

II.4 DIAGNÓSTICO AMBIENTAL

II.4.1 MEIO FÍSICO

O diagnóstico do Meio Físico apresenta uma descrição sucinta dos principais aspectos oceanográficos da região do Bloco BM-FZA-320, onde se dará a aquisição sísmica, conforme solicitado no TR CGPEG/DICLIC/IBAMA N° 03/15.

II.4.1.1 Oceanografia

II.4.1.1.1 Fenômenos Sazonais de Macroescala

A plataforma continental do Amazonas é fortemente influenciada pelos ventos alíseos. A Figura II.4.1-1 mostra a variação da direção e intensidade do vento entre 1989 e 1990, ilustrando a ocorrência de ventos fortes e constantes provenientes de NE entre os meses de novembro e abril (NITTROUER; DEMASTER, 1996 *apud* GARCIA NETO, 2011).

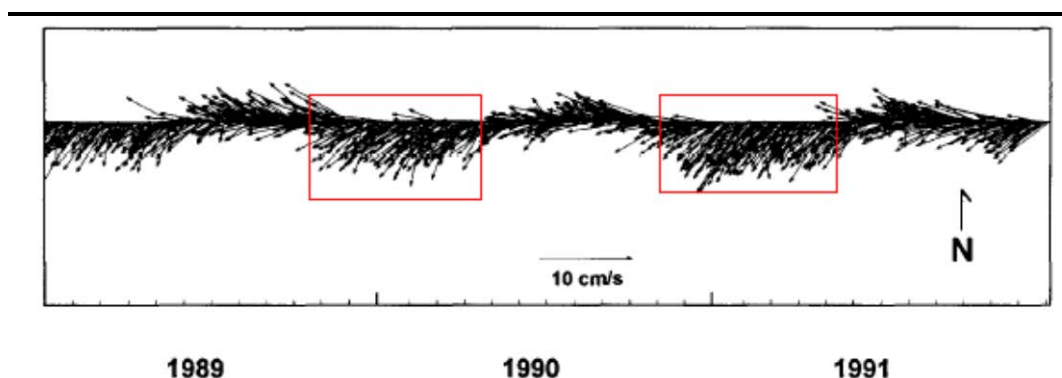


Figura II.4.1-1 Direção e intensidade do vento medidas na plataforma continental durante o período de realização do projeto AMASSEDS. Os retângulos vermelhos mostram os fortes ventos de NE entre os meses de novembro e abril. Fonte: Modificado de NITTROUER e DEMASTER, 1996.

Os ventos alíseos, presentes durante o ano todo nesta região, são formados em uma grande extensão de área livre de obstáculos no oceano, caracterizando uma peculiar constância, intensidade e turbulência relativamente baixa. A região sofre intensa influência do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que gera ventos de sudeste (SE) e leste (E). Os alíseos apresentam variações sazonais associadas à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (FONTES, 2000).

Análises conjuntas das variáveis meteoceanográficas apontam para um ciclo sazonal muito marcado na região da Bacia da Foz do Amazonas. Tal ciclo tem como forçante principal a migração oscilatória da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT passa de sua posição mais ao norte nos meses de julho a dezembro (inverno austral) para sua posição mais ao sul, nos meses de janeiro a junho (verão austral). Em seu

movimento oscilatório anual, a ZCIT passa sobre a região da Bacia da Foz do Amazonas, influenciando fortemente as forçantes meteorológicas e a oceanográficas.

De forma geral, nos meses de janeiro a junho (período chuvoso) é evidenciada a presença da pluma de baixa salinidade do Rio Amazonas, e nos meses de julho a dezembro (período de inverno), embora ainda haja influência da descarga do Rio Amazonas na Plataforma Continental Amazônica - PCA, seu efeito na salinidade da região é menor (Figura II.4.1.1-2) (OLTMAN, 1968; LENTZ and LIMEBURNER, 1995, SILVA *et al.*, 2009 apud SILVA *et al.*, 2010).

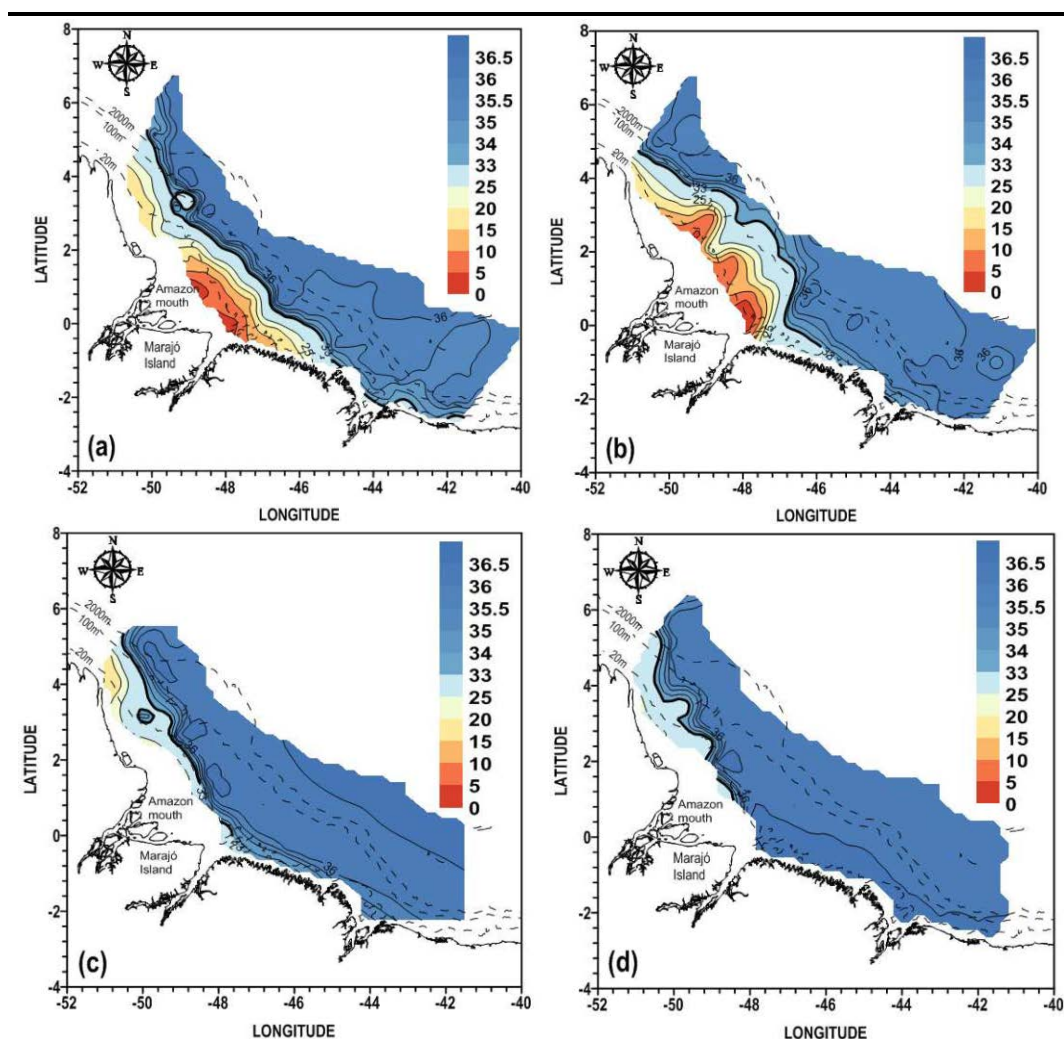


Figura II.4.1-2 Distribuição da salinidade na superfície durante 4 cruzeiros oceanográficos: (a) Inverno-primavera (Março–Maio 1995); (b) Primavera (Maio–Junho 1999); (c) verão (Julho–Setembro 2001); (d) Outono (Outubro–Dezembro 1997). Fonte: SILVA *et al.* (2010).

Os alísios também geram moderadas ondas superficiais que se propagam sobre a plataforma do Amazonas e tem energia máxima entre dezembro e abril (NITTROUER; DEMASTER, 1996 apud GARCIA NETO, 2011). Na área de estudo verifica-se um padrão sazonal bem definido em relação ao regime de ondas. Ondas maiores, de NE,

são frequentes nos meses de novembro a abril, e ondas menores e de E/NE, nos meses de maio a outubro.

O esquema das principais correntes encontradas no Atlântico Tropical em superfície, entre 0 e 100 metros foram adaptados de STRAMMA & SCHOTT (1999), os quais descreveram a circulação do Atlântico Tropical a partir de revisão bibliográfica e observações hidrográficas (Figura II.4.1-3).

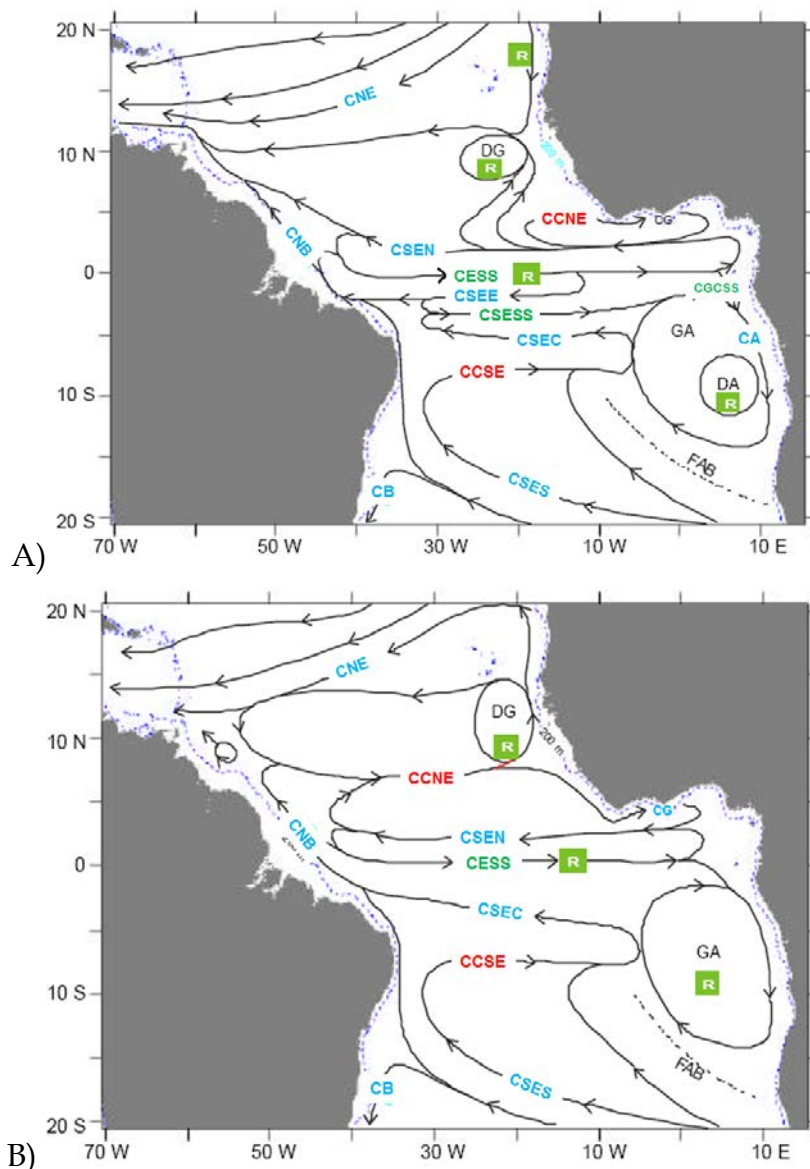


Figura II.4.1-3 Distribuição esquemática das principais correntes encontradas na camada superficial (entre 0 e 100 m) do Atlântico Tropical: (A) situação típica de outono/HS (março, abril e maio) e (B) situação típica de primavera/HS (setembro, outubro e novembro). Fonte: Menezes (1999).

Legenda: CA- Corrente de Angola; CB- Corrente do Brasil; CCNE- Contra-corrente Norte Equatorial; CCSE- Contra-corrente Sul Equatorial; CCESS- Corrente Equatorial Subsuperficial; CG- Corrente da Guiné; CGCSS- Corrente do Gabão-Congo Subsuperficial; CNB- Corrente Norte do Brasil; CNE- Corrente Norte Equatorial; CSEC- Corrente Sul Equatorial ramo equatorial; CSEN- Corrente Sul Equatorial ramo norte; CSES- Corrente Sul Equatorial ramo sul; CSESS- Corrente Sul Equatorial Subsuperficial; DA- Domo de Angola; DG- Domo da Guiné; FAB- Frente Angola-Benguelá; GA- Giro da Guiné e R- Áreas de provável ressurgência.

A circulação superficial do Atlântico Tropical, segundo PICKARD & EMERY (1982), é formada pelas seguintes correntes:

- Corrente Norte Equatorial (CNE), fluindo para Oeste, a norte do paralelo 10° N, com velocidade média de 10-15 cm/s;
- Contra-corrente Norte Equatorial (CCNE), fluindo para Leste entre 8° N e 3° N, com velocidades médias de ~40 cm/s;
- Corrente Sul Equatorial (CSE) fluindo para Oeste, a sul do paralelo 3° N, com velocidade média ente 10 e 20 cm/s.

A Corrente Sul-Equatorial (CSE) divide-se em duas partes: a Corrente Norte do Brasil (CNB) e a Corrente do Brasil (CB) (STRAMMA, 1991). A CNB é uma forte corrente que flui para oeste, paralela ao continente e ao longo da linha do equador, passa na região influenciada pela pluma do rio Amazonas (FIELD, 2005; GEYER *et al.*, 1996).

É reportado¹ que a sazonalidade das correntes na região é fortemente marcada pela retroflexão da Corrente Norte do Brasil (CNB), sendo observada principalmente no período seco, quando a velocidade das correntes é ligeiramente maior nesse período.

Na região da Bacia da Foz do Amazonas, ainda existe a influência direta da maré, sendo esta um importante mecanismo forçante para as correntes costeiras ali presentes, possuindo grandes amplitudes, da ordem de 3 m. As marés na plataforma amazônica são geradas principalmente pelas forçantes de marés do oceano profundo. No entanto, quando a onda de maré chega à plataforma continental observam-se complexas alterações devido às características topográficas da plataforma (GEYER *et al.* 1996; GARCIA NETO, 2011).

A Figura II.4.1-4 apresenta a fase e a amplitude da componente M2 da maré na região da foz do Amazonas, onde se observa a elevação da superfície e a amplificação da maré, que passa de 0,7 m em oceano profundo para 3 m próximo à costa.

¹ Dados de correntes obtidos do MyOcean, derivadores oceânicos e do modelo ROMS.

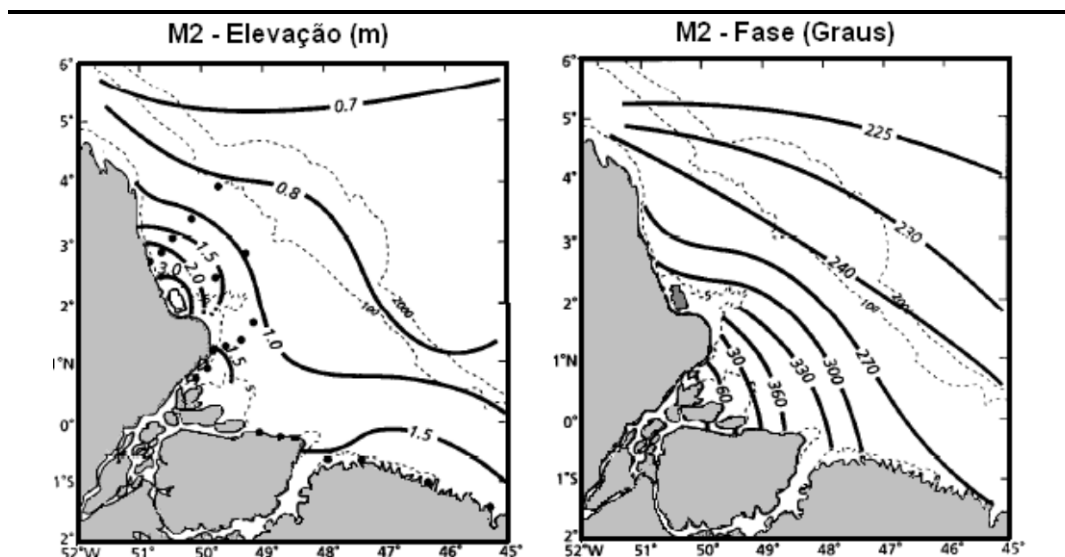


Figura II.4.1-4 Elevação da superfície do mar (em metros) e fase da onda (em graus) referente apenas à componente semi-diurna principal da maré (M2). Fonte: Modificado de GEYER et al. (1996).

II.4.1.1.2 Fenômenos de Mesoescala

A caracterização dos fenômenos de mesoescala foi baseada, além de referências bibliográficas sobre a oceanografia regional, em dados de diversas fontes, cuja localização dos pontos estão apresentados na Figura II.4.1-5:

- WOA13 (World Ocean Atlas 13) / NODC
- WOD13 (World Ocean Database 2013) / NODC
- MyOcean / Modelo ROMS
- Projeto ERA-Interim
- FEMAR da PENROD

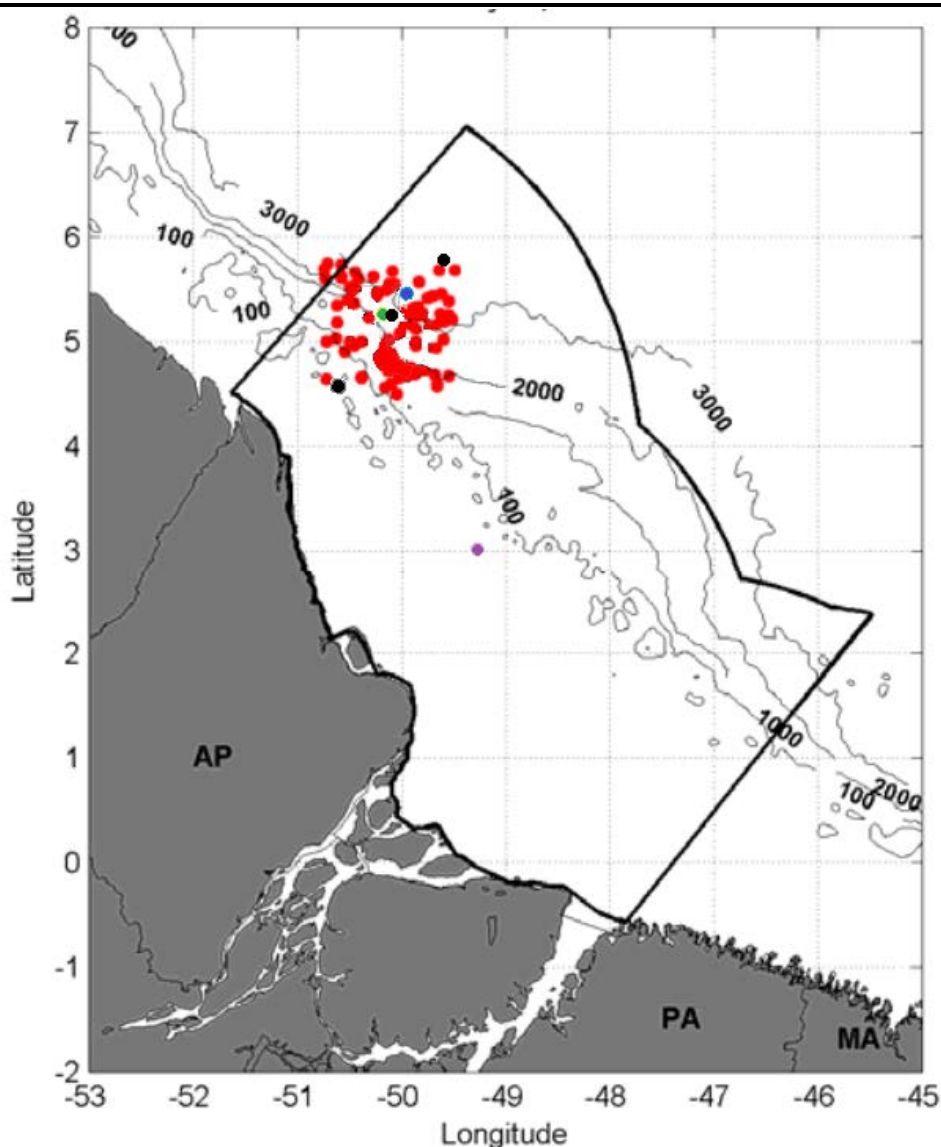


Figura II.4.1-5 ● Localização do ponto do WOA13/NODC para os dados de temperatura, salinidade e densidade. ● Localização dos pontos do WOD13/NODC para Massas D'água. ● Localização do ponto de grade do ERA-Interim utilizado nas análises de ondas. ● Localização dos pontos de grade MyOcean/ROMS, utilizados para análise de correntes. ● Localização da estação maregráfica da FEMAR da Plataforma Penrod. Fonte: AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP (2015) modificado.

II.4.1.1.2.1 Temperatura, Salinidade e Densidade

Para avaliar a variação vertical de temperatura, salinidade e densidade foram apresentados os resultados referentes aos dados de climatologia sazonal WOA13 (World Ocean Atlas 13), do NODC (National Oceanographic Data Center) (ver localização na Figura II.4.1-5). Dados referentes à temperatura, salinidade e densidade para o período chuvoso (janeiro a junho) e para o período seco (julho a dezembro) são apresentados na forma de perfis verticais (Figura II.4.1-6). A análise dos dados oceanográficos da região da Bacia da Foz do Amazonas demonstrou a presença de uma termoclina permanente na região, que se inicia entre 100 m de profundidade, chegando

até 700-800 m, onde é encontrado um mínimo de salinidade (aprox. 34,5), associado à Água Intermediária Antártica (AIA) (WOA13) (AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015).

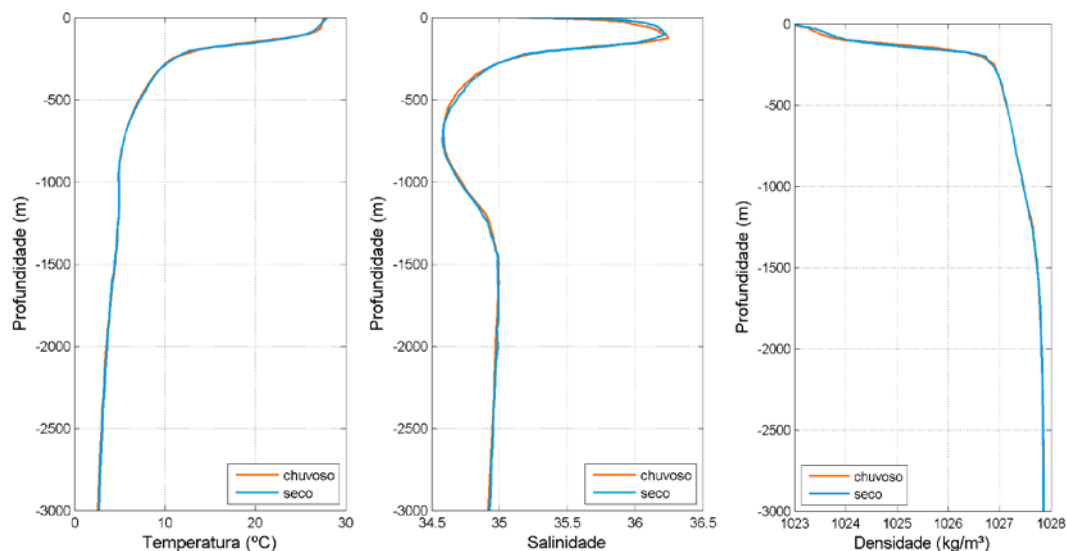


Figura II.4.1-6 Perfis de temperatura (esquerda), salinidade (centro) e densidade (direita) ao longo de toda a coluna d'água para os períodos chuvoso e seco na região da Foz do Amazonas. Fonte: WOA13 apud AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015.

As figuras a seguir apresentam alguns exemplos de mapas de distribuição horizontal de temperatura (Figura II.4.1-7), de salinidade (Figura II.4.1-8) e de densidade (Figura II.4.1-9), para o período chuvoso e seco, nas profundidades de 0 e 2000m, considerando que a profundidade na área de atividade de sísmica será no máximo de 1500 m.

Em superfície, durante o período chuvoso (janeiro a junho) são observadas águas mais quentes na região da plataforma continental, havendo uma diminuição dos valores em direção ao norte da Bacia da Foz do Amazonas. No período seco (julho a dezembro), as menores temperaturas estão associadas ao fluxo da CNB. A salinidade superficial apresenta grande variação sazonal na região da plataforma continental. Durante o período chuvoso, a pluma de baixa salinidade do rio Amazonas se estende por grande parte da plataforma continental da Bacia da Foz do Amazonas, enquanto que no período seco, notam-se sinais da retroflexão da CNB na salinidade superficial.

Em profundidade, as variações sazonais de temperatura e salinidade, como esperado, são menores. As variações ocorridas não seguem um padrão, mas parecem estar associadas à variação sazonal da retroflexão da CNB.

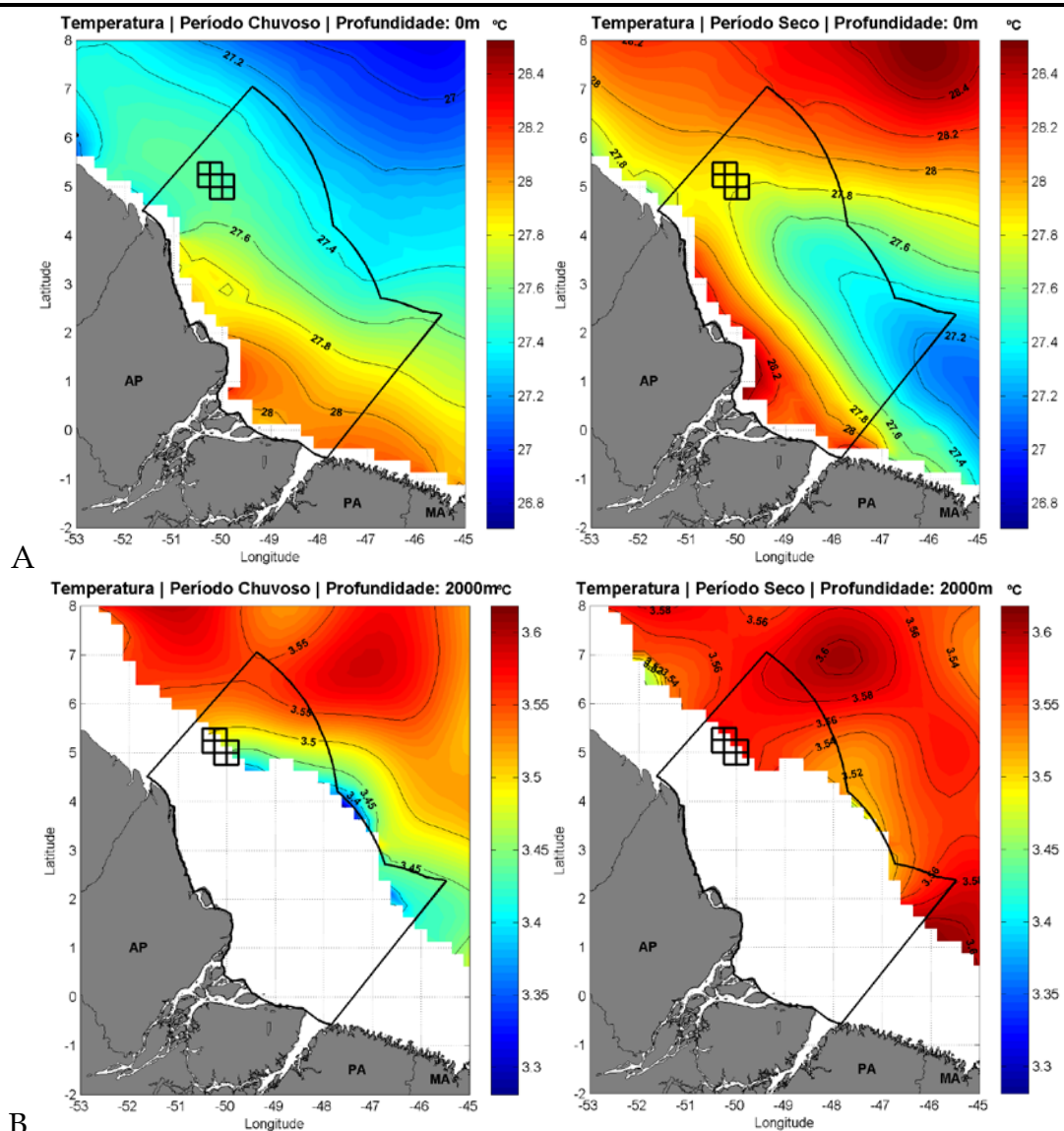


Figura II.4.1-7 Seção horizontal de temperatura em A) 0 m e em B) 2000 m de profundidade, para o período chuvoso e seco. Fonte: WOA13/NODC apud AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015.

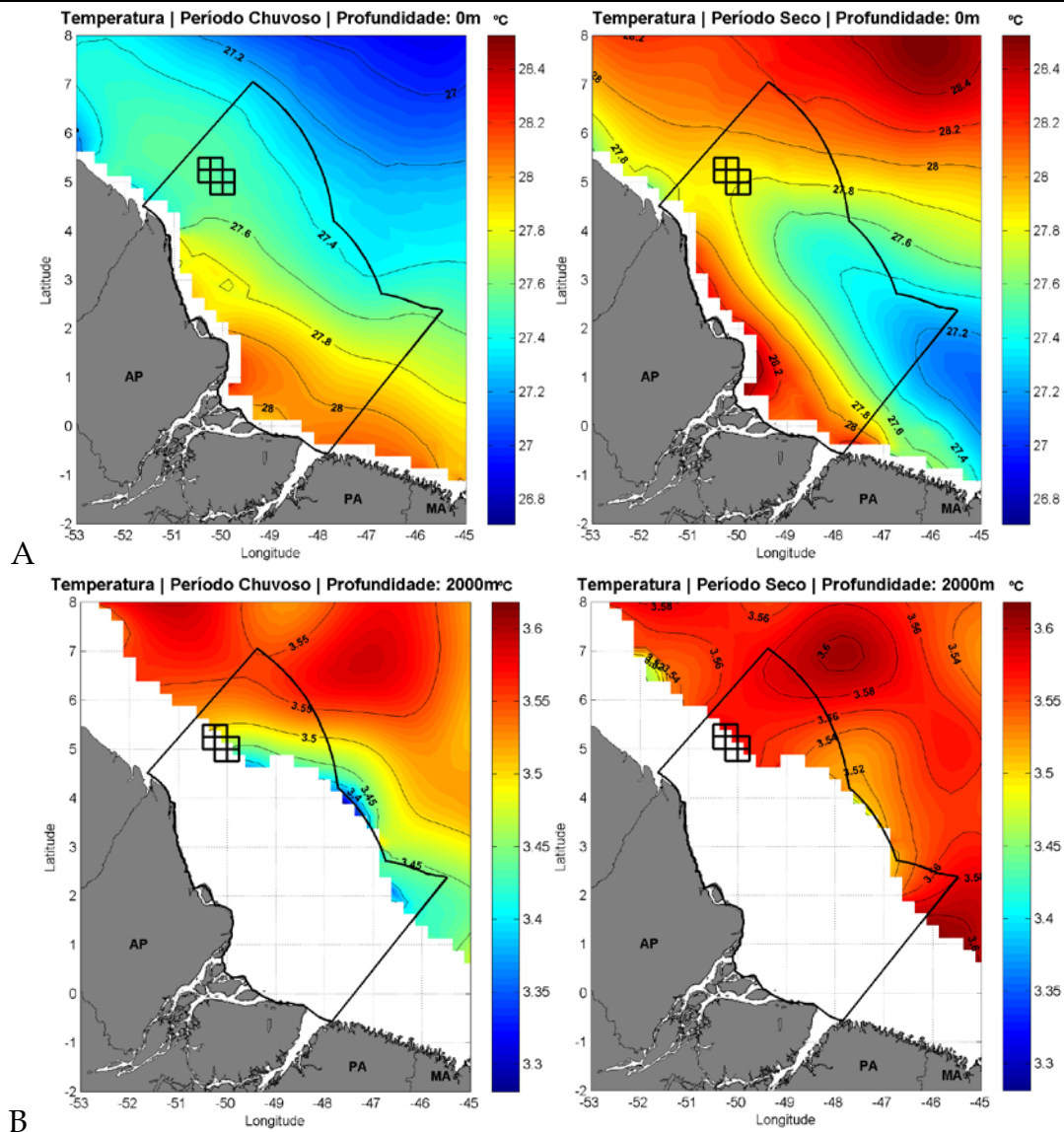


Figura II.4.1-8 Seção horizontal de salinidade em A) 0 m de profundidade e em B) 2000 m, para o período chuvoso e seco. Fonte: WOA13/NODC apud AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015.

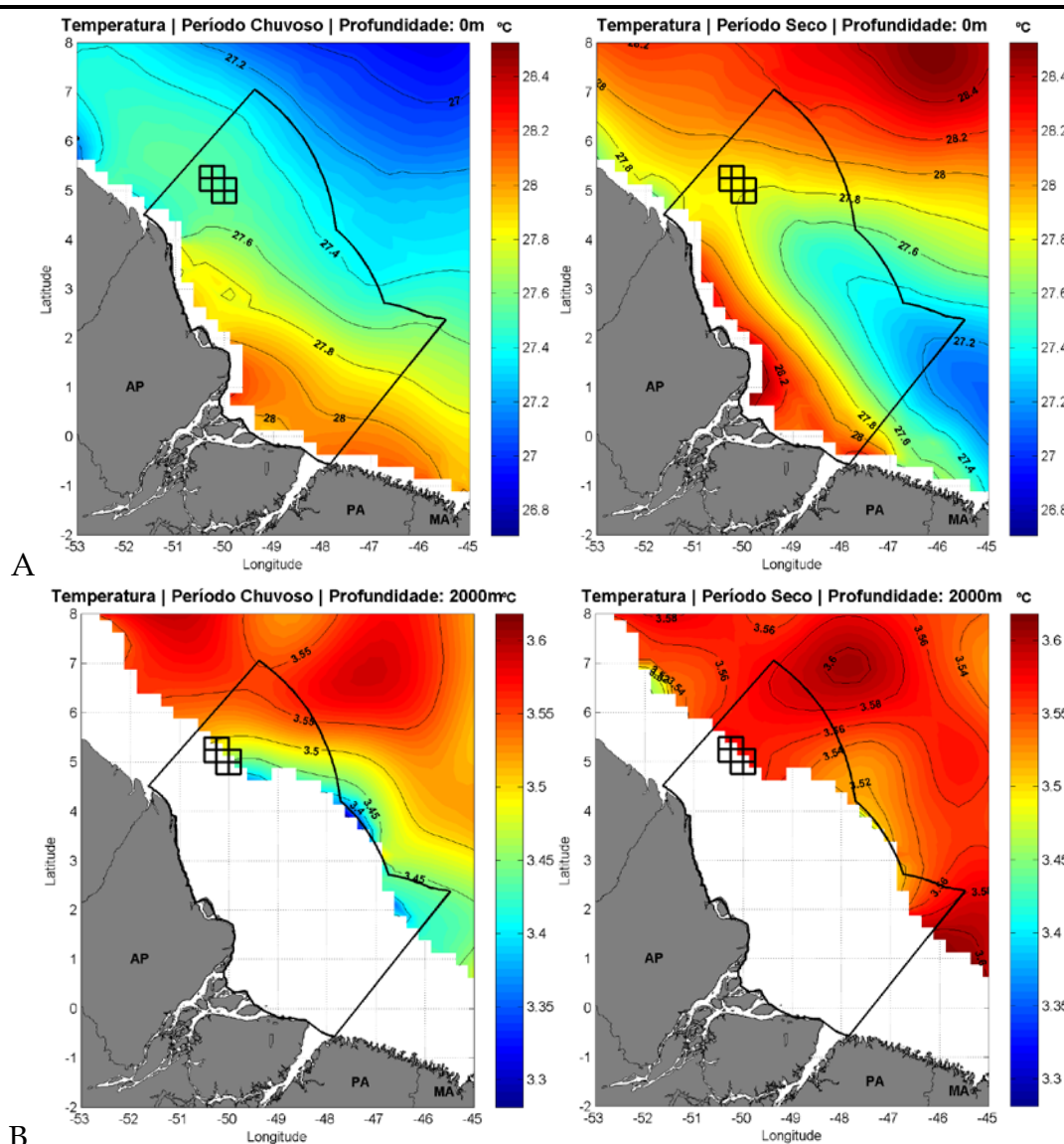


Figura II.4.1-9 Seção horizontal de densidade em A) 0 m de profundidade e em B) 2000 m , para o período chuvoso e seco. Fonte: WOA13/NODC apud AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015.

Outro importante fator que influencia o regime físico da área de estudo é a enorme descarga de sedimentos em suspensão do rio Amazonas. Altas concentrações de sedimentos (acima de 10 g L⁻¹), chamadas de lama fluida, são encontradas próximo ao fundo na região marcada pelo início do gradiente de salinidade (frente de salinidade) observada sobre a plataforma continental (GEYER *et al.*, 1996).

A carga de sedimentos em suspensão é tão grande que a anomalia de densidade da água relacionada aos sedimentos excede a anomalia relativa à salinidade nas áreas próximas ao fundo, aumentando a estratificação. Essa estratificação na região próxima ao fundo reduz o estresse, inibindo assim a mistura vertical (TROWBRIDGE; KINEKE, 1994 *apud* GARCIA NETO, 2011).

GARCIA NETO (2011) realizou medições em nove estações ao longo do Canal Norte do rio Amazonas em outubro de 2008, a bordo do Navio Hidrográfico Sirius (H21), da Marinha do Brasil (Figura II.4.1-10).

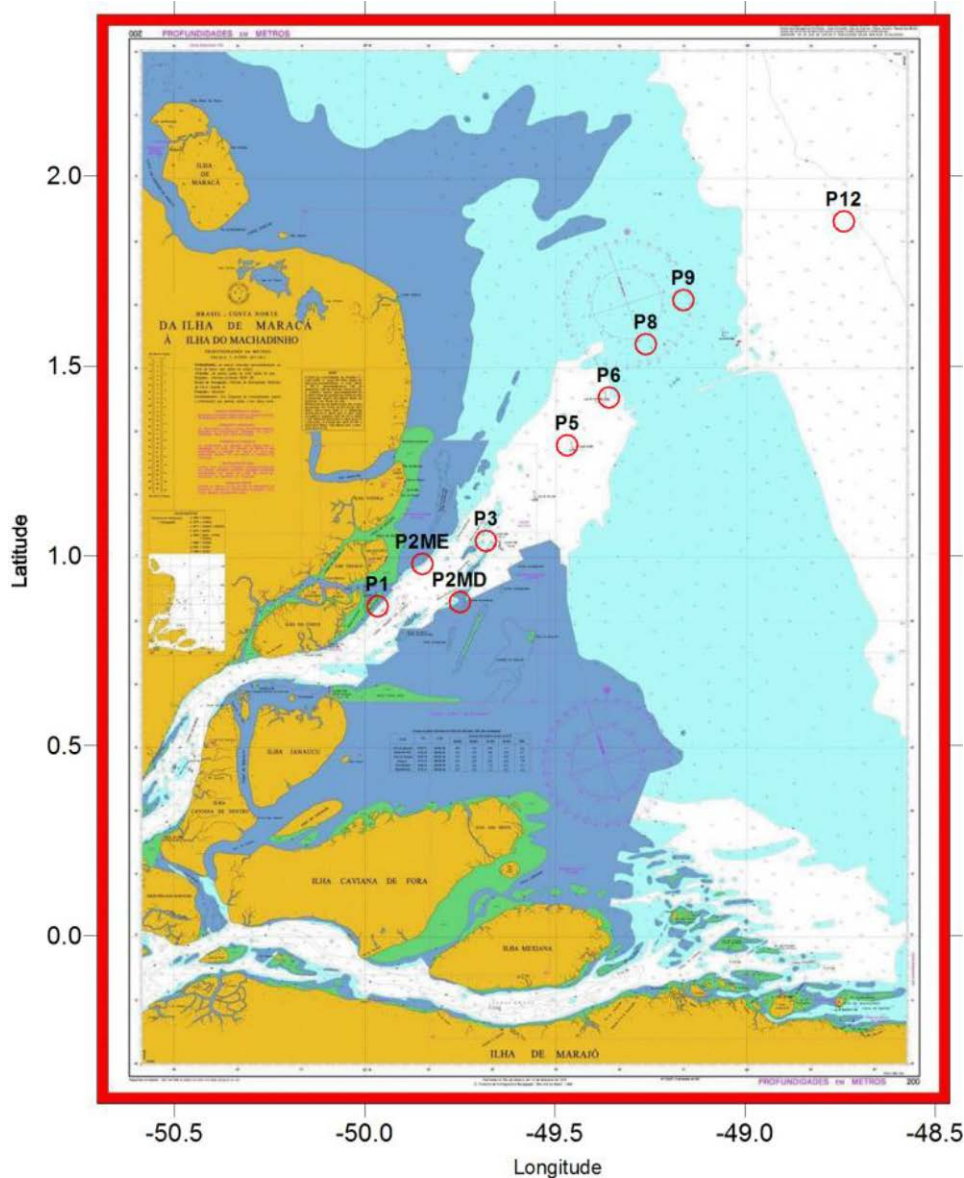


Figura II.4.1-10 Barra Norte do rio Amazonas (carta náutica Nº 200, modificada). As medições foram realizadas em fundeios com duração média de 13 horas nas estações indicadas por círculos vermelhos. Nesta dissertação são analisados os dados coletados nas estações P1, P3, P5, P6, P8 e P9. Fonte: GARCIA NETO (2011).

O resultado destas medições (Figura II.4.1-11) mostrou que a salinidade da água permaneceu zero até praticamente 70 km da costa (estação P5), mesmo durante a baixa descarga do rio Amazonas, que ocorre nos meses de outubro e novembro. A partir deste ponto a salinidade aumentou gradualmente até a estação P9, onde atingiu valores de 15 (maré vazante) a 23 (maré enchente). Nesta região, onde se encontrava a frente de salinidade, a variação se mostrou praticamente horizontal, com a camada d'água bastante misturada. Este fato ocorreu como resultado das fortes correntes

geradas pela maré. Apenas na estação P12, há mais de 150 km da costa do estado do Amapá, a salinidade da água chegou a 35, evidenciando a grande influência da alta descarga de água doce do rio Amazonas na plataforma continental (GARCIA NETO, 2011).

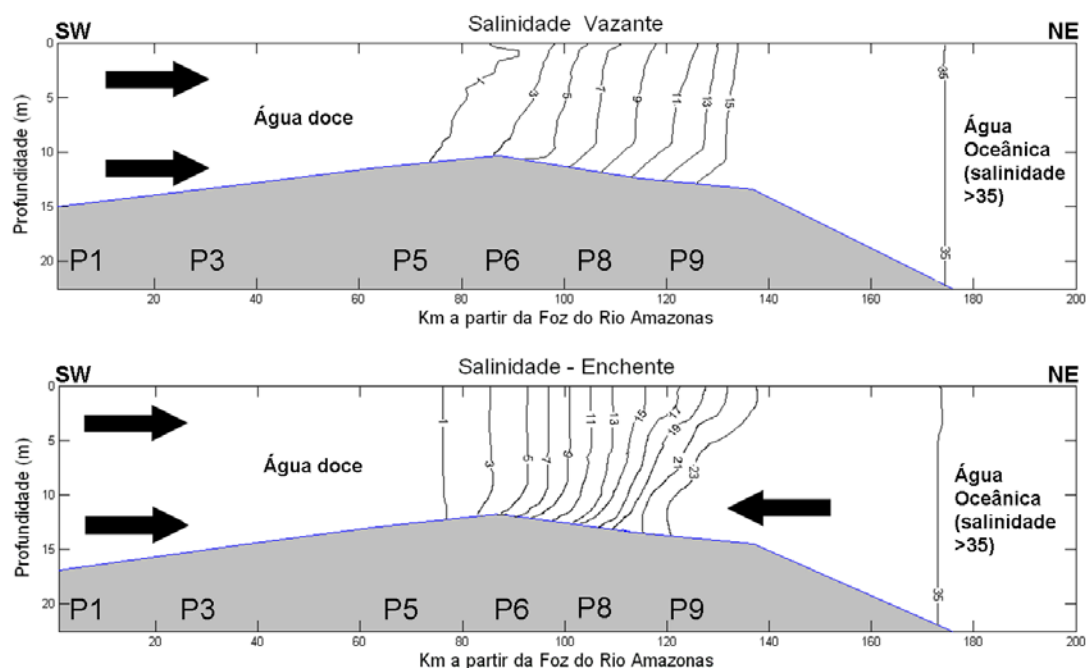


Figura II.4.1-11 Distribuição da salinidade da água ao longo do Canal Norte do rio Amazonas em dois momentos distintos: estufa de maré vazante (painel superior) e estufa de maré enchente (painel inferior). O eixo x mostra a distância desde a foz do rio (estação P1) até o último ponto de medição (estação P9) em km. Fonte: GARCIA NETO (2011).

II.4.1.1.2.2 Massas D'água

Os dados coletados em diferentes períodos do ano, correspondendo a distintas situações de aporte de águas continentais: mínima descarga do rio Amazonas (outubro/1997), máxima descarga fluvial (maio/1999), e durante o período de transição (máxima para mínima) descarga do rio (agosto/2001) foram registradas por SILVA *et al.* (2005).

Os resultados permitiram verificar a variação sazonal da distribuição tridimensional das quatro massas de água: Água Costeira (AC), Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e Água Intermediária da Antártica (AIA). Também sugerem que o cisalhamento eólico age sobre a distribuição temporal das águas superficiais (AC e AT), enquanto que a distribuição das massas d'água de subsuperfície (ACAS e AIA) é influenciada pela variabilidade sazonal da Corrente Norte do Brasil (CNB) e pela presença de vórtices anticiclônicos na região de retroflexão da CNB. Os transectos verticais indicam que a ACAS sofre uma expansão de cerca de 70 m ($\sim 49^\circ\text{W}$) e de 220m (50°W) durante o período de transição das descargas fluviais, que corresponde à época

de máxima ação da CNB e da Contracorrente Norte Equatorial (CCNE) (Figura II.4.1-12 e II.4.1-13) (SILVA *et al.*, 2005).

A Figura II.4.1-12 apresenta as distribuições horizontais das profundidades limites entre as massas de água (AC-AT), (AT-ACAS) e (ACAS-AIA) na região de estudo.

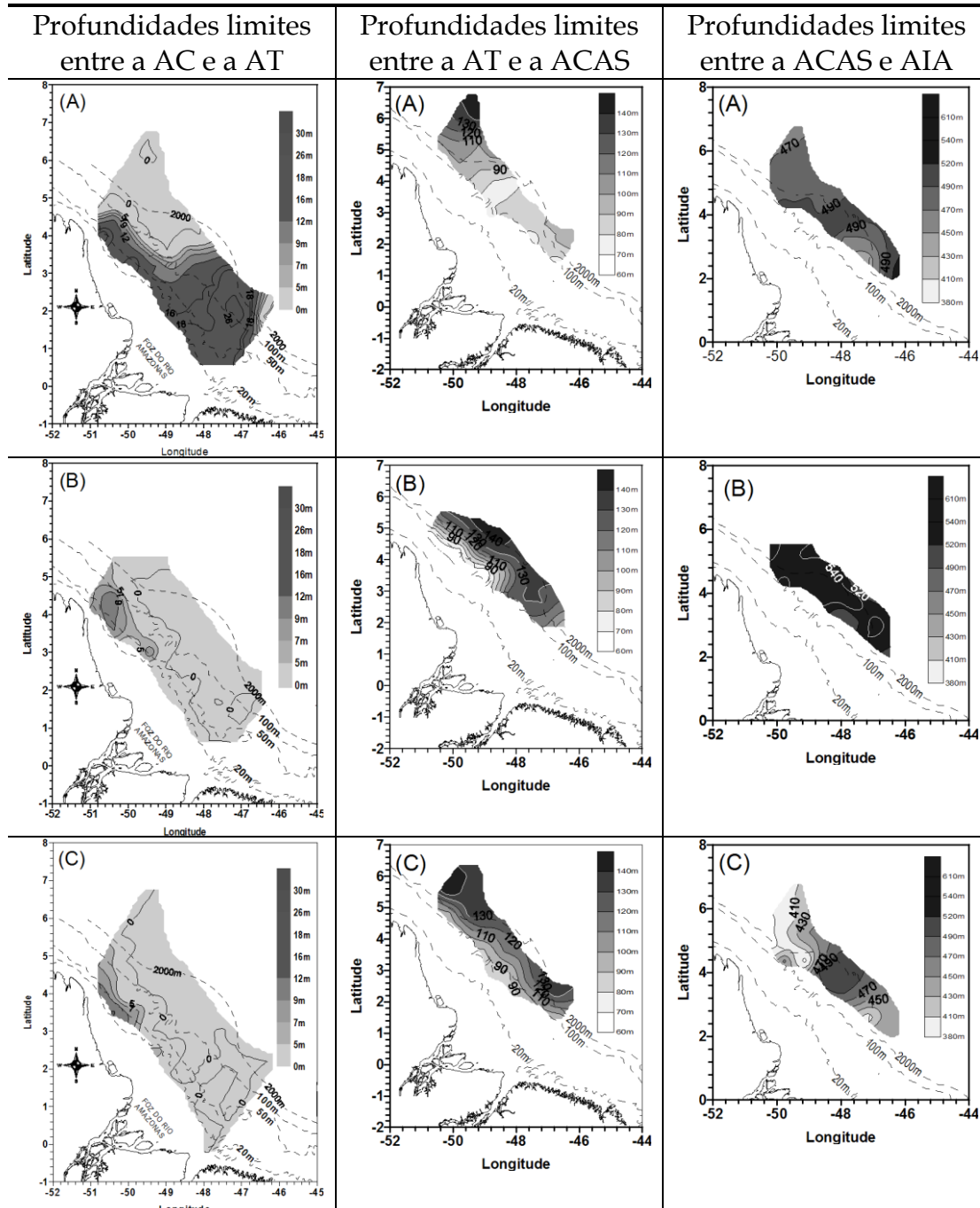
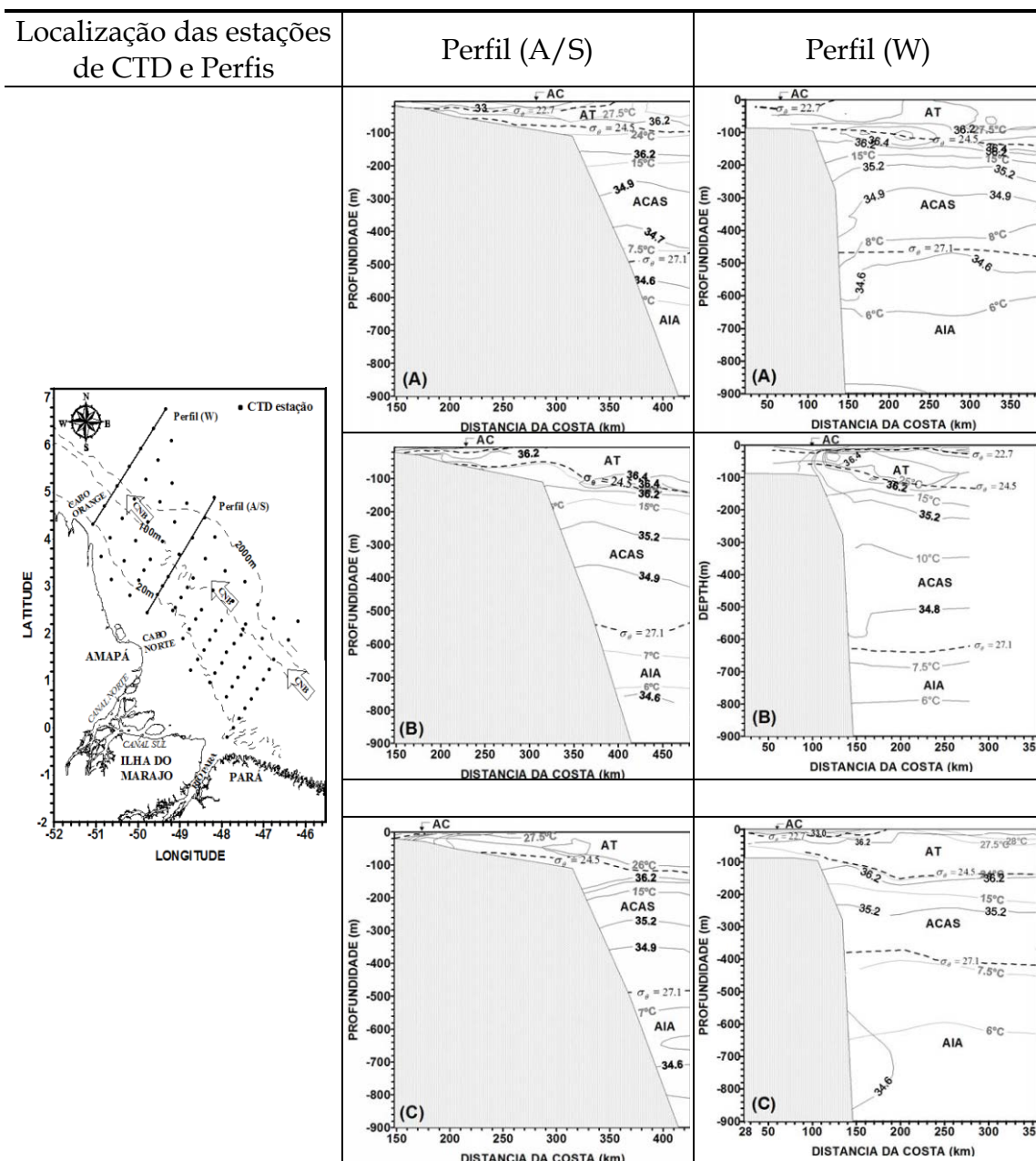


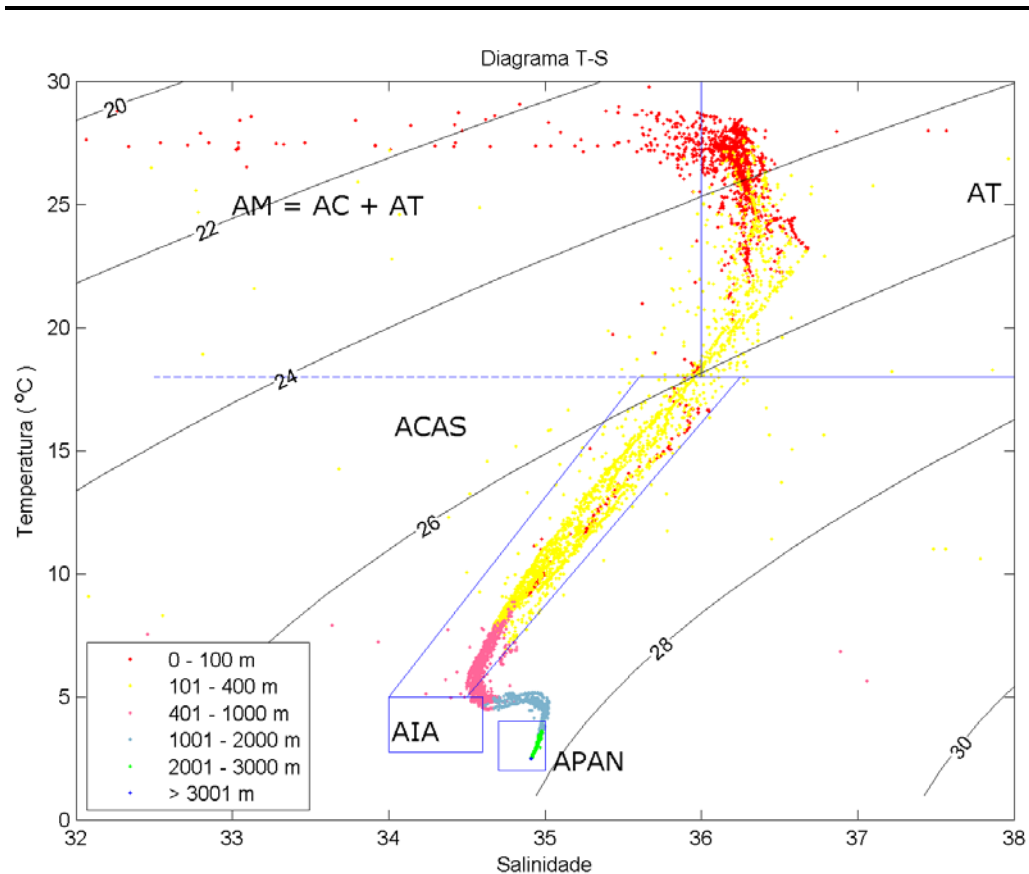
Figura II.4.1-12 Distribuição horizontal das profundidades limites entre as massas d'água na Plataforma Continental Amazônica e região oceânica adjacente durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997). Fonte: SILVA *et al.* (2005).

A Figura II.4.1-13 apresenta o Perfil (A/S) e Perfil (W), como as estações de CTD. Os resultados para o transecto Perfil (A/S) demonstram que, durante todos os períodos de coleta, foi registrada uma massa de Água Costeira (AC) de baixo valor de salinidade (≤ 34) e alto valor de temperatura, dando origem à formação de haloclina que se situou em torno de 10 m a 20 m de profundidade. A Água Tropical ao longo do Perfil (W) esteve presente abaixo da AC na região da Plataforma Continental Amazônica - PCA. Abaixo desta zona, até profundidades de aproximadamente 400 m a 620 m (em função da época do ano), foi igualmente constatada a presença da ACAS, e abaixo desta, a AIA.



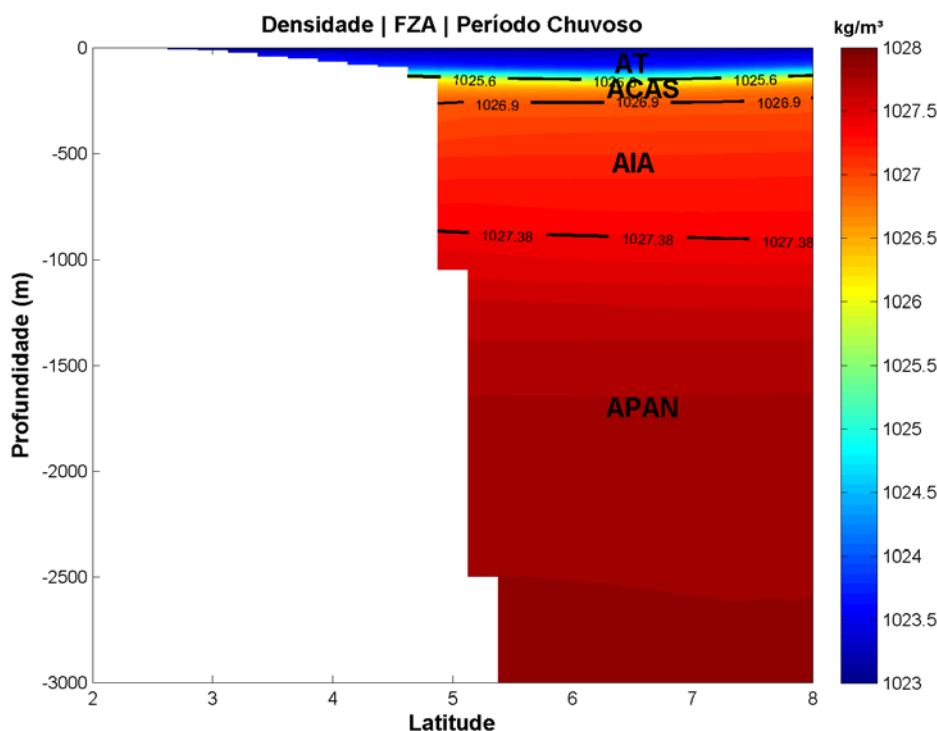
II.4.1.1.2.2-13 *Distribuição vertical das massas d'água ao longo dos transectos Perfis (A-S e W) durante: (A) período de descarga máxima do rio Amazonas (maio de 1999); (B) período de transição entre descarga máxima para mínima do rio (agosto de 2001); e (C) período de descarga mínima do rio Amazonas (outubro de 1997). Fonte: SILVA et al. (2005).*

Considerando a base de dados WOD13 / NODC (*National Oceanographic Data Center*) (ver localização em Figura II.4.1-5), utilizada para avaliar a distribuição temporal (entre 1937 e 2014) das massas d'água na área de estudo, foi possível identificar, através do diagrama T-S representativo para a região, cinco massas d'água reportadas por SILVA *et al.* (1982), a saber: AC - Água Costeira, AT - Água Tropical (AT), ACAS - Central do Atlântico Sul, AIA - Água Intermediária Antártica e APAN - Água Profunda do Atlântico Norte (Figura II.4.1-14) (AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015).

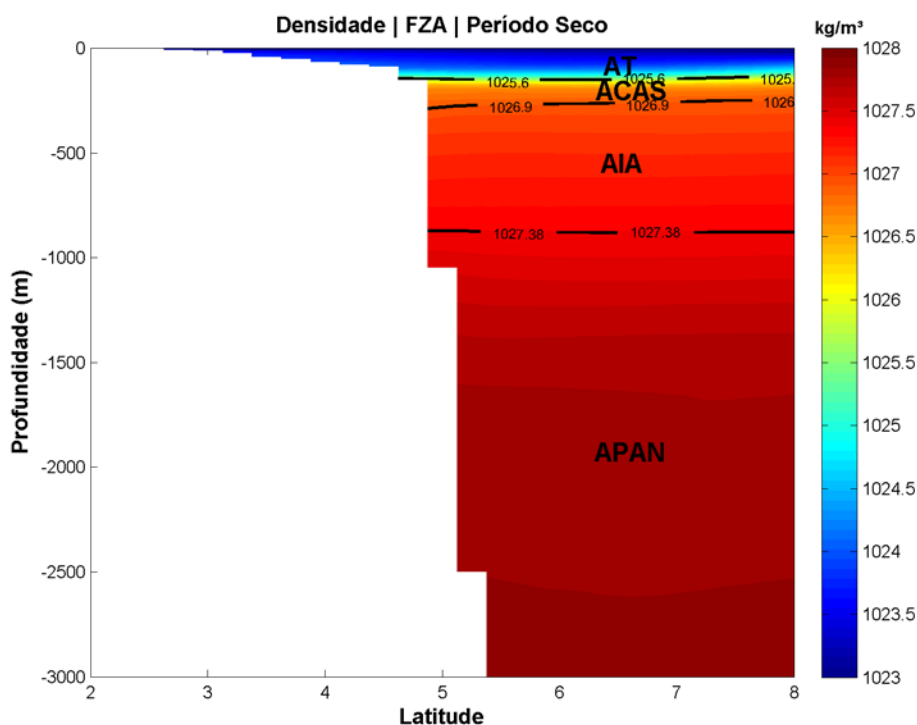


II.4.1-14 Diagrama TS espalhado para a região da Bacia da Foz do Amazonas, elaborado com os dados do WOD13/NODC. Fonte: SILVA *et al.* (1982).

Os resultados reportam que no período chuvoso (entre janeiro a junho), ocorrem os maiores índices de precipitação na região Norte, fazendo com que a pluma de baixa salinidade do Rio Amazonas seja mais pronunciada. A Figura II.4.1-15 apresenta a análise da variabilidade sazonal das massas d'água, através de seções verticais da densidade da água do mar nesta região.



A



B

Figura II.4.1-15 Seção vertical de densidade potencial climatológica para o período A) Chuvoso e B) Seco. As linhas isopícnais representam os limites entre as massas d'água. Fonte: WOD13/NODC apud AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015.

II.4.1.1.2.3 Correntes

Na região oceânica adjacente à Plataforma Continental Amazônica - PCA, a circulação próxima da superfície é caracterizada pela presença da corrente Norte do Brasil e sua componente em subsuperfície a subcorrente Norte do Brasil (SCNB). Estas são formadas a partir da bifurcação da corrente Sul Equatorial, que alimenta o sistema CNB/SCNB. Após essa bifurcação, o sistema de CNB/SCNB transporta água quente do Atlântico sul para noroeste, ao longo da costa brasileira, cruzando a linha do equador em direção ao Atlântico Norte. A CNB varia de direção ao longo da costa norte brasileira, de acordo, sobretudo com os padrões dos ventos e da localização no trajeto da corrente (SILVA *et al.*, 2009).

Ao longo da PCA o sistema da CNB/SCNB transporta água em torno de 35 Sv a 36 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) em direção ao Equador, com uma amplitude de variação sazonal média de 3 Sv (JOHNS *et al.*, 1998; SCHOTT *et al.*, 1998; BOURLÈS *et al.*, 1999). Em geral, a máxima velocidade da CNB é localizada na isopicna de 24,5, com fluxo em torno de 60–100 cm.s^{-1} . Segundo RICHARDSON *et al.* (1994), a CNB flui ao longo da quebra da PCA sobre o talude continental, predominantemente no sentido noroeste, e com velocidades da ordem de 50-100 cm.s^{-1} . JOHNS *et al.* (1998) estimaram valores de transporte da CNB adjacente à costa Amazônica (4°N - 45°W) entre 35 Sv nos meses de julho-agosto e 13 Sv em abril-maio, com uma média anual de aproximadamente 26 Sv (Figura II.4.1-16).

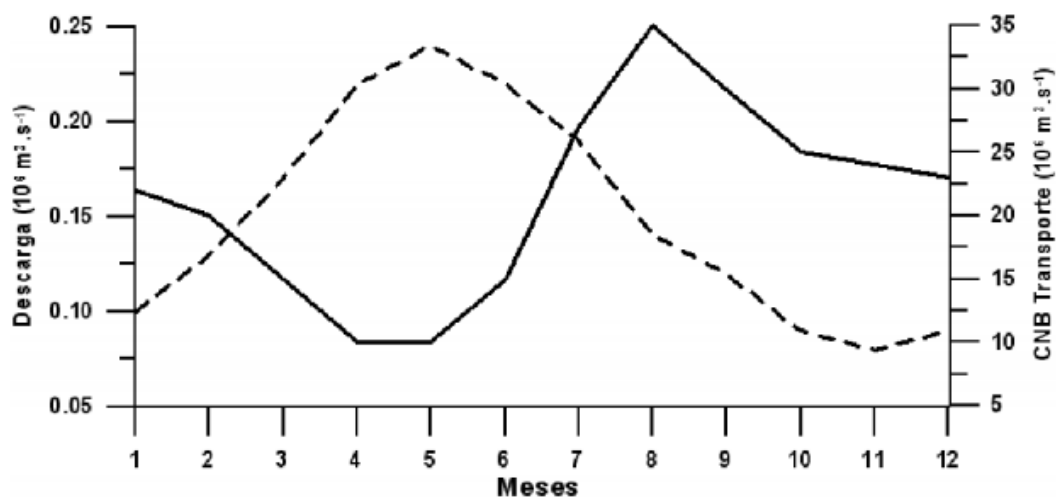


Figura II.4.1-16 Variação sazonal da descarga do rio Amazonas e da intensidade da Corrente Norte do Brasil (CNB), adaptado de JOHNS *et al.* (1998) e de GEYER *et al.* (1996) apud SILVA *et al.*, 2009.

Outras informações referentes à circulação na região da Bacia da Foz do Amazonas foram obtidas através dos dados do Projeto MyOcean (entre janeiro e dezembro de 2013) (AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015) (ver localização em Figura II.4.1-5). Os dados de correntes mostram que a região é influenciada, principalmente, pela CNB, com velocidades médias superiores a 1 m.s^{-1} . Até a aproximadamente 500 m

de profundidade, o fluxo tem direção preferencial para NW, e a partir dessa profundidade há uma inversão no sentido das correntes pelo transporte da AIA.

Considerando a profundidade elevada na região, adjacente à área alvo de aquisição sísmica, não se espera significativa influência de correntes de maré. Entretanto, em regiões próximas à costa, situadas sobre a plataforma continental interna, estas passam a ser mais significativas (GARCIA NETO, comunicação pessoal). Resultados apresentados do Projeto MyOcean reportam que, no período seco, há uma presença bem marcada da retroflexão da CNB na região norte da Bacia da Foz do Amazonas. Esta corrente é observada também para a profundidade de 100 m, entretanto com velocidades menores, aproximadamente 0,6 m/s. Entre 500 e 1000 m são observados, respectivamente, fluxos para NW e SE, com o fluxo para SE a 1000 m apresentando velocidades baixas, da ordem de 0,1 m/s. Entre 2000 e 3000 m esse fluxo para SE, atingindo velocidades maiores que 0,2 m/s em 2000 m (AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015).

Os campos médios de correntes para o período chuvoso (janeiro a junho) e seco (julho a dezembro), nas profundidades de 0 e 2000 m, estão apresentadas na Figura II.4.1-17, considerando que a profundidade na área de aquisição+manobra será, no máximo, de 1500 m.

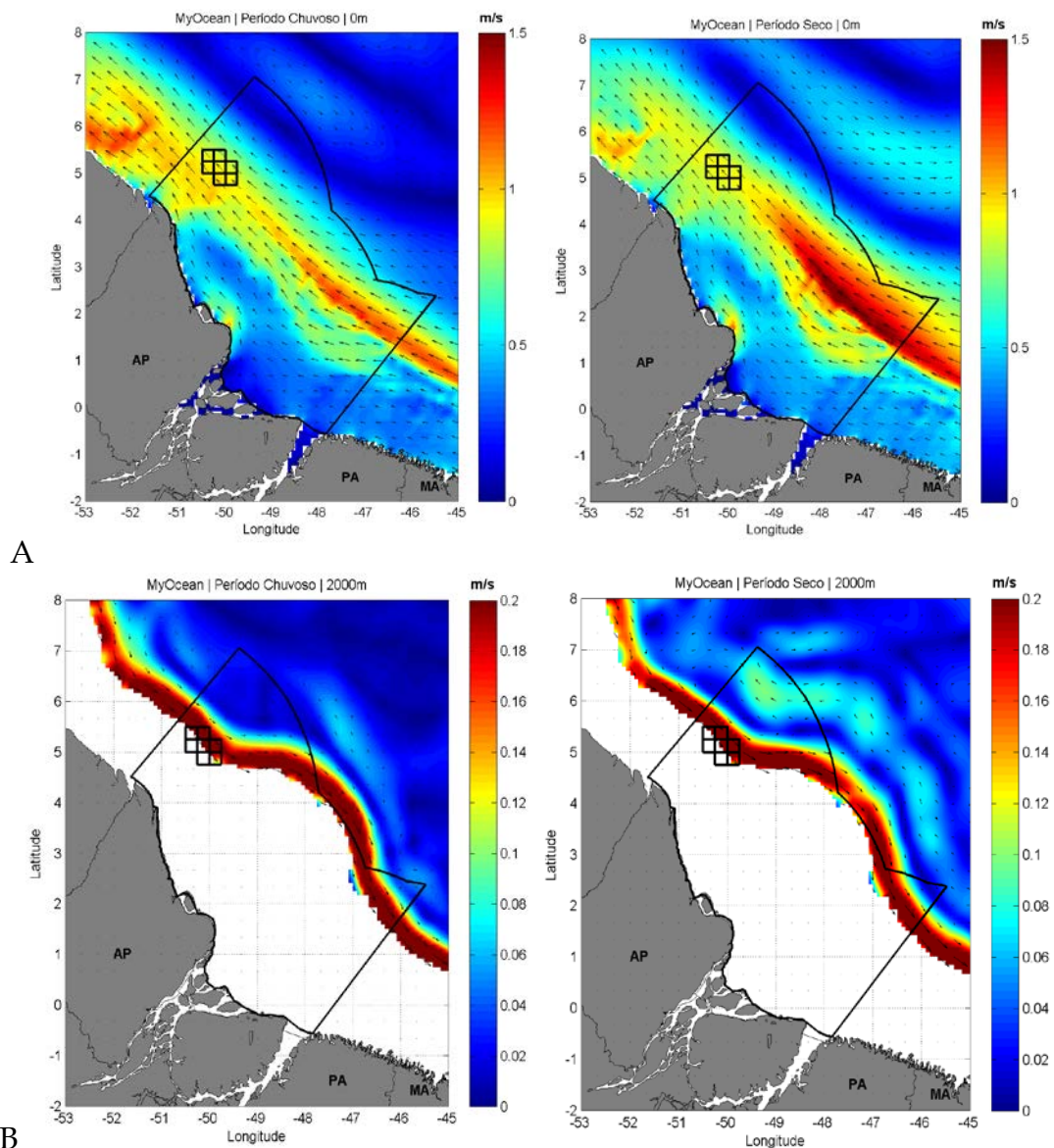


Figura II.4.1-17 Campo médio sazonal das correntes em A) 0 m e em B) 2000 m de profundidade, para o período chuvoso e seco. Fonte: AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015.

II.4.1.1.2.4 Ondas

Na região costeira do Amapá, o regime de ondas superficiais é intensamente ativo na foz do rio Amazonas, bem como na plataforma interna adjacente. As ondas são geradas pelos ventos alísios de nordeste sobre as águas superficiais. Estas são moderadas, com amplitude média entre 1 e 2 m, podendo alcançar 3 m e velocidades próximas a 30 cm/s. Já no setor costeiro oceânico do Amapá, as ondas de leste promovem uma deriva litorânea com transporte preferencial para noroeste, conforme indicam os pontais lamosos que crescem em direção a Guiana Francesa (NITTROUER *et al.*, 1986; CACHIONE *et al.*, 1995).

Ondas originadas por ventos de tempestade de inverno no Atlântico Norte, que ocorrem principalmente entre os meses de dezembro e março, também podem atingir a área de estudo, na forma de *swell*. Na região Norte do Brasil, de Natal, no Rio Grande do Norte até o Amapá, as ondas incidentes são formadas pelos alísios, e apresentam altura próxima de 1-1,5 m em mar aberto e, eventualmente, chegam ondas com período de 15-20 s, provenientes das tempestades formadas no extremo norte do Atlântico (INOCENTINNI *et al.*, 2001).

Como os dados de onda disponíveis na área de estudo são restritos e pontuais são apresentados dados sazonais gerados através de modelagens (Projeto ERA-Interim/ECMWF - *European Center for Medium-Range Weather Forecast*) (AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015) (ver localização em Figura II.4.1-5).

Os resultados, exibidos na Figura II.4.1-18, mostram que durante o período chuvoso (janeiro a junho), as ondas incidem de nordeste, com altura predominante de 1,5 a 2,5 m/s. Já no período seco (julho a dezembro), há predominância de ondas de nordeste e leste, com alturas menores e apresentando incidência entre 1 a 2 m de altura significativa. Na análise do clima de ondas da região, verificou-se que a classe de altura mais frequente foi de 1 a 2 m, enquanto que o período mais frequente foi de 6 a 9 s. Notou-se, também, a presença de ondulações maiores, ultrapassando 3 m de altura e 14 s de período médio, associadas a situações de *swell*, gerados por tempestades no Atlântico Norte, mais frequentes no período seco (AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015).

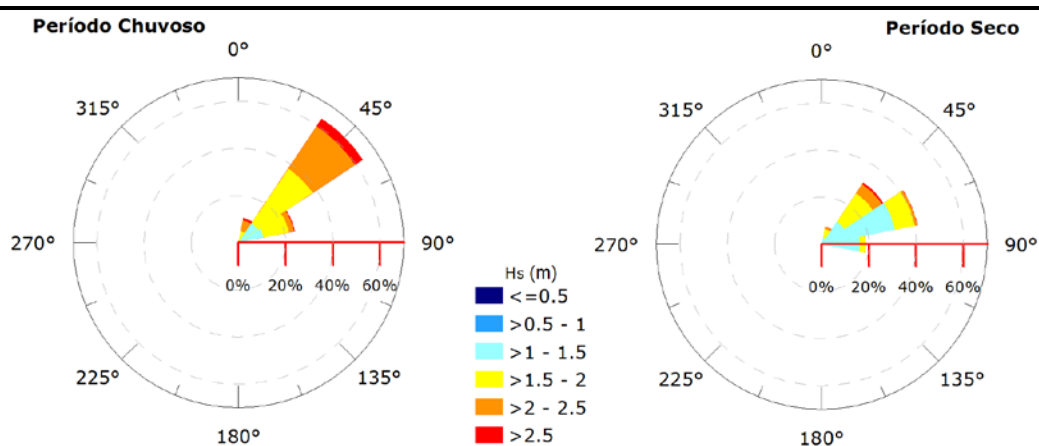


Figura II.4.1-18 Histogramas direcionais sazonais da altura significativa das ondas incidentes no ponto de análise. Fonte: PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP (2015). ECMWF- Resultados a cada 6 horas e abrangência de janeiro de 1979 a dezembro de 2014.

Com o objetivo de estudar a propagação de ondas na planície de maré do rio Amazonas, adjacente à cidade de Macapá/AP, LIMA (2011) foram realizadas medições de ondas durante o período de seca do Rio (dezembro/2006) e período de cheia do Rio (agosto/2007).

Os resultados encontrados evidenciam ondas classificadas como de águas intermediárias, de alta frequência e geradas pelo vento local, com médias de alturas significativas de 0,36 m (2006) e 0,21m (2007), médias de período de pico de 3,1s (2006) e 2,8s (2007). A direção da onda foi predominante sudeste/sudoeste, resultante da reflexão com o muro de contenção na margem do Rio. No canal, a relação com o vento foi mais nítida em 2006 quando os ventos são intensos e constantes na direção E resultando em maiores alturas. De forma geral, na planície, a onda foi atenuada durante o período de maré enchente e aumentada sua altura na maré vazante. Um crescimento notável na altura significativa de onda pode estar associado aos picos de ventos, entretanto, apenas em conjunto com níveis maiores da maré (preamar) (LIMA, 2011).

II.4.1.1.2.5 Marés

A região costeira da área de estudo, próxima a cidade do Amapá/AP, apresenta maré classificada como macromaré semidiurna, podendo chegar a 3,8m de altura, sendo predominantes as componentes M2 (período de 12,4 horas) e S2 (período de 12 horas) (LIMA, 2011). Na penetração da maré em um estuário há interação considerável com a morfologia e com a vazão fluvial implicando em processos sedimentares e flutuações de nível d'água características (WHITEHOUSE *et al.*, 2000; PIATAM OCEANO, 2008; POND; PICKARD, 1989; GODIN, 1999).

Neste ambiente, os efeitos da maré se propagam 800 km à montante do rio Amazonas e a interação com estes diferentes processos gera assimetria, pois há amortecimento de alguns componentes harmônicos e a geração de outros, principalmente os componentes M4 e Msf. Estes harmônicos são responsáveis pelas diferenças no período de enchente e vazante da maré na região estuarina do rio Amazonas (assimetria positiva de níveis), sendo as correntes de vazantes dominantes no canal devido à influência fluvial (GALLO & VINZON, 2005; NITTRouer *et al.*, 1991).

LIMA (2011) reporta que as principais características da propagação da maré no rio Amazonas são:

- a) A maré se comporta de forma dispersiva, ou seja, as componentes de maior frequência se propagam mais rápido e são anteriormente amortecidas do que as de baixa frequência. Podem-se definir três regiões distintas que se movimentam a jusante com o aumento da vazão (GALLO, 2004):
 1. Na foz, onde há predomínio das componentes semidiurnas, principalmente M2 e S2;
 2. Uma zona intermediária, até 300 km à montante, onde surgem componentes de alta frequência (M4) e de longo período (Msf) e

3. Trecho com maior influência do Rio, onde há o predomínio das componentes de longo período (Mm e Msf) uma vez que as outras sofreram amortecimento. Seus valores são comparáveis à M2.
- b) A maior influência da vazão ocorre no período de cheia quando as componentes semidiurnas sofrem um decréscimo e as de alta frequência são quase extintas (GALLO, 2004);
- c) A presença de sedimentos finos em suspensão e em altas concentrações no fundo reduz o atrito, o que resulta num acréscimo nas amplitudes de maré na Plataforma Continental Amazônica conforme confirmam estudos numéricos realizados por GABIOUX (2005).

Também para caracterização da maré na região oceânica da área de estudo, foram utilizadas as constantes harmônicas obtidas da estação maregráfica da Plataforma Penrod (FEMAR) (ver localização na Figura II.4.1-5). As constantes harmônicas dessa estação referem-se à uma série de nível do mar, medido ao longo de 1 mês (11/01/1974 a 11/02/1974) no local. Através da formulação² de POND & PICKARD (1978), os resultados na região oceânica da área de estudo, apresentam marés com amplitudes médias de sizígia de 2,14 m (PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015).

Exemplos dos campos de amplitude e fase da componente M2 (mais significativa na região) estão apresentados na Figura II.4.1-19. A amplitude da componente M2 na costa norte do Brasil apresenta valores máximos na região costeira entre a Baía de São Marcos (MA) e a Foz do Rio Amazonas (EGBERT; EROFEEVA, 2002 *apud*. PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP, 2015).

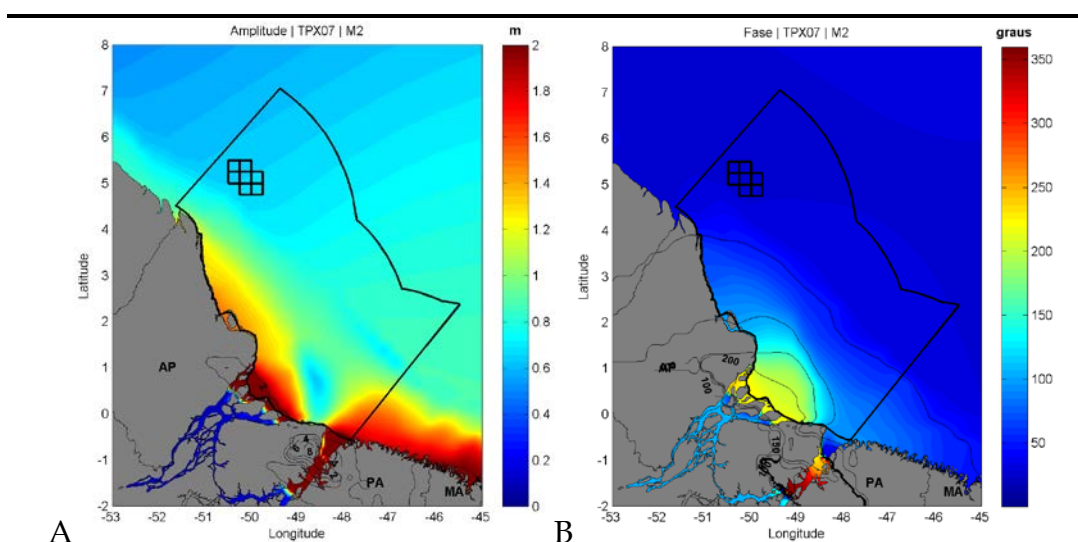


Figura II.4.1-19 A) Amplitude e B) Fase da componente M2 para região. Fonte: TPX07 (EGBERT; EROFEEVA, 2002).

² Pela formulação de Pond & Pickard (1978), a média da amplitude das marés de sizígia será $2(M2+S2)$, onde $M2=85,1$ (lunar principal semi-diurna) e $S2=21,7$ (solar principal semi-diurna).

Na Plataforma Continental do Amazonas, as correntes de maré são dominadas por dois componentes: 1) um fluxo de maré semidiurno, barotrópico, cruzando as isóbatas, e 2) um fluxo de submaré paralela à costa. As correntes de maré semidiurnas mostram uma variação pronunciada de sizígia e quadratura, com uma velocidade máxima na plataforma continental interna alcançando 2 m/s durante a maré de sizígia e 0,7 m/s durante a maré de quadratura. O fluxo de submaré sofre um intenso cisalhamento com as fortes correntes superficiais em direção a noroeste que alcançam velocidade de 1,5 m/s. Ao contrário, o fluxo de submaré de fundo é fraco, com velocidade de 0-0,2 m/s (GEYER *et al.*, 1991).

Na região costeira do Amapá, as correntes de maré ocasionam duas vezes por dia consideráveis modificações no volume de água do estuário e variação no valor superficial da salinidade (BEARDSLEY *et al.*, 1995). Registros na desembocadura do rio Amazonas indicam velocidades superiores a 100 cm/s (CURTIN, 1983). No entanto, ao Norte da região costeira do Amapá, correntes de maré semidiurnas superiores a 35 cm/s (ALLISON *et al.*, 1994) contribuem no deslocamento das suspensões lamosas para o litoral.

Na Plataforma Continental do Amazonas, circulam correntes de maré perpendiculares em direção as isóbatas, durante a vazante e a enchente. A natureza curvilínea das isóbatas condiciona interações diferentes na plataforma continental (GARCIA NETO, 2011). Nas regiões mais rasas a sul a maré se comporta como ondas progressivas, se propagando em direção à foz; ao norte se propagam como ondas estacionárias, apresentando uma amplitude de 5 m, durante a enchente, e decrescem para noroeste, ao longo da costa.

II.4.1.1.2.6 Descarga Fluvial

Complementando os aspectos meteoceanográficos acima abordados, discorreremos genericamente à importância da descarga fluvial do rio Amazonas, como a maior forçante hidráulica e modificadora das feições sedimentares locais (PIATAM OCEANO, 2008; MEADE *et al.*, 1985).

O rio Amazonas se estende por 6.570 km e possui a maior vazão fluvial no mundo (15% de toda a água doce dos oceanos), sendo o terceiro maior transportador de sedimentos em suspensão (~1,2x10⁹ toneladas de sedimentos). GARCIA NETO (2011) reporta que na da PCA (estações P5 a P9 - ver Figura II.4.1.1.2.1-5), há um aprisionamento de sedimentos, chamada de zona de turbidez máxima, resultado de uma circulação do tipo estuarina. Nesta área observa-se uma criticidade em relação à segurança da navegabilidade, pois é propensa na maior parte do tempo profundidades em torno de 10 m, a presença de camadas de **lama fluida** com até 5 m de espessura (Figura II.4.1-20).

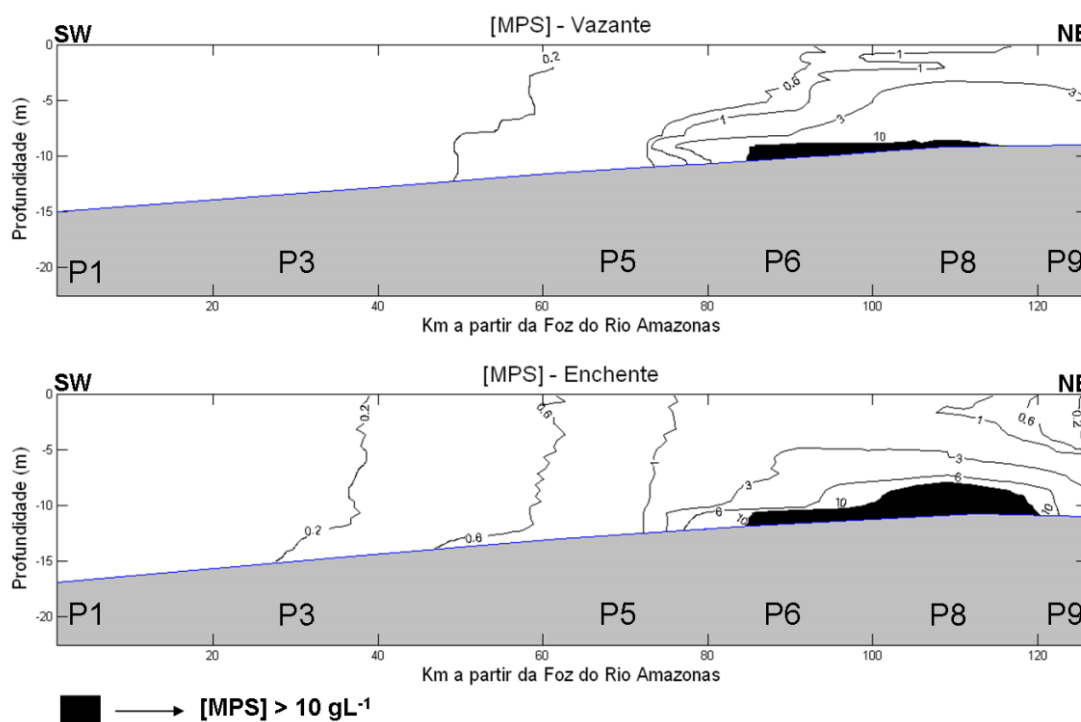


Figura II.4.1-20 Concentração de MPS em dois momentos distintos: estufa de maré vazante (painel superior) e estufa de maré enchente (painel inferior). O eixo x mostra a distância desde a foz do rio até o último ponto de medição (estação P9) em km. Fonte: GARCIA NETO (2011).

A sazonalidade deste corpo hídrico gera uma flutuação na vazão fluvial³, resultando em máximas em maio\junho, na ordem de $270 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ e mínimas em outubro\novembro, de aproximadamente $60 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ (LIMA, 2011).

O rio Amazonas possui uma descarga hídrica de $5.7 \times 10^{12} \text{ m}^3/\text{ano}$ (OLTMAN, 1968), que representa o maior fluxo do mundo (0.2 Sv) (MASSON & DELECLUSE, 2001). Tal descarga é responsável pela diminuição da Salinidade Superficial do Mar (SSM) no Oceano Atlântico Tropical. De acordo com NITTROUER *et al.* (1995), durante a descarga de água do rio Amazonas para o Oceano Atlântico, observa-se uma variação sazonal alcançando um máximo em maio e um mínimo em novembro.

A descarga média do rio Amazonas no Oceano Atlântico é de $180.000 \text{ m}^3/\text{s}$ (OLTMAN, 1968), o que corresponde a 16% da descarga total de água doce nos oceanos do mundo. Entretanto, a descarga hídrica máxima e mínima alcança respectivamente $220.000 \text{ m}^3/\text{s}$ em maio e $100.000 \text{ m}^3/\text{s}$ em novembro (RICHEY *et al.*, 1986). O rio Amazonas deságua ao nível do Equador através de dois canais com menos de 15 m de profundidade, Norte e Sul (GEYER *et al.*, 1996). Segundo estes autores, 65% do fluxo passa através do Canal do Norte, cuja descarga máxima pode alcançar $160.000 \text{ m}^3/\text{s}$.

³ Medidas obtidas na cidade de Óbidos, PA (localizada na margem esquerda do rio, a 1.100 km da capital Belém e a 800 km da foz do rio).

II.4.1.2 Referências Bibliográficas

- AECOM-PROOCEANO/TOTAL-QGEP-BP 2015. Estudo Ambiental de Caráter Regional da Bacia da Foz do Amazonas. Disponível em: http://licenciamento.ibama.gov.br/Petroleo/Estudo_Ambiental_de_Carater_Regional_Bacia_Foz_do_Amazonas_BP_QG_Total/II.6_Diagnostico%20Ambiental/II.6.1_Meio%20Fisico/. Acessado em 2016.
- ALLISON, M.A.; NITTROUER, C.A.; KINEKE, G.C. & STERNBERG, R.W. 1994. Use of an Instrumented Tripod system to examine sediment dynamics and fine-scale strata formaton in muddy surfzone and nearshore environments. **Journal of Coastal Research**, 10: 48-498.
- BEARDSLEY, R.C.; CANDELA, J.; LIMBURNER, R.; GEYER, W.R.; LENTZ, S.J.; CASTRO, B.M.; CACCHIONE, D. & CARNEIRO, N. 1995. The M2 tide on the Amazon shelf. **Journal of Geophysical Research**, 100: 2283-2319.
- BOURLÈS, B.; MOLINARI R.L.; JOHNS, E.; WILSON, W.D; LEAMAN, K.D. 1999. Upper layer currents in the western tropical north Atlantic (1989-1991). **J. Geophys. Res.**, 104: 1361-1375.
- CACHIONE, D.A.; DRAKE, D.E.; KAYEN, R.W.; STERNBERG, R.W.; KINEKE, G.C. & TAYLE, G.B. 1995. Measurements in the Bottom boundary layer on the Amazon subaqueous delta. **Marine Geology**, 125: 235-239.
- CURTIN, T.B. 1983. The Amazon Plume Region: Physical observations and dynamics. **EOS (American Geophysical Union Transactions)**, V. 64: p 1026.
- FIELD, A. North Brazil Current rings viewed by TRMM Microwave Imager SST and the influence on the Amazon Plume. **Deep Sea Research I**, v.52, p.137-160, 2005.
- FONTES, C.R.F. Estudo numérico da circulação na Plataforma Continental Amazônica. **Tese de Doutorado**. Universidade Federal de São Paulo, São Paulo, 2000.
- GABIOUX, M. 2005. Tidal Propagation over fluid mud layers on the Amazon shelf. **Continental Shelf Research**, v.25, pp.113-125.
- GALLO, M. N.; VINZON, S. B. 2005. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. **Ocean Dynamics**, v.55 (5-6), pp.441-448.
- GARCIA NETO, E. V. 2011. Observação do transporte de sedimentos em suspensão ao longo do Canal Norte do rio Amazonas durante condições de baixa descarga (outubro 2008). **Dissertação** (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Oceanografia.

- 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.; BEARDSLEY, R.C.; CANDELA, J.; CASTRO, B.M.; LEHECKIS, R.V.; LENTZ, S.J.; LIMEBURNER, R., MIRANDA, L.B. & TROWBRIDG, J.H. 1991. The physical oceanographic of the Amazon outflow. **Oceanography**, 4: 8-14.
- GEYER, W.R.; BEARDSLEY, R.C.; LENTZ, S.J; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; JHONS, W.E.; CASTRO, B.M. & SOARES, I.D. 1996. Physical oceanographic of the Amazon shelf. **Continental Shelf Research**, 16(5/6): 575- 616.
- GODIN, G. 1999. The Propagation of tides up Rivers with special considerations on the Upper Saint Lawrence River. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**. v.48, pp.307-324.
- INNOCENTINI, V., S. C. S. CUNHA PRADO, C. S. PEREIRA, F. O. ARANTES, e I. N. BRANDÃO, 2001: Ocorrência de Vagas no Arquipélago de São Pedro e São Paulo: Caso de 24 de Outubro de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, n.2, p. 177-186.
- JOHNS, W.E.; BEARDSLEY, R.C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; CASTRO, B.M. 1998. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. **J. Phys. Oceanogr.**, 28: 103-128.
- LIMA, B. C. R. 2011. Estudo da propagação de ondas na planície de maré do Rio Amazonas, Macapá – AP. Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Oceânica. XIII, 96 p.: il.; 29,7 cm.
- MASSON, S., AND P. DELECLUSE. 2001. Influence of the Amazon river runoff on the tropical Atlantic, **Phys. Chem. Earth B**, 26, 137 – 142, 2001
- MENEZES, V. V., 1999. Relação entre processos físicos e a cor do Oceano Atlântico Tropical. **Dissertação de Mestrado**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- NITTROUER, C. DEMASTER, D., FIGUEIREDO, A.G., RINE, J.M. 2010. AmasSedS: Na Interdisciplinary Investigation of a Complex coastal **Environment**. **Oceanography**.
- NITTROUER, C.A.; KUEHL, S.A.; STERNBERG, R.W.; FIGUEIREDO Jr., A.G. & FARIA Jr., L.E.C. 1995a. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. **Marine Geology**, 125 (3/4): 177-192.

- NITTROUER, C.A; CURTIN, T.B. & DeMASTER, D. J. 1986. Concentration and flux of suspended sediment on the Amazon continental shelf. **Continental Shelf Research**, 6 (1-2), 151-174.
- OLTMAN, R.E. 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. **U.S. Geol. Surv. Circ.**, 552, Washington, DC: 16p.
- PIATAM OCEANO. 2008. Processos físicos na plataforma continental amazônica. Rio de Janeiro.
- PICKARD, G. L., EMERY, W. J. (1982). Descriptive physical oceanography. 4th (SI) **Enlarged edition. Pergamon Press**, Oxford.
- POND, S. & G.L. PICKARD, 1978. Introductory Dynamical Oceanography. **Pergamon Press, Oxford**. 329p
- POND, S.; PICKARD, G.L. 1989. Introductory Dynamical Oceanography. 2 ed. England: **Butterworth-Heinemann**.321p.,1989.
- RICHARDSON, P.L.; HUFFORD, G.; LIMEBURNER, R.; BROWN, W. 1994. North Brazil Current retroflection eddies. **J. Geophys. Res.**, 99(3): 5081-5093.
- RICHEY, J.E.; MEADE, R.H.; SALATI, E.; DEVOL, C.A.H.; NORDIN, C.F. & SANTOS, U. 1986. Water discharge and suspended sediment concentration in the Amazon River, 1982-1984. **Water Resources Research**, 22: 756- 764.
- SCHOTT, F.A.; FISCHER, J.; STRAMMA, L. 1998. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. **J. Phys. Oceanogr.**, 28: 1904-1928.
- SILVA, A.C.; ARAUJO, M. and BOURLES, B. 2005. Variação sazonal da estrutura de massas de água na plataforma continental do Amazonas e área oceânica adjacente. **Rev. Bras. Geof.** vol.23, n.2, pp.145-157.
- SILVA, A.C.; ARAÚJO, M.; BOURLÈS, B. 2010. Seasonal variability of the Amazon River plume during REVIZEE Program. **Tropical Oceanography**, 1: 1-22.
- SILVA, A.C; SANTOS, M.L.S.; ARAUJO, M.C. and BOURLES, B. 2009. Observações hidrológicas e resultados de modelagem no espalhamento sazonal e espacial da pluma de água Amazônica. **Acta Amaz.** 2009, vol.39, n.2, pp.361-369.
- SILVA, L.C.F., C.A.F. ALBUQUERQUE, W.W. CAVALHEIRO, C.M.P. HANSEN, 1982: Gabarito tentativo para as massas de água da costa sudeste brasileira. **Separata dos Anais Hidrográficos - Tomo XLI**. 30p.

STRAMMA L & SCHOTT F. 1999. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. **Deep-Sea Res.**, Part II, 46: 279-303.

STRAMMA L. 1991. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic, **J. Mar. Res.**, 49(2): 281-294.

WHITEHOUSE, R. J. S., BASSOULLET, P., DYER, K. R., MITCHENER, H. J., ROBERTS, W. & WALLIN H. R. 2000. The influence of bedforms on flow and sediment transport over intertidal mudflats. **Continental Shelf Research**. v.20, pp.1099-1124.

WOA13 (World Ocean Atlas 13). Disponível em <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/>. Acessado em 2016.