

Capítulo 6

Processos costeiros e de plataforma

Autores do Capítulo

Laboratório de Pesquisa em Monitoramento Ambiental Marinho - UFPA

Prof. Dr. Marcelo Rollnic

Me. Yuri Onça Prestes

Me. Maurício da Silva da Costa

Dr. Iranilson Oliveira Silva

Me. Leandro de Souza Santana

Me. Adriel Guimarães Carneiro

Ma. Ângela Carolina Cidon Mascarenhas

Laboratório de Métodos Computacionais em Engenharia - UFRJ

Dra. Raquel Toste Ferreira dos Santos

Dra. Carina Stefoni Böck

Prof. Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad

Prof. Dr. Luiz Landau

Coordenação Adjunta

Dra. Thaís Angélica da Costa Borba – LAPMAR/UFPA

Dra. Carina Stefoni Böck – LAMCE/UFRJ

Coordenação Científica do Projeto Costa Norte

Profa. Dra. Carla Bernadete Madureira Cruz

Prof. Dr. Filipe de Oliveira Chaves - NEGEMC/UERJ

Dr. Júlio Augusto de Castro Pellegrini – PROOCEANO

Prof. Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad – LAMCE/UFRJ

Prof. Dr. Marcelo Rollnic – LAPMAR/UFPA

Prof. Dr. Mário Luiz Gomes Soares - NEGEMC/UERJ

Coordenação Geral do Projeto

Ma. Maria Eduarda Pessoa - ENAUTA

Dr. Júlio Augusto de Castro Pellegrini - PROOCEANO

Bela. Anne Goni Guedes - ENAUTA

Bela. Dyellen Soares Queiroz – ENAUTA

Coordenação de Comunicação do Projeto

Frederico Luna Rinaldi - PROOCEANO

Rebeca Kiperman – ENAUTA

Citação Sugerida

ROLLNIC, M., PRESTES, Y.O., COSTA, M.S., SILVA, I.O., SANTANA, L.S., CARNEIRO, A. G., MASCARENHAS, A.C.C., SANTOS, R.T.F., BÖCK, C.S., ASSAD, L.P.F. LANDAU, L. “Processos Costeiros e de Plataforma”, Capítulo 6. Em: Projeto Costa Norte – Desenvolvimento de Metodologias para o entendimento de processos costeiros e estuarinos e da vulnerabilidade de florestas de mangue na Margem Equatorial Brasileira. v.2. Rio de Janeiro (BR), 2020.

Sumário

6.	PROCESSOS COSTEIROS E DE PLATAFORMA	561
6.1.	Objetivos Específicos	561
6.2.	Intrusão salina	561
6.3.	Dispersão da Zona Máxima de Turbidez	567
6.4.	Pororoca	569
6.5.	Transporte para Leste	573
6.6.	Processos de Meso Escala	581
6.7.	Referências	595

Índice de Figuras

Figura 6-1: Esquema da intrusão salina (setas em vermelho) na costa Amazônica: rios Turiaçu, Mojuim, Pará e rio Sucuriju.	563
Figura 6-2: Limites da intrusão salina e nível médio da coluna d'água no estuário do rio Turiaçu. Os limites trimestrais da excursão da maré salina na região durante o ciclo de maré de sizígia e de quadratura é representado pelas bolas (salinidade) e quadrados (nível). A legenda da figura representa as campanhas de coletas: chuvoso (C), transicional (T) e seco (S).....	564
Figura 6-3: Variação espacial e temporal da salinidade ao longo do eixo longitudinal do estuário do rio Mojuim. Fonte: Valentim (2017).	565
Figura 6-4: Variação espacial e temporal da salinidade na coluna d'água ao longo do eixo longitudinal do rio Mocajuba no período seco e no chuvoso.....	566
Figura 6-5: Intrusão salina no rio Paracauari nos diferentes períodos climáticos. Adaptado de MONTEIRO (2009).....	567
Figura 6-6: Modelo de formação de lama fluida para o Baixo Estuário do rio Turiaçu em período de alta e baixa descarga, adaptado de KINEKE <i>et al.</i> (1996) E ALLEN <i>et al.</i> (1980).	568
Figura 6-7: Fluxo de sedimento no período de alta e baixa descarga do rio Turiaçu e deslocamento da ZMT entre o Baixo e Médio Estuário.	569
Figura 6-8: Velocidades de salto hidráulico instantâneo da superfície livre em: a) período chuvoso de menor amplitude; b) período chuvoso de maior amplitude e; c) período seco. O eixo das abcissas indica o tempo, em dias, e o eixo das ordenadas representa os valores de nível (acima) e velocidades (abaixo).	572
Figura 6-9: Ilustração da A) Trajetória e dos componentes de velocidade u de derivadores do tipo B) NOMAD e C) CODE; lançados nos pontos DF1, DF2 e DF3 na 1ª campanha.	574
Figura 6-10: Espectro rotacional com as componentes horária e anti-horária, trajetória e série temporal das componentes de velocidade u e v de um derivador do tipo NOMAD, lançado no ponto DF4 na 11ª campanha.....	574
Figura 6-11: Ilustração da A) Trajetória, B) componentes de velocidade u e v do vento proveniente do ERA5 e C) componentes de velocidade u e v de um derivador do tipo NOMAD lançado no ponto DF4 na 1ª campanha, em 15 de fevereiro de 2018, na qual pode ser observado o transporte para leste e posterior toque na costa Paraense.	575
Figura 6-12: Mapa ilustrativo esquematizando a dispersão para leste da pluma estuarina proveniente dos rios Amazonas e Pará, a partir de dados de salinidade, em diferentes condições de descarga: (a) período seco; (b) transicional; (c) chuvoso – período no qual a pluma atingiu o máximo alcance espacial na plataforma continental interna.	576
Figura 6-13: Localização das seções longitudinais utilizadas para a análise das correntes zonais na superfície calculadas pelo modelo ROMS-G2 apresentado no Capítulo 7.	577
Figura 6-14: Hovmöller da componente zonal da velocidade superficial, em metros por segundo, de abril de 2016 a junho de 2017 em seções longitudinais localizadas em 48° (a), 47° (b) e 46° W (c). Os valores positivos (negativos) indicam o transporte para leste (oeste). As linhas pretas indicam a localização das isóbatas de 20 e 100 m.	578
Figura 6-15: Série temporal da componente zonal da velocidade, em metros por segundo, no Equador, na longitude 46° W com intervalo horário (linha azul) e a série filtrada representando apenas as frequências maiores que 2 dias (linha vermelha).	579

Figura 6-16: Série temporal da componente zonal da velocidade, em metros por segundo, no Equador, nas longitudes 48°, 47° e 46° W com intervalo horário (linha azul) e a série filtrada representando apenas as frequências maiores que 2 dias (linha vermelha), para os meses de fevereiro e março de 2017.	580
Figura 6-17: Trajetórias e velocidade de corrente dos derivadores do tipo SVP lançados no ponto DF3. ..	581
Figura 6-18: Trajetórias e velocidade de corrente de cinco derivadores do tipo SVP e CODE lançados no ponto DF1.....	582
Figura 6-19: Espectro rotacional com as componentes horária e anti-horária da série temporal velocidade e a trajetória de um derivador SVP lançado no ponto DF1.	583
Figura 6-20: Espectro rotacional com as componentes horária e anti-horária da série temporal velocidade e a trajetória de um derivador NOMAD lançado no ponto DF5.	584
Figura 6-21: Trajetórias e velocidade de corrente dos derivadores do tipo NOMAD, CODE e SVP lançados no ponto DF1 e DF5.....	585
Figura 6-22: Série temporal das componentes de velocidade u e v , sendo dois NOMAD do ponto DF5, um CODE e um SVP do ponto DF1. Os retângulos transparentes com borda preta representam períodos de ocorrência dos rings.	586
Figura 6-23: Trajetória e intensidade de velocidade de um derivador SVP lançado na primeira campanha do PCN em fevereiro de 2018. A última transmissão é referente a outubro de 2019.....	587
Figura 6-24: Trajetória e intensidade de velocidade de um derivador SVP lançado na primeira campanha do PCN em fevereiro de 2018. A última transmissão é referente a outubro de 2019. Destaque para a ocorrência do Furacão Florence na primeira quinzena de setembro de 2018.	587
Figura 6-25: Mapas em caixa com vetores de velocidade dos três tipos de derivadores. A) NOMAD, B) CODE e C) SVP.	588
Figura 6-26: Espectro rotacional com as componentes horária e anti-horária da série temporal velocidade e a trajetória de um derivador CODE lançado no ponto DF1.	590
Figura 6-27: Série temporal das componentes de velocidade u e v de um derivador do tipo CODE, lançado no ponto DF1 na 11ª campanha.....	591
Figura 6-28: Mapa das trajetórias de cinco derivadores NOMAD (em azul) e três CODE (vermelho) lançados nos pontos DF1, DF2, DF3, DF4 e DF5 durante a última campanha, fevereiro de 2019. Os pontos de lançamento são representados por círculos amarelos.	591
Figura 6-29: Componente de velocidade zonal e trajetória de um derivador do tipo NOMAD lançado em setembro de 2018, sétima campanha.	592
Figura 6-30: Componente de velocidade zonal e trajetória de um derivador do tipo NOMAD em junho de 2018, quarta campanha.	592
Figura 6-31: Espectro rotacional com as componentes horária e anti-horária das séries temporais de velocidade dos derivadores NOMAD lançados no ponto DF4.	593

6. PROCESSOS COSTEIROS E DE PLATAFORMA

A diversidade de ambientes que compõe a margem equatorial brasileira torna o estudo dos processos físicos que nela ocorrem bastante complexo, principalmente quando analisados de forma independente dos demais. De acordo com Vilas Boas (1990), as variáveis inerentes a ambientes costeiros se alteram desde a área oceânica até o estuário superior dentro dos continentes.

Essas variáveis frente a dinâmica que ocorre na costa norte brasileira possuem gradientes intensificados e/ou comportamento atípico comparado a demais regiões devido a presença de macromaré, alta descarga fluvial, ocorrência da ZCIT, baixa latitude (Coriolis) e etc. Essa condição associada a dinâmica da Corrente Norte do Brasil produz processos de meso e macroescala pouco estudados ou mesmo desconhecidos visto as dimensões da margem equatorial brasileira.

O projeto Costa Norte, visando preencher as lacunas no conhecimento dos processos que ocorrem nesse ambiente, propõe uma ampla descrição dos mesmos baseado em extenso levantamento bibliográfico (Capítulo 2), e em coleta de dados com detalhamento temporal e espacial (Capítulo 4), esta última gerando uma densidade de dados incomum dentre os estudos já realizados na região.

Visto a densidade de informação gerada e sua abordagem multi-escalar e interdisciplinar, o projeto Costa Norte aprofunda o entendimento dos processos que ocorrem na margem equatorial brasileira contribuindo de forma substancial com a comunidade técnico-científica, o que conseqüentemente permite a elaboração de planos de monitoramento e gestão da costa amazônica.

6.1. Objetivos Específicos

Os objetivos relacionados a este capítulo se referem a descrição e análise de processos observados na Costa Norte Brasileira a partir dos resultados obtidos durante a execução do projeto Costa Norte.

As descrições e análises dos processos se debruçam sobre os diversos ambientes geomorfológicos da margem equatorial seja em diferentes escalas de tempo e espaço, como, por exemplo, a intrusão salina tocante a estuários e a processos de meso-escala referente a plataforma continental.

6.2. Intrusão salina

Uma das principais características dos ambientes estuarinos é a presença de um gradiente longitudinal de salinidade que resulta da mistura entre água do mar e águas continentais (Melo *et al.*, 2014). De forma geral, a variação da salinidade longitudinal e a distância da intrusão salina em um sistema são controlados por mecanismos naturais (mudança de nível do mar, características geomorfológicas etc.). Entretanto, duas forçantes exercem papel fundamental no processo de intrusão salina em um estuário: descarga fluvial e a co-oscilação da maré.

O fenômeno de intrusão da maré salina ocorre quando a descarga fluvial, que é injetada em um estuário por um rio, tende a lançar-se no oceano escoando sobre uma camada inferior de água salgada que se movimenta preferencialmente do oceano para o interior do rio. A co-oscilação da maré, por sua vez, gera o transporte estuário acima e a mistura entre as massas d'água. As características da maré também vão

influenciar a distância a ser alcançada pela salinidade em um estuário e, dada a magnitude dimensional da região equatorial, essa distância possui significativas variações nos principais estuários.

A Figura 6-1 ilustra um esquema do limite da intrusão salina na costa amazônica, considerando as características de maré de cada estuário analisado.

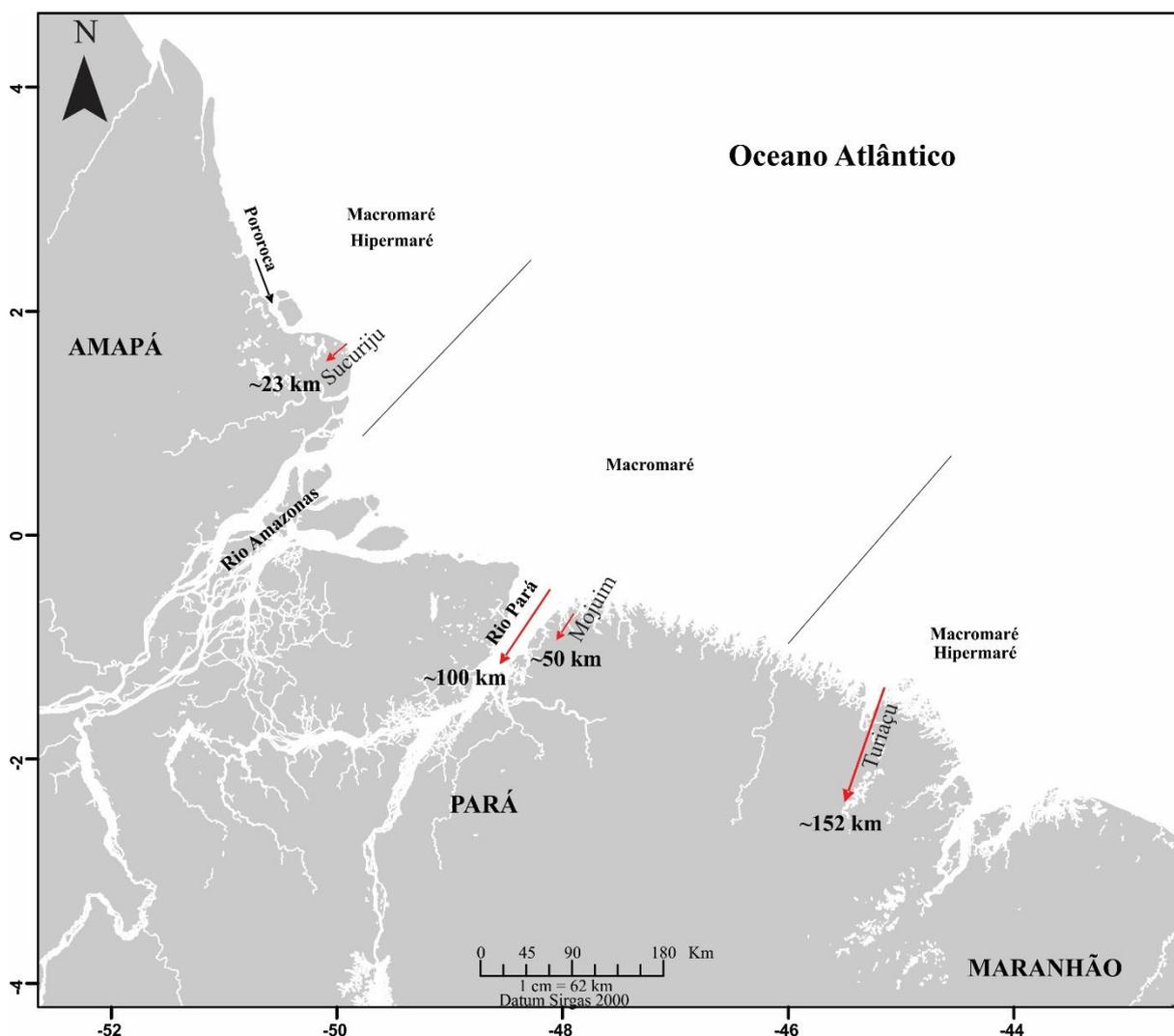


Figura 6-1: Esquema da intrusão salina (setas em vermelho) na costa Amazônica: rios Turiaçu, Mojuim, Pará e rio Sucuriçu.

O esquema ilustrado acima mostra a diferença significativa de penetração salina entre o estuário da costa amapaense, do rio Sucuriçu (23 km), e o rio Turiaçu (152 km), no Maranhão, mesmo ambos sendo caracterizados por uma alta hidrodinâmica de hipermaré. A localização do rio Amazonas pode ser a principal resposta para esta diferença, pois a magnitude de sua vazão dilui significativamente a água salina que é injetada no rio Sucuriçu, resultando em um menor alcance longitudinal de águas salinas neste estuário.

As análises realizadas no rio Sucuriçu mostram que há presença de águas salinas em ambos os períodos sazonais, mesmo que em diferentes concentrações – o período de menor descarga fluvial registra os maiores valores de salinidade no interior do estuário. Isto indica a maré como a principal forçante nesse processo no estuário, corroborado pelos maiores valores registrados em maré de sizígia. No ponto amostral mais à montante do rio, a variação da salinidade é nula em maré de quadratura. As forçantes de maré e descarga fluvial possibilitam um alcance da salinidade superior a 20 km à montante do rio.

No estuário do rio Turiaçu, dada sua hidrodinâmica, os parâmetros possuem significativa variação espacial e temporal ao longo de seu curso. O limite da intrusão salina registra os maiores alcances em maré de sizígia, no período de baixa descarga, com aproximadamente 152 km à montante da foz. Em condições de

alta descarga fluvial, a penetração da maré salina é inferior à 85 km no Médio Estuário, em quadratura e de sizígia (Figura 6-2).

A concentração de MPS é mais complexa quando comparada à salinidade, isto devido ao ciclo sedimentar contínuo de erosão, transporte, deposição e consolidação (NICHOLS e BIGGS, 1985; WRIGHT e NITTROUER, 1995). Já a salinidade, por se tratar de uma propriedade conservativa, possui variação sazonal mais evidente.

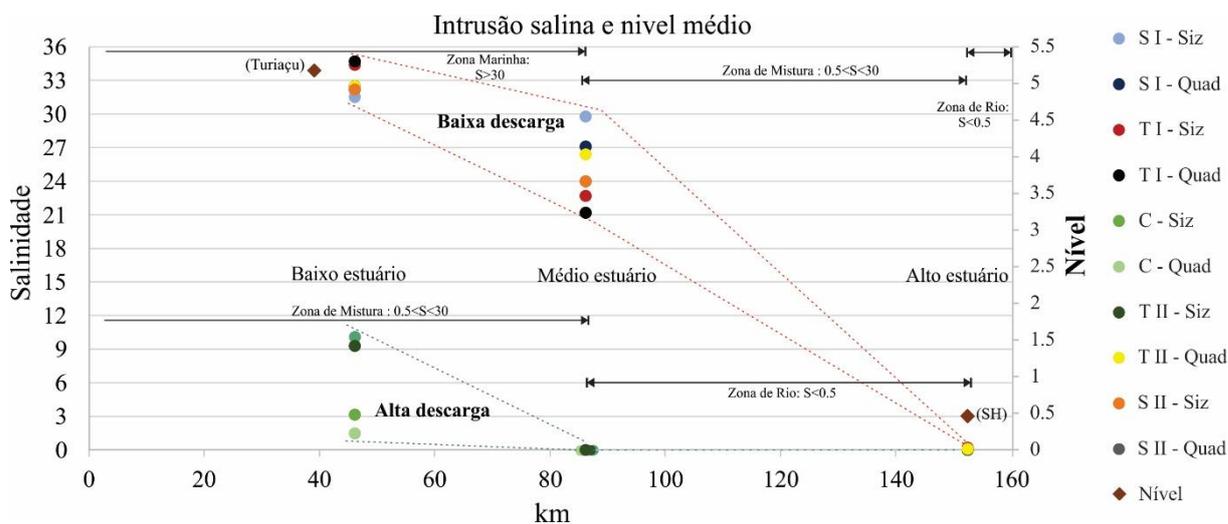


Figura 6-2: Limites da intrusão salina e nível médio da coluna d'água no estuário do rio Turiaçu. Os limites trimestrais da excursão da maré salina na região durante o ciclo de maré de sizígia e de quadratura é representado pelas bolas (salinidade) e quadrados (nível). A legenda da figura representa as campanhas de coletas: chuvoso (C), transicional (T) e seco (S).

Presente também no sistema estuarino de mesomaré dos rios Mojuim e Mocajuba, o processo de intrusão salina teve a primeira tentativa de estimativa no trabalho conduzido por PROST *et al.* (2001), no rio Mojuim, onde estabeleceu um alcance que obedece às variações sazonais da região: aproximadamente 18 km no período chuvoso (alta descarga fluvial) e 35 km no período seco (baixa descarga).

Posteriormente, VALENTIM (2017) também visou identificar os limites de propagação da maré salina dentro do rio Mojuim, registrando um alcance de 30 km no período chuvoso. Durante o período seco, a autora identificou na foz a presença de águas oligohalinas que penetram o estuário conforme o período se intensifica, atingindo aproximadamente 48 km à montante (Figura 6-3).

O rio Mocajuba, assim como o Mojuim, apresenta variação sazonal na intrusão salina, sendo o período seco o de maior alcance com 32 km e sem a presença de águas classificadas como água doce em toda a extensão do perfil longitudinal (Figura 6-4).

A salinidade no sistema estuarino Mojuim-Mocajuba apresentou um padrão típico de estuários amazônicos dominados por marés, com gradiente decrescente da foz em direção a montante.

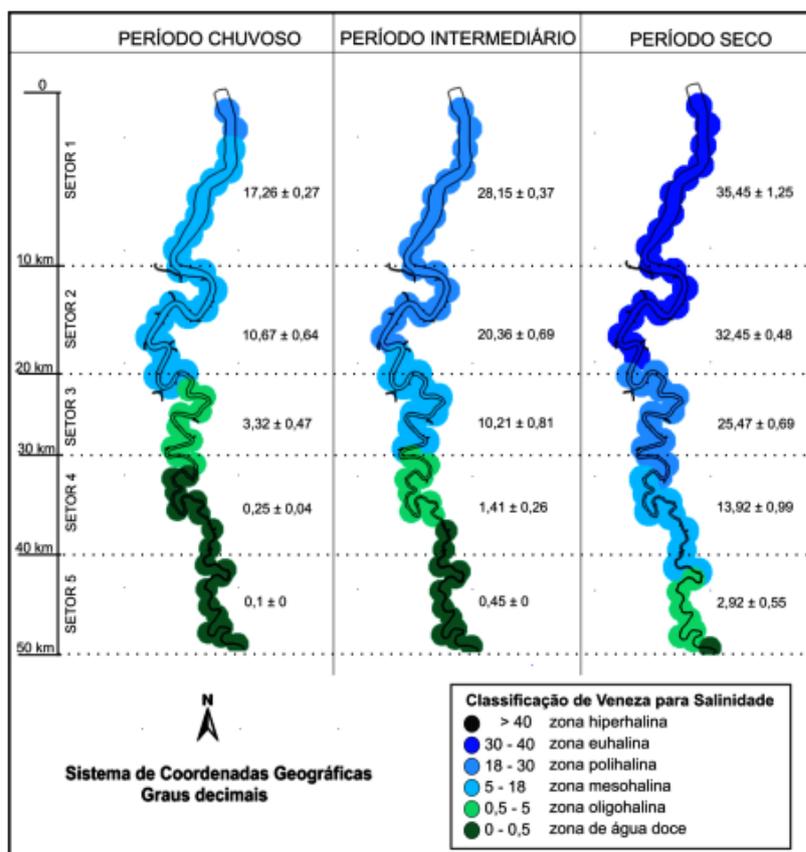


Figura 6-3: Variação espacial e temporal da salinidade ao longo do eixo longitudinal do estuário do rio Mojuim. Fonte: Valentim (2017).

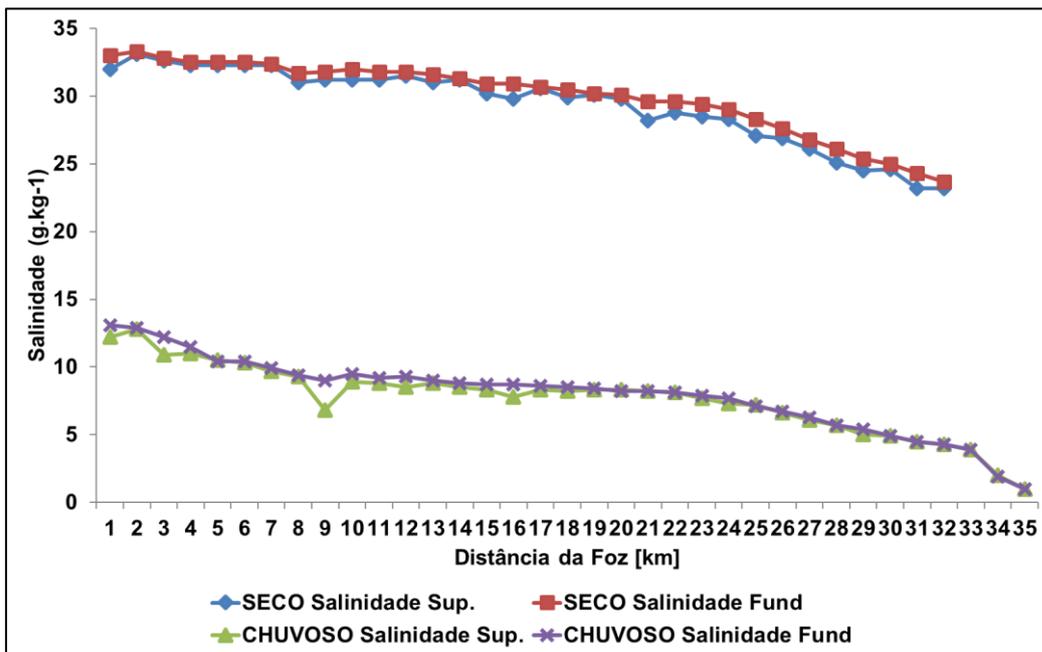


Figura 6-4: Variação espacial e temporal da salinidade na coluna d'água ao longo do eixo longitudinal do rio Mocajuba no período seco e no chuvoso.

Através do modelo aplicado por Rosário *et al.* (2016), verificou-se o processo de intrusão salina no estuário do rio Pará em diferentes condições de descarga fluvial, identificando um alcance de 70 km em condições de alta e de aproximadamente 100 km em baixa descarga fluvial. Inserido neste sistema estuarino, o rio Paracauari também possui a dinâmica de intrusão salina ditada pela sazonalidade da descarga fluvial como principal forçante de controle deste processo.

No rio Paracauari, o processo de intrusão de água salina se dá por influência de processos advectivos de mistura, não havendo registro de valores significativos ou estratificação vertical de salinidade.

Em condições de alta descarga fluvial (período chuvoso), não há registro de penetração de sal no estuário. No período intermediário, a água salina possui um alcance de aproximadamente 13 km estuário acima. Dependendo fortemente da descarga fluvial, o registro salino atinge o máximo alcance longitudinal durante o período seco da região, com cerca de 40 km à montante (MONTEIRO, 2009) (Figura 6-5).

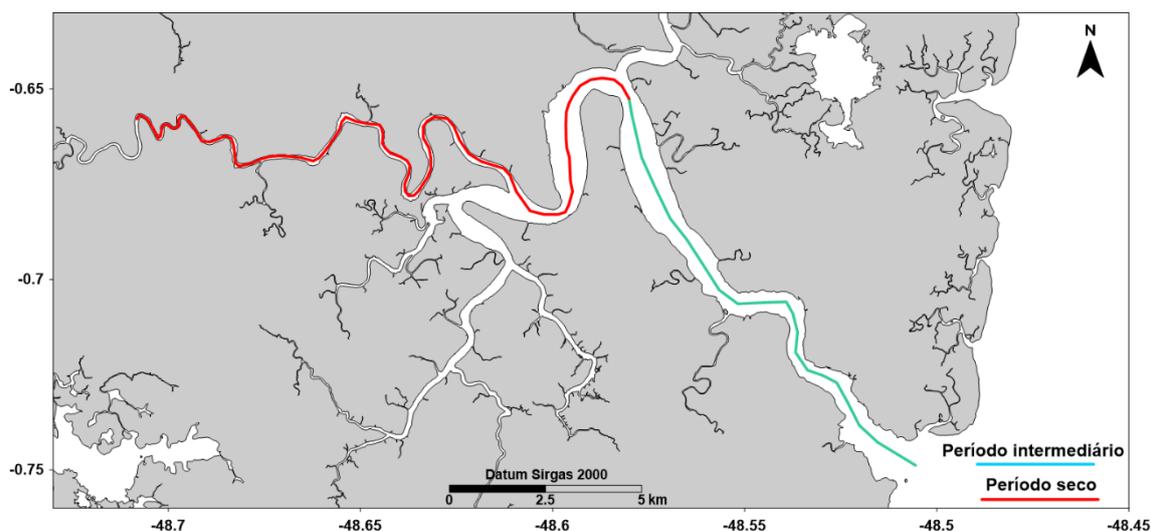


Figura 6-5: Intrusão salina no rio Paracauari nos diferentes períodos climáticos. Adaptado de MONTEIRO (2009).

6.3. Dispersão da Zona Máxima de Turbidez

Além do processo de intrusão salina, a ação das marés, principal forçante hidrodinâmica, também é responsável por outros processos ocorrentes no estuário do rio Turiaçu, bem como a sazonalidade da descarga fluvial.

A elevada concentração de MPS no estuário de Turiaçu é controlada pela disponibilidade e ciclagem sedimentar (erosão, transporte, deposição e consolidação). Isto, junto à elevada hidrodinâmica das marés, faz com que o estuário figure como um sistema propício à formação de lutoclinas (gradiente vertical de concentração de MPS) e/ou camadas de lama fluida, quando a concentração de MPS próximo ao fundo é superior a 10 g.L^{-1} , conforme descrito por DYER (1989).

Essas características resultam na formação da Zona Máxima de Turbidez (ZMT) que, de forma geral, é caracterizada como sendo a região do sistema que registra a maior concentração de sedimentos em suspensão. E, assim como verificado no estuário do rio Turiaçu, o deslocamento dessa zona responde diretamente à sazonalidade da descarga fluvial.

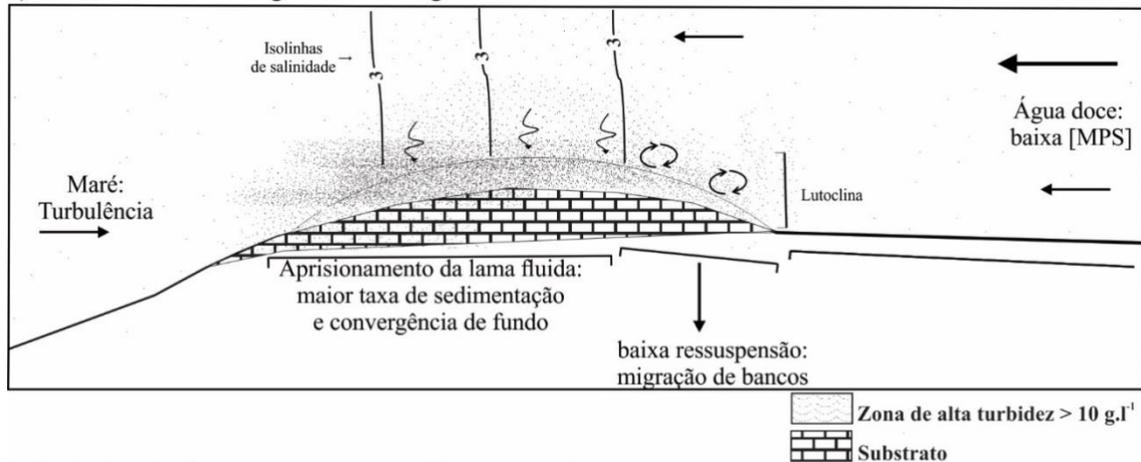
No Estuário do rio Turiaçu (ERT), verificou-se a ZMT em dois períodos: no período de alta descarga, quando a salinidade ($< 10 \text{ g.kg}^{-1}$) seguiu o padrão descrito por DYER (1989); e no período de baixa descarga, quando a salinidade foi $\sim 30 \text{ g.kg}^{-1}$. Estudos pretéritos registraram este processo em outros estuários da zona costeira amazônica, como de GOMES (2015) nos rios Mocajuba, Taperaçu, Caeté, Urumajó, Gurupí e VILELA (2011) no rio Amazonas.

A localização e a concentração da ZMT dependem diretamente da fonte de sedimentos, da velocidade de deposição, correntes de maré e do processo de floculação (ALLEN *et al.*, 1980). Devido sua extensão significativa, alguns processos são restritos à algumas zonas do estuário rio Turiaçu. Durante o período de maior descarga fluvial (fevereiro a setembro), observou-se que a região do Alto Estuário é a zona limite de atuação da maré dinâmica no estuário, relacionado diretamente ao aumento da vazão na região. O bloqueio total da maré foi verificado a partir de vazões de aproximadamente $100 \text{ m}^3.\text{s}$, corroborado pelo fato de o período transicional ainda apresentar inversão de corrente e micro-oscilações.

O modelo de lama fluida proposto por ALLEN *et al.* (1980) e KINEKE *et al.* (1996), é similar ao observado no Baixo estuário do rio Turiaçu. O período de alta descarga fluvial apresenta um baixo grau de turbulência, sendo a taxa de deposição de sedimentos superior à taxa de erosão, fazendo com que a camada de lama fluida não possua condições de manter uma camada espessa de sedimentos em suspensão. Desta forma, a camada de lama fluida é mais estratificada e os processos de convergência resultam no aprisionamento dos sedimentos próximo ao fundo. Por outro lado, o período de baixa descarga apresenta o processo inverso: correntes mais intensas e consequente maior erosão das margens e processo de ressuspensão de sedimentos do substrato, os quais resultam em uma camada de lama fluida difusa e coluna d'água parcialmente homogênea (taxa de sedimentação < taxa de erosão).

A ZMT desloca-se para montante de acordo com a redução da descarga fluvial. No período de baixa descarga, a ZMT é bem desenvolvida e se dispersa até o limite de ação da maré no Alto estuário, ou seja, cada ciclo de maré transporta sedimentos à montante. No período de alta descarga, a ZMT é limitada ao Baixo estuário, dominada pelos processos de densidade (Figura 6-6).

a) Período de alta descarga - coluna d'água estratificada



b) Período de baixa descarga - coluna d'água bem misturada

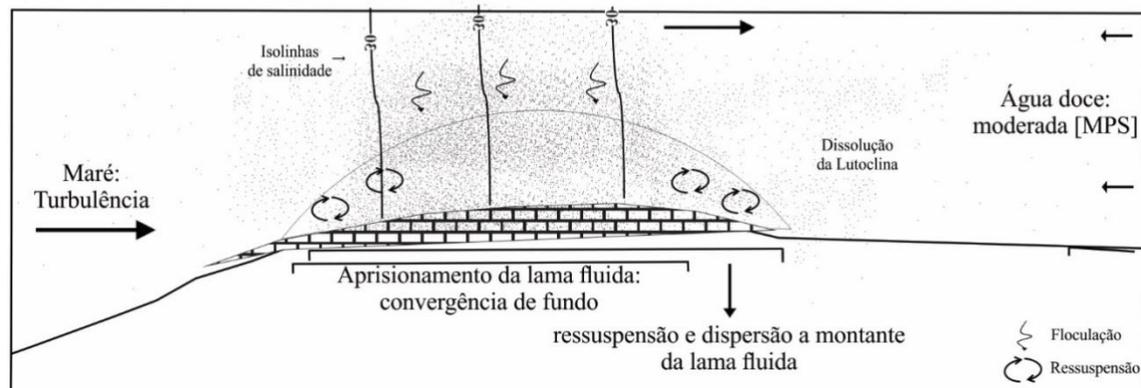


Figura 6-6: Modelo de formação de lama fluida para o Baixo Estuário do rio Turiaçu em período de alta e baixa descarga, adaptado de KINEKE *et al.* (1996) E ALLEN *et al.* (1980).

O deslocamento da ZMT no rio Turiaçu – classificado como um ambiente de hiperturbidez – é influenciado majoritariamente pela descarga fluvial. Considerando a maior concentração de MPS no período de alta descarga, predomínio do processo de ressuspensão de fundo e a relação inversa do nível da coluna d'água e a turbidez no Alto Estuário, pôde-se inferir que a fonte de sedimentos em suspensão é oriunda do retrabalhamento dos depósitos sedimentares no Baixo Estuário pela ação das correntes de maré.

Os processos difusivos são responsáveis pelo transporte de MPS do Baixo ao Alto estuário. As máximas concentrações observadas no Alto Estuário estão relacionadas ao período de baixa descarga fluvial. Sob condições de alta descarga, a forte ação fluvial faz com que o sedimento fique retido no Baixo Estuário; em períodos de baixa descarga fluvial, o transporte de sedimentos à montante (Médio e Alto estuário) são realizados por processos dispersivos. Desta forma, é possível inferir que a fonte total de sedimentos em suspensão no estuário de Turiaçu é oriundo do retrabalhamento dos depósitos no Baixo Estuário através das correntes de maré, corroborado pelo baixo aporte sedimentar do rio Turiaçu à montante evidenciado nos períodos de alta descarga fluvial no Alto Estuário ($< 0,04 \text{ g.L}^{-1}$).

O processo de dispersão da ZMT verificado no estuário de Turiaçu mostrou que a zona está diretamente associada à formação da lutoclina no período de maior descarga fluvial, quando se encontra na região do Baixo Estuário. Já em condições de baixa descarga, quando ocorre a dissolução da lutoclina devido à hidrodinâmica das marés, o deslocamento da ZMT encontra-se à montante do estuário (Figura 6-7).

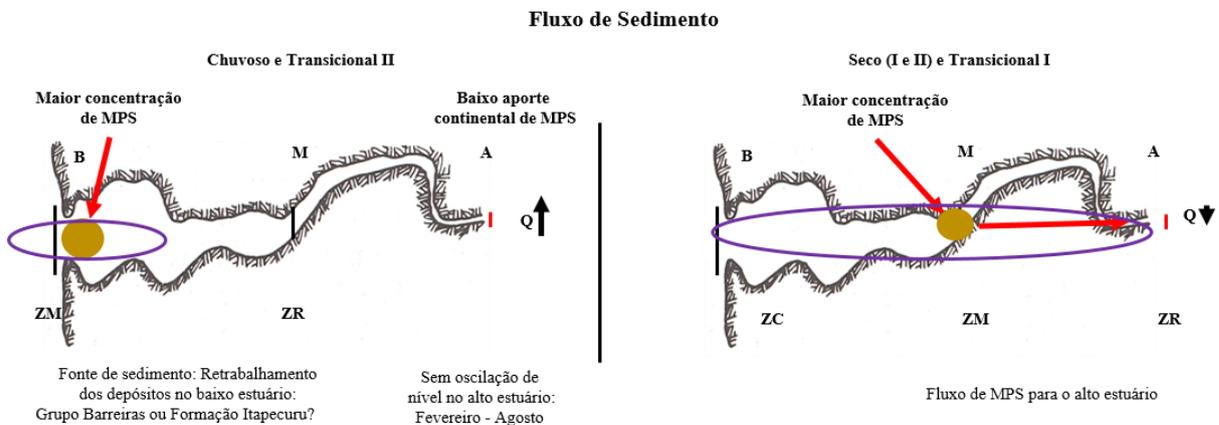


Figura 6-7: Fluxo de sedimento no período de alta e baixa descarga do rio Turiaçu e deslocamento da ZMT entre o Baixo e Médio Estuário.

6.4. Pororoca

Na região costeira amapaense, uma das primeiras observações científicas publicadas sobre a pororoca (*tidal bore*) foi feita em 1981, onde foi observado o potencial destrutivo através dos materiais carregados pela ação da onda (BRANNER, 1984). Nesta linha, medições e análises foram realizadas no rio Sucuriçu no âmbito do Projeto Costa Norte, para documentar o processo da pororoca nesta porção ocidental da zona costeira amazônica.

O fenômeno da pororoca é caracterizado por uma série de ondas que propagam-se no ambiente estuarino em direção à montante em condições de maré enchente. A onda se forma somente em condições de maré de sizígia, quando a altura de maré é igual ou superior a 4-6 m e a maré enchente é confinada pela geometria do ambiente de propagação (CHANSON, 2010; CHANSON *et al.* 2011). Complementar a isso, segundo CHANSON (2010), a Pororoca pode ser considerada como um *positive Surge* associada a descontinuidade da profundidade e do campo de velocidade, e a frente da onda como sendo uma singularidade de fluxo.

A energia liberada no processo é responsável por transportar sedimento, onde o material é ressuspensão e disperso a cada crista-cavado do comprimento de onda. O processo é repetido a cada ondulação e possui

um transporte significativo de sedimentos, depositando em zonas de intermaré a montante (CHANSON, 2001; WOLANSKI *et al.* 2001; WOLANSKI *et al.* 2004). Isto corrobora com os máximos de turbidez observados em condições de maré de sizígia, registrando aumentos bruscos próximos à maré de enchente.

Estudos apontam a pororoca como um fenômeno associado à intensos processos advectivos de mistura, onde CHANSON (2010) identificou um amplo espectro de trajetórias de partículas ligadas a estruturas de vórtices em larga escala, sendo responsável pela mistura vertical da coluna d'água durante a passagem da pororoca, onde uma dispersão longitudinal também foi identificada como responsável por transporte de partículas.

Por definição, um salto hidráulico se dá quando ocorre a transição de um fluxo supercrítico (velocidade de escoamento superior a velocidade de propagação das ondas de superfície) para um fluxo subcrítico (velocidade de escoamento inferior a velocidade de propagação das ondas de superfície). Um salto hidráulico é altamente turbulento, caracterizado por ondas superficiais, alta dissipação de energia e entrada de ar no sistema (CHANSON, 2004; LAMB, 1932). Logo, relacionando à pororoca, quanto maior a intensidade das velocidades de salto hidráulico, maior a capacidade da pororoca de ressuspender e transportar propriedade. O cálculo da velocidade de salto hidráulico instantâneo da superfície livre foi adaptado de LAMB (1932) e SIMPSON *et al.* (2004), conforme a Equação 1 a seguir:

$$HJ_{inst} = \frac{g \frac{dhn + 1}{dt} \left(\frac{dhn}{dt} + \frac{dhn + 1}{dt} \right)}{2 \frac{dhn}{dt}}$$

Equação 1

onde g é a aceleração da gravidade, hn é a altura no instante anterior a passagem da onda e $hn + 1$ é a altura imediatamente após a passagem da onda, de forma que a derivada se justifica devido a aplicabilidade da fórmula em toda a série temporal. Após o cálculo da velocidade de salto hidráulico instantâneo, a matriz resultante foi subtraída em sucessivos pontos objetivando isolar as oscilações da superfície livre, onde o primeiro valor da matriz $N \times 1$ é subtraído do segundo, o segundo do terceiro e assim por diante, onde a matriz final resultante se torna $N-1 \times 1$ (Equação 2), de tal forma que:

$$HJ_{result} = |HJ_{inst(N)} - HJ_{inst(N+1)}|$$

Equação 2

Há na literatura estudos que testam a precisão do cálculo de salto hidráulico através de estimativas de velocidade de propagação da pororoca, como o de SIMPSON *et al.* (2004) no estuário de Dee, Liverpool, onde verificou que a onda percorreu 6,9 km em 28 minutos. Desta forma, foi possível estimar uma velocidade de 4,1 $m \cdot s^{-1}$, corroborando com a velocidade de propagação calculada através da teoria clássica de salto hidráulico. Trabalhos como de HOITINK e JAY (2016) e WOLANSKI *et al.* (2004) também constataram que a velocidade de propagação da pororoca estava em fase com as velocidades do salto hidráulico.

No estuário do rio Sucuriçu, o ponto próximo à região da foz foi utilizado para o cálculo das velocidades instantâneas do salto hidráulico para todos os períodos sazonais (Figura 6-8). Foi possível observar um acentuado aumento nos valores das velocidades em maré de sizígia, atingindo aproximadamente 2 e 1,3 $m \cdot s^{-1}$ nos períodos chuvoso e seco, respectivamente. A diferença de valores pode ser justificada não só através dos períodos sazonais, mas também através das alturas de maré. É possível identificar que, durante o período chuvoso, o nível d'água atinge valores de aproximadamente 6 metros e, no período seco, varia de 4,5 a 5 metros.

A pororoca transporta propriedades e dissipa energia acumulada conforme se propaga estuário acima, diminuindo desta forma sua amplitude em direção à montante. As velocidades resultantes indicam o quão rápido a onda se propaga, considerando apenas as diferenças de superfície, ou seja, somente as variações de altura da coluna d'água onde ocorrem as diferenças de pressão, dando início ao salto hidráulico. Desta forma, os maiores valores de velocidade do salto hidráulico registrados no ponto próximo à foz indicam que essas regiões estão sujeitas a processos advectivos e de mistura associados a pororoca mais intensos do que a montante. Os resultados corroboram com REIS *et al.* (2011), que classifica o estuário do rio Sucuriju, segundo o diagrama de Pejrup, como de hidrodinâmica muito alta, principalmente nas áreas próximas a foz, com granulometria variando de areia muito fina próximo à desembocadura e silte, no restante do corpo estuarino. É clara a relação do fenômeno da pororoca e a dispersão de materiais estuário acima, sendo responsável também pela seleção de material depositado no leito do rio e planícies adjacentes.

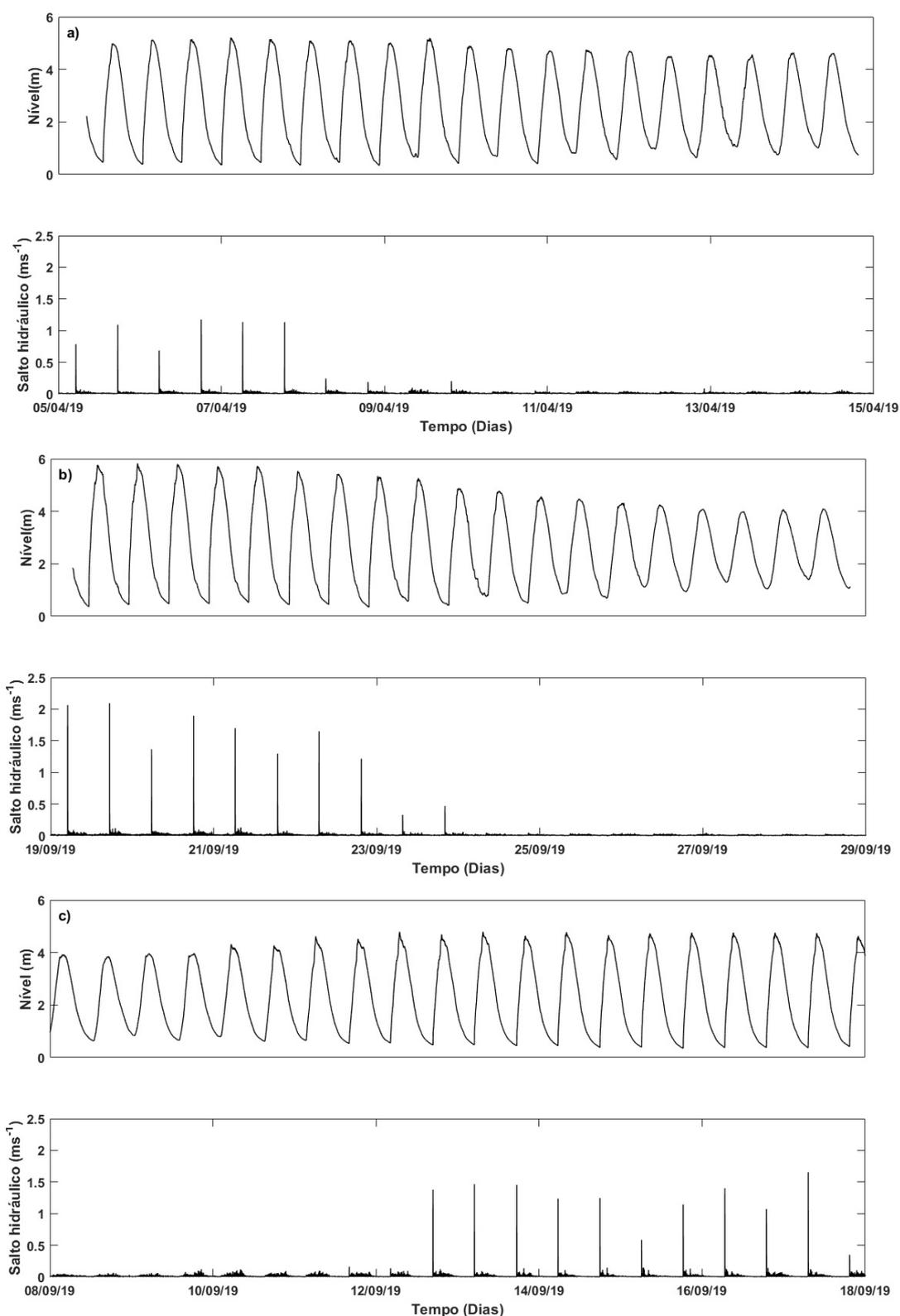


Figura 6-8: Velocidades de salto hidráulico instantâneo da superfície livre em: a) período chuvoso de menor amplitude; b) período chuvoso de maior amplitude e; c) período seco. O eixo das abcissas indica o tempo, em dias, e o eixo das ordenadas representa os valores de nível (acima) e velocidades (abaixo).

6.5. Transporte para Leste

A partir das análises dos derivadores e monitoramento da pluma estuarina dos rios Amazonas e Pará, foi possível conduzir uma primeira abordagem acerca do processo de transporte para leste na PCA. Até o momento, não há na literatura a documentação do processo físico do transporte para leste na PCA. O trabalho de LENTZ e LIMEBURNER (1995), sobre a dispersão espacial da pluma do rio Amazonas, menciona que durante os meses de janeiro a março, os ventos alísios de nordeste “pressionam” a pluma contra a costa, o que produz um espalhamento paralelo à costa paraense. Porém, este deslocamento de água, forçado pelos ventos alísios de nordeste, não foi abordado de forma aprofundada, apesar de ser o único trabalho que comenta brevemente o transporte para leste na PCA.

O processo de transporte para leste é importante pois ele altera o campo residual de correntes na PCA. Por exemplo, os eventos de contato com a costa paraense só ocorrem devido a este fenômeno. O contato com a costa brasileira ocorre principalmente no Estado do Amapá. Além do campo hidrodinâmico, este processo também pode influenciar no transporte de lavas, plumas dos rios Amazonas e Pará e, conseqüentemente, nutrientes, sedimentos, poluentes e outras substâncias dissolvidas.

As variabilidades espaço temporal verificadas nas trajetórias dos derivadores demonstraram, de acordo com os pontos de lançamento e o período que, basicamente, entre dezembro e junho, ocorrem transportes para sudoeste, em direção ao continente, com influência dos ventos alísios de nordeste e leste. Este processo permite que derivadores alcancem a costa brasileira. Entre julho e novembro, há predominância do transporte para noroeste, devido à intensificação da CNB e ventos de sudoeste também de leste. Contudo, derivas em direção à leste foram verificadas durante os meses de fevereiro e março de 2018 e em janeiro e fevereiro de 2019.

A influência das correntes de marés na PCA é evidente na série temporal de velocidade do derivador modelo NOMAD, onde o padrão da sua trajetória também representa esta influência. A componente u da velocidade do vento apresentou valores positivos de aproximadamente $1,0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ no início e no final da série temporal (Figura 6-9-B). Estes momentos coincidem com a trajetória para leste do derivador NOMAD. A Figura 6-9 apresenta este padrão de deriva e a série temporal de velocidade u de três derivadores NOMAD e dois derivadores do tipo CODE.

Após o lançamento (círculos pretos na Figura 6-9-A), a deriva ocorre em direção ao continente, aproximadamente na direção sudoeste. Após 10 dias de transmissão, a trajetória dos derivadores altera para leste, o que transportou os equipamentos para além dos limites da quebra da PCA. Devido à orientação das linhas batimétricas na PCA, este processo nos pontos DF1, DF2 e DF3 transporta os derivadores para fora da PCA. No final da série temporal, é possível verificar que há retorno dos derivadores para a PCA, com transporte para oeste. Este padrão é observado no derivador do tipo CODE de forma mais evidente em sua série temporal de velocidade (Figura 6-9-B). É possível verificar que as oscilações na magnitude de velocidade entre 28 de fevereiro e 2 de março de 2019 indicam o transporte para leste.

A análise de três derivadores lançados no setor leste da PCA observou correntes de maré em direção à costa, sucedidas de mudanças na direção para leste e deriva para além da PCA (em direção ao oceano). Alterações no campo de vento possivelmente geram este processo para leste que, por se tratar de oscilações de alta frequência, não podem ser representadas por médias diárias de vento.

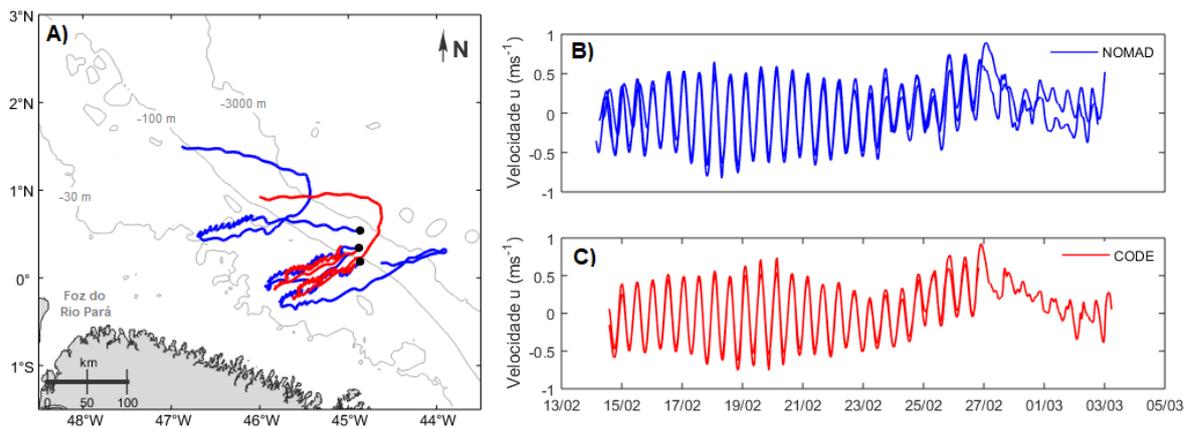


Figura 6-9: Ilustração da A) Trajetória e dos componentes de velocidade u de derivadores do tipo B) NOMAD e C) CODE; lançados nos pontos DF1, DF2 e DF3 na 1ª campanha.

A Figura 6-10 apresenta a análise de espectro rotacional cruzado, trajetória e componentes u e v de velocidade para um derivador NOMAD lançado no ponto DF4 em janeiro de 2019 que apresentou o transporte para leste, cruzando a boca do Rio Pará e posteriormente atingiu a costa paraense (município de Curuçá). Observe também que, há um aumento de energia espectral no período diurno e semidiurno, fato possível de verificar no padrão das curvas de velocidade da Figura 6-10. A componente anti-horária apresentou maior energia espectral em frequências maiores que 24 h, o que não ocorre nas análises espectrais apresentadas para os derivadores NOMAD (Capítulo de Resultados – Análise espectral rotacional). É possível que o aumento da componente anti-horária nessa trajetória indique o transporte para leste na PCA, por meio de frequências menores que o período fixo de 24 h.

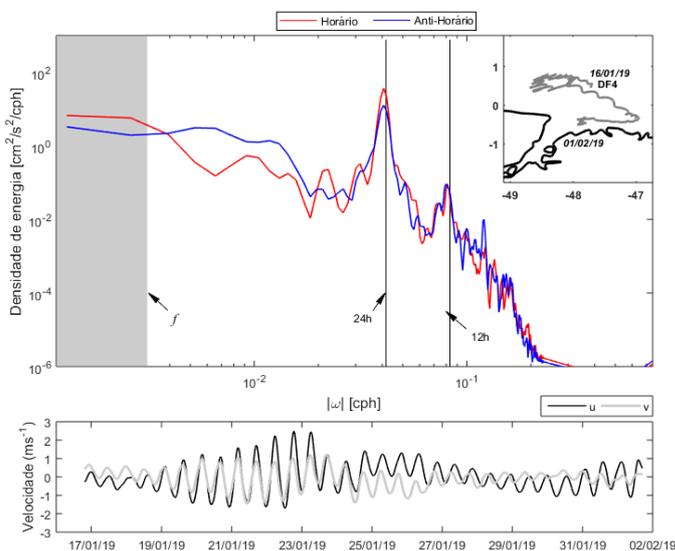


Figura 6-10: Espectro rotacional com as componentes horária e anti-horária, trajetória e série temporal das componentes de velocidade u e v de um derivador do tipo NOMAD, lançado no ponto DF4 na 11ª campanha.

É importante lembrar que as derivas em direção à leste foram verificadas durante os meses de fevereiro e março de 2018 e em janeiro e fevereiro de 2019. No geral, 7 derivadores apresentaram transporte para leste em regiões da PCA com profundidade menor que 100 m, onde a componente anti-horária apresenta maior energia entre 0,02 – 0,05 (2 e 8 dias, respectivamente). Estes períodos no espectro de frequências são referentes à oscilação do vento. A análise do espectro cruzado apresentado no capítulo de Resultados demonstrou que estes períodos estão associados aos processos de mesoescala forçado pelo regime de

ventos. Esta oscilação coincidiu com a componente de velocidade v praticamente nula, como pode ser verificado na Figura 6-10. A frequência inercial pouco expressiva pode ser explicada devido à proximidade com o equador, onde as componentes do espectro rotacional não apresentam esta banda de frequência. A Figura 6-11 ilustra a trajetória de 1 derivador do tipo NOMAD lançado no ponto DF4 em 15 de fevereiro de 2018, na qual pode ser observado o transporte para leste e posterior toque na costa Paraense.

O ponto DF4 está localizado próximo à foz do rio Pará, porém em uma região da PCA onde também é fortemente influenciado pelo rio Amazonas. O transporte para leste em regiões rasas da PCA ocorreu durante as campanhas que dos meses de fevereiro e março de 2018 e em janeiro e fevereiro de 2019, em condições de elevada descarga fluvial. Assim como o derivador NOMAD foi transportado para leste, as plumas dos rios também podem ser dispersadas em direção ao nordeste paraense. A Figura 6-12 apresenta o alcance da pluma estuarina ao longo da costa paraense, formulado a partir do monitoramento da salinidade em campanhas nos anos de 2018 e 2019, em todos os períodos sazonais estabelecidos na região equatorial.

Segundo LENTZ e LIMEBURNER (1995), a dispersão espacial das plumas é maior durante o período de alta descarga (entre janeiro e maio). Os ventos de nordeste são responsáveis por conter a pluma na PCA. Além disso, o transporte residual das marés em direção à costa também influencia neste processo. Na primeira campanha em fevereiro de 2018, um NOMAD lançado no ponto DF4 (PCA rasa) apresentou a trajetória ilustrada na Figura 6-11. Após 6 dias de transmissão, o derivador atingiu a ilha de Maiandeuá, no município de Maracanã, costa paraense.

O transporte para leste, como foi verificado nesta análise, representa uma anomalia. Primeiramente pelo fato de o campo residual ser frequentemente direcionado para oeste, seja noroeste através do fluxo da CNB, ou seja, para sudoeste, devido à influência dos ventos e marés na PCA. O transporte para leste é oposto principalmente ao sentido de rotação do planeta e, conseqüentemente, ao fluxo geostrófico. Porém, é importante destacar que, apesar da proximidade com o equador, a geostrofia não é nula. Afinal, foi observado nos seis pontos de lançamento dos derivadores o transporte resultante é para noroeste.

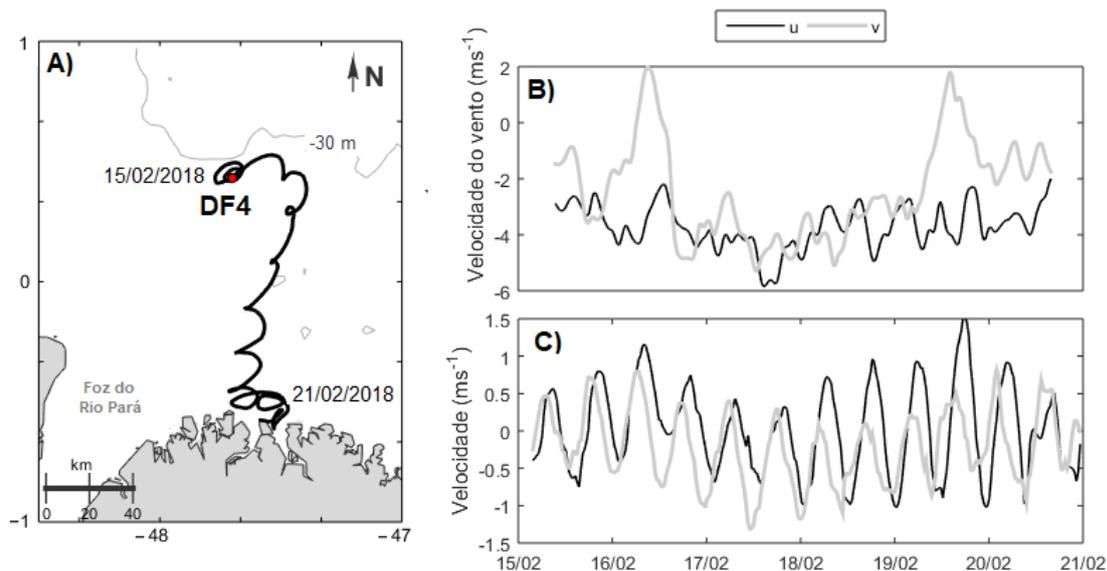


Figura 6-11: Ilustração da A) Trajetória, B) componentes de velocidade u e v do vento proveniente do ERA5 e C) componentes de velocidade u e v de um derivador do tipo NOMAD lançado no ponto DF4 na 1ª campanha, em 15 de fevereiro de 2018, na qual pode ser observado o transporte para leste e posterior toque na costa Paraense.

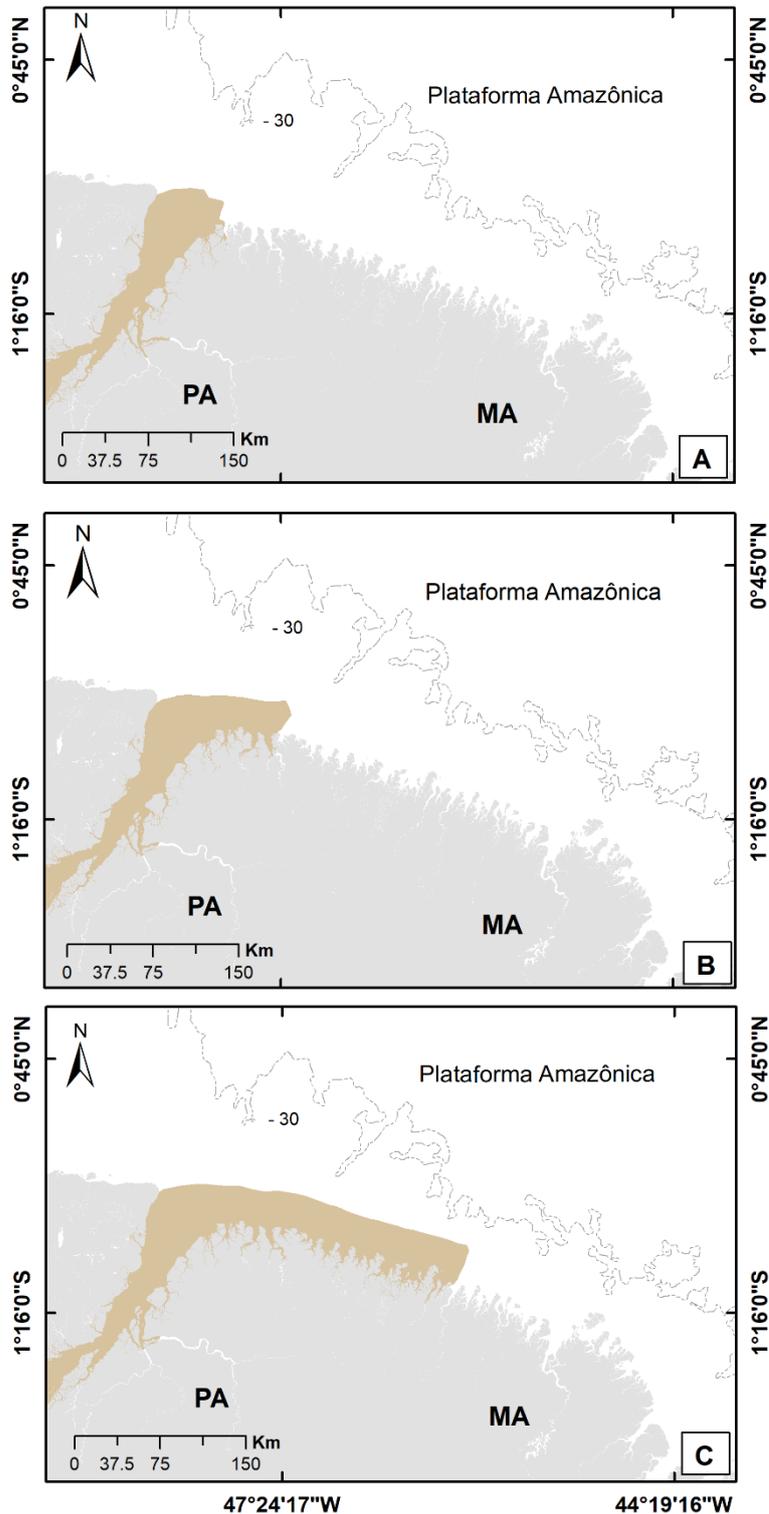


Figura 6-12: Mapa ilustrativo esquematizando a dispersão para leste da pluma estuarina proveniente dos rios Amazonas e Pará, a partir de dados de salinidade, em diferentes condioes de descarga: (a) período seco; (b) transicional; (c) chuvoso – período no qual a pluma atingiu o máximo alcance espacial na plataforma continental interna.

A fim de compreender este padrão observado nas trajetorias dos derivadores, foram analisados os resultados da base hidrodinâmica, com aproximadamente 3 km de resolução horizontal, desenvolvida no âmbito do Projeto Costa Norte e descrita em detalhes no item 7.3.1.1 do Capítulo 7 (ROMS-G2). Foram

utilizadas 3 seções longitudinais na região onde o transporte para leste foi verificado. As seções consideradas localizam-se em 46°, 47° e 48° W e se estendem da costa a 4° N (Figura 6-13).

Ao longo de todo o período compreendido pela base hidrodinâmica, de fato é possível observar, após removidos os sinais correspondentes às marés (períodos menores que 48 h), um fluxo residual para leste, principalmente nas seções localizadas mais a oeste (Figura 6-14).

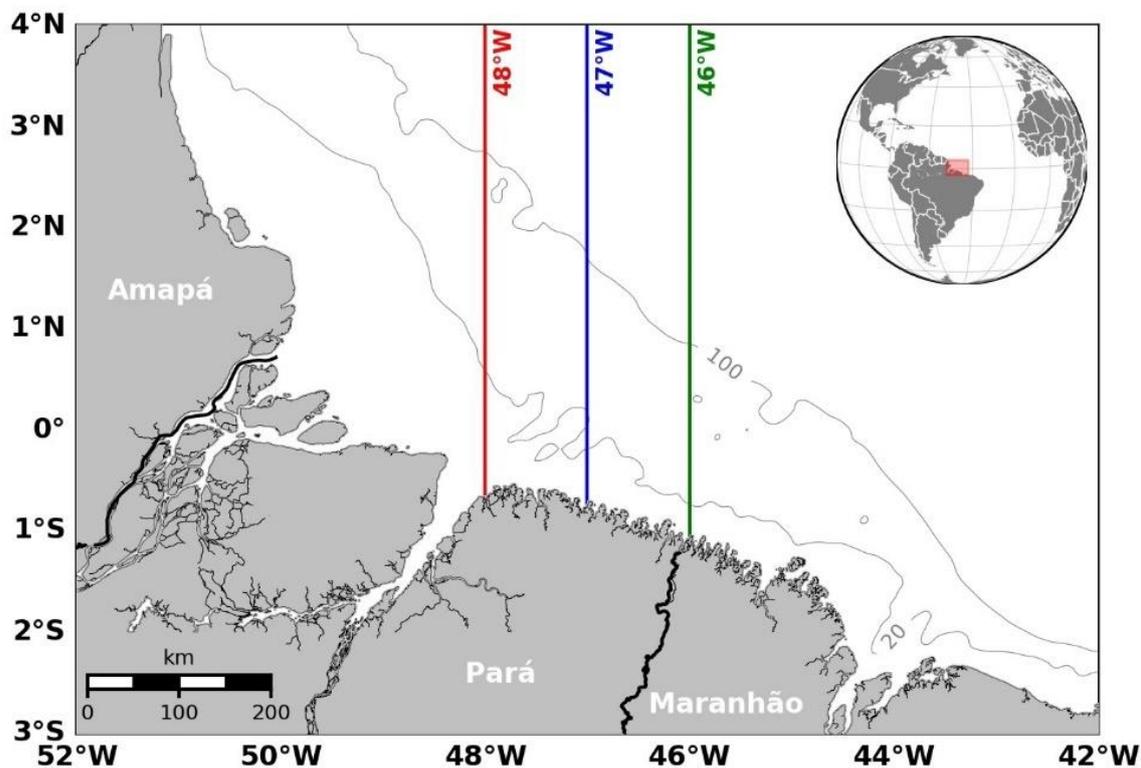


Figura 6-13: Localização das seções longitudinais utilizadas para a análise das correntes zonais na superfície calculadas pelo modelo ROMS-G2 apresentado no Capítulo 7.

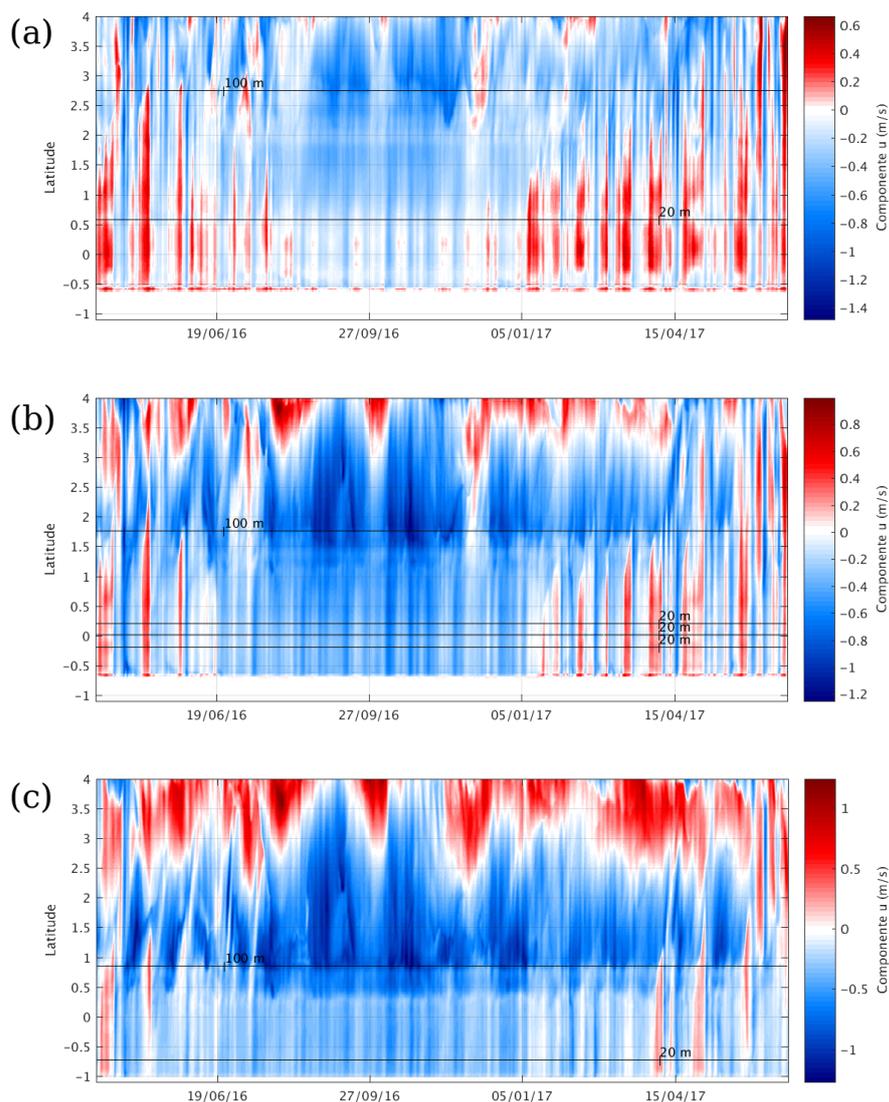


Figura 6-14: Hovmöller da componente zonal da velocidade superficial, em metros por segundo, de abril de 2016 a junho de 2017 em seções longitudinais localizadas em 48° (a), 47° (b) e 46° W (c). Os valores positivos (negativos) indicam o transporte para leste (oeste). As linhas pretas indicam a localização das isóbatas de 20 e 100 m.

O fluxo para leste é observado principalmente de janeiro a junho entre a costa e a isóbata de 100 m nas seções mais próximas à foz do rio Pará, já em 46° W, este fluxo se dá entre abril e junho. Na Figura 6-15, é possível observar que apesar da presença de componentes de velocidade fluindo para leste ao longo de todo o ano, após a remoção dos sinais de alta frequência, este sinal passa a ser observado apenas nos três meses mencionados, como um contínuo dos sinais mais intensos observados nas seções em 47° e 48° W (Figura 6-14).

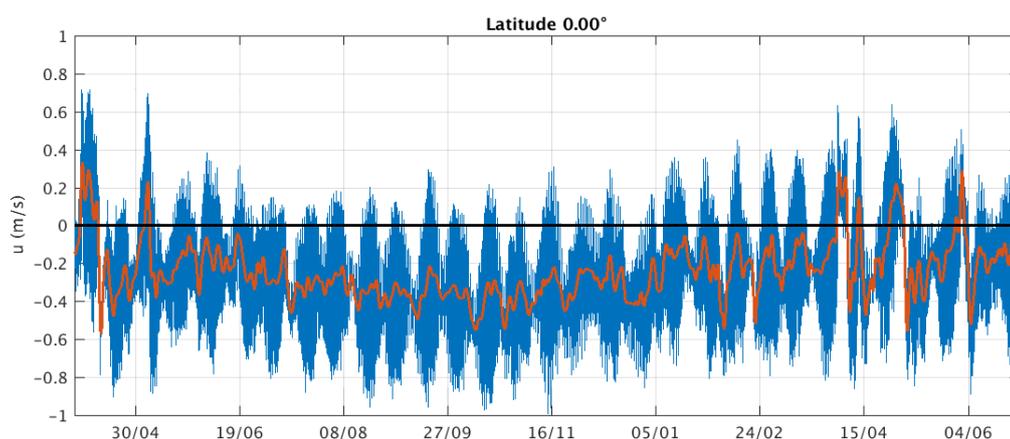


Figura 6-15: Série temporal da componente zonal da velocidade, em metros por segundo, no Equador, na longitude 46° W com intervalo horário (linha azul) e a série filtrada representando apenas as frequências maiores que 2 dias (linha vermelha).

De acordo com o observado, a maior propagação das plumas fluviais para leste tem seu pico de abril a junho, e ocorre devido a ação conjunta de diversos fatores, tais como a intensidade da Corrente Norte do Brasil (CNB) e o período hidrológico. O volume de água dos rios define a extensão das plumas, no entanto, a CNB também tem papel fundamental na advecção e no posicionamento das plumas do rio Amazonas e Pará.

A partir dos resultados da climatologia de dez anos apresentada no Capítulo 7 (ver item 7.2.1.2), Assad *et al.* (no prelo) observaram que a variabilidade sazonal da CNB representa uma importante influência sobre a forma e a extensão da pluma do rio Amazonas. No verão boreal, a pluma é observada em posições mais ao norte como resultado do transporte de volume intensificado da CNB em conjunto com o aporte maciço de água doce no oceano principalmente entre maio e junho. O transporte de volume reduzido da CNB entre o final do inverno e a primavera boreal permite que a pluma ocorra em regiões mais distantes da costa, entretanto, ela permanece próxima da boca do rio em função da fraca advecção pelas correntes oceânicas.

Dessa forma, o período no qual o transporte para leste é observado (abril a junho) corresponde ao período de maior vazão fluvial, onde a maior extensão das plumas é esperada, e a um período no qual a CNB está desintensificada. Em abril e maio, o transporte de volume da CNB é menor (ASSAD *et al.*, no prelo), com isso é permitido o avanço das águas fluviais para regiões mais afastadas da costa e elas deixam de ser advectadas tão efetivamente para norte, facilitando sua propagação para leste ao longo da costa paraense e maranhense, conforme esquematizado na Figura 6-12c.

Portanto, o transporte residual para leste mostrado na Figura 6-14 pode ser entendido como resultado do enfraquecimento da CNB, que ocorre devido à migração da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para sul e a conseqüente predominância dos ventos de NE (Assad *et al.*, no prelo), em conjunção ao maior aporte fluvial. No entanto, as trajetórias dos derivadores nas quais foram capturadas essa deriva correspondem principalmente à segunda quinzena de fevereiro. Neste período, a CNB começa a se desintensificar até atingir o seu mínimo em abril e ocorre a transição do período seco para o chuvoso, demonstrando que outros processos podem estar influenciando neste deslocamento residual.

De janeiro a junho, quando o transporte para leste é observado nas seções analisadas na Figura 6-14, é possível notar que este transporte não ocorre continuamente e sim em intervalos de aproximadamente 15 dias. Na Figura 6-16 são mostradas as séries temporais da componente zonal da velocidade em superfície nas seções longitudinais para a latitude do Equador, com foco nos meses de fevereiro e março. Através das

séries, nota-se que os períodos de fluxo para leste capturados nas séries filtradas apresentadas na Figura 6-14 coincidem com os períodos de sizígia (Figura 6-16). Este resultado é um indicativo do papel das grandes oscilações de nível de água que ocorrem durante os períodos de sizígia no favorecimento do espalhamento da pluma em direção à costa maranhense. De fato, as trajetórias apresentadas na Figura 6-11a correspondem às trajetórias dos derivadores lançados entre 15 e 25 de fevereiro de 2019, que corresponde a um período de sizígia.

Apesar dessas inferências, estudos futuros se fazem necessários para compreender de forma consistente os mecanismos que levam a esse transporte residual.

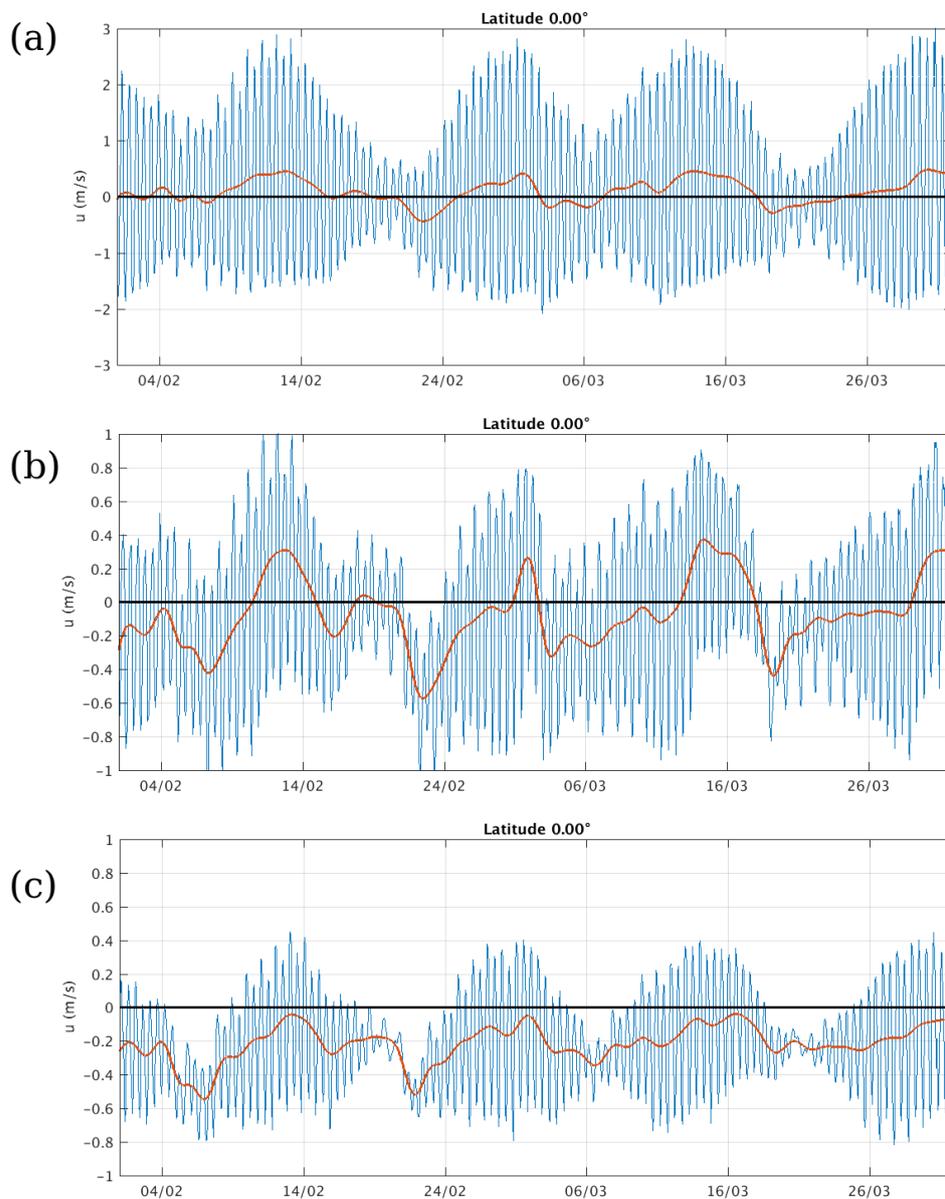


Figura 6-16: Série temporal da componente zonal da velocidade, em metros por segundo, no Equador, nas longitudes 48°, 47° e 46° W com intervalo horário (linha azul) e a série filtrada representando apenas as frequências maiores que 2 dias (linha vermelha), para os meses de fevereiro e março de 2017.

6.6. Processos de Meso Escala

No ambiente da Plataforma Continental e borda oeste Oceano Atlântico tropical, os processos identificados estão relacionados à: CNB, retroflexão da CNB, ondas de Kelvin e marés. De forma geral, foi observado nos seis pontos de lançamento dos derivadores um transporte resultante para noroeste da PCA. Isto indica estar associado à geostrofia, resultado inercial da CNB. O processo de retroflexão contribui com o fluxo da Contracorrente Norte Equatorial (CCNE), em direção leste, próximo à $6^\circ \text{ N} / 50^\circ \text{ W}$. O equilíbrio entre a força gradiente de pressão e o parâmetro de Coriolis produz a velocidade geostrofica relacionada ao fluxo da CNB na área de estudo.

A partir dos derivadores SVP, lançados no ponto DF3, foi possível analisar e relacionar as velocidades de processos oceânicos e de oscilações da maré (Figura 6-17). As velocidades dos processos oceânicos (velocidades máximas de $\geq 1,4 \text{ m.s}^{-1}$) são maiores em relação às oscilações de maré, com velocidades entre $0,2 - 0,8 \text{ m.s}^{-1}$ (valores representados em azul). Assim, as velocidades superiores à $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ podem indicar principalmente o fluxo da CNB e processos relacionados, como a retroflexão nos meses de julho e agosto, principalmente (valores em vermelho). Em regiões com profundidades menores, o efeito da maré é mais evidente, o que possibilita correntes de marés mais intensas. Porém, no ponto DF3, a Figura 6-17 demonstra que trajetórias na PCA em profundidades menores que 100 m não ultrapassam $0,8 \text{ m.s}^{-1}$.

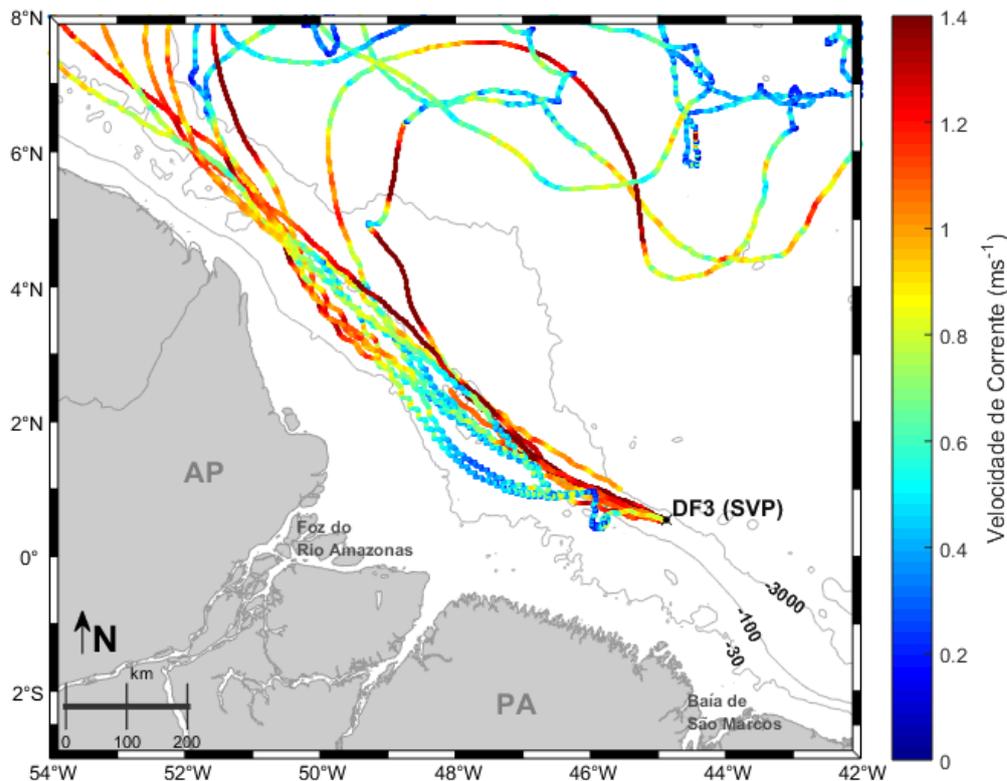


Figura 6-17: Trajetórias e velocidade de corrente dos derivadores do tipo SVP lançados no ponto DF3.

Os processos oceanográficos físicos em *offshore* inserem os derivadores na dinâmica de mesoescala do Oceano Atlântico Tropical, diferentemente dos processos da plataforma interna e quebra da PCA, em que

há grande influência das marés. Portanto, a variabilidade sazonal do fluxo da CNB é importante tanto para regiões além da quebra da PCA, como também em regiões rasas. Isso ocorre devido à intensificação da CNB durante julho e agosto, o que resulta no deslocamento do núcleo desta corrente em direção a regiões de profundidade menor que 100 m.

Além da quebra da PCA, a escala espacial e temporal dos processos físicos são maiores quando comparados à dinâmica costeira. Oscilações da ordem de graus de longitude e latitude, com período de dias a semanas. Outro processo associado diretamente com a retroflexão da CNB são as ondas de Kelvin em direção à leste.

As ondas de Kelvin se propagam para leste ao longo do equador entre 36°W – 52°W e 2°N – 6°N com velocidades entre 0,8 – 1,8 m.s⁻¹. Este processo foi verificado principalmente em derivadores CODE e SVP (Figura 6-18). Ao todo, 11 trajetórias entre todos os derivadores apresentaram a influência das ondas de Kelvin para leste ao longo do equador. A Figura 6-21 (ondas de Kelvin) apresenta dispersão espacial dos derivadores para oeste entre 28°W – 40°W / 8°N – 14°N, com velocidades mínimas, de aproximadamente 0,1 m.s⁻¹. Estas trajetórias também apresentaram *rings* (giros) de menor escala espacial, comumente associados às correntes inerciais.

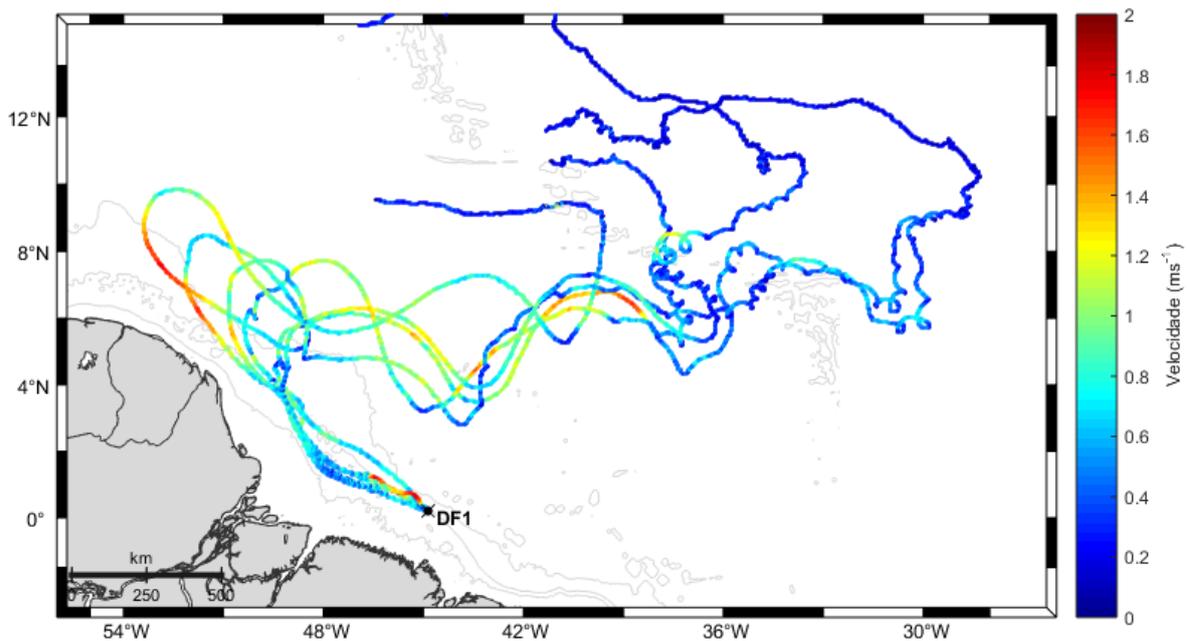


Figura 6-18: Trajetórias e velocidade de corrente de cinco derivadores do tipo SVP e CODE lançados no ponto DF1.

A retroflexão da CNB e as ondas de Kelvin estão diretamente relacionadas e ocorreram nos lançamentos de derivadores entre julho e outubro. Outro fato em comum é que os processos de retroflexão e ondas de Kelvin foram observados principalmente nos pontos DF1, DF2 e DF3 (leste da PCA), exceto dois derivadores NOMAD dos pontos DF5 e DF6 (oeste da PCA). Os derivadores NOMAD não apresentaram trajetórias bem definidas destes processos comparados aos derivadores CODE e SVP.

A dispersão espacial dos derivadores ao longo do Oceano Atlântico Tropical indicou forte influência das correntes oceânicas, com dispersão associada à geostrofia subequatorial no hemisfério norte, a partir de

10° N. Acima desta latitude, os processos não são mais gerados pelas forçantes abordadas no presente estudo, como as marés, influência da ZCIT, CNB e descarga dos rios Amazonas e Pará.

Esses fenômenos dispersivos mais intensos foram verificados entre junho e setembro onde, durante esse período, os equipamentos não atingiram a costa de nenhum país da América do Sul, sendo restritos às ilhas da região caribenha. Nos demais períodos do ano, a dispersão espacial dos derivadores apresentam padrões de transportes para noroeste mais evidentes. Na Figura 6-18, é possível verificar que o padrão de dispersão durante os primeiros dias de transmissão é semelhante para todos os lançamentos. A Figura 6-19 apresenta a análise espectral de um derivador modelo SVP, com trajetórias com ondas de Kelvin.

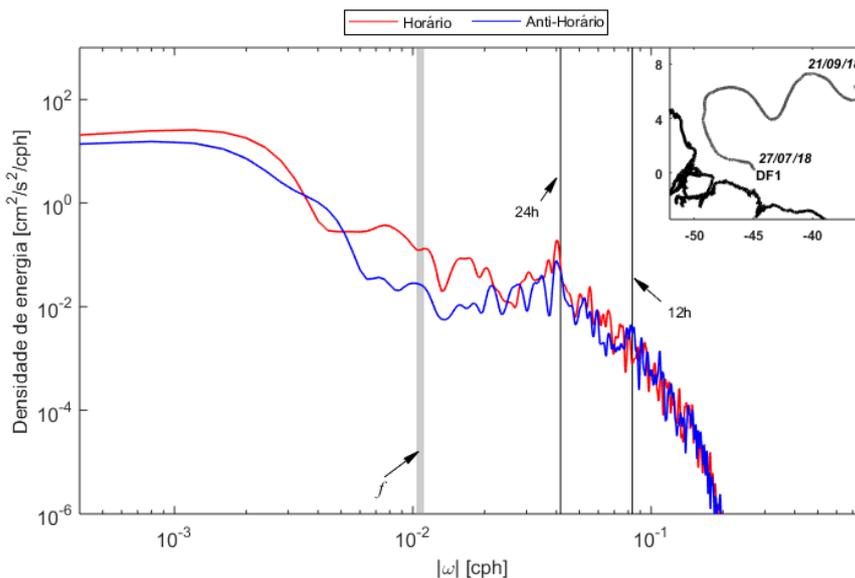


Figura 6-19: Espectro rotacional com as componentes horária e anti-horária da série temporal velocidade e a trajetória de um derivador SVP lançado no ponto DF1.

A componente horária do espectro rotacional de corrente apresenta maior densidade de energia em relação à componente anti-horária. O sinal diurno da maré (0,04 cph ou 24 h) também apresentou alta densidade. Contudo, a maior densidade foi verificada em 0,008 cph (aproximadamente 5 dias). Logo, isto indica que o movimento inercial representa oscilações de baixa frequência e apresentaram maior densidade de energia espectral em comparação às oscilações de alta frequência e curto período das marés na PCA.

Outro processo associado às correntes oceânicas na PCA são os giros da CNB. A Figura 6-20 apresenta a análise de espectro de uma trajetória de um derivador que foi capturado por este processo físico. Ocorre aumento de energia em baixas frequências, com períodos maiores que 24 h (Figura 6-20). A partir de 0,01 cph (ou 2 dias) a densidade de energia aumenta até 0,002 cph (20 dias). Assim como na análise espectral para as ondas de Kelvin, a componente horária do vetor de velocidade tem maior densidade de energia.

De 136 derivadores lançados que obtiveram sucesso, 11 apresentaram giros em suas trajetórias. Os *rings* verificados foram observados entre 6° – 10° N e 48° – 54° W. O máximo diâmetro observado foi de aproximadamente 300 km em um derivador do tipo NOMAD. Os *rings* estão associados também ao transporte para noroeste, em direção ao mar do Caribe, semelhante ao processo de retroflexão da CNB. O processo de retroflexão ocorre somente quando o transporte resultante nas trajetórias dos derivadores

ocorre para noroeste. A retroflexão intensifica o fluxo para velocidades superiores a $2,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, e os *rings* apresentam até $1,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

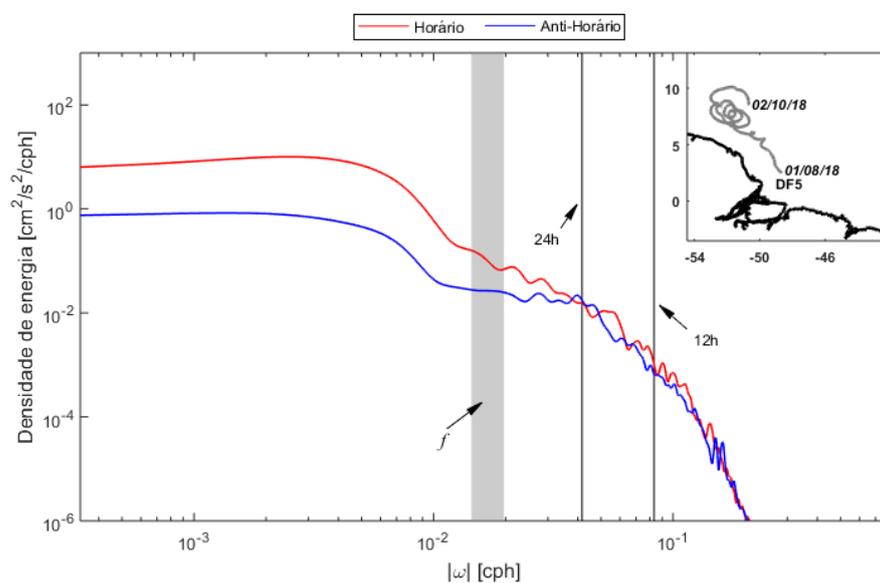


Figura 6-20: Espectro rotacional com as componentes horária e anti-horária da série temporal velocidade e a trajetória de um derivador NOMAD lançado no ponto DF5.

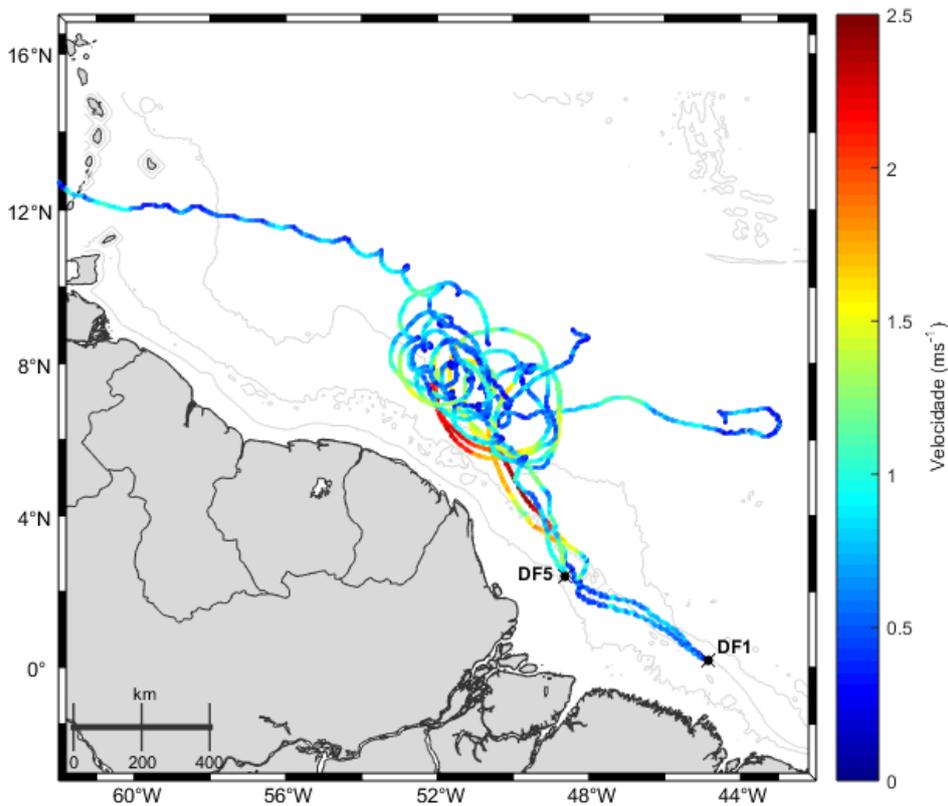


Figura 6-21: Trajetórias e velocidade de corrente dos derivadores do tipo NOMAD, CODE e SVP lançados no ponto DF1 e DF5.

Os giros da CNB podem ser interpretados como uma oscilação de baixa frequência na plataforma e além da quebra da PCA. Contudo, as ondas de Kelvin também podem ser interpretadas como oscilações de baixa frequência, porém apresentam maior densidade de energia espectral quando comparadas aos giros da CNB. No presente estudo, as oscilações de baixa frequência representam movimentos com períodos maiores que 24 h.

Os *rings* representam um importante processo de dispersão espacial das plumas estuarinas, além de ser fonte de transportes difusivos (em menor escala) e advectivos (grandes movimentações de água) em direção ao mar do Caribe e no Oceano Atlântico Norte Tropical. A Figura 6-22 apresenta séries temporais das componentes de velocidade u e v , de quatro derivadores que registraram trajetórias com *rings*.

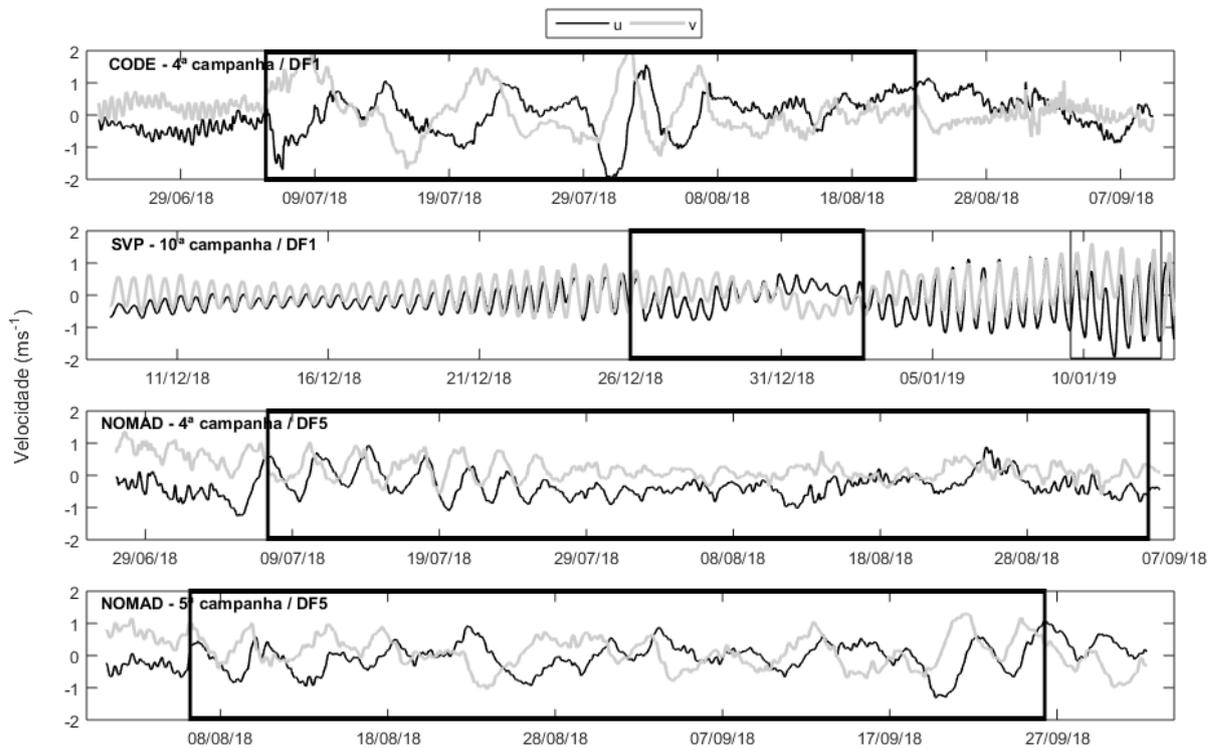


Figura 6-22: Série temporal das componentes de velocidade u e v , sendo dois NOMAD do ponto DF5, um CODE e um SVP do ponto DF1. Os retângulos transparentes com borda preta representam períodos de ocorrência dos rings.

A componente de velocidade u não está relacionada com velocidades longitudinais à plataforma, assim como a componente v não é referente à fluxos transversais à plataforma. Isso ocorre devido à orientação da costa e das linhas batimétricas, que apresentam uma inclinação na direção sudeste-noroeste. O período de uma oscilação completa durante os giros varia de 2 a 4 dias. Adicionalmente, os giros apresentam valores de u e v positivos e negativos, característico de trajetórias com giros.

O derivador CODE lançado no ponto DF1 (Figura 6-23) apresentou as maiores velocidades durante a ocorrência dos giros, com valores das componentes $u = 2,0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e $v = -2,0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Os derivadores NOMAD apresentaram resultados semelhantes ao derivador do tipo CODE, porém com velocidades de até $1,0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Em resumo, o fenômeno pode durar um tempo superior a um mês, sendo que a ocorrência deste processo pode gerar de 2 a 6 giros para cada equipamento.

Especialmente, os derivadores NOMAD e CODE apresentam maiores velocidades, forçados pelos processos físicos do primeiro metro de coluna d'água. A velocidade do derivador SVP, em $\sim 20 \text{ m}$, é aproximadamente 50% menor em relação aos demais derivadores. Em geral, os máximos de velocidade estão associados ao fluxo da CNB, com velocidades maiores de $2,0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Sobre os giros da CNB, o derivador CODE representa melhor este processo, como foi demonstrado na análise em caixa dos vetores de velocidade (Figura 6-25).

Um caso isolado foi o derivador do tipo SVP lançado na primeira campanha no ponto DF3 (Figura 6-23). Ele percorreu a PCA, o mar do Caribe, o golfo do México, a costa leste dos Estados Unidos (fluxo da Corrente do Golfo) e atravessou o Oceano Atlântico Norte em 48° N , com mais de 22821 km percorridos ao longo de 504 dias de transmissão. Este equipamento também sofreu influência do Furacão Florence que ocorreu em setembro 2018 na costa leste dos Estados Unidos, como é possível observar na Figura 6-24. O fenômeno

desacelerou a Corrente do Golfo e produziu um giro anti-horário com a presença de alguns giros secundários.

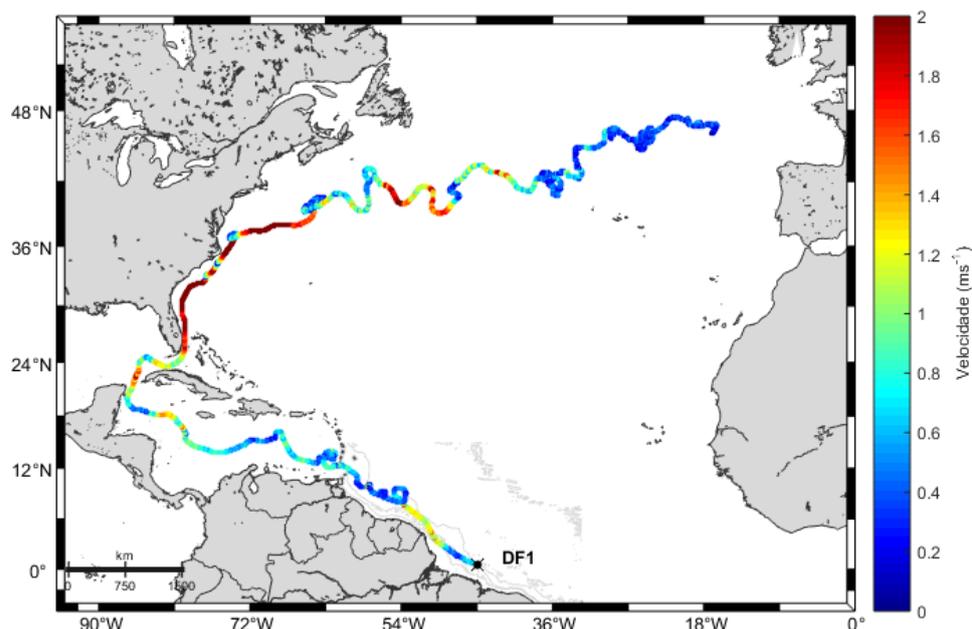


Figura 6-23: Trajetória e intensidade de velocidade de um derivador SVP lançado na primeira campanha do PCN em fevereiro de 2018. A última transmissão é referente a outubro de 2019.

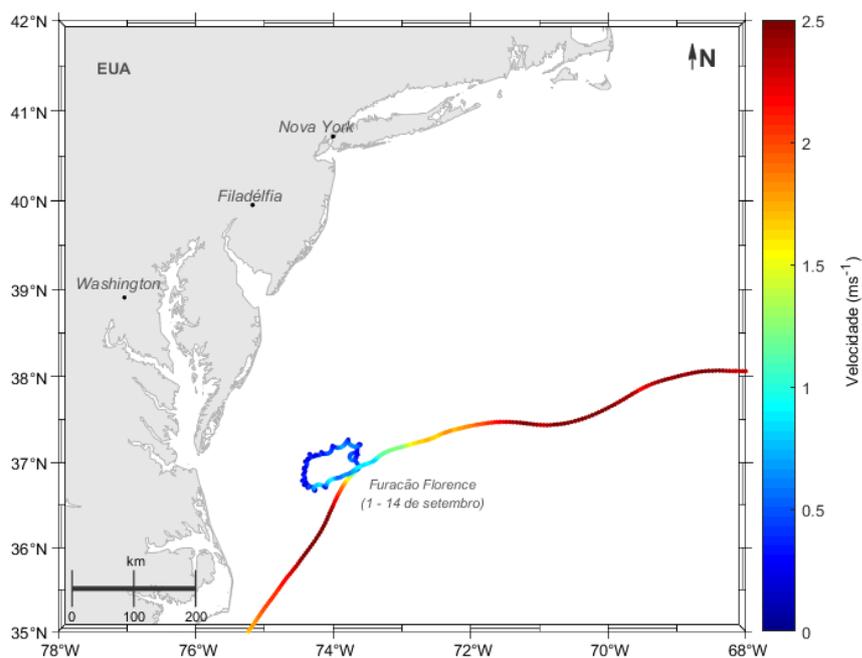


Figura 6-24: Trajetória e intensidade de velocidade de um derivador SVP lançado na primeira campanha do PCN em fevereiro de 2018. A última transmissão é referente a outubro de 2019. Destaque para a ocorrência do Furacão Florence na primeira quinzena de setembro de 2018.

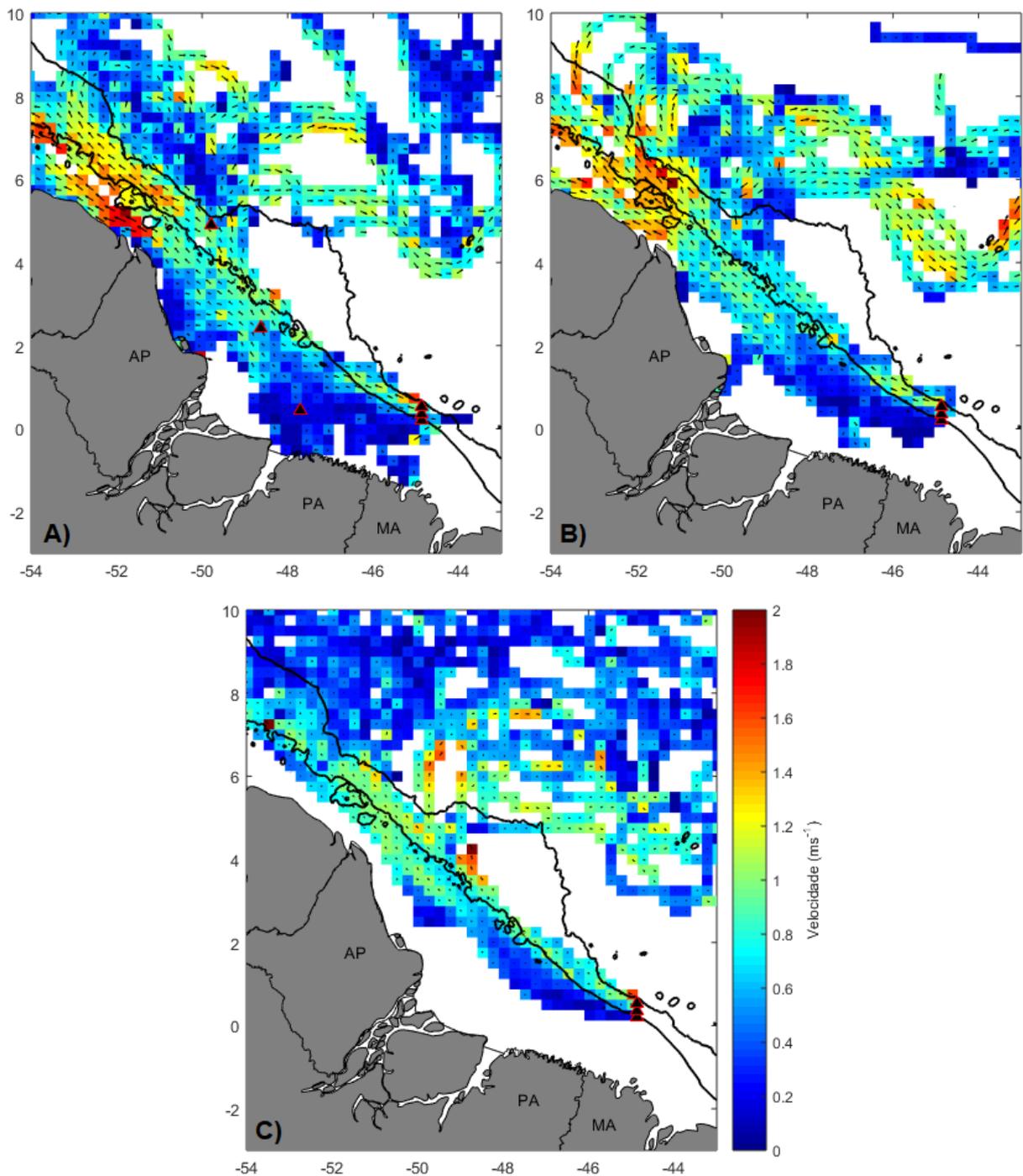


Figura 6-25: Mapas em caixa com vetores de velocidade dos três tipos de derivadores. A) NOMAD, B) CODE e C) SVP.

Em relação à ação dos ventos, a migração sazonal da ZCIT possivelmente representa um dos fatores determinantes na variabilidade da CNB, segundo Assad et al. (no prelo). Os autores observaram que o transporte de volume da CNB possui alta correlação com o rotacional negativo da tensão de cisalhamento do vento ao sul do Equador. No verão boreal, quando a ZCIT é observada a norte de sua posição climatológica e os ventos alísios de sudeste predominam, o máximo negativo do rotacional da tensão de cisalhamento do vento ocorre. Isso leva ao aumento do transporte da CNB e o deslocamento da sua retroflexão para posições mais ao norte, segundo os mesmos autores. Durante o inverno boreal, a

migração da ZCIT para sul e a dominância resultante de ventos de nordeste favorecem a diminuição do transporte de volume da CNB.

Através da análise dos resultados climatológicos descritos no item 7.2.2.1 do Capítulo 7 em uma seção transversal à CNB posicionada próxima à desembocadura do rio Amazonas e de outra em 41° W, Assad et al. (no prelo) puderam caracterizar a variabilidade sazonal da posição da retroflexão da CNB, bem como do transporte de volume desta corrente. Com base nesses resultados, os autores identificaram três regimes hidrodinâmicos na região. Entre março e julho, o regime é representado pela ocorrência de uma CNB rasa e contínua fluindo de leste para oeste próximo da costa e sem influência do ramo norte da Corrente Sul Equatorial (nCSE). Entre julho e fevereiro, o aumento do transporte de volume da CNB causado pela nCSE possibilitou a caracterização dos outros dois regimes hidrodinâmicos. Entre julho e setembro, uma extensa CNB é observada e sua retroflexão ocorre entre 45° e 41° W, enquanto entre setembro e fevereiro uma retroflexão bem estabelecida ocorre a oeste de 45° W. Dessa forma, dependendo da época do ano na qual os derivadores são lançados, espera-se que estes assumam diferentes trajetórias, que, de forma média, devem corresponder aos regimes climatológicos identificados. Com isso, a partir dos pontos de lançamento utilizados nas campanhas, percursos mais longos para norte são esperados principalmente de março a julho, no entanto também são esperados até o final de agosto já que a retroflexão em média ocorre à leste de 45° W. Já de setembro ao início de fevereiro, espera-se que as trajetórias capturem a retroflexão da CNB e o meandramento da Contracorrente Norte Equatorial (CCNE), assim como os padrões de recirculação dos vórtices associados à retroflexão.

Os processos físicos da PCA dependem das variações espaciais. As correntes de maré, fenômenos associados à CNB (como retroflexão e *rings*) e a ação dos ventos, são processos que variam de acordo com a profundidade em que o derivador é transportado. Em regiões rasas da PCA, a maré e a forte influência dos ventos de nordeste durante os meses de janeiro a março são responsáveis pelo transporte residual. Contudo, em regiões profundas, principalmente entre junho e outubro, com a intensificação da CNB e presença de ventos alísios de sudoeste, ocorrem processos de mesoescala com forte interação com a região tropical no norte do Oceano Atlântico e larga escala de dispersão espacial.

O processo relacionado às marés na plataforma são as oscilações associadas ao período de maré (diurno, semidiurno e águas rasas). Em isóbatas inferiores à 100 m de profundidade, as frequências de marés apresentam maior energia espectral em relação às correntes oceânicas e os processos de mesoescala do Oceano Atlântico Norte. Relacionadas às correntes de maré, algumas trajetórias anômalas foram registradas especialmente nos meses entre dezembro e março, comportamento verificado somente nos modelos NOMAD e CODE. A análise espectral para um derivador CODE que atingiu a costa amapaense após 40 dias de transmissão é apresentada na Figura 6-26. Esta trajetória é anômala devido ao processo de “aprisionamento” do derivador em regiões próximas à costa. O transporte residual a cada ciclo de maré diminui, o que resulta em trajetórias que evidenciam correntes de enchente e vazante, porém sem deslocamento residual, o que produz este “aprisionamento”. Durante este processo são verificadas velocidades para a componente v maiores que $2,5 \text{ m.s}^{-1}$ (Figura 6-27).

Diferente dos processos das ondas de Kelvin e giros da CNB, as oscilações de alta frequência são evidentes, principalmente as componentes diurnas e semidiurna. Também foi possível verificar as oscilações com frequência em 0,12 cph (8 h) e 0,16 cph (6 h). Em regiões próximas à costa, antes do contato, ocorrem correntes de maré com velocidades maiores que $2,0 \text{ m.s}^{-1}$ (Figura 6-27).

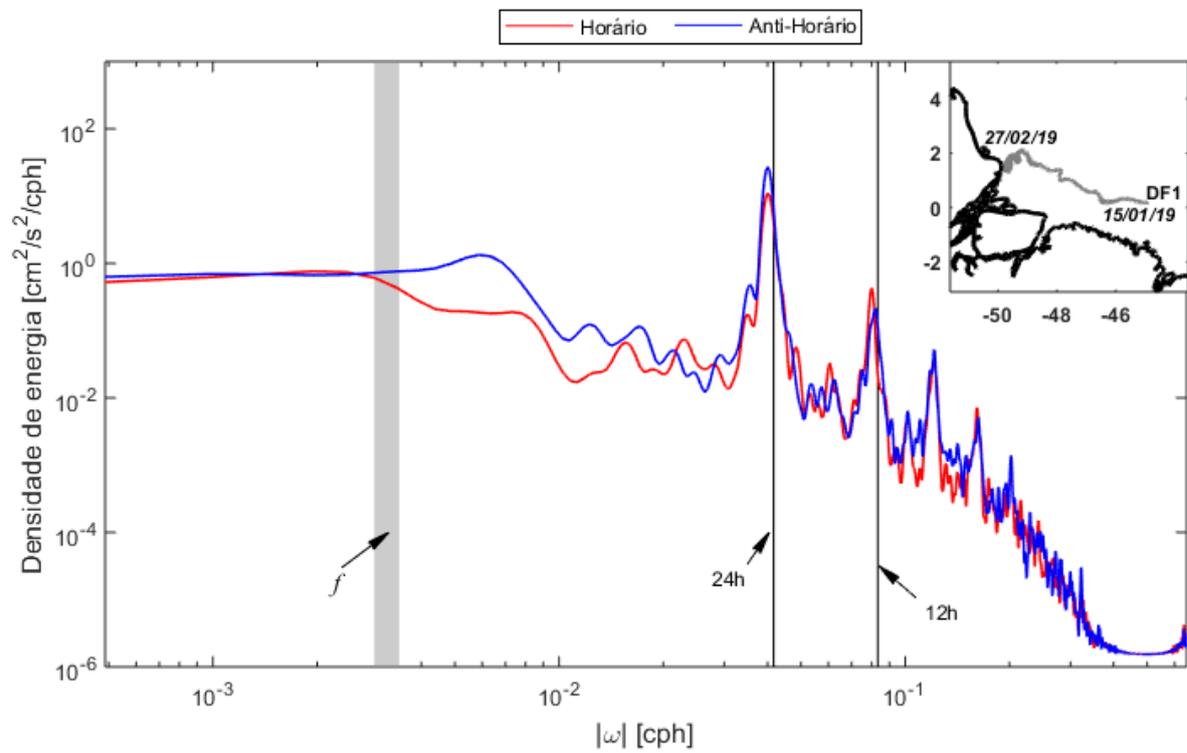


Figura 6-26: Espectro rotacional com as componentes horária e anti-horária da série temporal velocidade e a trajetória de um derivador CODE lançado no ponto DF1.

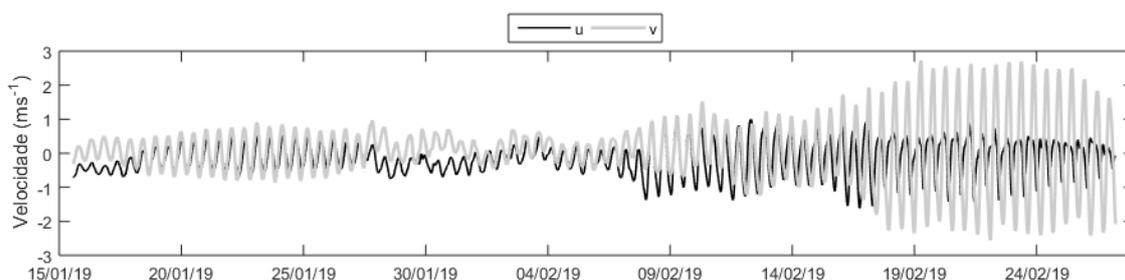


Figura 6-27: Série temporal das componentes de velocidade u e v de um derivador do tipo CODE, lançado no ponto DF1 na 11ª campanha.

Processos sinóticos influenciam nas trajetórias dos derivadores em regiões rasas da PCA, com oscilações de baixa frequência com períodos de 8 dias (0,005 cph), 5 dias (0,008 cph) e 2 dias (0,02 cph) (Figura 6-28). Ainda, alterações locais do campo de vento produzem transportes residuais para N e NE, sendo possível verificar aumento na densidade de energia espectral nesta banda de frequência, de períodos de 2, 5 e 8 dias. Portanto, mesmo que haja predominância das correntes de maré diurnas e semidiurnas na plataforma rasa, eventos sinóticos relacionados ao campo de vento produzem transportes resultantes diferentes. Esta corrente abrange uma grande área da PCA e as trajetórias são influenciadas de acordo com a posição do derivador na PCA.

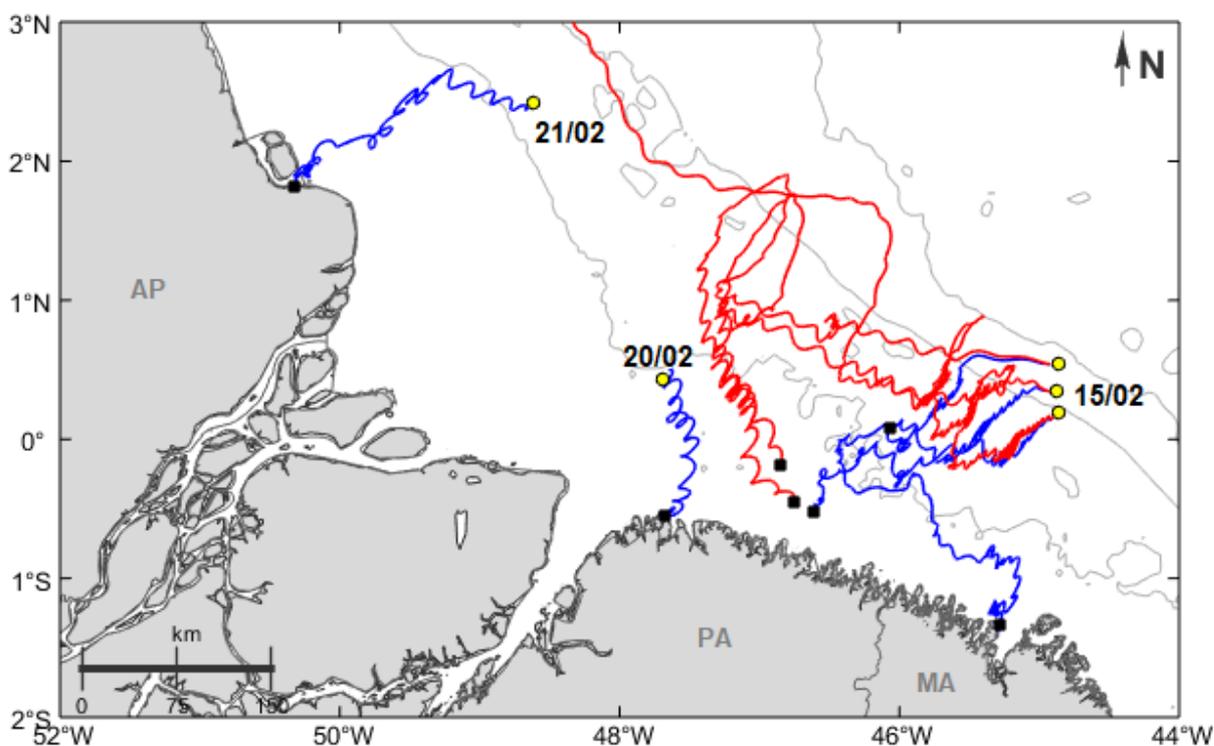


Figura 6-28: Mapa das trajetórias de cinco derivadores NOMAD (em azul) e três CODE (vermelho) lançados nos pontos DF1, DF2, DF3, DF4 e DF5 durante a última campanha, fevereiro de 2019. Os pontos de lançamento são representados por círculos amarelos.

Os pontos de lançamento dos derivadores estão localizados em diferentes regiões da PCA, os quais influenciam nas trajetórias dos equipamentos. A dinâmica da PCA interna está relacionada às oscilações diurnas e semidiurnas da maré local. Os derivadores lançados em DF4 e DF5 na plataforma interna apresentaram o sinal das oscilações de maré com trajetórias que representam os estágios de enchente e de vazante. Esta característica é evidenciada na Figura 6-29, o qual apresenta a velocidade zonal e a

trajetória de um derivador NOMAD, o qual atingiu a costa amapaense após 37 dias de deriva e apresentou forte sinal de maré. A série de transmissões deste equipamento também apresentou a influência da elevada amplitude de maré conhecidas nessa região, com velocidade de corrente superior à $2,0 \text{ m.s}^{-1}$.

Os pontos DF4 e DF5 somam 24 lançamentos de derivadores NOMAD, dos quais 12 atingiram a costa. Os derivadores restantes se dispersaram em direção à plataforma oceânica, como na Figura 6-30, em que um NOMAD lançado em DF5 parou de transmitir sinal no mar do Caribe após 72 dias.

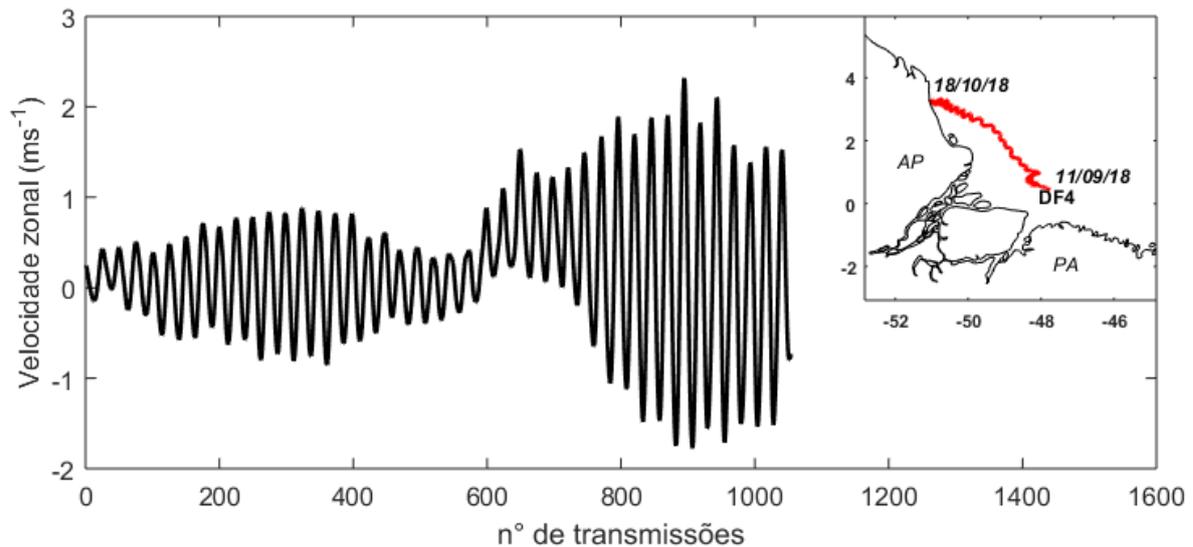


Figura 6-29: Componente de velocidade zonal e trajetória de um derivador do tipo NOMAD lançado em setembro de 2018, sétima campanha.

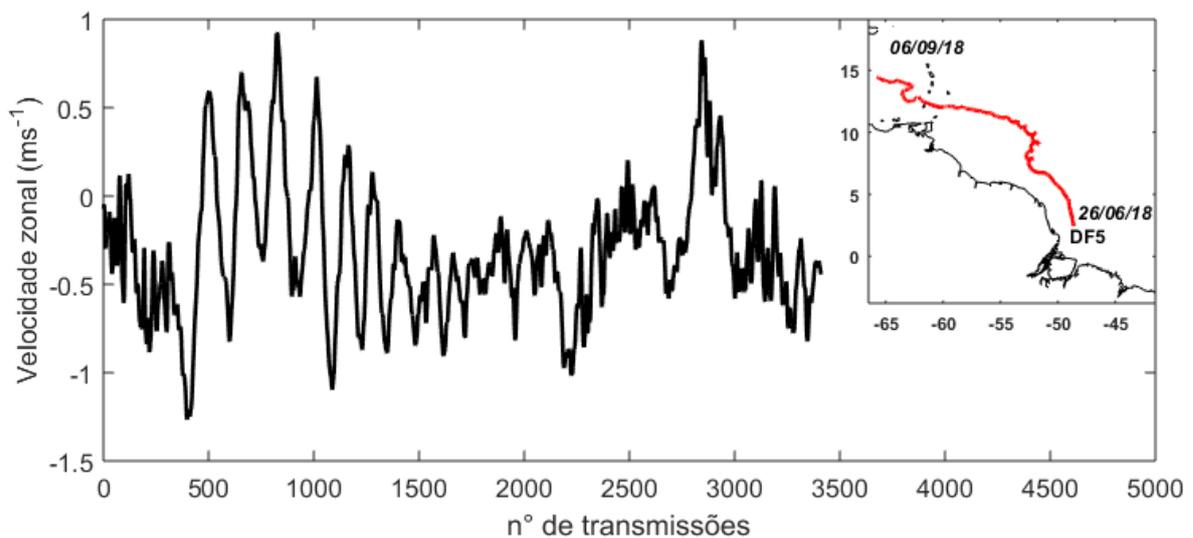


Figura 6-30: Componente de velocidade zonal e trajetória de um derivador do tipo NOMAD em junho de 2018, quarta campanha.

O NOMAD lançado em DF5 não apresentou curva de velocidade zonal semelhante ao NOMAD lançado em DF4, no qual o derivador apresentou forte sinal da maré. O derivador de DF5 se dispersou para plataforma oceânica logo nos primeiros dias de transmissão, executou *rings* entre $5 - 10^\circ \text{ N}$, com trajetória resultante para noroeste, com valores negativos para a componente de velocidade zonal (Figura 6-30). Estes fatores são um indício da ação de correntes oceânicas geostróficas sob o derivador. Durante o mês de lançamento,

em junho de 2018, a CNB começa a se intensificar e influenciar a PCA em profundidades inferiores a 100 m. A geostrofia produz o transporte predominante para noroeste através da CNB.

Desta forma, foi observado que em profundidades menores que 100 m, região da quebra da plataforma continental, são dominantes as oscilações de maré. Contudo, o transporte resultante é fortemente influenciado pelo vento, em que os processos sinóticos alteram o campo residual de correntes. Em profundidades maiores que 100 m, são verificados os processos físicos oceânicos, como as correntes geostróficas, os *rings* e a retroflexão da CNB. Assim, se conclui que a dinâmica da quebra da PCA está relacionada com os gradientes batimétricos.

Além disso, as oscilações da PCA interna foram analisadas a partir do espectro rotacional de correntes, nos sentidos horário e anti-horário. A análise foi realizada somente com os derivadores lançados no ponto DF4 (todos do tipo NOMAD). O gráfico da Figura 6-31 apresenta a densidade espectral de energia no domínio da frequência. São apresentadas as oscilações de período fixo, como as marés diurnas e semidiurnas (24 e 12 h, respectivamente), assim como o parâmetro de Coriolis (f). Assim, se observou que nas frequências diurnas e semidiurnas ocorrem as maiores densidades de energia, resultado que reforça o domínio das oscilações geradas pela maré na PCA interna. Além disso, foi verificado que a componente no sentido horário apresenta a maior energia em relação à componente no sentido anti-horário, na banda de frequência do parâmetro de Coriolis. Apesar da diferença pouco expressiva, este padrão também ocorre no espectro para a retroflexão da CNB, que ocorre em sentido horário.

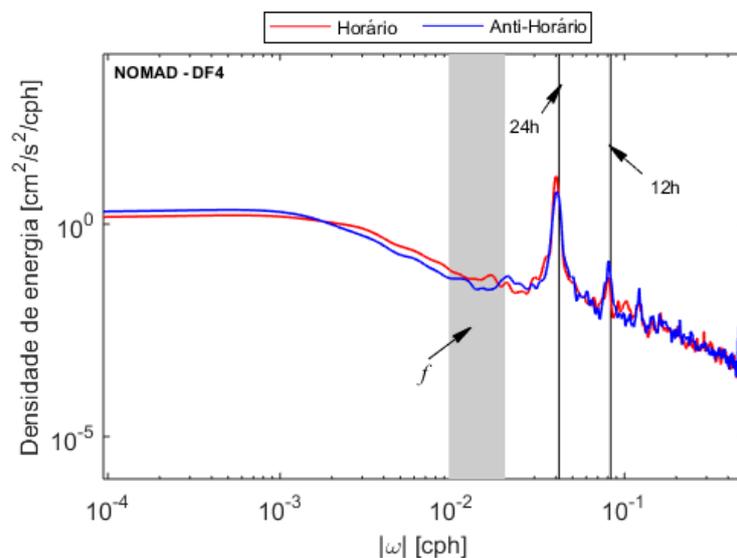


Figura 6-31: Espectro rotacional com as componentes horária e anti-horária das séries temporais de velocidade dos derivadores NOMAD lançados no ponto DF4.

Em resumo, caso os derivadores lançados na plataforma oceânica (DF2, DF3 e DF6), se dispersem para a PCA interna (profundidades rasas), estes estarão sujeitos às oscilações de marés diurnas e semidiurnas. Também foi verificado um sinal de águas rasas em aproximadamente 0,12 cph (ou 8 h). Como foi verificado na Figura 6-17, onde alguns derivadores SVP lançados em DF3 derivaram sobre a PCA interna (> 100 m de profundidade) com velocidades de até $0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Quando os derivadores estão se locomovendo em regiões profundas, além da quebra da PCA, são transportados por processos hidrodinâmicos oceânicos. Assim, a região de quebra da PCA representa um ambiente transicional.

O efeito das marés nas trajetórias dos derivadores também dependem do período sazonal, uma vez que outras forçantes podem alterar os transportes residuais. Este processo pode ser exemplificado pelos derivadores a partir do mês de junho, onde há redução da descarga fluvial, mudança na direção dos ventos alísios e intensificação da CNB (principalmente de agosto). Com a intensificação do fluxo da CNB, a corrente passa a fluir sobre a plataforma em profundidades menores que 100 m. Portanto, principalmente no segundo semestre, é possível que a dinâmica da PCA rasa também seja influenciada por movimentos inerciais associados à CNB.

6.7. Referências

- ALLEN, G. P., SALOMON, J. C., BASSOULLET, P., DU PENHOAT, Y., GRANDPRÉ, C. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*, v. 26, p. 69-90. 1980.
- ASSAD, L. P. F., TOSTE, R., BÖCK, C. S., et al., No prelo. 2020. "Ocean Climatology at Brazilian Equatorial Margin: a numerical approach", *Journal of Computational Science*.
- BRANNER, J. C. *The 'Pororoca,' or Bore, of the Amazon*. *Science*, v. 4, n. 95, p. 488-492. 1884.
- CHANSON, H. et al. *High-frequency turbulence and suspended sediment concentration measurements in the Garonne River tidal bore*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 95, n. 2-3, p. 298-306. 2011.
- CHANSON, H. *Flow field in a tidal bore: a physical model*. *Hydraulics for Maritime Engineering, Theme E, Proceedings 29th IAHR Congress*, v. 1, p. 365-373. 2001.
- CHANSON, H. *Hydraulics of open channel flow: An introduction - basic principles, sediment motion, hydraulic modeling, design of hydraulic structures*, 2 ed., Butterworth Heinemann, Elsevier. p. 650, 2004.
- CHANSON, H. *Undular tidal bores: basic theory and free-surface characteristics*. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 136, n. 11, p. 940-944. 2010.
- DYER, K. R. *Sediment processes in estuaries: future research requirements*. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, n. 14, p. 327-339. 1989.
- GOMES, J. D. *Caracterização hidrodinâmica do estuário do rio Gurupi*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Bragança, 2015.
- HOITINK, A. J. F., JAY, D. A.. Tidal river dynamics: Implications for deltas. *Reviews of Geophysics*. v.54, v. 1, p. 240-272. 2016.
- KINEKE, G. C. et al. *Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf*. *Continental shelf research*, v. 16, n. 5-6, p. 667-696, 1996.
- LAMB, H. *Hydrodynamics*. Cambridge University Press. p. 768, 1932.
- LENTZ, S. J.; LIMEBURNER, R. *The Amazon River Plume during AMASSEDS: Spatial characteristics and salinity variability*. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 100, n. C2, p. 2355-2375, 1995.
- MELO, G. V., BAPTISTA NETO, J. A., VINZON, S. B., OLIVEIRA, A. S., VICENTE, M. A. F., MALM, O., SILVA, C. G. *Salinity intrusion in the Guapimirim estuary, Rio de Janeiro state, Brazil*. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 32, n. 1, p. 161-176, 2014.
- MONTEIRO, S. M. *Dinâmica dos parâmetros abióticos na zona de mistura do estuário do Rio Paracauari, Ilha de Marajó – PA*. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Pará, Belém, 2009.
- NICHOLS, M. M., BIGGS, R. B. *Estuaries*. In: R. A. Davis Jr (Ed.). *Coastal Sedimentary Environment*, Nova York: Springer-Verlag, p.77-113, 1985.

- PROST, M. T. *et al.* *Manguezais e estuários da costa paraense: exemplo de estudo multidisciplinar integrado* (Marapanim e São Caetano de Odivelas). *Eossistemas costeiros: impactos e gestão ambiental*, p. 1 - 215, 2001.
- REIS, C. D. N., SILVEIRA, O. F. M., SANTOS, V. F. *Aspectos sedimentológicos do estuário do rio Sucuriçu – Amapá*. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2011.
- ROSÁRIO, R. P. *et al.* *Variability of salinity in Pará river estuary: 2D analysis with flexible mesh model*. *Journal of Coastal Research*, v. 75, n. sp1, p. 128-133, 2016.
- SIMPSON, J. H., FISHER, N. R., WILES, P. *Reynolds stress and TKE production in an estuary with a tidal bore*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 60, n. 4, p. 619-627. 2004.
- VALENTIM, M. M. *Relação da salinidade e turbidez nos limites de um estuário amazônico*. Trabalho de conclusão de Curso, Universidade Federal do Pará, Belém. 2017.
- VILAS BOAS, D. F. *Distribuição e comportamento dos sais nutrientes elementos maiores e metais pesados na Lagos de Patos, RS*. Dissertação de Mestrado, Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande. 1990.
- VILELA, C. P. X. *Influência da hidrodinâmica sobre os processos de acumulação de sedimentos finos no estuário do rio Amazonas*. Tese de Doutorado Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.
- WOLANSKI, E. *et al.* *Rapid, human-induced siltation of the macro-tidal Ord River Estuary, Western Australia*. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 53, n. 5, p. 717-732. 2001.
- WOLANSKI, E. *et al.* *Ecohydrology as a new tool for sustainable management of estuaries and coastal waters*. *Wetlands Ecology and Management*, v. 12, n. 4, p. 235-276. 2004.
- WRIGHT, L. D., NITTROUER, C. A. *Dispersal of river sediments in coastal seas: six contrasting cases*. *Estuaries*, v.18, n. 3, p. 494–508. 1995.