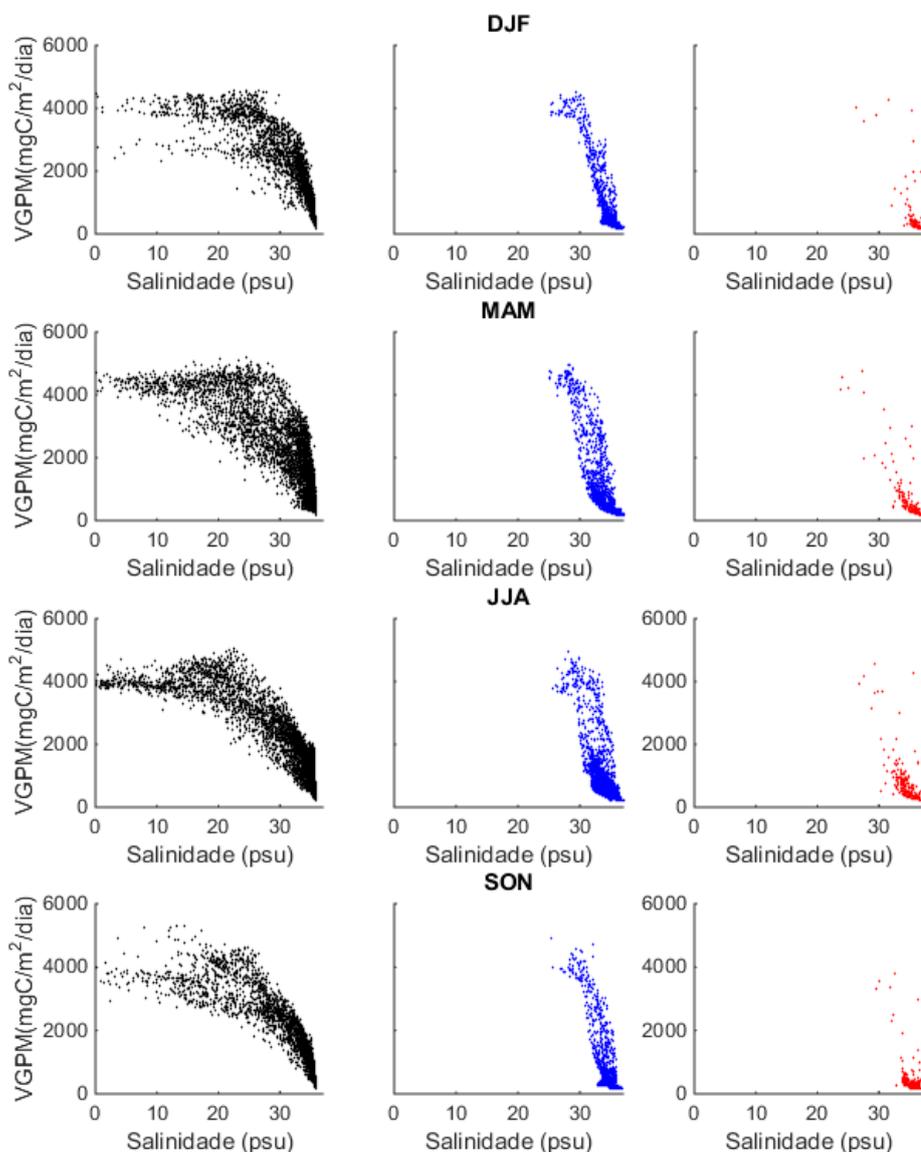
Relacionando o MES, SMOS e Aquarius com valores de produtividade primária na PCNB, pode-se verificar que o MES permitiu identificar claramente a relação sigmoideal inversa entre produtividade primária (VGPM) e SSM, apresentando o comportamento sazonal característico (Figura 4.8). No verão austral a relação entre salinidade e produtividade pode ser decomposta em três regimes evidentes. Um regime é dado pela relação linear inversa entre a SSM e produtividade primária (VGPM), sendo que, com o aumento da SSM a partir de 32.5 até 36, a produtividade tende a decrescer acentuadamente até atingir valores próximos a 0. Os outros dois regimes ocorrem em regiões com valores de SSM menores que 32.5 psu, sendo que em ambos há uma relativa estabilidade nos valores de produtividade, porém apresentando áreas com alta PP_{VGPM} (em torno de 4000, patamar superior da Figura 4.8) e com baixa PP_{VGPM} (em torno 3000, patamar inferior da Figura 4.8). Esses regimes se misturam ao longo de MAM e JJA, atingindo a estabilidade por volta do verão austral (DJF).

A SSM estimada pelo SMOS apresenta indícios de uma relação sigmoideal inversa, mas não variando muito durante as estações do ano e limitado a faixas restritas de SSM, entre 28 e 36 psu. Com o Aquarius não foi possível identificar relações entre a SSM e produtividade primária (VGPM) devido ao menor número e espaçados pontos. Dessa forma considera-se que o MES é mais eficiente para se estudar as relações entre SSM e produtividade primária (VGPM), não só porque possibilitou identificar feições e processos que não foram percebidos com os outros dois satélites, mas também por permitir a reconstrução de uma série temporal longa de SSM. Isto porque os dados do MODIS-Aqua estão disponíveis desde 2002 enquanto que o SMOS inicia sua coleta de dados em 2010 e o Aquarius em 2011.

Considerando a proposta de Subramanian et al. (2008) de segmentar a PRA em regiões de baixa salinidade (<30psu) e mesohalinas (entre 30 e 35psu), distintamente das regiões oceânicas (>35psu), percebe-se na Figura 4.8, que as regiões de baixa salinidade e as mesohalinas estão submetidas a processos que podem causar tanto o aumento quanto a diminuição da produtividade primária (VGPM). Isto pode estar relacionado aos processos responsáveis pela transformação da matéria orgânica dissolvida (MOD) por bactérias, fitoplâncton e processos fotoquímicos. Experimentos de incubação e análises realizadas por Medeiros et al. (2015) mostraram que na região mesohalina, há uma presença significativa de MOD de origem fitoplanctônica. Além disso, a proporção em que as frações continentais e marinhas ocorrem, em períodos de maior e de menor vazão, sendo controladas pela diluição da água da pluma pelo oceano. De fato, na região mesohalina, ocorre influência de processos continentais e oceânicos (SUBRAMANIAM et al., 2008).

Sugere-se, portanto, que a segmentação da pluma por faixas de salinidade, talvez não seja a forma mais acurada de se descrever a dinâmica da PRA quando se leva em consideração a sua influência na produtividade primária.

Figura 4.8 - Gráficos de dispersão entre a produtividade primária e a salinidade para cada estação do ano, com o MES (preto), SMOS (azul) e Aquarius (vermelho).



Fonte: Produção do autor.

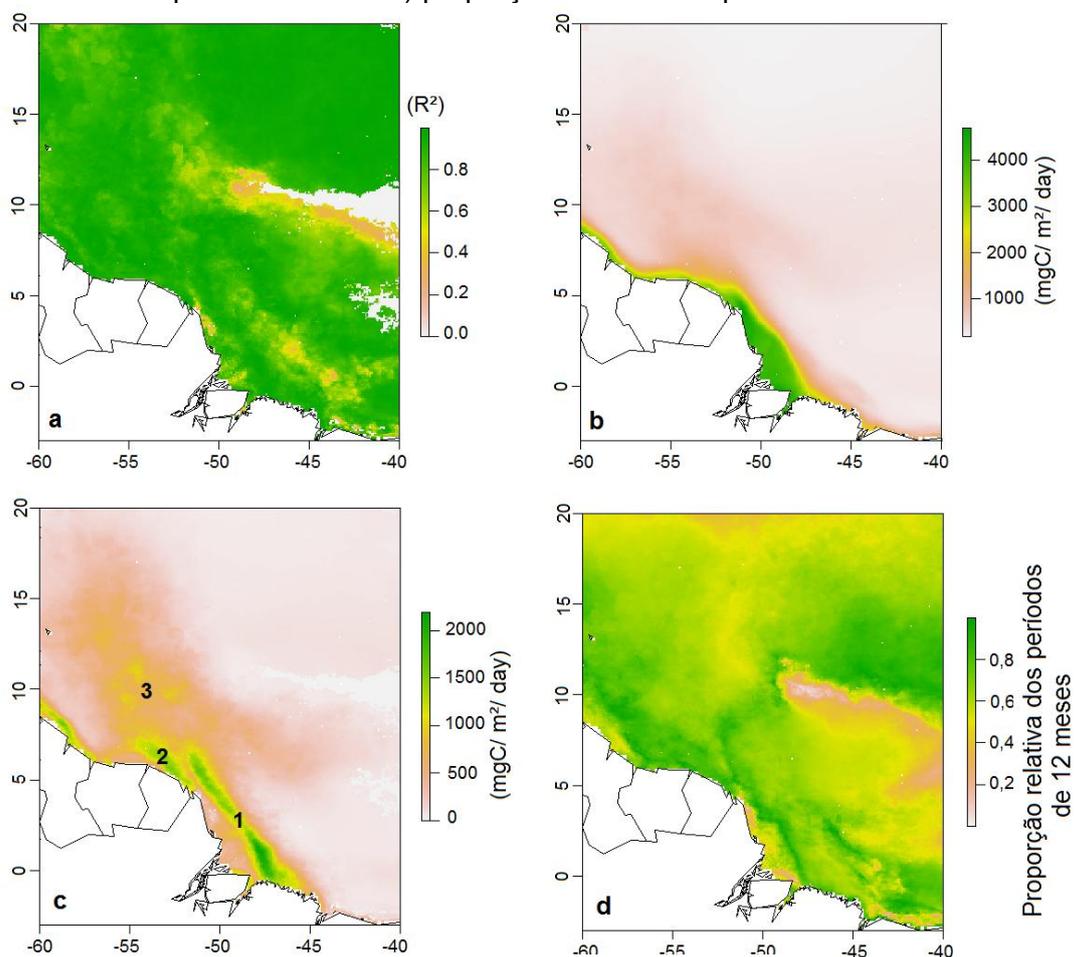
4.3. Caracterização sazonal da produtividade primária na costa Norte Amazônica

Com a análise de decomposição espectral de Fourier foi possível caracterizar a variabilidade sazonal da produtividade primária na Costa Norte Amazônica

(CNA). Com a reconstrução da série a partir da soma ponderada de sinais subanuais (6 meses) e anuais (12 meses) foi possível observar valores de r^2 acima de 0,6 em praticamente toda a região analisada (Figura 4.9 a). Além disso, os maiores valores de produtividade primária localizaram-se dentro dos limites da plataforma continental, em regiões adjacentes à costa (Figura 4.9 b). Também foi possível observar que as feições de maiores amplitudes estão localizadas nas interfaces de interação entre as águas de origem continental e oceânica. Possivelmente, as maiores amplitudes de produtividade primária estejam relacionadas ao desenvolvimento de zonas de crescimento ótimo (“*optimal-growth zone*”) (LOHRENZ et al., 1999) caracterizadas por um maior tempo de residência da água e diminuição na turbidez. O avanço e o recuo periódico desta zona de transição podem resultar em episódios de enriquecimento de nutrientes e aumento da penetração da luz, associada a processos de convergência em superfície, típica de regiões frontais (LOHRENZ et al., 1999). Destacam-se, assim, três regiões: (1) uma região próxima à quebra da plataforma continental; (2) uma região em frente à Guiana Francesa; (3) região de formação de vórtices (Figura 4.9c).

Por fim, em relação aos ciclos de produtividade primária na CNA, identificaram-se regiões que apresentam somente um pico de produção durante o ano e outras com dois picos (Figura 4.9d). Próximo à foz do Amazonas percebe-se uma dominância de regiões com dois picos por ano.

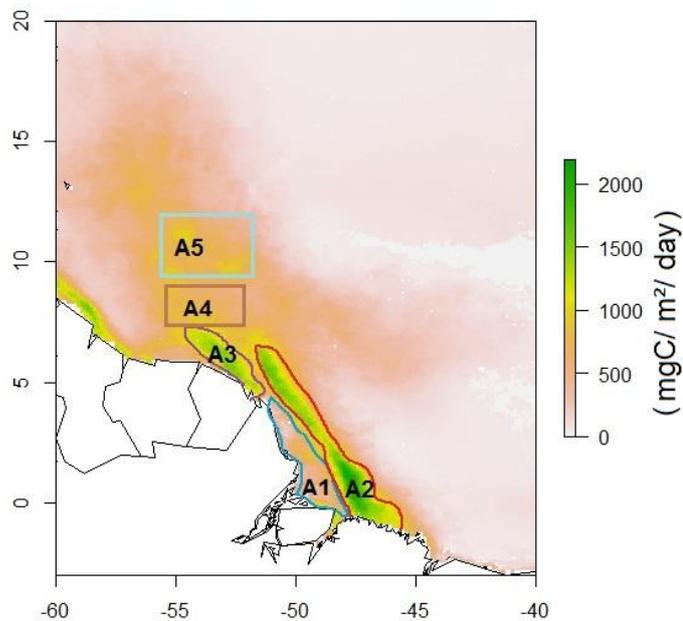
Figura 4.9 - Análise de decomposição espectral de Fourier. A) Coeficiente de determinação (R^2), B) produtividade primária Média, C) amplitude da produtividade e D) proporção relativa dos períodos de 12 meses.



Fonte: Produção do autor.

Para a avaliação das principais feições observadas nas análises anteriores, extraiu-se um vetor no tempo para cada região visualizada na Figura 4.10. Cada um destes vetores é composto pela média mensal da produtividade primária (VGPM) de cada região. Essas regiões são: A1, região próxima à foz do rio Amazonas; A2, região de alta amplitude dada pela região de transição entre a influência do rio e oceano; A3, região costeira em frente a Guiana Francesa; A4, região em frente às Guianas, na transição rio-oceano e A5, região oceânica de formação de vórtices.

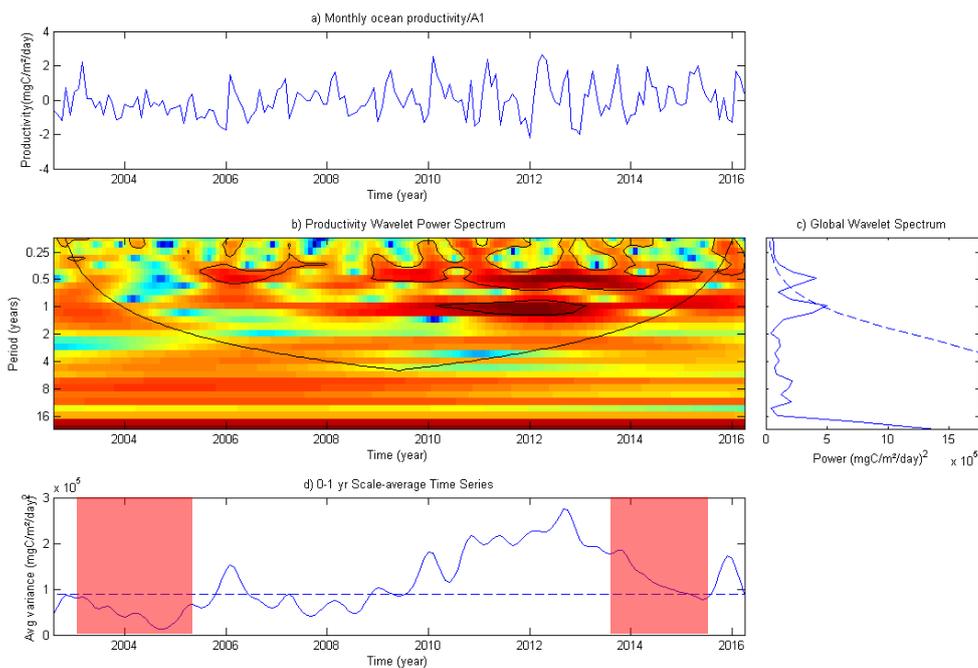
Figura 4.10- Áreas selecionadas para avaliação da série temporal de produtividade primária (VGPM).



Fonte: Produção do autor.

A região A1 caracteriza-se por possuir um forte sinal subanual significativo durante todo o período de estudo que tende a se intensificar após o ano de 2009, e com uma tendência de aumento na produtividade primária ao longo dos anos (Figura 4.11d). Nesta região costumam ocorrer dois picos de produtividade primária durante o ano, que acontecem em média nos meses de fevereiro e agosto, sendo que o primeiro é o mais elevado. Notam-se ao longo da série, amplitudes de oscilação cada vez maiores entre os valores máximos e mínimos de produtividade primária de cada ano, e que fica mais evidente após o ano de 2010 (Figura 4.11a). Entre 2010 e 2013 a série mostra um forte sinal anual significativo (Figura 4.11b e c).

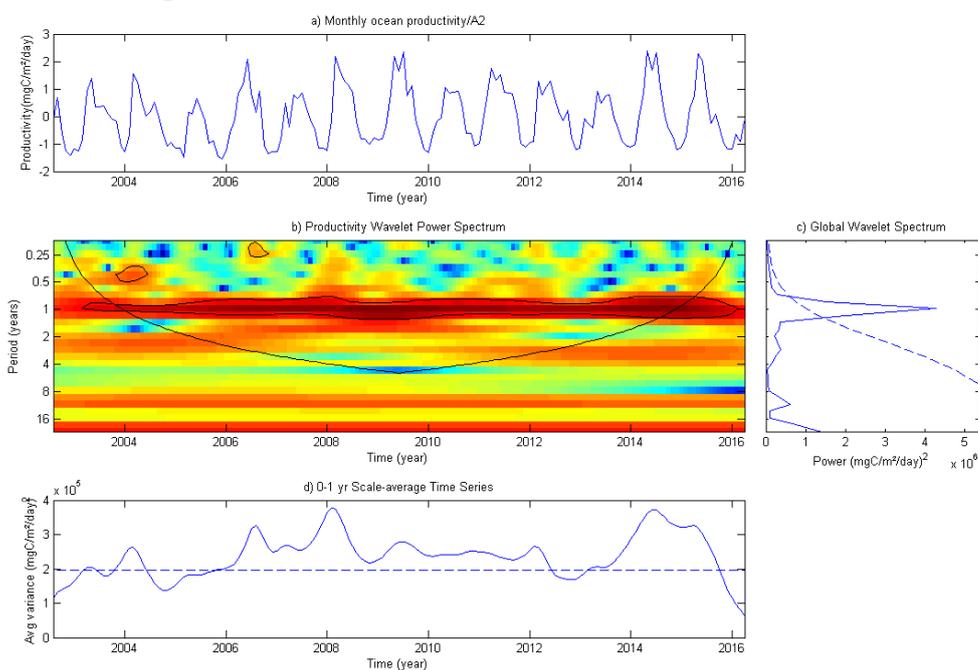
Figura 4.11- Decomposição de *wavelet* da série temporal de produtividade primária da região A1. Os boxes vermelhos indicam períodos em que os índices do “*Multivariate El Nino Index*” (MEI) se mantiveram positivos por mais de um ano.



Fonte: Produção do autor.

A região A2 apresenta um sinal anual durante todo período de estudo (Figura 4.12b), mostrando, em seu comportamento médio, uma produtividade primária máxima em abril e atingindo seu mínimo em novembro. Percebe-se uma intensificação no sinal anual entre os anos de 2006 a 2008 e final de 2013 a 2015 (Figura 4.12 d).

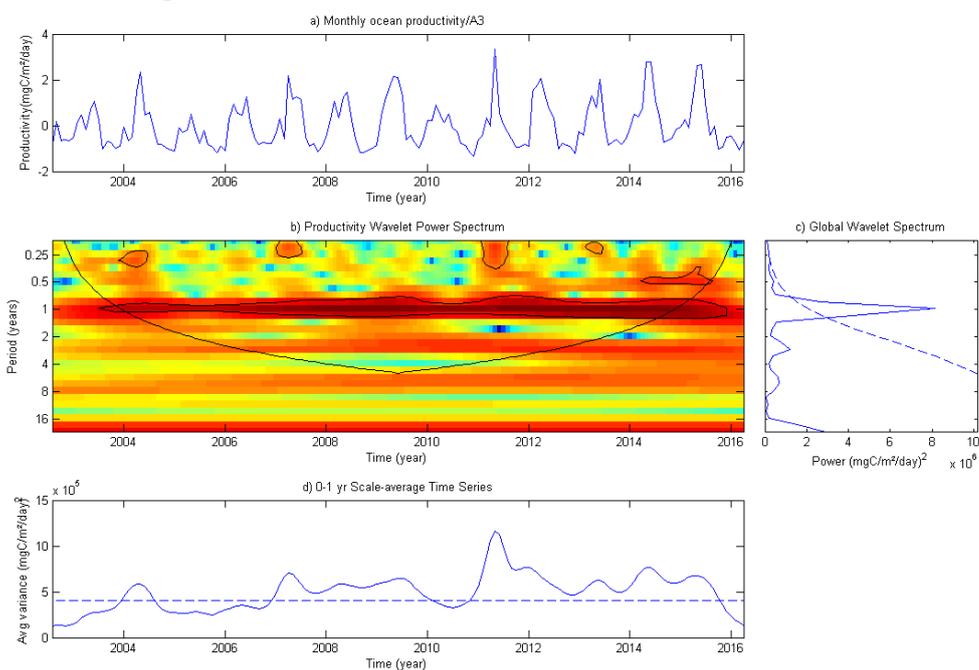
Figura 4.12- Decomposição de *wavelet* da série temporal de produtividade primária da região A2.



Fonte: Produção do autor.

A área A3 apresenta geralmente os maiores valores de produtividade primária em abril e os menores em Outubro. De forma similar a região A2, esta também mostrou um forte sinal anual durante todos os anos observados, com uma tendência de aumento na produção primária (Figura 4.13 b,c e d).

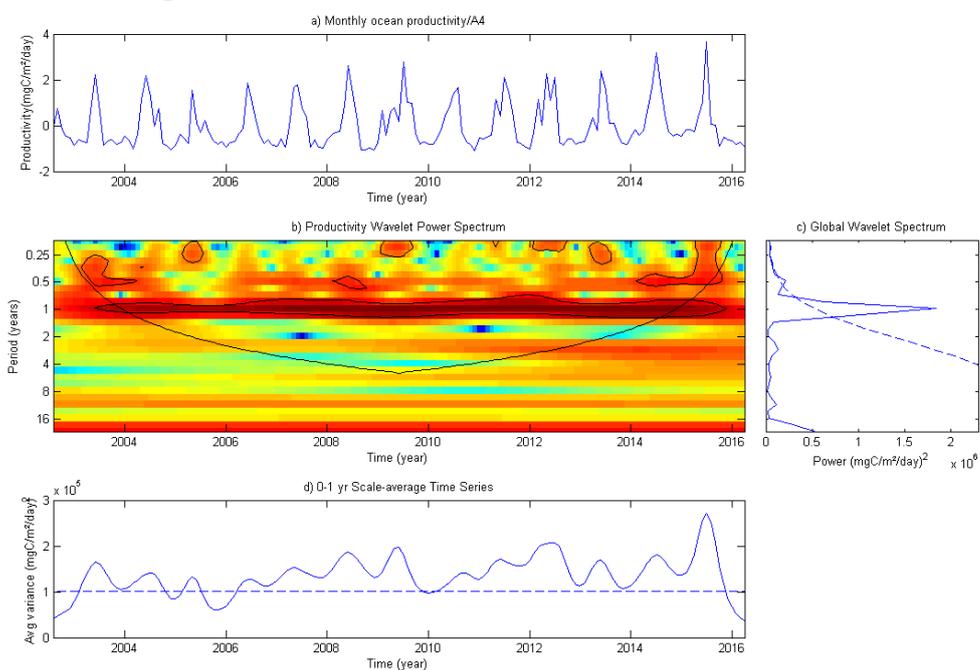
Figura 4.13- Decomposição de *wavelet* da série temporal de produtividade primária da região A3.



Fonte: Produção do autor.

A área A4 similarmente as áreas A2 e A3, também mostrou o domínio do sinal anual em toda série temporal, porém, com a presença de ciclos subanuais em alguns momentos (Figura 4.14 b e c). Esta região apresentou maiores valores de produtividade em junho e menores em novembro, e também se evidencia uma tendência de aumento na produtividade primária dessa região (Figura 4,14 d).

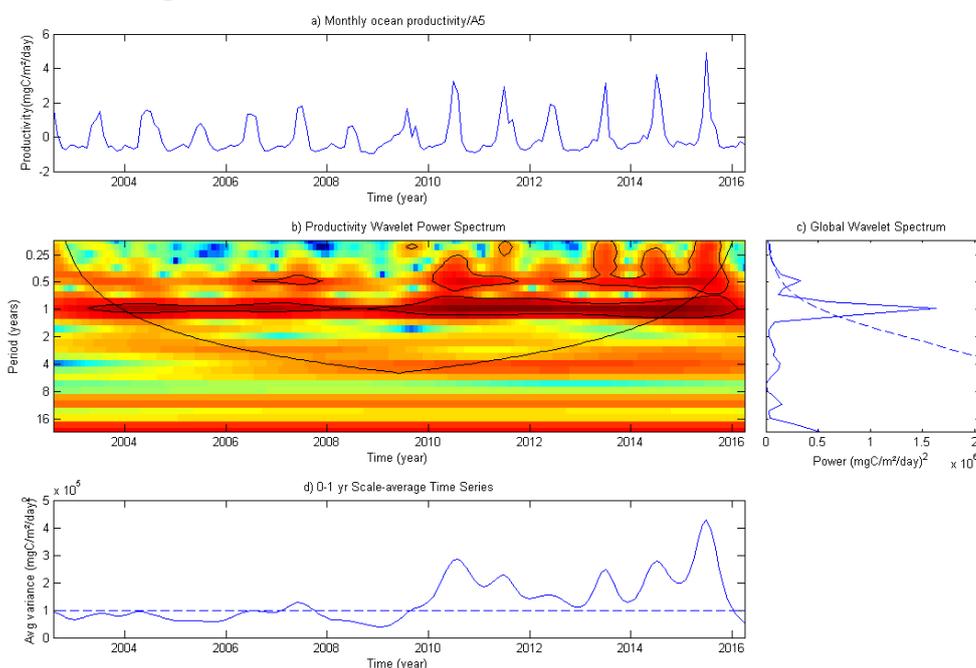
Figura 4.14- Decomposição de *wavelet* da série temporal de produtividade primária da região A4.



Fonte: Produção do autor.

A área A5 apresentou um pico de produtividade durante o ano ocorrendo geralmente no mês de junho, enquanto que as mínimas ocorreram em Outubro. A partir de 2009 a produtividade primária tende a aumentar com uma grande intensificação do sinal anual e subanual (Figura 4.15 b, c e d).

Figura 4.15- Decomposição de *wavelet* da série temporal de produtividade primária da região A5.



Fonte: Produção do autor.

Os resultados sugerem que a região A1 é influenciada apenas pela quantidade de materiais descarregados pelo rio Amazonas que é responsável tanto pelo aumento quanto pela diminuição da produtividade primária na região. A ocasião em que ocorre o primeiro pico de produtividade em fevereiro sugere um aumento da quantidade de nutrientes transportados pelos rios. Este aumento é em consequência do início do período chuvoso nas bacias de drenagem que se inicia por volta de dezembro ou janeiro (DE SOUZA; AMBRIZZI, 2003).

Entretanto, ainda em fevereiro esta produtividade primária tende a diminuir, apesar do aumento progressivo da quantidade e do transporte de sedimentos que continuam geralmente até o mês de maio (NITTROUER; DEMASTER, 1996). Diante disto, sugere-se que nesse período, a produtividade primária seja limitada pela disponibilidade de luz. Esta disponibilidade é reduzida devido a grande quantidade de matéria orgânica dissolvida descarregada pelos rios. Subramaniam et al., (2008) mostram que em regiões mais próximas da costa

existe quantidade suficiente de fósforo, silicato e nitrogênio para suportar as espécies existentes na região. Além disso, 70% da absorção total da radiação eletromagnética (REM) é realizada pela matéria orgânica dissolvida. Isto é corroborado pelo segundo pico de produtividade com ocorrência geralmente em agosto. Nesta situação já se percebe uma diminuição considerável no volume de água e sedimentos transportados pelos rios, em que grande parte dos materiais já foi carregada para o oceano. Portanto, nesse contexto percebe-se uma maior disponibilidade de luz para o fitoplâncton realizar a fotossíntese.

A decomposição espectral da produtividade primária da região A1 mostra a predominância de variabilidade subanual, tendendo a aumentar a variância de 2010 até 2016. Por outro lado, em períodos de baixa variância, visualizados na figura 4.11d parecem estar relacionadas a períodos de tempo onde se apresentam anomalias positivas do índice MEI. Por sua vez, essas anomalias são susceptíveis a reduzir o sinal sazonal da incursão da água do continente na pluma devido à seca.

Em relação ao aumento das amplitudes em A1, estas podem estar em consonância com a dinâmica temporal da vazão do rio Amazonas. Gloor et al. (2013) ao analisarem a evolução do ciclo hidrológico da bacia amazônica, utilizando dados de vazão da estação fluviométrica em Óbidos, perceberam um aumento na amplitude anual na descarga do rio Amazonas, bem como um aumento da severidade dos eventos extremos. Gloor et al. (2015) mostram, que para um mesmo período, ocorre um aumento de condições extremas de cheias e secas para a bacia amazônica.

As regiões A2 e A3 representam os limites de transição entre a influência continental e a oceânica. Nessas regiões, os picos de produtividade ocorreram em média em abril, quando a vazão do rio Amazonas se aproxima do seu máximo, possibilitando uma maior dispersão da pluma. Ainda neste período, o transporte pela CNB é mínimo, em torno de 10 Sv (NITTROUER; DEMASTER,

1996), favorecendo a criação de um ambiente confinado e, portanto, com condições favoráveis para o desenvolvimento de organismos fitoplanctônicos.

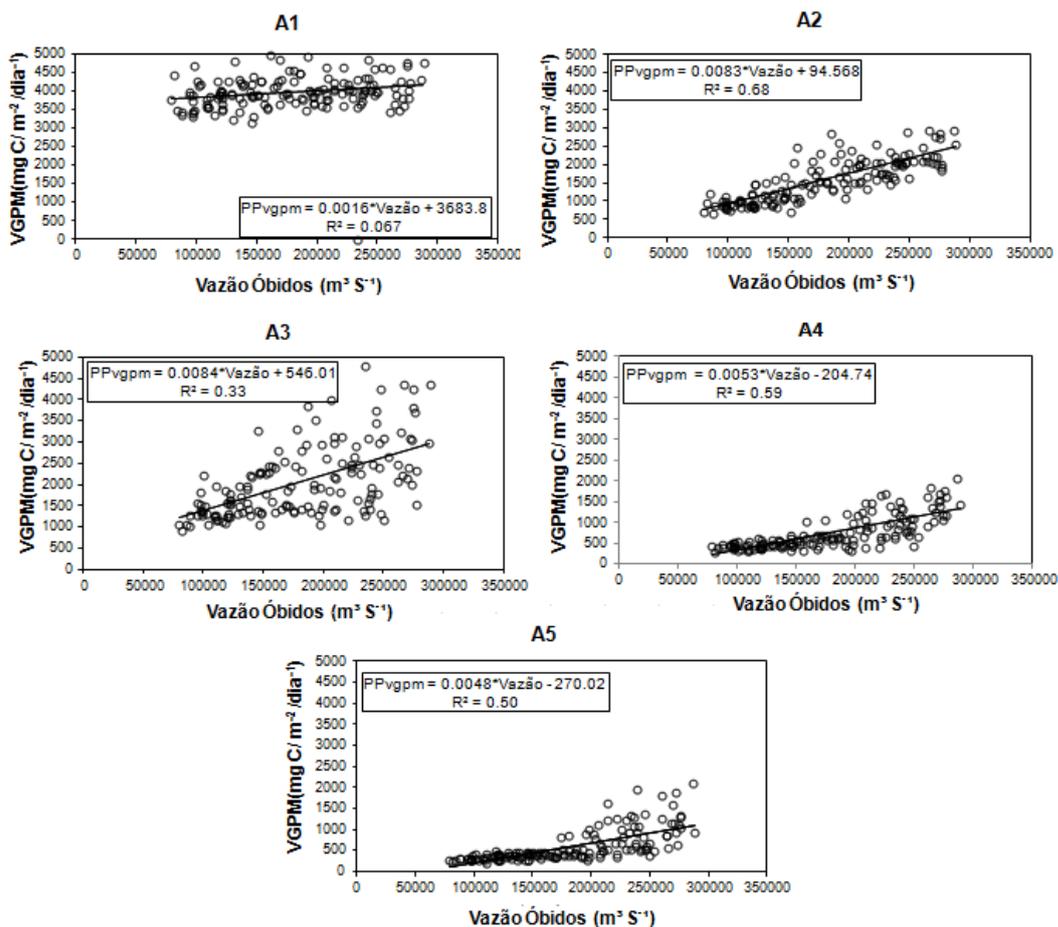
As regiões A4 e A5 são ambientes com características, geralmente, mesohalinas. Ambas as regiões apresentaram tendências de aumento na produtividade primária ao longo dos anos, o que pode estar relacionado à descarga de MOD pelo rio Amazonas para a PCNB, principalmente em épocas de inundação (MEDEIROS et al., 2015). Portanto, baseado nessas tendências, cenários futuros apontam um aumento da descarga do rio Amazonas (MANABE et al., 2004; NOHARA et al., 2006) .

Nessas áreas as alterações de MOD são ocasionadas principalmente por *bloom* de fitoplâncton e por transformações bacterianas e fotoquímicas (MEDEIROS et al., 2015) que contribuem para a delimitação de diferentes áreas com características biogeoquímicas diferentes nas águas da Pluma do rio Amazonas. Com o aumento da quantidade de MOD descarregada existe, portanto, a tendência de aumento da produtividade primária, principalmente em A5, onde ocorrem predominantemente processos de degradação fotoquímica, propiciando a fotomineralização. Nessas regiões Goes et al., (2014) apontaram que embora grande parte dos nutrientes fluviais exportados para o oceano sejam utilizados antes mesmo que a pluma deixe a margem continental, os processos simbiotes de fixação de nitrogênio são encontrados em águas *offshore*, fornecendo nitrogênio biodisponível que pode suportar consideráveis *bloom* fitoplanctônicos (FOSTER et al., 2007; SUBRAMANIAM et al., 2008; YEUNG et al., 2012).

A Figura 4.16 mostra a relação entre a produtividade primária em cada uma das 5 regiões com a vazão da estação fluviométrica de Óbidos. Com exceção da região A1, todas as outras possuem uma relação direta com a vazão de óbidos. Os valores de coeficiente de determinação (R^2) para cada região foi: A1($R^2=0,067$), A2($R^2=0,68$), A3($R^2=0,33$), A4($R^2=0,58$) e A5($R^2=0,50$) (Figura 4.16). Mostrando indícios que a produtividade primária, principalmente nas

regiões A2, A4 e A5 pode estar relacionado ao aumento das amplitudes da vazão do rio Amazonas, como mostrado por Gloor et al. (2013).

Figura 4.16 - Relação entre a produtividade em cada área (A1, A2, A3, A4, A5) e a vazão de Óbidos



Fonte: Produção do autor.

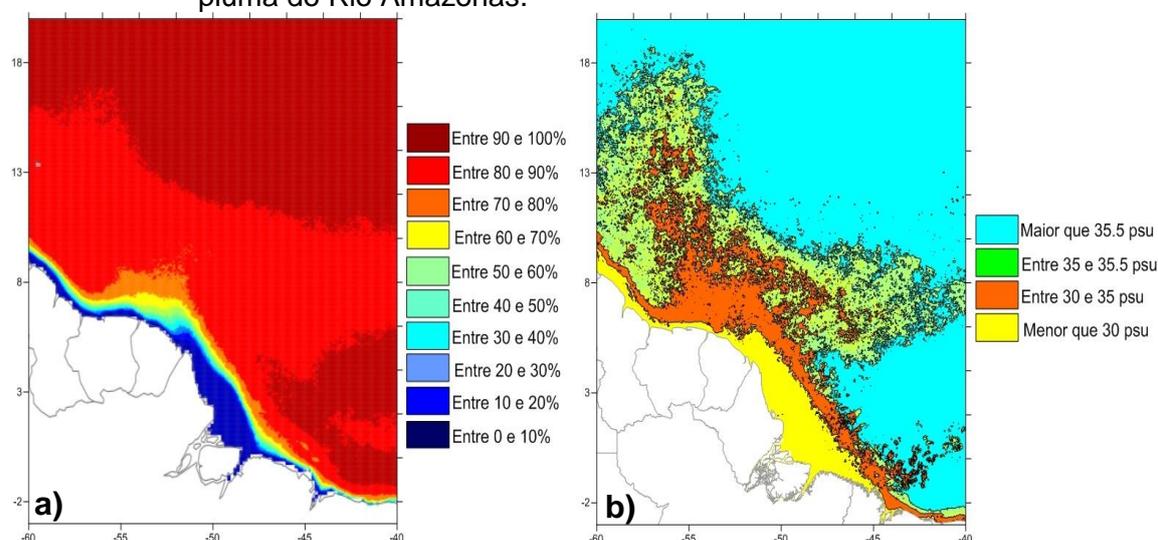
4.4. Influência da salinidade na produtividade primária

Apesar de haver sido sugerido na Seção 4.2 acima que a segmentação da pluma por faixas de salinidade, talvez não seja a forma mais acurada de se descrever a dinâmica da PRA, a influência da SSM sobre PP_{VGPM} não pode ser descartada. Em regiões mais costeiras, essa influência é mínima ou

praticamente nula (Figura 4.17a). Observando-se a extensão máxima média da PRA (Figura 4.17b), verifica-se que a SSM tem grande influência em regiões entre 30 a 35.5 e enquanto que em áreas com SSM menores que 30 tem pequena influência. Portanto, podem-se perceber, claramente, os limites de influência entre os processos continentais e oceânicos. Isto se verifica uma vez que a produtividade primária, em regiões mais próximas ao continente (tons de azul escuro na Figura 4.17a) é influenciada apenas pelo aporte de material pelo rio Amazonas, onde as macromoléculas da MOD são quebradas, principalmente, por atividade bacteriana (MEDEIROS et al., 2015).

Na região mesohalina (SSM entre 30 e 35 psu; Figura 4.17b), identificam-se diferentes níveis de influência do oceano que variam entre 30 a 80% (Figura 4.17a). Essas regiões encontram-se próximas a quebra da plataforma continental, sofrendo grande influência da CNB. Goes et al. (2014) analisaram as concentrações de alguns nutrientes e clorofila-*a* em um perfil vertical na CNA (aproximadamente 4°N a 12°N). Neste estudo, os autores concluíram que as concentrações de alguns nutrientes foram limitantes para a produção primária nas águas superficiais da PRA, mesmo que estas apresentassem grandes quantidades de clorofila-*a*. Foram encontradas também, grandes concentrações de nutrientes em profundidades de aproximadamente 120m. Isso reforça a ideia que discutida no tópico 4.3 que falam que episódios de enriquecimento de nutrientes e aumento da penetração da luz, associados aos processos de convergência em superfície, onde aumentariam o tempo de residência da água na região mesohalina e maximizaria o aproveitamento de períodos de menor turbidez da água superficial.

Figura 4.17- (a) Porcentagem média de explicação da produtividade primária (VGPM) pela salinidade da superfície do mar.(b) Extensão máxima média da pluma do Rio Amazonas.



Fonte: Produção do autor.

Vale ressaltar que alguns compostos descarregados pelo rio Amazonas não estão disponíveis imediatamente para o fitoplâncton. Todavia, alguns processos como a transformação da matéria orgânica dissolvida durante a sua dispersão, seja por bactérias, pelo fitoplâncton e por processos fotoquímicos (MEDEIROS et al, 2015) sugerem que esses compostos, depois de transformados, possam ser utilizados posteriormente em locais distantes da costa, já que as águas da pluma são exportadas, relativamente, de forma rápida (COLES et al., 2013).

Portanto, a importância da disponibilidade de luz e concentrações de nutrientes como fatores limitantes ao processo de fotossíntese do fitoplâncton, ao longo do *continuum* da pluma do rio Amazonas (SMITH; DEMASTER, 1996) parece agora como uma simplificação excessiva. Evidencia-se essa simplificação principalmente onde existe a integração da variabilidade da bacia oceânica, precipitação pluviométrica e fluxo fluvial juntamente com a atividade diazotrófica na região mesohalina da pluma (SUBRAMANIAN et al., 2008). Esta atividade por sua vez é biologicamente induzida por alterações na composição

de MOD e modulada pela descarga do rio e pela dinâmica de interação entre as águas da pluma e a circulação oceânica.

4.5. A influência do ENOS no sistema atmosfera-continente-oceano, com ênfase na produtividade primária marinha

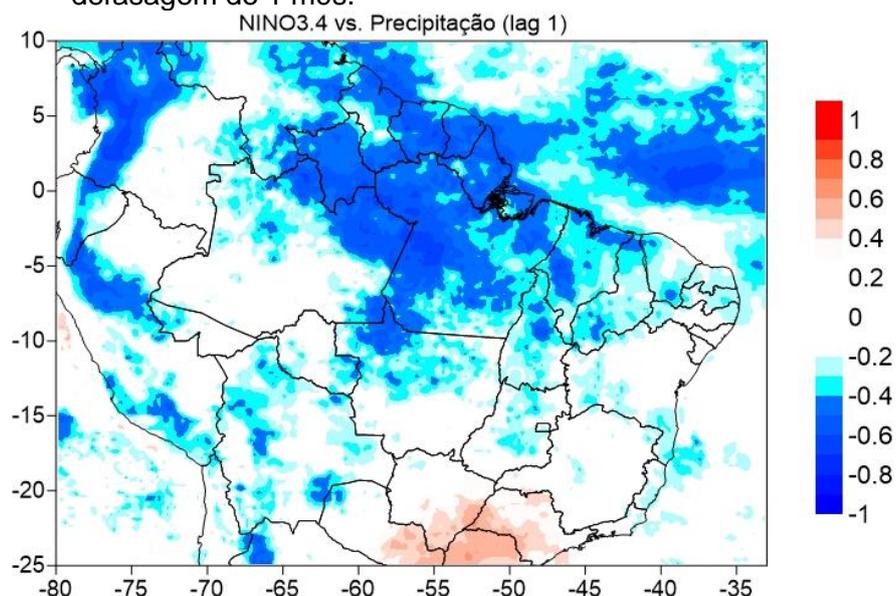
O índice climático Niño 3.4 foi selecionado como indicador da influência do oceano Pacífico tropical sobre a variabilidade interanual da ecologia da bacia Amazônica. A utilização deste índice é devido ao seu uso mais frequente (facilitando a comparação com outros estudos) e por ser o que melhor captura as variações da convecção profunda tropical e da circulação atmosférica. Assim, as correlações apresentadas a seguir têm o objetivo de estabelecer esta influência sobre aquelas variáveis consideradas como descritoras da influência do continente na produtividade primária na PRA e no oceano adjacente.

A influência do índice Niño 3.4 sobre a precipitação nas bacias hidrográficas, apresenta máximas correlações negativas com atraso de 1 mês na precipitação (Figura 4.18). Essas correlações ocorrem principalmente na porção Norte da bacia Amazônica (azul escuro – Figura 4.18), indicando que provavelmente o ENOS está associado à redução nas taxas de precipitação nessa região. Esta análise corrobora com resultados apresentados por Marengo et al. (2001) uma vez que mostraram que toda a água da porção norte da bacia Amazônica é sensível a variabilidade na escala de tempo interanual. Em contrapartida, a parte Sul (a maior) é modulada pelo ciclo sazonal. Schongart et al., 2004 apontam evidências de que a cronologia de anéis de crescimento em árvores, obtidas na parte central e noroeste da Amazônia, indicam a sensibilidade desta região à variabilidade de precipitação interanual relacionada ao ENOS.

No entanto, a resposta da precipitação ao ENOS pode variar, conforme apontado por Marengo e Nobre (2001) que constataram anomalias negativas de precipitação sobre a Amazônia Ocidental e perto da foz do rio Amazonas correlacionadas com o evento El Niño de 1972-73, enquanto o El Niño de

1982-83 produziu anomalias negativas de precipitação sobre a Amazônia central e Oriental e anomalias positivas ocorreram na Amazônia Ocidental.

Figura 4.18 - Correlação entre a precipitação (TRMM) com o índice do Niño 3.4 na defasagem de 1 mês.

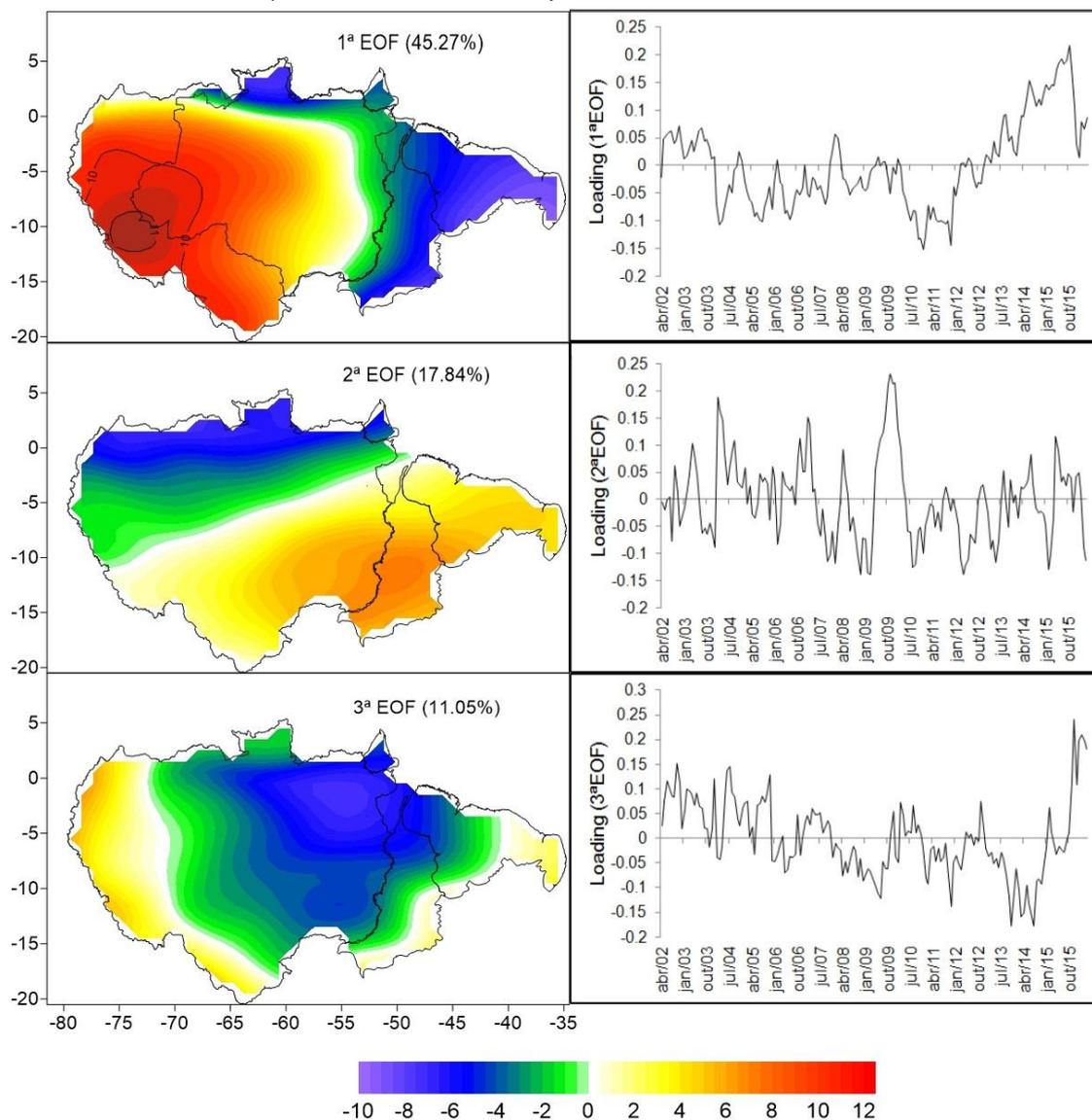


Fonte: Produção do autor.

Sabe-se que existe uma forte relação entre a precipitação e água armazenada dentro das bacias (XAVIER et al., 2010). Dessa forma, procedeu-se com o estudo dos padrões de variabilidade da água integrada verticalmente (AIV) dentro das bacias hidrográficas. Assim, constatou-se na análise de EOF aplicada aos dados de anomalia de AIV, que a primeira EOF concentrou 45,27 % da variância total, apresentando um padrão leste-oeste. A série temporal dos “loadings”, associado a esse modo, mostra uma tendência de aumento na AIV nas bacias da região oeste a partir do final de 2011. Além disso, a segunda EOF concentrou 17,84 % da variância, demonstrando, no modo espacial, um padrão norte-sul. Por fim, a 3ª EOF reuniu 11,05% da variância com um padrão espacial concentrando “scores” negativos, principalmente na porção norte da bacia amazônica, onde, o modo temporal mostra uma tendência de diminuição

da AIV entre os anos de 2002 a 2014, seguida por uma tendência de aumento de 2014 a 2016 (Figura 4.19).

Figura 4.19 - Análise de EOF nos dados de AIV, apresentando o modo espacial (coluna esquerda) e os “loadings” associados a cada modo (coluna à direita). A escala de cores apresenta os valores dos “scores”.



Fonte: Produção do autor.

O 2º modo espacial da AIV pode indicar a influência da precipitação ocasionada pela migração sazonal da ZCIT, que durante o ano percorre o trajeto no sentido norte - sul. O 3º modo espacial da EOF apresenta um padrão

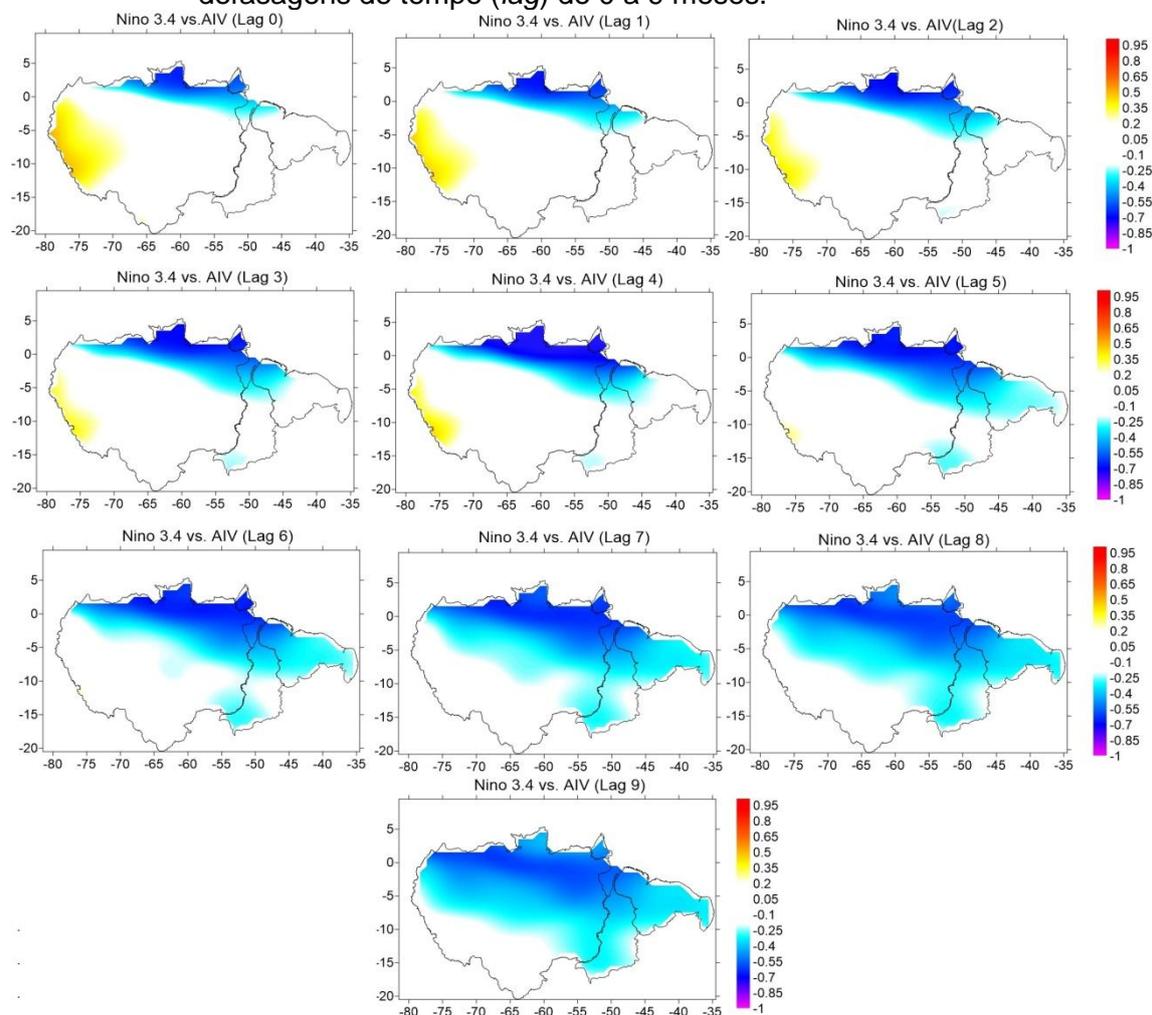
espacial semelhante à correlação entre o índice Niño 3.4 e a precipitação (Figura 4.18), sugerindo que este modo captura as variações interanuais da AIV causadas pela influência do ENOS nos padrões de precipitação. Xavier et al., (2010) identificaram padrões diferentes em suas Análises de Componentes Principais com AIV na bacia Amazônica no período de 2003 a 2008. Provavelmente essas diferenças são atribuídas ao fato de que no trabalho de Xavier et al., (2010), a série temporal utilizada foi menor, além da análise se restringir somente a bacia Amazônica.

Diante dessas evidências relacionadas à variabilidade interanual da AIV dentro das bacias, explorou-se a relação dessa variação com o ENOS. Assim, na correlação cruzada entre o índice Niño 3.4 e a AIV, é possível perceber dois padrões de correlação: i) positivas na porção oeste da bacia, que se desenvolve nos primeiros meses e desaparecendo a partir de 6 meses de defasagem (amarelo na figura 4.20), e ii) negativas na porção norte da bacia Amazônica em todos os meses, porém ficam bastante evidentes após 5 meses de defasagem, além de se espalharem em direção sul até atingirem 9 meses de defasagem (Figura 4.20). De forma geral, os padrões de correlação mostram-se semelhantes ao 1º modo espacial da primeira EOF do AIV, sugerindo que este modo foi capaz de capturar a variabilidade interanual de água armazenada nas bacias hidrográficas influenciadas pelo ENOS.

O padrão positivo na parte oeste mostra que em períodos de El Niño, a AIV dessa região tende a aumentar. Como nesses períodos observa-se uma diminuição nos padrões de precipitação (MARENGO et al., 2001), constata-se que a AIV dessa região não é explicada pela precipitação, sugerindo que possivelmente essa tendência de aumento possa estar relacionada ao aquecimento global que têm influenciado no derretimento das geleiras dos Andes. Rabatel et al. 2013 apontam que o aquecimento atmosférico é o principal fator responsável pela atual recessão das geleiras dos Andes. Esta conclusão decorre do fato que a temperatura aumentou a uma taxa significativa de $0.10\text{ }^{\circ}\text{C década}^{-1}$ nos últimos 70 anos, ao passo que a precipitação não

apresentou uma tendência significativa e espacialmente coerente nos Andes tropicais desde meados do século XX.

Figura 4.20 - Análise de correlação cruzada entre o índice Niño 3.4 e AIV nas defasagens de tempo (*lag*) de 0 a 9 meses.

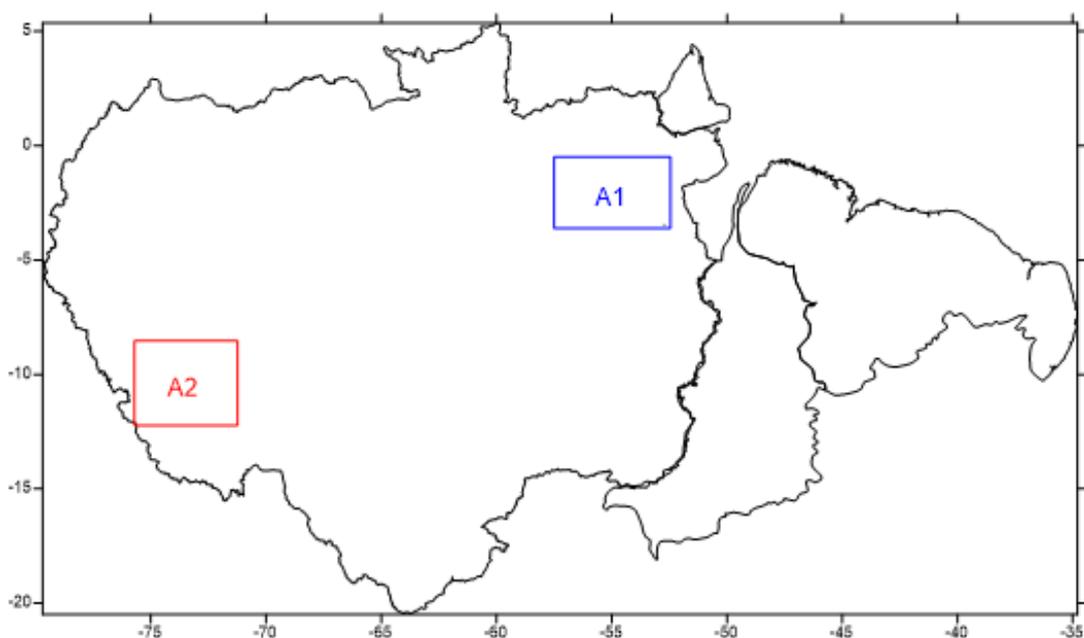


Fonte: Produção do autor.

Para compreender a conexão entre os padrões apresentados de AIV e a produtividade primária no oceano, analisou-se a influência do ENOS na produtividade primária, e selecionaram-se duas áreas nas bacias para se extrair um vetor de anomalias padronizadas da AIV. O critério de seleção baseou-se nas evidências dos sinais positivos e negativos na análise de correlação entre AIV e o índice Niño 3.4 (Figura 4.20). Desse modo, as áreas selecionadas foram a A1 que compreende o intervalo de 3.5°S a 0.5°N e de

57.5°W a 52.5°W para os limites latitudinais e longitudinais respectivamente, enquanto que a área A2 localiza-se entre 12.5°S a 8.5°S para a latitude e de 75.5°W a 70.5°W para a longitude (Figura 4.21). Uma vez que a literatura sugere a disponibilidade de luz como sendo um fator determinante na limitação de processos fotossintéticos de organismos fitoplanctônicos na região, realizaram-se as análises de correlação com a PAR.

Figura 4.21 - Áreas A1 e A2 selecionadas para correlacionar a AIV com a produtividade oceânica.

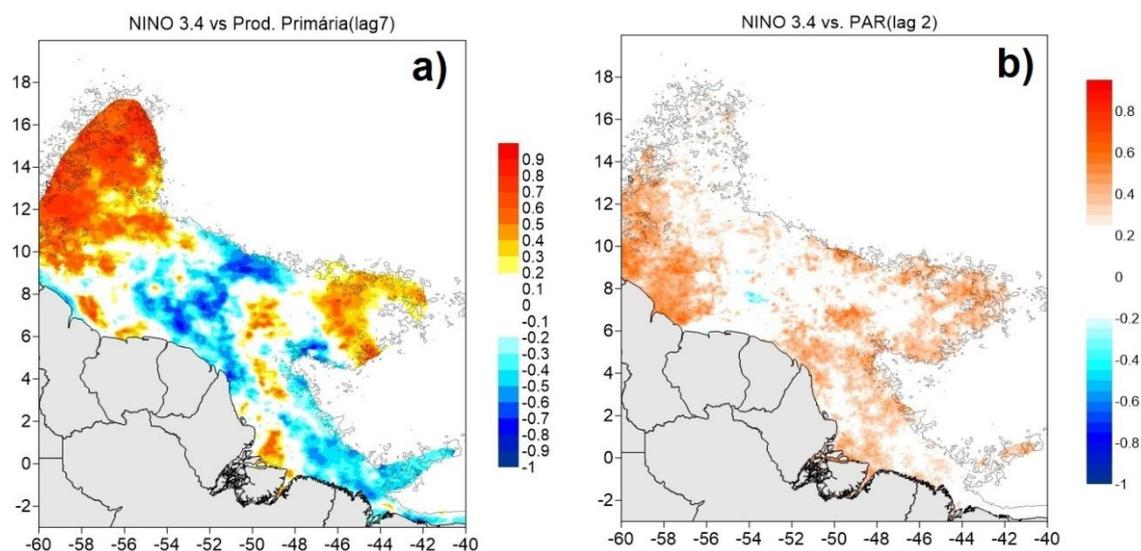


Fonte: Produção do autor.

As correlações cruzadas entre a produtividade primária e o Niño 3.4 foram máximas em uma defasagem de 7 meses. Portanto, a influência do oceano Pacífico sobre a produtividade primária na PRA ocorre com um atraso de 7 meses, evidenciando dois padrões distintos: i) correlações positivas que predominam na foz do rio Amazonas e na retroflexão da CNB e na posição mais a oeste, e ii) negativas nas outras áreas da pluma (Figura 4.22.a). As correlações do Niño 3.4 com a PAR apresentaram-se mais fortes na defasagem de 2 meses, com valores positivos em toda a extensão da pluma,

mostrando um cenário de aumento na disponibilidade de luz durante o ENOS (Figura 4.22b).

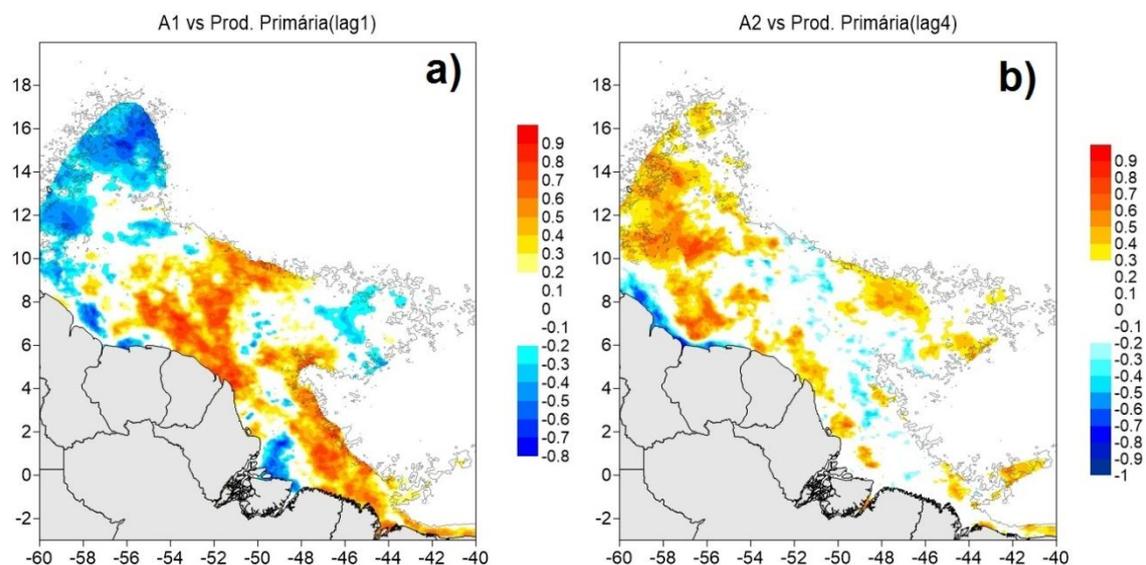
Figura 4.22 - Análise de correlação cruzada: (a) índice Niño 3.4 vs. produtividade primária (defasagem de 7 meses), produtividade primária e PAR (defasagem de 2 meses). Os contornos em cinza representam a extensão máxima média da PRA gerados a partir do MES.



Fonte: Produção do autor.

A água acumulada na área A1 mostra as máximas correlações com a produtividade primária com 1 mês de atraso (Figura 4.23 a). Assim, são observados valores negativos próximos à foz do rio Amazonas e correlações positivas nas regiões de alta amplitude discutidas na análise de Fourier no tópico 4.3 e visualizadas na figura 4.9 c. Por outro lado, a produtividade responde a água acumulada na região A2 com uma defasagem de 4 meses. Como principais padrões relacionados a esta situação, valores positivos foram observados próximos à foz do rio Amazonas, assim como na área da retroflexão Figura 4.23 b.

Figura 4.23 - Máxima correlação entre AIV e produtividade primária para A1 (a) e A2 (b). Os contornos em cinza representam a extensão máxima média da pluma gerados a partir do MES.



Fonte: Produção do autor.

Os mecanismos associados ao ciclo do ENOS sobre o Oceano Pacífico e sobre o Oceano Atlântico intertropical, provocam mudanças significativas nos padrões da circulação troposférica e estes últimos são associados a célula de Walker (DE SOUZA; AMBRIZZI, 2002; WANG, 2002; ENFIELD; MAYER, 1997; GIANNINI et al., 2004). Conseqüentemente, essas mudanças acabam interferindo na excursão sazonal da ZCIT em direção ao Sul. Portanto, isso resulta em anomalias de precipitação negativas consistentes e uma redução no escoamento do rio Amazonas, em escala de tempo interanual, com impactos no balanço de água e aumento nos incêndios florestais (DETTINGER et al., 2000; PHILLIPS et al., 2009; ARAGÃO et al., 2014; FOLEY et al., 2002; LABAT et al., 2005).

Em relação ao aumento nos valores de produtividade primária próxima a foz do rio Amazonas (Fig. 4.22 a), que ocorrem durante períodos de El niño, pode-se inferir que nesses períodos há uma redução na quantidade de material descarregado pelos rios, diminuindo assim, a turbidez das águas e com isso mais luz disponível para a atividade fitoplanctônica como percebido na Figura.

4.22 b. Esse processo de aumento, na escala interanual, da produtividade possui relação com a ausência de AIV em A1 (Fig. 4.23 a) e aliado ao processo de aumento de AIV em A2. Corroborando com Smith e DeMaster (1996) que apontam que a disponibilidade de luz é o principal mecanismo de controle de produtividade dessas regiões mais costeiras, próximas a foz.

Esperava-se aqui que a produtividade primária na PCNB (e em particular, na PRA) é uma variável que dependia do modo pelo qual a água da chuva atinge, se distribui e flui no continente, e também associada às características biogeoquímicas da superfície onde esta precipita (DAGG et., 2004). Entretanto, na escala anual não foram identificadas correlações que indicassem que a produção primária responde as diferenças espaciais dos padrões de AIV. Isto sugeriu que a produtividade é apenas influenciada, essencialmente, pela quantidade de água que aporta na PCNB.

Diante dos resultados apresentados, percebe-se que a escala e a magnitude dos processos que caracterizam o sistema atmosfera/continente/oceano pode ser interpretado como um supersistema que interliga a bacia Amazônica aos dois oceanos, o Pacífico e o Atlântico. Assim, as interações entre esses dois oceanos através da atmosfera e continente, influenciam no ecossistema da PCNB, afetando a produtividade primária e o balanço de carbono atmosférico (SUBRAMANIAM et al., 2008). Nesse contexto, tanto a bacia Amazônica quanto o oceano Atlântico tropical respondem ao forçamento remoto, durante os eventos de ENOS através da teleconexão atmosférica.

Assim a hipótese que motivou realização deste presente trabalho sugeriu que a produtividade primária na pluma do rio Amazonas e nas regiões oceânicas adjacentes eram influenciadas pela qualidade e quantidade do material que aporta na costa norte Amazônica. Essa qualidade e quantidade são por sua vez, dependentes, fundamentalmente, do regime climático de chuvas e das características de solo e vegetação das três principais bacias, (Amazonas, Tocantins-araguaia e Atlântico Norte/Nordeste). Entretanto a produtividade

primária mostrou-se não ter relação com a qualidade dos materiais e sim com a quantidade destes.

Portanto, as análises sugerem que a produtividade primária na pluma do rio Amazonas (PRA) é influenciada pela quantidade de água e materiais que são descarregadas na PCNB. Dessa forma, a pluma do rio Amazonas é um complexo sistema composto de diferentes regimes ambientais ou habitats, que são fisicamente estruturados pela influência da circulação oceânica, principalmente da CNB e sua mistura com as descargas dos rios. Assim, estes habitats dentro da pluma tendem a evoluir em resposta as alterações das descargas. A excursão meridional da ZCIT é um dos principais fatores de controle das descargas, aumentando a entrada de água doce quando esta atinge sua posição mais meridional. Quando a ZCIT está em sua posição mais ao norte, entre os meses de setembro a dezembro, é a ocasião em que a SSM atinge seus valores máximos (COLES et al., 2013).

Dessa forma, a influência do Oceano Pacífico sobre a posição da ZCIT através do deslocamento para leste da célula atmosférica de Walker, tem o potencial para determinar o habitat de estruturação da pluma do rio Amazonas. Este deslocamento altera os padrões de chuva na bacia Amazônica, o fluxo do rio e a mistura com as águas oceânicas. Assim, a bacia Amazônica tem um papel fundamental nesse supersistema, embora esta seja submetida às influências de degradação florestal, mudanças nos padrões de chuva e forçada por processos como o ENOS, ela parece ser dotada de uma espécie de “*metabolismo*” que não propaga as alterações, apenas modulando a produtividade primária na PCNB pela quantidade de água e materiais que esta descarrega.

5 SÍNTESE E CONCLUSÕES

Como a SSM é um bom traçador de água doce no ambiente marinho foi gerado um modelo empírico de SSM relacionando dados *in situ* da SSM com σ_t . Este modelo capturou os principais processos sazonais, relacionados à descarga do rio e a circulação oceânica, que ocorrem na região e que foram descritos por outros autores.

O MES foi comparado com outras regressões de outros trabalhos, onde a principal diferença entre eles e as outras equações descritas por outros autores está no coeficiente angular. Essa diferença pode estar relacionada a: (1) número de pontos utilizados, (2) à maior amplitude de valores de SSM utilizados para gerar o MES, entre 15 e 35psu, e (3) utilização de pontos próximos à costa norte amazônica. Conseguindo estimar, de forma eficiente, valores de salinidade em todas as regiões da área de estudo, principalmente próximos à costa onde alguns modelos apresentaram restrições.

Quando comparado o MES com as estimativas de SSM geradas a partir de imagens de satélite SMOS e Aquarius, constatou-se grande coerência entre eles, com exceção das regiões costeiras. Na relação entre SMOS e Aquarius, percebeu-se que os dados do Aquarius tendem a apresentar valores de SSM maiores que os SMOS em regiões próximas ao continente. Sugerindo que a baixa resolução espacial do satélite Aquarius o torna mais sensível à influência de contaminações relacionadas à interferência por rádio frequência e contaminação continente- oceano.

O MES mostrou-se mais eficiente para se estudar as relações entre SSM e produtividade primária, não só porque possibilitou identificar feições e processos que não foram percebidos pelo SMOS e Aquarius, além de possibilitar uma reconstrução de uma série temporal longa de SSM em relação aos outros dois satélites. Já que os dados do MODIS-Aqua estão disponíveis desde 2002 enquanto que o SMOS inicia sua coleta de dados em 2010 e o Aquarius em 2011.

Na análise da influência da SSM na produtividade primária, constatou-se que a SSM influencia na produtividade primária de forma contínua no espaço, aumentando sua porcentagem de influência à medida que se afasta da costa. Sugere-se, portanto, que a segmentação da pluma por faixas de salinidade, talvez não seja a forma mais acurada de se descrever a dinâmica da pluma do rio Amazonas quando se leva em consideração a sua influência na produtividade primária.

Em relação à caracterização da produtividade primária foi possível observar que as feições de maiores amplitudes estão localizadas nas interfaces de interação entre as águas de origem continental e oceânica. Possivelmente, as maiores amplitudes de produtividade primária estejam relacionadas ao desenvolvimento de zonas de crescimento ótimo (*“optimal-growth zone”*; LOHRENZ et al., 1999) caracterizadas por um maior tempo de residência da água e diminuição na turbidez associados a processos de convergência em superfície.

No estudo dos picos de produtividade primária na PCNB, identificaram-se regiões que apresentam somente um pico de produção durante o ano e outras com dois picos. Destacando-se a região próxima à foz do Amazonas onde há a dominância de regiões com dois picos por ano.

Também foi identificada a influência de do evento ENOS na variabilidade interanual nos padrões de precipitação, AIV, PAR e produtividade primária. Percebe-se que a escala e a magnitude dos processos que caracterizam o sistema atmosfera/continente/oceano pode ser interpretado como um supersistema que interliga a bacia Amazônica aos dois oceanos, o Pacífico e o Atlântico.

A influência do ENOS sobre a precipitação corrobora com resultados apresentados por Marengo et al. (2001) uma vez que mostraram que a toda a água da porção norte da bacia Amazônica é sensível a variabilidade na escala de tempo interanual.

Constatou-se a influência da AIV dentro das bacias ao ENOS na parte norte, mostrando relação inversa ao índice Niño 3.4, e na porção oeste uma relação direta. O primeiro está relacionado à diminuição da precipitação em períodos de El Niño enquanto a segunda é oriunda de uma fonte que não é a precipitação, sugerindo que possivelmente pode ter relação com o derretimento das geleiras dos Andes. Entretanto é necessário algumas análises para testar esse hipótese, como, por exemplo, relacionar com dados de cobertura de gelo e temperatura do ar.

Os padrões encontrados nas análises de EOF com os dados de AIV apresentaram resultados diferentes da literatura. Isso pode ter relação com a maior série temporal de dados utilizados nesse trabalho

O aumento na produtividade primária próxima a foz do rio Amazonas durante eventos de El Niño, pode ser explicado redução na quantidade de material descarregado pelos rios, diminuindo assim, a turbidez das águas e com isso mais luz disponível para a atividade fitoplanctônica. Este comportamento, na escala interanual, pode ter relação com a ausência de AIV em A1 (porção mais ao norte da bacia amazônica) aliado ao processo de aumento de AIV em A2 (porção oeste da bacia).

Portanto, as análises sugerem que a produtividade primária na pluma do rio Amazonas é unicamente influenciada pela quantidade de água e consequentemente materiais que são descarregados na PCNB somado aos processos de interação com a circulação oceânica. Isto cria diferentes habitats que são estruturados fisicamente pelo deslocamento sazonal da ZCIT. Podendo ser alterada por eventos climáticos que modulem o padrão de precipitação dentro das bacias de drenagem, principalmente a do Amazonas. Assim, essa bacia possui um papel fundamental nesse supersistema, embora seja submetida a influências de degradação florestal. Diante disto, ela possui uma espécie de “*metabolismo*” que não propaga as alterações, apenas

modulando a produtividade primária na PCNB pela quantidade de água e materiais que esta descarrega.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAGÃO, L. E. O. C.; MALHI, Y.; ROMAN-CUESTA, R. M.; SAATCHI, S.; ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. **Geophysical Research Letters**, 34, L07701, 2007. doi:10.1029/2006GL028946.
- ARAGAO, L. E.; POULTER, B.; BARLOW, J. B.; ANDERSON, L. O.; MALHI, Y.; SAATCHI, S.; PHILLIPS, O. L.; GLOOR, E. Environmental change and the carbon balance of Amazonian forests. **Biological Reviews**. n. 89, n.4, p. 913-31, 2014.
- BATISTA NETO, J. A. B.; SILVA, C. G. Morfologia do fundo oceânico. In: BATISTA NETO, J. A. B.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. (Eds.). **Introdução à geologia marinha**. Rio de Janeiro - R.J.: Editora Interciência. 2004. 279 p.
- BARS, Y. L.; LYARDA, F.; JEANDEL, C.; DARDENGO, L. The AMANDES tidal model for the Amazon estuary and shelf. **Ocean Modelling**. Nova Scotia, v 31, n. 3/4, p. 132-149. 2010.
- BEARDSLEY, R. C.; CANDELA, J.; LIMEBRNER, R.; GEYER, W. R.; LENTZ, S. J.; CASTRO, B. M.; CACCHIONE, D.; CARNEIRO, N. The M2 tide on the Amazon shelf. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C2, p. 2283-2319. 1995.
- BEHRENFELD, M. J.; FALKOWSKI, P. G. A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. **Limnol Oceanogr**. v. 42, n. 7, p. 1479-1491, 1997.
- BEHRENFELD, M. J.; MARANON, E.; SIEGEL, D. A.; HOOKER, S. B. Photoacclimation and nutrient-based model of light-saturated photosynthesis for quantifying oceanic primary production. **Marine Ecology Progress Series**, v. 228, p. 103–117, 2002. doi:10.3354/meps228103.
- BIANCHI, T. S. **Biogeochemistry of estuaries**. New York: Oxford Univ. Press, 2006. 720 p.
- BIANCHI, T. S.; ALLISON, A. M. ; CAI, W. J. **Biogeochemical dynamics at major river-coastal interfaces**. 1. ed. Cambridge University, 2013. 658p. ISBN (978110702257).
- BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. **A manual for EOF and SVD analyses of climatic data**. Montréal, Québec, 1997.

BRICAUD, A.; MOREL, A.; PRIEUR, L. Absorption by dissolved organic matter in the sea yellow substance in the UV and visible domains. **Limnol. Oceanogr.** 26, p 43–53. 1981.

BYUN, D. S. et al. Review of PAR parameterizations in ocean ecosystem models. **Estuarine, Coastal and Shelf Science.** v. 151, p. 318–323, 2014.

CAMPBELL, J. W.; ANTOINE, D.; ARMSTRONG, R.; ARRIGO, K. R.; BALCH, W. M.; BARBER, R. T.; BEHRENFELD, M. J.; BIDIGARE, R. R.; BISHOP, J.; CARR, M. E.; ESAIAS, W.E.; FALKOWSKI, P.G.; HOEPFFNER, N.; IVERSON, R.L.; KIEFER, D.; LOHRENZ, S.; MARRA, J.; MOREL, A.; RYAN, J. P.; VEDERNIKOV, V.; WATERS, K.; YENTSCH, C. S.; YODER, J. A. Comparison of algorithms for estimating ocean primary production from surface chlorophyll, temperature, and irradiance. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n.3, p. 9-1–9-15, 2002. DOI: 10.1029/2001GB001444.

CANUEL, E. A.; CAMMER, S. S.; MCINTOSH, H. A.; PONDELL, C. R. Climate change impacts on the organic carbon cycle at the land-ocean interface. **Ann. Rev. Earth Planet, Sci.** v. 40, p.685–711, 2012.

CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B. Physical oceanography of the western Atlantic Continental Shelf located between 4° N and 34° S. In: ROBINSON, A. R.; BRINK, K. H. (Ed.). **The sea**. Harvard: John Wiley & Sons Inc., 1998. p. 209- 251.

CARDER, K. L.; HAWES, S. K.; BAKER, K. A.; SMITH, R. C.; STEWARD, R. G.; MITCHELL, B. G. Reflectance model for quantifying chlorophyll a in the presence of productivity degradation products. **J. Geophys. Res.** v 96, p 20599–20611. 1991.

CAZENAVE, A.; GUINEHUT, S.; RAMILLIEN, G. et al. Sea level budget over 2003 – 2008; a reevaluation from satellite altimetry, GRACE and Argo data. **Global and Planetary Change**, v.65, n.1-2, p. 83-88, 2009.

CHAMBERS, D. P. Evaluation of New GRACE Time-Variable Gravity Data over the Ocean. **Geophysical Research Letters.** v. 33, L17603, 2006.

CHAMBERS, D. P.; WAHR, J.; NEREM, R. S. Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE. **Geophysical Research Letters.** v. 31, n. 13, L13310, 2004.

- CHÉRUBIN, L. M.; RICHARDSON, P. L. Caribbean current variability and the influence of the Amazon and Orinoco freshwater plumes. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 54, n. 9, p. 1451-1473, 2007.
- CHIANG, J. C. H.; VIMONT, D. J. Analogous meridional modes of atmosphere–ocean variability in the tropical Pacific and tropical Atlantic. *J. Climate*, v.17, 21, p. 4143-4158, 2004.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **CLIMANÁLISE - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 4, p. 34-40,1989.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 3163-3174, 1995.
- COLES, V. J.; BROOKS, M. T.; HOPKINS, J.; STUKEL, M. R.; YAGER, P. L.; HOOD, R. R. The pathways and properties of the Amazon River plume in the tropical North Atlantic Ocean **Journal of Geophysical Research-oceans**, v. 118, n. 12, p. 6894–6913, 2013.
- COLES, V. J.; BROOKS, M. T.; HOPKINS, J.; STUKEL, M. R.; YAGER, P. L.; HOOD, R. R. The pathways and properties of the Amazon River plume in the tropical North Atlantic Ocean **Journal of Geophysical Research-oceans**, v. 118, n.12, p. 6894–6913, 2013.
- DA ROCHA, R. P.; MORALES, C. A.; CUADRA, S. V.; AMBRIZZI, T. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D10108, 2009. doi:10.1029/2008JD010212.
- DAGG, M. R. et al. Transformation of dissolved and particulate materials on continental shelves influenced by large rivers: Plume processes. **Continental Shelf Research**, v. 24, p. 833–858, 2004.
- QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1993. 124 p. (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1993. Disponível em: <http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HgN7e>

DE SOUZA, E. B. et al. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, v. 30, n. 2, p. 305-318, 2000.

DE SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. ENSO impacts on the South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker circulation. **Atmosfera**, v. 15, p. 105-120, 2002.

DE SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. **Climanálise**, v. 1, p. 1-20. 2003.

DE SOUZA, E. B.; ROCHA, E. J. P. Diurnal variations of rainfall in Bragança-PA (eastern Amazon) during rainy season: mean characteristics and extreme events. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3a, p. 142-152, 2006.

DEL VECCHIO, R.; SUBRAMANIAM, A. Influence of the Amazon river on the surface optical properties of the western tropical north Atlantic ocean, *J. Geophys. Res.*, v.109, C11001,2004. doi:10.1029/2004JC002503.

DEMASTER, D. J.; KNAPP, G. B.; NITTROUER, C. A. Biological uptake and accumulation of silica on the Amazon continental shelf. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 47, 1713–1723. 1983.

DETTINGER, M. D.; CAYAN, D. R.; MCCABE, G. M.; MARENGO, J. A. Multiscale streamflow variability associated with El Niño/Southern Oscillation. In: Diaz, H.F.; Markgraf, V. (eds.). **El Niño and the Southern oscillation: multiscale variability and global and regional impacts**. Cambridge University Press, 2000. p. 113-146.

ENFIELD, D.B.; MAYER, D.A. Tropical Atlantic SST and its relation to El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research-oceans**, v. 102, p. 929–945, 1997.

FERRY, N.; REVERDIN, G. Sea surface salinity interannual variability in the western tropical Atlantic: An ocean general circulation model study. *J. Geophys. Res.*, v.109, C05026, 2004. doi:10.1029/2003JC002122.

FIELD, A. North Brazil current rings viewed by TRMM Microwave Imager SST and the influence of the Amazon Plume. Deep Sea Research Part I: **Oceanographic Research Papers**, v. 52, n. 1, p. 137-160. 2005.

FLAGG, C.; GORDON, R. L.; MCDOWELL, S. Hydrographic and current observations on the continental slope and shelf of the western equatorial Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 16, p. 1412–1429, 1986.

FOLEY, J. A.; BOTTA, A. L.; COE, M. T.; COSTA, M. H. El Niño–Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n. 4, p. 1-17, 2002.

FOURNIER, S.; CHAPRON, B.; SALISBURY, J., VANDEMARK, D.; REUL, N. Comparison of spaceborne measurements of sea surface salinity and colored detrital matter in the Amazon plume. **Journal of Geophysical Research-oceans**, v. 120, n. 5, p. 3177-3192, 2015.

FRATANTONI, D. M.; GLICKSON, D. North Brazil Current ring generation and evolution observed with SeaWiFS. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 32, p. 1058-1074, 2002.

GARVER, S.A.; SIEGEL, D.A. Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation. I. Time series from the Saragasso Sea. **Journal Geophysical Research**, v. 102, p. 18607-18625, 1997.

Gentry, A.H. and Lopez-Parodi, J., Deforestation and increased flooding of the upper Amazon. *Science*, 210(4476), pp.1354-1356. 1980.

GEYER, W. R. et al. Physical oceanography of the Amazon shelf. **Continental Shelf Research**, v. 16, n. 5-6, p. 575-616, 1996.

GEYER, W. R. Tide-induced mixing in the Amazon frontal zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. C2, p. 2341-2353.1995.

GIANNINI, A., SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of tropical Atlantic Variability in the development of ENSO teleconnection: implications for the prediction of Northeast rainfall. **Climate Dynamics**, v. 22, p. 839-855, 2004.

GLOOR, M. R.; BRIENEN, R.J.; GALBRAITH, D.; FELDPAUSCH, T. R.; SCHÖNGART, J.; GUYOT, J. L.; ESPINOZA, J. C.; LLOYD, J.; PHILLIPS, O. L. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 9, p. 1729-33, 2013.

GLOOR, M.; BARICHIVICH, J.; ZIV, G.; BRIENEN, R.; SCHÖNGART, J.; PEYLIN, P.; BARCANTE LADVOCAT CINTRA, B.; FELDPAUSCH, T.; PHILLIPS, O.; BAKER, J. Recent Amazon climate as background for possible

ongoing and future changes of Amazon humid forests. **Global Biogeochem. Cycles**, v. 29. p. 1384–1399, 2015. doi:10.1002/2014GB005080.

GOES, J. I. et al. Influence of the Amazon River discharge on the biogeography of phytoplankton communities in the western tropical north Atlantic. **Progress in Oceanography**, v. 120, p. 29–40, 2014.

GOES, M. et al. Retroreflections of the North Brazil Current during February 2002. **Deep-Sea Research**, v. 52, p. 647–667, 2005.

GORDON, H. R. Ocean color remote sensing: influence of the particle phase function and the solar zenith angle. **EOS Trans. Am. Geophys. Union**, 14: 1055. 1986.

GREEN, S. A.; BLOUGH, N. V. Optical-absorption and fluorescence properties of chromophoric dissolved organic-matter in natural waters. **Limnol. Oceanogr.** v 39, p 1903–1916. 1994. 1

GREGG, W. W.; CARDER, K. L. A simple spectral solar irradiance model for cloudless maritime atmospheres. **Limnology and Oceanography**. v. 35, n. December, p. 1657–1675, 1990.

HANNAH, D. M.; SDLER, J. P.; WOOD, P. J. Hydroecology and ecohydrology: a potential route forward? **Hydrological Processes**, v. 21, p. 3385–3390, 2007. DOI: 10.1002/hyp.6888.

HASTENRATH, S. **Climate dynamics of the tropics**. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1991. 488p.

HICKEY, B. M. et al. River influences on shelf ecosystems: Introduction and synthesis. **J. Geophys. Res.**, v.115, C00B17, 2010. doi:10.1029/2009JC005452.

HU, C.; MONTGOMERY, E. T.; SCHMITT, R. W.; MULLER-KARGER, F. E. The dispersal of the Amazon and Orinoco River water in the tropical Atlantic and Caribbean Sea: observation from space and S-PALACE floats. **Deep-Sea Research II**, v. 51, n. 10-11, p. 1151–1171, 2004.

HUFFMAN, G.; ADLER, R.; BOLVIN, D.; GU, G.; NELKIN, E.; BOWMAN, K.; HONG, Y.; STOCKER, E.; WOLFF, D. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**. v. 8, n. 1., p. 38–55, 2007.

HYDE, K. J. W.; O'REILLY, J. E.; OVIATT, C. A. Evaluation and application of satellite primary production models in Massachusetts Bay. **Continental Shelf Research**, v. 28, n. 10-11, p. 1340–1351, 2008.

KAYANO, M. T et al. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology**. v. 29. p. 1439-1448, 2009.

KINEKE, G. C.; STERNBERG, R. W.; TROWBRIDGE, J. H.; GEYER, W. R. Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf.. **Continental Shelf Research**, v. 16, n. 5/6, p. 667-696. 1996.

KLEIN, L. A.; SWIFT, C. T. An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies. **IEEE Trans. Antennas Propag.**, v.25, n.1, p. 104–111, 1977.

KOUSKY, E. V. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p.488-498, 1980.

LAAK, P. E. V.; SANCHEZ-AZOFEIFA, G. A. Mapping PAR using MODIS atmosphere products. **Remote Sensing of Environment**. v. 94, p. 554-563, 2005.

LABAT, D.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L. Recent advances in wavelet analyses: Part 2. Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. **Journal of Hydrology**, v. 314, n. 1-4, p. 289–311, 2005.

LAGERLOEF, G.; COLOMB, F.; LE VINE, D. et al. The Aquarius/SAC-D mission: Designed to meet the salinity remote-sensing challenge. *Oceanogr.*, v.21, n.1, p.68–81, 2008.

LENTZ, S. J. Seasonal variations in the horizontal structure of the Amazon Plume inferred from historical hydrographic data. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C2, p. 2391-2400, 1995b.

LENTZ, S. J. The Amazon River plume during AmasSeds: subtidal current variability and the importance of wind forcing. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. C2, p. 2377-2390, 1995a.

LIU, R.; LIANG, S.; HE, H.; LIU, J. ZHENG, T. Mapping incident photosynthetically active radiation from MODIS data over China. **Remote Sensing of Environment**. v. 113, n. 3, p. 998-1009. 2008.

- LOHRENZ, S. E. et al. Nutrients, irradiance, and mixing as factors regulating primary production in coastal waters impacted by the Mississippi River plume. **Continental Shelf Research**. v. 19. p. 1113 -1141, 1999.
- LOMAS, M. W. et al. Spatial and seasonal variability of primary production on the Eastern Bering Sea shelf. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 65-70, p. 126–140, 2012.
- LUDWIG, W.; PROBST, J. L. River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global budget. **Am. J. Sci.** v. 298, p. 265–295, 1998.
- MANABE, S.; MILLY, P. C. D.; WETHERALD, R. T. Simulated long-term change in river discharge and soil moisture due to global warming. **Hydrol. Sci. J.**, v. 49, p. 625–642, 2004.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 78, p. 1069–1079, 1997.
- MARENGO J. A.; NOBRE. C.; TOMASELLA. J.; CARDOSO. M.; OYAMA, M. Hydro-climatic and ecological behavior of the drought of Amazônia in 2005. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**. Series A. v. 363, p. 1773–1778, 2008. doi:10.1098/rstb.2007.0015.
- MARENGO, J. A. Condições climáticas e os recursos hídricos no norte brasileiro. In: TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B. (Org.). **Clima e recursos hídricos no Brasil**. Viamão, RS: Coleção ABRH, 2003.
- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. **Journal of Climate**. v. 14, p. 833-852, 2001.
- MARENGO, J.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**. v.6. n.4. p. 617-627, 1993.
- MARITORENA, S. P.; SIEGEL, D. A.; PETERSON, A. R. Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications. **Applied Optics**, v. 41, n.15, p. 2705–2714, 2002.
- MARTIN, S. **An introduction to ocean remote sensing**. Cambridge University Press, 2014.

- MASSON, S.; DELECLUSE, P. Influence of the Amazon river runoff on the tropical Atlantic. **Phys. Chem. Earth, Part B**, v. 26, n. 2, p. 137–142, 2001.
- MCKEE, B.; ALLER, R.; ALLISON, M.; BIANCHI, T.; KINEKE, G. Transport and transformation of dissolved and particulate materials on continental margins influenced by major rivers: Benthic boundary layer and seabed processes. **Cont. Shelf Res.**, v. 24, n. 7–8, p. 899–926, 2004.
- MEADE, R. H.; DUNNE, T.; RICHEY, J. E.; SANTOS, U. M.; SALATI, E. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. **Science**, v. 228, p. 488–490, 1985.
- MEADE, R.H. River-sediment inputs to major deltas. In: MILLIMAN, J. D.; HAQ, B. U. (eds.). **Sea level rise and coastal subsidence**. Dordrecht, the Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1996. p. 63–85.
- MECKLENBURG, S. et al. ESA's soil moisture and ocean salinity mission: Mission performance and operations. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.50, n.5, p.1354-1366, 2012:
- MEDEIROS, P. M.; SEIDEL, M.; WARD, N. D.; CARPENTER, E. J.; GOMES, H. R.; NIGGEMANN, J.; KRUSCHE, A. V.; RICHEY, J. E.; YAGER, P. L.; DITTMAR, T. Fate of the Amazon River dissolved organic matter in the tropical Atlantic Ocean. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 29, p. 677–690, 2015. doi:10.1002/2015GB005115.
- MILLIMAN, J. D.; MEADE, R. H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. **J. Geol.** v. 91, p. 1–21, 1983.
- MOLLERI, G. S. F.; NOVO, E. M. L. M.; KAMPEL, M. Space-time variability of the Amazon River plume based on satellite ocean color. **Continental Shelf Research**, v. 30, p. 342–352, 2010.
- MOREL, A. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content Case I waters. **J. Geophys. Res.** V.93 n.C9, p.10749–10768, 1988.
- MUNIER, S.; PALANISAMY, H.; MASONGRANDE, P.; CAZENAVE, A.; WOOD, E. F. Global runoff anomalies over 1993-2009 estimated from coupled Land-Ocean-Atmosphere water budgets and its relation with climate variability. **Hydrology and Earth System Sciences**. v. 16, p. 3647-3658, 2012.

- NELSON, N. B.; SIEGEL, D. A.; MICHAELS, A. F. Seasonal dynamics of colored dissolved material in the Sargasso Sea. **Deep-Sea Res.** I 45, p 931–957. 1998.
- NITTROUER, C. A.; DEMASTER, D. J. The Amazon shelf setting: tropical, energetic, and influenced by a large river. **Continental Shelf Research.** v.16, n. 5–6, p. 553–573, 1996.
- NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian Deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957 - 988, 1991.
- NOHARA, D.; KITOH, A.; HOSAKA, M.; OKI, T. Impact of climate change on river discharge projected by multimodel ensemble. **J. Hydrometeorol.**, v. 7. p. 1076–1089, 2006.
- O'REILLY, J. E.; MARITORENA, S.; MITCHELL, B. G.; SIEGEL, D. A.; CARDER, K. L.; GARVER, S. A.; KAHRU, M.; MCCLAIN, C. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C11, p. 24,937–24,954, 1998.
- PALUSZKIEWICZ, T.; CURTIN, T. B.; CHAO, S. Y. Wind-driven variability of the Amazon river plume on the continental shelf during the peak outflow season. **Geo-Marine Letters**, v.15, p. 179-184, 1995.
- PHILLIPS, O. L.; ARAGÃO, L. E.; LEWIS, S. L.; FISHER, J. B.; LLOYD, J.; LÓPEZ-GONZÁLEZ, G.; MALHI, Y.; MONTEAGUDO, A.; PEACOCK, J.; QUESADA, C. A.; VAN DER HEIJDEN, G. Drought sensitivity of the Amazon rainforest. **Science**, v.323, n. 5919, p. 1344-7, 2009.
- RABATEL, A. et al. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. **The Cryosphere**, v. 7, p. 81–102, 2013. doi:10.5194/tc-7-81-2013.
- RAMILLIEN, G.; FAMIGLIETTI, J.; WAHR, J. Detection of Continental Hydrology and Glaciology Signals from GRACE: A Review. **Surveys in Geophysics**, v. 29, n. 4, p. 361-374, 2008.
- REBOITA, M. S. et al. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terra e Didática**, v. 8, n. 1, p. 34–50, 2012.
- REBOITA, M.; GAN, M.; ROCHA, R.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul : Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 25, p. 185–204, 6, 7, 27, 2010.

REYNOLDS, R. A.; STRAMSKI, D.; MITCHELL, B. G. A chlorophyll-dependent semianalytical reflectance model derived from field measurements of absorption and backscattering coefficients within the Southern Ocean. **J. Geophys. Res.** 106 C4, p 7125–7138. 2001.

RICHARDSON, P.; WALSH, D. Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, p. 10.537–10.550, 1986.

RICHEY, J. E.; HEDGES, J. I.; DEVOL, A. H.; QUAY, P. D.; VICTORIA, R.; MARTINELLI, L.; FORSBERG, B. R. Biogeochemistry of carbon in the Amazon River. **Limnol. Oceanogr.**, v. 35, p. 352–371, 1990.

SALISBURY, J.; VANDEMARK, D.; CAMPBELL, J.; HUNT, C.; WISSER, D.; REUL, N.; CHAPRON, B. Spatial and temporal coherence between Amazon river discharge, salinity, and light absorption by colored organic carbon in western tropical Atlantic surface waters, **J. Geophys. Res.**, v.116, C00H02, 2011. doi:10.1029/2011JC006989.

SCHMIDT, R.; PETROVIC, S.; GÜNTNER, A. et al. Periodic components of water storage changes from GRACE and global hydrology models. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, B08419, 2008a. doi:10.1029/2007JB005363.

SCHONGART, J.; JUNK, W.J.; PIEDADE, M.T.F.; AYRES, J.M.; HUTTERMANN, A.; WORBES, M. Teleconnection between tree growth in the Amazonian floodplains and the El Niño–Southern Oscillation effect. **Global Change Biology**. v. 10, p. 683–692, 2004. doi: 10.1111/j.1529-8817.2003.00754.x.

SEAN, W.; BAILEY, P.; WERDELL, J. A multi-sensor approach for the on orbit validation of ocean color satellite data products. **Remote Sensing of Environment**, v. 102, n. 1-2, 2006. 12-23, ISSN 0034-4257.

SERVAIN, J. et al. The relationship between the simulated climatic variability modes of the Tropical Atlantic. **International Journal of Climatology**. v. 20, p. 939-953, 2000.

SIEGEL, D. A.; MARITORENA, S.; NELSON, N. B.; BEHRENFELD, M. J.; MCCLAIN, C. R. Colored dissolved organic matter and its influence on the satellite-based characterization of the ocean biosphere. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. L20605, p. 1-4. 2005.

SMITH, W. O.; DE MASTER, D. J. Phytoplankton biomass and productivity in the Amazon River plume: Correlation with seasonal river discharge.

Continental Shelf Research, v. 16, n. 3, p. 291- 319, 1996.

SMITH, W. O.; RUSSELL, G. J. Phytoplankton biomass and nutrient distributions in the Amazon River plume: environmental correlates. **Geo Marine Letters**. v. 15, p. 195–198, 1995.

SWIFT, C. T.; MCINTOSH, R. E. Considerations for microwave remote sensing of ocean surface salinity. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 21, 480–491. 1983.

SODRÉ, G. R.; VITORINO, M. I.; COHEN, J. C. P.; MORAES, B. C. Estudo observacional da convecção de mesoescala em diferentes superfícies no estado do Pará. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v. 8, n. 5, 2016.

STORCH, H.; ZWIERS. F. W. **Statistical analysis in climate research**. Cambrdige: Universty Press, 2001. 484p.

STRAMMA, L.; SCHOTT, F. A. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. **Deep-sea Research II**, v. 46, p. 279-303, 1999.

SUBRAMANIAM, A.; YAGER, P. L.; CARPENTER, E. J.; MAHAFFEY, C.; BJORKMAN, K.; COOLEY, S.; KUSTKA, A. B.; MONTOYA, J. P.; SANUDO-WILHELMY, S. A.; SHIPE, R.; CAPONE, D. G. Amazon River enhances diazotrophy and carbon sequestration in the tropical North Atlantic Ocean. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**. v.105. p.10460–10465, 2008.

SYVITSKI, J. P. M.; VOROSMARTY, C. J.; KETTNER, A. J.; GREEN, P. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. **Science**, v. 308, p. 376–380, 2005.

TEIXEIRA, C.; TUNDISI, J. Primary production and phytoplankton in equatorial waters. **Bulletin of Marine Science**. v.17, p. 884–891, 1967.

TOMCZAK, M. Some historical, theoretical and applied aspects of quantitative water mass analysis. **J. Mar. Res.**, v. 57, n. 2, p. 275–303, 1999.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bull. Am. Meteorol. Soc.** v. 79, p. 61–78, 1998.

TRENBERTH, K. E. L.; SMITH, T.; QIAN, A. DAI.; FASULLO, J. Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. **J. Hydrometeorol.** v.8, p. 758–769, 2007.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação.** 2. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 2002. 943 p.

VECCHIO, R. D.; SUBRAMANIAM, A. Influence of the Amazon River on the surface optical properties of the western tropical North Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research.** v.109, (C11001), p. 1–13, 2004.

VOROSMARTY, C. J.; PETERSON, B. J. Macro-scale models of water and nutrient flux to the coastal zone, In: HOBBIIE, J.E. (ed.). **Estuarine science: a synthetic approach to research and practice.** Washington, DC: Island Press, 2000. p. 43-79.

WAHR, J.; MOLENAAR, M.; BRYAN, F. Time variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, **Journal of Geophysical Research.** v. 103, n. B12, p. 30205–30229, 1998.

WANG, C. Atmospheric circulation cells associated with the El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Climate,** v. 15, p. 399–419, 2002.

WARD, N. D.; KEIL, R. G.; MEDEIROS, P. M.; BRITO, D. C.; CUNHA, A. C.; DITTMAR, T.; YAGER, P. L.; KRUSCHE, A. V.; RICHEY, J. E. Degradation of terrestrially derived macromolecules in the Amazon River. **Nat. Geosci.,** v. 6, p. 530–533, 2013.

WARD, N. D.; KRUSCHE, A. V.; SAWAKUCHI, H. O.; BRITO, D. C.; CUNHA, A. C.; MOURA, J. M. S.; DA SILVA, R.; KEIL, R. G.; RICHEY, J. E. The compositional evolution of dissolved and particulate organic matter along the lower Amazon River Óbidos to the ocean. **Mar. Chem.** v. 177, Part 2, p. 244–256, 2015. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1016/j.marchem.2015.06.013>.

WENTZ, F. J.; MEISSNER, T. **AMSR Ocean Algorithm-Version 2.** RSS Technical Report 121599A. Santa Rosa, CA: Remote Sensing Systems, 1999.

WILHEIT, T. T. A review of applications of microwave radiometry to oceanography. **Boundary-Layer Meteorol.,** v.13, p.277–293, 1978.

WILSON, W. E.; JOHNS, E.; S. L. Velocity structure of North Brazil Current rings. **Geophys. Res. Lett.**, v. 29, n. 8, 2002.

XAVIER, L. et al. Interannual variability in water storage over 2003-2008 in the Amazon Basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data. **Remote Sensing of Environment**. v. 114, n. 8, p. 1629–1637, 2010.

YEUNG, L. Y. et al. Impact of diatom-diazotroph associations on carbon export in the Amazon River plume, Geophys. **Res. Lett.**, v. 39, L18609, 3012. doi:10.1029/2012GL053356.

ZALEWSKI, M.; JANAUER, G. A.; JOLANKAI, G. **Ecohydrology**. A new paradigm for the sustainable use of aquatic resources. Paris: UNESCO, 1997. 60 p. UNESCO IHP Technical Document in Hydrology, 7. IHP - V Projects 2.3/2.4.

ZENG, N. et al. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. **Environmental Research Letters**. v. 3, 014002, 2008. doi: 10.1088/1748-9326/3/1/014002.