



MARÉS INTERNAS E DINÂMICA SEDIMENTAR NA PLATAFORMA
CONTINENTAL AMAZÔNICA

Ernesto Molinas

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Oceânica.

Orientadora: Susana Beatriz Vinzon

Rio de Janeiro

Julho de 2020

MARÉS INTERNAS E DINÂMICA SEDIMENTAR NA PLATAFORMA
CONTINENTAL AMAZÔNICA

Ernesto Molinas

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ
COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM
CIÊNCIAS EM ENGENHARIA OCEÂNICA.

Orientadora: Susana Beatriz Vinzon.

Aprovada por: Prof^a Susana Beatriz Vinzon

Prof. Marcos Nicolas Gallo

Prof. Mauro Cirano.

Prof^a Josefa Varela Guerra

Prof. Moacyr Cunha de Araújo Filho

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

JULHO DE 2020

Molinas, Ernesto

Marés internas e dinâmica sedimentar na plataforma continental amazônica / Ernesto Molinas. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2020.

XVII, 131 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadora: Susana Beatriz Vinzon

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Oceânica, 2020.

Referências Bibliográficas: p. 123-131.

1. Ondas internas. 2. Assimetrias de corrente. 3. Modelagem numérica hidrodinâmica. I. Vinzon, Susana Beatriz. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica. III. Título.

Para Cachito, Neli y Pochona (in memoriam)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer à minha orientadora, Susana Vinzon, pois apesar das nossas profundas desavenças nos últimos anos, teve um papel fundamental em todo o meu processo na pós-graduação. Mais de nove anos de relação, entre mestrado e doutorado, não são fáceis para ninguém, menos ainda para duas pessoas com caráter forte como nós dois.

Lamentavelmente, o ciclo virtuoso das universidades públicas, o qual tive o prazer de viver entre a graduação, o mestrado e o início do doutorado, começou a desmoronar ainda por volta de 2015. Depois seguiram o golpe de 2016, o governo Temer e finalmente o desastre da eleição do inominável. Todos esses fatores foram deixando a universidade cada vez mais vazia, menos produtiva e triste. A falta de fomento e a fuga das verbas de projeto geraram uma miserável diáspora de corpos e mentes brilhantes. A UFRJ pela qual me apaixonei em 2011 não existe mais, são nossas obrigações conter o retrocesso e reerguer os nossos sonhos.

Gostaria de agradecer à Lucianita e à Cris, pois em meio aos labirintos burocráticos e à minha total falta de disciplina com documentos e prazos, sempre me ajudaram com profunda empatia e solicitude. À Marise, por me brindar desde o primeiro dia com o seu amor quase maternal e também pelas muitas broncas e puxões de orelha, mais do que pertinentes, sempre que eu fiz alguma besteira ou me perdia em ciclos de procrastinação.

Às colegas de curso Juliane Castro e Luana Ferraz por serem minhas principais interlocutoras durante a elaboração desta Tese. Aos colegas de laboratório Bruno Moreira, Gabi Buraschi, Caio Henrique por alegrarem o dia-a-dia no Fundão.

Ao Victor Palma, por sua valorosa amizade nos piores e melhores momentos. A toda horda musical das ruas do Rio de Janeiro, minha família de malucos e principal válvula de escape.

Ao Leandro Caiaffa e à Acquatoool Consultoria, pois sem esses trabalhos, o meu nível de dignidade financeira durante o doutorado teria sido sofrível. À CAPES pela bolsa de doutorado.

Ao Osmar e à Dulci por emprestarem o seu pedaço de paraíso em Campo Redondo para terminar essa tese. A Amanda por, com sua loucura e alegria, me acompanhar e suportar o meu humor nessa reta final.

À minha família de sangue, Ale, Pedro, Lia, Julieta, Isabel e Melita, pelo seu amor e apoio incondicionais.

“Que o reino do *status quo* não seja uma fatalidade a que devemos nos inclinar, que não haja um horizonte que proíba engendrar outros horizontes alternativos, eis meu desejo.”

Daniel Lins, O último copo.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

MARÉS INTERNAS E DINÂMICA SEDIMENTAR NA PLATAFORMA
CONTINENTAL AMAZÔNICA

Ernesto Molinas

Julho/2020

Orientadora: Susana Beatriz Vinzon.

Programa: Engenharia Oceânica

A descrição da hidrodinâmica associada ao extenso sistema de recifes na plataforma continental adjacente ao Rio Amazonas ainda representa um desafio para as ciências oceânicas. Apesar da descarga de mais de um bilhão de toneladas de sedimentos coesivos por ano, a plataforma continental externa do maior rio do mundo apresenta concentrações muito baixas de sedimentos em suspensão junto ao fundo e uma ausência de depósitos modernos de sedimentos finos mais de cem quilômetros antes do talude continental. O limite marítimo do delta submerso consiste em uma clinofórmula sigmoide entre 40 e 70 metros de profundidade, uma característica deposicional que não pode ser explicada apenas pela circulação gravitacional estuarina. Este trabalho tem como objetivo principal testar a hipótese de que as marés internas têm um papel importante no controle do transporte marítimo de sedimentos finos. Para isso, implementou-se um conjunto de modelos tridimensionais, não hidrostáticos e de alta resolução (até 2 m, verticais e 2 km, horizontais) em Delft3D. Os experimentos mostraram que, mesmo desconsiderando a flutuabilidade da pluma fluvial, o arrasto do vento, as ondas superficiais e as correntes oceânicas, a exclusiva interação entre as correntes barotrópicas de maré, a batimetria e a estrutura de estratificação do oceano é capaz de gerar padrões de assimetria de correntes compatíveis com a deposição moderna. A declividade máxima dos taludes continentais e a profundidade relativa entre a plataforma externa e a picnoclina representam os principais fatores que influenciam a geração e a propagação em direção à costa das marés internas. Em uma perspectiva temporal, os ciclos de sizígia e quadratura são eventualmente capazes de reverter as tendências de transporte transversal à costa em escala sub-maré, enquanto a variabilidade sazonal da estratificação do oceano é responsável por modular a intensidade dos processos baroclínicos.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

INTERNAL TIDES AND SEDIMENT DYNAMICS ON THE AMAZON CONTINENTAL SHELF

Ernesto Molinas

July/2020

Advisor: Susana Beatriz Vinzon

Department: Ocean Engineering

The description of hydrodynamics associated to the extensive reef system on the shelf break adjacent to the Amazon River is still a challenge for ocean sciences. Despite the discharge of more than one billion tons of cohesive sediment per year, the outer continental shelf of the world's largest river presents very low concentrations of suspended sediment near the bottom and absence of modern fine sediment deposits more than one hundred kilometers before the shelf break. The offshore limit of the subaqueous delta consists in a sigmoidal clinoform standing between 40- and 70-m depth, a depositional feature that cannot be explained solely by estuarine like gravitational circulation. This paper aims to test the hypothesis that internal tides have a major role on the control of offshore fine sediment transport. For that, we implement a set of tridimensional, non-hydrostatic and high-resolution (up to 2 m, vertical, and 2 km, horizontal) Delft3D models. The experiments showed that even disregarding river plume buoyancy, wind drag, superficial waves and ocean currents, the exclusive interaction between barotropic tidal currents, bathymetry and the stratification structure of the ocean can generate current asymmetry patterns compatible with modern deposition. The maximum shelf slope and the relative depth between the outer shelf and the pycnocline represent the main factors influencing generation and shoreward propagation of internal tides. In a temporal perspective, spring-neap cycles are eventually capable of reverting cross-shore subtidal transport tendencies, while seasonal variability of ocean stratification modulates the intensity of baroclinic processes.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO CRÍTICA DA LITERATURA	4
2.1. Sobre propagação de incertezas e compatibilidade de escalas.....	5
2.2. Geologia sedimentar	8
2.3. Dinâmica deposicional moderna: o delta submerso.....	18
2.4. Hidrodinâmica costeira	29
2.5. Correntes oceânicas	38
2.6. Ondas Internas na PCA.....	41
2.6.1. <i>Lutoclina</i>	45
2.6.2. <i>Haloclina</i>	47
2.6.3. <i>Termoclina</i>	50
2.7. Marés internas e transporte de sedimentos	53
3. HIPÓTESES DE PESQUISA.....	58
4. OBJETIVOS.....	60
4.1. Objetivo específico 1.....	60
4.2. Objetivo específico 2.....	60
4.3. Objetivos específicos 3	60
5. JUSTIFICATIVA METODOLÓGICA: Paradoxo oceânico-costeiro.....	61
6. METODOLOGIA	63
6.1. Primeiro grupo: modelo de evolução geomorfológica	65
6.2. Segundo grupo: modelo 3D morfodinâmico	67
6.3. Terceiro grupo: modelagem hidrodinâmica 3D de marés internas.....	68
6.3.1. <i>Domínio de modelagem e condições de contorno barotrópicas</i>	68
6.3.2. <i>Discretização espacial</i>	69
6.3.3. <i>Sazonalidade da estratificação oceânica e contorno baroclínico</i>	69
6.3.4. <i>Tratamento da turbulência</i>	73

6.3.5. <i>Validação das correntes de fundo</i>	74
6.3.6. <i>Quantificação das tendências de transporte de sedimentos finos</i>	76
7. RESULTADOS	79
7.1. Taxas de deposição modernas e do Holoceno	79
7.2. Processos de transporte induzidos pela baroclinicidade da pluma	83
7.2.1. <i>Convergência horizontal no fundo</i>	83
7.2.2. <i>Velocidades verticais</i>	87
7.2.3. <i>Número de Ekman</i>	88
7.2.4. <i>Evolução morfodinâmica</i>	91
7.3. Modelagem hidrodinâmica das marés internas	94
7.3.1. <i>Geração de marés internas</i>	94
7.3.2. <i>Tendências hidrodinâmicas de transporte</i>	99
7.3.2.1. <i>Mapas de VRNL de fundo</i>	99
7.3.2.2. <i>Perspectiva transversal à costa</i>	104
7.3.2.3. <i>Variabilidade em escala sub-maré das VRNLs</i>	112
7.3.2.4. <i>Tidal straining na CLF</i>	115
8. RESUMO E DISCUSSÃO	119
9. CONCLUSÃO	121
REFERÊNCIAS	123

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Bacias sedimentares e blocos de exploração de hidrocarbonetos que compõem a Margem Equatorial Brasileira (ANP, 2017). Destacados em laranja, o Sistema de recifes da Amazônia de acordo com Moura <i>et al.</i> (2061), e em marrom a zona preferencial de deposição de lama (Kuehl, 1984).	1
Figura 2: Ilustração do conceito de Trompette de Incertezas de Kamphuis (2013) aplicado ao estudo do balanço sedimentar em uma bacia, considerando as perspectivas da Dinâmica Costeira (a) e da Geologia Sedimentar (b).	6
Figura 3: Eventos distensivos da margem equatorial do Brasil. A – primeiro evento (Neotriássico a Eojurássico). B a E – segundo evento (pré-Barremiano a Albiano). F e G – terceiro evento (Albiano). Retirado de Soares Júnior (2008).	10
Figura 4: Batimetria da Margem Equatorial Brasileira composta por dados do GEBCO (2017) e cartas náuticas (DHN, 2017).....	11
Figura 5: Interpretação simplificada da estratigrafia sísmica da Bacia da Foz do Amazonas, perfil transversal à costa na região do Leque do Amazonas. Seção estratigráfica dividida em: Mioceno Superior (UM), Plioceno Inferior (LPL), Plioceno Superior (UPL) Pleistoceno (Plt) e Pleistoceno Superior/Holoceno (UPL-Ho). A linha azul separa os depósitos anteriores e posteriores ao início da formação do Leque do Amazonas. Extraído de Hoorn <i>et al.</i> 2017.....	12
Figura 6: Variação nível eustático médio dos oceanos durante os últimos 140 mil anos. Retirado de Rhode (2005).	13
Figura 7: Variação média do nível eustático dos oceanos nos últimos 24 mil anos. Retirado de Rhode (2005).	14
Figura 8: Modelo de evolução sedimentar da PCA em função da variação do nível do mar proposto por Milliman <i>et al.</i> (1975). As setas representam os principais caminhos de dispersão de sedimentos. A linha pontilhada representa a isóbata de 100 metros de profundidade correspondente aos dias de hoje, aproximadamente coincidente com a quebra da plataforma continental.	15
Figura 9: Províncias e idades dos sedimentos superficiais da PCA. Modificado de Barretto <i>et al.</i> (1975) e Milliman <i>et al.</i> (1975).	17
Figura 10: Batimetria da região de estudo; posição das estações do Projeto BarraNorte e AmasSeds; regiões preferenciais onde foi identificada a ocorrência de lamas fluidas (Kineke e Sternberg, 1995; Kineke <i>et al.</i> 1996, ao todo foram realizadas 5 campanhas, a escala de cinza indica a frequência de ocorrência); taxas de deposição (Kuehl <i>et al.</i> ,1984) e distribuição de recifes (Moura <i>et al.</i> , 2016).....	20
Figura 11: Perfis longitudinais do Canal Norte do Amazonas mostrando as concentrações de sedimentos em suspensão e a estrutura da frente salina para quadraturas e sizígias, ambas durante o período de cheia do rio. Retirado de Kineke <i>et al.</i> 1996.....	20
Figura 12: Esquema simplificado do modelo de delta submerso proposto por Nittrouer <i>et al.</i> (1981).....	22

Figura 13: Perfil sísmico do limite distal do Delta Submerso do Amazonas (orientação SO-NE). Nesta figura é possível perceber que a organização dos refletores sugere uma Clinofoma Sigmoidal (Nittrouer <i>et al.</i> , 1986).....	23
Figura 14: Perfil sísmico exibindo as formas de fundo características da plataforma continental externa (orientação NO-SE no painel superior e SW-NE no painel superior). O painel superior se refere à região ao norte da Foz do Amazonas, em quanto que o painel inferior se refere à região ao sul (Nittrouer <i>et al.</i> , 1986).	24
Figura 15: Distribuição de estruturas sedimentares (painel esquerdo) e distribuição das taxas de acumulação de sedimento (painel direito) identificadas por Kuehl <i>et al.</i> (1982).	25
Figura 16: Distribuição espacial das taxas de sedimentação obtidas por Kuehl <i>et al.</i> , (1984).	26
Figura 17: Relação entre a morfologia do delta submerso e a variabilidade espacial (transversal à costa) das taxas de sedimentação identificadas por Kuehl <i>et al.</i> (1984).	27
Figura 18: Climatologia trimestral do campo de ventos tomando como base o produto de reanálise ERA Interim do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Estações do ano referenciadas ao hemisfério sul: verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).	30
Figura 19: Climatologia de vazões para a Bacia do Amazonas com base nas estações fluviométricas da ANA (Molinas, 2014).....	31
Figura 20: Resumo climatológico das forçantes que atuam na PCA (Nittrouer e DeMaster, 1996).	31
Figura 21: Salinidades características da Pluma do Amazonas durante as quatro principais estações da vazão fluvial: crescente, cheia, decrescente e seca. Os painéis do lado esquerdo representam a superfície e os da direita o fundo. Extraído de Lentz e Limeburner (1995).....	32
Figura 22: Perfis de salinidade perpendiculares à costa (Lentz e Limeburner, 1995). O lado esquerdo corresponde àqueles próximos à Foz do Amazonas e os da direita à região de máximas taxas e deposição identificadas por Kuehl <i>et al.</i> (1982).	33
Figura 23: Arranjo dos fundeios realizados na região de máxima taxa de acumulação de sedimentos (Projeto AmasSeds, localização das estações na Figura 10). Extraído de Lentz (1995).....	34
Figura 24: Variabilidade vertical do vetor médio das correntes medidas nos fundeios M1 e M2 (Lentz, 1995).....	35
Figura 25: Mapas de velocidades residuais na superfície durante a cheia: (a) modelo completo baroclínico e barotrópico, (b) modelo barotrópico e (c) campo baroclínico resultante da subtração vetorial de (a) por (b). Retirado de Molinas (2014).	37
Figura 26: Sistema de correntes superficiais equatoriais médias na borda oeste do Atlântico Equatorial: Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE) e seus ramos norte (CCNE _n) e sul (CCNE _s), Corrente Norte Equatorial (CNE), Corrente Sul Equatorial (CSE) e seus ramos central (CSE _c) e norte (CSE _n), Corrente Norte do Brasil (CNB), Sub-Corrente Equatorial (SE), Sub- Corrente Norte Equatorial (SNE), Sub-Corrente Norte do Brasil (SNB). Retirado de Oliveira (2009).	38

Figura 27: Série temporal de velocidades obtida na região do núcleo da CNB em aproximadamente 4°N e profundidade de 500 metros. O instrumento foi posicionado 60 metros abaixo da superfície. A linha em negrito exhibe as velocidades longitudinais à costa (SE-NW) e a linha suave representa as velocidades transversais à costa (SW-NE). Retirado de Johns <i>et al.</i> (1998).....	39
Figura 28: Padrão de circulação superficial média anual na MEB obtido por meio da promediação dos resultados do experimento global do Hycom. Retirado de Krelling (2011).	40
Figura 29: Esquema qualitativo expressando a relação entre a Frequência de Brunt-Väisälä (N), o Número de Richardson do Gradiente (Ri), o Número de Froude Densimétrico (Frd) e a amplitude típica das ondas internas em ambientes naturais (A). No eixo horizontal utilizou-se o período de Brunt- Väisälä (T) crescente para a direita.	44
Figura 30: Escalas típicas associadas às pinoquinas da PCA. As proporções do croqui estão propositalmente distorcidas para enfatizar as regiões de ocorrência das diferentes pinoquinas.	45
Figura 31: Perfis de CSS medidos por Kineke <i>et. al.</i> (1995) na Foz do Amazonas (painel esquerdo); Esquema ilustrativo da relação entre mecanismos geradores e tipos de lutoclina observados por Shi (1998) na Baía de Hangzhou, China (painel direito).....	46
Figura 32: Variabilidade anual do gradiente vertical de densidade (a), do período de Brunt-Väisälä (b) e do Número de Richardson máximo na coluna de água (c) para a região de máxima estratificação halina do Estuário do Rio Amazonas. Calculada com base nos resultados de Molinas (2014).....	49
Figura 33: Dimensões típicas associadas aos grupos de OISs (Apel, 2002).	51
Figura 34: Imagem SIR-C SAR mostrando uma Onda Interna Solitaria (OIS) se aproximando da costa nordeste do Pará em 15 de Abril de 1994. A imagem tem dimensões de 100 x 61 km. Retirado de Jackson (2004).	52
Figura 35: Decaimento da intensidade das correntes de maré no fundo em função do aumento da profundidade. Calculado com base nos resultados de Molinas (2014).....	56
Figura 36: Painel superior: Mapa batimétrico da Plataforma Continental Amazônica resultante da compilação de dados de cartas náuticas (DHN, 2017), da base GEBCO (2017) e de levantamentos de multibeam publicados em Nittrouer <i>et al.</i> (2020). Painel inferior: Mapa de declividades da PCA. Em ambos painéis são destacadas as zonas de classificação propostas por Nittrouer <i>et al.</i> (1981).	59
Figura 37: Escopo geral desta Tese, com destaque para a metodologia de pesquisa (em cores), descrevendo os três tipos de modelos utilizados neste trabalho, suas variáveis de entrada, os experimentos realizados com cada modelo e as principais saídas obtidas por meio da modelagem.	64
Figura 38: Domínios espaciais referentes a cada um dos modelos empregados nesta Tese: (i) Modelo de evolução geomorfológica (linha tracejada preta e branca) representando a seção transversal a costa onde ocorrem as máximas taxas de deposição, (ii) modelo 3D morfodinâmico (contorno vermelho) baseado no trabalho de Molinas (2014), e (iii) modelo hidrodinâmico 3D (linha tracejada azul claro) orientado exclusivamente a representação dos efeitos das marés internas. Também estão representadas a batimetria	

da área de estudo, a distribuição do sistema de recifes da Amazônia (Moura <i>et al.</i> , 2016) e as taxas de sedimentação (Kuehl <i>et al.</i> , 1984).....	65
Figura 39: Modelo simplificado de evolução geomorfológica do delta submerso.....	66
Figura 40: Climatologia para temperatura, salinidade, densidade potencial e anomalia de energia potencial obtidas por meio da promediação lateral dos dados do WOA.....	71
Figura 41: Características dos perfis verticais (300 m superiores da coluna de água) impostos como condição de contorno para cada um dos cenários. Densidade potencial sigma zero (esquerda) e frequência de Brunt-Väisälä (direita).....	72
Figura 42: Mapa da viscosidade horizontal turbulenta considerando a implementação da zona esponja no modelo hidrodinâmico 3D de marés internas. Dado o número de Schmidt turbulento de 0,5, a difusividade turbulenta corresponde à metade da viscosidade. Note-se que existe um afastamento de até 100 km entre a quebra da plataforma e o início da zona esponja.....	74
Figura 43: Comparação entre as elipses de maré associadas aos resultados dos modelos propostos (linhas vermelhas tracejadas) e associadas aos dados de fundeio (linhas pretas tracejadas) publicados por Fontes <i>et al.</i> (2008). As escalas de cor representam os histogramas bidimensionais para as componentes zonais e meridionais do campo de correntes de maré junto ao fundo considerando os resultados das modelagens.....	75
Figura 44: Modelo simplificado de progradação do delta submerso do Amazonas. Cotas horizontais em quilômetros (distância transversal à costa) e cotas verticais em metros (profundidade). A escala vertical está exagerada mil vezes em relação à escala horizontal.....	79
Figura 45: Trem tipo de taxa de deposição baseado nos resultados de Kuehl <i>et al.</i> (1984).	80
Figura 46: Evolução do delta submerso considerando as taxas média de deposição do Holoceno (Azul) e Kuehl <i>et al.</i> (1986). Velocidade de progradação do delta (painel superior) e variação da taxa máxima de deposição (painel inferior).....	81
Figura 47: Divergência horizontal das correntes residuais junto ao fundo (valores negativos indicam convergência). O painel superior (A) representa as quadraturas (alturas de maré do primeiro quartil), enquanto que o painel inferior (B) representa as sizígias (alturas de maré do quarto quartil).....	85
Figura 48: Divergência horizontal das correntes residuais junto ao fundo (valores negativos indicam convergência). O painel superior (A) representa os períodos de cheia (mês de vazões máximas), enquanto que o painel inferior (B) representa o período de seca (mês de vazões mínimas).....	86
Figura 49: Velocidades verticais médias anuais (mm/s) promediadas espacialmente ao longo da coluna de água. Valores positivos indicam velocidades ascendentes, enquanto que valores negativos indicam velocidades descendentes.	87
Figura 50: Mapas de Números de Ekman para a PCA. Cenários de quadratura, sizígia, cheia e seca.....	90
Figura 51: Resultados do modelo morfodinâmico 3D associado a baroclinicidade da pluma na PCA (Seção 6.2 da Metodologia). Escala de cor em kg de sedimento por metro quadrado.	91

Figura 52: Variabilidade anual da CSS no ponto M2 (65 metros de profundidade) obtida por meio da versão preliminar do modelo morfodinâmico.....	92
Figura 53: Variabilidade da camada de lama fluida no arco lamoso do Amazonas, na região frontal ao canal norte (1°24'N,49°15'O).....	93
Figura 54: Mapa da média (entre os cenários) das componentes M2 de maré interna, calculada com base na oscilação vertical da isopicnal de 1025.5 kg/m ³ . Os pontos marrons e as linhas tracejadas representam as estações e seções transversais que serão abordadas nas Seções 7.3.2.2, 7.3.2.3 e 7.3.2.4.	95
Figura 55: Comparação entre as marés internas máximas das seções S1, S2 e S3, considerando a oscilação vertical da isopicnal de 1025.5 kg/m ³	96
Figura 56: Máxima amplitude da componente M2 de maré interna ao longo da quebra da plataforma (superior), declividade máxima do talude continental (médio) e dispersão entre as variáveis anteriores (inferior).	97
Figura 57: Mapas de VRNLs de fundo considerando os modelos completos: Sc1 (janeiro, painel superior), Sc2 (maio, painel do meio) e Sc3 (setembro, painel inferior). Os tons vermelhos representam zonas com residuais em direção ao oceano, enquanto que os tons azuis representam zonas com residuais em direção à costa. As linhas e pontos em escala de cinza são as mesmas apresentadas na Figura 54.	102
Figura 58: Mapas da influência baroclínica sobre as VRNLs de fundo, dada pela diferença entre os modelos completo e barotrópico. Sc1 (janeiro, painel superior), Sc2 (maio, painel do meio) e Sc3 (setembro, painel inferior). A escala de cor representa a magnitude do campo vetorial.....	103
Figura 59: Análise 2DV transversal à costa para cenário Sc1 (janeiro) considerando as seções S1, S2 e S3 descritas na Figura 54 (3 colunas). As linhas pretas tracejadas representam as isopicnais. Cada linha representa uma variável: “A”, gradiente vertical de densidade (kg/m ²); “B”, viscosidade turbulenta vertical (m ² /s), “C”, desvio padrão da densidade no domínio do tempo (kg/m ³), “D”, VRNLs considerando o modelo completo (barotrópico + baroclínico, m/s); e “E”, componente baroclínica das VRNLs (m/s). Para as variáveis “D” e “E”, valores positivos representam residuais em direção ao oceano (cores quentes), enquanto que os valores negativos representam residuais em direção à costa (cores frias). Os balões rotulados com (C) e (D) representam zonas onde ocorre Convergência e Divergência das VRNLs do modelo completo.	107
Figura 60: Análise 2DV transversal à costa para cenário Sc2 (março) considerando as seções S1, S2 e S3 descritas na Figura 54 (3 colunas). As linhas pretas tracejadas representam as isopicnais. Cada linha representa uma variável: “A”, gradiente vertical de densidade (kg/m ²); “B”, viscosidade turbulenta vertical (m ² /s), “C”, desvio padrão da densidade no domínio do tempo (kg/m ³), “D”, VRNLs considerando o modelo completo (barotrópico + baroclínico, m/s); e “E”, componente baroclínica das VRNLs (m/s). Para as variáveis “D” e “E”, valores positivos representam residuais em direção ao oceano (cores quentes), enquanto que os valores negativos representam residuais em direção à costa (cores frias). Os balões rotulados com (C) e (D) representam zonas onde ocorre Convergência e Divergência das VRNLs do modelo completo.	108

Figura 61: Análise 2DV transversal à costa para cenário Sc3 (setembro) considerando as seções S1, S2 e S3 descritas na Figura 54 (3 colunas). As linhas pretas tracejadas representam as isopicnais. Cada linha representa uma variável: “A”, gradiente vertical de densidade (kg/m ²); “B”, viscosidade turbulenta vertical (m ² /s), “C”, desvio padrão da densidade no domínio do tempo (kg/m ³), “D”, VRNLs considerando o modelo completo (barotrópico + baroclínico, m/s); e “E”, componente baroclínica das VRNLs (m/s). Para as variáveis “D” e “E”, valores positivos representam residuais em direção ao oceano (cores quentes), enquanto que os valores negativos representam residuais em direção à costa (cores frias). Os balões rotulados com (C) e (D) representam zonas onde ocorre Convergência e Divergência das VRNLs do modelo completo.	109
Figura 62: Ábaco de declividades críticas (1:X) como função dos valores típicos de frequência de Brunt-Väisälä e latitude, considerando a frequência da componente M2.	110
Figura 63: Resumo quantitativo das Figuras 59, 60 e 61. Cada painel representa: “A”, máximo desvio padrão da densidade na região adjacente à quebra da plataforma; “B”, máxima espessura da camada limite de fundo sobre a PCEA; “C”, máxima VRNL em direção à costa considerando o modelo completo; “D”, influência baroclínica sobre “C”; e “E”, influência barotrópica sobre “C”. A escala de cores é utilizada para destacar os valores máximos (verde) e mínimos (vermelho) de cada painel.	111
Figura 64: Variabilidade das VRNLs em escala temporal sub-maré nas três estações definidas na Figura 54 e replicada na Figuras 57. Cada coluna se refere à um cenário (Sc1, Sc 2 e Sc3). As quatro linhas superiores representam variáveis junto ao fundo: “A”, velocidades instantâneas transversais à costa, “B” VRNLs do modelo barotrópico, “C”, VRNLs baseadas na componente baroclínica instantânea e “D”, VRNLs do modelo completo. As três linhas inferiores (“E”, “F” e “G”) representam as VRNLs transversais à costa do modelo completo ao longo da coluna de água. Para todas os painéis adota-se a convenção de velocidades positivas em direção ao oceano e negativas em direção à costa.	114
Figura 65: Mapas de tidal straining (razão de turbulência vazante/enchente): Sc1 (janeiro, painel superior), Sc2 (maio, painel do meio) e Sc3 (setembro, painel inferior). Os polígonos hachurados representam o Sistema de recifes da Amazônia segundo Moura <i>et al.</i> (2016). As linhas em escala de cinza representam as estações e seções expostas na Figura 54.	117
Figura 66: Variabilidade do tidal straining (razão de turbulência vazante/enchente) em escala temporal sub-maré nas três estações definidas na Figura 54.	118

ÍNDICE DE SIGLAS

- ADCP *Acoustic Doppler Current Profiler*
- AEP Anomalia de Energia Potencial
- AMASSEDS *A Multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study*
- ANA Agência Nacional de Águas
- ANP Agência Nacional do Petróleo
- CCNE Contra Corrente Norte Equatorial
- CLF Camada Limite de Fundo
- CNB Corrente Norte do Brasil
- CSS Concentração de Sedimentos em Suspensão
- CTD *Conductivity Temperature Depth Instrument*
- DHN Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil
- FEMAR Fundação de Estudos do Mar da Marinha do Brasil
- GEBCO *The General Bathymetric Chart of the Oceans*
- MEB Margem Equatorial Brasileira
- MI Maré Interna
- N Frequência de Brunt-Väisälä
- OIS Onda Interna Solitária
- PCA Plataforma Continental Amazônica
- PCEA Plataforma Continental Externa Amazônica
- PIATAM Potenciais Impactos Ambientais do Transporte de petróleo e derivados
na zona costeira da Amazônia
- POM *Princeton Ocean Model*
- SAR *Synthetic Aperture Radar*
- SNE Sub-Corrente Norte Equatorial
- TS *Tidal Straining*
- TSM Temperatura da Superfície do Mar
- UNESCO Organização das Nações Unidas para Educação, Ciência e Cultura
- VRNL Velocidade Residual Não-Linear
- WOA *World Ocean Atlas*
- ZCIT Zona de Convergência Intertropical
- ZMT Zona de Máxima Turbidez

1. INTRODUÇÃO

A região conhecida como Margem Equatorial Brasileira (MEB) se estende do litoral do Rio Grande do Norte, nas proximidades da Cidade de Touros, até o Cabo Orange, divisa do Estado do Amapá com a Guiana Francesa, cobrindo uma linha de costa com aproximadamente 2.500 km de comprimento e largura coincidente com a da zona econômica exclusiva (200 mn ou 360 km). Segundo a classificação da Agência Nacional do Petróleo (ANP, 2017), a MEB envolve cinco bacias sedimentares: Potiguar, Ceará, Barreirinhas, Pará-Maranhão e Foz do Amazonas (Figura 1).

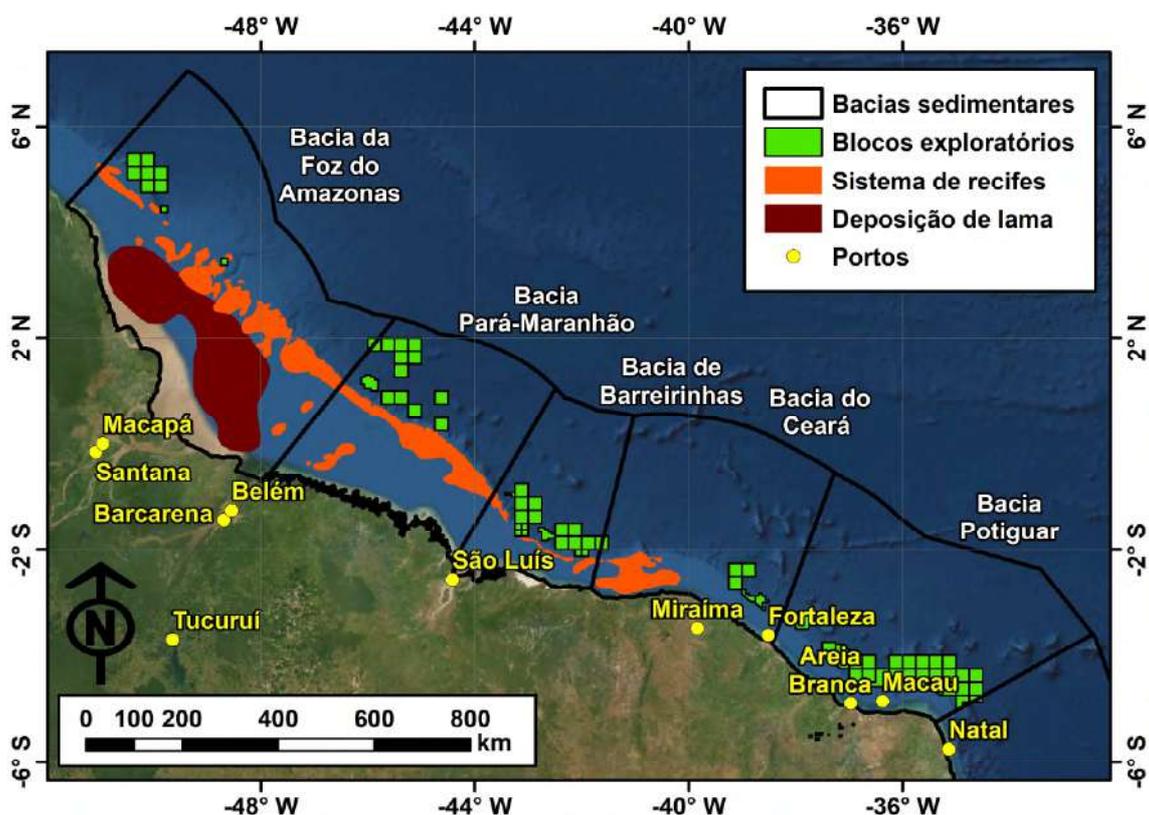


Figura 1: Bacias sedimentares e blocos de exploração de hidrocarbonetos que compõem a Margem Equatorial Brasileira (ANP, 2017). Destacado em laranja, o Sistema de recifes da Amazônia de acordo com Moura *et al.* (2016), e em marrom a zona preferencial de deposição de lama da foz do Rio Amazonas (Kuehl, 1984).

Apesar de representar cerca de um terço da extensão litorânea brasileira, a MEB ainda representa uma região pouco estudada, quando comparada à costa sul-sudeste. Os crescentes interesses sobre a exploração de hidrocarbonetos e a expansão da rede portuária nos Estados do Norte e Nordeste, bem como a cada vez mais relevante política de preservação do Sistema de recifes da Amazônia, têm potencial para causar um ponto de inflexão nesta tendência.

A exploração comercial de lagosta e pargo, dentre outras espécies de habitat recifal, na Plataforma Continental Externa Amazônica (PCEA) está documentada ao menos desde

1955 (Paiva, 1965, 1966, 1967). Collette e Rützler (1977), com base em dados biológicos obtidos em um cruzeiro da *National Oceanographic and Atmospheric Administration* (NOAA), R/V Oregon II em maio de 1975, apresentam evidências que apontam a existência de uma continuidade entre os recifes do Caribe e da costa nordeste do Brasil. Os autores identificaram uma faixa de mil quilômetros de extensão com densa ocorrência de 45 espécies de peixes de recife e 35 de esponjas sobre a PCEA, junto a foz do Rio Amazonas. Em 2004, com a iminente prospecção comercial de petróleo na plataforma amazônica, a Petrobras, juntamente com outras 11 universidades brasileiras, criou o Projeto PIATAM Mar (Potenciais Impactos Ambientais do Transporte de petróleo e derivados na zona costeira da Amazônia) com o objetivo de compilar todo o conhecimento científico existente sobre a zona costeira amazônica. Nesse contexto, Sousa Filho *et al.* (2005) apresenta uma contundente revisão bibliográfica onde identificamos dezenas de artigos que mapeiam, não apenas a abundante ocorrência de espécies de recifes, mas também a ocorrência de areias carbonáticas de origem biogênica, fragmentos de recife e rodolitos (e.g.: Aller e Aller, 1986; Barreto *et al.*, 1993; Aller e Stupakoff, 1996; Silva *et al.*, 1998 e 1999; Figueiredo e Grossmann, 2001; Souza, 2002).

Depois de mais de uma década sem grandes avanços científicos abordando esta questão, o trabalho de Moura *et al.* (2016) assumiu um papel fundacional na literatura, sendo o primeiro a afirmar categoricamente a existência de um massivo sistema de recifes na foz do rio Amazonas. O trabalho se baseou em dados coletados em um conjunto de três cruzeiros (R / V Knorr, maio de 2010, R / V Atlantis, julho de 2012 e NHO Cruzeiro do Sul, setembro de 2014) que amostraram batimetria multifeixe, coleções macrodênticas e demersais, bem como análises petrográficas e isotópicas em rochas carbonáticas recuperadas. Como resultado, os autores apresentam a PCEA como um importante sistema carbonático e o categorizam como um recife marginal mesofótico, uma vez que a baixa penetração de luz causada pela turbidez da pluma do rio o torna menos produtivo que os recifes de coral tropicais. Este sistema apresentaria uma transição de erosivo para acresivo na direção noroeste-sudeste que estaria estritamente relacionada à diminuição da influência da pluma do rio, um ponto de vista reforçado por Lavagnino *et al.* (2020). Enquanto o trabalho de Moura *et al.* (2016) se concentra na descrição biológica do sistema e o trabalho de Lavagnino *et al.* (2020) na descrição geomorfométrica de feições batimétricas, uma compreensão satisfatória da hidrodinâmica associada aos recifes amazônicos ainda representa um desafio para as ciências do mar.

Nesse contexto, esta tese de doutorado propõe, como principal hipótese de pesquisa, que a ação das marés internas sobre a PCEA tem papel fundamental sobre o destino dos sedimentos originados na bacia do Rio Amazonas, "bloqueando" a progradação do delta submerso em direção ao oceano e permitindo a existência de baixas concentrações de sedimentos em suspensão junto ao fundo na PCEA – acredita-se, portanto, que este fenômeno represente um fator mais influente sobre a variabilidade espacial da produtividade do sistema de recifes do que a dinâmica da pluma fluvial em si.

2. REVISÃO CRÍTICA DA LITERATURA

Nas próximas seções, se contextualiza a hipótese principal desta Tese (bem como outras duas hipóteses que embasam e dão suporte à primeira), apresentando uma revisão crítica da literatura ao redor dos seguintes temas:

Seção 2.1 - Sobre propagação de incertezas e compatibilidade de escalas: uma primeira seção onde se advoga que o estabelecimento de paralelos entre a geologia sedimentar – um setor ligado à indústria do petróleo – e a hidrosedimentologia – setor mais vinculado à navegação e à questão ambiental – constitui uma ferramenta poderosa para o avanço da ciência na região costeira amazônica.

Seção 2.2 - Geologia sedimentar: onde se discutem os principais aspectos associados a formação da MEB, do Mesozóico até a atualidade, dando destaque para a variabilidade temporal em escala geológica das taxas de deposição sedimentar sobre a plataforma continental.

Seção 2.3 - Dinâmica deposicional moderna: onde se abordam aspectos sedimentológicos associados à feição do delta submerso do Rio Amazonas. Aqui se contextualiza a hipótese de que as taxas de deposição documentadas na literatura podem estar superdimensionadas em sua ordem de grandeza. Em seguida, se levanta um questionamento: Se a plataforma externa é eventualmente atingida por correntes de turbidez, por que esta não apresenta depósitos significativos de lamas modernas?

Seção 2.4 - Hidrodinâmica costeira: onde se caracterizam os padrões de circulação hidrodinâmica associados a estrutura halina da Plataforma Continental Amazônica (PCA). Aqui se levanta a hipótese de que os efeitos baroclínicos associados à pluma de água doce não são suficientes para promover o padrão de deposição discutido na seção anterior, sendo necessário incluir novas forçantes.

Seção 2.5 - Circulação oceânica: onde se discutem brevemente alguns aspectos associados às correntes oceânicas adjacentes à PCA, principalmente no que se refere à sazonalidade da Corrente Norte do Brasil (CNB) e seus vórtices. Estes temas, apesar de relevantes, serão abordados apenas indiretamente no corpo principal desta tese.

Seção 2.6 - Ondas internas na PCA: inicialmente se discutem aspectos físicos associados a geração e propagação de ondas internas de forma genérica, para depois

abordar especificamente as propriedades das ondas internas associadas aos três principais meios estratificados da PCA

Seção 2.6.1 - Lutoclina: ondas internas que se desenvolvem na interface superior das camadas de lama fluida.

Seção 2.6.2 - Haloclina: ondas internas que se desenvolvem na base da pluma fluvial.

Seção 2.6.3 - Termoclina: ondas internas oceânicas que se desenvolvem na base da camada de mistura oceânica adjacente a PCA. Seção onde se apresenta a relevância das marés internas associadas à principal hipótese de pesquisa desta tese.

Seção 2.7 - Marés internas e transporte de sedimentos: onde se apresentam estudos que abordam a relevante capacidade das marés internas em promover o transporte de sedimentos sobre as plataformas continentais.

2.1. Sobre propagação de incertezas e compatibilidade de escalas

O objeto de estudo abordado na tese de doutorado consiste no balanço regional de sedimentos finos na PCA, bem como, nos processos hidrodinâmicos e de transporte de sedimentos associados a este balanço. Toma-se, como premissa inicial, que a escolha do ferramental adequado para o estudo do balanço regional de sedimentos finos em uma bacia é necessariamente dependente das escalas espaciais e temporais abordadas, bem como que estas estão intimamente relacionadas.

A escolha deste objeto evidencia uma ampla gama de escalas espaciais e temporais associadas ao mesmo: da partícula de sedimento (alguns micrômetros) à bacia sedimentar (milhares de quilômetros quadrados), do ciclo de marés (algumas horas) à formação da bacia sedimentar (milhares ou milhões de anos). Desta forma, para tratar do ciclo “fonte, dispersão e sumidouro de sedimentos”, considera-se necessária a adoção de ferramentas pertencentes a dois grandes ramos da ciência: a dinâmica costeira e a geologia sedimentar.

Se por um lado, o nível de abrangência deste objeto de estudo acarreta em níveis significativos de incerteza e complexidade, acredita-se que o desenvolvimento do diálogo entre os campos da dinâmica costeira e da geologia sedimentar constitua um ciclo virtuoso no contingenciamento de ambas as dificuldades. Adotando o conceito de “Trompete de Incertezas” de Kamphuis (2013) e aplicando-o ao balanço sedimentar (ciclo de fonte, dispersão e sumidouro de sedimentos), é possível afirmar que complexidades e incertezas

se propagam em direções opostas caso consideremos cada um dos ramos da ciência citados.

Na dinâmica costeira, da perspectiva da modelagem computacional morfodinâmica, os níveis de complexidade e incerteza aumentam progressivamente, acompanhando o eixo temporal do balanço. A fonte de sedimentos é considerada como condição de contorno (entrada de sedimento pelas fronteiras abertas) ou como condição inicial (disponibilidade de sedimentos erodíveis no leito). Logo, a dispersão de sedimentos passa a ser determinada por forçantes hidrodinâmicas (modelos determinísticos) que alimentam equações de transporte de sedimentos (modelos empíricos ou semi-empíricos que variam com n-ésima potência do campo de velocidades, com n variando geralmente entre 2 e 5) cuja convergência ou divergência (propriedades de segunda ordem do transporte de sedimentos) causa alterações na morfologia da área de estudo. Desta forma, se sugere que na dinâmica costeira, apesar de se partir de um nível relativamente baixo de incertezas, estas se propagam rapidamente em função da complexidade do estudo (Figura 2a).

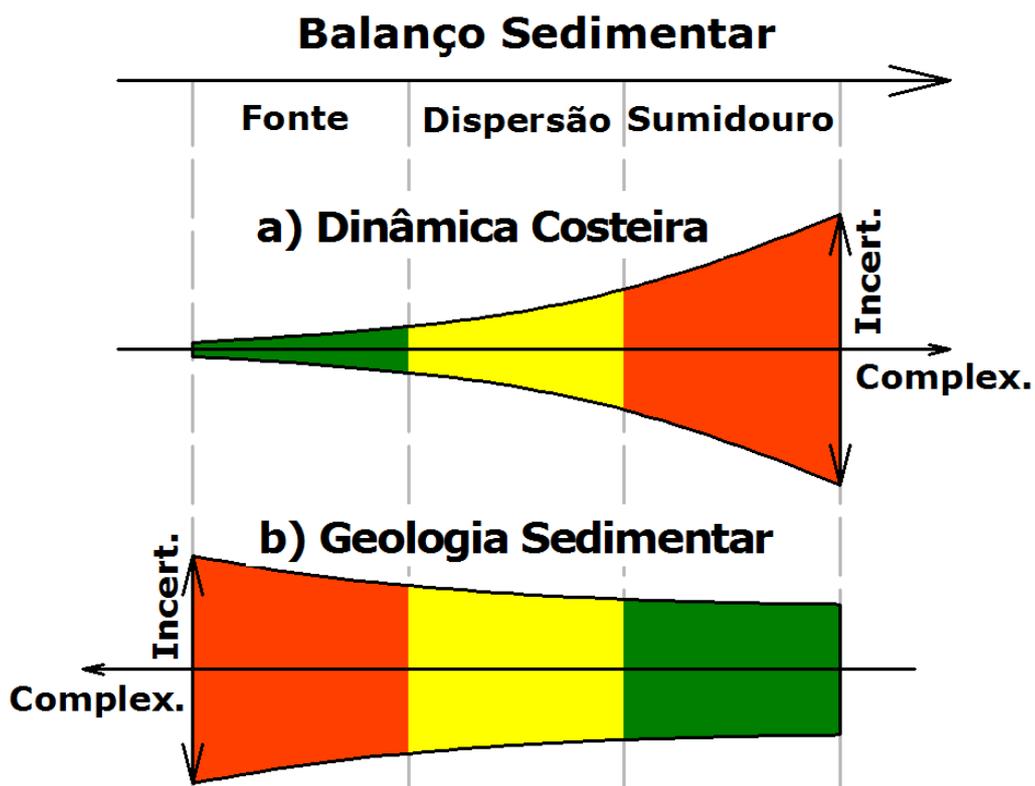


Figura 2: Ilustração do conceito de Trompete de Incertezas de Kamphuis (2013) aplicado ao estudo do balanço sedimentar em uma bacia, considerando as perspectivas da Dinâmica Costeira (a) e da Geologia Sedimentar (b).

Por outro lado, na geologia sedimentar (Figura 2b), da perspectiva da análise de testemunhos e elaboração de modelos de evolução, os níveis de complexidade e incerteza aumentam regressivamente, de maneira contrária ao eixo temporal do balanço. A partir da análise de depósitos sedimentares existentes (sumidouro), se estabelecem modelos de idade-profundidade que permitem inferir sobre as taxas de deposição consequentes dos padrões de dispersão de sedimentos na bacia. Estes, por sua vez, permitem fazer inferências sobre as forçantes que causaram tal dispersão (paleo-oceanografia, paleo-hidrologia, paleo-clima), bem como sobre a origem ou fonte destes sedimentos. Neste sentido, sugere-se que no campo da geologia, apesar de se partir de níveis de incerteza elevados, a velocidade com que estas incertezas se propagam em função da complexidade é menor.

O sucesso da compatibilização destes dois ramos da ciência, no intuito de descrever os processos que caracterizam o balanço sedimentar na PCA, é dependente de uma hipótese fundamental: A pressuposição de que o diálogo entre as escalas de incerteza envolvidas é viável. De forma mais direta, devemos ser capazes de afirmar que existem comparações possíveis entre os processos que caracterizam o Holoceno e os processos que ocorrem atualmente. Felizmente, esta hipótese tem sido fortemente encorajada por leituras como Milliman et. al. (1975), Sommerfield et. al. (1995), Flood e Pippert (1997), Vital e Statteger (2000), Figueiredo et. al. (2009), Hoorn et. al. (2017).

Neste ponto da argumentação, é importante reconhecer que a prática mais comum e consagrada, no âmbito dos estudos em dinâmica costeira, se baseia na calibração e validação dos modelos computacionais com base em taxas de deposição sedimentar recente (de meses a poucos anos). Estas escalas são muito inferiores àquelas típicas dos estudos em geologia sedimentar. No entanto, as proporções dos processos que caracterizam a Bacia Amazônica superam, por algumas ordens de grandeza, as magnitudes dos processos que caracterizam os ambientes que serviram de base para o desenvolvimento das metodologias tradicionais na dinâmica costeira.

A impossibilidade política e econômica de reproduzir no Amazonas programas institucionais de monitoramento contínuo – seguindo os modelos europeus e norte-americanos – faz com que não seja possível realizar uma reconstituição confiável do histórico deposicional recente. A maior parte da plataforma continental foi hidrografada uma única vez e as regiões que apresentam sobreposição temporal, ou ocorrem fora do arco lamoso, ou apresentam incertezas quanto à restituição de nível batimétrico que

invalidam possíveis análises. Toda a bibliografia associada à dinâmica costeira na região é baseada em expedições oceanográficas dispersas, com séries temporais que raramente superam 24 horas de medição. Nas décadas de 80 e 90 ocorreram os maiores esforços operacionais de coleta de dados com finalidade científica: O projeto de cooperação entre a Petrobrás e a *Woods Hole Oceanographic Institution* e o projeto AmasSeds. Kuehl et. al. (1986) representa o estudo mais ambicioso no âmbito da caracterização das taxas recentes de deposição por meio da datação de depósitos sedimentares por ^{210}Pb . Outros trabalhos decorrentes do AMASSEDS como Lentz (1995), Lentz e Limeburner (1995), Nittrouer et. al. (1995), Kineke e Sternberg (1995), Geyer et. al. (1996), Kuehl et. al. (1996), Nittrouer et. al. (1996), entre muitos outros, apesar de inconclusivos quanto às taxas de deposição, continuam representando os “estandartes” do conhecimento sedimentológico na plataforma continental amazônica até os dias de hoje.

Sendo assim, acredita-se que a busca por novas perspectivas de abordagem científica – necessariamente baseadas na multidisciplinaridade e na busca pela transdisciplinaridade – seja a melhor alternativa, não apenas para contribuir com a construção do conhecimento ao redor do objeto de estudo escolhido, mas também para caminhar em direção à quebra de paradigmas da ciência e da engenharia defendida por Kamphuis (2013).

2.2. Geologia sedimentar

A MEB tem a sua caracterização geológica definida pela separação da Pangeia durante o Período Mesozóico. Segundo Soares Júnior *et al.* (2008) este processo se deu por meio de três eventos distensivos. O primeiro teria ocorrido durante o Neotriássico (200 Ma), dando origem a Bacia da Foz do Amazonas, por conta do surgimento do Gráben de Calçoene (Figura 3, painel A). Após aproximadamente 60 Ma de relativa estabilidade, se inicia o segundo evento distensivo (Erocetáceo entre 140 e 120 Ma), onde são formados diversos Grábens que, apesar de fundamentais na modelagem das atuais regiões costeiras do Amapá, Pará e Maranhão, não foram suficientes para a ruptura definitiva entre as atuais África e a América do Sul (Figura 3, painéis B a E). Por fim, no Valanginiano, iniciou-se o desenvolvimento do Oceano Atlântico Equatorial, com a formação da Bacia Potiguar e o subsequente avanço para oeste do rifteamento, resultando na criação da Bacia do Ceará durante o Aptiano (110 Ma). Este rifteamento prosseguiu para oeste juntando-se aos Grábens gerados no segundo evento distensivo (Figura 3, painéis F e G), dando origem as Bacias de Barreirinhas, Pará-Maranhão e ampliando a Bacia da Foz do Amazonas no Albiano (100 Ma)

A separação dos continentes no Mesozóico sugere a existência de formações geológicas pareadas na África e na América do Sul. Esta uma das questões mais promissoras para a indústria de hidrocarbonetos, tendo em vista as recentes confirmações de significativas reservas de petróleo nas costas de Gana e Costa do Marfim. Tais bacias do continente africano correspondem às bacias centrais da MEB: Pará-Maranhão, Barreirinhas e Ceará.

O terceiro evento distensivo pode ser apontado como o mais importante na definição da posição do atual talude continental. A plataforma continental da MEB se caracteriza por um aumento contínuo da sua largura à medida que nos deslocamos de leste para oeste, apresentando menos de 25 km na costa do Rio Grande do Norte e chegando a mais de 300 km na Foz do Amazonas (Figura 4). Esta variabilidade de largura faz com que a declividade média da plataforma no Rio Grande do Norte seja de 1:200, enquanto na PCA esta chega a valores da ordem 1:3000 – região da Bacia Pará-Maranhão, nas proximidades da desembocadura da Baía de Marajó (GEBCO, 2017). Esta variabilidade morfológica afeta diretamente os processos hidrodinâmicos da plataforma, bem como a interação destes com as correntes oceânicas adjacentes. Neste sentido, é possível afirmar que a evolução sedimentar da PCA – que tem início após a fase de rifteamento, no final do Albiano, por volta de 100 Ma ap (Figueiredo *et al.*, 2009; Araújo *et al.*, 2009) – é marcada pela interação entre o aporte de sedimentos continentais e as forças oceânicas e costeiras. É curioso pensar que o regime de macro-marés da PCA, a característica hidrodinâmica mais marcante da região, tenha sido definido neste momento.

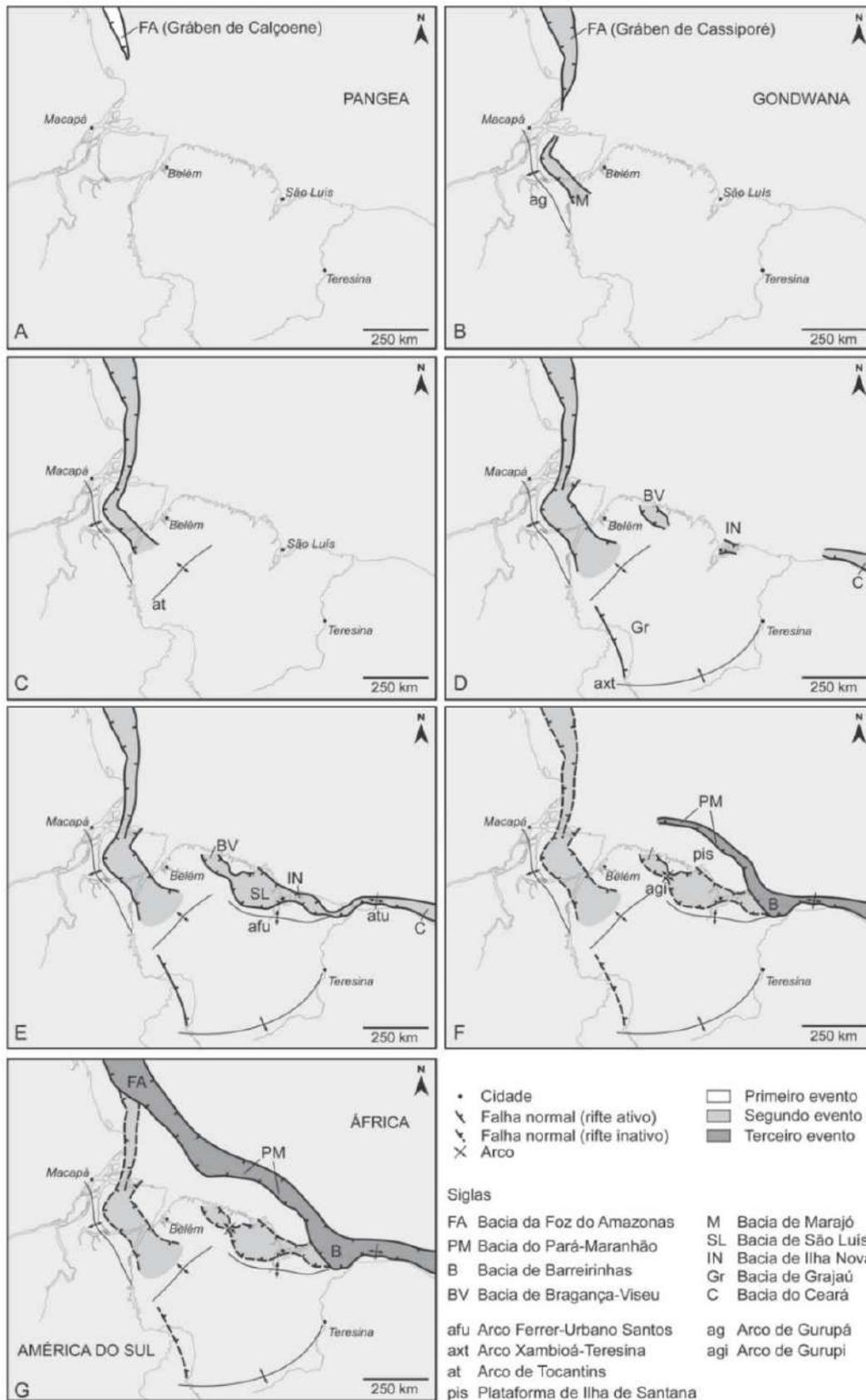


Figura 3: Eventos distensivos da margem equatorial do Brasil. A – primeiro evento (Neotriássico a Eojurássico). B a E – segundo evento (pré-Barremiano a Albiano). F e G – terceiro evento (Albiano). Retirado de Soares Júnior (2008).

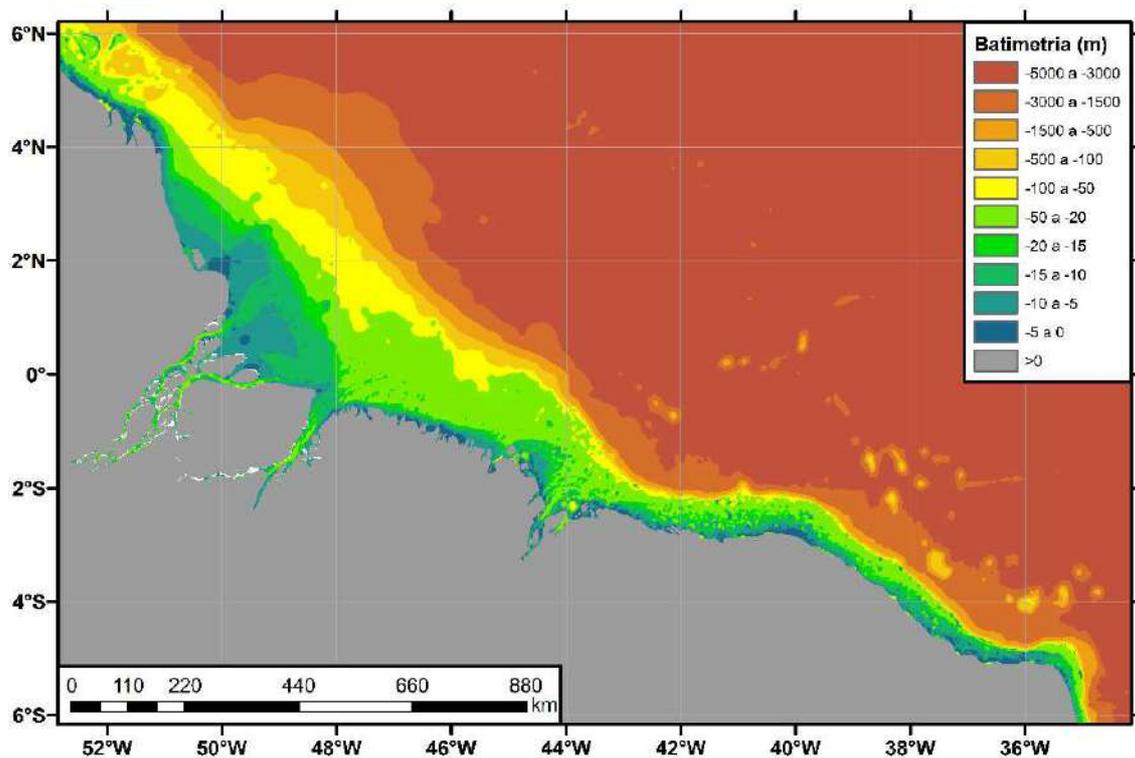


Figura 4: Batimetria da Margem Equatorial Brasileira composta por dados do GEBCO (2017) e cartas náuticas (DHN, 2017).

Entre 100 e 10 Ma surgem a Formação Limoeiro – entre o Cretáceo superior e Paleoceno – e a Formação Amapá – do Paleoceno ao Mioceno médio. Neste período, as taxas deposicionais são cerca de 100 vezes menores que aquelas observadas durante o Quaternário, na ordem das dezenas de metros a cada milhão de anos. Isto se deve ao fato que é somente no Mioceno médio, durante o Serravaliano (entre 11,8 e 11,3 Ma), que ocorre um aumento significativo da taxa de soerguimento dos Andes, fazendo com que o Rio Amazonas se torne transcontinental, mudando drasticamente o aporte sedimentar na região (Figueiredo *et al.*, 2009).

Estima-se que entre 11,8 e 6,8 Ma, as taxas de deposição tenham sido da ordem de 0,3 m/ka, uma vez que a deposição sedimentar se deu preferencialmente em bacias continentais. Entre 6,8 e 2,4 Ma esta taxa teria aumentado para 0,5 m/ka, enquanto entre 2,4 Ma e o presente (Quaternário) estima-se uma taxa média de 1,2 m/ka. Estes números são representativos médios da bacia sedimentar, apresentando variações espaciais e temporais significativas. Por exemplo, estimam-se taxas de até 5 m/ka para a região do leque do Amazonas durante a última era glacial, quando o Amazonas despejava sua carga sedimentar diretamente sobre a quebra da plataforma, na região do Cânion (Vital e Stattegger, 2000).

Entre o Pleistoceno e a última era glacial (2,4 Ma até 120 ka), a morfologia das bacias sedimentares Foz do Amazonas e Pará-Maranhão sofreram influência de recorrentes movimentos de massa. Araújo *et al.* (2009) identificaram – na região do leque do Amazonas – um sistema extensivo-compressivo interligado, formando cinturões gravitacionais de dobramento e cavalgamento de escala regional. As escarpas de falha e os soerguimentos de fundo chegam a 500 m de altura, cobrindo uma área de 104 km². Ao noroeste e sudeste do leque do Amazonas também foram observados mega-deslizamentos da ordem das centenas de metros de espessura que são responsáveis por boa parte da morfologia atual das Bacias da Foz do Amazonas e do Pará-Maranhão. A Figura 5, extraída do trabalho de Hoorn *et al.* (2017), mostra a interpretação simplificada de um perfil sísmico de uma seção transversal à costa na região do leque do Amazonas. Nesta figura é possível perceber o nível de retrabalho sofrido pelo pacote sedimentar durante o pleistoceno, bem como entender a relevância dos sedimentos depositados nos últimos 120 mil anos (Pleistoceno superior e Holoceno).

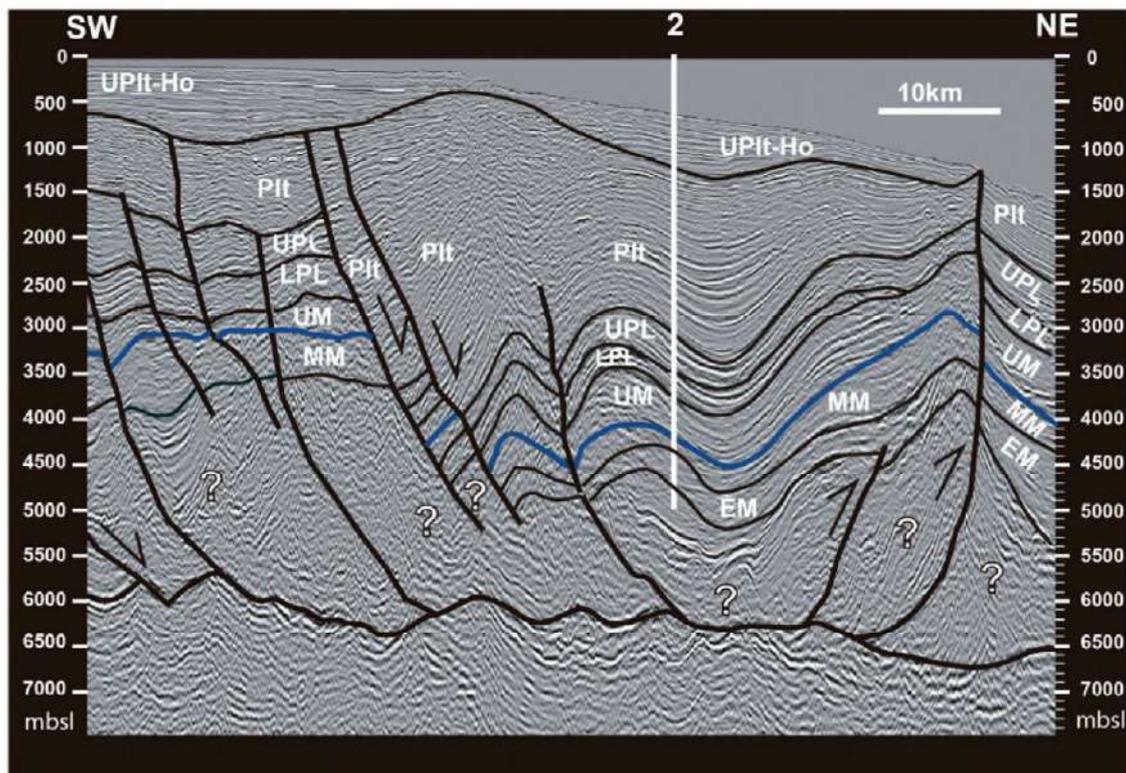


Figura 5: Interpretação simplificada da estratigrafia sísmica da Bacia da Foz do Amazonas, perfil transversal à costa na região do Leque do Amazonas. Seção estratigráfica dividida em: Mioceno Superior (UM), Plioceno Inferior (LPL), Plioceno Superior (UPL), Pleistoceno (Plt) e Pleistoceno Superior/Holoceno (UPL-Ho). A linha azul separa os depósitos anteriores e posteriores ao início da formação do Leque do Amazonas. Extraído de Hoorn *et al.* 2017.

A Figura 5 também ajuda a perceber o aumento contínuo das taxas de deposição de sedimentos na PCA durante os últimos 25 Milhões de anos. Na região do “Poço Dois”, destacado em branco, a espessura do pacote sedimentar equivalente ao Pleistoceno Médio/Inferior– duração aproximada de 2.5 milhões de anos – é de 1800 m, enquanto que aquela referente ao Pleistoceno superior e ao Holoceno – duração de 126 mil anos – é de 600 m. Proporcionalmente, isto significaria que o período equivalente ao Pleistoceno Superior e ao Holoceno apresentou uma taxa de sedimentação aproximadamente seis vezes superior àquela observada durante o restante do Pleistoceno, respectivamente 4,8 m/ka e 0,7 m/ka.

A variabilidade destas taxas de deposição não está exclusivamente ligada a um aumento no aporte de sedimentos à bacia sedimentar, mas também à variação do nível eustático do mar. O Pleistoceno Superior coincide com a última era glacial (entre 110 e 11 mil anos), quando o nível eustático do mar chegou a estar mais de 100 m abaixo do nível atual. Durante esta fase, o nível do mar coincidia aproximadamente com a quebra da atual PCA e a foz do Amazonas formava um cânion que despejava seus sedimentos diretamente sobre o Leque do Amazonas.

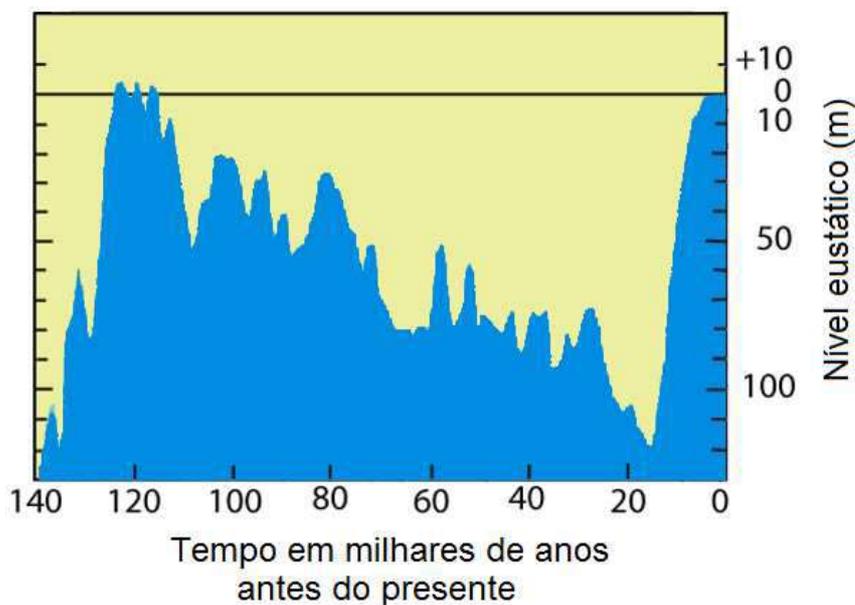


Figura 6: Variação nível eustático médio dos oceanos durante os últimos 140 mil anos. Retirado de Rhode (2005).

A Figura 6 nos mostra a variação do nível eustático nos últimos 140 mil anos. Podemos observar que, durante o Pleistoceno Superior, após cerca de 100 mil anos de uma tendência suave e quase constante de resfriamento do globo e redução do no nível

eustático do mar, se dá o fim da última era glacial e o planeta presencia uma subida abrupta do nível do mar. A Figura 7 nos mostra um detalhamento dos últimos 24 mil anos, onde entre 22 e 15 mil anos se observa o início da tendência de subida do nível do mar, com uma elevação de 20 metros em sete mil anos, representando uma taxa de elevação de 2,9 m/ka. Após esta fase inicial, por volta de 14 mil anos atrás, ocorre o “Pulso de Derretimento 1A”, um evento catastrófico em que o nível do mar subiu por volta de 30 metros em 500 anos, 60 m/ka, a maior taxa observada em todo o período pós-glacial. Durante todo o período que vai do “Pulso de Derretimento 1A” até sete mil anos atrás, as taxas de elevação do nível se mantêm em níveis muito elevados quando comparados ao registro geológico conhecido, com uma média de 13 m/ka. Os últimos sete mil anos são marcados por uma redução abrupta da taxa de elevação do nível do mar, apresentando um valor médio da ordem de 1m/ka. É neste período mais recente, de poucos milhares de anos, que tem início a formação da imensa maioria das feições deltaicas reconhecíveis na atualidade, incluindo o Delta Submerso do Amazonas (Hoorn *et al.*, 2017; Sommerfield *et al.*, 1995; Nittrouer e Sternberg., 1981; Gibbs, 1976).

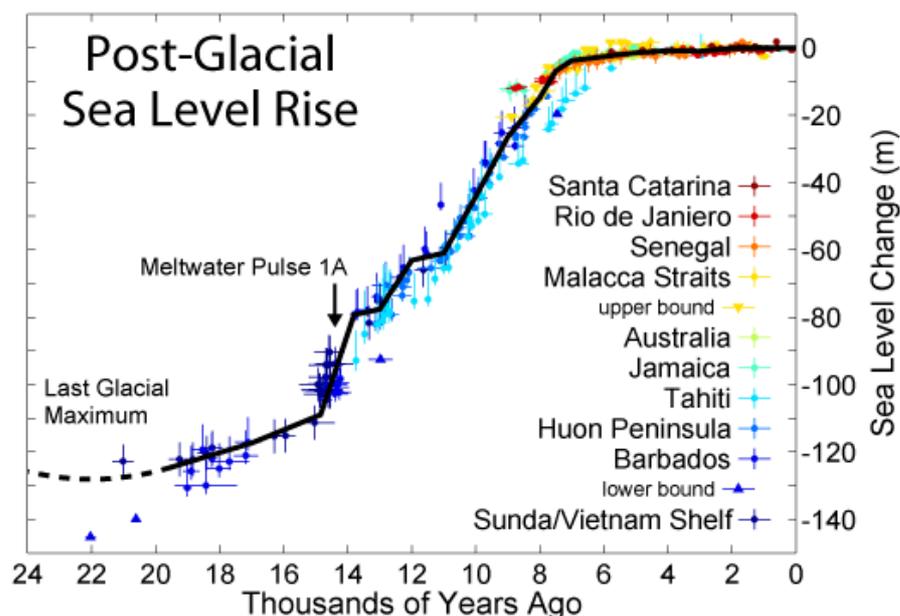


Figura 7: Variação média do nível eustático dos oceanos nos últimos 24 mil anos. Retirado de Rhode (2005).

Milliman *et al.*(1975) propõem um modelo de evolução sedimentar da PCA durante o período pós-glacial, que parte do ponto de máximo desenvolvimento do Cânion do Amazonas há cerca de 25 mil anos – quando nível do mar estava aproximadamente 100 m abaixo do nível atual – e vai até os dias de hoje – onde os sedimentos finos tendem a se depositar na região frontal da plataforma, formando o arco lamoso do Amazonas moderno

(Figura 8). O modelo sugere que do fim da era glacial até aproximadamente 15 mil anos atrás, o Amazonas manteve a sua natureza de cânion despejando seus sedimentos diretamente sobre a região do Leque do Amazonas; uma teoria que está de acordo com as altas taxas deposicionais que caracterizam o fim do Pleistoceno (Figura 8d). Após este período, com a contínua e rápida elevação do nível do mar que sucede o “Pulso de derretimento 1A”, a desembocadura teria passado por uma fase de transição assumindo a feição de um delta emerso bastante ramificado (Figura 8c). Segundo os autores, as atuais ravinas na região externa da plataforma, próximas ao cânion, em profundidades entre 60 e 100 m, seriam a assinatura remanescente deste período (Figura 9). À medida que a plataforma passou a ter uma largura inundada mais significativa, a partir de de 7 ka ap (Figura 8b), processos como marés, ventos, ondas e a própria circulação estuarina passaram a diminuir significativamente o transporte de sedimentos finos do Amazonas para a bacia oceânica profunda. Esta tendência de recuo da zona preferencial de deposição sedimentar teria se mantido até os níveis eustáticos atuais (Figura 8a).

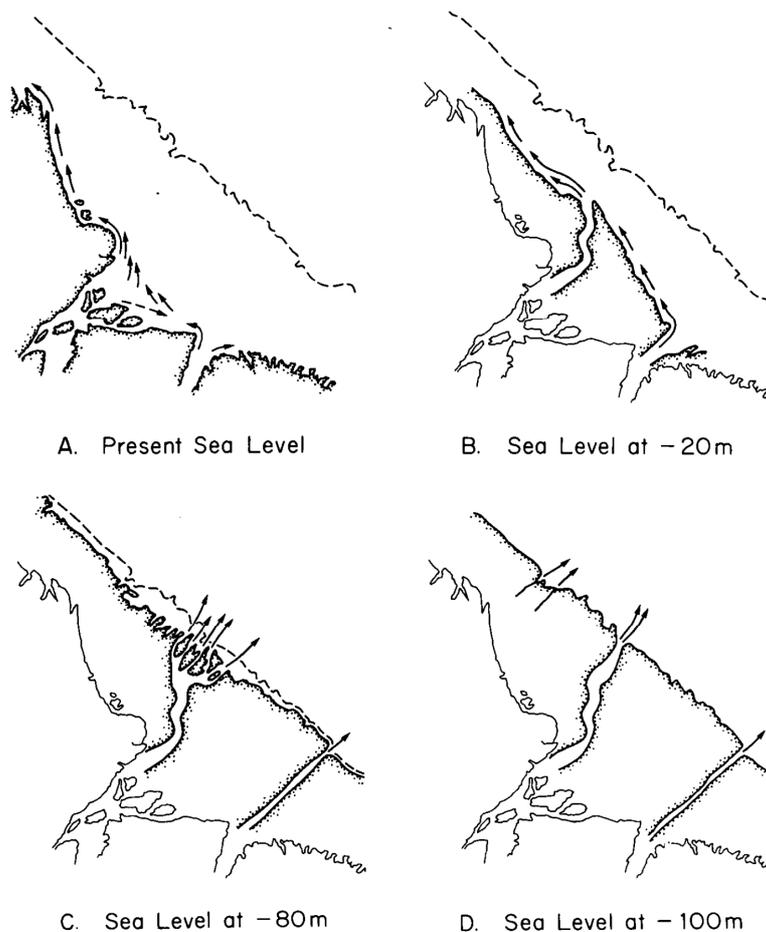


Figura 8: Modelo de evolução sedimentar da PCA em função da variação do nível do mar proposto por Milliman *et al.* (1975). As setas representam os principais caminhos de dispersão de sedimentos. A linha pontilhada representa a isóbata de 100 metros de profundidade correspondente aos dias de hoje, aproximadamente coincidente com a quebra da plataforma continental.

Um dos principais argumentos que suportam este modelo consiste no fato de que os sedimentos superficiais das plataformas média e externa do Amazonas são predominantemente arenosos, apresentam oóides de calcita magnésiana e fósseis costeiros, dando a entender que os depósitos atuais são relictos e ocorreram em águas rasas durante os períodos em que o nível do mar estava mais baixo (Milliman e Barretto, 1975).

Dentro do arco lamoso, se argumenta que enquanto os trechos externos mais distais apresentam concentrações de silte geralmente superiores a 75% – podendo chegar localmente a 90%, sugerindo uma natureza relictas –, a região frontal do arco é dominada por lamas inquestionavelmente modernas, com concentrações de argila superiores a 50% (Gibbs, 1976; Barretto e Summerhayes., 1975).

Este modelo, apesar de coerente, nos deixa algumas dúvidas fundamentais: (i) Onde exatamente ocorre a transição entre as lamas modernas e relictas, (ii) quais os processos físicos envolvidos na seleção de sedimentos ao longo da PCA, (iii) quais as suas importâncias relativas e (iv) teria este processo acontecido de maneira contínua seguindo o avanço do nível do mar ou é possível que ao longo de todo o período pós glacial tenham acontecido eventos significativos de retrabalho? Estes são questionamentos que se pretendem seguir discutindo sob a ótica dinâmica deposicional moderna, tema do próximo capítulo.

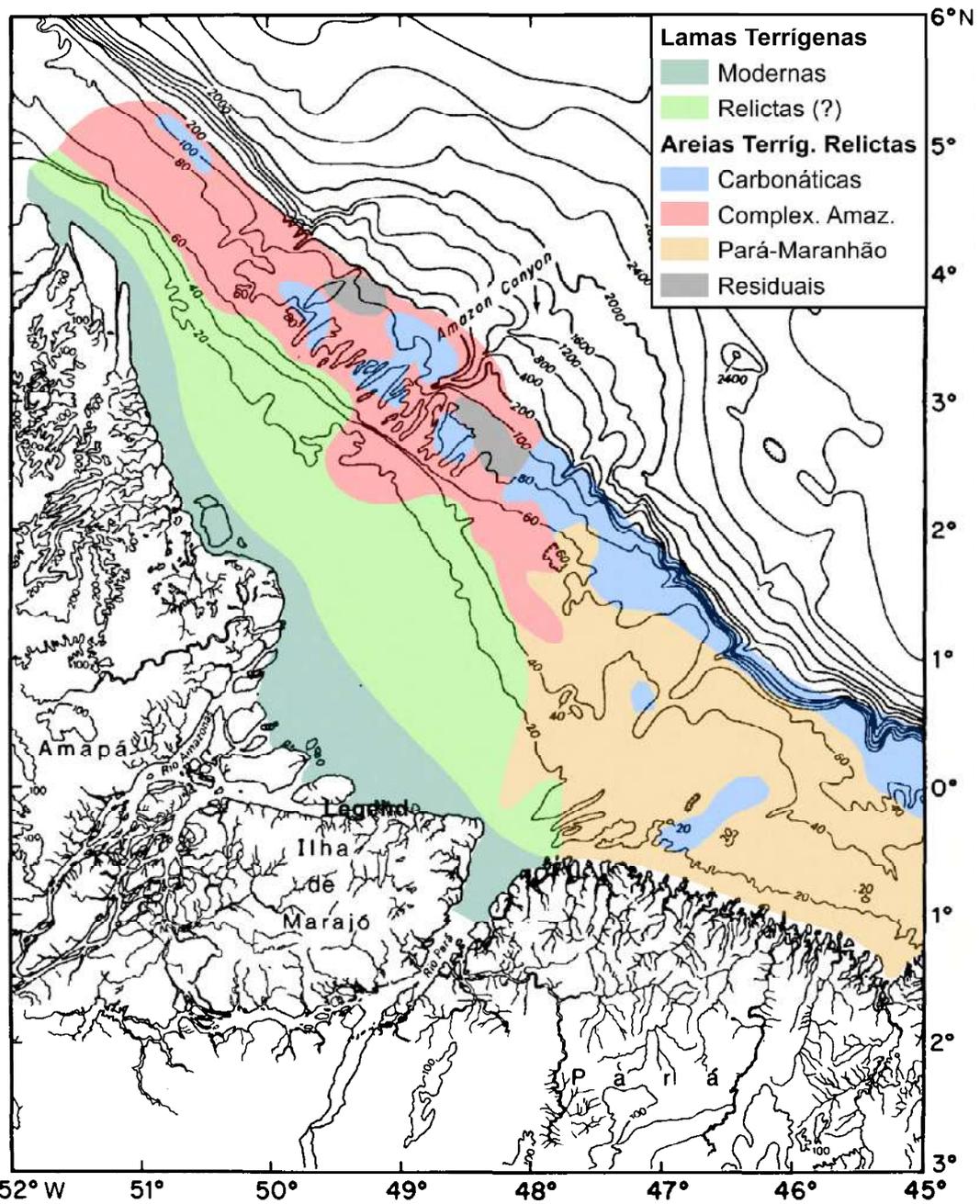


Figura 9: Províncias e idades dos sedimentos superficiais da PCA. Modificado de Barretto *et al.* (1975) e Milliman *et al.* (1975).

2.3. Dinâmica deposicional moderna: o delta submerso

O Rio Amazonas é responsável por uma descarga de sedimentos coesivos sobre a plataforma continental da ordem de um bilhão de toneladas por ano, no entanto, o destino final destes sedimentos e os processos físicos associados a esta dinâmica sedimentar ainda representam um grande desafio científico, principalmente no que se refere à modelagem ambiental (Kuehl *et al.*, 1986a e 1986b; Kineke *et al.*, 1996; Kineke e Sternberg, 1995). Sabe-se que a estrutura das frentes salinas, as zonas de máxima turbidez e a deposição dos sedimentos em suspensão estão intimamente ligados, porém os mecanismos que governam estes processos variam intensamente de um estuário para o outro.

Discutindo este tema, Buchard e Baumert (1998) apontam três processos como fundamentais: a circulação gravitacional residual, a assimetria de velocidade nas correntes de maré e a assimetria de mistura da maré. Os processos estuarinos no Amazonas se caracterizam por uma intensa circulação gravitacional (MacCready e Geyer, 2010, por assimetrias negativas – ou dominância de vazante – nos canais principais (Vinzon *et al.*, 2007) e por uma estratificação permanente que promove assimetria de mistura da maré (Geyer e McCready, 2014). Paralelamente, considera-se importante ressaltar que o sistema tem geometria complexa e apresenta as maiores vazões fluviais do mundo – entre 100 e 300 m³/s (Richey, 1989) –, o que faz com que os processos baroclínicos halinos ocorram sobre a plataforma continental, sem confinamento lateral.

A maioria dos autores concorda com Wellerhaus (1981) quando este afirma que a convergência horizontal do fluxo – fortemente associada ao gradiente horizontal de salinidade (Sheng *et al.* 2010) – é a principal responsável pela acumulação de sedimentos móveis, que por sua vez são ressuspendidos, formando a zona de máxima turbidez (ZMT). No entanto, alguns autores preferem considerar uma lógica inversa onde a formação da ZMT é, por si só, responsável pela acumulação de sedimentos (Buchard e Baumert, 1998).

Seguindo a abordagem proposta por Wellerhaus (1981), Geyer (1993) defende a importância da supressão da turbulência pela estratificação, reduzindo a mistura turbulenta no fundo, permitindo a formação de arcos lamosos no limite frontal da intrusão salina. A variabilidade espacial da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) no Amazonas tem uma natureza complexa, onde é possível identificar ao menos três processos diferentes agindo sobre a dinâmica sedimentar: (i) a convergência barotrópica do fluxo associada ao alargamento da foz ainda em águas permanentemente doces, (ii) a

convergência baroclínica associada aos gradientes de salinidade da frente salina e (iii) as correntes de densidade na região distal do arco lamoso.

Campanhas realizadas no contexto do Projeto Barra Norte identificaram um aumento substancial na CSS na região de transição entre fundo arenoso e lamoso, a montante da região de avanço máximo da frente salina (Vilela, 2011). Este fenômeno pode ser associado ao alargamento dos canais principais na região da foz, que causa uma redução das velocidades longitudinais, induzindo a deposição dos sedimentos mais grossos entre as estações P1 e P3 (Figura 10). Nesta região ocorre a formação de bancos de areia longos (~10 km) e estreitos (~1 km), que migram em ângulos ligeiramente desalinhados com a direção principal das correntes de maré, em velocidades da ordem de 1 km/ano. Entre estes bancos podemos observar canais com profundidades superiores a 10 metros (Fernandes *et al.*, 2007 e 2018; Fernandes, 2010). A jusante do ponto P3 passa-se a observar um fundo composto por uma mistura de areias e sedimentos coesivos, enquanto a transição definitiva para o fundo lamoso acontece a jusante do ponto P5, onde também se inicia a região de ocorrência de lamas fluidas.

Kineke e Sternberg (1995) e Kineke *et al.* (1996) desenvolveram trabalhos baseados em dados de campo que mapearam a ocorrência de lamas fluidas na PCA durante os cruzeiros do Projeto AmasSeds, encontrando uma importante dependência espacial entre a região preferencial de ocorrência (polígonos em escala de cinza na Figura 10) e os deslocamento da frente salina de fundo. A formação de lama fluida ocorreria durante as marés de quadratura (Figura 11), em camadas da ordem de um metro de espessura, com concentrações superiores a 10 g/l e densidades baixas (~1010 kg/m³). Os autores também observaram que a variabilidade da área coberta por lamas fluidas varia com o ciclo anual de vazões do rio, cobrindo uma região de aproximadamente 6.000 km² durante a estação seca e de 10.000 km² durante a estação úmida. Durante o ciclo de marés, anomalias de temperatura e salinidade, no interior das camadas de lama, seriam um indício de que a formação da lama fluida não está associada à ressuspensão local de sedimentos, e sim, a um processo de captura baroclínica dos sedimentos oriundos da região a montante.

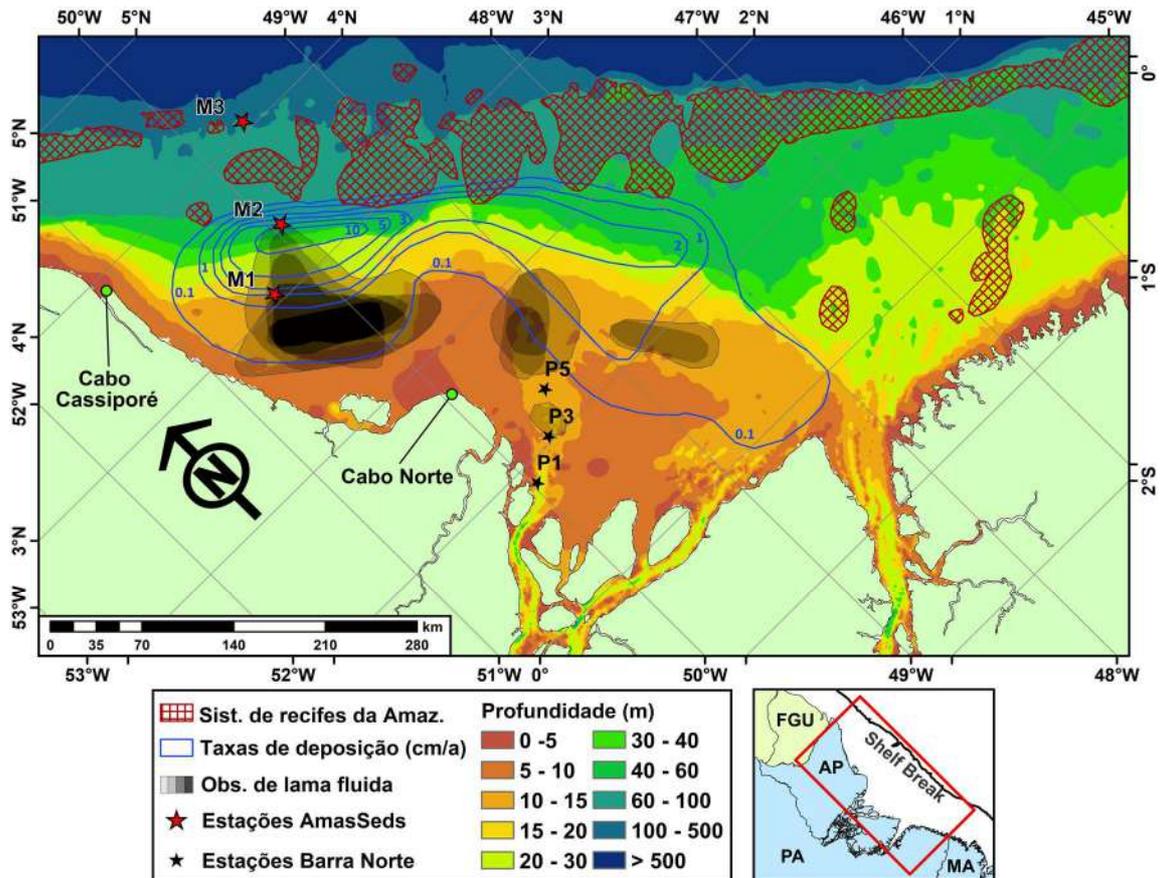


Figura 10: Batimetria da região de estudo; posição das estações do Projeto Barra Norte e AmasSeds; regiões preferenciais onde foi identificada a ocorrência de lamas fluidas (Kineke e Sternberg, 1995; Kineke *et al.* 1996, ao todo foram realizadas 5 campanhas, a escala de cinza indica a frequência de ocorrência); taxas de deposição (Kuehl *et al.*,1984) e distribuição de recifes (Moura *et al.*, 2016).

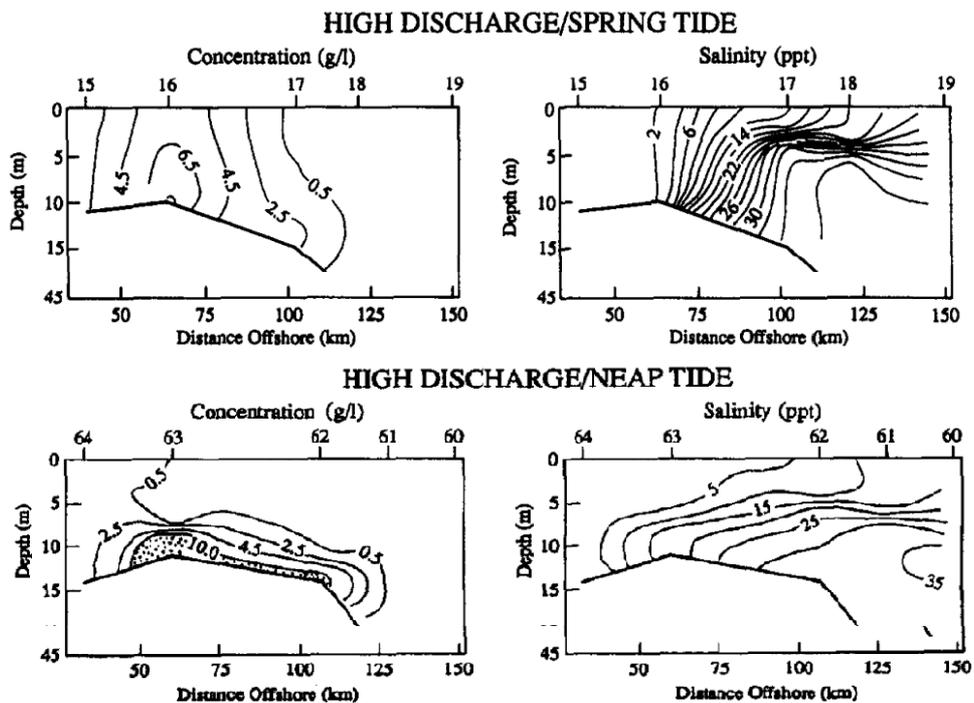


Figura 11: Perfis longitudinais do Canal Norte do Amazonas mostrando as concentrações de sedimentos em suspensão e a estrutura da frente salina para quadraturas e sizígias, ambas durante o período de cheia do rio. Retirado de Kineke *et al.* 1996.

Os autores concluem que a ressuspensão da lama fluida desempenha um papel importante no mantimento das altas CSS na coluna de água, influenciando a densidade da água e dando origem a um processo construtivo de retroalimentação. A estratificação halina durante os períodos de menor energia de maré e a consequente redução da mistura vertical seriam responsáveis por promover a convergência do fluxo residual e por aumentar as taxas de deposição de sedimentos na região da frente salina de fundo. Eventos similares de retroalimentação foram observados em estuários de alta turbidez como o do Rio Ems, na fronteira entre a Holanda e a Alemanha, e no Rio Loire, na França (Winterwerp, 2013).

Apesar da literatura já ter sido capaz de descrever diversos processos associados ao transporte de sedimentos na PCA, o destino final dos sedimentos coesivos despejados pelo Rio Amazonas ainda não é bem compreendido, consequentemente, diversos modelos contraditórios já foram propostos na literatura. Enquanto Milliman *et al.* (1975) sugerem que a maior parte da plataforma interna é composta por depósitos lamosos relictos, principalmente regulados pela variação do nível eustático dos oceanos, Gibbs (1976) sugere que todo o arco lamoso do Amazonas é formado por depósitos modernos. O modelo de Gibbs sugere que as águas do Amazonas se deslocam em direção ao oceano como uma pluma que sofre um processo de entranhamento com a CNB e é transportada para Noroeste. Os sedimentos precipitados seriam transportados para a costa por meio da circulação gravitacional associada aos gradientes horizontais de salinidade. Este modelo é contradito por Nittrouer *et al.* (1981) uma vez que não é possível identificar um padrão de seleção sedimentar característico deste tipo de circulação, onde a região frontal da plataforma apresenta sedimentos mais finos que a região distal.

Figueiredo (1972) e Nittrouer *et al.* (1981, 1986) sugerem que a sedimentação moderna na PCA se dá na forma de um delta submerso que se prograda sobre areias basais relictas, modelo que continua sendo o mais aceito até hoje. Nittrouer *et al.* (1981) levanta a hipótese de que durante os períodos de cheia do rio, um jato turbulento se forma a partir da Foz do Amazonas e se estende através da plataforma interna. Este jato seria forte o suficiente para transportar não apenas sedimentos coesivos em suspensão, mas também areias por arrasto. Ao menos a parte referente ao ciclo de variabilidade deste modelo é contradita por Molinas *et al.* (2014a, 2014b e 2015). Tais trabalhos sugerem que os ciclos quinzenais de sizígias e quadraturas, bem como a variabilidade associada aos ventos alísios, podem chegar a exercer um efeito sobre os padrões de circulação residual e de

convergência horizontal do fluxo até uma ordem de grandeza maior que aquele atribuído aos ciclos de cheia e seca do rio.

Nittrouer *et al.* (1986), tomando por base mais de 6.000 km de perfis sísmicos através da PCA, faz uma análise sobre a geomorfologia associada ao modelo de sedimentação anteriormente proposto. Os autores propõem três regiões sedimentologicamente distintas (Figura 12): (i) uma região dorsal, com profundidades inferiores a 40 m (destacada em amarelo), (ii) uma região frontal, com profundidade variando entre 40 e 60 m (destacada em vermelho), e (iii) a plataforma externa, com profundidades superiores a 80 m (destacada em azul).

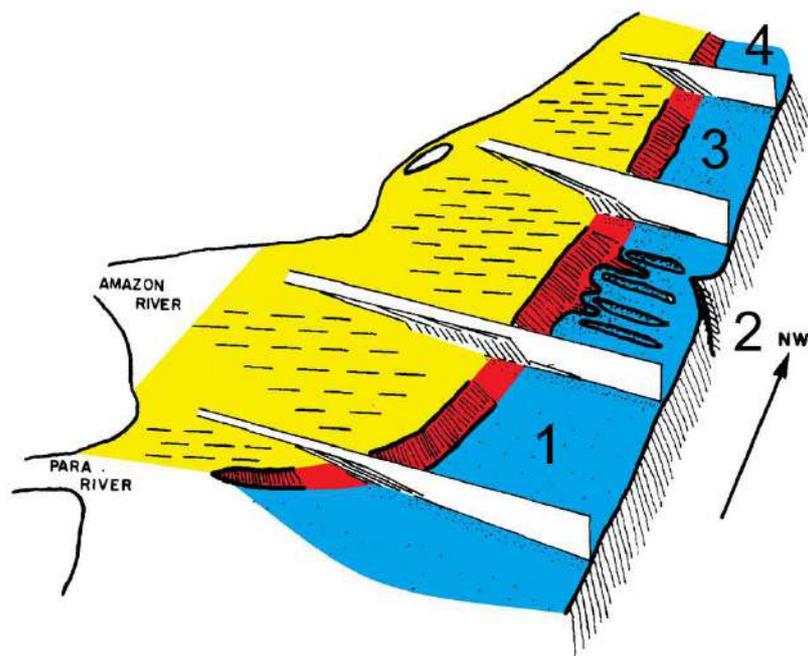


Figura 12: Esquema simplificado do modelo de delta submerso proposto por Nittrouer *et al.* (1981).

A região dorsal seria caracterizada por declividades suaves ($<1:3.000$), por uma dominância de camadas de sedimentos coesivos interestratificadas com camadas de areias e por uma curvatura convexa em relação à quebra da plataforma. Esta última propriedade seria um indicativo de que a taxa de sedimentação aumenta em direção ao oceano (porção esquerda da Figura 13).

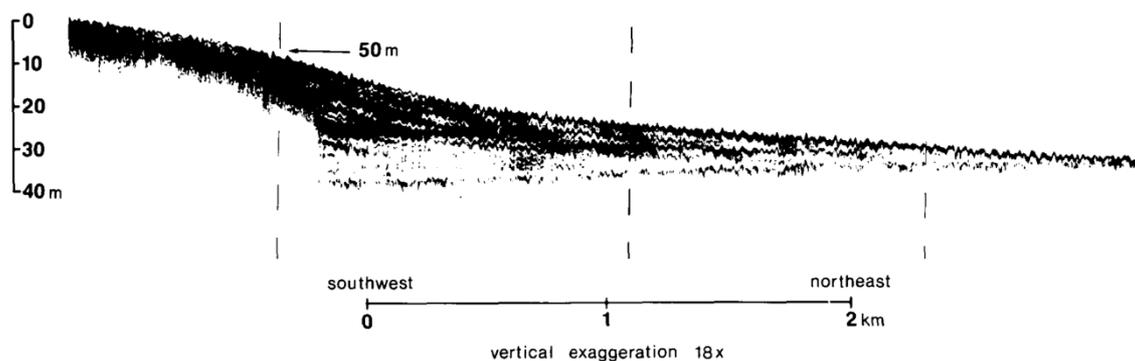


Figura 13: Perfil sísmico do limite distal do Delta Submerso do Amazonas (orientação SO-NE). Nesta figura é possível perceber que a organização dos reflectores sugere uma Clinofoma Sigmoidal (Nittrouer *et al.*, 1986).

A região frontal do delta submerso seria caracterizada por declividades mais intensas, variando entre 1:1.000 na extremidade sul (região 1 na Figura 12), aumentando para 1:100 na região próxima ao Cânion do Amazonas (região 2), diminuindo para 1:500 (região 3) e aumentando novamente para 1:200 nas proximidades do Cabo Cassiporé, onde a plataforma continental sofre um estreitamento brusco (região 4). A região frontal como um todo é caracterizada por uma inflexão da curvatura do fundo, passando de levemente convexa para intensamente côncava (Figura 13). Esta natureza indicaria que, após passar pela máxima taxa de sedimentação, a deposição de sedimentos cai bruscamente em direção à quebra da plataforma. Pelo modelo de Nittrouer, esta região seria responsável pela progradação horizontal do delta submerso. Em conjunto, as regiões dorsal e frontal formam uma clinofoma sigmoidal, feição frequentemente observada em deltas emersos e submersos, mas raramente observada em profundidades como as que caracterizam a plataforma interna amazônica.

Por fim, a plataforma externa seria dominada por areias transgressivas e relictas, com declividades geralmente inferiores a 1:2.000. O sopé da região frontal apresentaria apenas uma fina camada de lama que desaparece rapidamente na medida em que nos deslocamos em direção à quebra da plataforma. Esta região também é caracterizada por uma mudança nas escalas associadas às formas de fundo; enquanto que a porção ao sul da Foz do Amazonas é dominada por dunas entre 3 e 6 m de altura e 100 a 200 m de comprimento de onda, na porção norte, adjacente ao Leque do Amazonas, passamos a observar feições entre 20 e 30 m de altura e comprimentos de onda entre 6 e 8 km. Estas feições estão alinhadas perpendicularmente à quebra da plataforma, com as cristas orientadas no sentido sudoeste-nordeste (Figura 14).

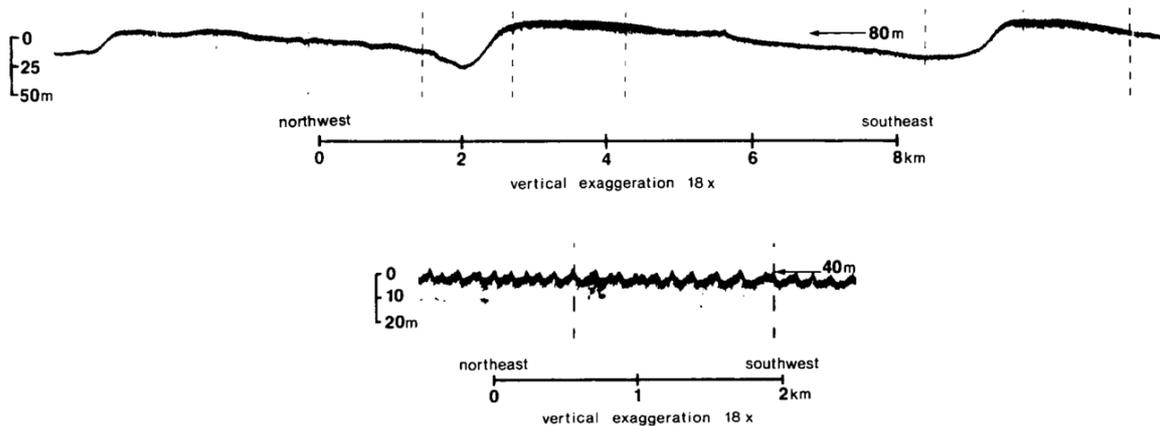


Figura 14: Perfil sísmico exibindo as formas de fundo características da plataforma continental externa (orientação NO-SE no painel superior e SW-NE no painel superior). O painel superior se refere à região ao norte da Foz do Amazonas, enquanto o painel inferior se refere à região ao sul (Nittrouer *et al.*, 1986).

Nittrouer não é conclusivo, mas sugere que as feições do painel superior não estão ativas e seriam estruturas relictas que se formaram há milhares de anos com níveis eustáticos muito mais baixos que os de hoje. No entanto, é impossível não pensar que a forma e o padrão de repetição destas estruturas sugira um campo de grandes dunas, que caso estivessem ativas, estaria se deslocando para noroeste, coincidindo com a direção da CNB e não com as correntes de maré que dominam a plataforma. As feições do painel inferior, de menores proporções, com as linhas de crista perpendiculares às correntes de maré, estariam ativas e o seu padrão de assimetria sugere um campo de dunas se propagando em direção à costa e podem representar uma evidência da existência de um transporte residual com forçante oceânica.

Por fim, vale ressaltar que a principal questão não respondida pelo modelo de delta submerso gira ao redor dos processos físicos responsáveis pelas grandes declividades – de até 1:100 – que caracterizam a clinofórmula sigmoidal, limitando a borda distal do arco lamoso (Figura 13).

Kuehl *et al.* 1982 desenvolveu um estudo na intenção de caracterizar os depósitos sedimentares e estimar as taxas de deposição da PCA. Com base em análises radiográficas e radioquímicas (^{210}Pb e ^{137}Cs), os autores identificaram três ambientes sedimentares distintos na plataforma continental interna (<60 m): (i) um formado por areias e lamas interestratificadas em um corredor que se inicia na da foz do Amazonas e se estende até através da plataforma continental interna, (ii) outro caracterizado pela presença de lamas fracamente laminadas em ambas as margens do corredor anteriormente citado, e um

terceiro onde se observam lamas bioturbadas compreendendo os depósitos restantes (Figura 15, painel esquerdo).

As mais altas taxas de sedimentação – superiores a 2 cm/ano – foram observadas na região de areias e lamas interestratificadas, bem como na região de lamas fracamente laminadas, enquanto taxas de sedimentação menores ocorreriam na região bioturbada – entre 0.1 e 2 cm/ano (Figura 15, painel direito). Os autores também sugerem que existe uma relação inversa entre as taxas de sedimentação e o nível de bioturbação, sugerindo que a atividade bentônica é limitada pela dinâmica deposicional.

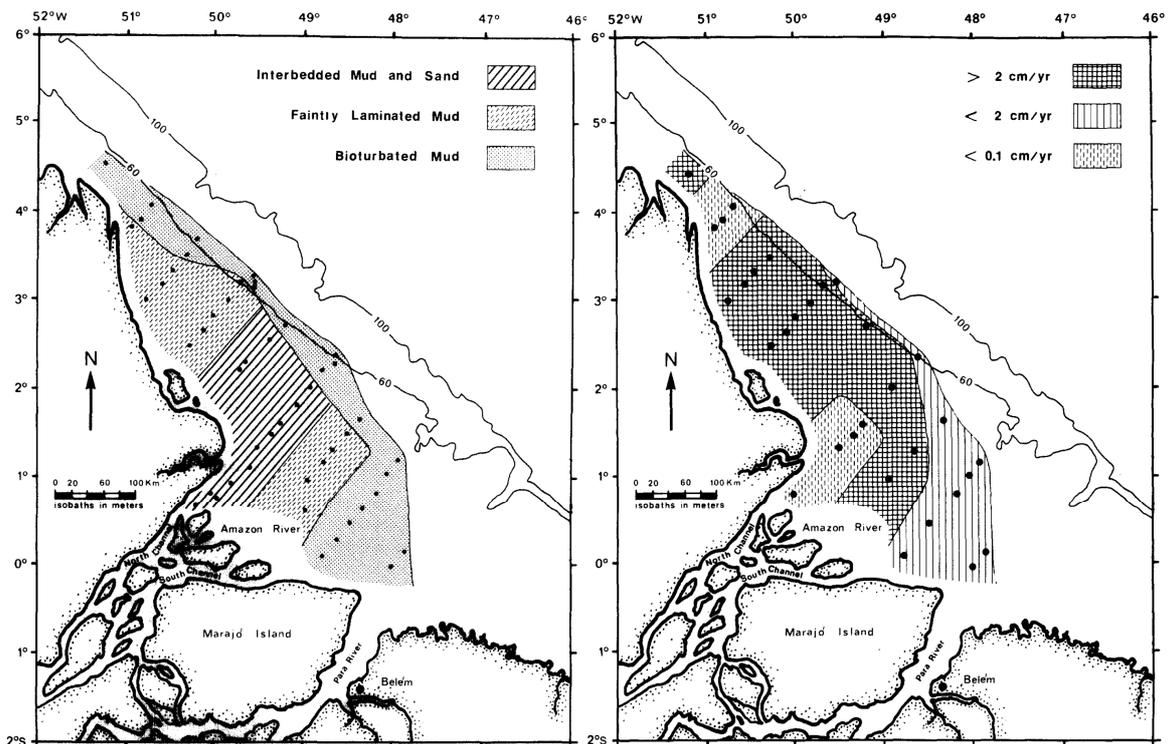


Figura 15: Distribuição de estruturas sedimentares (painel esquerdo) e distribuição das taxas de acumulação de sedimento (painel direito) identificadas por Kuehl *et al.* (1982).

Kuehl *et al.* (1986) afirmam que Kuehl *et al.* (1982) é consistente no sentido em que demonstra que boa parte da plataforma continental interna moderna passa por um processo ativo de acreção sedimentar. No entanto, considera os resultados prévios como preliminares, uma vez que os testemunhos outrora empregados seriam demasiadamente rasos (~0,5 m) para que se possam obter perfis de radionuclédeos completos. Para tal, em 1983, uma nova coleta de 57 testemunhos foi realizada, desta vez com 3 m de comprimento, o que permitiria – mantendo o uso do radioisótopo ^{210}Pb – analisar as taxas deposição em uma escala de tempo da ordem de 100 anos. Os tempos de formação dos depósitos de lamas relictas foram analisados por meio de datação de ^{14}C .

Em geral, apesar de entrar em conflito com o estudo anterior, os resultados obtidos no novo estudo são mais coerentes considerando o modelo proposto por Nittrouer (1986). As maiores taxas de sedimentação (~ 10 cm/ano) foram obtidas entre a parte externa da região dorsal e a região frontal do delta submerso, nas proximidades do trecho de máximo declive e do Cânion do Amazonas, entre profundidades de 30 e 50 m. As taxas decaem de maneira suave em direção à costa e de maneira abrupta em direção à quebra da plataforma. Em regiões com profundidades inferiores a 15 m, bem como no sopé da região frontal, as taxas de deposição já seriam inferiores a 1 cm/ano, enquanto em profundidades entre 70 e 100 m, seriam insignificantes (Figura 16). Os resultados obtidos reforçam a ideia de um delta progradante e nos lembram de que a taxa de acumulação de sedimentos não está necessariamente ligada à concentração de sedimentos em suspensão, e sim a um balanço onde a deposição supera a ressuspensão.

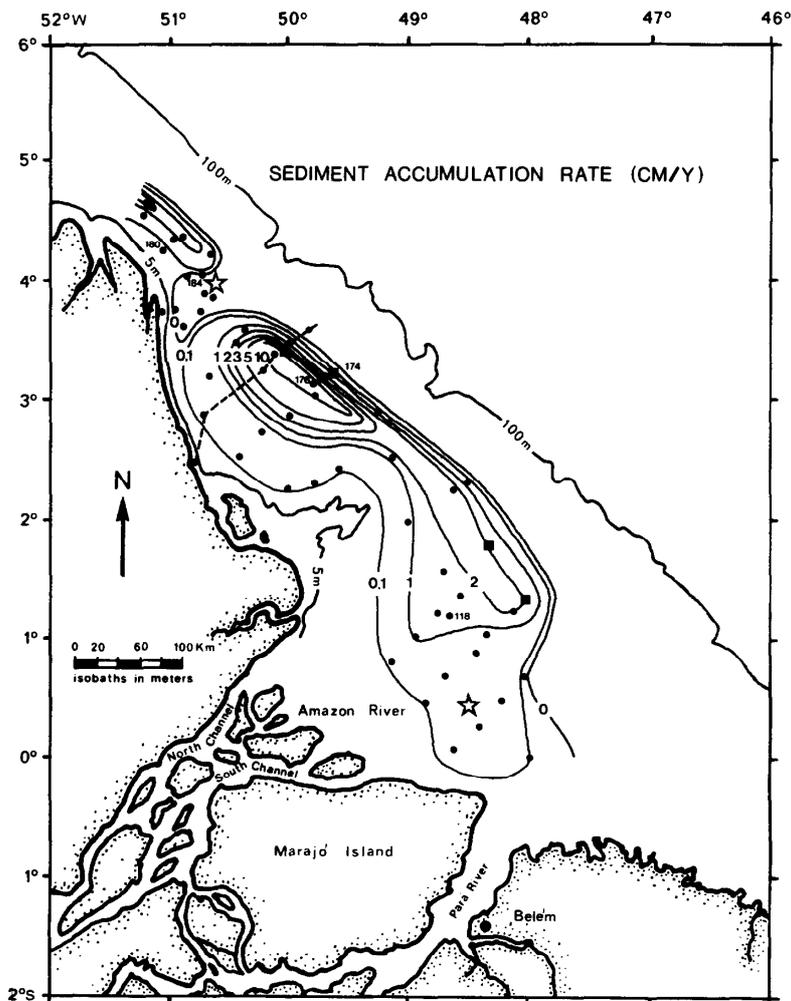


Figura 16: Distribuição espacial das taxas de sedimentação obtidas por Kuehl *et al.*, (1984).

A Figura 17 nos mostra uma seção transversal à costa na região de máxima acumulação de sedimentos, permitindo compreender melhor a variabilidade da taxa de deposição em função da morfologia do delta submerso.

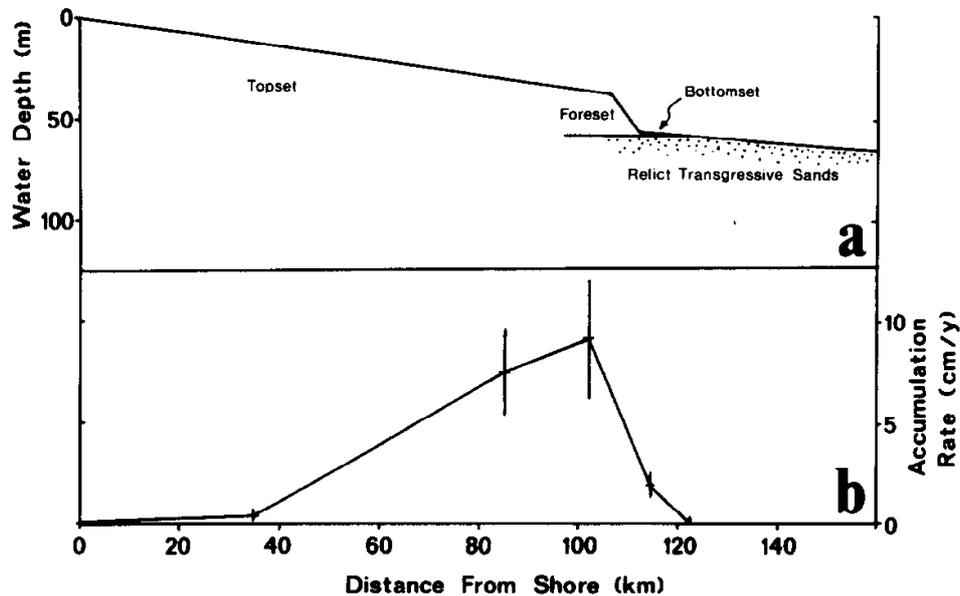


Figura 17: Relação entre a morfologia do delta submerso e a variabilidade espacial (transversal à costa) das taxas de sedimentação identificadas por Kuehl *et al.* (1984).

Se compararmos as Figuras 10 e 16, percebemos que a zona de máximas taxas de deposição identificadas por Kuehl *et al.* (1984) coincide com a região mais distal onde Kineke *et al.* (1996) identificaram a ocorrência de lamas fluidas. Isto pode ser um indicativo de que, apesar da região de máximas taxas de deposição geralmente apresentar baixas CSS no fundo (Sternberg *et al.*, 1996), ela provavelmente está sendo submetida episodicamente ao deslocamento de correntes de turbidez. De fato, Sternberg *et al.* (1996) reportam a ocorrência de um destes eventos. Após 14 dias da instalação de um conjunto de sensores a 65 m de profundidade, começa a ser percebida a chegada de uma corrida de lama. Em apenas 14 horas, teria sido medido um assoreamento de 44 cm e, logo em seguida, os sensores foram soterrados, causando a perda do sinal.

Desta forma, o mais provável é que a dinâmica deposicional dominante não aconteça de maneira contínua, mas em pulsos forçados por eventos extremos (Conjunção de ventos e ondas fortes com marés de sizígia). Neste caso, cabe a pergunta: Se as lamas fluidas eventualmente deslizam da plataforma interna para a região frontal do delta submerso, o que faz com que elas não sigam esse caminho através da plataforma externa?

A integração espacial (plano horizontal) das taxas de deposição obtidas por Kuehl *et al.*, (1986) permite definir uma estimativa do balanço sedimentar sobre a PCA de $6,3 \pm 2 * 10^8$ ton/ano, o que significaria a não inclusão de um valor entre 30 e 60% do aporte anual médio de sedimentos do rio. Estes sedimentos excedentes seriam transportados para noroeste pelas correntes da pluma fluvial e pela CNB ou perdidos para a bacia oceânica profunda por meio de correntes de densidade na forma de lama fluida.

Cerca de 10 anos depois do estudo que acabamos de discutir, Kuehl *et al.* (1995) voltam a coletar e analisar testemunhos da região de deposição preferencial de sedimentos. Desta vez, utilizando amostradores do tipo Kasten, supostamente capazes recuperar uma porcentagem maior da coluna testemunhada. Utilizando uma metodologia de geocronologia baseada em isótopos $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$, os autores aumentaram ainda mais as suas estimativas de taxa de deposição para uma faixa entre 10 e 60 cm/ano. Estes valores chamam a atenção, pois são entre 20 e 120 vezes superiores à taxa média observada pelos geólogos durante o Holoceno na PCA ($\sim 0,5$ cm/ano). Contudo, isto não expressa necessariamente uma incongruência, uma vez que a região onde estas taxas ocorrem é restrita às proximidades da região frontal do delta submerso. Na verdade, caso estejam realmente corretas, representariam mais um forte indício da natureza deltaica da acumulação de sedimentos na PCA. Uma vez que para compatibilizar ambas as taxas deposicionais, considerando uma escala de milhares de anos, seria necessário que a região frontal fosse muito estreita e estivesse se deslocando constantemente em direção ao oceano.

Nos últimos três estudos mencionados (Kuehl *et al.* 1982, 1984 e 1995), os autores ainda apontam dificuldades metodológicas que levantam diversas incertezas sobre os resultados obtidos. As taxas de sedimentação mais altas podem estar sendo subestimadas em função da dimensão ainda insuficiente dos testemunhos, bem como, as taxas mais baixas por conta dos processos de remobilização que caracterizam as regiões mais dinâmicas da PCA. O fato da magnitude das taxas de deposição e sua distribuição espacial variarem significativamente em função da metodologia adotada nos dá uma ideia da complexidade envolvida neste tipo de estudo. Ainda assim, os trabalhos citados continuam representando os esforços mais ambiciosos e melhor sucedidos no contexto da determinação experimental destes parâmetros.

No próximo capítulo se pretende caracterizar a hidrodinâmica associada ao transporte de sedimentos na PCA, esclarecendo a variabilidade temporal e espacial das principais forçantes associadas a esta.

2.4. Hidrodinâmica costeira

A PCA é descrita por Geyer e Beardsley (1995) como um ambiente oceanográfico incomum. Paralelamente às desconhecidas descargas fluviais e às intensas correntes de maré, vigorosas correntes induzidas pelo vento e uma atuante corrente de contorno oeste fazem desta uma das mais energéticas plataformas continentais do mundo. As descargas líquida e sólida do Rio Amazonas são responsáveis por induzir forças de empuxo (*buoyancy*), causando estratificação e reduzindo a intensidade da mistura vertical associada às marés sobre boa parte da plataforma.

A plataforma é caracterizada por um regime de mesomarés – com cerca de 2 metros de altura na região externa – que se amplificam na medida em que se propagam em direção à costa, transformando-se em macromarés. Enquanto na costa nordeste do Pará são observadas alturas entre 4 e 6 metros, na costa do Amapá são observados valores extremos. Este é o caso da estação maregráfica do Igarapé do Inferno, onde ocorrem alturas de até 11 metros (FEMAR, 2017). Tal regime dá origem a movimentos elípticos que constituem a principal fonte de energia turbulenta de mistura da plataforma continental, apresentando velocidades da ordem de 2 m/s na região costeira e superiores à ordem das dezenas de centímetros por segundo até a região do talude (Fontes *et al.* 2008, Nikiema *et al.* 2007, Beardsley *et al.* 1995).

Quanto ao regime de ventos, é possível afirmar que toda a PCA se encontra sob a influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A Figura 18 (Molinas, 2014) mostra os campos vetoriais de ventos climatológicos obtidos por meio de uma promediação trimestral do produto de ERA Interim (Dee *et al.*, 2011) entre os anos de 1979 e 2013, seguindo as estações do hemisfério sul.

No verão (quadro “a”), a ZCIT permanece ao sul, causando intensos e persistentes ventos alísios de nordeste na região ocidental (Amapá) e ventos mais amenos de NNE na região oriental da PCA (Pará). No outono (quadro “b”), ela cruza o domínio de interesse e conseqüentemente são percebidos ventos de leste com intensidade reduzida. No inverno (quadro “c”), a ZCIT se desloca para o norte, fazendo com que predominem ventos alísios de sudeste moderados na parte ocidental e mais intensos na parte oriental da PCA.

Finalmente, durante a primavera, o quadro “d” nos mostra o retorno da ZCIT causando ventos de leste com intensidades superiores às do outono.

Esta diferença entre os equinócios pode ser explicada pela influência do Dipolo de TSM do Atlântico Tropical: no outono, o dipolo é negativo e a posição média da ZCIT repousa sobre o equador, enquanto que na primavera, o dipolo positivo empurra a ZCIT para latitudes em torno de 6° N (Ferreira & Mello, 2005; Servain *et al.*, 2000; Servain *et al.*, 1999).

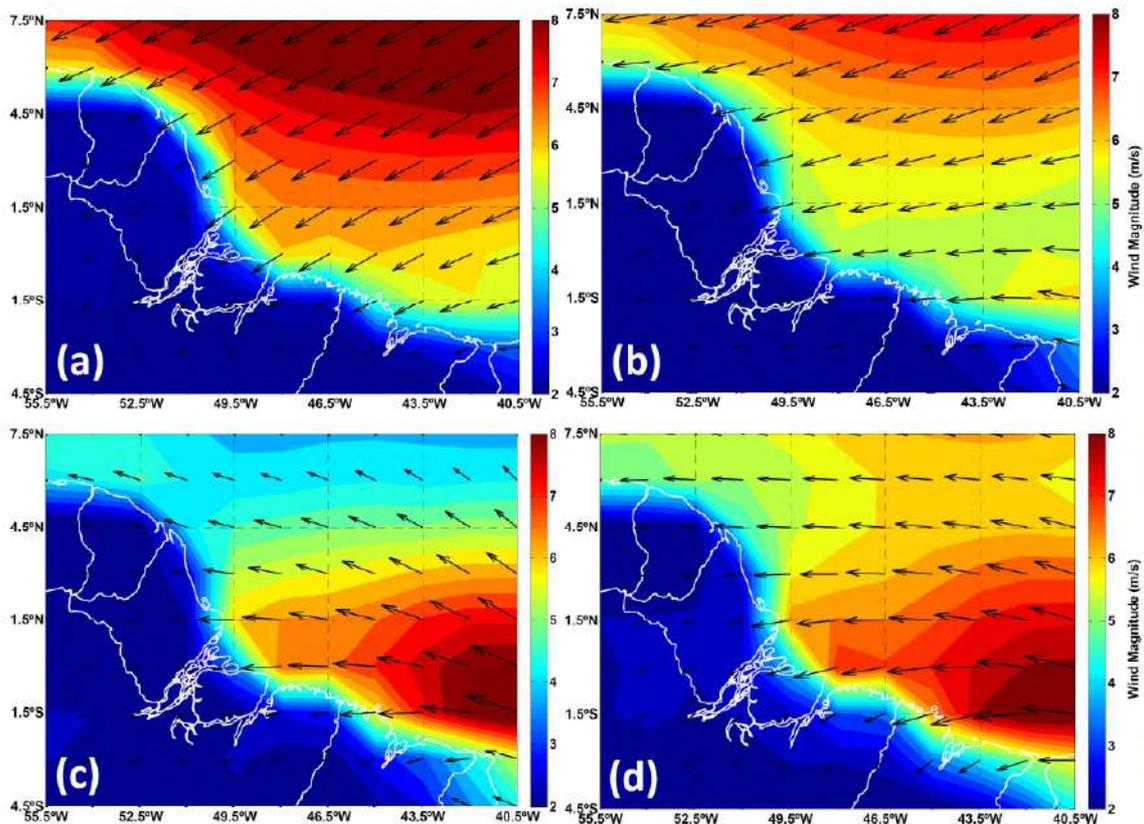


Figura 18: Climatologia trimestral do campo de ventos tomando como base o produto de reanálise ERA Interim do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Estações do ano referenciadas ao hemisfério sul: verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

Molinas (2014) também elaborou uma climatologia mensal das vazões oriundas da Bacia Amazônica com base em séries históricas de estações fluviométricas geridas pela Agência Nacional de Águas (ANA). A descarga total resultante varia entre 262.000 m³/s e 118.000 m³/s, com valor médio de 198.000 e desvio padrão de 51.000 m³/s (Figura 19). Ambas as climatologias, de ventos e vazões, são compatíveis com o quadro apresentado por Nittrouer e DeMaster (1995) que utilizou dados de Richey (1989), Philander e Pacanowski (1986), bem como medições em campo obtidas no contexto do Projeto Amassed, entre os anos de 1989 e 1991 (Figura 20).

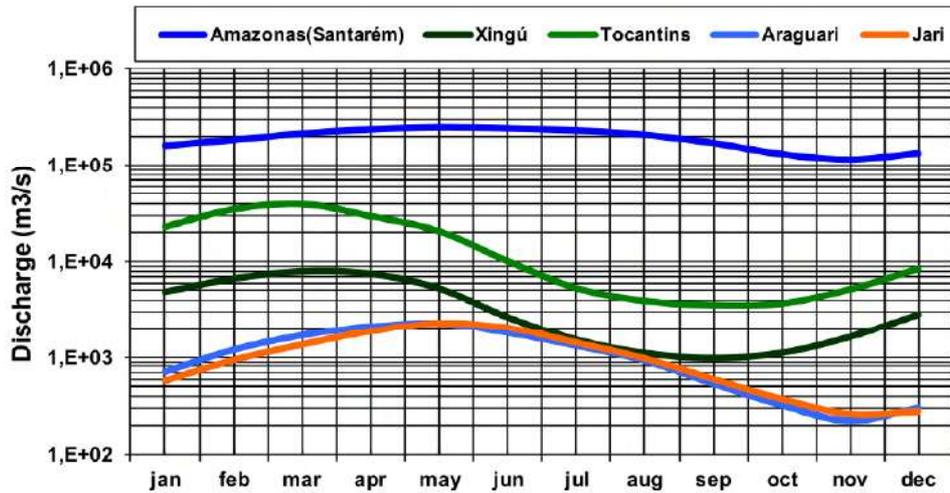


Figura 19: Climatologia de vazões para a Bacia do Amazonas com base nas estações fluviométricas da ANA (Molinas, 2014).

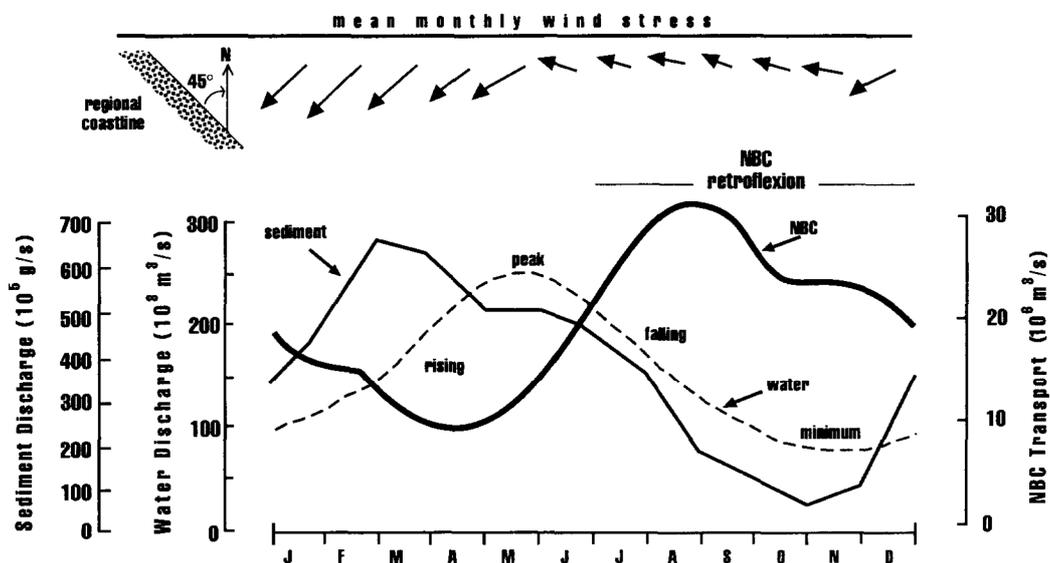


Figura 20: Resumo climatológico das forças que atuam na PCA (Nittrouer e DeMaster, 1996).

Uma vez introduzidas as principais características das forças que atuam sobre a PCA, podemos nos dedicar a descrever a hidrodinâmica associada ao acúmulo de sedimentos no Delta Submerso do Amazonas. O que os trabalhos encabeçados por Nittrouer e Kuehl, discutidos na Seção 2.3, demonstram é que a região frontal do delta está localizada sob a pluma de água doce do Amazonas. Sendo assim, é intuitivo pensar que a acumulação de sedimentos coesivos na região de deposição preferencial sofre influência da circulação gravitacional induzida pela estrutura halina da pluma.

Neste sentido, considera-se fundamental revisar dois artigos inseridos no contexto do Projeto Amasseds: Lentz e Limeburner (1995) e Lentz (1995). O primeiro trata da estrutura halina da pluma e de suas variabilidades espacial e temporal, enquanto o

segundo se dedica às correntes em escala sub-maré e à relação destas com a forçante de vento. Ambos os artigos se basearam em quatro campanhas oceanográficas realizadas entre os anos de 1989 e 1991, cada uma destas coletando sete perfis de CTD entre o Cabo Cassiporé e a embocadura da Baía de Marajó, cobrindo toda a extensão transversal da pluma.

Lentz e Limeburner (1995) representa a melhor descrição disponível da estrutura da pluma do Amazonas a partir de dados de campo, uma vez que os cruzeiros foram realizados cobrindo as quatro principais estações de descarga fluvial (Figura 21). Sendo um trabalho fundamental não apenas pelo seu valor oceanográfico descritivo, mais principalmente como base para as calibrações de futuros modelos computacionais.

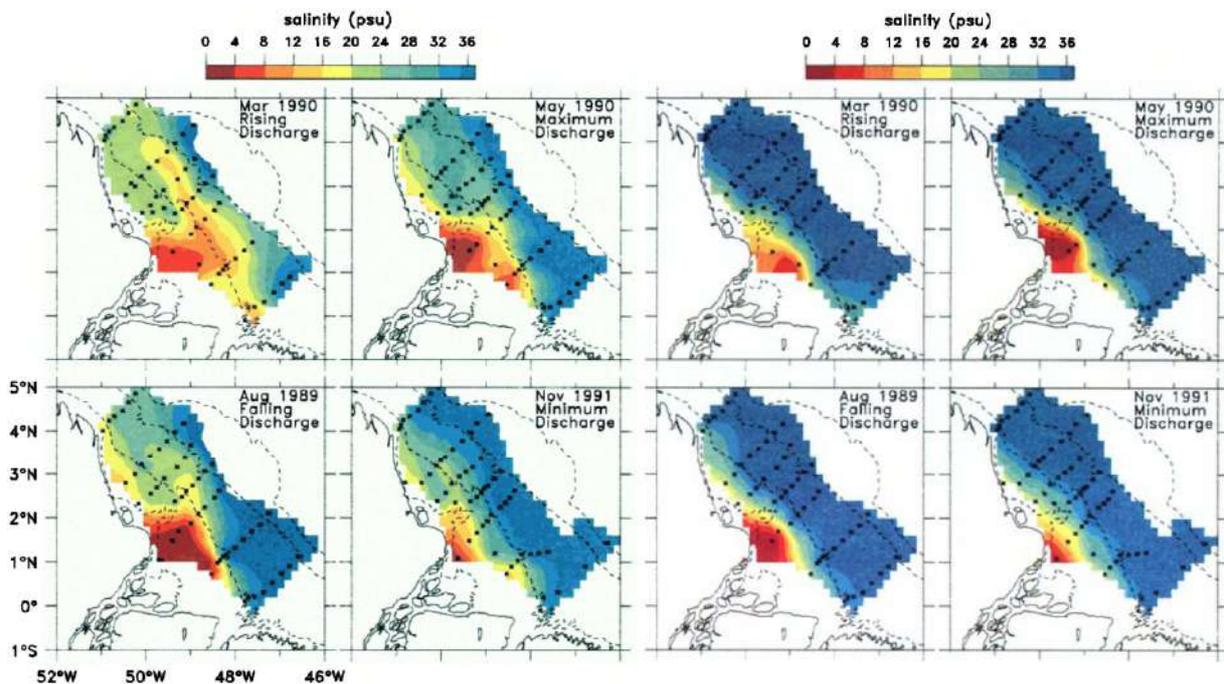


Figura 21: Salinidades características da Pluma do Amazonas durante as quatro principais estações da vazão fluvial: crescente, cheia, decrescente e seca. Os painéis do lado esquerdo representam a superfície e os da direita o fundo. Extraído de Lentz e Limeburner (1995)

A pluma superficial seria predominantemente formada por uma camada de 5 m de água relativamente doce, seguida por uma haloclina também de 5 m. Em todas as campanhas, a interseção desta com o fundo estava ente as isóbatas de 10 e 20 m, formando uma frente salina que parece estar aprisionada à batimetria local. Para Geyer (1995) isto se deve a um equilíbrio mantido entre o empuxo (*buoyancy*) da pluma e a mistura da maré. Esta talvez seja a característica mais relevante do ponto de vista da acumulação de sedimentos na região frontal do delta. Como podemos observar na Figura 22, os gradientes

horizontais de salinidade junto ao fundo apresentam valores máximos nas proximidades da isóbata de 10 m e são sempre nulos além da isóbata de 20 m. Este desencontro entre a posição dos gradientes horizontais de salinidade e as zonas de máxima deposição definidas por Kuehl *et al.* (1982,1984 e 1995) – da ordem de 100 km na horizontal e entre 20 e 50 m na vertical – parece indicar que a circulação gravitacional halina não é suficiente para explicar a dinâmica de acumulação de sedimentos na região frontal do delta submerso.

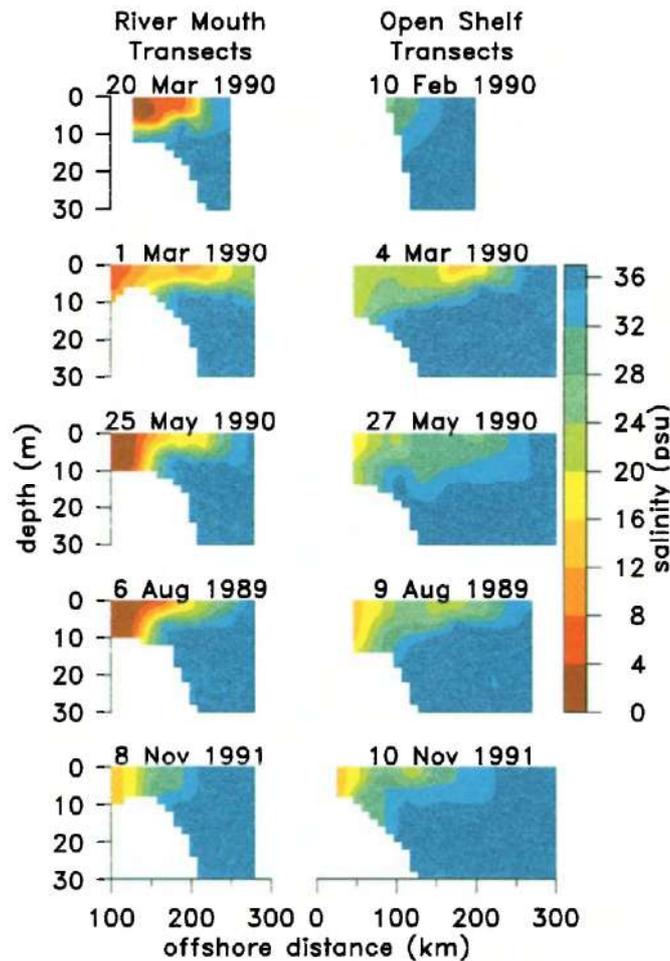


Figura 22: Perfis de salinidade perpendiculares à costa (Lentz e Limeburner, 1995). O lado esquerdo corresponde àqueles próximos à Foz do Amazonas e os da direita à região de máximas taxas e deposição identificadas por Kuehl *et al.* (1982).

Lentz (1995) caracteriza a variabilidade das correntes na região da Pluma do Amazonas com base nos dados obtidos por um arranjo de três fundeios alinhados transversalmente à costa, junto à região de máximas taxas de deposição (Figuras 10, 16 e 23). A variabilidade das correntes seria dominada por duas componentes: uma semidiurna e outra em escala temporal sub-maré (entre dias e semanas).

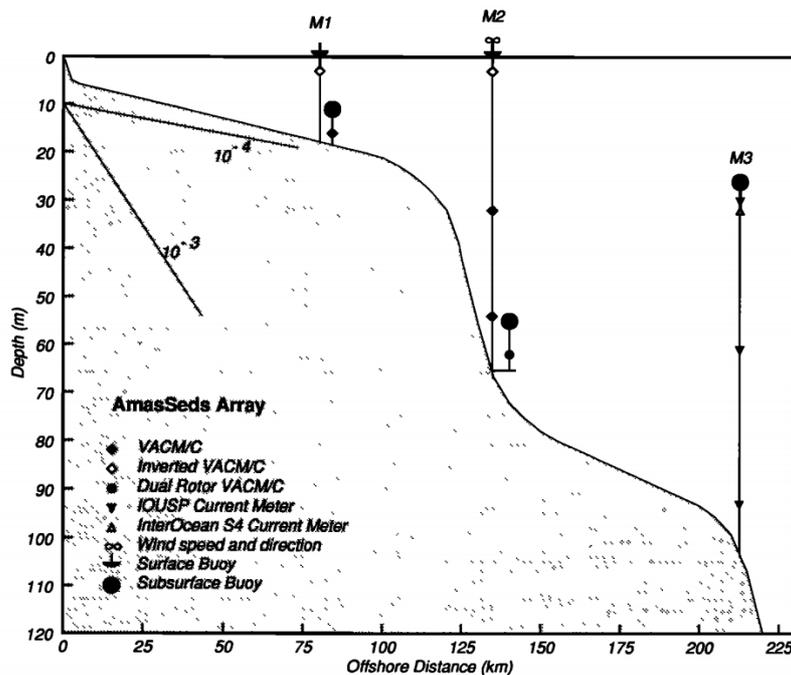


Figura 23: Arranjo dos fundeios realizados na região de máxima taxa de acumulação de sedimentos (Projeto AmasSeds, localização das estações na Figura 10). Extraído de Lentz (1995).

As correntes semidiurnas são dominadas por marés e alinhadas no sentido transversal à costa. Elas apresentam uma intensa variabilidade associada à profundidade, de maneira que na estação M1, as velocidades máximas são da ordem de 150 a 200 cm/s, enquanto na estação M2 elas não superam os 50 cm/s.

As correntes em escala sub-maré estão predominantemente orientadas no sentido longitudinal à costa e são caracterizadas por um forte cisalhamento vertical na base da haloclina. As velocidades superficiais médias observadas na estação M2 (72 cm/s) tem o dobro da magnitude daquelas observadas na estação M1 (36 cm/s), este fenômeno é explicado pelo fato de que o Cabo Norte – com profundidades inferiores a 10 m – obriga o fluxo baroclínico da pluma a se afastar da costa (Lentz, 1995).

O autor ainda afirma que a intensidade da estratificação na haloclina é responsável por uma redução na viscosidade turbulenta vertical capaz de destacar os comportamentos da pluma e da camada de águas oceânicas abaixo desta. A análise do perfil vertical de velocidades médias em M2 mostra que abaixo da pluma existiria uma componente sub-maré de até 15 cm/s em direção à costa (Figura 24), o que poderia estar associado à circulação gravitacional induzida pela estrutura halina da pluma. No entanto, a análise dos dados disponíveis no relatório publicado por Alessi *et al.* (1992) revela que a magnitude desta componente na estação M3 (~25 cm/s), apesar de ter uma variabilidade

temporal muito similar, chega a ter o dobro da magnitude observada na estação M2. Essa característica sugere que o fenômeno discutido não estaria associado unicamente à circulação gravitacional da pluma, mas que também pode estar sofrendo influência de processos em escala oceânica, como o fluxo da CNB ou a ação de marés internas e sólitons junto à quebra da plataforma continental.

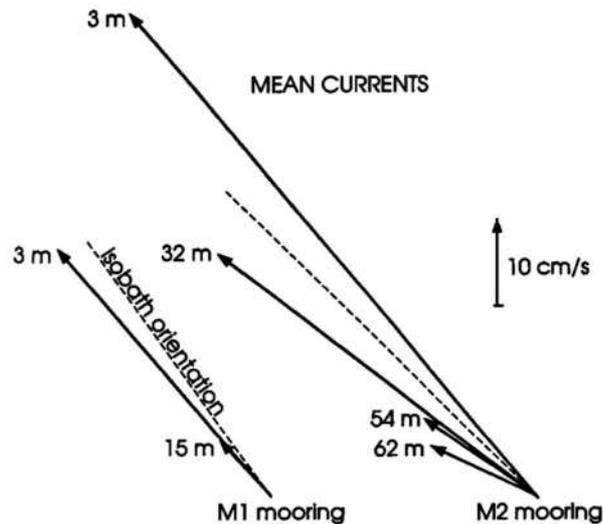


Figura 24: Variabilidade vertical do vetor médio das correntes medidas nos fundeios M1 e M2 (Lentz, 1995).

Considerando o ponto de vista da modelagem computacional costeira, Molinas (2014) e Molinas *et al.* (2014a e 2014b) parecem ser capazes de reproduzir a maioria dos padrões que caracterizam a pluma. Tais estudos sugerem que durante o período de cheia do Rio Amazonas, de maio a julho, a pluma de baixas salinidades atinge o talude continental – numa região com profundidades de até 500 m – conseguindo estabelecer um padrão de estratificação com anomalia de energia potencial superior a 75 J/m^3 . Este nível de estratificação seria capaz de reduzir a viscosidade turbulenta vertical na região da haloclina, fazendo com que as velocidades superficiais geradas pelo arrasto do vento passem a ser uma ou duas ordens de grandeza superiores às observadas em um ambiente de salinidade homogênea. Os resultados indicam que este efeito está diretamente ligado à intensidade da estratificação, varia de acordo com a profundidade da haloclina e apresenta valores máximos entre as isóbatas de 10 e 100 m. Estas características concordam com as descrições expressas por Lentz e Limeburner (1995) e Lentz (1995).

A Figura 25 exibe os campos de correntes residuais no modelo completo (A), barotrópico (B) e baroclínico (C) na superfície durante o período de cheia do Rio Amazonas, obtido

por meio de modelagem numérica e utilizando marés, ventos e vazão fluvial como forçantes. Comparando os campos barotrópico e baroclínico, é possível constatar que a estratificação causada pelo aporte de água doce ao oceano faz com que as velocidades geradas na superfície pelo arraste do vento no modelo completo sejam muito superiores às previstas no modelo barotrópico.

Este efeito alcança a região do talude continental em regiões com profundidades superiores à 100 metros, dando origem a velocidades de até 60 cm/s. A priori, esta região seria dominada pelos efeitos da Corrente Norte do Brasil, no entanto, os efeitos costeiros mencionados raramente são considerados nos modelos oceânicos de larga escala. Por outro lado, o modelo costeiro utilizado foi incapaz de reproduzir a ação a CNB sobre o talude, de forma que a representação do campo real de corrente nesta região fica sensivelmente prejudicada.

O caso da PCA é um excelente exemplo do conflito existente entre os modelos costeiros e oceânicos. Analisando o estado-da-arte da modelagem computacional, temos a impressão de que modelos que atendem as demandas dos estudos costeiros são incapazes de representar satisfatoriamente a dinâmica oceânica de larga escala e vice-versa. Na seção a seguir se discutirão as características da dinâmica oceânica da bacia oceânica profunda adjacente à PCA e as limitações dos modelos oceânicos mais popularmente utilizados.

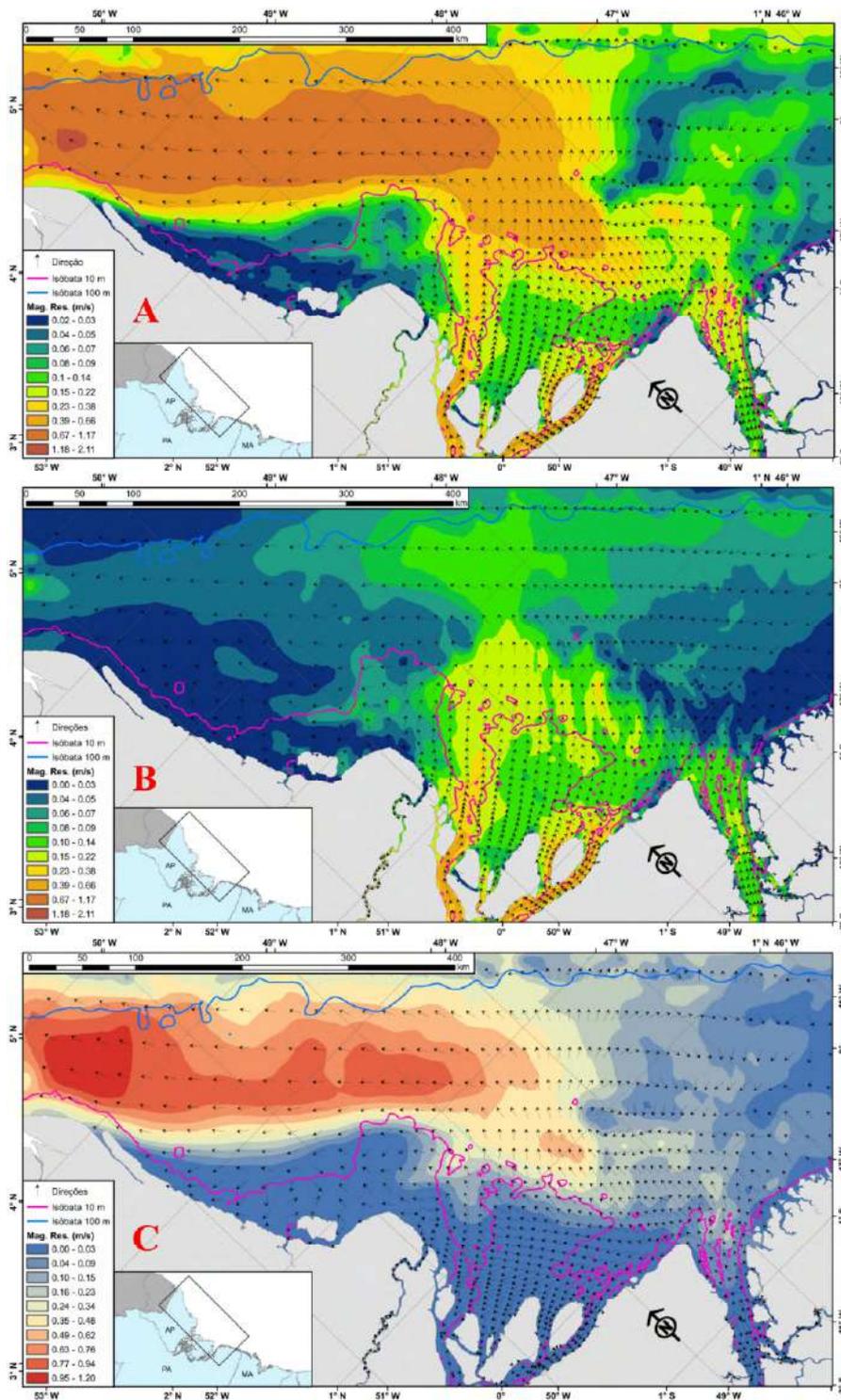


Figura 25: Mapas de velocidades residuais na superfície durante a cheia: (a) modelo completo baroclínico e barotrópico, (b) modelo barotrópico e (c) campo baroclínico resultante da subtração vetorial de (a) por (b). Retirado de Molinas (2014).

2.5. Correntes oceânicas

A CNB consiste no principal fenômeno que rege a dinâmica de larga escala associada à MEB (Figura 26). A sua formação ocorre nas proximidades da Bacia Potiguar pela confluência do ramo central da Corrente Sul Equatorial com a Sub-Corrente Norte do Brasil (Urbano *et al.* 2008).

Krelling (2010) analisou os resultados de um experimento global do Hycom (*Hybrid Coordinate Ocean Model*), revelando que na região de formação, a CNB apresenta velocidades menos intensas ($\sim 10^{-1}$ m/s) que vão aumentando à medida que a corrente se desloca para noroeste; entre 2°N e 3°N, onde ela conflui com o ramo norte da Corrente Sul Equatorial, passando a apresentar velocidades maiores ($\sim 10^0$ m/s).

Durante os meses de março e junho, a maior parte da CNB escoia para noroeste acompanhando a linha da costa da América do Sul, eventualmente entrando no mar do Caribe pelas Pequenas Antilhas (Richardson & Walsh, 1986). Ao longo dos demais meses, as águas superficiais da CNB tendem a se separar abruptamente da costa entre 6°N e 7°N, curvando-se sobre si mesmas, interconectando-se à Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE) e dando origem a Retroflexão da CNB. Enquanto constituída, a Retroflexão se caracteriza pela emissão de 5 a 6 vórtices anticiclônicos por ano em direção ao hemisfério norte (Goni e Johns, 2001; Oliveira, 2009).

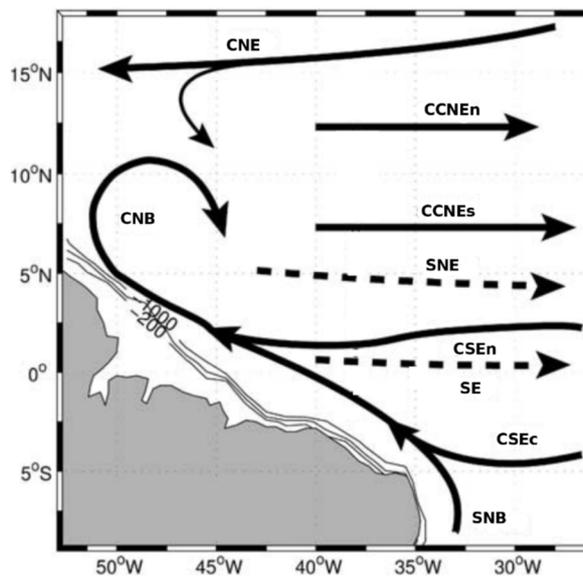


Figura 26: Sistema de correntes superficiais equatoriais médias na borda oeste do Atlântico Equatorial: Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE) e seus ramos norte (CCNE_n) e sul (CCNE_s), Corrente Norte Equatorial (CNE), Corrente Sul Equatorial (CSE) e seus ramos central (CSE_c) e norte (CSE_n), Corrente Norte do Brasil (CNB), Sub-Corrente Equatorial (SE), Sub-Corrente Norte Equatorial (SNE), Sub-Corrente Norte do Brasil (SNB). Retirado de Oliveira (2009).

Johns *et al.* (1998) estudaram o ciclo anual e a variabilidade de baixa frequência da CNB, para tal, coletaram dados por mais de um ano em uma linha de fundeios (em 4°N) e realizaram diversas perfilagens com ADCP. Segundo os autores, a CNB apresenta uma forte sazonalidade, apresentando transporte máximo de 36 Sv entre julho e agosto e transporte mínimo de 13 Sv entre abril e maio. O transporte médio anual da Corrente seria de 26 Sv, dos quais, 15 Sv seriam explicados pela ação barotrópica direta do vento, enquanto os 11 Sv restantes estariam associados à baroclinicidade da CBN. A velocidade média anual obtida junto ao núcleo da corrente – sensor 60 m abaixo da superfície em uma região com 500 m de profundidade – foi de aproximadamente 75 cm/s, variando entre 95 cm/s (agosto-novembro) e 50 cm/s (março-maio).

No entanto, uma questão particularmente relevante para esta tese está relacionada às medições de correntes transversais à costa (SW-NE), quase sempre em direção à costa, com velocidades entre zero e 50 cm/s (Figura 27). Uma melhor análise deste processo pode ser fundamental para a compreensão de um eventual mecanismo de controle do balanço sedimentar na Plataforma Continental Externa Amazônica. Parece importante destacar que as medições utilizadas por Johns *et al.* (1998) são contemporâneas a diversas outras medições realizadas no contexto do Projeto Amassed, o que aumenta ainda mais o potencial destas informações.

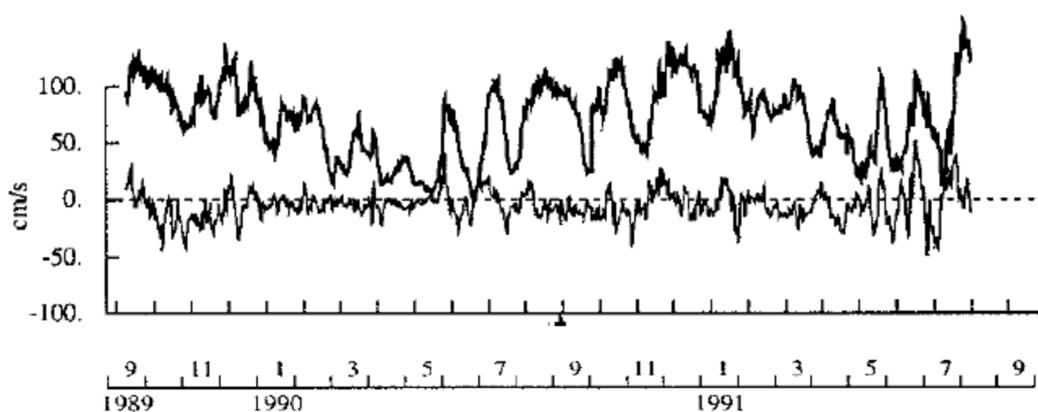


Figura 27: Série temporal de velocidades obtida na região do núcleo da CNB em aproximadamente 4°N e profundidade de 500 metros. O instrumento foi posicionado 60 metros abaixo da superfície. A linha em negrito exhibe as velocidades longitudinais à costa (SE-NW) e a linha suave representa as velocidades transversais à costa (SW-NE). Retirado de Johns *et al.* (1998).

Krelling (2010) analisa a variabilidade de mesoescala da CNB e aponta dois mecanismos como os principais responsáveis pela emissão de vórtices. O primeiro estaria associado à retroflexão superficial, em aproximadamente 50°W, e teria como gatilho a chegada pelo

oeste de sinais que se propagam na Contracorrente Norte Equatorial (CCNE). O segundo, mais a leste, entre 44°N e 46°N, consiste na formação de vórtices de termoclina associados à retroflexão em profundidade da CNB que alimenta a Subcorrente Norte Equatorial (SNE).

A análise realizada pela autora descreve em detalhes a atividade de mesoescala junto a PCA e comprova o sucesso do experimento global do Hycom na representação dos padrões oceânicos de circulação, no entanto, expõe a fragilidade dos modelos oceânicos na representação da circulação sobre a plataforma continental. A Figura 28 exhibe o padrão médio anual da circulação oceânica na região da PCA. Em águas profundas, os valores obtidos condizem com os resultados de campanhas de medição presentes na literatura. No entanto, as velocidades modeladas para a plataforma continental são praticamente nulas, inclusive na região sob influência da pluma de baixas salinidades do Rio Amazonas, entrando em contradição com os dados observacionais e computacionais mencionados previamente nesta de tese.

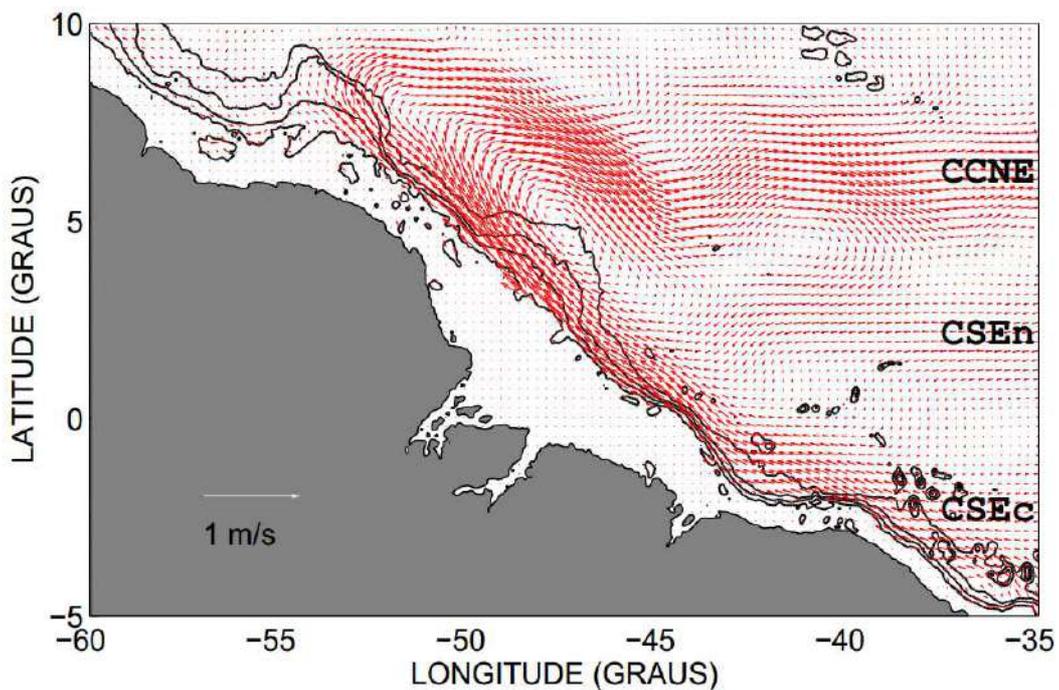


Figura 28: Padrão de circulação superficial média anual na MEB obtido por meio da promediação dos resultados do experimento global do Hycom. Retirado de Krelling (2011).

Além dos conflitos já mencionados entre as abordagens costeiras e oceânicas, se pretende abordar um terceiro fator que depende da interação entre estes dois meios, as ondas internas.

2.6. Ondas Internas na PCA

Ondas internas são ondas de gravidade que se propagam no interior de um determinado fluido ou na interface entre dois fluidos distintos. A sua ocorrência é condicionada pela existência de estratificação estável, onde a densidade aumenta em função da profundidade (Tritton, 1988). A estratificação, em maior ou menor escala, está presente em praticamente todos os fluidos naturais, como lagos, rios, estuários, mares costeiros, oceanos, bem como na atmosfera (Adams *et al.*, 1990). A variabilidade vertical da densidade dos fluidos pode se dar de maneira gradual – devido à ação da gravidade e à pressão hidrostática resultante da camada sobrejacente de fluido – ou abrupta – na forma de uma pycnoclina. A formação de pycnoclinas é geralmente associada à interação dinâmica entre massas de água com diferentes salinidades, temperaturas e concentrações de material particulado que afetam as suas densidades, atuando como fator inibidor da mistura de ambas (Held *et. al.*, 2013).

O princípio de Arquimedes nos diz que todo corpo imerso em um fluido sofre a ação de uma força contrária à gravidade (empuxo), cuja intensidade é igual ao peso do fluido deslocado pelo corpo. Considerando a existência de um fluido estratificado, temos que a imposição de um deslocamento vertical sobre uma parcela de fluido faz com este passe a deslocar fluidos com densidades diferentes, gerando uma força restauradora que induz a parcela inicial a oscilar em frequências contidas entre a frequência inercial e a frequência de Brunt-Väisälä (Apel, 1995, 2002). A magnitude desta força restauradora pode ser determinada pelo conceito de gravidade reduzida (g'), segundo a Equação 1.

$$g' = g \frac{\Delta\rho}{\rho_0} \tag{1}$$

Onde g é a gravidade, $\Delta\rho$ é a diferença entre a densidade dos fluidos e ρ_0 é a densidade de referência.

A frequência inercial, ou frequência de Coriolis (f), varia em função da latitude, sendo nula no equador – período inercial infinito – e atingindo o seu valor máximo de $1,45 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ nos polos – período inercial de 12 horas. Por outro lado, a frequência de Brunt-Väisälä (N) é diretamente proporcional à raiz quadrada da razão entre o gradiente vertical de densidade e a densidade do fluido naquele ponto (Equação 2).

$$N = \sqrt{\frac{-g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$$
(2)

Em ambientes de altas latitudes e estratificação suave, como o das termoclinas oceânicas (quando comparadas às lutoclinas e haloclinas estuarinas), estas frequências se aproximam, restringindo o leque de possibilidades para a ocorrência de ondas internas. No entanto, caso consideremos uma pycnoclina bem definida – com gradiente de densidade elevado – e localizada próxima da linha do equador, a frequência inercial tende a zero enquanto a frequência de Brunt-Väisälä tende ao infinito. Desta forma, as ondas internas podem assumir frequências arbitrárias – em função das suas forçantes e das propriedades do seu meio de propagação – respeitando a relação de dispersão dada pela Equação 3 (Held et. al., 2013).

$$\omega^2 = gk \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2 \coth(kh_2) - \rho_1 \coth(-kh_1)}$$
(3)

Onde “k” é o número de onda e “ ρ_1 ”, “ ρ_2 ” e “ h_1 ”, “ h_2 ” são as densidades e profundidades das camadas superior e inferior, respectivamente. As ondas de gravidade superficial são um caso especial de ondas internas onde o ar é um fluido de densidade desprezível. Definir “ ρ_1 ” como zero produz a relação de dispersão correspondente para ondas de superfície.

Adams et. al. (1990) afirma que as ondas internas naturais se apresentam em uma ampla gama de períodos possíveis, porém, ambientes com gradientes de densidade mais suaves ocorrendo em largas escalas horizontais tendem a gerar amplitudes de onda maiores do que ambientes fortemente estratificados e lateralmente confinados. Os mecanismos de formação das ondas internas são extremamente diversos, sendo os mais importantes e mais bem caracterizados, representados pela interação entre as correntes de maré e a topografia, ventos, ondas de superfície, instabilidades associadas ao cisalhamento entre camadas de diferentes densidades, desaceleração de plumas fluviais e efeitos de ressonância.

Os efeitos ressonantes em meios estratificados passam a acontecer quando a velocidade diferencial entre as massas de fluido onde a onda se propaga se aproxima da celeridade das ondas internas. Esta relação é expressa pelo Número de Froude Dessimétrico

(Equação 4). Geralmente, os efeitos ressonantes passam a ser perceptíveis quando este número adimensional está entre 0,6 e 1,2 (Huang *et al.*, 2009). A ocorrência de ressonância está associada à existência de efeitos não lineares que, associados à manutenção do grau de estabilidade da estratificação, são responsáveis pela geração de ondas internas com maior amplitude, denominadas ondas internas solitárias ou sólitons. Onde “H” corresponde a espessura da picnoclina.

$$Fr_d = \frac{\text{Velocidade do Fluxo}}{\text{Celeridade da Onda}} = \frac{U}{\sqrt{g'H}} \cong \frac{U}{NH} \quad (4)$$

Ambientes fortemente dinâmicos e permanentemente estratificados, como a PCA, são caracterizados pela constante disputa entre as forças de empuxo (*buoyancy*) e as tensões de cisalhamento exercidas pela variabilidade da estrutura vertical das correntes. Esta relação expressa o grau de estabilidade da estratificação frente ao cisalhamento e pode ser utilmente quantificada pelo Número de Richardson do Gradiente (Equação 5).

$$Ri = \frac{\text{Empuxo}}{\text{Cisalhamento}} = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2} \quad (5)$$

A amplitude das ondas internas que se desenvolverão em um ambiente natural está intimamente ligada à relação existente entre a Frequência de Brunt-Väisälä e os Números de Richardson do Gradiente (Ri) e de Froude Densimétrico (Fr_d). A figura 29 é uma tentativa de sintetizar a relação entre estas variáveis de maneira mais intuitiva e didática. Cada quadrante representa uma situação extrema e o ambiente típico caracterizado por esta. O primeiro quadrante é o mais propício para a geração e propagação de ondas internas de grande amplitude, nele observamos padrões de estratificação suaves, porém muito estáveis, como é o caso das ondas internas oceânicas: marés internas e sólitons. O segundo quadrante representa os fluxos não estratificados, onde não existe meio material para propagação de ondas internas. O terceiro quadrante é caracterizado por padrões de estratificação fortes, porém instáveis, o que faz com que as ondas internas geradas tendam a sofrer dissipação turbulenta, não conseguindo assumir grandes amplitudes. O quarto

quadrante representa os ambientes lênticos onde apesar da estratificação intensa e estável há pouca ação de forçantes que gerem ondas internas. A região central do gráfico é representada pelos estuários onde a variabilidade temporal destes parâmetros é intensa. Geralmente, estuários com haloclina gradual e estável tendem a apresentar ondas internas maiores do que estuários fortemente estratificados.

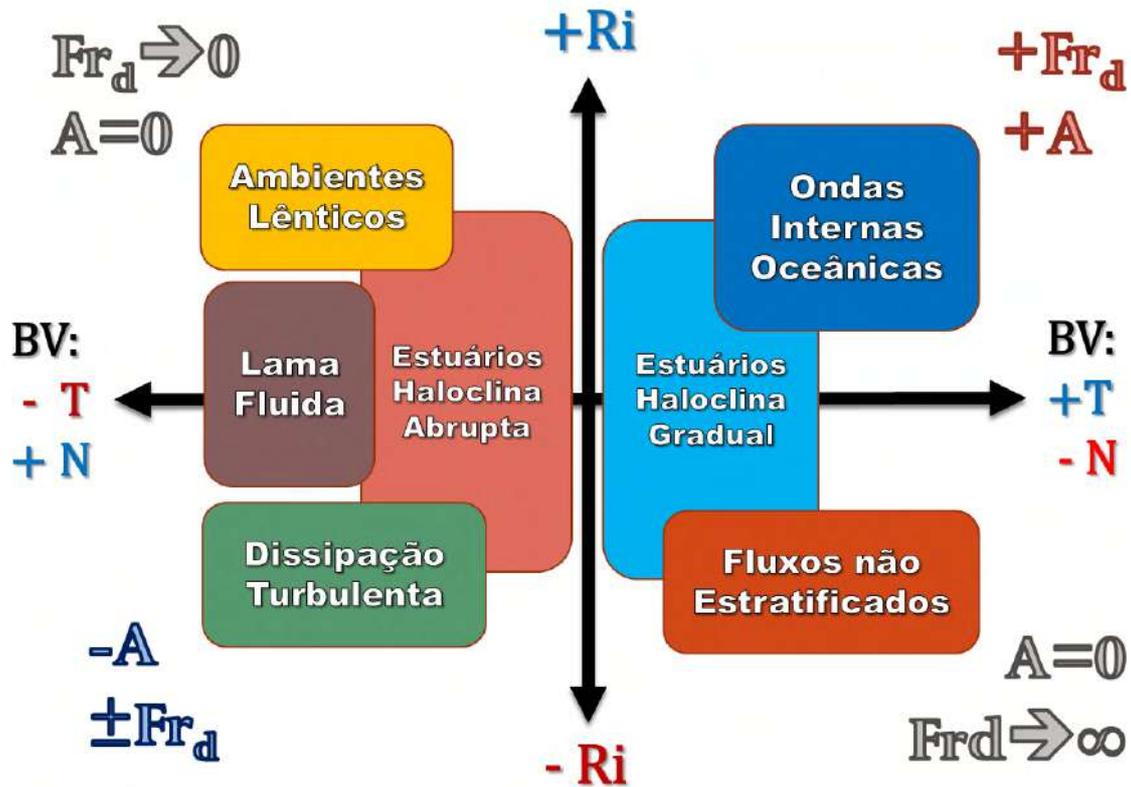


Figura 29: Esquema qualitativo expressando a relação entre a Freqüência de Brunt-Väisälä (N), o Número de Richardson do Gradiente (Ri), o Número de Froude Densimétrico (Frd) e a amplitude típica das ondas internas em ambientes naturais (A). No eixo horizontal utilizou-se o período de Brunt-Väisälä (T) crescente para a direita.

Na PCA, esta relação entre forças acontece em diferentes escalas, conforme o fator causador da estratificação. Desta forma, a importância do estudo das ondas internas pode ser abordada por três perspectivas mais relevantes: (i) a das lutoclinas que caracterizam as interfaces relacionadas à lama fluida, (ii) a da haloclina estuarina que se estende da frente salina de fundo até os limites da pluma, e (iii) a da termoclina permanente que caracteriza o limite inferior da zona de mistura oceânica. A Figura 30 mostra um esquema simplificado destas piconclinas e as escalas típicas (g' , T e Ri) a estas associadas.

- **Lutoclina:**
 $g' \sim 1 - 10\% \cdot g$
 $T < 2 \text{ s}$ $Ri \sim 1 - \infty$
- **Haloclina:**
 $g' \sim 0.1 - 1\% \cdot g$
 $T \sim 3 - 10 \text{ s}$ $Ri \sim 0 - 10$
- **Termoclina:**
 $g' \sim 0.01\% \cdot g$
 $T \sim 100 - 300 \text{ s}$ $Ri \sim 10$

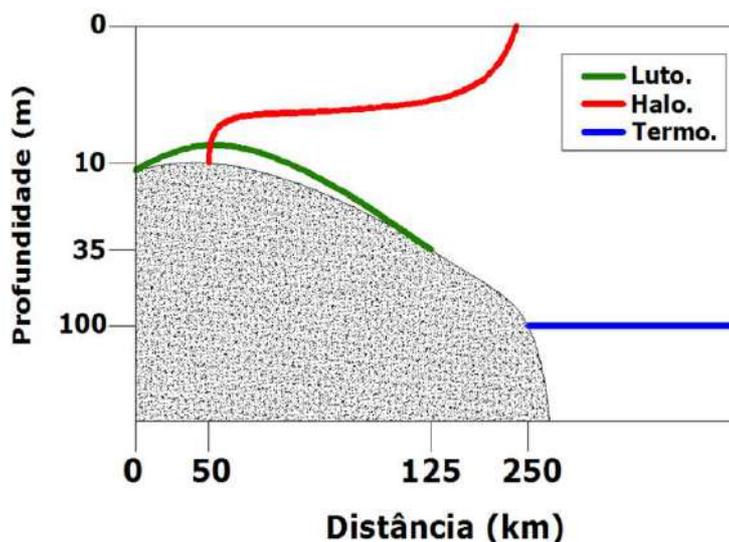


Figura 30: Escalas típicas associadas às picnoclinas da PCA. As proporções do croqui estão propositalmente distorcidas para enfatizar as regiões de ocorrência das diferentes picnoclinas.

2.6.1. Lutoclina

No caso das lutoclinas, os gradientes verticais de densidade são causados pela variação da CSS. Estas feições são normalmente observadas nas proximidades das zonas de máxima turbidez de estuários e em ambientes costeiros altamente energéticos; ambos os casos estão associados à ressuspensão de sedimentos coesivos (siltes e argilas) presentes no leito. Considerando a perspectiva do estudo das ondas internas em lutoclinas, existem dois fatores essenciais que influenciarão a magnitude e a dinâmica destas ondas: a intensidade dos gradientes verticais de densidade e os mecanismos de formação das ondas.

Quanto à intensidade dos gradientes verticais de densidade causados pela CSS, três tipos de lutoclinas clássicas têm sido observadas em ambientes lamosos ao redor do mundo: (i) Aquelas que dividem águas com baixa e alta CSS – apresentando $\Delta\rho/\rho_0 \sim O(10^{-3})$, destacadas como “L1” na Figura 31 –; (ii) as que dividem águas com alta CSS e lamas fluidas móveis ($CSS > 10 \text{ g/l}$) – apresentando $\Delta\rho/\rho_0 \sim O(10^{-2})$, destacadas como “L10” na Figura 31 –; e (iii) as que dividem camadas de lamas fluidas móveis e estacionárias (CSS variável, geralmente superior a 100 g/l) – apresentado $\Delta\rho/\rho_0 \sim O(10^{-1})$, destacadas como “L100” na Figura 31.

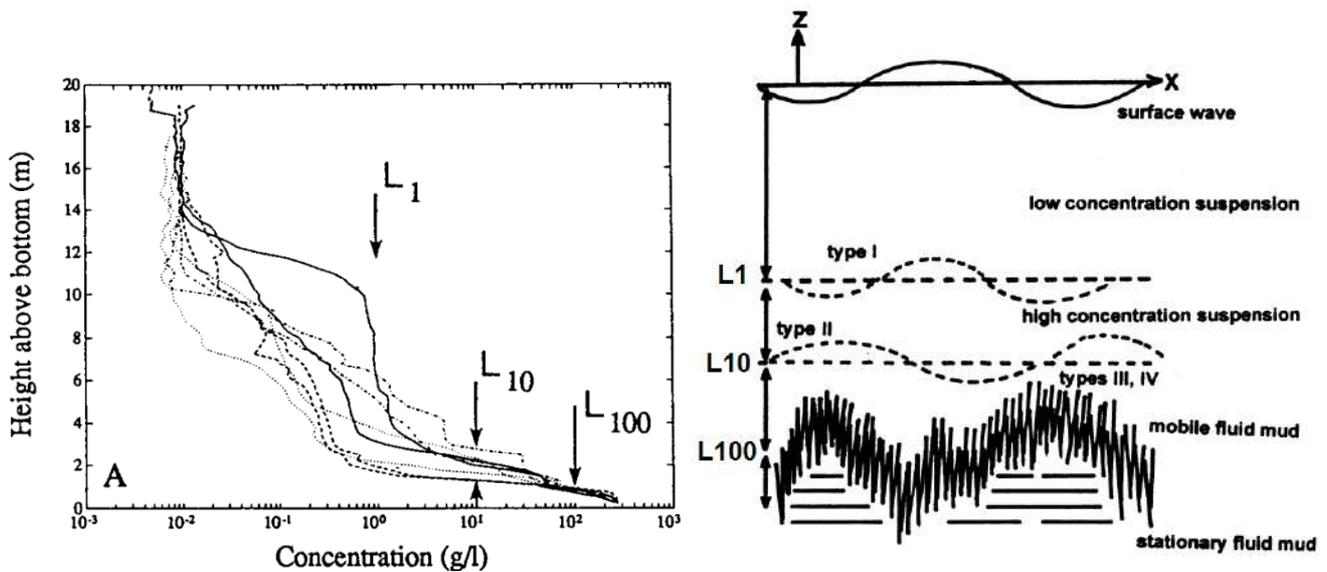


Figura 31: Perfis de CSS medidos por Kineke et. al. (1995) na Foz do Amazonas (painel esquerdo); Esquema ilustrativo da relação entre mecanismos geradores e tipos de lutoclina observados por Shi (1998) na Baía de Hangzhou, China (painel direito).

As Equações 1 e 2 indicam que as relações $\Delta\rho/\rho_0$ e $\frac{1}{\rho} \frac{\partial\rho}{\partial z}$ definem a magnitude da força restauradora na lutoclina (gravidade reduzida, g') e a frequência fundamental de oscilação da lutoclina (frequência de Brunt-Väisälä, N). Dado que estas relações mudam de ordem de grandeza entre os diferentes tipos de lutoclina (L1, L10 e L100 na Figura 31), também se esperam diferenças significativas nas características das ondas internas que se desenvolvem do seu interior. A tendência geral é de que quanto maiores forem os gradientes de densidade, menores sejam as amplitudes e os períodos das ondas internas. No entanto, a dinâmica das ondas internas em lutoclinas depende de outros fatores como a espessura das camadas, a interação com o fundo, as escalas temporais e espaciais associadas e, principalmente, os seus mecanismos de geração.

Os mecanismos mais relevantes que atuam na formação de ondas internas em lutoclinas são as ondas de superfície e as instabilidades de Kelvin-Helmholtz. Winterwerp et. al. (2007) estudou a atenuação de ondas de superfície causada pela presença de lama fluida na costa Guiana, descrevendo o processo de formação de ondas internas na lutoclina. Partindo de um estado de repouso, à medida que se impõe gradativamente o efeito das ondas de superfície, as tensões cíclicas sobre o fundo vão aumentando até atingir um valor crítico que causa a liquefação do leito, dando origem a uma camada de lama fluida. A partir de então, passam a se formar ondas internas na lutoclina, com períodos e frequências similares àqueles observados na superfície, mas com diferenças de fases. Estas diferenças de fase, associadas à dissipação de energia por fricção no interior da

camada de lama fluida, causam a atenuação das ondas de superfície. Caracteriza-se, então, um processo de retroalimentação destrutivo que limita o avanço da erosão do leito e o aumento da espessura da camada de lama fluida. Caso as ondas de superfície se tornem muito energéticas, este processo é superado causando a ressuspensão de toda a lama disponível na coluna de água, destruindo a lutoclina.

Held et. al. (2013) estudaram a geração e evolução de ondas internas na lutoclina do estuário de Ems na Alemanha, chegando à conclusão de que estas são formadas principalmente por instabilidades de Kelvin-Helmholtz, associadas ao cisalhamento causado pelas correntes de maré. Neste caso, o processo de formação de ondas internas é muito similar ao das ondas de superfície. À medida que o cisalhamento vai sendo imposto à lutoclina, surgem pequenas ondulações com frequências diversas (de poucos minutos a frações de segundo). À medida que o tempo passa e as correntes de maré aumentam, a energia do espectro de ondas migra gradualmente para frequências mais baixas e a amplitude das ondas aumenta.

A formação de lutoclinas por cisalhamento, diferentemente da formação por ondas de superfície, consiste em um processo de retroalimentação construtivo. Inicialmente, as correntes suspendem sedimentos do leito, gerando estratificação. Logo, esta estratificação reduz a viscosidade turbulenta na lutoclina, favorecendo o aumento da velocidade das correntes. Correntes mais intensas aumentam a suspensão de sedimentos, fechando o ciclo. Este processo avança até um ponto crítico em que as ondas internas se tornam instáveis e quebram, causando a mistura abrupta dos sedimentos ao longo da coluna de água.

2.6.2. Haloclina

Richards et. al. (2013) estudou o feito da quebra de ondas internas na haloclina no estuário parcialmente estratificado de Saint Laurent. Trata-se de um ambiente estuarino longo (~100 km), com grandes profundidades (~100 m) e pequena largura (~10 km). Os gradientes de densidade acontecem na camada superior, com valor médio de $0,3 \text{ kg/m}^3/\text{m}$, apresentando períodos de Brunt-Väisälä de aproximadamente 20 s. Apesar destes gradientes de densidade moderados, os baixos gradientes verticais de velocidade fazem com que o Número de Richardson característico da haloclina seja de 6,4. Isto indica que a estratificação é permanente, similar àquela observada na base da camada de mistura dos oceanos (termoclinas). Neste caso, se observa que a interação das ondas internas com o

leito estuarino é capaz de gerar velocidades perpendiculares à costa de até 40 cm/s, da mesma ordem de grandeza das velocidades das correntes de maré. O período de observação destas ondas varia entre 3 e 6 minutos, indicando que o seu mecanismo de formação corresponde à propagação de instabilidades de Kelvin-Helmholtz, e não à variação do nível das marés propriamente dito. O caráter confinado do estuário também exclui a possibilidade de mecanismos geradores associados às ondas de superfície.

Considerando o contexto da haloclina do Estuário do Rio Amazonas, as escalas associadas à formação de ondas internas são significativamente diferentes daquelas observadas no Estuário de Saint Laurent. A intensidade da estratificação varia entre 0,01 e 10 kg/m³/m, dando origem a períodos de Brunt-Väisälä mínimos de até 3 s. Durante as sizígias, os períodos de Brunt-Väisälä (BV) aumentam significativamente, podendo chegar à ordem das centenas de segundos. No entanto, todos os episódios em que os períodos de BV aumentam significativamente estão associados a Números de Richardson geralmente menores que 1, significando que o cisalhamento prevalece sobre a flutuabilidade (Figura 32).

Os resultados de modelagem computacional exibidos na Figura 32 (Molinas, 2014 e Molinas *et al.*, 2014a) indicam que existe um certo grau de correlação negativa entre os Números de Richardson e os Períodos de Brunt-Väisälä observados. Isto sugere que as ondas internas da haloclina do Amazonas apresentam amplitudes e períodos inferiores àqueles observados por Richards *et al.* (2013). No entanto, isto não diminui a sua relevância, pois o efeito das ondas internas sobre a modulação da estratificação em estuários é bem conhecido. Nunes e Lennon (1991), utilizando modelos analíticos, apresentam uma interessante discussão sobre o tema. Uma questão importante reside no fato de que – da perspectiva da modelagem computacional da PCA – as escalas espaciais e temporais destas ondas internas são de difícil representação, geralmente sendo abordadas parametricamente nos modelos de fechamento da turbulência.

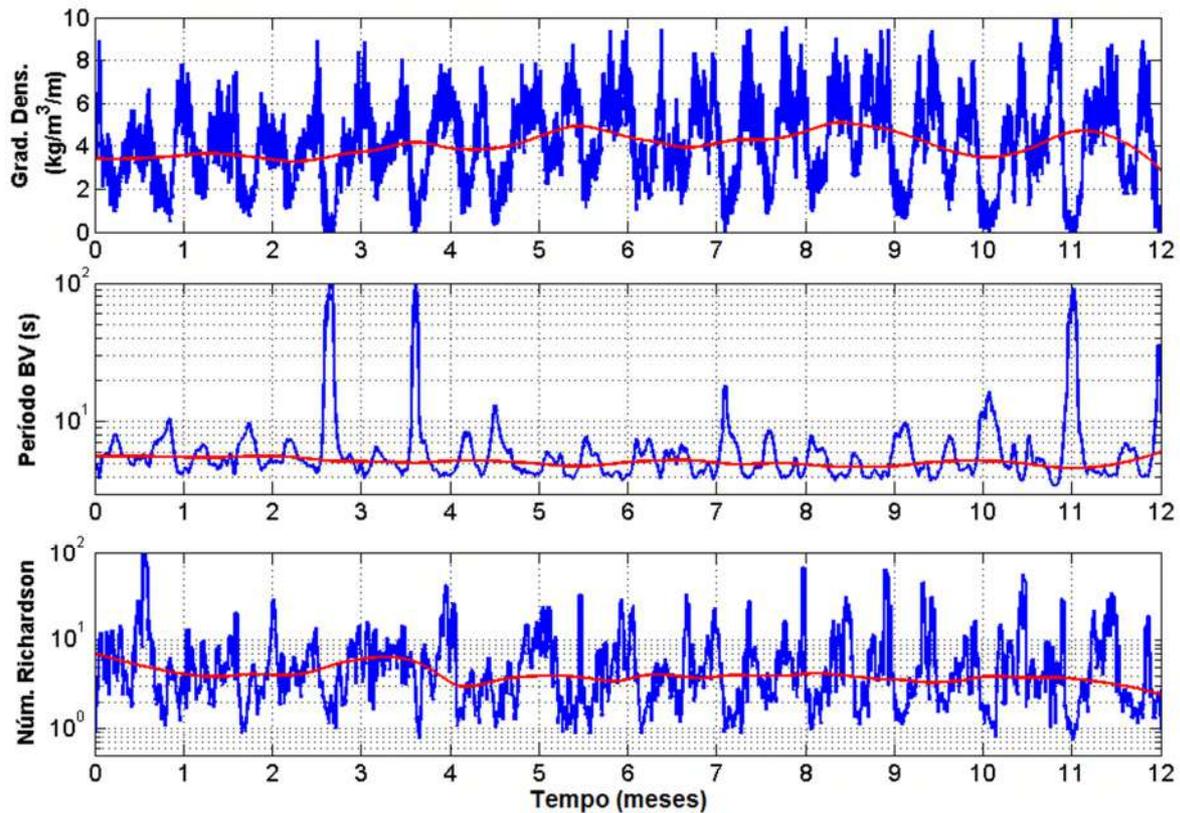


Figura 32: Variabilidade anual do gradiente vertical de densidade (a), do período de Brunt-Väisälä (b) e do Número de Richardson máximo na coluna de água (c) para a região de máxima estratificação halina do Estuário do Rio Amazonas. Calculada com base nos resultados de Molinas (2014)

De fato, o modelo de turbulência utilizado para produzir os resultados exibidos na Figura 32 considera o efeito de mistura causado pela quebra das ondas internas na haloclina conforme proposto por Uittenbogaard *et al.* (1992). Esta abordagem, apesar de relativamente simplista (baseada em um valor constante para a escala de Ozmidov), é importante para a reprodução dos níveis de estratificação durante as quadraturas. Sem ela, o modelo computacional tende a superestimar a intensidade dos gradientes verticais de densidade.

A eventual quebra deste tipo de ondas internas (alta frequência e pequena amplitude) na interface da haloclina com o leito estuarino pode representar uma fonte de turbulência junto à frente salina de fundo. Este seria um processo complexo, difícil de medir em campo e que permanece inexplorado na literatura. A sua possibilidade de ocorrência e eventual relevância na ressuspensão de sedimentos finos é citada por Nittrouer *et al.* (1986 e 1996). Os autores afirmam que os seus efeitos seriam secundários em relação às demais forças, podendo vir a se tornar relevantes durante as quadraturas, onde o nível de energia do sistema é muito menor.

2.6.3. Termoclina

As ondas internas oceânicas se desenvolvem no gradiente de densidades da termoclina permanente, limite inferior da camada de mistura oceânica. O principal mecanismo gerador destas ondas é a excitação exercida pelas correntes de maré astronômica da plataforma continental sobre o oceano profundo. Por este motivo, são comumente chamadas de marés internas. A sua formação ocorre preferencialmente junto ao talude continental, onde a circulação costeira interage com a oceânica. (APEL, 1995, 2002).

As termoclinas oceânicas ocorrem em profundidades variadas (geralmente entre 20 e 600 m), com gradientes de densidade da ordem de 10^{-2} a 10^{-3} kg/m³/m, gerando períodos de Brunt-Väisälä da ordem de 100 a 300 s. A combinação de períodos fundamentais altos com baixos gradientes verticais de velocidade faz com que os Números de Richardson destes ambientes sejam da ordem de 10^1 . Esta combinação de fatores favoráveis faz com que as marés internas representem o evento de alta frequência (semidiurna) mais energético nos oceanos costeiros, bem como nas bacias oceânicas. As amplitudes das marés internas podem chegar à ordem das dezenas de metros, atuando como um importante mecanismo gerador de correntes e turbulência (Pomar et. al., 2012).

Baines (1982), ao estimar a geração global de energia por marés internas, ao longo de todos os taludes continentais do planeta, para as frequências M2 e S2, é provavelmente o primeiro a reconhecer a PCA como uma zona importante para a geração de marés internas.

Estudos recentes confirmam a relevância das marés internas da Amazônia usando modelagem numérica. Arbic *et al.* (2012) e Müller *et al.* (2012) desenvolveram, de maneira independente, modelos globais de marés internas, onde a amplitude da assinatura da maré interna M2 sobre a altura estérica da superfície do mar na PCA atinge até 2,5 cm, mesma ordem de grandeza das marés internas mais energéticas do mundo. Buijsman *et al.* (2016) destacam a plataforma amazônica, juntamente com o arquipélago indonésio, a região de Kuroshio, as ilhas Aleutian no Pacífico e o golfo de Biscaia no Atlântico como os taludes continentais mais energéticos no que diz respeito à geração de marés internas. Apesar de representar contribuições fundamentais para a literatura, as resoluções horizontais e verticais relativamente baixas desses modelos não permitem a

caracterização detalhada da hidrodinâmica desses fenômenos, principalmente no que se refere ao transporte de sedimentos na plataforma externa.

A existência de expressivas marés internas na PCA também foi documentada por meio de medições *in situ* (Ivanov *et al.*, 1990; Brandt *et al.*, 2002; Vlasenko *et al.*, 2005); no entanto, estes trabalhos não permitem a caracterização espacial dos fenômenos nem seu efeito sobre a plataforma.

A interação entre a termoclina e as irregularidades topográficas da plataforma continental pode ocasionar efeitos ressonantes ou a eventual quebra das marés internas, dando origem a outro tipo de fenômeno oscilatório, com frequências próximas à frequência de Brunt-Väisälä, denominado Onda Interna Solitária (OIS) ou Sóliton (anglicismo de Soliton). As OISs se caracterizam por serem não-senoidais, não-lineares e por se apresentarem na forma de grupos isolados de formato complexo gerados periodicamente de acordo com as marés internas. Estes grupos geralmente possuem entre 3 e 12 OISs com amplitudes decrescentes, sendo a amplitude da primeira onda superior à das ondas subsequentes (APEL, 2002). Garrett & Munk (1979) apresentam uma extensa revisão sobre as propriedades físicas das ondas internas oceânicas. A Figura 33 mostra um esquema em planta ilustrando as dimensões típicas destes grupos de OISs.

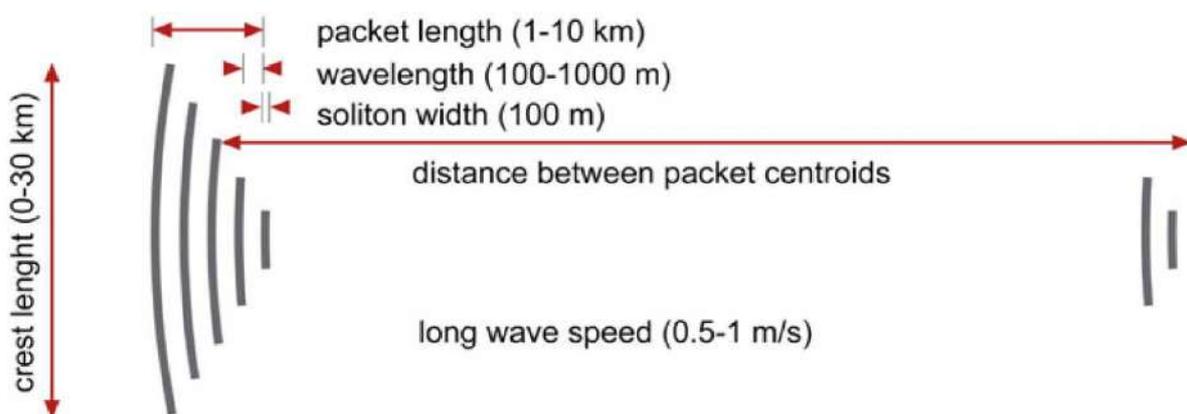


Figura 33: Dimensões típicas associadas aos grupos de OISs (ApeL, 2002).

Uma questão relevante consiste no fato de que a ocorrência de grupos de OISs não acontece de forma indiscriminada ao longo das plataformas continentais sujeitas a marés internas. A sua geração está intimamente associada a irregularidades topográficas do leito marinho, como cânions submarinos ou outros tipos de descontinuidade do talude continental (Pomar *et al.*, 2012). Este é o motivo pelo qual dificilmente se observam OISs com comprimento de crista superior a 30 km.

Diferentemente das marés internas, a passagem de OISs causa alterações agudas na superfície livre, gerando ondas curtas que alteram a rugosidade da superfície marinha, permitindo que elas sejam detectadas por imagens de satélite (*Synthetic Aperture Radar* - SAR). Jackson (2004), em seu Atlas de Ondas Internas Oceânicas, aponta a PCA como uma das principais regiões do mundo onde se observa a frequente ocorrência de OISs. De abril a outubro, ele observou a emissão contínua de trens de OISs. A distância entre grupos, de 30 a 45 km, indicaria que estas são forçadas por marés astronômicas, uma vez que são coerentes com uma periodicidade semidiurna associadas a celeridade típica das marés internas na PCA. A Figura 34 mostra um exemplo de OIS se propagando na direção da costa nordeste do Pará, entre as Bacias de Barreirinhas e Pará-Maranhão.

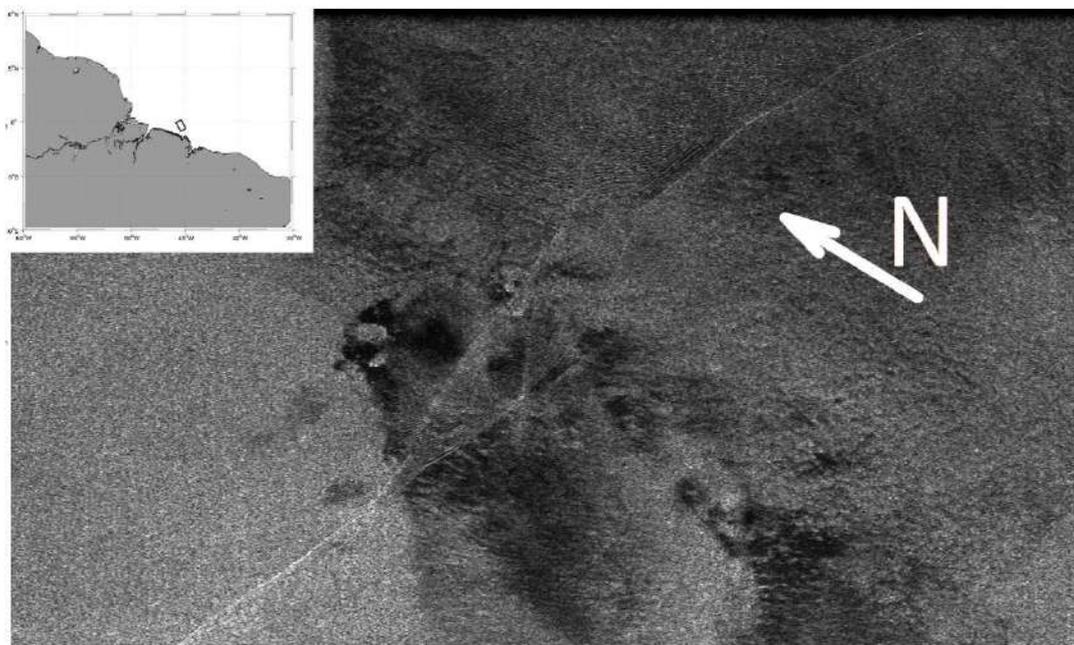


Figura 34: Imagem SIR-C SAR mostrando uma Onda Interna Solitária (OIS) se aproximando da costa nordeste do Pará em 15 de abril de 1994. A imagem tem dimensões de 100 x 61 km. Retirado de Jackson (2004).

Magalhães *et al.*, (2016), também fazendo uso da análise de imagens SAR, são os primeiros a descrever a estrutura horizontal bidimensional de um campo intenso de OISs gerado na quebra da PCA, que se estende por centenas de quilômetros em direção ao oceano. Eles identificaram dois locais de geração mais relevantes, ambos correspondentes à taludes continentais com alta declividade ($>1:10$), um no nordeste do Pará e outro no oeste do Maranhão. Os autores não identificam uma variabilidade sazonal clara na formação de OISs, embora sua propagação e dissipação pareçam estar condicionadas pela variabilidade da espessura da termoclina, associada à sazonalidade da CNB e da Contracorrente Norte Equatorial.

A análise de imagens SAR é uma técnica promissora e ainda em desenvolvimento para a compreensão da geração e propagação de marés internas e OISs. Santos-Ferreira *et al.* (2018, 2019) discutem profundamente os desafios associados à detecção de ondas internas, considerando especificamente as condições ambientais da PCA e propõem um método apropriado que possa ser replicado em estudos futuros.

Apesar de serem fenômenos frequentes, não existem registros da ocorrência de OISs em profundidades inferiores a 50 m na PCA. A principal explicação para esta limitação – em comparação com OISs observadas em outras partes do mundo – consiste no fato de que baixas latitudes estão sempre associadas a camadas de mistura oceânica mais espessas, isto é, a termoclinas mais profundas (em comparação com regiões temperadas).

A termoclina oceânica adjacente à PCA ocorre geralmente entre as profundidades de 100 e 300 metros, com gradientes de densidade da ordem de 10^{-2} kg/m³/m e períodos de Brunt-Väisälä da ordem de 100 s. A passagem de vórtices da CNB pode fazer com que o topo da termoclina chegue a profundidades de até 60 m (profundidade que coincide com a base da clinofoma do delta submerso), no entanto, não há registros de eventos mais significativos de ressurgência na PCA (Wilson *et. al.*, 2002). Desta forma é possível afirmar que a propagação das OISs, bem como a de qualquer outro tipo de onda interna, é condicionada pela existência de um gradiente vertical de densidades. Ou seja, uma vez que a pycnoclina deixa de existir, a energia da onda interna se dissipa.

2.7. Marés internas e transporte de sedimentos

Estudos pioneiros como Cacchione e Sothard (1974) já sugeriam que as marés internas poderiam causar tensões de cisalhamento no fundo altas o suficiente para ressuspender sedimentos nas porções externas das plataformas continentais. Holloway (1985) afirma que esse efeito é potencializado quando as declividades dos taludes continentais ($\alpha = \Delta x / \Delta h$) estiverem próximas de um valor crítico $s = \pm \sqrt{(\omega^2 - f^2) / (N^2 - \omega^2)}$, onde ω é a frequência forçante, f é a frequência inercial local e N é a frequência Brunt-Väisälä.

Heathershaw (1984) e Heathershaw *et al.* (1987), combinando a observação de dados oceanográficos do Mar Céltico e modelagem numérica, sugerem que as quebras de plataforma sob a ação de marés internas relevantes são tipicamente zonas onde as descargas específicas se separam, gerando uma divergência no transporte de sedimentos transversal à costa. Os autores identificaram “pulsos de corrente de maré interna” (*Internal Tide Current Surges*) com comportamentos antagônicos antes e depois de uma

linha crítica paralela à quebra da plataforma. A jusante desta linha, os pulsos de corrente são orientados para montante acima da termoclina e para jusante abaixo dela. Sobre a plataforma, a montante da linha, foi observada a formação de uma Camada Limite de Fundo (CLF) relativamente fina (1/10 a 1/4 da coluna de água) onde os pulsos de corrente seriam capazes de produzir correntes baroclínicas para montante com a mesma magnitude das correntes barotrópicas de maré locais (respectivamente de 30 à 40 e 60 à 70 cm/s para sua região de estudo). Acima dessa camada, foram observados pulsos de corrente mais suaves para jusante. Os autores concluem dizendo que, apesar desses “pulsos de corrente de maré interna” serem temporalmente curtos, com picos durando cerca de 30 min e ocorrendo predominantemente durante o final das marés de sizígia, eles causam assimetrias no fluxo que exercem um papel crucial na formação das plataformas continentais em escala geológica.

As análises de Cacchione *et al.* (2002) indicam que, em condições oceânicas típicas, as marés internas semi-diurnas críticas, quando refletidas pelos taludes continentais, podem gerar velocidades de cisalhamento no fundo não apenas capazes de inibir a deposição de sedimentos finos, mas também de erodir depósitos sedimentares relictos. Os autores levantam a hipótese de que uma parte significativa dos taludes continentais ao redor do mundo estão em equilíbrio com a energia das suas respectivas marés internas. Em escala geológica, os estratos sedimentares das plataformas externas – inicialmente dispostos sob declividades iguais ou menores que a declividade crítica – aumentaram as suas declividades até atingir o valor crítico, na medida em que se avança em direção a transição da crosta terrestre continental para a oceânica. Essa hipótese é apoiada por uma ampla variedade de artigos de geologia que descrevem a existência de depósitos complexos estritamente associados à ação de marés internas, especialmente na China, do Baixo Cambriano ao Pleistoceno Superior (Youbin *et al.* 1998; Youbin e Eriksson, 1999; He *et al.* 2008; He *et al.* 2011; por exemplo). Youbin e Zhenzhong (1999) também propõem cinco modelos geológicos diferentes para depósitos de marés internas, um deles referente a “ambientes de plataformas continentais não canalizadas”, que apresenta profundas similaridades com o modelo de delta submerso da Amazônia.

A afinidade entre as obras descritivas encabeçadas por Heathershaw e o modelo geomorfológico proposto por Cacchione permite supor que, considerando taludes continentais geologicamente estáveis e em equilíbrio com a maré interna, a existência de

declividades críticas deveria coincidir com a existência de zonas da plataforma continental externa onde o transporte de sedimentos é divergente.

Ribbe e Holloway (2001), no que diz respeito à modelagem numérica do transporte de sedimentos induzido por marés internas, representa um dos trabalhos mais relevantes encontrados na literatura. Os autores desenvolveram um estudo em que um modelo de transporte de sedimentos foi desenvolvido e aplicado à uma base hidrodinâmica obtida por meio do Princeton Ocean Model-POM (Blumberg e Mellor, 1987). Desta forma, eles desenvolveram um estudo paramétrico onde, a cada experimento, a geometria da plataforma aumenta em complexidade, desde um simples conjunto idealizado de plataformas trapezoidais (subcríticas, críticas e supercríticas) até uma representação realista de uma seção transversal da plataforma continental noroeste da Austrália. As suas principais conclusões são: (i) os modelos comprovam a capacidade das marés internas de criar e manter uma camada nefelóide, visto que o esquema de mistura implementado gera uma grande difusividade turbulenta na camada limite de fundo. Isso resulta em uma homogeneização dos sedimentos suspensos dentro da CLF, bem como na limitação da camada de sedimentos em suspensão à espessura dinâmica desta CLF. (ii) A camada nefelóide é submetida a um padrão de transporte divergente, cuja posição do ponto de separação é sensível aos parâmetros do modelo de fechamento da turbulência. Quanto mais sedimentos forem suspensos aos níveis superiores do modelo, mais o ponto de partição se desloca na direção do talude continental. Isso também resulta em um aumento no transporte de sedimentos em direção à costa, induzindo a deposição do material em suspensão sobre regiões mais rasas da plataforma.

Uma consideração relevante sobre a metodologia aplicada é que a modelagem numérica foi desenvolvida em um domínio bidimensional vertical, o que representa uma limitação no contexto da compreensão da variabilidade horizontal (transversal à costa) da circulação hidrodinâmica.

Noble e Xu (2003), com base na análise dos dados obtidos em dois fundeios na Baía de Santa Mônica (Califórnia, EUA), também observaram a existência de pulsos de corrente baroclínica sobrepostos ao campo de correntes barotrópicas perto da quebra da plataforma, caracterizando-os como “ressaltos hidráulicos internos induzidos por marés internas”. As correntes nestes pulsos seguiram exclusivamente em direção ao oceano dentro de uma CLF relativamente fina (15 m sobre uma coluna de água total de 75 m), com amplitudes que alcançam de 30 a 40 cm/s, considerando um ponto a 7 m acima do

fundo (núcleo da CLF). Simultaneamente, correntes com amplitudes entre 15 e 20 cm/s seguiram exclusivamente em direção à costa na camada mais espessa, entre o limite superior da CLF e a superfície. Esses pulsos ocorreram preferencialmente durante a transição entre as marés de sizígia e quadratura, sendo responsáveis por aumentos na tensão de cisalhamento de 100 a 300%, o que em termos de capacidade de transporte de sedimentos representaria um acréscimo de 2 a 8 vezes. Os autores também apresentam evidências de que o efeito desses pulsos de corrente é restrito à plataforma externa, pois estes tendem a se dissipar antes de atingir profundidades inferiores a 60 m.

A importância das marés internas sobre o transporte de sedimento também é destacada por Palmer et. al. (2008), que realiza um levantamento bibliográfico sobre a magnitude das correntes geradas pelas OISs ao redor do mundo. Em todos os casos em que se realizaram medições de correntes, foram observadas velocidades junto ao leito entre 20 e 50 cm/s. Estas velocidades são cíclicas, ocorrem em frequências próximas às de Brunt-Väisälä (da ordem das centenas de segundos) e se sobrepõem às correntes de maré existentes. Desta forma, a passagem dos grupos de OISs modula as correntes de maré, aumentando a sua capacidade de transporte durante os períodos em que as duas correntes entram em fase. A Figura 35 ilustra, com base em resultados de modelagem computacional, o decaimento da intensidade das correntes barotrópicas de maré no fundo em função do aumento da profundidade na PCA. Observa-se que na região de atuação das marés internas (profundidades superiores a 60 m), as correntes de maré são da ordem de 20 cm/s. Isto significa que as correntes geradas por eventuais OISs na plataforma externa podem ser tão importantes quanto as correntes de maré.

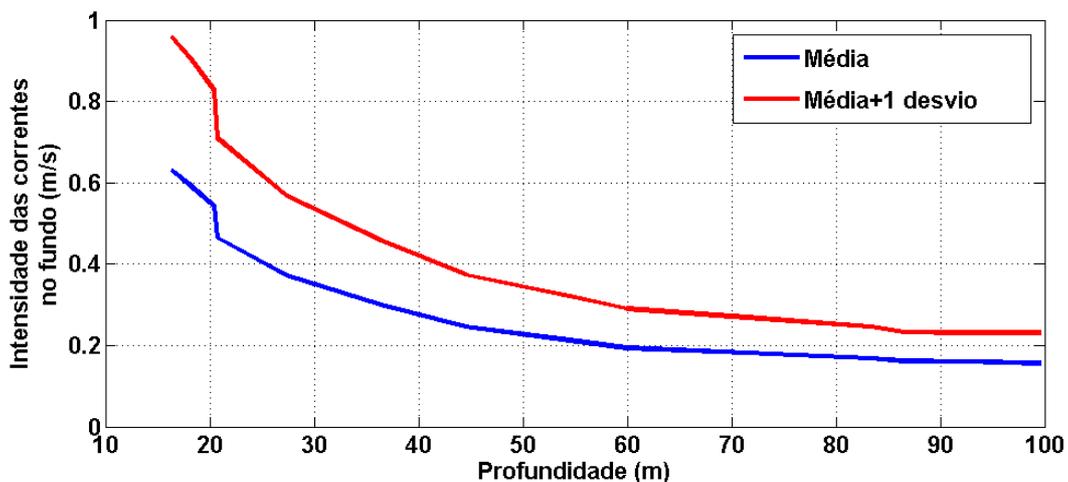


Figura 35: Decaimento da intensidade das correntes de maré no fundo em função do aumento da profundidade. Calculado com base nos resultados de Molinas (2014)

Por fim, Watanabe (2014) é provavelmente o único trabalho na literatura a abordar especificamente o efeito das marés internas sobre a PCA (à montante da quebra da plataforma). O autor aplicou funções ortogonais empíricas aos dados de corrente relativos ao mesmo conjunto de fundeios discutido na Seção 2.4 (M1, M2 e M3 nas Figuras 10 e 23), constatando que as correntes baroclínicas de fundo em M2 (62 m de profundidade) e M3 (93 m de profundidade) apresentam valores de até 25 cm/s, revelando que as correntes baroclínicas podem até mesmo superar as correntes barotrópicas em magnitude. Este trabalho confirma a relevância das marés internas na PCA, porém não aborda o efeito destas sobre as assimetrias do fluxo, nem especula sobre possíveis tendências de transporte de sedimentos.

Se por um lado, os gradientes horizontais de velocidade, fortemente negativos na porção interna da PCA, fazem com que os sedimentos vindos do Amazonas tendam a se acumular nas regiões mais rasas – com base nas coletas de dados do projeto AmasSedss, Kineke e Sternberg (1995) demonstram que os valores típicos de CSS no fundo da PCA são superiores a 1g/l acima da isóbata de 20 m e inferiores a 100 mg/l abaixo da isóbata de 40 m –, por outro lado, episódios significativos de propagação de correntes de densidade foram observados em profundidades superiores a 60 metros. Desta forma, é possível que as marés internas e a eventual geração de sólitons possam exercer um papel importante sobre a hidrodinâmica da plataforma continental externa, impedindo a deposição das lamas fluidas que eventualmente atingem a região.

3. HIPÓTESES DE PESQUISA

Esta seção pretende sumarizar as principais hipóteses levantadas com base nas perguntas que surgiram durante a revisão da bibliografia que trata da dinâmica sedimentar da PCA e das forçantes que a influenciam.

A **primeira hipótese** se refere à geomorfologia da PCA. Inicialmente, concorda-se com a ideia de que a progradação do arco lamoso se dá na forma de um delta submerso com uma região frontal dominada pela presença de lamas terrígenas modernas. No entanto, se discorda da literatura existente quanto às estimativas para taxas médias de deposição, provavelmente superestimadas na sua ordem de grandeza.

A **segunda hipótese** diz respeito à localização e o formato da região frontal do delta submerso. Acredita-se que a existência de uma clinoforma tão marcada – com declividades de até 1:100 (Figura 36, painel inferior), profundidades entre 40 e 70 m (Figura 36, painel superior) e localizada a uma distância de até 100 km da região onde ocorrem os gradientes horizontais de salinidade da pluma (isóbata de 10 m) – não possa ser explicada unicamente pela circulação gravitacional induzida pela pluma fluvial.

A **terceira e principal hipótese** consiste em supor que a ação das marés internas sobre a PCEA tem papel fundamental sobre o destino dos sedimentos originados na bacia do Rio Amazonas, "bloqueando" a progradação do delta submerso em direção ao oceano e permitindo a existência de baixas concentrações de sedimentos em suspensão junto ao fundo na PCEA – o que subsequentemente permite a existência e regula a produtividade do sistema de recifes da Amazônia.

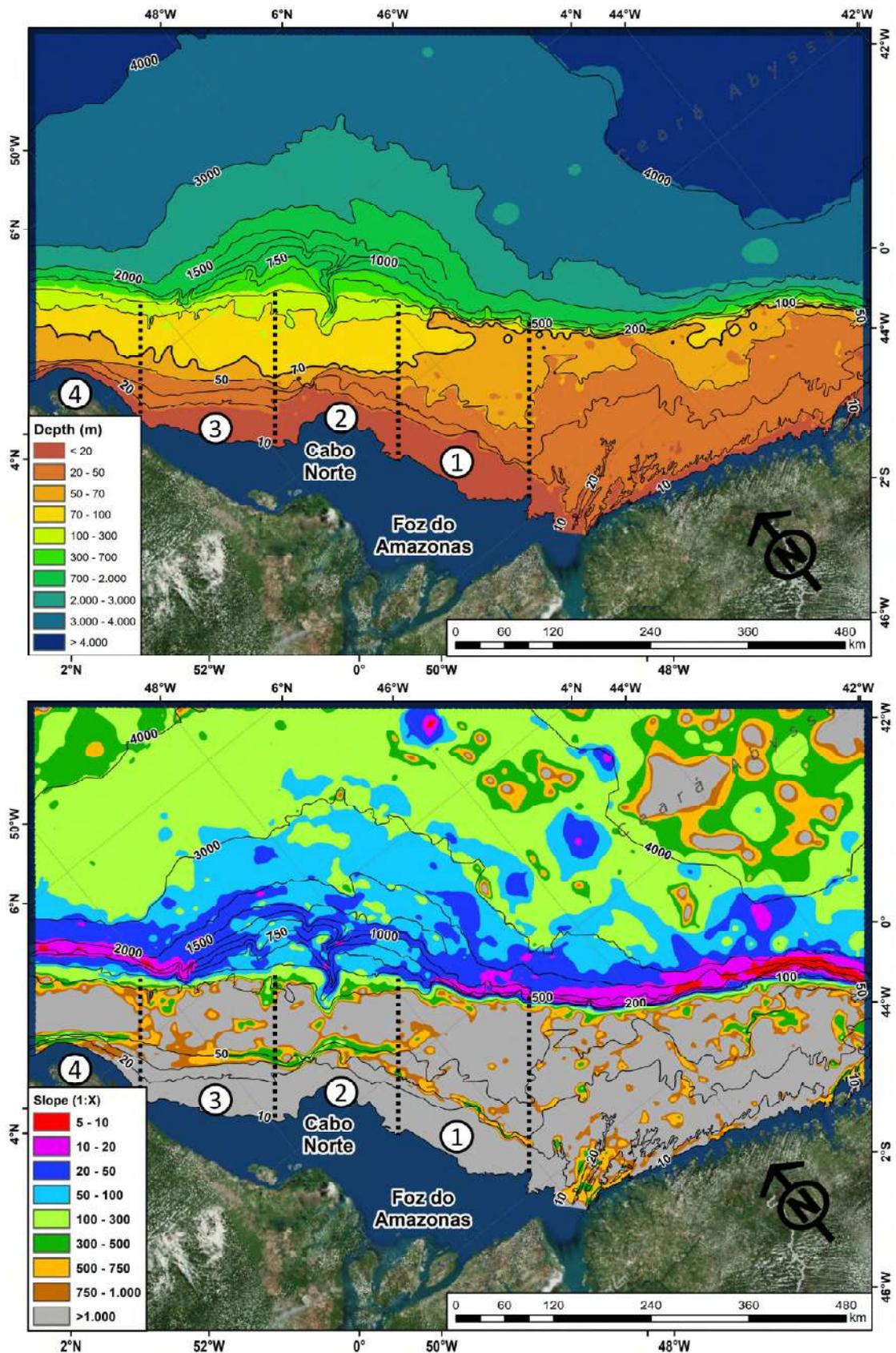


Figura 36: Pannel superior: Mapa batimétrico da Plataforma Continental Amazônica resultante da compilação de dados de cartas náuticas (DHN, 2017), da base GEBCO (2017) e de levantamentos de multifeixe publicados em Nittrouer *et al.* (2020). Pannel inferior: Mapa de declividades da PCA. Em ambos painéis são destacadas as zonas de classificação propostas por Nittrouer *et al.* (1981).

4. OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho consiste em investigar os processos geomorfológicos e hidro-sedimentológicos associados ao padrão deposicional que caracteriza a região frontal do delta submerso do Rio Amazonas, visando definir paralelos entre estes processos e suas forçantes. Fazendo uso da modelagem computacional como ferramenta exploratória, se pretende associar a ação das marés internas ao acúmulo preferencial de sedimentos junto a porção distal da região frontal do delta.

Como objetivos específicos, citam-se:

4.1. Objetivo específico 1

Verificar a compatibilidade entre as taxas deposicionais modernas estimadas por trabalhos pretéritos e as taxas de deposição que caracterizam os pacotes sedimentares da bacia amazônica durante o Holoceno, no sentido de estimar o grau de maturidade do delta submerso e a sua velocidade de progradação;

4.2. Objetivo específico 2

Com base no modelo proposto por Molinas (2014), demonstrar que o padrão de convergência de transporte de sedimentos associado à baroclinicidade da pluma fluvial não é suficiente para representar a dinâmica deposicional do delta submerso.

4.3. Objetivos específicos 3

Testar a hipótese principal desta tese, apresentando um conjunto de experimentos numéricos desenvolvidos com a intenção de caracterizar os processos hidrodinâmicos associados às marés internas, bem como a sua variabilidade espacial e temporal. Ainda mais especificamente, se pretende:

- Identificar os principais fatores associados à geração de marés internas junto a quebra da plataforma e sua propagação para a costa;
- Descrever quantitativamente os padrões dinâmicos do transporte de sedimentos finos sob o efeito de marés internas desconsiderando forçantes frequentemente destacadas na literatura, como a flutuabilidade da pluma fluvial, o arrasto do vento, as ondas de superfície e a CNB. A intenção é caracterizar as tendências do potencial de transporte de sedimentos finos com base na hidrodinâmica e não quantificar de fato o volume de sedimentos sendo efetivamente transportados;
- Decompor os efeitos barotrópicos e baroclínicos sobre a circulação na plataforma, permitindo desta forma a separação dos efeitos das marés superficiais e internas;

5. JUSTIFICATIVA METODOLÓGICA: Paradoxo oceânico-costeiro

As deficiências observadas nos modelos oceânicos quanto à caracterização da circulação costeira formam, na maioria dos casos, uma antinomia com as deficiências dos modelos costeiros em reproduzir os padrões de circulação das bacias oceânicas adjacentes à plataforma continental. Todos os modelos computacionais são, por essência, simplificações da realidade elaboradas na intenção de compreender melhor um fenômeno sob a ótica de determinadas escalas de interesse temporais e espaciais. Neste contexto, é necessário compreender que os tipos de soluções de compromisso adotadas na construção dos modelos costeiros são quase sempre conflitantes com aquelas usualmente adotadas nos modelos oceânicos.

Este tipo de dilema não é exclusivo do objeto de estudo escolhido e muito menos do campo do conhecimento abordado. Todas as formas de modelação do mundo enquanto coisa humana supõem ambiguidades. Esta consciência da natureza paradoxal das relações de representação é brilhantemente ilustrada por Jorge Luís Borges:

Sobre o Rigor na Ciência

...Naquele império, a Arte da Cartografia alcançou tal Perfeição que o mapa de uma única Província ocupava uma cidade inteira, e o mapa do Império uma Província inteira. Com o tempo, estes Mapas Desmedidos não bastaram e os Colégios de Cartógrafos levantaram um Mapa do Império que tinha o Tamanho do Império e coincidia com ele ponto por ponto. Menos dedicadas ao estudo da cartografia, as gerações seguintes decidiram que esse dilatado mapa era inútil e não sem impiedade entregaram-no às inclemências do sol e dos invernos. Nos desertos do Oeste perduram despedaçadas ruínas do mapa habitadas por animais e por mendigos; em todo o país não há outra relíquia das disciplinas geográficas.

(Suárez Miranda: Viajes de Varones Prudentes, libro cuarto, capítulo XIV, Lérida, 1658.)

Dentro do contexto atual da modelagem computacional, onde a capacidade de processamento cresce exponencialmente no tempo, considera-se fundamental questionar a utilidade do modelo perfeito. Estaríamos realmente à procura do Demônio de Laplace? Existe utilidade científica nesta meta utópica? A resposta hegeliana a estes questionamentos seria negativa, uma vez que este afirma, no contexto do seu projeto de produção do saber absoluto, que: a completa identificação entre a representação e o real produziria necessariamente a realização da representação, a negação da sua natureza representacional — o seu fim (Hegel, 1807). Sendo assim, ressalta-se o valor do equilíbrio

inerente à busca pela abordagem mais simples possível para cada problema, sem, contudo, perder a capacidade de representação do processo estudado.

Voltando-nos mais especificamente ao escopo deste trabalho, identifica-se que os pontos críticos do conflito de representação da interface oceânico-costeira estão geralmente associados aos tipos de discretização vertical adotada (camadas sigma, z, isopícnais ou híbridas), na imposição das condições de contorno nas fronteiras abertas, no emprego de algoritmos compatíveis com o alagamento e secamento das planícies de maré, nos tipos de modelo de turbulência empregados e no grau de complexidade das equações de Navier-Stokes e das equações de estado e transporte de escalares.

Uma alternativa para a solução deste problema de representação simultânea dos processos costeiros e oceânicos pode ser o emprego de uma nova geração de modelos computacionais hidrodinâmicos que se baseiam em esquemas não estruturados de volumes finitos para a discretização horizontal e operam com coordenadas híbridas na vertical (camadas sigma, z e isopícnais em um mesmo domínio). Neste contexto, o Delft3D Flexible Mesh (Deltares, 2020) e o FVCOM (Chen *et al.*, 2006) surgem como ferramentas promissoras, pois combinam a versatilidade na representação de formas complexas das malhas não estruturadas com a simplicidade dos esquemas numéricos em diferenças finitas.

No entanto, a representação numérica bem-sucedida das marés internas ainda representa um desafio para os modelistas. A sua essência ambígua, com forçante costeira e meio material de propagação principalmente oceânico, faz com que seja necessário manter altas resoluções espaciais e temporais mesmo em águas profundas. A representação dos fluxos junto aos taludes oceânicos, bem como a ocorrência de Números de Froude densimétricos próximos à unidade (ressonância), elevam ainda mais a complexidade. Nestes casos, a aceleração vertical e, conseqüentemente, a componente não hidrostática da pressão não pode ser desprezada, sendo necessário trabalhar com a forma incompressível completa das equações de Navier-Stokes. Por fim, os sólitons normalmente apresentam escala horizontal da ordem de 1 km e escala temporal da ordem das centenas de segundos. Resolver estas escalas em um modelo que represente a bacia oceânica adjacente à PCA representaria um esforço computacional hercúleo e, provavelmente, desnecessário.

Neste trabalho, portanto, se tentará dar prioridade ao emprego de modelos computacionais mais simples, bem como à exploração de relações analíticas, sempre tentando isolar grupos de forçantes associadas a um determinado fenômeno de transporte de sedimentos na PCA.

6. METODOLOGIA

No Capítulo 3 foram definidas as três principais hipóteses de pesquisa deste trabalho, cada uma destas hipóteses deu origem a um conjunto de objetivos específicos definidos no Capítulo 4. De forma similar, serão apresentados três conjuntos metodológicos descritos a seguir nas Seções 6.1, 6.2 e 6.3, posteriormente serão apresentados os resultados referentes a cada uma dessas linhas metodológicas (Seções 7.1, 7.2 e 7.3).

A Figura 37 apresenta um escopo geral desta tese, com destaque para as etapas da metodologia descritas nas seções a seguir. Para abordar a primeira hipótese e o primeiro objetivo específico se propõe o uso de um modelo de evolução geomorfológica do delta submerso. A segunda hipótese e o segundo objetivo específico serão abordados por meio de um modelo 3D morfodinâmico. Enquanto a terceira hipótese e seu referente conjunto de objetivos específicos serão abordados por meio de um modelo hidrodinâmico 3D orientado à representação do efeito das marés internas.

Os domínios referentes a cada modelo, bem como a distribuição das taxas de deposição divulgadas por Kuehl *et al.* (1984) e a distribuição do sistema de recifes da Amazônia divulgado por Moura *et al.* (2016) são descritos na Figura 38.

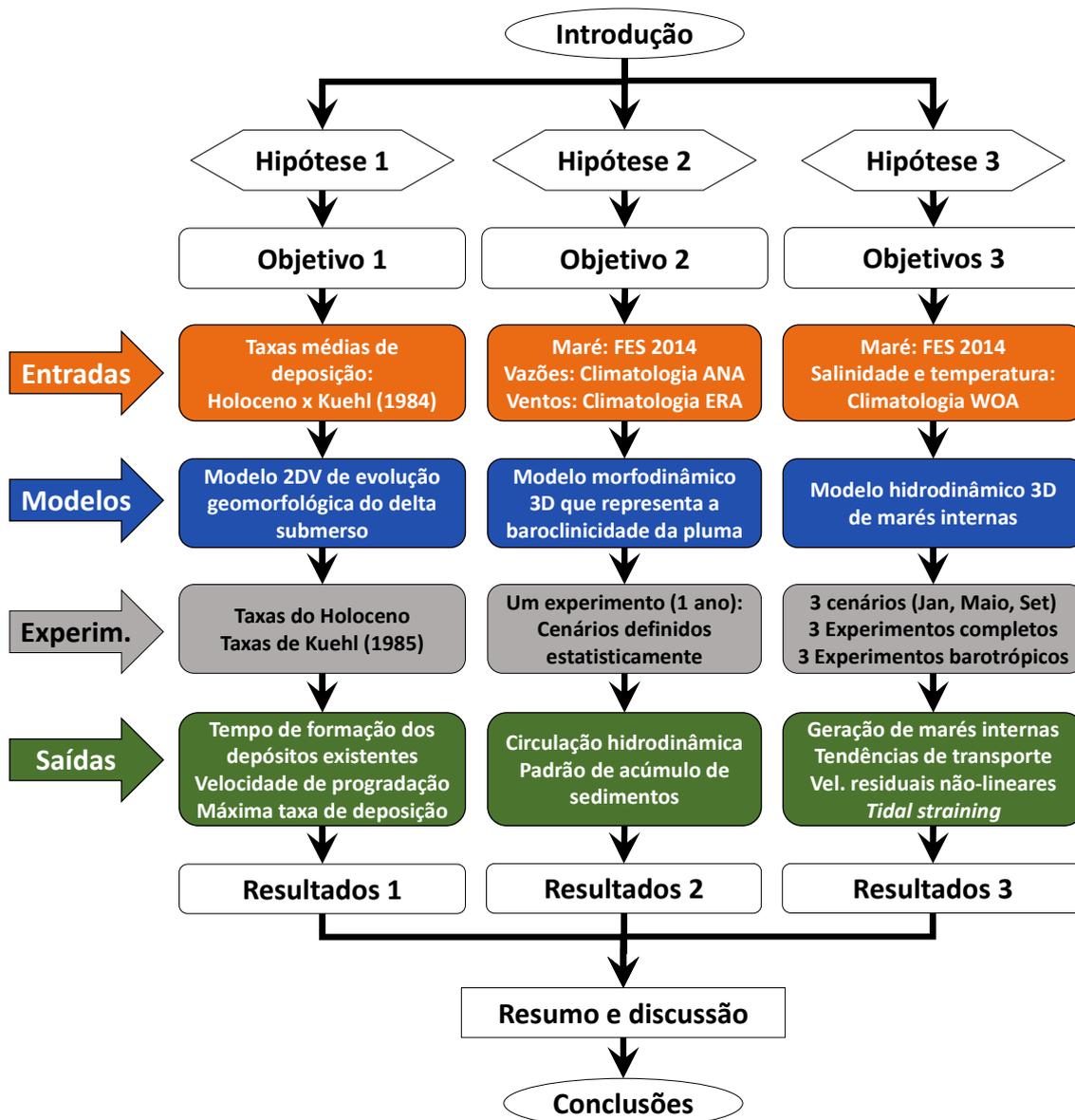


Figura 37: Escopo geral desta Tese, com destaque para a metodologia de pesquisa (em cores), descrevendo os três tipos de modelos utilizados neste trabalho, suas variáveis de entrada, os experimentos realizados com cada modelo e as principais saídas obtidas por meio da modelagem.

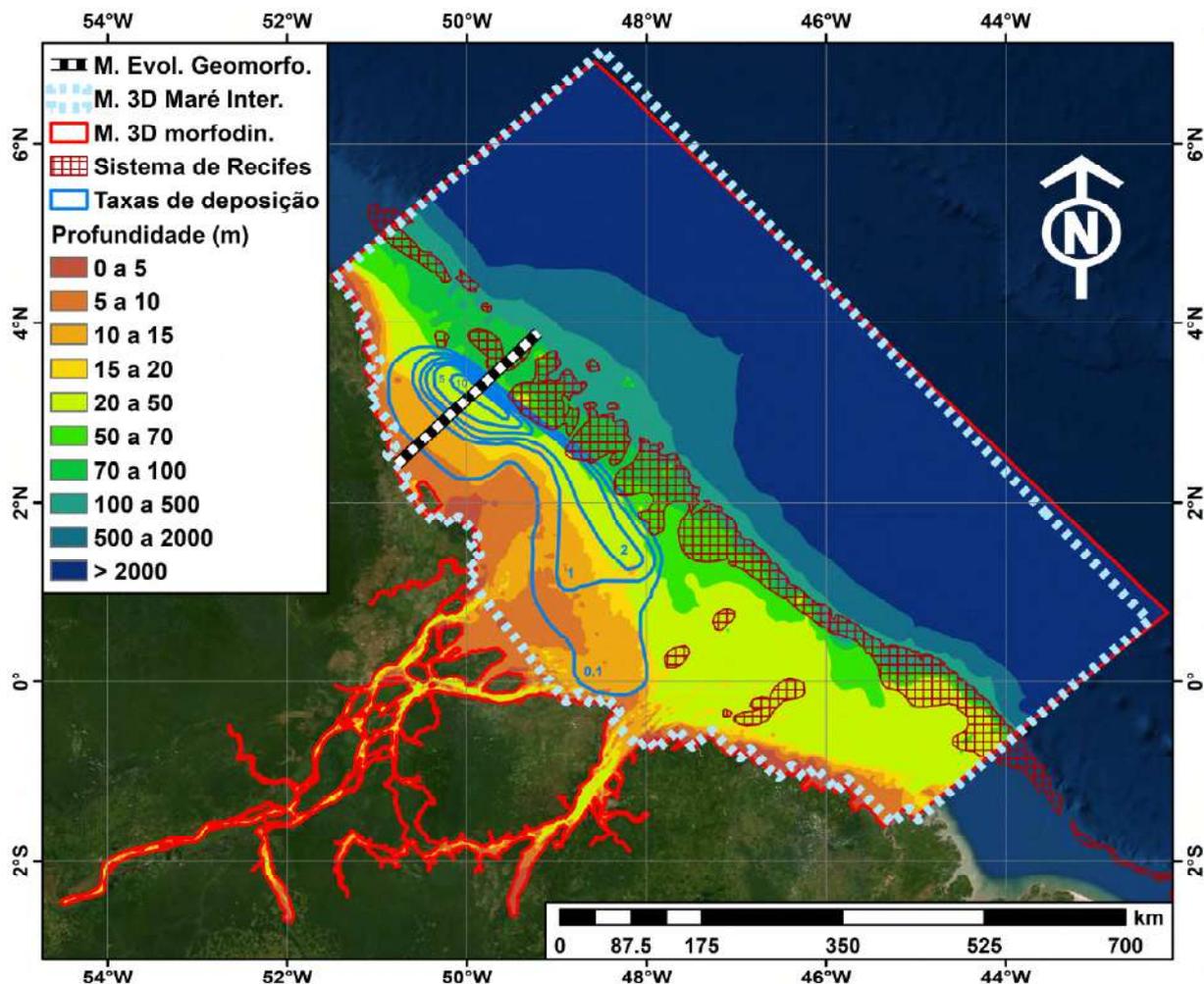


Figura 38: Domínios espaciais referentes a cada um dos modelos empregados nesta Tese: (i) Modelo de evolução geomorfológica (linha tracejada preta e branca) representando a seção transversal à costa onde ocorrem as máximas taxas de deposição, (ii) modelo 3D morfodinâmico (contorno vermelho) baseado no trabalho de Molinas (2014), e (iii) modelo hidrodinâmico 3D (linha tracejada azul claro) orientado exclusivamente a representação dos efeitos das marés internas. Também estão representadas a batimetria da área de estudo, a distribuição do sistema de recifes da Amazônia (Moura *et al.*, 2016) e as taxas de sedimentação (Kuehl *et al.*, 1984).

6.1. Primeiro grupo: modelo de evolução geomorfológica

Esta seção visa traçar paralelos quantitativos entre as taxas deposicionais modernas estimadas por Kuehl *et al.* (1984) e as taxas de deposição que caracterizam a PCA durante o Holoceno. Basicamente, se pretende estabelecer um diálogo entre a geomorfologia e a dinâmica sedimentar na região, comparando a escala anual à escala milenar.

Para isso, será utilizada a distribuição espacial das taxas de sedimentação – Figuras 10, 16 e 17 – obtidas por Kuehl *et al.* (1984) no sentido de estabelecer algo como um “trem tipo” (conceito emprestado do cálculo estrutural) de taxas de deposição que se move em função do deslocamento *offshore* da clinofórma do delta submerso. Considerando um

domínio bidimensional vertical e supondo que as declividades típicas da região do arco lamoso e das areias relictas da plataforma externa se mantêm constantes, é possível estabelecer um modelo simples de balanço de volumes que permite inferir as magnitudes básicas associadas à evolução morfológica do delta (Figura 39).

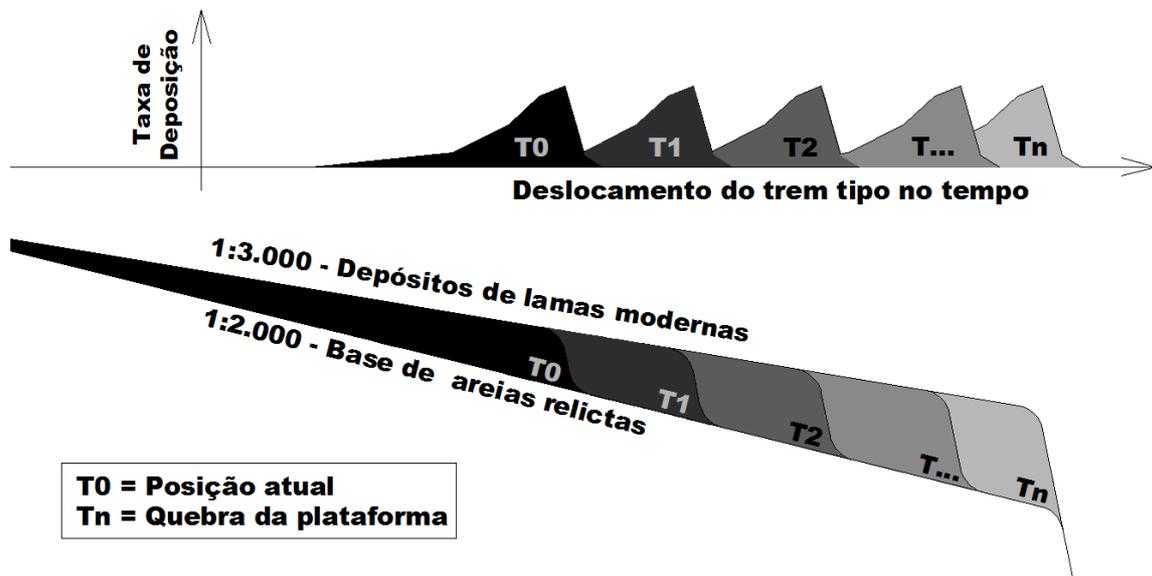


Figura 39: Modelo simplificado de evolução geomorfológica do delta submerso.

O nível de complexidade deste modelo pode ser incrementado representando a PCA por diversas seções, considerando a batimetria real como ponto de partida e inserindo processos difusivos ao escopo, e.g. No entanto, o objetivo principal deste modelo é testar a compatibilidade de escalas entre as taxas de deposição modernas reportadas na literatura e as taxas de deposição em escala geológica do Holoceno, uma vez que as primeiras são entre 20 e 120 vezes maiores que as segundas. Neste sentido, diversas perguntas interessantes podem ser feitas ao modelo:

- Considerando as taxas de deposição modernas da literatura e considerando que as declividades típicas da PCA permanecerão as mesmas, quantos anos o delta submerso tardaria em chegar à quebra da plataforma?
- Qual teria que ser a velocidade de progradação do delta para que as taxas deposicionais resultantes fossem similares àquelas que caracterizam o Holoceno?
- Em quanto tempo teria se formado o arco lamoso existente considerando as taxas deposicionais atuais? E considerando as taxas do Holoceno? Estas escalas são compatíveis com a escala temporal da variação eustática do nível dos oceanos?

6.2.Segundo grupo: modelo 3D morfodinâmico

Este modelo visa descrever o transporte de sedimentos associado as principais forçantes descritas na literatura da região amazônica, sem considerar o efeito das marés internas sobre a plataforma continental. Neste modelo, são consideradas como forçantes: a maré astronômica, a descarga fluvial do Rio Amazonas e o vento. As duas últimas forçantes são definidas com base em climatologias mensais. A descarga fluvial do Rio Amazonas é imposta em uma fronteira aberta nas proximidades da cidade de Santarém, representando a soma das vazões referentes as estações da ANA de Óbidos e do Rio Tapajós. Outros rios como Tocantins, Xingu, Jari e Araguari também são representados por meio de climatologias mensais. Os ventos são aplicados ao modelo de maneira espacialmente distribuída em uma grade de 80 por 80 km de acordo com a base do projeto ERA-Interim. Este modelo pretende, portanto, caracterizar a capacidade de captura de sedimentos por parte da estrutura baroclínica da pluma fluvial do rio Amazonas.

A abordagem dos processos hidrodinâmicos de escala costeira que agem sobre o transporte de sedimentos na PCA é feita a partir de uma versão modificada do modelo computacional proposto por Molinas (2014). O domínio adotado (Figura 38), a configuração utilizada, os processos de calibração e validação, bem como os resultados pretéritos obtidos nesse experimento estão amplamente documentadas no texto recém-mencionado, bem como em Molinas *et al.* (2014a e 2014b). A modificação proposta consiste basicamente na ativação do modelo de transporte de sedimentos coesivos.

Foi realizado um processo de calibração com base nos dados divulgados por Kineke e Sternberg (1995) e Kineke *et al.* (1996), onde se reporta a ocorrência recorrente de camadas de lamas fluidas junto ao leito com aproximadamente 1 metro de espessura e concentrações de até 20 g/l. Como resultado deste processo, adotou-se uma velocidade de queda de 1 mm/s, tensão crítica de erosão de 0,1 N/m² e parâmetro de erosão de 0,01.

Para o instante zero do modelo, considera-se uma camada de 50 cm de sedimentos coesivos homoganeamente distribuída ao longo de todo o domínio de modelagem. Posteriormente, analisa-se ao longo de um ano a evolução morfológica destes sedimentos, bem como as características hidrodinâmicas associadas a esta evolução (convergência das correntes de fundo, velocidades verticais e número de Ekman).

6.3. Terceiro grupo: modelagem hidrodinâmica 3D de marés internas

Nas próximas seções, discutiremos as escolhas metodológicas feitas durante o desenvolvimento dos seis diferentes experimentos numéricos em Delft3D-Flow (Deltares, 2014) propostos. Todos os modelos têm duração de um mês (mais um mês de aquecimento) e se organizam em três grupos que representam as estações climatológicas mais relevantes para a estratificação do oceano. Cada um desses grupos é separado em duas séries diferentes, uma representando a hidrodinâmica puramente barotrópica e outra representando a composição dos campos barotrópicos e baroclínicos. Para todos os experimentos, aspectos como o empuxo da pluma fluvial, as correntes induzidas pelo arrasto do vento, as ondas de superfície e a CNB foram negligenciados com a intenção de fornecer uma imagem clara dos aspectos dinâmicos relacionados exclusivamente à interação entre marés astronômicas, batimetria e estratificação da densidade oceânica.

6.3.1. Domínio de modelagem e condições de contorno barotrópicas

As fronteiras abertas oceânicas e o conjunto de constituintes harmônicas que representam as forçantes barotrópicas, bem como batimetria e rugosidade do fundo, foram reproduzidas de um trabalho anterior dedicado ao estudo da estrutura halina da foz do Rio Amazonas (Molinas *et al.*, 2014a). Na direção longitudinal à costa, o domínio de modelagem se estende do Cabo Orange (fronteira entre o Brasil e a Guiana Francesa) até a Ilha dos Lençóis (costa oeste do Estado do Maranhão), cobrindo 1.100 km. Na direção transversal à costa, o modelo anterior se estendia por aproximadamente 800 km a montante da frente de salinidade, uma estratégia para representar corretamente o prisma de maré. Nos modelos atuais, os canais fluviais foram excluídos do domínio para melhorar a eficiência computacional. No entanto, o prisma das marés a montante e a vazão do rio ainda são representados por meio de aninhamento entre os modelos. Os limites fluviais foram divididos em dois: um representando a foz do Amazonas e outro a Baía de Marajó (Figura 38). A consistência da calibração foi verificada, de forma que as diferenças pontuais no nível da água entre os modelos não excederam 10 cm em nenhum momento durante as simulações. Uma descrição extensa da configuração e calibração anteriores do modelo está disponível em Molinas (2014) e Molinas *et al.* (2014a).

6.3.2. Discretização espacial

Diferentemente do modelo anterior (10 camadas sigma cobrindo todo o domínio), a discretização vertical dos experimentos atuais foi desenvolvida usando 100 camadas z. Esse número incomumente alto de camadas permitiu uma resolução vertical de 2 m nos 150 m superiores da coluna d'água, que se reduz em uma progressão geométrica em direção ao fundo, onde o elemento mais profundo tem aproximadamente 500 m de altura. Os principais objetivos dessa escolha consistem em obter uma boa representação das correntes próximas ao fundo em toda a plataforma continental e em representar detalhadamente o processo de formação das marés internas junto a quebra da plataforma. Outro aspecto relevante sobre a discretização vertical é dado pelo uso do método proposto por Platzek *et al.* (2014), onde a grade vertical é remapeada, evitando a existência de células indesejavelmente finas perto do fundo e sua conseqüente introdução de imprecisões e descontinuidades na tensão de cisalhamento de fundo, nos perfis de velocidade e até nos níveis de água. O uso dessa técnica mostrou-se crucial para uma representação realista dos padrões da velocidade no fundo, suavizando o “efeito de escada” normalmente associado à discretização de planos inclinados em camadas z.

Considerando a perspectiva horizontal, as grades numéricas são compostas por aproximadamente 12.000 células, onde a resolução no sentido longitudinal à costa é regular e igual a 8 km ($\sim 1/14^\circ$), enquanto que a resolução transversal à costa varia de 2 km ($\sim 1/55^\circ$) na região da quebra da plataforma até 10 km ($\sim 1/11^\circ$) nas fronteiras dos modelos, reduzindo a resolução também em uma progressão geométrica. A reprodução deste esquema de discretização implicou na utilização de um passo de tempo de 6 s e, conseqüentemente, em uma eficiência computacional de 7 dias de processamento para cada mês de experimento, considerando um processador Intel Core i7-8700.

6.3.3. Sazonalidade da estratificação oceânica e contorno baroclínico

Em todas as fronteiras abertas foram definidas condições de contorno lateralmente homogêneas para temperatura e salinidade. Estes campos têm caráter estacionário para cada cenário com um mês de duração, uma decisão que tem como objetivo representar as principais estações climatológicas da estratificação dos oceanos. O efeito cinético da circulação oceânica foi negligenciado. No entanto, foram consideradas as interações entre marés astronômicas, batimetria e a energia potencial associada à estratificação do oceano, principal elemento gerador de marés internas.

Estas condições de contorno baroclínicas foram definidas pela promediação lateral dos campos de salinidade e temperatura para todos os pontos de dados da climatologia do World Ocean Atlas (Boyer *et al.*, 2013) contidos dentro do domínio de modelagem. Os resultados desse processo são representados nos dois primeiros painéis da Figura 40. O terceiro painel corresponde à densidade potencial obtida utilizando a Equação Internacional do Estado da Água do Mar da UNESCO, enquanto que o quarto painel refere-se à anomalia de energia potencial (AEP) proposta por Simpson *et al.* (1991).

Os três cenários definidos, e representados por linhas vermelhas marcadas como Sc1, Sc2, Sc3, são:

- Sc1 representando a estratificação mínima ocorrida em janeiro;
- Sc2 representando um pico local na estratificação relacionada à vazão fluvial máxima, em maio;
- Sc3 representando a estratificação máxima anual que ocorre no final de setembro.

O primeiro e o terceiro cenários (Sc1 e Sc3) estão intrinsecamente relacionados à variabilidade sazonal da CNB e sua retroflexão. Durante o verão do hemisfério sul, a ZCIT está deslocada para o sul da sua posição média, o que subsequentemente desloca a retroflexão da CNB para o sul, fazendo com que ela ocorra dentro do domínio de modelagem. A assinatura dessa feição rotacional pode ser identificada como um núcleo subsuperficial de salinidades mais altas a 100 m de profundidade entre janeiro e março (segundo painel da Figura 40). Durante o inverno no hemisfério sul, a ZCIT e a retroflexão da CNB estão deslocadas para o norte da sua posição média, intensificando e aprofundando o fluxo da CNB dentro do domínio de modelagem. A assinatura mais clara desse fenômeno é observada na temperatura do mar, quando a termoclina atinge sua profundidade máxima em setembro, no final do inverno do hemisfério sul (Fonseca *et al.*, 2004; Garzoli *et al.*, 2004). O segundo cenário (Sc2), por sua vez, está associado à vazão máxima do Rio Amazonas. Entre abril e junho, com máximo em maio, observamos um aumento da temperatura e uma diminuição da salinidade nos 50 m superiores da coluna d'água, efeitos associados à diluição da pluma do rio.

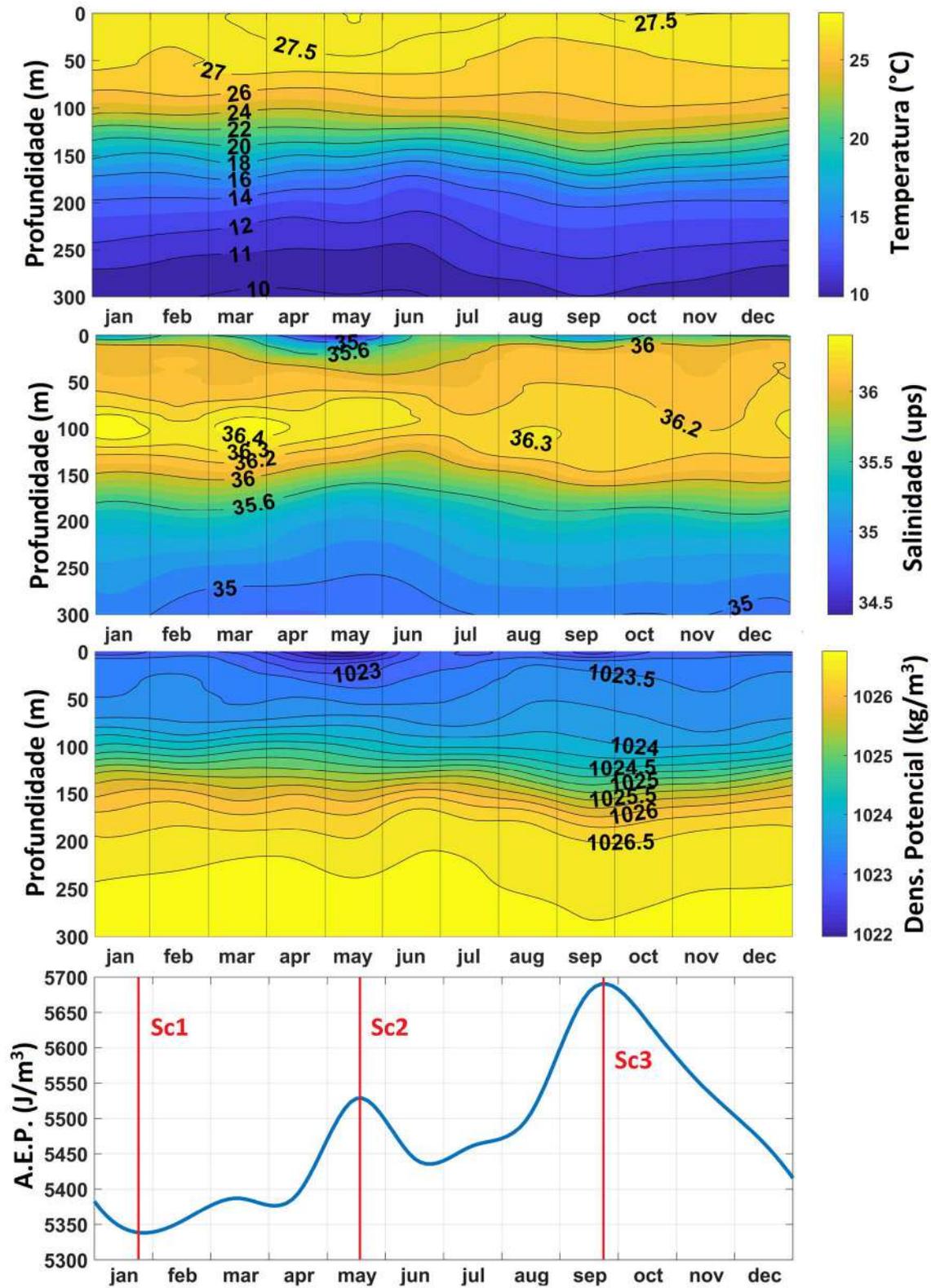


Figura 40: Climatologia para temperatura, salinidade, densidade potencial e anomalia de energia potencial obtidas por meio da promediação lateral dos dados do WOA.

Como vemos na Figura 41, o cenário mínimo para a AEP (Sc1, janeiro, linha vermelha) é caracterizado pela pincloclina anual mais rasa e mais acentuada, com gradiente de densidade máximo ocorrendo entre 90 e 120 m de profundidade e frequências Brunt-

Väisälä acima de $0,015\text{s}^{-1}$. Esse primeiro cenário também apresenta baixa estratificação superficial, quase nula entre 60 e 5 m de profundidade.

O segundo cenário (SC2, maio, linha preta) parece ser o mais favorável à penetração do efeito das marés internas sobre a plataforma continental. Mesmo sem representar a AEP máxima anual (que ocorre no Sc3), este cenário apresenta alta estratificação nos 150 m superiores, superando todos os outros cenários nos 75 m superiores da coluna d'água (Figura 41), zona de interesse para o transporte de sedimentos finos sobre a plataforma.

Finalmente, o terceiro cenário (Sc3, setembro, linha azul) é o menos favorável para a propagação das marés internas, pois representa a pycnoclina mais profunda (frequência máxima de Brunt-Väisälä a 150 m de profundidade) e baixa estratificação (frequências de Brunt-Väisälä $<0,01\text{ s}^{-1}$) entre 100 e 25 m de profundidade.

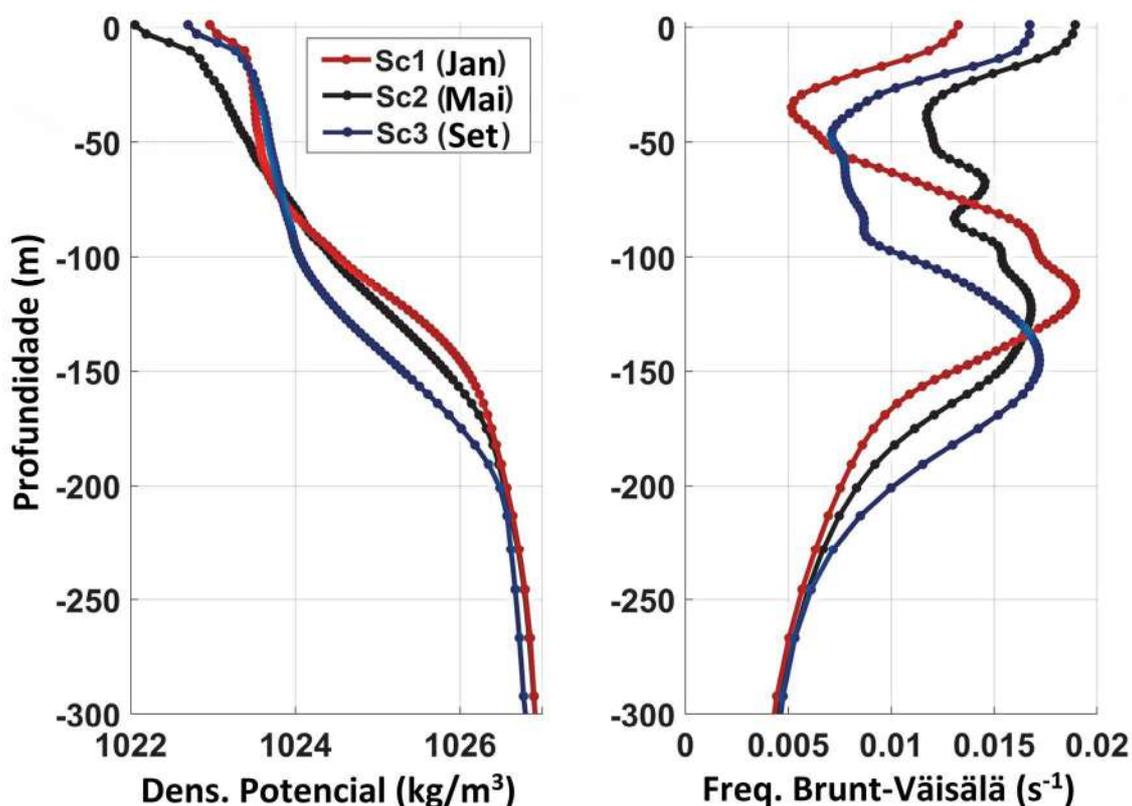


Figura 41: Características dos perfis verticais (300 m superiores da coluna de água) impostos como condição de contorno para cada um dos cenários. Densidade potencial sigma zero (esquerda) e frequência de Brunt-Väisälä (direita).

6.3.4. Tratamento da turbulência

Todos os experimentos fizeram uso do esquema regular de fechamento de turbulência da plataforma Delft3D, baseado no modelo k- ϵ . É importante notar que, quando a estratificação vertical tem um papel relevante sobre a hidrodinâmica, a abordagem dos esquemas de fechamento de turbulência vertical se torna crítica. Os modelos propostos reproduziram a calibração desenvolvida por Molinas *et al.* (2014a), com foco na representação da estrutura de salinidade da pluma do rio. A reprodução da calibração pretérita se fez necessária uma vez que não existiu a possibilidade de obter novos dados de salinidade, temperatura ou velocidade na região da quebra da plataforma.

Esse processo pretérito de calibração consistiu na comparação entre séries temporais de perfis de salinidade modelados e medidos. Dezoito séries temporais (com duração de um ou dois ciclos de maré) em sete estações de monitoramento do projeto AmasSeds (Geyer e Kineke, 1995) distribuídas na plataforma continental foram usadas para ajustar os três principais parâmetros de calibração do esquema de fechamento de turbulência: viscosidade turbulenta mínima, número de Schmidt turbulento e escala de comprimento de Ozmidov, resultando respectivamente em 10^{-4} m²/s, 0,5 e 10^{-2} m. Uma descrição completa desse processo e seus resultados estão disponíveis em Molinas (2014) e Molinas *et al.* (2014a).

Na perspectiva horizontal, também com base na calibração do artigo anterior, uma viscosidade turbulenta de referência de 10 m²/s e um número Schmidt turbulento de 0,5 foram implementados na plataforma continental.

Os primeiros testes, usando viscosidade e difusividade turbulentas horizontais homogêneas em todo o domínio de modelagem, mostraram que as marés internas geradas na quebra da plataforma estavam sendo refletidas pelas fronteiras oceânicas e retornando para a sua zona de formação. Após alguns ciclos de maré, um padrão estacionário de ondas de maré interna se desenvolveu, corrompendo a base hidrodinâmica resultante. Para evitar este problema, uma zona de esponja numérica foi implementada sobre a porção oceânica do domínio de modelagem, partindo da linha vermelha destacada na Figura 42. Deste limite em diante, a viscosidade e a difusividade aumentam geometricamente até os valores artificialmente altos de 15.000 e 7.500 m²/s, respectivamente. Como veremos na seção de resultados 6.3.1, essa medida foi capaz de dissipar as marés internas antes que elas chegassem às fronteiras oceânicas, garantindo

que a zona de formação das marés internas permaneça inalterada pela reflexão, bem como por possíveis efeitos indesejados advinentes da implementação da própria zona esponja.

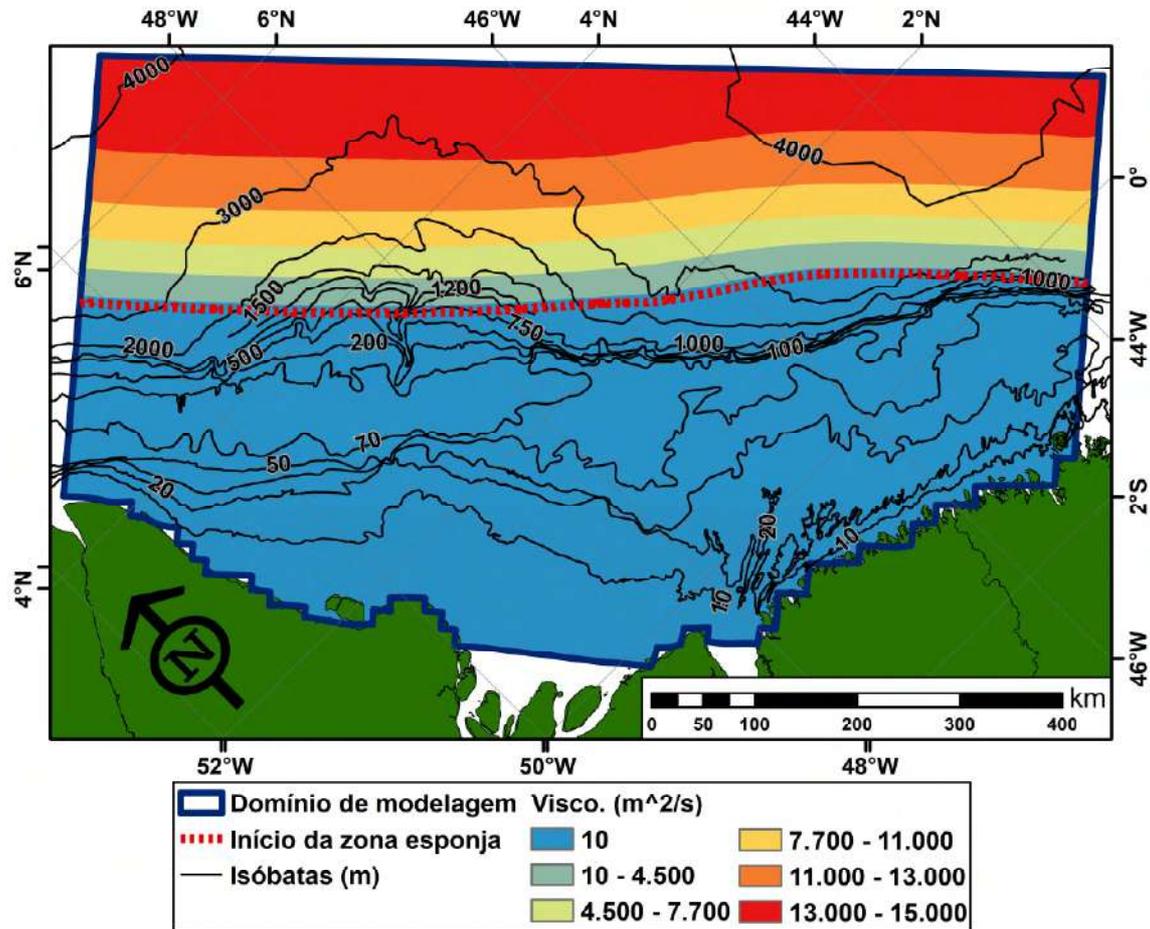


Figura 42: Mapa da viscosidade horizontal turbulenta considerando a implementação da zona esponja no modelo hidrodinâmico 3D de marés internas. Dado o número de Schmidt turbulento de 0,5, a difusividade turbulenta corresponde à metade da viscosidade. Note-se que existe um afastamento de até 100 km entre a quebra da plataforma e o início da zona esponja.

6.3.5. Validação das correntes de fundo

Para validar os modelos propostos, considerando que não foi possível ter acesso a novas bases de dados brutos específicos para a região de interesse, optou-se por comparar os resultados da modelagem computacional com os dados de fundeio processados e publicados por Fontes *et al.* (2008). Os autores utilizaram as mesmas três estações de ancoragem (M1, M2 e M3 nas Figuras 10 e 23) mencionadas na Seção 2.4, apresentando os parâmetros das elipses de maré ajustadas a séries de corrente de fundo com seis meses de duração.

Na Figura 43, apresentam-se os histogramas bidimensionais para séries modeladas de corrente zonal versus meridional. As linhas tracejadas pretas se referem às elipses ajustadas por Fontes *et al.* (2008) aos dados do AmasSeds, enquanto as linhas tracejadas

vermelhas representam as elipses de marés ajustadas aos resultados dos modelos desenvolvidos neste trabalho.

Como podemos ver na Figura 43 e na Tabela 1, a comparação entre dados medidos e resultados de modelo nos pontos M2 e M3 é surpreendentemente satisfatória. As diferenças entre os eixos principais das elipses foram inferiores a 2 cm/s, enquanto as diferenças na orientação das elipses foram menores que 8 graus. As diferenças entre os campos modelados e medidos foram um pouco maiores para o ponto M1, onde o eixo principal das elipses apresentou uma diferença de 24 cm/s (16% de erro relativo). Apesar disso, o processo de validação foi considerado satisfatório, uma vez que o melhor desempenho foi observado precisamente nas plataformas média e externa, principais áreas de interesse deste estudo.

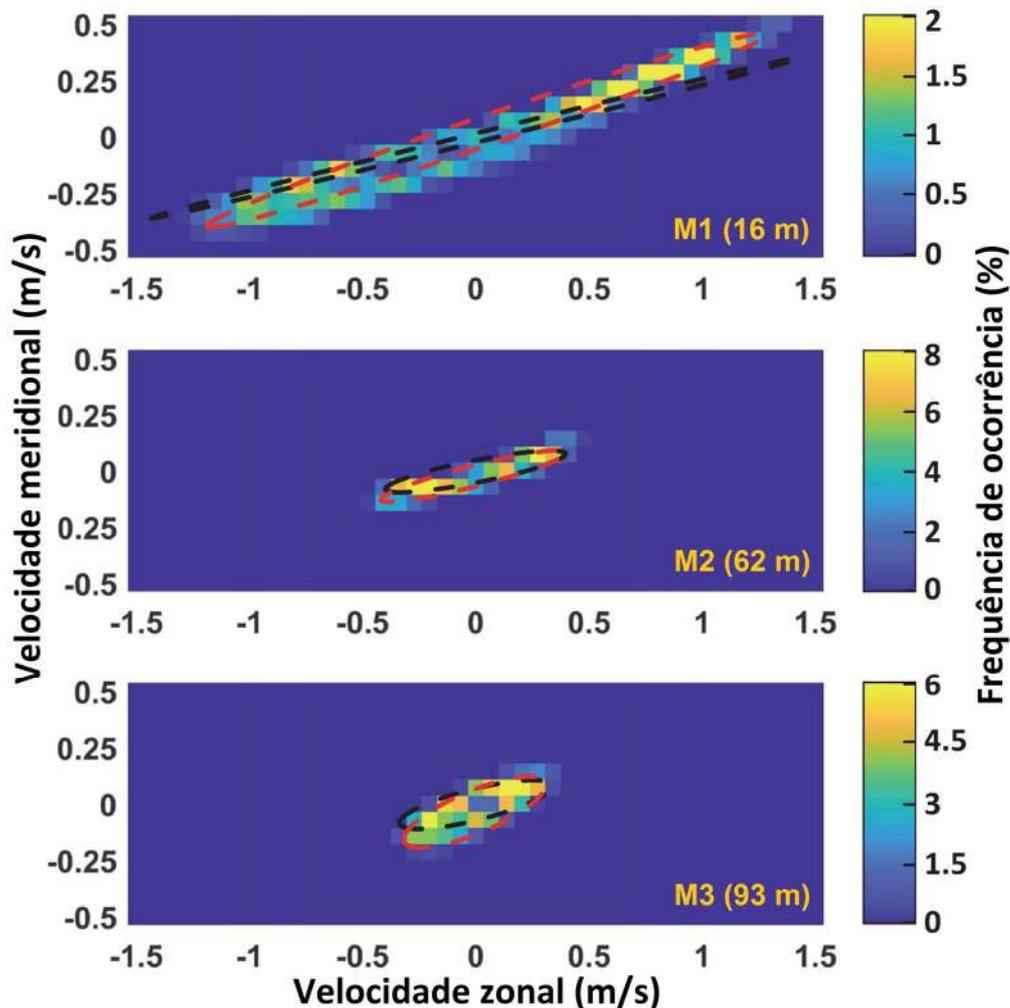


Figura 43: Comparação entre as elipses de maré associadas aos resultados dos modelos propostos (linhas vermelhas tracejadas) e associadas aos dados de fundeio (linhas pretas tracejadas) publicados por Fontes *et al.* (2008). As escalas de cor representam os histogramas bidimensionais para as componentes zonais e meridionais do campo de correntes de maré junto ao fundo considerando os resultados das modelagens.

Tabela 1: Comparação entre os parâmetros das elipses de maré associadas aos resultados dos modelos propostos e associadas aos dados de fundeio publicados por Fontes *et al.* (2008).

Localização da Estação						
	M1		M2		M3	
<i>lon</i> (°)	50.313W		49.94W		49.623W	
<i>lat</i> (°)	3.075N		3.385N		4.072N	
<i>Profundidade</i> (m)	16		62		93	
Elipse parameters	AmasSeds	Modelo	AmasSeds	Modelo	AmasSeds	Modelo
<i>Semieixo principal</i> (m/s)	1.49	1.25	0.41	0.42	0.35	0.34
<i>Semieixo secundário</i> (m/s)	0.02	0.06	0.05	0.05	-0.07	-0.09
<i>Inclinação</i> (°)	86	81	89	85	86	78
<i>Fase</i> (°)	218	229	215	211	182	206

6.3.6. Quantificação das tendências de transporte de sedimentos finos

Maren e Winterwerp (2013) afirmam que o transporte residual de sedimentos finos está sempre relacionado a assimetrias nas condições hidro-sedimentológicas, estas podem ser assimetrias no movimento da água ou nas propriedades do sedimento. Uma das intenções principais deste trabalho (Seção 4.3) é caracterizar as tendências do potencial de transporte de sedimentos finos com base na hidrodinâmica e não quantificar de fato o volume de sedimentos sendo efetivamente transportados, o que dependeria das propriedades do sedimento. Dessa forma, um dos nossos principais objetivos é descrever os padrões de assimetria das marés, incluindo sua variabilidade espacial e temporal.

Os autores mencionados classificam a assimetria de fluxo em três categorias: (i) assimetrias temporais, (ii) assimetrias horizontais e (iii) assimetrias na mistura vertical.

As assimetrias temporais dependem da relação entre as velocidades de pico de enchente e vazante, bem como a relação entre a duração das correntes de enchente e vazante. Existe muita literatura estuarina associando esses fatores a uma série de relações simples entre as fases constituintes M_2 e M_4 para níveis. No entanto, considerando um ambiente de plataforma continental dominado por marés, com profundidades entre 20 e 100 m, e sujeito à ação de marés internas, esse tipo de abordagem verticalmente integrada não parece viável. Pois, conforme discutido na Seção 2.7 (Marés internas e transporte de sedimentos) espera-se existam inversões das assimetrias associadas ao transporte de

sedimentos ao longo da coluna de água, com a camada limite de fundo apresentando um padrão oposto à camada imediatamente superior.

As assimetrias horizontais estão tipicamente relacionadas à variabilidade batimétrica e, mais especificamente, à curvatura batimétrica. Como apontado por Van Straaten e Kuenen (1957), essa questão é mais aplicável a regiões rasas, onde as diferenças nas profundidades da água entre as premares e as baixa-mares de sizígia são significativas. Nesses casos, os perfis convexos tendem a apresentar transporte de sedimentos finos orientados para montante.

As assimetrias na mistura vertical, frequentemente denominadas como *tidal straining* (Simpson *et al.*, 1990) ou assimetria interna (Jay e Musiak, 1994), resultam de uma relação não linear entre a velocidade do fluxo e a intensidade da mistura vertical, causando diferenças na intensidade da turbulência associada as enchentes e vazantes, mesmo que não existam assimetrias temporais significativas. Sendo assim, em regiões onde o *tidal straining* é bem caracterizado, podemos considerar as assimetrias verticais e as assimetrias temporais como variáveis linearmente independentes. Nestes casos, o gradiente vertical de densidade interage diretamente com o cisalhamento vertical das correntes de maré para induzir um aporte periódico à intensidade da estratificação (*buoyancy input*), geralmente positivo na fase de vazante da maré. Quando esse processo é caracterizado, o transporte de sedimentos finos em direção à costa tende a ser mais eficaz.

Para caracterizar as assimetrias temporais, propõe-se o uso de um indicador baseado em uma média de potência aplicada ao campo de correntes instantâneas eulerianas, a partir de agora denominado Velocidade Residual Não Linear (VRNL). Adotando a conhecida relação dimensional entre descarga específica de sedimentos (q_s) e velocidade média do fluxo (V), dada pela Equação 6:

$$q_s \propto V^m \quad (6)$$

E considerando que para sedimentos finos, silte e argila, o expoente “m” varia tipicamente entre 4 e 6 (e.g., Low, 1989; Van de Kreeke e Robaczewska, 1993; Gatto *et al.*, 2017), optou-se por adotar o valor intermediário de 5 com a intenção de fornecer uma visão geral das tendências de transporte. Para representar assimetrias de duração das estofas de maré, velocidades associadas a tensões de cisalhamento abaixo de 0,1 N/m² foram negligenciadas. As maiores vantagens do indicador proposto (VRNL) são a facilidade de

aplicá-lo sob diferentes perspectivas espaciais e temporais, simplesmente alterando os intervalos de discretização, e a preservação das características de um residual euleriano típico (grandeza vetorial com a mesma dimensionalidade da velocidade, tempo sobre espaço), permitindo uma compreensão intuitiva das tendências de transporte em escala sub-maré.

Para os casos em que a intenção das análises consiste em descrever a variabilidade espacial dos padrões de transporte (Seções 6.3.2.1 e 6.3.2.2), as componentes zonais e meridionais da VRNL foram definidas de acordo com as Equações 7 e 8, considerando o período de lunação (29,53 dias) para a média. A escolha de uma lunação em vez de um período de quinze dias é crucial, pois a existência de uma importante componente N₂ na PCA causa intensa modulação entre sizígias e quadraturas consecutivas.

$$u_{VRNL} = \pm \sqrt[5]{\left| \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n u_i^5 \right|} \quad (7)$$

$$v_{VRNL} = \pm \sqrt[5]{\left| \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n v_i^5 \right|} \quad (8)$$

Por outro lado, quando a intenção foi a de descrever a variabilidade temporal do transporte sub-maré em pontos específicos (Seção 6.3.2.3), em vez da promediação expressa nas equações 7 e 8, aplicamos uma suavização de sinal baseada em uma janela pseudo-gaussiana de 24 horas, conforme proposto por Kashiwagi e Sakata (1978).

Finalmente, para calcular as assimetrias verticais (*tidal straining* - *TS*), considerou-se a razão entre as energias turbulentas máximas dentro da camada limite de fundo nos picos de vazante e enchente (para cada ciclo de maré). Esse indicador representa uma grandeza escalar de natureza sub-maré (foi utilizada componente perpendicular à costa), sendo possível apresentá-lo como valor médio no tempo ou como série temporal (Equação 9).

$$TS = \frac{\text{máx. dentro da CLF (Energ. turb. do pico de vazante)}}{\text{máx. dentro da CLF (Energ. turb. do pico de enchente)}} \quad (9)$$

7. RESULTADOS

7.1. Taxas de deposição modernas e do Holoceno

Os resultados desta seção são referentes ao modelo de evolução geomorfológica descrito na seção 6.1 da metodologia, contemplando o primeiro objetivo específico (Seção 4.1) e a primeira hipótese de pesquisa (Capítulo 3).

Iniciaremos esta seção apresentando uma análise dos resultados obtidos por Kuehl *et al.* (1984) para as taxas deposicionais na PCA, trabalho discutido na Seção 2.3 (Figuras 10, 16 e 17). Considerando a seção transversal à costa de máximas taxas de deposição – a mesma onde ocorreu a maior parte das observações de lama fluida e a mesma que foi escolhida por Nittrouer *et al.* (2020) para ilustrar o delta submerso progradante do Rio Amazonas – teremos um perfil batimétrico muito similar ao exposto na Figura 44. A hachura mais escura representaria o depósito de lamas modernas existente nos dias de hoje, cuja seção teria uma área de aproximadamente $1,2 \text{ km}^2$. A hachura mais clara representaria a tendência de evolução do delta caso as declividades típicas da região dorsal se mantenham até que a região frontal atinja a quebra da plataforma, com uma área de aproximadamente 2 km^2 .

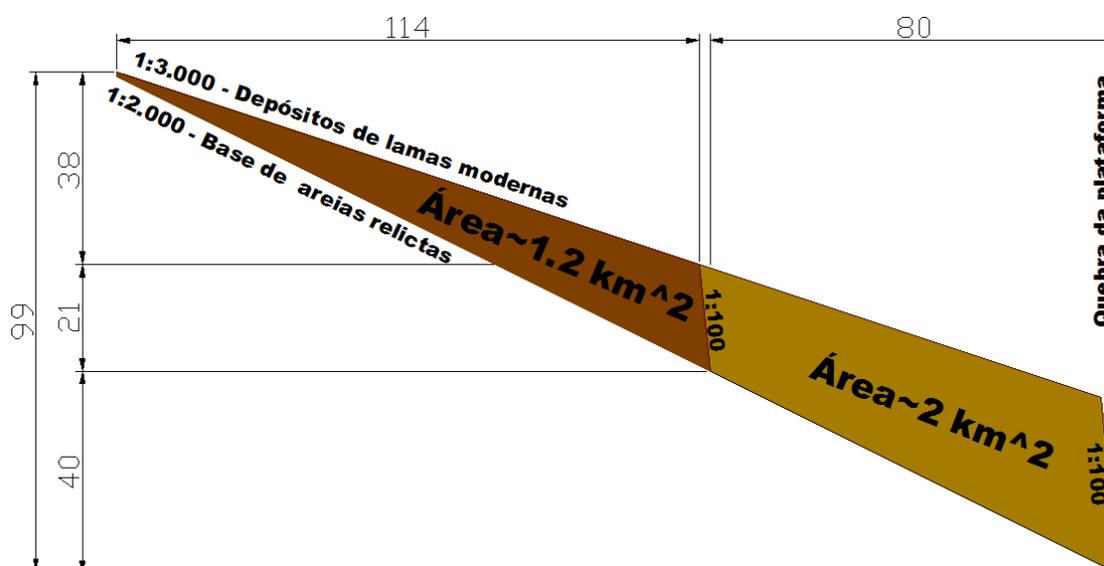


Figura 44: Modelo simplificado de progradação do delta submerso do Amazonas. Cotas horizontais em quilômetros (distância transversal à costa) e cotas verticais em metros (profundidade). A escala vertical está exagerada mil vezes em relação à escala horizontal.

Agora, considerando o trem tipo conforme os resultados propostos por Kuehl *et al.* (1984), replicados na Figura 45, vemos que a área sob a curva de taxas de deposição é de aproximadamente $4.000 \text{ m}^2/\text{ano}$.

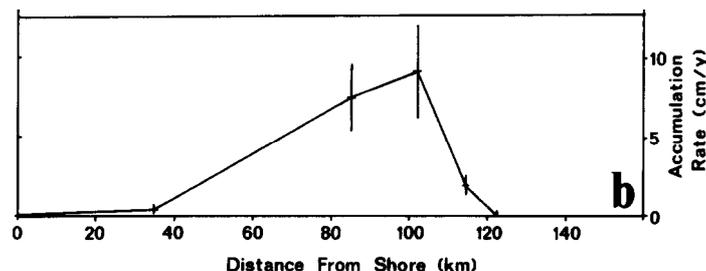


Figura 45: Trem tipo de taxa de deposição baseado nos resultados de Kuehl et al (1984).

Desta forma, se considerarmos que as taxas observadas na atualidade se manterão ao longo da história de progradação do delta, chegamos ao resultado pouco provável de que a região frontal do delta atingirá a quebra da plataforma em apenas 500 anos.

$$\frac{\text{Área de progradação}}{\text{Taxa de deposição}} \sim \frac{2 \cdot 10^6 m^2}{4 \cdot 10^3 m^2/ano} = 500 \text{ anos}$$

Olhando para o passado, o mesmo raciocínio nos leva ao resultado de que o depósito de lamas modernas existente nos dias de hoje (área de aproximadamente $1,2 \text{ km}^2$) se formou em apenas 300 anos.

$$\frac{\text{Área do depósito existente}}{\text{Taxa de deposição}} \sim \frac{1,2 \cdot 10^6 m^2}{4 \cdot 10^3 m^2/ano} = 300 \text{ anos}$$

Estes resultados podem parecer um tanto quanto absurdos, levando a crer que tais valores sejam consequência da adoção de uma metodologia simplista e inadequada. Porém, o que aconteceria se aplicássemos a mesma metodologia considerando as taxas de deposição típicas do Holoceno?

Mantendo o formato de trem tipo proposto anteriormente, mas reduzindo a escala das taxas de deposição para 5 m/ka ($0,5 \text{ cm/ano}$), taxa máxima observada na literatura geológica, chegamos a uma área 20 vezes menor, igual a $200 \text{ m}^2/ano$. Desta forma, a região frontal do delta atingiria a quebra da plataforma em aproximadamente 10.000 anos, o que parece ser um número bem mais apropriado do ponto de vista geomorfológico.

$$\frac{\text{Área de progradação}}{\text{Taxa de deposição}} \sim \frac{2 \cdot 10^6 m^2}{2 \cdot 10^2 m^2/ano} = 10.000 \text{ anos}$$

Tal raciocínio faz ainda mais sentido caso voltemos nosso olhar para o passado. Pela mesma metodologia, o depósito de lamas modernas existente teria se formado em aproximadamente 6.000 anos.

$$\frac{\text{Área do depósito existente}}{\text{Taxa de deposição}} \sim \frac{1,2 \cdot 10^6 m^2}{2 \cdot 10^2 m^2/ano} = 6.000 \text{ anos}$$

Este resultado é surpreendentemente coerente com o histórico da variação eustática do nível do mar no período pós-glacial. Como vimos na Seção 2.2 (Figura 7), por volta de sete mil anos atrás, a elevação dos níveis eustáticos apresenta uma forte desaceleração, caindo de um valor médio de 13 m/ka para valores inferiores a 1 m/ka. Ao que tudo indica, a maior parte do arco lamoso se formou entre esse momento e a atualidade.

Pelo modelo de trem tipo proposto, a velocidade de progradação do delta não é constante em escala geológica, como podemos observar na Figura 46. O volume anual de sedimentos aportados ao sistema é considerado constante, no entanto, com o passar do tempo a largura do trem tipo (largura da clinofórmula sigmoidal) aumenta à medida em que a taxa máxima de deposição decai.

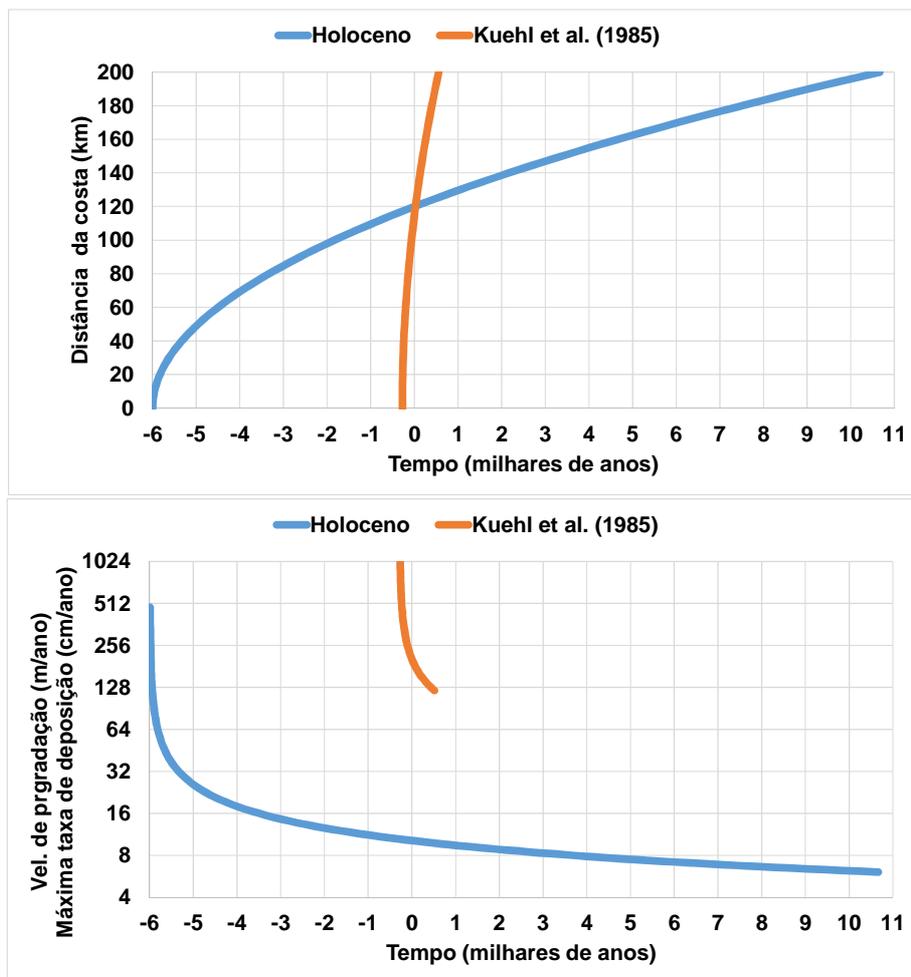


Figura 46: Evolução do delta submerso considerando as taxas médias de deposição do Holoceno, em azul, e Kuehl *et al.* (1984), em laranja. Posição da região frontal do delta ao longo do tempo no painel superior e velocidade de progradação do delta ou variação da taxa máxima de deposição no painel inferior (ambas grandezas são numericamente iguais considerando respectivamente as unidades de m/ano e cm/ano).

Considerando as taxas propostas por Kuehl *et al.* (1984), a região frontal do delta avançaria, nos dias de hoje, a uma velocidade 213 m/ano, enquanto, considerando as taxas típicas do Holoceno, esta velocidade seria de apenas 10 m/ano. Partindo desta informação, por meio de um processo de engenharia reversa, é possível determinar as taxas máximas de sedimentação de cada um dos trens tipo. Considerando que a declividade característica da zona de máxima deposição se mantém, 1:100, as máximas taxas de deposição que ocorreriam na região frontal do delta e seriam respectivamente de 213 e 10 cm/ano.

Neste ponto percebem-se inconsistências interessantes. Aplicando o modelo de evolução proposto e a distribuição espacial de taxas de deposição observadas por Kuehl *et al.* (1984) não é possível reproduzir, a longo prazo, as taxas de deposição na região frontal do delta. No entanto, aplicando as taxas médias características do Holoceno ao modelo de evolução, encontramos uma taxa de deposição máxima atual muito próxima àquela proposta pelos autores em questão.

Isto representa um forte indício de que as inconsistências observadas no emprego do trem tipo com base nos dados de Kuehl *et al.* (1984) não estão necessariamente associadas às taxas máximas de deposição mas sim, à superestimação das taxas de deposição na região dorsal do delta. Ou seja, o trem tipo de sedimentação da atualidade parece ter uma altura similar àquela proposta pelos autores, no entanto, ele é muito mais estreito, da ordem de uma dezena de quilômetros, coincidindo com a largura da clinoforma.

Os resultados do modelo de evolução proposto sugerem que as taxas de deposição que formaram a região dorsal do delta foram sim da ordem da dezena de centímetros, no entanto, estas taxas atuaram naquelas regiões durante períodos relativamente curtos de tempo. Este tipo de natureza deposicional torna mais complexa a geração de modelos idade-profundidade, uma vez que é difícil determinar a data em que cessou a deposição em cada ponto. Este talvez seja o motivo principal para as inconsistências observadas nas taxas de deposição de disponíveis na literatura.

7.2.Processos de transporte induzidos pela baroclinicidade da pluma

Os resultados desta seção são referentes ao modelo morfodinâmico 3D descrito na seção 5.2 da metodologia, contemplando o segundo objetivo específico (Seção 4.2) e a segunda hipótese de pesquisa (Capítulo 3).

7.2.1. Convergência horizontal no fundo

Os resultados obtidos com o modelo hidrodinâmico tridimensional revelam a existência de uma zona de convergência baroclínica ao longo de toda a região submetida a gradientes horizontais de salinidade no fundo. Estes gradientes são mais intensos na região próxima ao Canal Norte, fazendo com que a convergência horizontal do fluxo também seja maior. Na região do arco lamoso, a convergência ocorre predominantemente entre as isóbatas de 10 e 20 metros, coincidindo com a região de interseção da frente salina com o fundo, e concordando com as observações de Lentz e Limeburner (1995) discutidas na Seção 2.4. Em nenhum dos cenários de promediação – quadratura (alturas de maré do primeiro quartil), sizígia (alturas de maré do quarto quartil), cheia (mês de vazões máximas) e seca (mês de vazões mínimas) – foram observadas convergências relevantes na região frontal do delta submerso. No entanto, é durante as sizíguas que se observa uma maior aproximação entre a zona de convergência e a zona preferencial de deposição. É também durante as sizíguas que observamos taxas de convergência mais intensas (Figuras 47 e 48).

A Figura 47 nos mostra uma grande variabilidade da convergência (representada por valores de divergência negativa) na região próxima ao Canal Norte do Amazonas. Durante as sizíguas se observam convergências muito mais intensas (divergente entre -0,4 e -0,8 m/s/grau) do que durante as quadraturas (divergente entre -0,1 e -0,5 m/s/grau). Também é possível observar que durante as quadraturas ocorre o deslocamento da zona de convergência em direção à costa, seguindo o comportamento da frente salina de fundo.

Já na Figura 48 vemos que a variabilidade da convergência do fluxo junto ao fundo em função da vazão do Amazonas é muito menor. Durante as cheias, a convergência na região próxima ao canal norte varia entre 0,3 e 0,6 m/s/grau (divergente variando entre -0,3 e -0,6 m/s/grau), enquanto que durante o período de seca esta varia entre 0,1 e 0,4 m/s/grau (divergente variando entre -0,1 e 0,4 m/s/grau). Na região do arco lamoso, esta variabilidade é praticamente nula, tanto em intensidade quanto em posição.

De maneira similar àquela descrita por Nittrouer *et al.* (2020), observa-se que a convergência horizontal do fluxo junto ao fundo está mais relacionada com a CSS e a formação de lamas fluidas – ambos vinculados aos máximos gradientes horizontais de salinidade junto ao fundo – do que com a taxa de deposição propriamente dita. O deslocamento entre a zona de convergência e a região frontal do delta submerso demonstra que o transporte de sedimentos por correntes de gravidade (corridas de lama fluida) representa um mecanismo fundamental para a compreensão da dinâmica sedimentar na PCA.

No entanto, os mecanismos responsáveis pelo acúmulo de sedimentos na região frontal do delta, mas não na plataforma externa, permanecem desconhecidos. Enquanto na porção mais distal da região dorsal do delta observamos convergência para todos os cenários de promediação, sobre a isóbata de 50 m (onde ocorrem as máximas taxas de deposição) observamos divergência de até 0,4 m/s/grau. Um padrão incompatível com o modelo de delta submerso de Nittrouer, bem como com as taxas de deposição documentadas por Kuehl. Ficando evidente a necessidade de inclusão de novas forçantes ao modelo conceitual de acumulação de sedimentos no delta, como por exemplo, o efeito das marés internas.

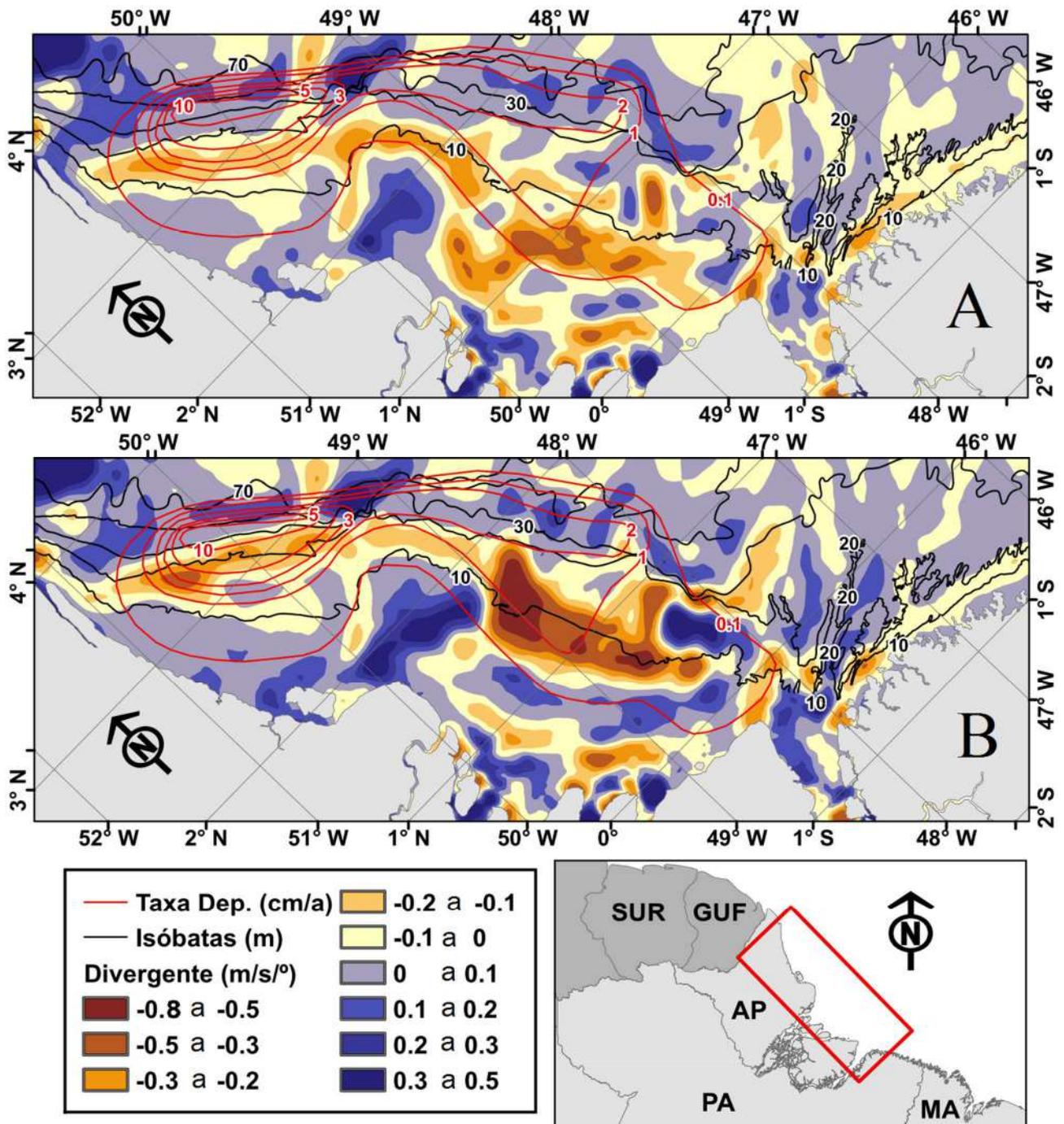


Figura 47: Divergência horizontal das correntes residuais junto ao fundo (valores negativos indicam convergência). O painel superior (A) representa as quadraturas (alturas de maré do primeiro quartil), enquanto o painel inferior (B) representa as sizígias (alturas de maré do quarto quartil).

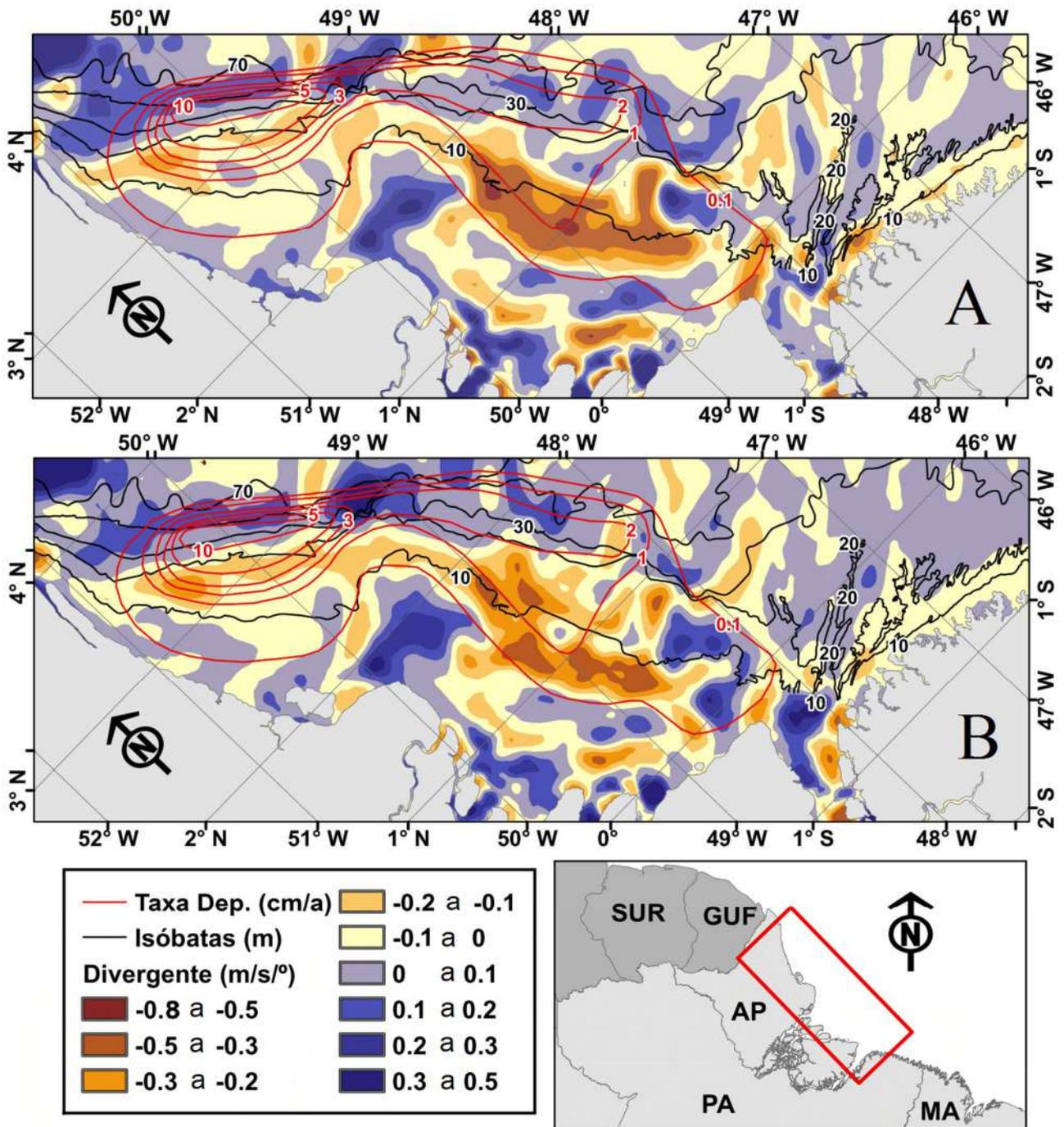


Figura 48: Divergência horizontal das correntes residuais junto ao fundo (valores negativos indicam convergência). O painel superior (A) representa os períodos de cheia (mês de vazões máximas), enquanto o painel inferior (B) representa o período de seca (mês de vazões mínimas).

7.2.2. Velocidades verticais

A observação das velocidades verticais médias anuais na PCA (promediadas também ao longo da coluna de água) parece ser mais coerente com o padrão de acúmulo de sedimentos do modelo de delta submerso. Percebe-se uma célula de circulação onde as velocidades verticais são predominantemente positivas (ascendentes) na região dorsal e frontal do delta e negativas (descendentes) na base do talude que representa a porção mais distal da região frontal. Diferentemente da taxa de convergência horizontal do fluxo, as magnitudes das velocidades verticais na região do arco lamoso e na região do Canal Norte tem magnitudes similares (Figura 49), chegando a quase 5 mm/s na região dorsal (ascendentes) e -5 mm/s (descendentes) no limite distal da região frontal do delta.

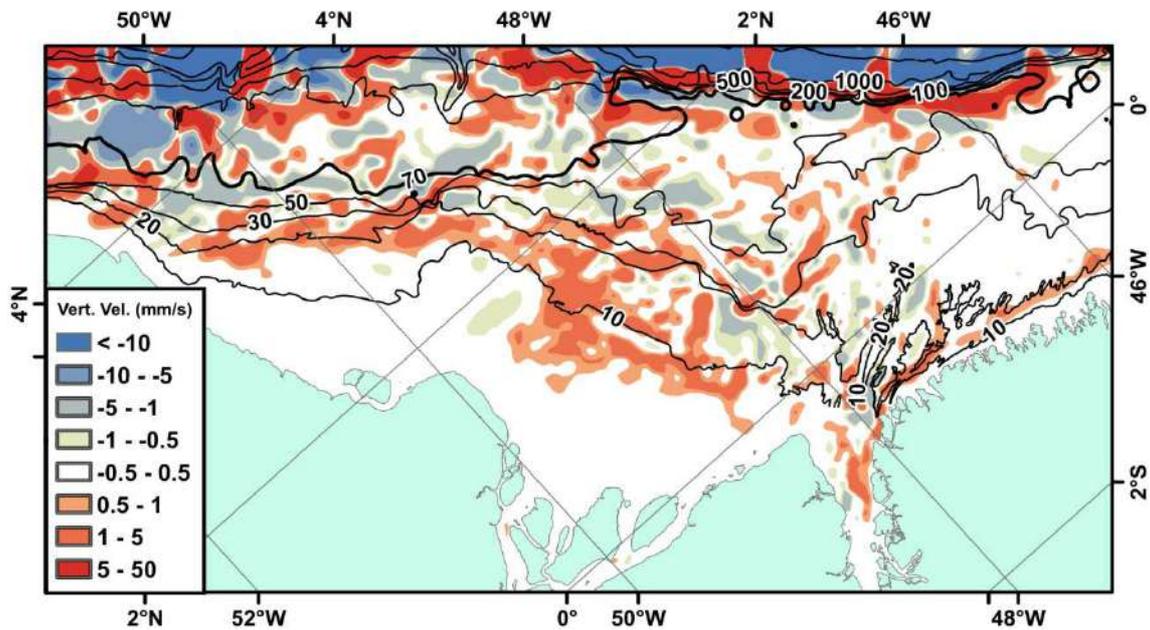


Figura 49: Velocidades verticais médias anuais (mm/s) promediadas espacialmente ao longo da coluna de água. Valores positivos indicam velocidades ascendentes, enquanto valores negativos indicam velocidades descendentes.

7.2.3. Número de Ekman

Considerando o Número de Ekman vertical (Ek_v), definido de acordo com a Equação 10:

$$Ek_v = \frac{2 \cdot K_v}{f \cdot D^2} \quad (10)$$

Onde “ K_v ” representa a viscosidade turbulenta vertical média nos 300 m superiores da coluna de água e “ D ” a escala de comprimento vertical característica. E considerando que esta última grandeza foi definida como o mínimo entre a profundidade local e o valor de 300 m, por sua vez definido com base nos perfis verticais de densidade discutidos na Seção 6.3.3 (Figuras 40 e 41).

Uma característica interessante revelada pelo modelo hidrodinâmico da pluma é a persistência de Números de Ekman abaixo da unidade na plataforma externa para todos os cenários de promediação. Na porção externa da plataforma, a noroeste da região do Leque, chegam a ser observados valores inferiores a 0,1 (Figura 50). Esta característica é, principalmente, uma consequência da redução da viscosidade turbulenta vertical por conta da estratificação induzida pela pluma e pode exercer algum efeito sobre o transporte de sedimentos.

Na região sujeita a números de Ekman muito abaixo da unidade, os ventos predominantes de sudeste tenderiam a causar um transporte de Ekman superficial para nordeste (*offshore*) que seria compensado (conservação de massa) por um transporte junto ao fundo para sudoeste (*onshore*) – considerando que a maior parte do domínio se encontra no hemisfério norte. No entanto, acredita-se que estes efeitos tendem a ser reduzidos devido às baixas latitudes do domínio de modelagem.

Adotando uma perspectiva de larga escala, regiões com números de Ekman muito abaixo da unidade tendem a ter a sua dinâmica regida por processos de origem geostrofica, como as correntes oceânicas de contorno oeste (e.g. CNB). Sendo assim, os fluxos dominantes tendem a ocorrer de forma paralela às isóbatas. Na prática, o que os resultados da Figura 50 sugerem é que as regiões em vermelho (N° de Ekman $< 0,1$) e amarelo (N° de Ekman entre 0,1 e 1 – representando uma zona de transição) teriam a CNB como o principal fenômeno regente da sua dinâmica. Desta forma, espera-se que na porção sudeste do domínio de modelagem (lado direito dos painéis da Figura 50), o fluxo da CNB ocorra essencialmente além da quebra da plataforma continental, em profundidades superiores

aos 100 m. Por outro lado, na região sob a influência da pluma de água doce (lado esquerdo dos painéis da Figura 50), a existência de Números de Ekman muito abaixo da unidade tenderia a “atrair” o fluxo da CNB para cima da plataforma continental, alcançando boa parte da plataforma externa, com profundidades acima dos 60 m. As regiões com números de Ekman acima da unidade, destacadas em verde e azul na Figura 50, seriam dominadas por processos essencialmente costeiros, como as correntes de maré astronômica e os ventos locais (fluxos essencialmente perpendiculares às isóbatas).

A ocorrência deste fenômeno já foi comprovada com base em estudos observacionais (conforme discutido na Seção 2.4), sendo muito provável que este seja capaz de exercer um papel relevante sobre o transporte de sedimentos da plataforma continental externa. No entanto, o modelo 3D morfodinâmico aqui proposto não representa as correntes oceânicas. A representação deste tipo de fenômeno é um bom exemplo do “paradoxo oceânico-costeiro” discutido no Capítulo 5. Para resolver este tipo de processo é necessário um modelo computacional que seja capaz de resolver de maneira simultânea e satisfatória os conjuntos de escalas temporais e espaciais associados tanto à dinâmica da pluma fluvial quanto às correntes oceânicas, um feito que ainda representa um esforço computacional hercúleo considerando o estado da arte da modelagem computacional de corpos hídricos naturais.

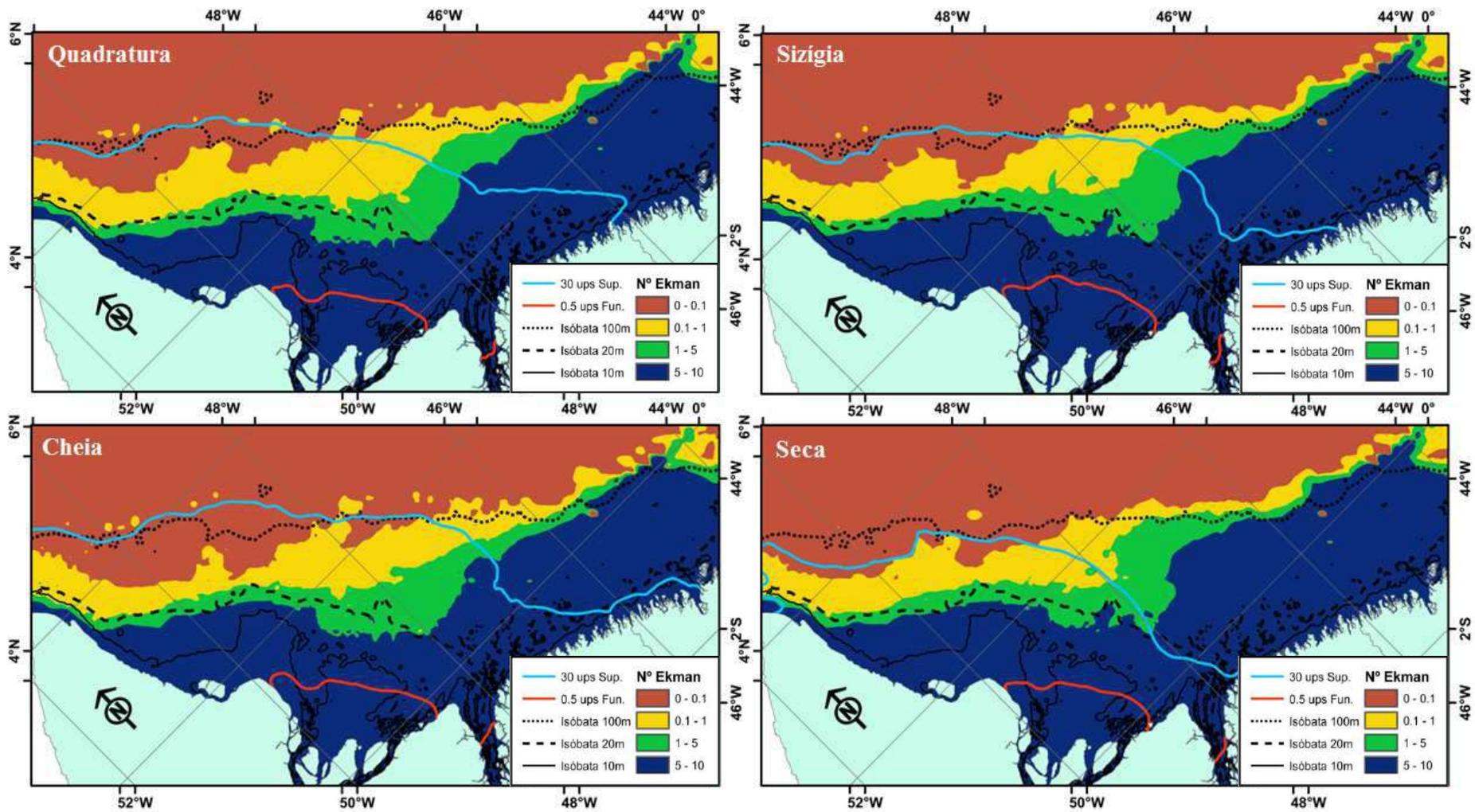


Figura 50: Mapas de Números de Ekman para a PCA, representando os cenários de quadratura, sizígia, cheia e seca.

7.2.4. Evolução morfodinâmica

Apesar dos resultados hidrodinâmicos sugerirem um padrão de acumulação de sedimentos na região dorsal do delta submerso, os resultados do modelo morfodinâmico 3D demonstraram grandes perdas do sedimento inicialmente ofertado para a bacia oceânica profunda (Figura 51). Partiu-se de uma distribuição homogênea de sedimento coesivo com espessura de 0,5 m, com velocidade de queda de 1 mm/s, tensão crítica de erosão de $0,1 \text{ N/m}^2$ e parâmetro de erosão de 0,01. Após três meses de experimento, boa parte do sedimento já havia sido removido da PCA, com exceção da região frontal do Canal Norte e da região de lamas fluidas a nordeste do Cabo Norte.

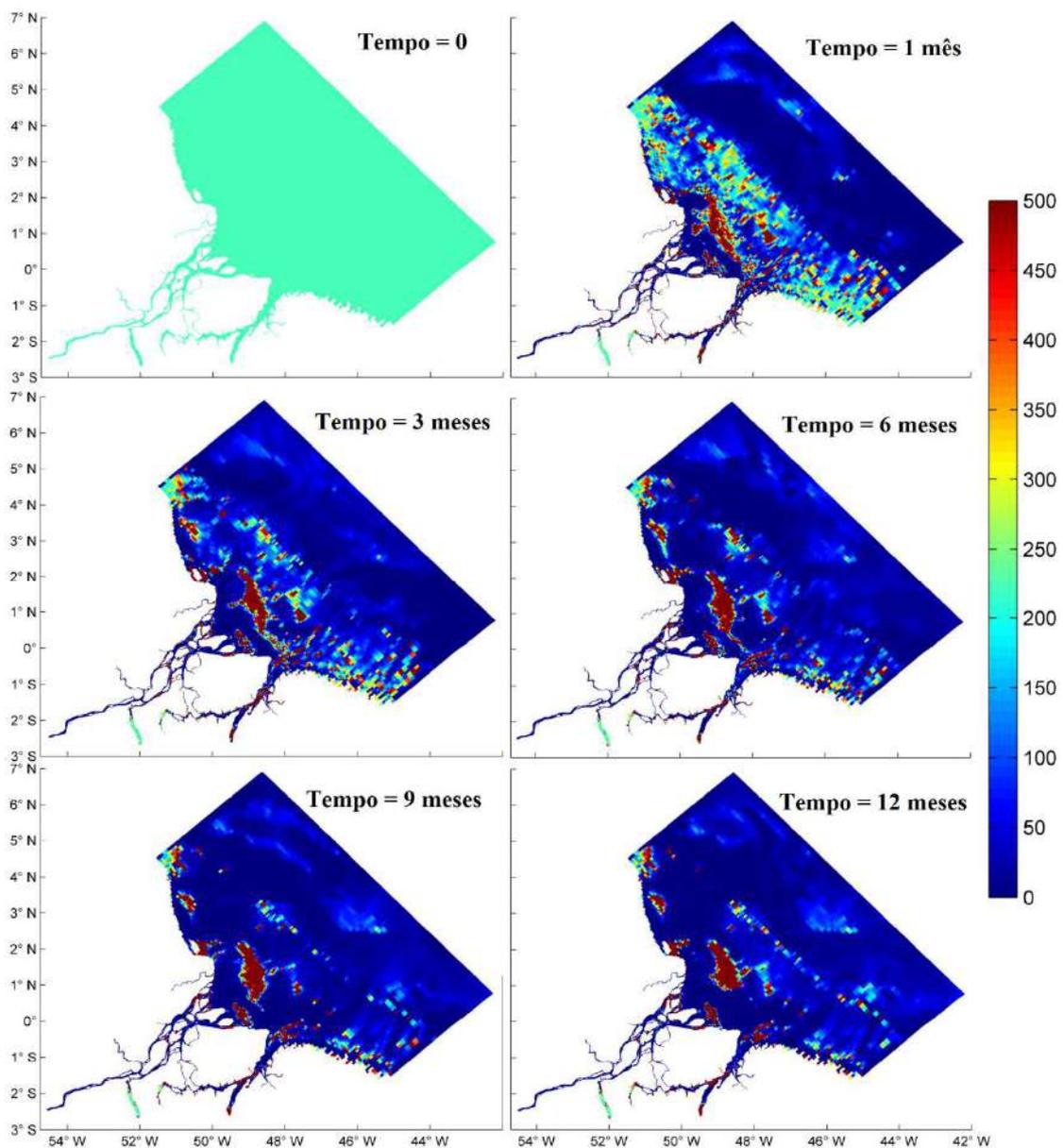


Figura 51: Resultados do modelo morfodinâmico 3D associado a baroclinicidade da pluma na PCA (Seção 6.2 da Metodologia). Escala de cor em kg de sedimento por metro quadrado.

Todas as regiões onde aconteceu o acúmulo de sedimentos são caracterizadas por apresentarem ocorrência frequente de lamas fluidas, no entanto a retenção de sedimentos no Canal Norte foi maior do que o esperado.

As concentrações de fundo obtidas durante os primeiros meses de experimento coincidem com as concentrações observadas na literatura (~20 g/l), no entanto, após cerca de três meses, os depósitos sedimentares vão sendo deplecionados e a CSS cai significativamente. A Figura 52 mostra a variação da CSS ao longo de um ano no ponto M2 (Figuras 10 e 23). Acredita-se que a boa representação da CSS no início do experimento seguida da perda de material por correntes de gravidade dá suporte à hipótese de que as marés internas atuam na contenção do transporte de sedimentos na PCA, uma força que não está sendo considerada no modelo proposto.

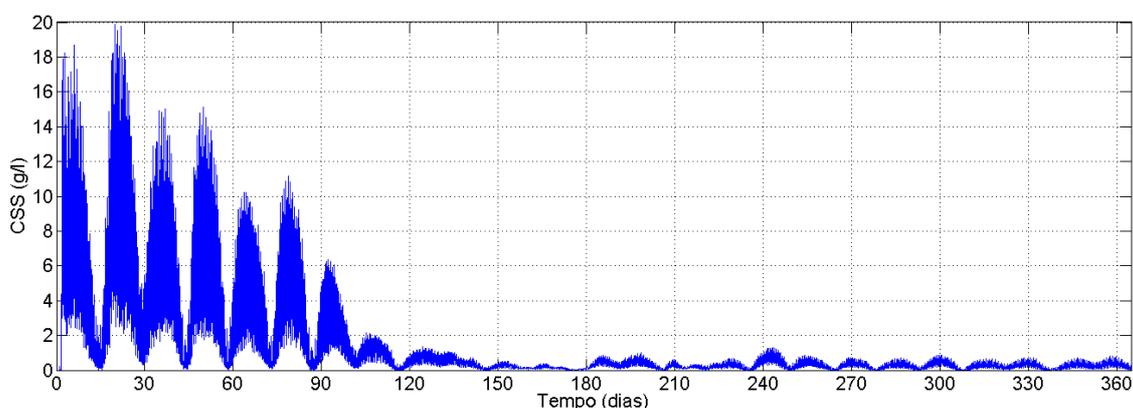


Figura 52: Variabilidade anual da CSS no ponto M2 (65 metros de profundidade) obtida por meio da versão preliminar do modelo morfodinâmico.

Outro aspecto interessante identificado no modelo morfodinâmico é que, ao contrário do que foi documentado por Kineke e Sternberg (1995) e Kineke *et al.* (1996), a formação das camadas de lama fluida junto ao leito ocorrem durante as sizígias e não durante as quadraturas. Na Figura 53, vemos que este comportamento é corroborado por dados in situ coletados por meio de um ecobatímetro de dupla frequência (38/200 kHz) no centro do arco lamoso na região frontal ao canal norte (1°24'N,49°15'O). A série disponível tem uma semana de duração e mostra a camada de lama fluida (diferença de profundidade entre as frequências) aumentando de espessura durante a transição entre uma quadratura e uma sizígia.

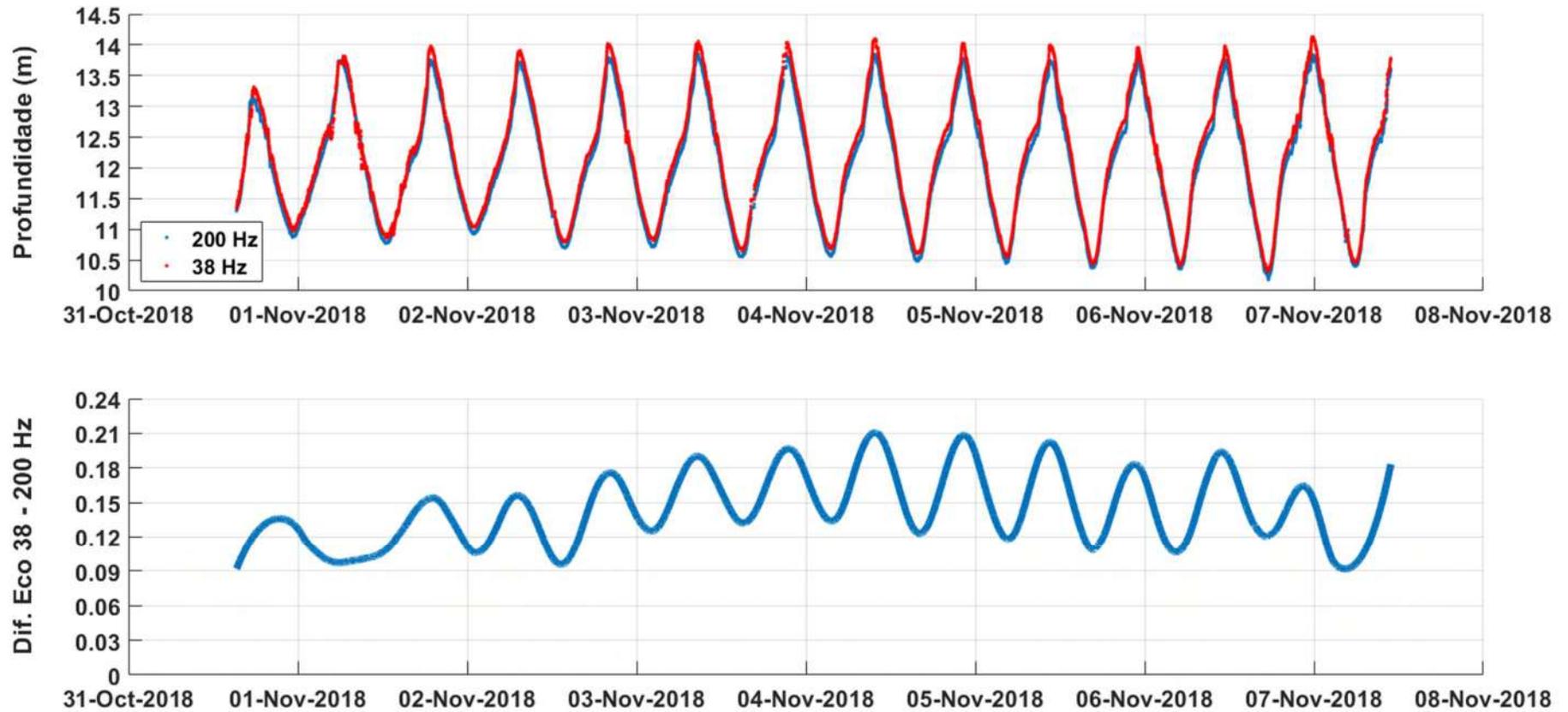


Figura 53: Variabilidade da camada de lama fluida no arco lamoso do Amazonas, na região frontal ao canal norte (1°24'N,49°15'O).

7.3. Modelagem hidrodinâmica das marés internas

Os resultados desta seção são referentes ao modelo hidrodinâmico 3D de marés internas descrito na seção 6.3 da metodologia, contemplando o terceiro grupo de objetivos específicos (Seção 4.3) e a terceira hipótese de pesquisa (Capítulo 3).

O uso de altas resoluções verticais e horizontais para a representação da plataforma continental externa amazônica (PCEA) permitiu a reprodução de processos hidrodinâmicos importantes que não podem ser representados pelas resoluções tipicamente empregadas nos modelos da literatura pretérita. A alta resolução horizontal (~2 km) permitiu uma melhor representação das nuances do talude continental, um aspecto crítico para a geração de marés internas, como discutiremos na Seção 7.3.1. A alta resolução vertical aplicada aos 150 m superiores da coluna de água (~2 m) possibilitou representação dos processos hidrodinâmicos da camada limite do fundo (CLF) que se desenvolve sobre a porção da plataforma continental externa exposta ao efeito das marés internas. Como discutiremos na Seção 7.3.2, a formação da CLF é responsável pela geração de assimetrias temporais e verticais que desempenham um papel crucial sobre as tendências de transporte de sedimentos finos.

7.3.1. Geração de marés internas

A geração de marés internas ocorreu de forma generalizada ao longo de toda a quebra de plataforma e para todos os cenários de modelagem (Descritos da Seção 6.3.3 e nas Figuras 40 e 41). No entanto, a variabilidade espacial no sentido longitudinal à costa supera por ampla margem, a variabilidade temporal observada quando comparamos os diferentes cenários. O ponto de encontro da isopicnal de 1025,5 kg/m³ com o leito marinho representou o núcleo de máxima energia para as marés internas modeladas. As alturas das marés internas de sizígia variaram ao longo da quebra de plataforma entre 15 e 80 metros, com a componente M₂ representando aproximadamente 60% dessa altura, variando entre 10 e 50 m (5 e 25 m em termos de amplitude da M₂).

A Figura 54 ilustra a variabilidade espacial da amplitude da componente de maré interna M₂. As marés internas mais expressivas ocorreram na metade sudeste do domínio de modelagem (direita), região onde as declividades do talude continental são mais íngremes, chegando a 1:8. Na metade noroeste (esquerda), observamos marés internas menores, uma região onde a presença do Leque do Amazonas proporciona declividades de talude continental mais suaves de até 1:42. Uma exceção a essa distribuição ocorre na

borda noroeste do Leque do Amazonas, onde a concavidade da quebra da plataforma e o aumento local da declividade (nas proximidades da interseção entre a seção S1 e a quebra da plataforma) criam um ponto favorável à geração de marés internas, com uma componente M_2 máxima de 18 m de amplitude (ou 36 m de altura), representando uma maré interna de sizígia com 60 m de altura. A Figura 55 apresenta uma comparação entre as marés internas máximas ao longo das seções S1, S2 e S3.

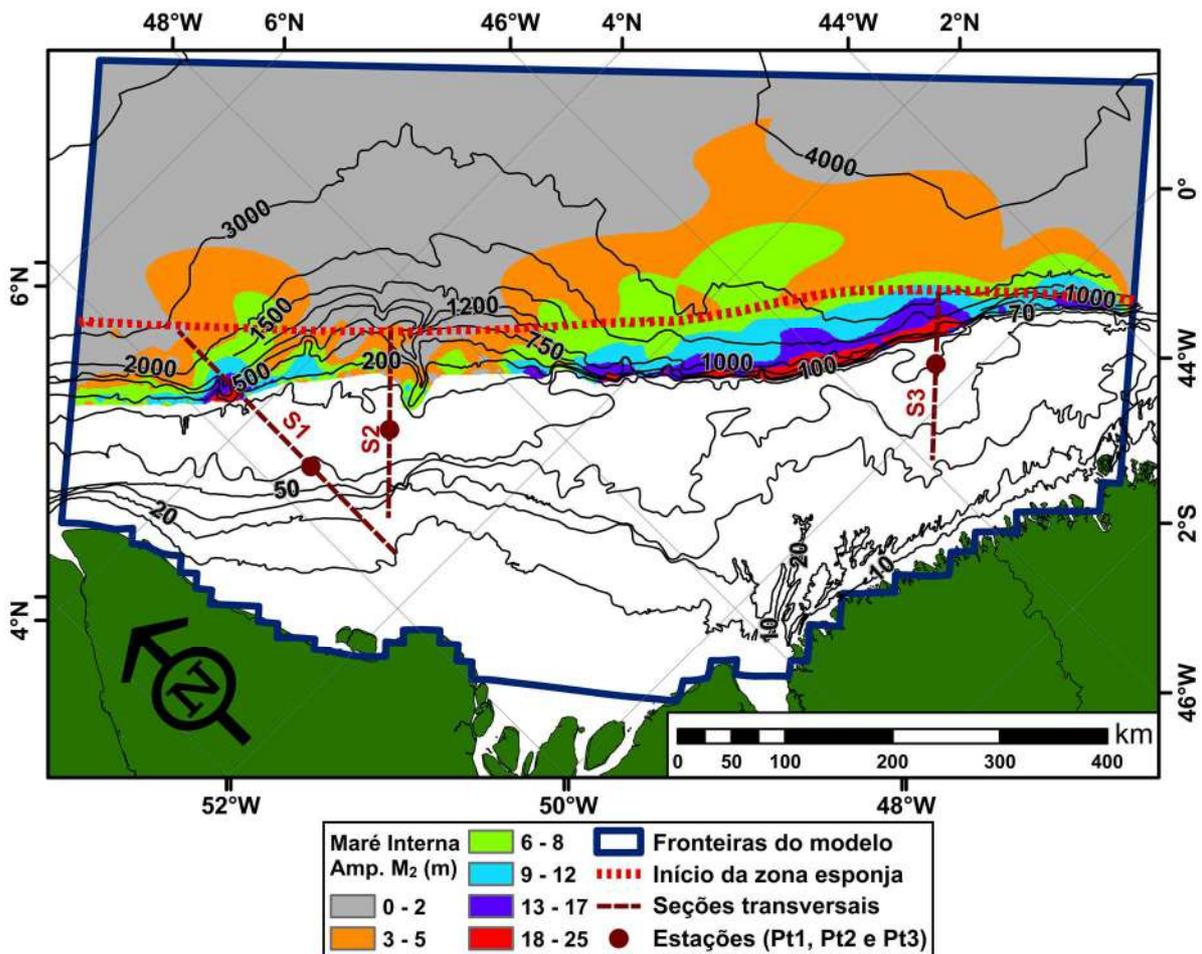


Figura 54: Mapa da média (entre os cenários) das amplitudes da componente M_2 de maré interna, calculada com base na oscilação vertical da isopical de 1025.5 kg/m^3 . Os pontos marrons e as linhas tracejadas representam as estações e seções transversais que serão abordadas nas Seções 7.3.2.2, 7.3.2.3 e 7.3.2.4.

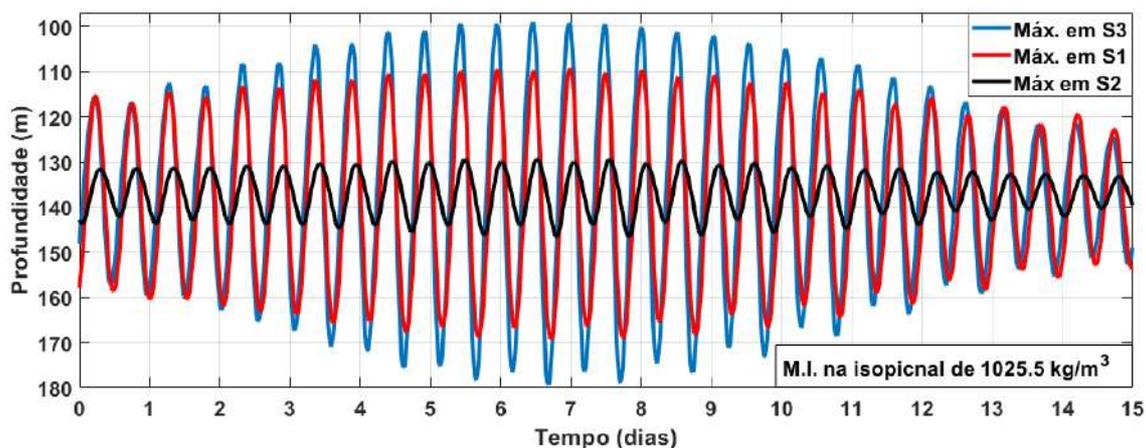


Figura 55: Comparação entre as marés internas máximas das seções S1, S2 e S3, considerando a oscilação vertical da isopicnal de 1025.5 kg/m³.

Outro aspecto relevante das marés internas da PCA é sua natureza dissipativa quando estas se propagam em direção ao oceano. As maiores velocidades verticais ($\sim 0.10^{-2}$ m/s) ocorrem em faixas estreitas ao redor da quebra de plataforma ($\sim 10^1$ km), gerando ondas internas bastante esbeltas, com inclinação instantânea de até ± 9 m/km (vertical/horizontal). Sendo assim, marés internas que apresentam amplitudes de M_2 de até 25 m na sua zona de formação, diminuem para menos de 5 m a uma distância de 100 km da quebra da plataforma, antes do início da zona esponja (linha vermelha tracejada na Figura 54).

A Figura 56 representa o cruzamento das informações contidas nos mapas das Figuras 36 (painel inferior, Capítulo 3) e 54. O painel superior da Figura 56 representa as amplitudes máximas locais (no sentido transversal à costa) da componente M_2 de maré interna, para cada um dos três cenários modelados, suavizadas ao longo da costa por uma média móvel com janela de 20 km. A variabilidade máxima, entre os cenários, da amplitude da M_2 foi de 3 m, o que representa uma variação de 10 m na altura das marés internas de sizígia. Nas regiões com taludes continentais mais íngremes, as amplitudes máximas da componente M_2 foram observadas no cenário de janeiro (Sc1), atingindo 25 m na porção sudeste do domínio de modelagem. Por outro lado, nas regiões com taludes mais suaves (região do Leque do Amazonas), as amplitudes máximas da componente M_2 ocorreram no cenário de setembro (Sc3). Essa inversão de padrão é uma consequência da relação entre a profundidade da piconclina e a profundidade da quebra da plataforma – considerada como o ponto de máxima curvatura da batimetria no sentido perpendicular à costa.

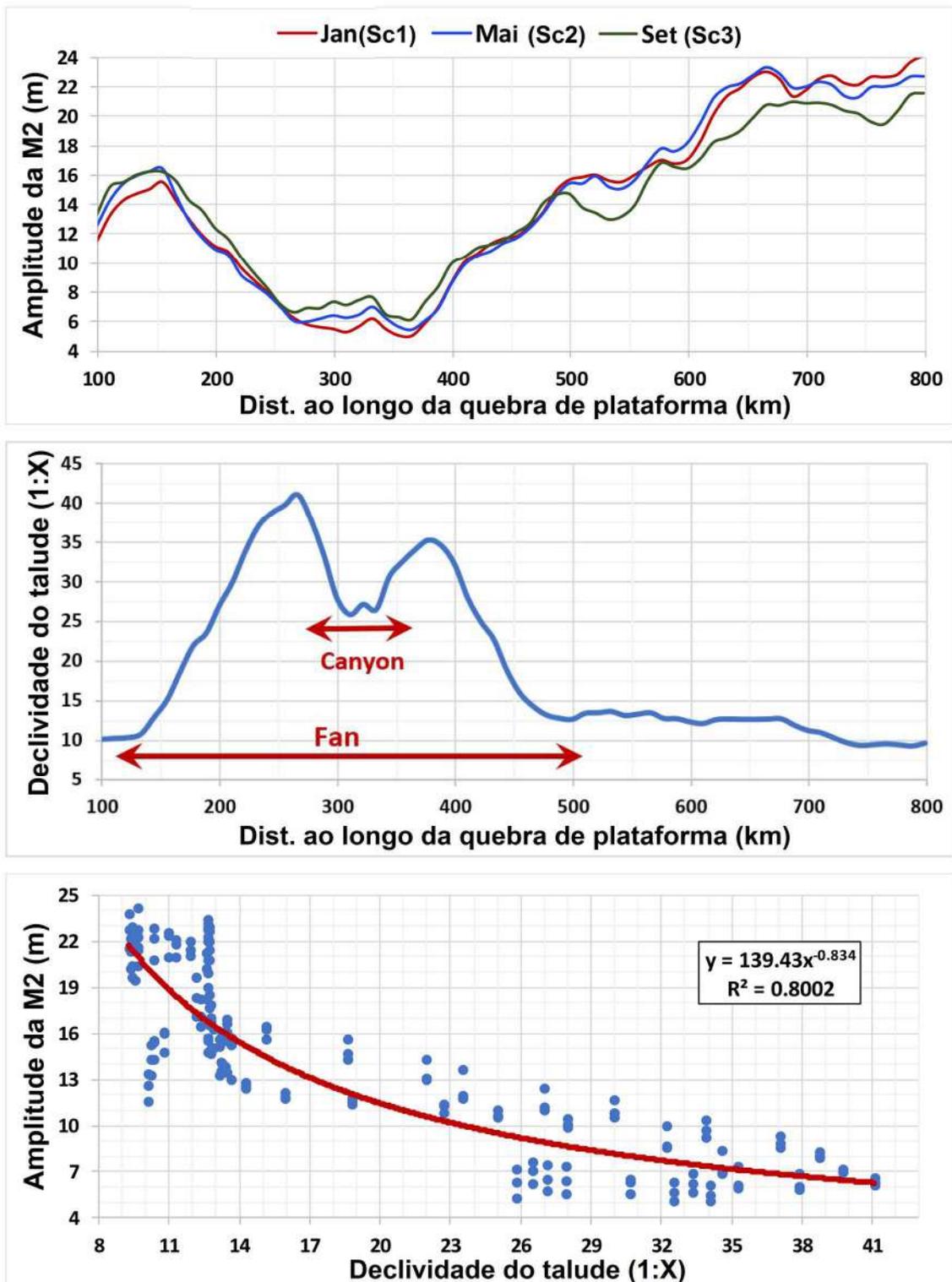


Figura 56: Máxima amplitude da componente M_2 de maré interna ao longo da quebra da plataforma (superior), declividade máxima do talude continental (médio) e dispersão entre as variáveis anteriores (inferior).

Na PCA, as regiões com os taludes continentais mais íngremes também são as regiões com as quebras de plataforma mais rasas (~80 m de profundidade). Na região do leque, a quebra de plataforma acontece de maneira menos abrupta, fazendo com que as

velocidades verticais máximas – da ordem de 1/3 das velocidades observadas na região de taludes íngremes – sejam observadas em uma faixa de profundidades mais larga, entre 110 e 170 m. Desta forma, as profundidades da picnoclina e da quebra de plataforma na região de taludes íngremes estão mais próximas no cenário de janeiro (Sc1) do que no cenário de setembro (Sc3), assim, a geração de marés internas é mais intensa no Sc1. Por outro lado, no cenário de setembro (Sc3), a picnoclina atinge a sua profundidade máxima, se aproximando da profundidade da quebra de plataforma na região do Leque do Amazonas e fazendo com que as marés internas geradas no Sc3 sejam maiores que aquelas geradas no Sc1.

O painel central da Figura 56 representa a variabilidade da declividade máxima do talude continental no sentido longitudinal à costa. O eixo horizontal é orientado na direção noroeste-sudeste, portanto, os taludes menos íngremes da porção esquerda do painel representam o Leque do Amazonas. Na porção central do leque, observamos um aumento da declividade do talude que representa as paredes internas do paleo-canhão do Rio Amazonas.

Finalmente, o painel inferior representa a dispersão entre as duas variáveis mencionadas anteriormente. Nele, observa-se que a geração de marés internas apresenta uma relação de dependência com a declividade máxima dos taludes continentais, representada por uma curva de tendência com um coeficiente de correlação de 80%. Essa curva é levemente não-linear, com um expoente de -0,834, o que indica que a variabilidade da declividade dos taludes mais íngremes tem maior influência sobre a geração de marés internas do que a variabilidade da declividade dos taludes mais amenos.

Essa alta correlação é até certo ponto inesperada, uma vez que a declividade do talude continental (intuitivamente tratada como variável explicativa na correlação) não varia com o tempo. Essa relação entre variáveis demonstra que a ocorrência de marés internas está mais associada à morfologia da plataforma continental do que a fatores dinâmicos, como a variabilidade sazonal da estrutura de densidade vertical do oceano. Acredita-se, no entanto, que a declividade máxima dos taludes não seja uma variável independente da altura das marés internas, mas sim que as variáveis estão inter-relacionadas. Assim como sugerido por Cacchione *et al.* (2002), os taludes sujeitos a marés internas mais expressivas estariam sofrendo processos erosivos (em escala geológica). Isto formaria então, um processo de retroalimentação negativa, onde a erosão tende a reduzir a declividade dos taludes e, conseqüentemente, a intensidade das marés internas.

7.3.2. Tendências hidrodinâmicas de transporte

Nesta seção, se começa por abordar os resultados para as velocidades residuais não lineares (VRNL), índice escolhido nesta tese para representar as tendências de transporte de sedimentos finos associadas às assimetrias temporais do fluxo. Primeiramente, na Seção 7.3.2.1, apresentam-se os mapas de VRNL dos modelos completos (barotrópico + baroclínico). Em seguida, se expõem mapas referentes à componente baroclínica da circulação (completo – barotrópico). Cada um destes conjuntos de mapas são promediados durante um período de luação e consideram os três cenários descritos. Posteriormente, na Seção 7.3.2.2, escolhem-se três seções transversais à costa para representar a variabilidade espacial em planos verticais; são consideradas aqui as principais variáveis associadas às características das marés internas, bem como a sua influência sobre o transporte de sedimentos. Na Seção 7.3.2.3, três pontos, um em cada seção transversal, são destacados para ilustrar a variabilidade temporal dessas variáveis ao longo da coluna de água. Na última seção deste capítulo (7.3.2.4), se apresentam os resultados associados às assimetrias verticais geradas no interior da camada limite de fundo que se desenvolve sobre o leito da plataforma continental externa. Nesta seção, são apresentados mapas para a razão média entre a energia turbulenta máxima de vazante e enchente (promediação durante uma luação), bem como a apresentação de séries temporais para os mesmos três pontos mencionados anteriormente.

7.3.2.1. Mapas de VRNL de fundo

A Figura 57 revela a variabilidade espacial horizontal para as VRNLs nos três cenários dos modelos completos. Um mesmo padrão básico é observado: (i) em toda a extensão das zonas dorsal e frontal do delta submerso (abordadas na Seção 2.3), observamos VRNLs em direção ao oceano. Estas têm origem na foz do Rio Amazonas, são causadas por aspectos barotrópicos e se propagam pela plataforma com intensidade cada vez menor, a medida em que vão torcendo a sua direção para noroeste. (ii) Sobre a plataforma externa, além da isóbata de 70 m, bem como nas regiões costeiras adjacentes à Foz do Amazonas, observamos uma tendência geral de VRNLs em direção à costa, constituindo um fenômeno essencialmente baroclínico.

Apesar dos modelos desprezarem muitas forçantes relevantes (e.g., flutuabilidade da pluma, correntes de arrasto de vento, ondas de vento e correntes oceânicas), o padrão observado para as VRNLs é surpreendentemente coerente com a deposição moderna de

sedimentos finos descrita na literatura, especialmente no que diz respeito aos mapas de taxas de deposição publicados por Kuehl *et al.* (1984), discutidos na Seção 2.3, Figuras 10 e 16. Em toda a região frontal do delta submerso, zona preferencial para a deposição e sedimentos, observamos convergência do campo vetorial de VRNLs. Essa convergência começa de forma menos intensa na Zona 1 definida por Nittrouer *et al.* (1986), veja as Figuras 12 (Seção 2.3) e 36 (Capítulo 3), e vai ganhando força à medida em que avançamos para a interface entre as Zonas 2 e 3, região que apresenta as maiores taxas de deposição. A capacidade dos modelos de representar corretamente o padrão de deposição deltaico, mesmo desconsiderando variáveis anteriormente consideradas na literatura como as únicas forçantes que atuam sobre a captura de sedimentos, é uma forte evidência de que as marés internas têm um papel crucial no transporte de sedimentos finos sobre a PCA. Outro aspecto que sugere um bom desempenho dos modelos é a existência de resíduos em direção à costa ao longo das regiões lamosas adjacentes à foz do Rio Amazonas (Nordeste do Pará e costa norte do Amapá).

A variabilidade sazonal dos padrões de VRNLs é pequena, mas não desprezível. Embora o comportamento costeiro (a montante da isóbata de 50 m) permaneça praticamente inalterado ao longo dos cenários, há uma modulação significativa da intensidade das VRNLs em direção à costa sobre a plataforma externa.

Como previsto na Seção 6.3.3, o segundo cenário (Sc2, maio, painel central da Figura 57) apresenta as VRNLs em direção à costa mais intensas e que abrangem uma maior área. Lembrando que Sc2 é o cenário associado aos maiores gradientes de densidade vertical nos 75 m superiores da coluna d'água.

Considerando os demais cenários, o efeito das marés internas sobre as assimetrias que favorecem o transporte de sedimentos em direção à costa é geralmente mais forte em janeiro (Sc1, painel superior da Figura 57), porém mais difundido espacialmente em setembro (Sc3, painel inferior da Figura 57). Enquanto no Sc1, as VRNLs em direção à costa estão restritas a profundidades superiores a 70 m, no Sc3 este efeito atinge, em algumas regiões, a isóbata de 50 m. Isso acontece porque, apesar de Sc1 apresentar uma pycnoclina mais rasa, a estratificação superficial (acima de 50 m de profundidade) é mais forte em Sc3.

Esta variabilidade sazonal do campo vetorial de VRNLs do modelo completo é causada essencialmente por efeitos baroclínicos associados à ação das marés internas. A Figura 58 fornece uma imagem clara dessa natureza, uma vez que os campos vetoriais expostos

representam as VRNLs calculadas pela subtração entre os modelos completo e aqueles puramente barotrópicos.

A Figura 58 mostra que a influência baroclínica sobre a distribuição das VRNLs é mais intensa nas regiões onde os taludes continentais são mais íngremes (marés internas mais altas e plataforma externa mais rasa), mas tem maior capacidade de penetração em direção à costa na região do Leque do Amazonas (marés internas menores e plataforma externa mais profunda). Em maio (Sc2, painel do meio), as VRNLs baroclínicas em direção à costa alcançam magnitudes de até 0,6 m/s, revertendo uma VRNL barotrópica de 0,4 m/s orientada para o oceano em uma VRNL de 0,2 m/s orientada para a costa (modelo completo).

A principal diferença entre os cenários Sc1 e Sc3 é que, em setembro (Sc3), a componente baroclínica da VRNL em direção à costa é quase nula na região próxima ao canhão, permitindo a existência de um corredor contínuo de VRNLs em direção ao oceano (modelo completo), que parte da região dorsal do delta submerso e se propaga até a boca do paleo-canhão do Rio Amazonas (painéis inferiores das Figuras 57 e 58). Paralelamente, um comportamento oposto é observado na região central dos mapas das Figuras 57 e 58, junto à borda sudeste do Leque do Amazonas, entre as isóbatas de 50 e 70 m: enquanto Sc2 ainda é o cenário com as VRNLs mais fortes em direção à costa, este mesmo efeito é mais intenso em setembro (Sc3) do que em janeiro (Sc1).

Em todos os cenários, o limite de propagação das MIs em direção à costa coincide com as zonas de máximas taxas de deposição relatadas por Kuehl *et al.* (1984), representado por isolinhas vermelhas na Figura 58. Esta característica sugere que as MIs – mais do que qualquer outra forçante - são as principais responsáveis por "bloquear" a progradação do delta submerso, limitando espacialmente as taxas de deposição, forçando o estreitamento região frontal e promovendo taludes mais íngremes. Esse processo também seria responsável por manter uma baixa CSS na plataforma externa, permitindo a existência do sistema de recifes amazônicos.

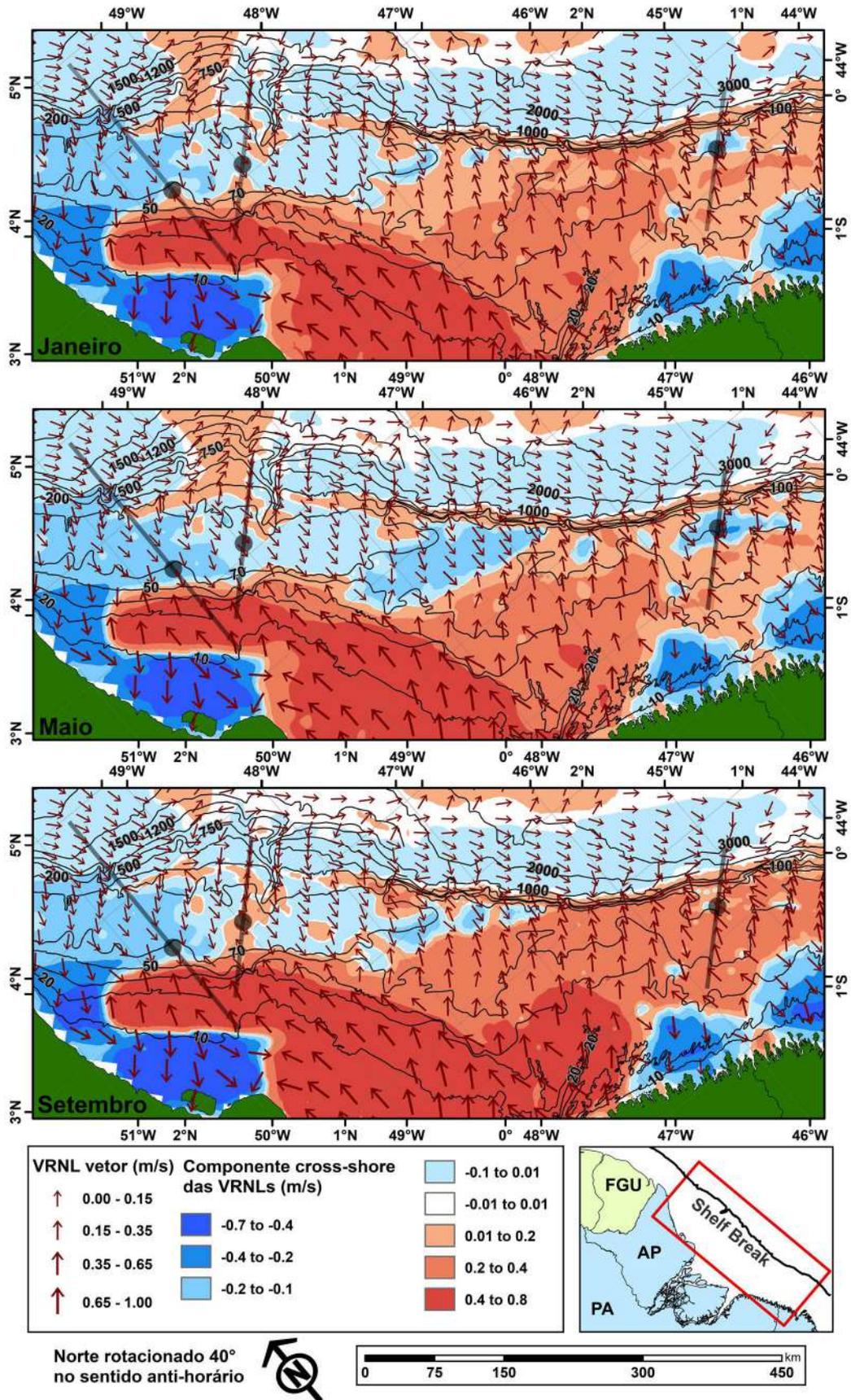


Figura 57: Mapas de VRNLs de fundo considerando os modelos completos: Sc1 (janeiro, painel superior), Sc2 (maio, painel do meio) e Sc3 (setembro, painel inferior). Os tons vermelhos representam zonas com residuais em direção ao oceano, enquanto os tons azuis representam zonas com residuais em direção à costa. As linhas e pontos em escala de cinza são as mesmas apresentadas na Figura 54.

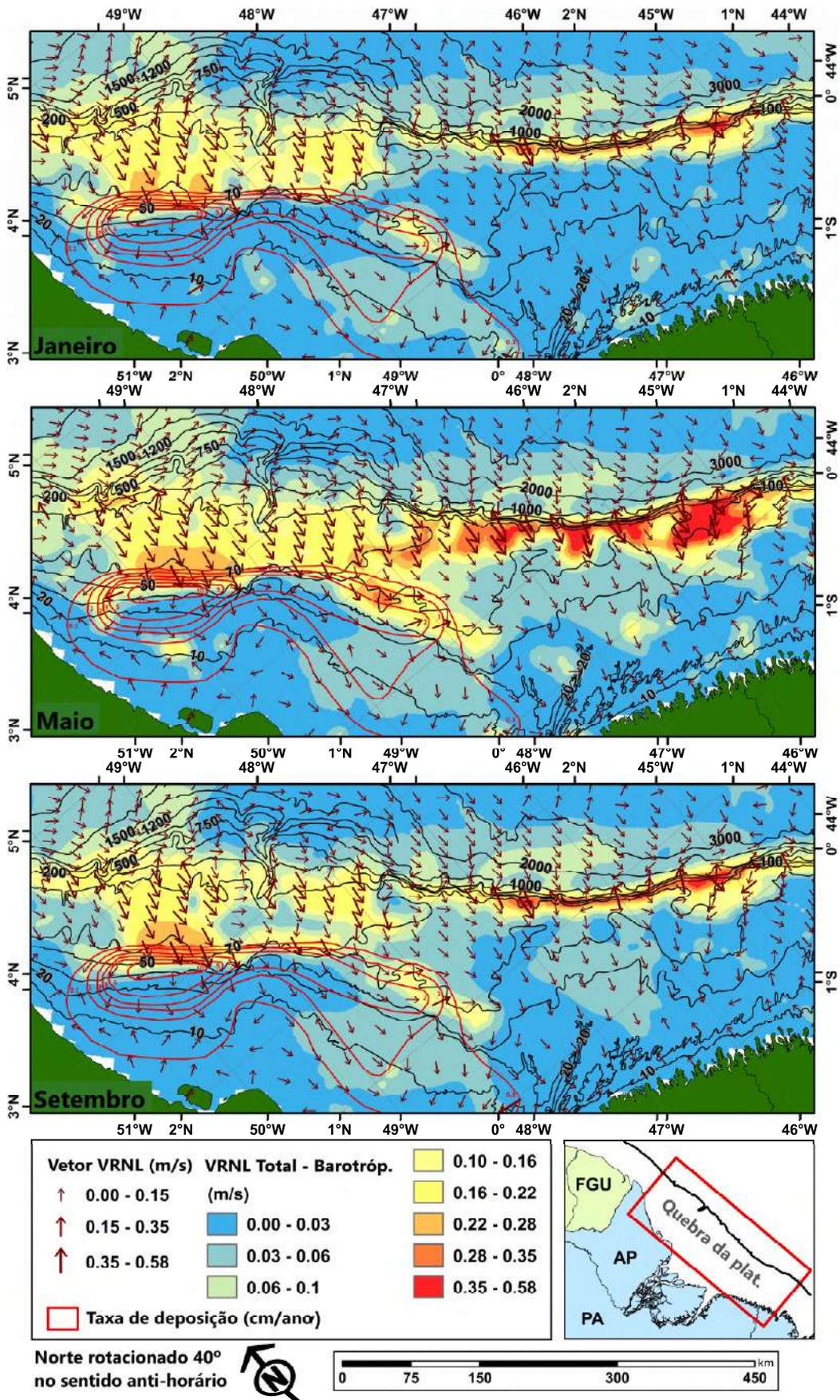


Figura 58: Mapas da influência baroclínica sobre as VRNLs de fundo, dada pela diferença entre os modelos completo e barotrópico. Sc1 (janeiro, painel superior), Sc2 (maio, painel do meio) e Sc3 (setembro, painel inferior). A escala de cor representa a magnitude do campo vetorial.

7.3.2.2. *Perspectiva transversal à costa*

A presente seção continua abordando variáveis promediadas ao longo de uma lunação, embora agora adote-se a perspectiva das três seções transversais definidas na Figura 54 (linhas tracejadas marrons) e replicadas na Figura 57 (linhas em escala de cinza). Cada uma das Figuras 59, 60 e 61 consiste em um mosaico de 15 painéis, com uma estrutura que se repete: cinco linhas de variáveis (“A”, gradiente vertical de densidade; “B”, viscosidade vertical turbulenta; “C”, desvio padrão da densidade; “D”, VRNLs perpendiculares à costa considerando o modelo completo; e “E”, VRNLs resultantes da diferença entre o modelo completo e o modelo puramente barotrópico) e três colunas, uma para cada seção transversal (S1, S2 e S3).

Para todos os cenários e seções transversais, a estrutura de densidade vertical do oceano (isopicnais representadas por linhas pretas tracejadas) é capaz de se estender ao longo da plataforma continental até um certo ponto, entre a plataforma média e a externa, onde a energia das marés promove a mistura vertical completa da coluna de água (painéis da linha “A”). Este ponto representa o limite para a propagação das VRNLs em direção à costa induzidas por efeitos baroclínicos (painéis das linhas “D” e “E”). Entre esse limite e a quebra da plataforma, observa-se a formação de uma camada limite de fundo (CLF) que pode atingir alturas de até 30 m acima do leito e larguras de até 100 km. Imediatamente acima da CLF, observamos um aumento local nos gradientes verticais de densidade que tem intensidade suficiente para “bloquear” a propagação vertical da turbulência gerada pelo atrito com o fundo (painéis da linha “B”). Os gráficos de desvio padrão de densidade (painéis da linha “D”) mostram que o núcleo das marés internas está sempre além da quebra da plataforma, em profundidades que variam entre 100 e 140 m. Sobre a plataforma, o desvio padrão cai significativamente (em comparação com a zona de formação), no entanto, as marés internas ainda são capazes de se propagar em direção à costa através da pycnoclina que se forma sobre a CLF.

Em todos os cenários e seções transversais foram observadas zonas de convergência lateral para as VRNLs do modelo completo. A comparação entre os painéis “D” e “E” revela que os efeitos baroclínicos são a principal causa desse fenômeno. A intensidade e o avanço em direção à costa desses efeitos são modulados por dois fatores principais: (i) a intensidade das marés internas na quebra da plataforma (ilustrada pelo desvio padrão da densidade) e a profundidade relativa entre a plataforma continental externa e a pycnoclina. A comparação das seções S1 e S3 mostra que S3 sempre apresenta marés internas mais

altas, enquanto S1 tem uma plataforma externa mais profunda. Como consequência, os efeitos baroclínicos sobre as VRNLs em direção à costa são sempre mais intensos em S3, enquanto a propagação sobre a plataforma em S1 é até três vezes maior que a observada em S3. Se compararmos S1 e S2, mesmo apresentando plataformas externas com profundidades semelhantes, S1 tem VRNLs em direção à costa muito mais intensas, uma vez que as suas marés internas junto a quebra da plataforma são mais energéticas. A ocorrência de VRNLs convergentes na região frontal do delta submerso coincide com as zonas de máxima deposição (Figuras 10, 16 e 58), bem como com as transições fasciológicas reportadas na literatura (Figura 9, Seção 2.2). Para o caso das seções S1 e S2, uma transição entre lamas modernas e areias relictas, enquanto para S3, uma transição entre areias terrígenas e carbonáticas.

Ao mesmo tempo, S1 e S3, diferentemente de S2, apresentaram zonas de divergência lateral para as VRNL próximas à quebra da plataforma. Essa diferença de comportamento entre as seções transversais pode ser explicada pela reflexividade do talude continental (discutida na Seção 2.7). A Figura 62 consiste em um ábaco onde as declividades críticas são expressas em função das frequências de Brunt-Väisälä (N) e das latitudes típicas dentro do domínio de modelagem. Como discutido na Seção 6.3.3, as picnoclinas da PCA apresentam valores de N variando entre 0,01 e 0,02 s^{-1} , que juntamente com a variabilidade da latitude, gera declividades críticas entre 1:8 e 1:16. Assim, como mostra a Figura 56 (painel do meio), a maior parte da extensão das quebras de plataforma modeladas apresenta declividades variando de críticas a levemente supercríticas (S1 e S3). A exceção é dada pela região do leque (S2), onde a baixa declividade dos taludes continentais – de até 1:42, claramente subcríticos (transmissivos) – inibe a ocorrência de marés internas ressonantes.

A previsibilidade da existência de um "ponto de divergência" para o transporte de sedimentos finos foi discutida na Seção 2.7. De maneira semelhante a outros locais e experimentos idealizados (e.g., Heathershaw, 1985; Heathershaw *et al.*, 1987; Ribbe e Holloway, 2001; Noble e Xu, 2003), nas seções transversais da PCA onde os taludes se aproximam dos valores críticos, a energia das marés internas é aprisionada junto ao fundo, causando uma intensificação das velocidades de enchente a montante do “ponto de divergência”, e de vazante a jusante deste. Sobre a plataforma, acima da CLF, observa-se uma tendência inversa, onde as VRNLs de vazante são dominantes.

Diferentemente das características gerais descritas acima, que dependem principalmente da morfologia da plataforma continental, a variabilidade sazonal é governada pela estrutura vertical de densidade do oceano. O cenário de maio (Sc2) é o que apresenta os efeitos baroclínicos mais intensos, apesar de apresentar alturas de maré interna semelhantes e uma pycnoclina mais profunda que o cenário de janeiro (Sc1). O maior grau de estratificação nos 75 m superiores da coluna de água serve como meio de propagação para as ondas internas, transportando energia da região do talude para a PCEA. Desta forma, a propagação das VRNLs em direção à costa atinge a base da zona frontal do delta submerso, onde causa forte convergência lateral, mesmo na região do leque (painel D2 na Figura 59).

O cenário de setembro (Sc3), devido à combinação de pycnoclina profunda e baixa estratificação entre 25 e 100 m de profundidade, representa o momento menos propício à propagação de ondas internas em direção à costa. Com exceção da seção S3, que apresenta VRNLs em direção à costa durante todo o ano, as tendências de transporte para algumas zonas da plataforma externa apresentam uma alternância entre VRNLs em direção à costa e em direção ao oceano (painéis D2 e D3 na Figura 61). Apesar de não ser capaz de reverter as tendências de transporte barotrópico em algumas regiões, os efeitos baroclínicos ainda estão presentes, causando uma redução significativa das VRNLs em direção ao oceano e gerando convergência lateral do transporte.

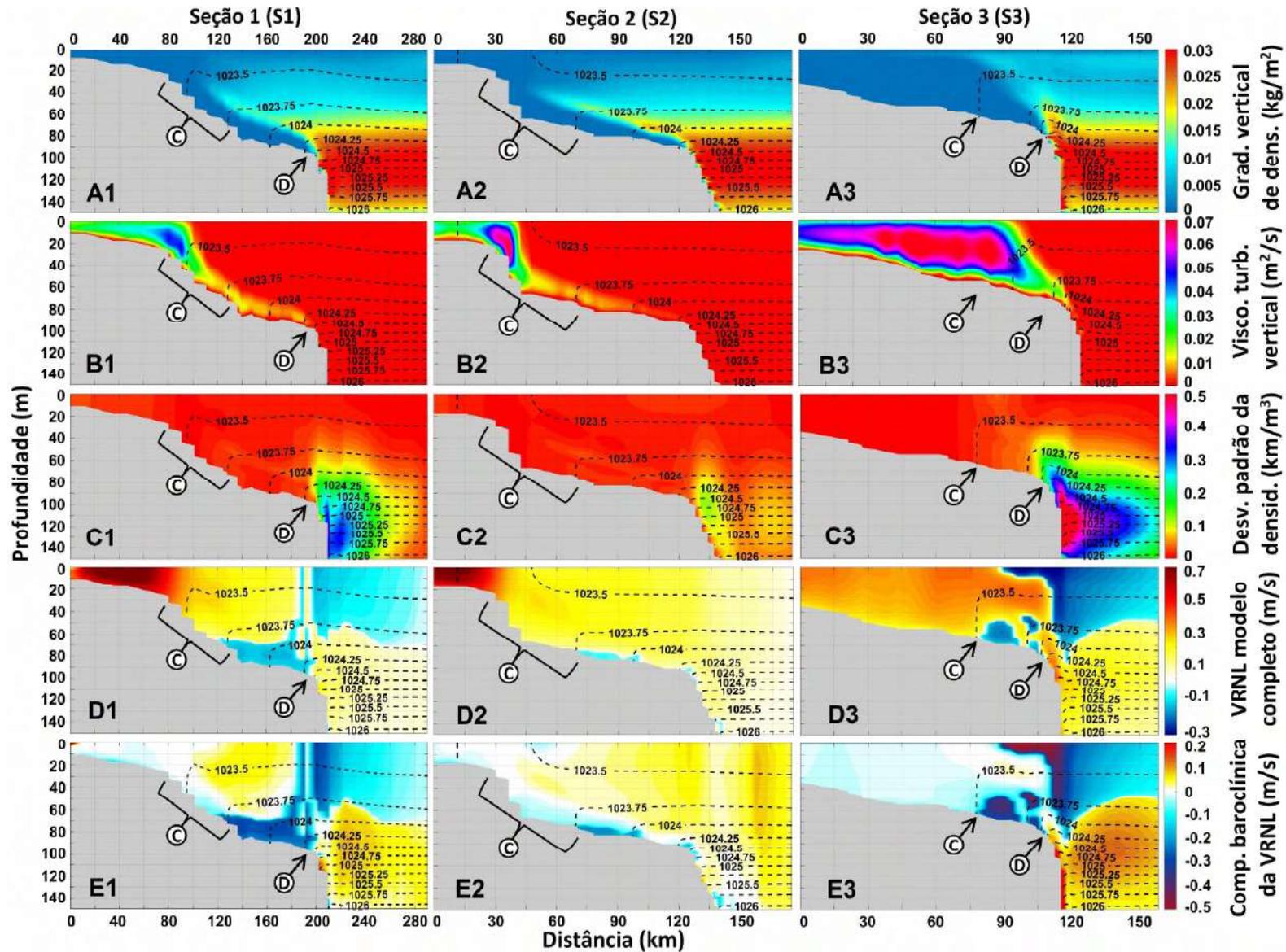


Figura 59: Análise 2DV transversal à costa para cenário Sc1 (janeiro) considerando as seções S1, S2 e S3 descritas na Figura 54 (3 colunas). As linhas pretas tracejadas representam as isopicnais. Cada linha representa uma variável: “A”, gradiente vertical de densidade (kg/m^2); “B”, viscosidade turbulenta vertical (m^2/s); “C”, desvio padrão da densidade no domínio do tempo (kg/m^3); “D”, VRNLs considerando o modelo completo (barotrópico + baroclínico, m/s); e “E”, componente baroclínica das VRNLs (m/s). Para as variáveis “D” e “E”, valores positivos representam residuais em direção ao oceano (cores quentes), enquanto os valores negativos representam residuais em direção à costa (cores frias). Os balões rotulados com (C) e (D) representam zonas onde ocorre Convergência e Divergência das VRNLs do modelo completo.

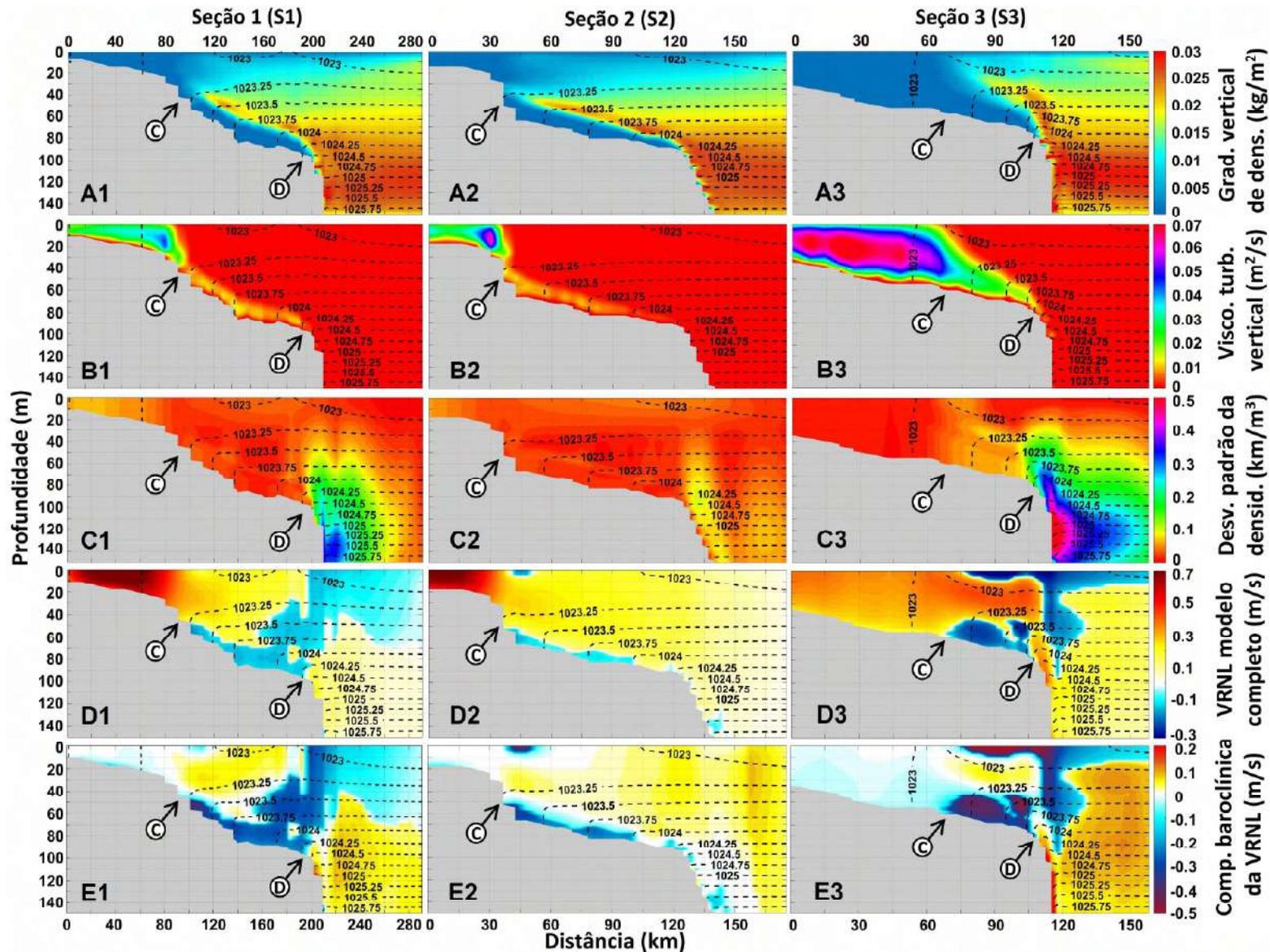


Figura 60: Análise 2DV transversal à costa para cenário Sc2 (março) considerando as seções S1, S2 e S3 descritas na Figura 54 (3 colunas). As linhas pretas tracejadas representam as isopicnais. Cada linha representa uma variável: “A”, gradiente vertical de densidade (kg/m^2); “B”, viscosidade turbulenta vertical (m^2/s); “C”, desvio padrão da densidade no domínio do tempo (kg/m^3); “D”, VRNLs considerando o modelo completo (barotrópico + baroclínico, m/s); e “E”, componente baroclínica das VRNLs (m/s). Para as variáveis “D” e “E”, valores positivos representam residuais em direção ao oceano (cores quentes), enquanto os valores negativos representam residuais em direção à costa (cores frias). Os balões rotulados com (C) e (D) representam zonas onde ocorre Convergência e Divergência das VRNLs do modelo completo.

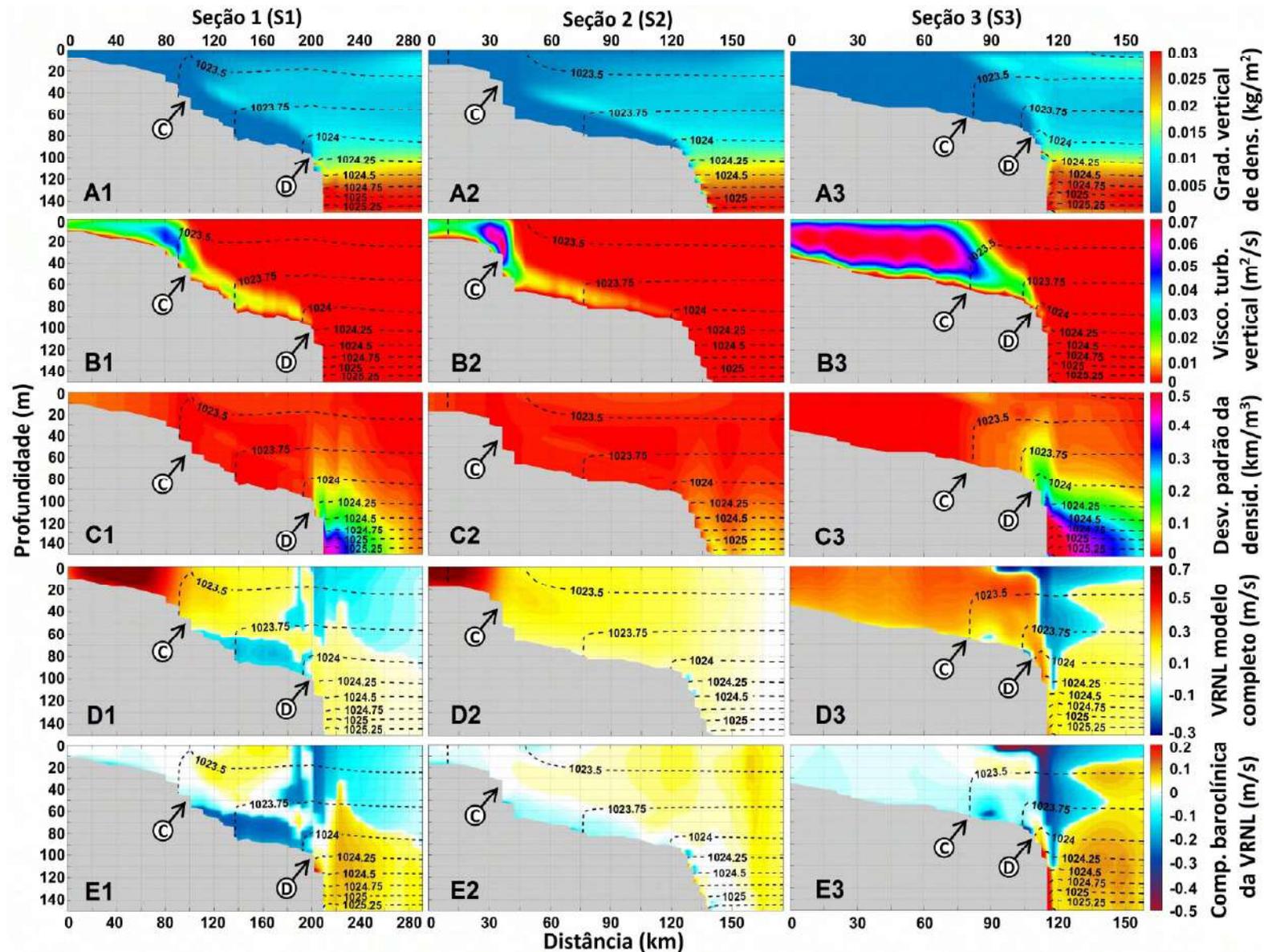


Figura 61: Análise 2DV transversal à costa para cenário Sc3 (setembro) considerando as seções S1, S2 e S3 descritas na Figura 54 (3 colunas). As linhas pretas tracejadas representam as isopicnais. Cada linha representa uma variável: “A”, gradiente vertical de densidade (kg/m^2); “B”, viscosidade turbulenta vertical (m^2/s); “C”, desvio padrão da densidade no domínio do tempo (kg/m^3); “D”, VRNLs considerando o modelo completo (barotrópico + baroclínico, m/s); e “E”, componente baroclínica das VRNLs (m/s). Para as variáveis “D” e “E”, valores positivos representam residuais em direção ao oceano (cores quentes), enquanto os valores negativos representam residuais em direção à costa (cores frias). Os balões rotulados com (C) e (D) representam zonas onde ocorre Convergência e Divergência das VRNLs do modelo completo.

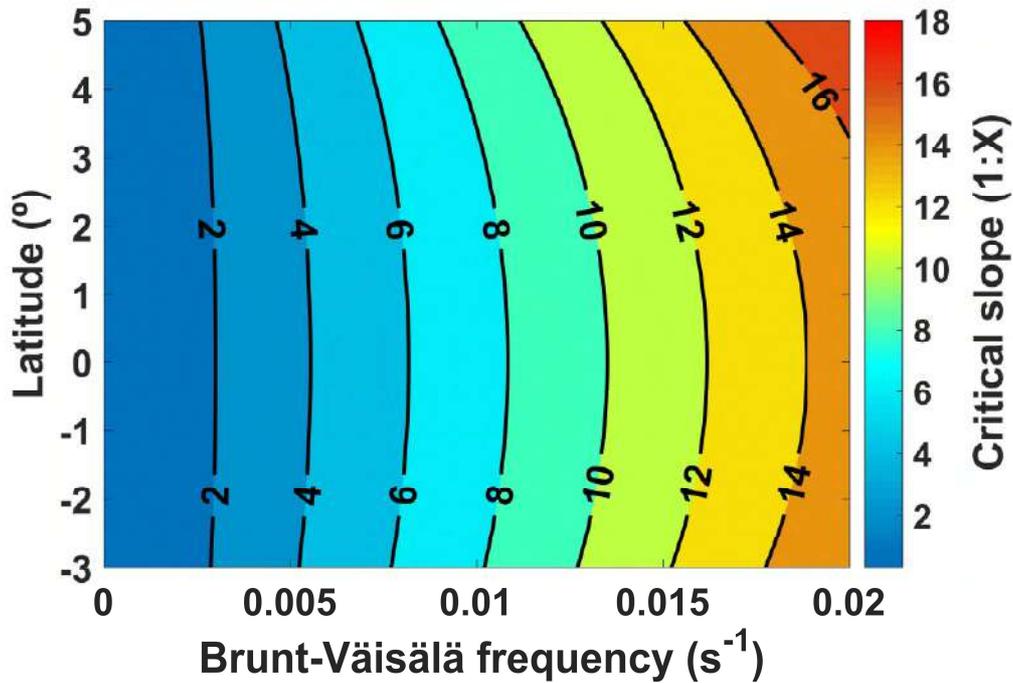


Figura 62: Ábaco de declividades críticas (1:X) como função dos valores típicos de frequência de Brunt-Väisälä e latitude, considerando a frequência da componente M2.

A Figura 63 apresenta um resumo quantitativo das Figuras 59, 60 e 61, que nos ajuda a comparar rapidamente as variáveis relativas a cada uma das seções transversais e cenários. Para as duas primeiras variáveis (“A”, desvio padrão máximo de densidade na quebra da plataforma e, “B”, espessura máxima da camada limite de fundo) – que estão intrinsecamente relacionadas à geração das marés internas – observamos uma clara tendência onde a Seção S3 é mais energética que S1 e subsequentemente que S2. À medida em que avançamos para a comparação das variáveis “C” (VRNLs máximas em direção à costa para os modelos completos) e “D” (máxima influência baroclínica sobre as VRNLs em direção à costa), além da variabilidade espacial mencionada, pode-se perceber uma tendência entre os cenários: maio (Sc2) é o mais favorável para a ocorrência de VRNLs em direção à costa, seguido por janeiro (Sc1) e setembro (Sc3). Assim, enquanto em maio observamos VRNLs em direção à costa de até 25 cm/s na Seção S3 (40 cm/s de influência baroclínica, painéis D3 e E3 da Figura 59), em setembro, ao longo da Seção S2, a influência baroclínica é no máximo capaz de anular a componente barotrópica das VRNLs em direção ao oceano (painéis D3 e E3 da Figura 61).

É relevante notar que a influência barotrópica sobre as VRNLs (“E”) não varia entre os cenários, seguindo o mesmo padrão das variáveis “A” e “B”. Outro aspecto relevante se refere a que a influência baroclínica (“D”) é geralmente maior que a barotrópica (“E”):

em maio, para a Seção S3, "D" é 2,6 vezes mais intensa que "E", enquanto em setembro, para S2, elas têm a mesma magnitude.

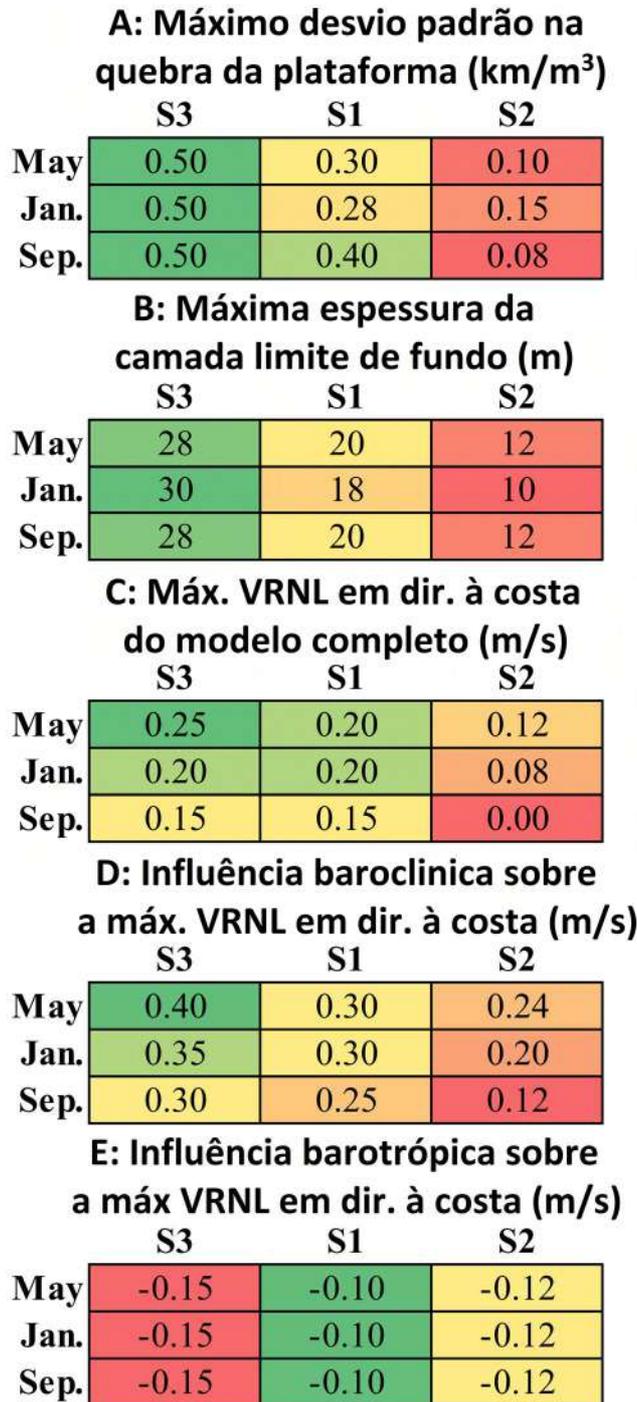


Figura 63: Resumo quantitativo das Figuras 59, 60 e 61. Cada painel representa: "A", máximo desvio padrão da densidade na região adjacente à quebra da plataforma; "B", máxima espessura da camada limite de fundo sobre a PCEA; "C", máxima VRNL em direção à costa considerando o modelo completo; "D", influência baroclínica sobre "C"; e "E", influência barotrópica sobre "C". A escala de cores é utilizada para destacar os valores máximos (verde) e mínimos (vermelho) de cada painel.

7.3.2.3. Variabilidade em escala sub-maré das VRNLs

Com o intuito de discutir a variabilidade temporal sub-maré das assimetrias temporais da circulação na PCA, esta seção se concentra na análise das séries temporais das velocidades transversais à costa. Foram escolhidos os pontos onde ocorrem as máximas VRNLs orientadas para a costa, identificadas dentro das seções transversais discutidas na Seção 7.3.2.2. A Figura 64 é composta por 21 painéis que destacam um ciclo de quinze dias para cada um dos cenários de modelagem (três colunas). As quatro linhas superiores de painéis representam o comportamento das seguintes variáveis junto ao leito da PCA: “A”, velocidades instantâneas transversais à costa, “B”, VRNLs dos modelos puramente barotrópicos, “C”, VRNLs calculadas com base na componente baroclínica das velocidades instantâneas (diferentes das apresentadas na seção anterior que eram calculadas como a diferença entre as VRNLs dos modelos completo e barotrópico), e “D”, VRNLs do modelo completo. Cada ponto é representado por uma linha colorida: Pt1 em preto, Pt2 em vermelho, Pt3 em azul. As três linhas inferiores de painéis representam as VRNLs do modelo completo ao longo da coluna de água (Pt1 na linha "E", Pt2 na linha "F", Pt3 na linha "G"). Os painéis das linhas "B" a "F" são filtrados em passa-baixa por uma janela pseudo-gaussiana de 24 horas.

Os painéis da linha “A” mostram que as velocidades de maré perpendiculares à costa na região do leque (Pt1 e Pt2) tem aproximadamente a metade da intensidade das velocidades observadas na região dos taludes mais íngremes da porção sudeste do domínio (Pt3). As velocidades de sizígia atingem ± 25 cm/s em Pt1 e Pt2, e ± 50 cm/s em Pt3. Essa variabilidade não parece estar relacionada exclusivamente à propagação de marés barotrópicas sobre a plataforma continental, mas também ao fato de que a porção sudeste do domínio apresenta as maiores alturas de maré interna dentro dos modelos.

A comparação entre as linhas "B" e "C" revela que, para todos os pontos e cenários, temos VRNLs barotrópicas em direção ao oceano e VRNLs baroclínicas em direção à costa. As VRNLs barotrópicas são diretamente proporcionais à amplitude das velocidades instantâneas, enquanto as VRNLs baroclínicas apresentam valores máximos (em módulo) na transição entre as marés de quadratura e sizígia. A variabilidade quinzenal das VRNLs é maior para a componente barotrópica do que para a baroclínica. Como resultado, vemos que, apesar de apresentarem valores médios (durante um período de luação) sempre orientados para a costa, as VRNLs dos modelos completos podem ter a sua orientação

revertida durante períodos de até 5 dias ao longo dos ciclos quinzenais, pouco depois das alturas máximas das marés de sizígia (painéis da linha "E").

Observando agora o comportamento ao longo da coluna de água, nota-se que a intensidade das VRNLs em direção à costa para os modelos completos é proporcional à espessura da camada limite de fundo, que por sua vez, parece estar relacionada à intensidade das marés internas na quebra da plataforma.

Considerando o ponto mais energético, Pt3, a transição entre as tendências de transporte em direção à costa e em direção ao oceano ocorre de maneira “abrupta”, onde uma CLF de 30 m de altura leva menos de um dia para se dissolver e cerca de 48 horas para se recompor. Em Pt2, esse processo ocorre de forma mais gradual, onde a variabilidade temporal se assemelha a uma curva senoidal. Enquanto, em Pt1 não há reversão das tendências de transporte nem modulação quinzenal significativa da espessura da CLF.

Especificamente para Pt2, onde a espessura da CLF durante a sizígia atinge valores muito baixos, de até 2 m (1 célula de modelagem), é possível que a orientação das tendências de transporte seja influenciada pela escolha dos parâmetros adotados para o esquema de fechamento da turbulência. Sendo assim, acredita-se que a aquisição de dados específicos, seguida de um adequado processo de calibração seja necessária para afirmar categoricamente a orientação do transporte dominante para este ponto. Apesar disto, entende-se que, independentemente da direção dominante do transporte, a magnitude das VRNLs continue sendo muito baixa.

Da mesma forma que foi discutida anteriormente, a intensidade das tendências de transporte em direção à costa segue a classificação, de mais intensa para mais suave: maio (Sc2) > janeiro (Sc1) > setembro (Sc3) para cenários e Pt3 > Pt1 > Pt2 para pontos de observação (o mesmo para as seções: S3 > S1 > S2).

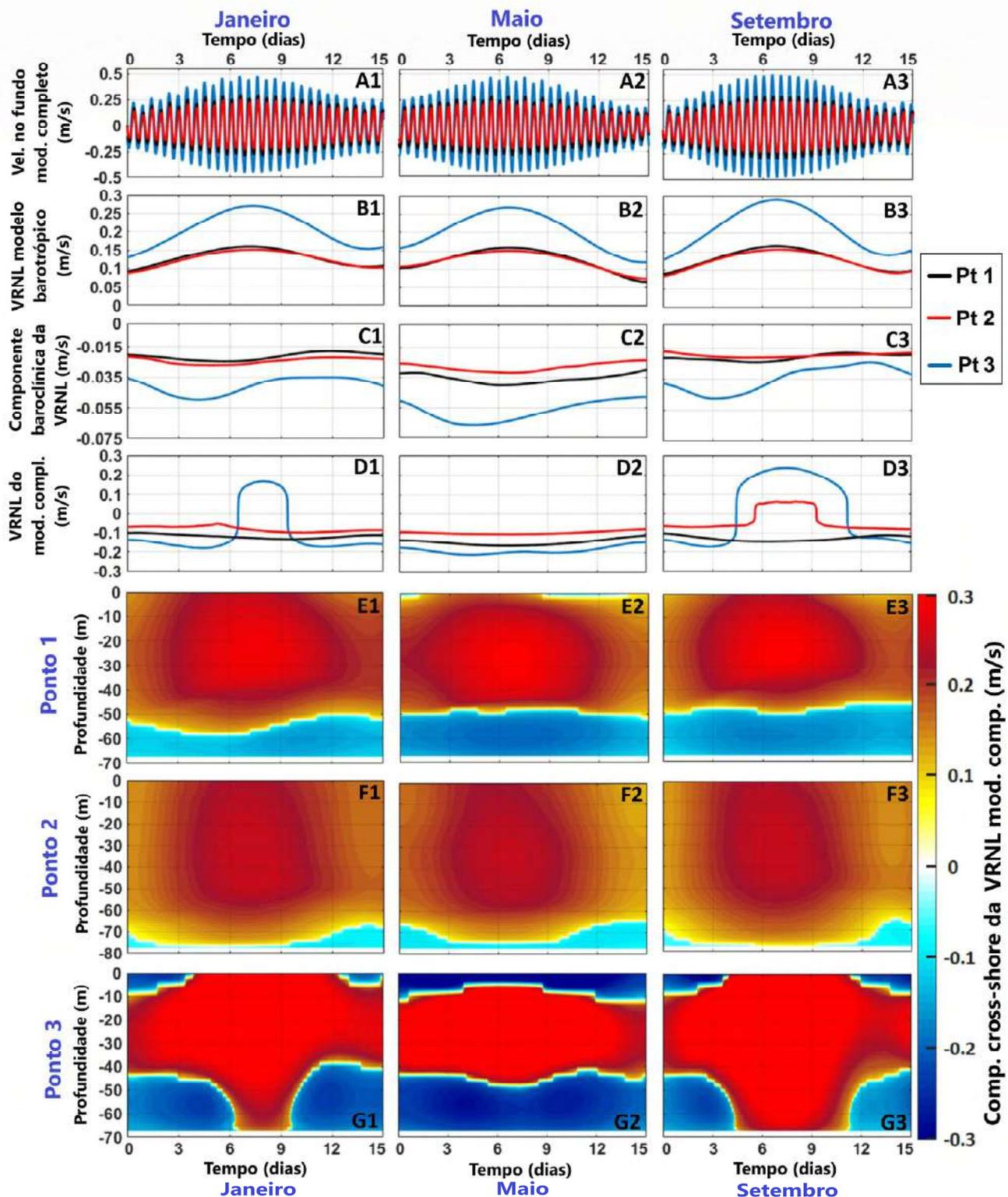


Figura 64: Variabilidade das VRNLs em escala temporal sub-maré nas três estações definidas na Figura 54 e replicada na Figuras 57. Cada coluna se refere a um cenário (Sc1, Sc 2 e Sc3). As quatro linhas superiores representam variáveis junto ao fundo: “A”, velocidades instantâneas transversais à costa, “B” VRNLs do modelo barotrópico, “C”, VRNLs baseadas na componente baroclínica instantânea e “D”, VRNLs do modelo completo. As três linhas inferiores (“E”, “F” e “G”) representam as VRNLs transversais à costa do modelo completo ao longo da coluna de água. Para todas os painéis adota-se a convenção de velocidades positivas em direção ao oceano e negativas em direção à costa.

7.3.2.4. *Tidal straining na CLF*

A Figura 65 aborda a variabilidade horizontal do *tidal straining* (assimetria de mistura vertical) durante um período de luação. Da mesma forma que na Figura 57 (assimetria temporal), a região próxima à foz do rio, bem como a região dorsal do delta submerso, apresentam tendência de transporte em direção ao oceano (razão de turbulência vazante/enchente > 1). Essa tendência é revertida à medida que avançamos em direção ao oceano, através da região frontal do delta, mais de 100 km antes da quebra da plataforma. O mesmo tipo de reversão ocorre na porção sudeste do domínio, neste caso, muito mais próxima à quebra da plataforma (menos de 40 km).

As principais diferenças das assimetrias verticais em relação às assimetrias temporais são: (i) as tendências de transporte em direção à costa mais intensas (razão de turbulência vazante/enchente $< 0,5$) são observadas na plataforma externa da região do leque do Amazonas, e não na região sudeste onde temos os taludes mais íngremes; e (ii), toda a região do talude continental apresenta fortes tendências de transporte em direção ao oceano (razão de turbulência vazante/enchente > 2).

O padrão convergente na região das taxas máximas de deposição é ainda mais evidente para as assimetrias verticais do que para as temporais, com uma razão de turbulência vazante/enchente variando rapidamente de mais de 1,5 para menos de 0,8 em uma distância inferior à 20 km. Por outro lado, a forte dominância de vazante ao longo dos taludes continentais gera uma zona de divergência que cobre toda a plataforma externa do domínio, significando que os sedimentos finos eventualmente capazes de alcançar a plataforma externa seriam rapidamente transportados talude abaixo, um caminho sem retorno no contexto do balanço sedimentar.

A variabilidade sazonal das assimetrias verticais é semelhante às discutidas anteriormente, sendo o cenário de maio (Sc2) o mais favorável ao transporte em direção à costa, seguido por janeiro (Sc1) e setembro (Sc3). Apesar de existir certa variabilidade entre os cenários, esta é baixa, raramente alcançando valores relativos de 40%, de maneira que todos os cenários apresentam o mesmo padrão geral discutido acima.

Ainda na Figura 65, os polígonos marrons tracejados representam a distribuição espacial do sistema de recifes da Amazônia segundo Moura *et al.* (2016). A concordância entre esses polígonos e as zonas da plataforma externa com dominância de enchente

(especialmente para Sc2) é uma forte evidência de que a existência do sistema de recifes da Amazônia está associada aos efeitos baroclínicos das marés internas.

Por fim, a Figura 66 ilustra a variabilidade temporal do *tidal straining* em escala sub-maré nos mesmos pontos discutidos na Figura 64. Em geral, observa-se que a dominância de enchente é inversamente proporcional à amplitude das correntes de maré, apresentando de 1 a 3 dias de diferença de fase. As marés de quadratura favorecem o transporte em direção à costa, uma tendência que pode ser eventualmente revertida durante as marés de sizígia. De maneira similar às assimetrias horizontais, as maiores amplitudes de maré (em níveis da superfície e correntes) representam momentos favoráveis para o vazamento de correntes de turbidez provenientes da região dorsal do delta (mais rasa), embora em alguns pontos a dominância de enchente nunca seja revertida (Pt1 para todos os cenários e Pt2 para o Sc2). Diferentemente da Figura 64, as maiores tendências de transporte em direção à costa foram observadas em Pt1 em vez de Pt3, sugerindo que o fenômeno do *tidal straining* está mais associado ao controle da progradação do delta submerso.

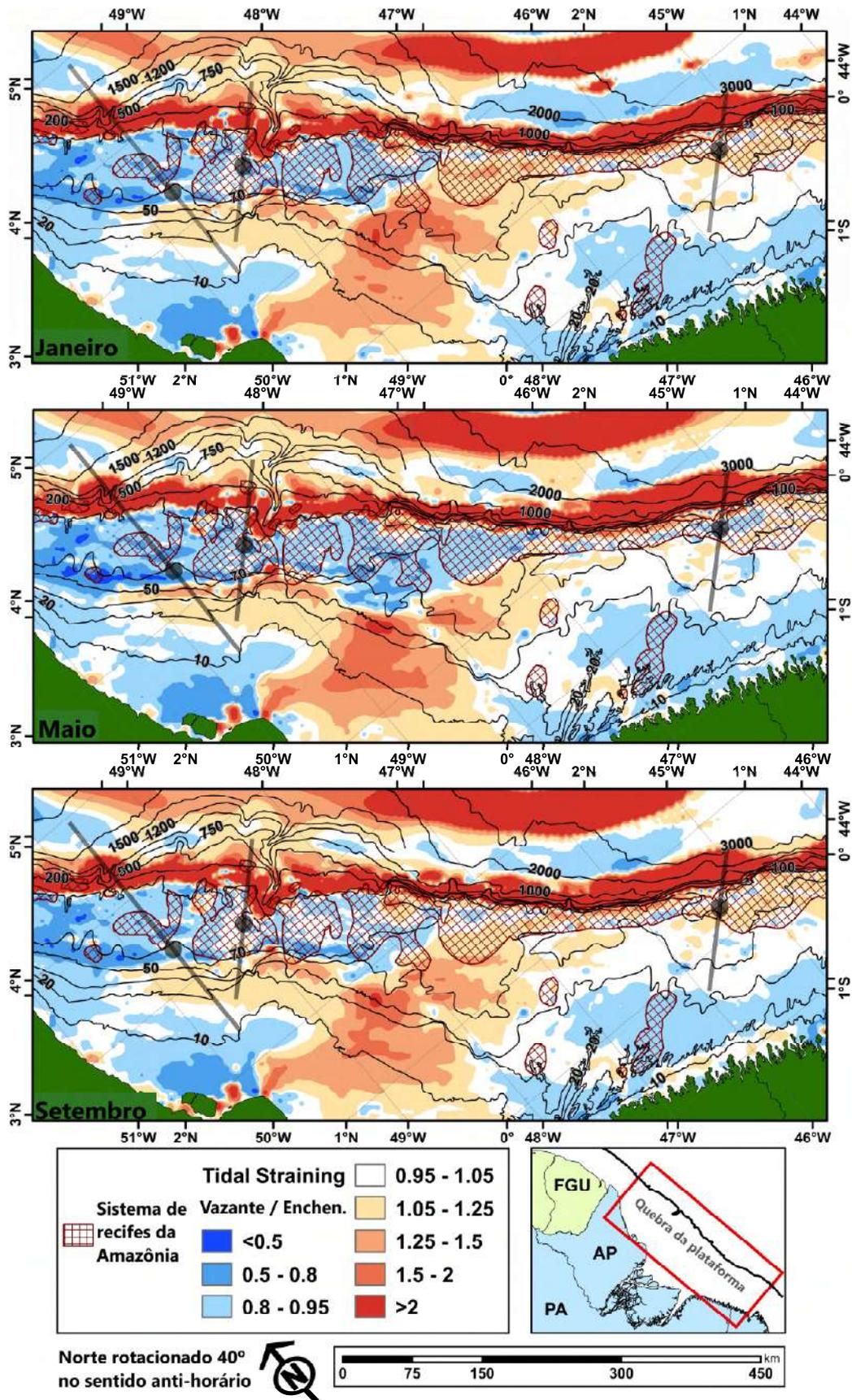


Figura 65: Mapas de tidal straining (razão de turbulência vazante/enchente): Sc1 (janeiro, painel superior), Sc2 (maio, painel do meio) e Sc3 (setembro, painel inferior). Os polígonos hachurados representam o Sistema de recifes da Amazônia segundo Moura *et al.* (2016). As linhas em escala de cinza representam as estações e seções expostas na Figura 54.

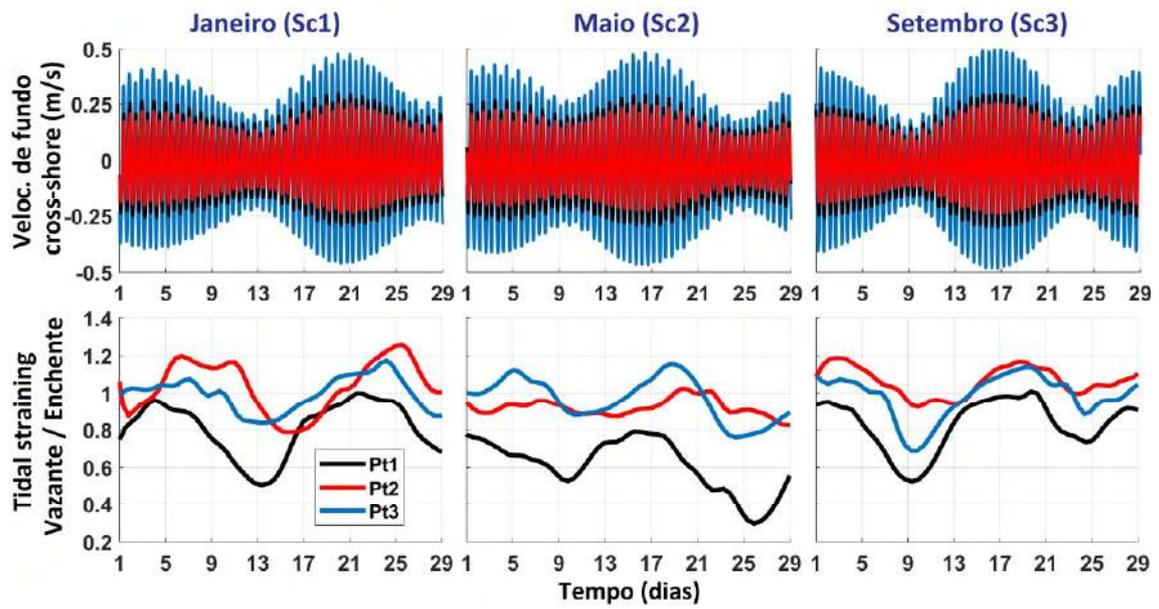


Figura 66: Variabilidade do *tidal straining* (razão de turbulência vazante/enchente) em escala temporal sub-maré nas três estações definidas na Figura 54.

8. RESUMO E DISCUSSÃO

A PCA, por estar localizada na margem equatorial ocidental do Oceano Atlântico, é caracterizada por temperaturas atmosféricas permanentemente altas (médias mensais $> 26^{\circ}\text{C}$), por uma razão precipitação/evaporação predominantemente positiva e por ser uma região sujeita ao fenômeno da ressurgência de Ekman (Crespo *et al.*, 2019). Essa combinação de fatores, juntamente com o aporte de água doce do Rio Amazonas, fornece condições para a existência de uma picnoclina permanente, aguda (frequências de Brunt-Väisälä entre 0,01 e 0,02 s^{-1}) e rasa (de 50 a 200 m de profundidade), que é modulada sazonalmente pela presença da CNB e sua retroflexão (conforme discutido na Seção 6.3.3).

Essas características da picnoclina combinadas com uma plataforma larga (até 300 km) e um regime costeiro de macro-marés formam um dos ambientes mais favoráveis para a geração de marés internas ao redor do globo. Para todos os cenários experimentados e ao longo de todas as regiões de quebra de plataforma inseridas no domínio de modelagem, observou-se a ocorrência de marés internas expressivas com alturas de maré de sizígia entre 15 e 80 m de altura (amplitudes de M_2 entre 5 e 25 m). A variabilidade espacial na direção longitudinal à costa longa supera por ampla margem a variabilidade temporal entre os cenários. Enquanto as alturas de maré interna variam por um fator de cinco vezes ao longo da quebra da plataforma, a variabilidade temporal entre os cenários raramente chega a 40%.

O principal fator que influencia a geração de marés internas na PCA é a declividade máxima dos taludes continentais, que apresenta uma correlação de 80% com a amplitude da componente M_2 . (Figura 56).

A propagação em direção à costa dos efeitos das marés internas depende da profundidade relativa entre a plataforma externa e a picnoclina. O limite dessa propagação é dado pelo ponto em que as correntes de maré barotrópicas promovem a mistura vertical completa da coluna de água. O cenário Sc2 (maio), devido à maior intensidade de sua estratificação nos 75 m superiores da coluna d'água, é o mais favorável para a propagação dos efeitos baroclínicos sobre a plataforma (painel central das Figuras 57 e 58). A intensidade e a cobertura espacial destes efeitos são significativamente reduzidas para o cenário Sc1 (janeiro, painel superior) e ainda mais para o cenário Sc3 (setembro, painel inferior).

Analisando as VRNLs dos modelos completos (Figura 57), todos os cenários apresentaram um padrão coerente com a deposição moderna de sedimentos finos: VRNLs convergentes para as zonas máximas de deposição documentadas por Kuehl (1986) e VRNLs divergentes ao longo de toda a plataforma externa, coincidindo com a distribuição de recifes (baixa concentração de sedimentos em suspensão) publicada por Moura *et al.* (2016). A capacidade dos experimentos de reproduzir um padrão de deposição coerente, mesmo desconsiderando outras forçantes destacadas na literatura, é uma forte evidência de que as marés internas têm um papel crucial no transporte de sedimentos finos sobre a PCA.

A observação de um “ponto de separação” bem definido para o transporte de sedimentos finos perto da quebra da plataforma (discutido nas Seções 2.7 e 7.3.2.2) depende da existência de taludes continentais com declividades próximas do valor crítico. Considerando as estratificações típicas da PCA, estas declividades críticas variam entre 1:8 e 1:16 (Figura 62). Desta forma, aproximadamente 70% da extensão das quebras de plataforma inseridas no domínio de modelagem apresentam declividades próximas do valor crítico, enquanto os outros 30% são claramente subcríticos – região do Leque do Amazonas, onde as declividades alcançam 1:42 (Figura 56).

Apesar da plataforma externa apresentar VRNLs predominantemente em direção à costa e *tidal straining* com dominância de enchente (ambos promediados ao longo de uma lunação), a análise da variabilidade temporal sub-maré mostrou que as mais altas marés de sizígia podem ser capazes de reverter essa tendência ao longo de janelas de tempo de no máximo 5 dias. Uma vez que temos a sobreposição de tendências de transporte em direção ao oceano e um aumento na concentração de sedimentos em suspensão também associado às marés de sizígia, estes episódios parecem ser favoráveis à propagação de correntes de densidade provenientes da plataforma interna (região dorsal do delta), de maneira semelhante aos eventos descritos por Sternberg *et al.* (1996).

Se considerando a perspectiva da variabilidade temporal em escala sub-maré, percebe-se a existência de fenômenos episódicos de retroalimentação positiva que favorecem o transporte de sedimentos finos em direção ao oceano, um comportamento oposto é observado em escala sazonal. As VRNLs em direção à costa mais intensas são observadas em maio (Sc2), coincidindo com o pico do período de cheia do Rio Amazonas, momento em que a oferta de sedimentos para a plataforma é alta. Por outro lado, o cenário de setembro (Sc3), que apresenta as VRNLs em direção à costa mais amenas, coincide com

a estação seca do rio, quando a oferta de sedimentos é reduzida. Assim, observa-se um fenômeno de retroalimentação negativa, onde o incremento na oferta de sedimentos é compensado pela intensificação das velocidades residuais em direção à costa, dando ainda mais respaldo a hipótese principal desta tese, onde se afirma que as marés internas desempenham um papel crucial sobre o transporte de sedimentos finos na plataforma continental da Amazônia.

9. CONCLUSÃO

O presente estudo fez uso da modelagem computacional como ferramenta exploratória, revelando pela primeira vez na literatura a relevância das marés internas no transporte de sedimentos finos da plataforma continental amazônica. Apesar de não haver dados específicos para confirmar a magnitude precisa e distribuição espacial dos efeitos das MIs sobre a PCEA, os resultados de modelagem apresentaram boa coerência com diversos processos da literatura.

Analisando as VRNLs do modelo completo e a distribuição espacial do *tidal straining*, todos os cenários apresentaram um padrão coerente: fortes tendências de transporte convergente junto às zonas de deposição máxima documentadas por Kuehl (1984) e tendências de transporte divergente em toda a plataforma externa, coincidindo com a distribuição do sistema de recifes da Amazônia divulgada por Moura *et al.* (2016). A capacidade dos experimentos de reproduzir padrões de deposição coerentes, mesmo desconsiderando outras forças destacadas na literatura, é uma forte evidência de que as marés internas têm um papel crucial sobre o transporte regional de sedimentos finos. A concordância com as transições faciológicas da plataforma (Barreto *et al.*, 1975; Milliman *et al.*, 1975; e Gibbs, 1976) sugere que as MIs atuam significativamente na geomorfologia da PCEA, da zona frontal do delta submerso ao cânion Amazonas, e do leque amazônico à região sudeste da plataforma onde ocorrem os taludes continentais mais íngremes.

Abordando especificamente a relevância das MIs sobre o sistema de recifes da Amazônia, destaca-se que a largura das zonas da plataforma externa com tendências de transporte em direção à costa concorda com a largura da distribuição dos recifes, ambos variando de 100 km, nas proximidades da região do leque amazônico (porção noroeste de domínio de modelagem), a menos de 40 km nas regiões dos taludes continentais mais íngremes (porção sudeste do domínio de modelagem). Os resultados apresentados também sugerem que a dinâmica das MIs influencia a variabilidade espacial das taxas de crescimento dos

recifes relatada por Moura et al. (2016). Na porção noroeste do domínio de modelagem (perto da zona frontal do delta), a reversão quinzenal das tendências de transporte induzidas por MIs submeteria episodicamente a plataforma externa aos efeitos das correntes de densidade, aumentando temporariamente a CSS local e fazendo com que os recifes nesta porção da plataforma apresentem uma natureza erosiva. Na porção sudeste do domínio, onde a oferta de sedimentos finos é menor e os efeitos baroclínicos das MIs são mais intensos, o sistema recifal apresenta um caráter acretivo.

Os resultados desta Tese são promissores e ainda podem ser significativamente melhorados com calibração adicional e dados de validação. Espera-se que as informações aqui expostas incentivem futuros levantamentos oceanográficos voltados especificamente para o estudo das marés internas, servindo como uma ferramenta relevante para o seu planejamento.

REFERÊNCIAS

- Adams, C. E., Wells, J. T., & Park, Y. A. (1990). **Internal hydraulics of a sediment-stratified channel flow.** *Marine Geology*, 95(2), 131-145.
- Alessi, C. A., Lentz, S. J., Beardsley, R. C., Castro, B. M., & Geyer, W. R. (1992). **A multidisciplinary amazon shelf sediment study (AmasSeds): Physical oceanography moored array component.** WOODS HOLE OCEANOGRAPHIC INSTITUTION MA.
- Aller, J. Y., & Aller, R. C. (1986). **General characteristics of benthic faunas on the Amazon inner continental shelf with comparison to the shelf off the Changjiang River, East China Sea.** *Continental Shelf Research*, 6(1-2), 291-310.
- Aller, J. Y., & Stupakoff, I. (1996). **The distribution and seasonal characteristics of benthic communities on the Amazon shelf as indicators of physical processes.** *Continental Shelf Research*, 16(5-6), 717-751.
- Agência Nacional do Petróleo – ANP (2017). www.anp.gov.br
- Apel, J. R. (1995). **Linear and nonlinear internal waves in coastal and marginal seas.** *Oceanographic Applications of Remote Sensing*, 57-78.
- Apel, J. R., Ostrovsky, L. A., & Stepanyants, Y. A. (1995). **Internal solitons in the ocean.** *The Journal of the Acoustical Society of America*, 98(5), 2863-2864.
- Apel, J. R. (2002). **Oceanic internal waves and solitons.** *An atlas of oceanic internal solitary waves*, 1-40.
- Araújo, É. F. D. S., Silva, C. G., Reis, A. T. D., Perovano, R., Gorini, C., Vendeville, B. C., & Albuquerque, N. C. D. (2009). **Movimentos de massa multiescala na bacia da Foz do Amazonas-Margem Equatorial Brasileira.** *Revista Brasileira de Geofísica*, 27(3), 485-508.
- Arbic, B. K., Richman, J. G., Shriver, J. F., Timko, P. G., Metzger, E. J., & Wallcraft, A. J. (2012). **Global modeling of internal tides: Within an eddying ocean general circulation model.** *Oceanography*, 25(2), 20-29.
- Baines, P. G. (1982). **On internal tide generation models.** *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 29(3), 307-338.
- Barreto, A. V., Coelho, P. A., & Torres, M. F. (1993). **Distribuição batimétrica dos Brachyura (Crustacea, Decapoda) na plataforma continental do Norte e Nordeste do Brasil.** *Trab. Oceanogr. Univ. Fed. Pernambuco*, 22, 291-303.
- Barreto, H. T., & Summerhayes, C. P. (1975). **Oceanography and suspended matter off northeastern Brazil.** *Journal of Sedimentary Research*, 45(4).
- Beardsley, R. C., Candela, J., Limeburner, R., Geyer, W. R., Lentz, S. J., Castro, B. M., ... & Carneiro, N. (1995). **The M2 tide on the Amazon shelf.** *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C2), 2283-2319.
- Bezerra, M. O., Medeiros, C., Krelling, A. P. M., Rosário, R. P., & Rollnic, M. (2011). **Physical oceanographic behavior at the Guama/Acara-Moju and the Paracauari river mouths, Amazon Coast (Brazil).** *Journal of Coastal Research*, (64), 1448.
- Blumberg, A. F., & Mellor, G. L. (1987). **A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model.** *Three-dimensional coastal ocean models*, 4, 1-16.
- Booij, N. R. R. C., Ris, R. C., & Holthuijsen, L. H. (1999). **A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation.** *Journal of geophysical research: Oceans*, 104(C4), 7649-7666.

Boyer, T.P., J. I. Antonov, O. K. Baranova, C. Coleman, H. E. Garcia, A. Grodsky, D. R. Johnson, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, T.D. O'Brien, C.R. Paver, J.R. Reagan, D. Seidov, I. V. Smolyar, and M. M. Zweng, 2013: **World Ocean Database 2013**, NOAA Atlas NESDIS 72, S. Levitus, Ed., A. Mishonov, Technical Ed., Silver Spring, MD, 209 pp., <http://doi.org/10.7289/V5NZ85MT>

Brandt, P., Rubino, A., & Fischer, J. (2002). **Large-amplitude internal solitary waves in the North Equatorial Countercurrent**. *Journal of Physical Oceanography*, 32(5), 1567-1573.

Burchard, H., & Baumert, H. (1998). **The formation of estuarine turbidity maxima due to density effects in the salt wedge. A hydrodynamic process study**. *Journal of Physical Oceanography*, 28(2), 309-321.

Buijsman, M. C., Ansong, J. K., Arbic, B. K., Richman, J. G., Shriver, J. F., Timko, P. G., ... & Zhao, Z. (2016). **Impact of parameterized internal wave drag on the semidiurnal energy balance in a global ocean circulation model**. *Journal of Physical Oceanography*, 46(5), 1399-1419.

Cacchione, D. A., & Southard, J. B. (1974). **Incipient sediment movement by shoaling internal gravity waves**. *Journal of Geophysical Research*, 79(15), 2237-2242.

Cacchione, D. A., Pratson, L. F., & Ogston, A. S. (2002). **The shaping of continental slopes by internal tides**. *Science*, 296(5568), 724-727.

Chelton, D. B., Schlax, M. G., & Samelson, R. M. (2011). **Global observations of nonlinear mesoscale eddies**. *Progress in Oceanography*, 91(2), 167-216.

Chen, C., Beardsley, R. C., & Cowles, G. (2006). **An unstructured grid, finite-volume coastal ocean model (FVCOM) system**. *OCEANOGRAPHY-WASHINGTON DC-OCEANOGRAPHY SOCIETY-*, 19(1), 78.

Crespo, L. R., Keenlyside, N., & Koseki, S. (2019). **The role of sea surface temperature in the atmospheric seasonal cycle of the equatorial Atlantic**. *Climate Dynamics*, 52(9-10), 5927-5946.

Collette, B. B., & Rützler, K. (1977). **Reef fishes over sponge bottoms off the mouth of the Amazon River**. In *Proceedings, Third International Coral Reef Symposium*, Miami, Florida: University of Miami.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... & Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597.

Deltares (2014). Manual, Delft3D-FLOW. **Delft3D-3D/2D modelling suite for integral water solutions-hydro-morphodynamics**. Deltares, Delft. Version 3 (2014): 34158.

Deltares (2020). Manual, Delft3D-FLOW. **D-Flow flexible mesh**. Deltares, Delft. Version 0.9.1 (2020): 68234.

DeMaster, D. J., Kuehl, S. A., & Nittrouer, C. A. (1986). **Effects of suspended sediments on geochemical processes near the mouth of the Amazon River: examination of biological silica uptake and the fate of particle-reactive elements**. *Continental Shelf Research*, 6(1-2), 107-125.

Diretoria de Hidrografia e Navegação – DHN (2017). www.marinha.mil.br/dhn

Dias, F. G. (2013). **Internal solitary waves in the Brazilian SE continental shelf: Observations by synthetic aperture radar**. *International Journal of Oceanography*, 2013.

Ferreira, A.G., Mello, N.G.S. (2005). **Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região**, *Revista Brasileira de Climatologia*, Vol.1 (N1):15-28.

Santos-Ferreira, A. M., Da Silva, J. C., & Magalhães, J. M. (2018). **SAR mode altimetry observations of internal solitary waves in the tropical ocean Part 1: Case studies**. *Remote Sensing*, 10(4), 644.

Santos-Ferreira, A. M., Da Silva, J. C., & Srokosz, M. (2019). **SAR-Mode altimetry observations of internal solitary waves in the tropical ocean part 2: a method of detection**. *Remote Sensing*, 11(11), 1339.

Fundação de estudos do mar – FEMAR (2017). www.fundacaofemar.org.br

Fernandes, R. D., Vinzon, S. B., & de Oliveira, F. A. (2007). **Navigation at the Amazon River Mouth: sand bank migration and depth surveying**. In *Ports 2007: 30 Years of Sharing Ideas: 1977-2007* (pp. 1-10).

Fernandes, R. D. (2010) Formação e evolução dos bancos de areia da foz do Amazonas. Tese (Doutorado). COPPE/UFRJ. Rio de Janeiro.

Fernandes, R. D., Vinzon, S. B., Wang, Z. B., & de Vriend, H. (2018). Bank migration at the Amazon mouth. *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics. RCEM 2009, Two Volume Set*, 391.

Figueiredo A. G., L. A. P. Gamboa, M. Gorini e E. Costa Alves (1972). **Natureza da sedimentação atual do Rio Amazonas--testemunhos e geomorfologia submarina, (canyon) Amazonas testemunhos submarinos**. Congresso Brasileiro de Geologia (26th), 2, 51-56.

Figueiredo Jr, A., & Grossmann, G. S. (2001, October). **Amazon shelf break carbonate reefs**. In *7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society* (pp. cp-217). European Association of Geoscientists & Engineers.

Figueiredo, J. J. J. P., Hoorn, C., Van der Ven, P., & Soares, E. (2009). **Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin**. *Geology*, 37(7), 619-622.

Flood, R. D., & Piper, D. J. (1997). **Amazon Fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations**. In PROCEEDINGS-OCEAN DRILLING PROGRAM SCIENTIFIC RESULTS (pp. 653-675). NATIONAL SCIENCE FOUNDATION.

Fonseca, C. A., Goni, G. J., Johns, W. E., & Campos, E. J. (2004). **Investigation of the north Brazil current retroflexion and north equatorial countercurrent variability**. *Geophysical Research Letters*, 31(21).

Fontes, R. F. C., Castro, B. M., & Beardsley, R. C. (2008). **Numerical study of circulation on the inner Amazon Shelf**. *Ocean Dynamics*, 58(3-4), 187-198.

Gabioux, M. G., da Costa, V. S., de Souza, J. M. A. C., de Oliveira, B. F., & de Moraes Paiva, A. (2013). **Modeling the South Atlantic Ocean from medium to high-resolution**. *Brazilian Journal of Geophysics*, 31(2), 229-242.

Gallo, M. N., & Vinzon, S. B. (2005). **Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary**. *Ocean Dynamics*, 55(5-6), 441-448.

Garrett, C., & Munk, W. (1979). **Internal waves in the ocean**. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 11(1), 339-369.

Garzoli, S. L., Ffield, A., Johns, W. E., & Yao, Q. (2004). **North Brazil Current retroflexion and transports**. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C1).

Gatto, V. M., van Prooijen, B. C., & Wang, Z. B. (2017). **Net sediment transport in tidal basins: quantifying the tidal barotropic mechanisms in a unified framework**. *Ocean Dynamics*, 67(11), 1385-1406.

General Bathymetric Chart of the Oceans - GEBCO (2017). www.gebco.net

Geyer, W. R. (1993). **The importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum**. *Estuaries and Coasts*, 16(1), 113-125.

Geyer, W. R., & Beardsley, R. C. (1995). **Introduction to special section on physical oceanography of the Amazon shelf**. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C2), 2281-2282.

MacCready, P., & Geyer, W. R. (2010). **Advances in Estuarine Physics**. *Annual Review of Marine Science*, 2(1), 35–58. doi:10.1146/annurev-marine-120308-081015

Geyer, W. R. & MacCready, P. (2014). **The estuarine circulation**. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 46.

- Geyer, W. R., Beardsley, R. C., Lentz, S. J., Candela, J., Limeburner, R., Johns, W. E., ... & Soares, I. D. (1996). **Physical oceanography of the Amazon shelf**. *Continental Shelf Research*, 16(5-6), 575-616.
- Geyer, W. R., & Kineke, G. C. (1995). **Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone**. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C2), 2321-2339.
- Geyer, W. R., & MacCready, P. (2009). **Advances in estuarine physics**.
- Geyer, W. R., & MacCready, P. (2014). **The estuarine circulation**. *Annual review of fluid mechanics*, 46, 175-197.
- Gibbs, R. J. (1976). **Amazon River sediment transport in the Atlantic Ocean**. *Geology*, 4(1), 45-48.
- Gibbs, R. J. (1967). **Amazon River: Environmental factors that control its dissolved and suspended load**. *Science*, 156(3783), 1734-1737.
- Goni, G. J., & Johns, W. E. (2001). **A census of North Brazil Current rings observed from TOPEX/POSEIDON altimetry: 1992–1998**. *Geophysical Research Letters*, 28(1), 1-4.
- He, Y., Gao, Z., Luo, J., Luo, S., & Liu, X. (2008). **Characteristics of internal-wave and internal-tide deposits and their hydrocarbon potential**. *Petroleum Science*, 5(1), 37-44.
- He, Y. B., Luo, J. X., Li, X. D., Gao, Z. Z., & Wen, Z. (2011). **Evidence of internal-wave and internal-tide deposits in the Middle Ordovician Xujiacun Formation of the Xiangshan Group, Ningxia, China**. *Geo-Marine Letters*, 31(5-6), 509-523.
- Heathershaw, A. D. (1985). **Some observations of internal wave current fluctuations at the shelf-edge and their implications for sediment transport**. *Continental Shelf Research*, 4(4), 485-493.
- Heathershaw, A. D., New, A. L., & Edwards, P. D. (1987). **Internal tides and sediment transport at the shelf break in the Celtic Sea**. *Continental Shelf Research*, 7(5), 485-517.
- Hegel, G. (1807). **Fenomenologia do espírito**: prefácio, introdução, capítulos 1 e 2. Tradução de Henrique Cláudio de Lima Vaz. In: GWF Hegel. *Obras escolhidas*. São Paulo: Nova Cultural (Os Pensadores), 291-372.
- Held, P., Schrottko, K., & Bartholomä, A. (2013). **Generation and evolution of high-frequency internal waves in the Ems estuary, Germany**. *Journal of sea research*, 78, 25-35.
- Holligan, P. M., Pingree, R. D., & Mardell, G. T. (1985). **Oceanic solitons, nutrient pulses and phytoplankton growth**. *Nature*, 314(6009), 348-350.
- Holloway, P. E. (1985). **A comparison of semidiurnal internal tides from different bathymetric locations on the Australia North West Shelf**. *Journal of physical oceanography*, 15(3), 240-251.
- Hoorn, C., Bogotá-A, G. R., Romero-Baez, M., Lammertsma, E. I., Flantua, S. G., Dantas, E. L., ... & Chemale Jr, F. (2017). **The Amazon at sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin**. *Global and Planetary Change*, 153, 51-65.
- Huang, H., Imran, J., Pirmez, C., Zhang, Q., & Chen, G. (2009). **The critical densimetric Froude number of subaqueous gravity currents can be non-unity or non-existent**. *Journal of Sedimentary Research*, 79(7), 479-485.
- Ivanov, V. A., Ivanov, L. I., & Lisichenok, A. D. (1990). **Redistribution of energy of the internal tidal wave in the North Equatorial Countercurrent region**. *Soviet journal of physical oceanography*, 1(5), 383-386.
- Jackson, C. R., & Apel, J. (2004). **An atlas of internal solitary-like waves and their properties**. *Contract*, 14(03-C), 0176.
- Jackson, C. R., & Apel, J. R. (2004). **Synthetic aperture radar**: marine user's manual.
- Jay, D. A., & Musiak, J. D. (1994). **Particle trapping in estuarine tidal flows**. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C10), 20445-20461.

- Johns, W. E., Lee, T. N., Beardsley, R. C., Candela, J., Limeburner, R., & Castro, B. (1998). **Annual cycle and variability of the North Brazil Current**. *Journal of Physical Oceanography*, 28(1), 103-128.
- Kamphuis, J. W. (2013). **Uncertainty, Research, Science and Engineering in Coastal Dynamics**. In Proc. 7th Int. Conf. on Coastal Dynamics (pp. 927-936).
- Kashiwagi, H., & Sakata, M. (1978). **A simple method for generating a pseudo-Gaussian signal using a weighted m-sequence**. *IFAC Proceedings Volumes*, 11(1), 627-633.
- Kineke, G. C., & Sternberg, R. W. (1995). **Distribution of fluid muds on the Amazon continental shelf**. *Marine Geology*, 125(3-4), 193-233.
- Kineke, G. C., Sternberg, R. W., Trowbridge, J. H., & Geyer, W. R. (1996). **Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf**. *Continental shelf research*, 16(5-6), 667-696.
- Kuehl, S. A., Nittrouer, C. A., & DeMaster, D. J. (1982). **Modern sediment accumulation and strata formation on the Amazon continental shelf**. *Marine Geology*, 49(3-4), 279-300.
- Kuehl, S. A., Nittrouer, C. A., & DeMaster, D. J. (1986). **Distribution of sedimentary structures in the Amazon subaqueous delta**. *Continental Shelf Research*, 6(1-2), 311-336.
- Kuehl, S. A., DeMaster, D. J., & Nittrouer, C. A. (1986). **Nature of sediment accumulation on the Amazon continental shelf**. *Continental Shelf Research*, 6(1-2), 209-225.
- Kuehl, S. A., Nittrouer, C. A., DeMaster, D. J., & Curtin, T. B. (1984). **An overview of sedimentation on the Amazon continental shelf**. *Geo-marine letters*, 4(3-4), 207-210.
- Kuehl, S. A., Pacioni, T. D., & Rine, J. M. (1995). **Seabed dynamics of the inner Amazon continental shelf: temporal and spatial variability of surficial strata**. *Marine Geology*, 125(3-4), 283-302.
- Kuehl, S. A., Nittrouer, C. A., Allison, M. A., Faria, L. E. C., Dukat, D. A., Jaeger, J. M., ... & Underkoffler, E. C. (1996). **Sediment deposition, accumulation, and seabed dynamics in an energetic fine-grained coastal environment**. *Continental Shelf Research*, 16(5), 787-815.
- Krelling, A.P.M. (2010). **A estrutura vertical dos vórtices da corrente norte do Brasil**. Tese (Doutorado). COPPE/UFRJ. Rio de Janeiro.
- Lentz, S. J. (1995). **Seasonal variations in the horizontal structure of the Amazon Plume inferred from historical hydrographic data**. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C2), 2391-2400.
- Lentz, S. J., & Limeburner, R. (1995). **The Amazon River Plume during AMASSEDS: Spatial characteristics and salinity variability**. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C2), 2355-2375.
- Seng Low, H. (1989). **Effect of sediment density on bed-load transport**. *Journal of Hydraulic Engineering*, 115(1), 124-138.
- MacCready, P., & Geyer, W. R. (2010). **Advances in estuarine physics**. *Annual Review of Marine Science*, 2, 35-58.
- Magalhães, J. M., da Silva, J. C. B., Buijsman, M. C., & Garcia, C. A. E. (2016). **Effect of the North Equatorial Counter Current on the generation and propagation of internal solitary waves off the Amazon shelf (SAR observations)**. *Ocean Science*, 12(1), 243-255.
- Van Maren, D. S., & Winterwerp, J. C. (2013). **The role of flow asymmetry and mud properties on tidal flat sedimentation**. *Continental Shelf Research*, 60, S71-S84.
- Milliman, J. D., Summerhayes, C. P., & Barretto, H. T. (1975). **Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin: a model**. *Geological Society of America Bulletin*, 86(5), 610-614.
- Milliman, J. D., & Barretto, H. T. (1975). **Relict magnesian calcite oolite and subsidence of the Amazon shelf**. *Sedimentology*, 22(1), 137-145.

- Molinas, E. (2014). **Dinâmica da frente salina e residuais de velocidade na plataforma continental interna amazônica**. Dissertação (Mestrado). COPPE/UFRJ. Rio de Janeiro.
- Molinas, E., Vinzon, S. B., Vilela, C. D. P. X., & Gallo, M. N. (2014). **Structure and position of the bottom salinity front in the Amazon Estuary**. *Ocean Dynamics*, 64(11), 1583-1599.
- Molinas, E., Vinzon, S., Vilela, C., & Gallo, M. (2014). **Effect of estuarine circulation on the bottom residual velocities over the Amazon Shelf**. *CEP*, 21945, 970.
- Molinas, E., Vinzon, S., Vilela, C., & Gallo, M. (2015). **Salinity front, divergence of residual velocities and sediment deposition at the Amazon River mouth**. *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*.
- Moura, R. L., Amado-Filho, G. M., Moraes, F. C., Brasileiro, P. S., Salomon, P. S., Mahiques, M. M., ... & Brito, F. P. (2016). **An extensive reef system at the Amazon River mouth**. *Science advances*, 2(4), e1501252.
- Müller, M., Cherniawsky, J. Y., Foreman, M. G. G., & von Storch, J. S. (2012). **Global M2 internal tide and its seasonal variability from high resolution ocean circulation and tide modeling**. *Geophysical Research Letters*, 39(19).
- National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA. (2017). www.noaa.gov
- Nikiema, O., Devenon, J. L., & Baklouti, M. (2007). **Numerical modeling of the Amazon River plume**. *Continental Shelf Research*, 27(7), 873-899.
- Nittrouer, C. A., & Sternberg, R. W. (1981). **The formation of sedimentary strata in an allochthonous shelf environment: the Washington continental shelf**. *Marine Geology*, 42(1-4), 201-232.
- Nittrouer, C. A., & DeMaster, D. J. (1996). **The Amazon shelf setting: tropical, energetic, and influenced by a large river**. *Continental shelf research*, 16(5), 553-573.
- Nittrouer, C. A., Kuehl, S. A., DeMaster, D. J., & Kowsmann, R. O. (1986). **The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation**. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 444-458.
- Nittrouer, C. A., Kuehl, S. A., Sternberg, R. W., Figueiredo, A. G., & Faria, L. E. (1995). **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., Kuehl, S. A., Figueiredo, A. G., Allison, M. A., Sommerfield, C. K., Rine, J. M., ... & Silveira, O. M. (1996). **The geological record preserved by Amazon shelf sedimentation**. *Continental Shelf Research*, 16(5), 817-841.
- Nittrouer, C. A., DeMaster, D. J., Kuehl, S. A., Figueiredo Jr, A. G., Sternberg, R. W., Faria, L. E. C., ... & Souza Filho, P. W. (2020). **Amazon Sediment Transport and Accumulation Along the Continuum of Mixed Fluvial and Marine Processes**. *Annual Review of Marine Science*.
- Noble, M. A., & Xu, J. P. (2003). **Observations of large-amplitude cross-shore internal bores near the shelf break, Santa Monica Bay, CA**. *Marine environmental research*, 56(1-2), 127-149.
- Nunes Vaz, R. A., & Lennon, C. W. (1991). **Modulation of estuarine stratification and mass transport at tidal frequencies**. *Progress in Tidal Hydrodynamics*, 502-520.
- Oliveira, M. F. (2009). **Vórtices da Corrente Norte do Brasil: Estruturas de Velocidade e Massas de Água**. Monografia (Graduação). Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. São Paulo.
- Paiva, M. P. (1965). **Dinâmica da pesca de lagostas no Ceará**. www.repositorio.ufc.br
- Paiva, M. P. (1966). **Estudo sobre a pesca de lagostas no Ceará, durante o ano de 1965**. *Arquivos de Ciências do Mar*, 6(2).
- Paiva, M. P. (1967). **Algunos problemas de la industria langostera en el Brasil**. www.repositorio.ufc.br

- Palmer, M. R., Rippeth, T. P., & Simpson, J. H. (2008). **An investigation of internal mixing in a seasonally stratified shelf sea.** *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C12).
- Partheniades, E. (1965). **Erosion and deposition of cohesive soils.** *Journal of the Hydraulics Division*, 91(1), 105-139.
- Philander, S. G. H., & Pacanowski, R. C. (1986). **A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean.** *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 91(C12), 14192-14206.
- Platzek, F. W., Stelling, G. S., Jankowski, J. A., & Pietrzak, J. D. (2014). **Accurate vertical profiles of turbulent flow in z-layer models.** *Water resources research*, 50(3), 2191-2211.
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P., & Bádenas, B. (2012). **Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record.** *Earth-Science Reviews*, 111(1), 56-81.
- Prost, M. T. R. D. C., Miranda, F. P. D., Sales, M. E. C., Borges, H. V., Costa, F. R. D., Almeida, E. F. D., ... & da Rocha, W. (2009). **Environmental sensitivity index (ESI) mapping of oil spill in the amazon coastal zone: the PIATAM Mar project.** *Revista Brasileira de Geofísica*, 27, 07-22.
- Rhode, R.A. (2005). **Global Warming Art Project.** www.globalwarmingart.com
- Ribbe, J., & Holloway, P. E. (2001). **A model of suspended sediment transport by internal tides.** *Continental Shelf Research*, 21(4), 395-422.
- Richardson, P. L., & Walsh, D. (1986). **Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts.** *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 91(C9), 10537-10550.
- Richards, C., Bourgault, D., Galbraith, P. S., Hay, A., & Kelley, D. E. (2013). **Measurements of shoaling internal waves and turbulence in an estuary.** *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(1), 273-286.
- Richey, J. E., Nobre, C., & Deser, C. (1989). **Amazon River discharge and climate variability: 1903-1985.** *Science*, 246(4926), 101.
- Ris, R. C., Holthuijsen, L. H., & Booij, N. (1999). **A third-generation wave model for coastal regions: 2. Verification.** *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4), 7667-7681.
- Robinson, I. S. (2010). **Discovering the Ocean from Space: The unique applications of satellite oceanography.** Springer Science & Business Media.
- Seng Low, H. (1989). **Effect of sediment density on bed-load transport.** *Journal of Hydraulic Engineering*, 115(1), 124-138.
- Servain, J., Wainer, I., McCreary, J. P., Dessier, A. (1999). **Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the tropical Atlantic,** *geophysical research letters*, v. 26 (4), 485-488.
- Servain, J., Wainer, I., Ayina, H. L., Roquet, H. (2000). **The relationship between the simulated climatic variability modes of the tropical Atlantic,** *International Journal Of Climatology*, v. 20, 939-953.
- Sheng, J., Tang, L., Ji, X., & Liu, D. (2010). **An examination of seasonal mean circulation and salinity distributions in the Pearl River Estuary of China using a nested-grid coastal ocean circulation model.** In *Estuarine and Coastal Modeling* (2009) (pp. 108-127).
- Shi, Z. (1998). **Acoustic observations of fluid mud and interfacial waves, Hangzhou Bay, China.** *Journal of coastal research*, 1348-1353.
- Silva, K. C. A., Ramos-Porto, M., Viana, G. F. S., & Cintra, I. H. A. (1998). **Informações preliminares sobre os Brachyura (Crustacea: Decapoda) coletados na costa Norte do Brasil durante o Programa REVIZEE.** *Trabalhos Oceanográficos da Universidade Federal de Pernambuco*, 26(1), 85-97.
- Silva, K. C. A., Ramos-Porto, M., Cintra, I. H. A., & Viana, G. F. S. (1999). **Ocorrência de Rochinia umbonata (Stimpson, 1871) na plataforma continental dos Estados do Amapá e Pará/REVIZEE**

- NORTE (Crustacea: Decapoda: Brachyura: Majidae).** *Trabalhos Oceanográficos da Universidade Federal de Pernambuco*, 27(1), 169-173.
- Simpson, J.H.; Sharples, J.; Rippeth, T.P., (1991), **A Prescriptive Model of Stratification Induced by Freshwater Runoff**, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 33, 23-35.
- Simpson, J. H., Brown, J., Matthews, J., & Allen, G. (1990). **Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification.** *Estuaries*, 13(2), 125-132.
- Soares Junior, A. V., Costa, J. B. S., & Hasui, Y. (2008). **Evolução da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Três Fases Distensivas.** *Geociências (São Paulo)*, 27(4), 427-437.
- Sommerfield, C. K., Nittrouer, C. A., & Figueiredo, A. G. (1995). **Stratigraphic evidence of changes in Amazon shelf sedimentation during the late Holocene.** *Marine Geology*, 125(3-4), 351-371.
- Souza, R. F. C. (2002). **Dinâmica populacional de pargo, Lutjanus purpureus Poey, 1875 (Pisces: Lutjanidae) na plataforma norte do Brasil.** UFPA, Centro Agropecuário.
- Souza Filho, P. W. M.; Cunha, E. R. S. P. da; Sales, M. E. da C.; Souza, L. F. M. O.; Costa, F. R. Da (org.). (2005) **Bibliografia da zona costeira Amazônica.** Belém, PA: Museu Paraense Emílio Goeldi: UFPA: Petrobrás
- Sternberg, R. W., Cacchione, D. A., Paulso, B., Kineke, G. C., & Drakez, D. E. (1996). **Observations of sediment transport on the Amazon subaqueous delta.** *Continental Shelf Research*, 16(5-6), 697-715.
- Tritton, D. J. (1988). **Physical fluid dynamics**, Clarendon.
- Uittenbogaard, R. E., Van Kester, J. T. M., & Stelling, G. S. (1992). **Implementation of Three Turbulence Models in TRISULA for Rectangular Horizontal Grids: Including 2DV-testcases.** Delft Hydraulics.
- Urbano, D. F., R. A. F. D. Almeida, & P. Nobre. (2008). **Equatorial Undercurrent and North Equatorial Countercurrent at 38°W: A new perspective from direct velocity data.** *Journal of Geophysical Research*, 113.
- Van Straaten, L. M. J. U., & Kuenen, P. H. (1957). **Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea.** *Geologie en mijnbouw*, 19, 329-354.
- Van de Kreeke, J., & Robaczewska, K. (1993). **Tide-induced residual transport of coarse sediment; application to the Ems estuary.** *Netherlands Journal of Sea Research*, 31(3), 209-220.
- Vilela, C.P.X. (2011). **Influência da hidrodinâmica sobre os processos de acumulação de sedimentos finos no estuário do rio Amazonas.** Tese (Doutorado). COPPE/UF RJ. Rio de Janeiro.
- Vinzon, S., Gallo, M., da Silva, M. S., Fernandes, R. D., & Silva, I. (2007). **Uma caracterização do estuário do Rio Amazonas, de Óbidos à plataforma continental.** In Anais do 11o Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário.
- Vinzon, S. B., Gallo, M. N., & Fernandes, R. D. (2007). **Tidal Asymmetry in Amazon Estuary.** AGUSM, 2007, OS22A-08.
- Vinzon, S. B., & Paiva, A. M. (2002). **Modeling the sediment concentration profiles at the Amazon Shelf.** *Proceedings in Marine Science*, 5, 687-702.
- Vital, H., & Statterger, K. (2000). **Lowermost Amazon River: evidence of late Quaternary sea-level fluctuations in a complex hydrodynamic system.** *Quaternary international*, 72(1), 53-60.
- Vlasenko, V., Stashchuk, N., & Hutter, K. (2005). **Baroclinic tides: theoretical modeling and observational evidence.** Cambridge University Press.
- Watanabe, G. A. O. (2014). **Marés internas semi-diurnas na plataforma continental amazônica** (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Wellerhaus, S. (1981). **Turbidity maximum and mud shoaling in the Weser estuary.** In AGU Spring Meeting Abstracts (Vol. 1, p. 08).

- Wilson, W. D., Johns, W. E., & Garzoli, S. L. (2002). **Velocity structure of North Brazil Current rings**. *Geophysical Research Letters*, 29(8).
- Winterwerp, J. C., De Graaff, R. F., Groeneweg, J., & Luijendijk, A. P. (2007). **Modelling of wave damping at Guyana mud coast**. *Coastal Engineering*, 54(3), 249-261.
- Winterwerp, J. C., Wang, Z. B., van Braeckel, A., van Holland, G., & Kösters, F. (2013). **Man-induced regime shifts in small estuaries—II: a comparison of rivers**. *Ocean Dynamics*, 63(11-12), 1293-1306.
- Winterwerp, J. C. (2013). **On the response of tidal rivers to deepening and narrowing**. Risks for a Regime Shift Towards Hyper-turbid Conditions, 105.
- Wright, L. D., & Friedrichs, C. T. (2006). **Gravity-driven sediment transport on continental shelves: A status report**. *Continental Shelf Research*, 26(17-18), 2092-2107.
- Youbin, H., Zhenzhong, G., Jianming, L., Weifeng, L., Shunshu, L., & Zezhong, W. (1998). **Internal-tide Deposits of the Late Ordovician in Tonglu, Zhejiang** [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1.
- Youbin, H., & Zhenzhong, G. (1999). **The characteristics and recognition of internal-tide and internal-wave deposits**. *Chinese Science Bulletin*, 44(7), 582-589.