



**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL**

KYSSYANNE SAMIHRA SANTOS OLIVEIRA

**INFLUÊNCIA DAS CONDIÇÕES DE VENTO E DO APORTE
FLUVIAL NA DINÂMICA SEDIMENTAR DO TRECHO
CENTRO-NORTE DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO
ESPÍRITO SANTO (PCES)**

ARACRUZ

2018

KYSSYANNE SAMIHRA SANTOS OLIVEIRA

**INFLUÊNCIA DAS CONDIÇÕES DE VENTO E DO
APORTE FLUVIAL NA DINÂMICA SEDIMENTAR DO
TRECHO CENTRO-NORTE DA PLATAFORMA
CONTINENTAL DO ESPÍRITO SANTO (PCES)**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós- Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Oceanografia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Valéria da Silva Quaresma

ARACRUZ

2018



TESE DE DOUTORADO

" INFLUÊNCIA DAS CONDIÇÕES DE VENTO E DO APORTE FLUVIAL NA DINÂMICA SEDIMENTAR DO TRECHO CENTRO-NORTE DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESPÍRITO SANTO (PCES)"

por

Kyssyanne Samihra Santos Oliveira

Profa. Dra. Valéria da Silva Quaresma
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. Renato David Ghisolfi
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. Marcos Nicolás Gallo
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Profa. Dra. Susana Beatriz Vinzon
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Vitória, 02 de abril de 2018

AGRADECIMENTOS

À UFES e ao PPGOAm que proporcionaram a estrutura física ao longo do desenvolvimento desta Tese de Doutorado.

Agradeço à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa durante o período de realização deste doutorado.

Agradeço à FAPES (Fundação de Amparo à Pesquisa e Inovação do Espírito Santo) pela concessão da bolsa durante o período final de realização deste doutorado.

À minha orientadora Valéria da Silva Quaresma por todo o conhecimento ensinado, por acreditar no meu trabalho e por toda a força que me deste nos momentos de fraqueza e dificuldade ao longo do doutorado.

À Banca Examinadora, os Professores Dr. Alex Bastos, Dr. Renato Ghisolfi, Dra. Susana Vinzon e Dr. Marcos Gallo, por toda crítica e sugestão que certamente visam a qualidade e o aperfeiçoamento da Tese.

À Professora Dr. Susana Vinzon, que em 2014 me deu a oportunidade de estagiar no Laboratório de Sedimentos Coesivos/COPPE-UFRJ sob sua supervisão. Agradeço pelo aprendizado adquirido durante àquele momento.

Ao Dr. João Rego e ao Dr. Qinghua YE da Deltares pela ajuda no aprendizado do funcionamento do Sistema de Modelagem DELFT3D.

A todos os professores do PPGOAm, pelo conhecimento, pela confiança e pelos momentos produtivos vividos.

À Mestre, amiga e madrinha Izabel Nogueira, minha eterna gratidão por ter fornecido os dados de ondas para serem utilizados como condição de contorno no modelo.

AOS MEUS AMIGOS DA UFES, DA VIDA E À MINHA FAMÍLIA LABOGEO: OBRIGADA. Obrigada pelos momentos de alegria, de aprendizado, de paciência, de parceria. Minha eterna amizade e gratidão a todos.

E por fim, aos mais importantes: à minha família. Minha base e razão de tudo isto. Por vocês e para vocês, eu dou o melhor de mim.

*"O céu de repente anuviou
E o vento agitou as ondas do mar
E o que o temporal levou
Foi tudo que deu pra guardar
Só Deus sabe o quanto se labutou
Custou mas depois veio a bonança
E agora é hora de agradecer
Pois quando tudo se perdeu
E a sorte desapareceu
Abaixo de Deus só ficou você"*

Essa mensagem é para todas as pessoas que de alguma forma me ajudaram a chegar até aqui. Obrigada.

RESUMO

Na plataforma continental do Espírito Santo, embora haja estudos que apontem a influência tanto das condições de vento como do aporte fluvial na dinâmica sedimentar, o real papel dessas forçantes ainda não é completamente bem compreendido. Esta Tese de Doutorado foi desenvolvida com o objetivo de entender como as condições de vento juntamente com o aporte fluvial determinam as feições sedimentares conhecidas nessa plataforma. Nesse propósito, estudos climatológicos das condições de vento (Capítulo 3) e do aporte hidrosedimentológico da principal fonte fluvial para a plataforma (Capítulo 2) foram analisados juntamente com a mobilidade derivada da ação de ondas sob a atuação dos principais sistemas meteorológicos que atuam sobre a plataforma (Capítulo 4). Para os estudos climatológicos foram utilizados dados de ventos obtidos a partir da nova reanálise do NCEP - *Climate Forecast System Reanalysis*, e dados de vazão e de concentração de sedimento em suspensão extraídos da base de dados do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos. Os aspectos de ondas utilizados no cálculo da mobilidade do sedimento de fundo foram obtidos com o auxílio do Sistema de Modelagem DELFT-3D. Foi encontrado que embora a climatologia (1979-2014) mostre uma dominância espaço-temporal de ventos e ondas associados à Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, no geral as feições sedimentares encontradas na plataforma refletem a grande importância de ventos e ondas derivados da atuação de Sistemas Transientes. Também foi encontrado que a simultaneidade das condições de vento, associados à Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, e dos eventos de elevada descarga do Rio Doce definem os locais de maior deposição do sedimento fluvial. Entretanto, foi determinado que a maior mobilidade das ondas associadas aos Sistemas transientes, bem como, as condições da coluna d'água durante a atuação desses sistemas domina os padrões de longo-termo de transporte e deposição desse sedimento. Uma discussão das implicações ambientais dos achados desta tese mostrou que os mesmos contribuem em estudos que envolvem atividades de dragagem e descarte do material dragado, auxiliando na determinação dos locais com melhor custo-benefício ambiental. Além disso, o conhecimento da variabilidade temporal do Rio Doce permitiu a detecção de condições hidrológicas extremas, o que contribui para um gerenciamento eficaz da Bacia Hidrográfica e da região costeira adjacente. Outra importante contribuição é o melhor entendimento da dispersão do sedimento oriundo do Rio Doce, e

consequentemente dos poluentes aportados pelo sistema fluvial. Desta forma, os resultados aqui apresentados e discutidos mostram-se essenciais para a tomada de decisão por parte dos gestores, uma vez que a área da plataforma centro-norte do Espírito Santo é de grande interesse ambiental e econômico, tanto do ponto de vista de pesca, quanto exploração de óleo e gás, e navegação. A identificação e determinação dos padrões típicos e extremos, e sua contribuição no padrão de dinâmica sedimentar levará os gestores a um conhecimento maior da plataforma em questão, possibilitando resoluções mais eficazes e um monitoramento mais adequado dessas intervenções.

Palavras-chaves: condições típicas de vento; aporte fluvial; mobilidade por ondas; dinâmica sedimentar

ABSTRACT

Although there are studies that indicate the influence of both wind conditions and fluvial supply in the sediment dynamics in the Espírito Santo continental shelf, the real role of these forcings is not yet completely understood. This Thesis was developed in order to understand how the wind conditions along with the fluvial supply determine the known sedimentary features in this shelf. In this purpose, climatological studies of the wind conditions (Chapter 3) and the hydrosedimentological supply of the main fluvial source to the shelf (Chapter 2) were analyzed jointly the wave - driven mobility under the main meteorological systems acting on the shelf (Chapter 4). For the climatological studies, wind data obtained from the new Climate Forecast System Reanalysis were used, as well as streamflow and suspended sediment concentration data from the National System of Information on Water Resources. The wave aspects used to calculate the sediment mobility were obtained with the DELFT-3D Modeling System. It was found that although the climatology (1979-2014) shows a space-temporal dominance of winds and waves associated to the South Atlantic Subtropical High, in general the sedimentary features found in the shelf reflect the huge importance of winds and waves derived from the Transient Systems. It also was found that the simultaneous wind conditions associated to South Atlantic Subtropical High and high discharge events of the Doce River define the locals of the main fluvial sediment deposition. However, the greater mobility of the waves associated to the Transient Systems, as well as the water column conditions during the action of these systems dominate the long-term transport and deposition patterns of this sediment. A discussion of the environmental implications of the findings of this thesis showed that they contribute to studies involving dredging and disposal operations, helping to determine the places with most cost-effective environmental. Moreover, the knowledge of the temporal variability of the Doce River allowed the detection of extreme hydrological conditions, which contributes to an effective management of the watershed and the adjacent coastal region. Another important contribution is the better understanding of the sediment dispersion from the Doce River, and consequently of the pollutants supplied by the fluvial system. In this way, the results presented and discussed here are essential for management decision-making, since the Espírito Santo north-central continental shelf is of great environmental and economic interest from the point of

view of fishing, oil and gas exploration, and navigation. The identification and determination of typical and extreme patterns and their contribution to the patterns of sediment dynamics will lead the managers to a greater knowledge of the shelf in question, allowing for more effective resolutions and a more adequate monitoring of these interventions.

key - words: typical conditions of wind; fluvial supply; wave - driven mobility; sediment dynamics

LISTA DE FIGURA

Figura 2.1: Localização da bacia hidrográfica do Rio Doce na costa sudeste do Brasil.	25
Figura 2.2: Curva-chave vazão/sedimento em suspensão usando dados hidrossedimentológicos da estação Ponte de Colatina para o período de 1990-2012.	32
Figura 2.3: Curva de permanência da vazão diária do Rio Doce 1990-2013 com base nos dados da estação fluviométrica Ponte de Colatina.	33
Figura 2.4: Climatologia mensal da descarga mediana de vazão (a) e de sedimento em suspensão (b) no Rio Doce, entre 1990-2013, baseada na estação fluviométrica Ponte de Colatina.	34
Figura 2.5: Carga de sedimentos em suspensão total anual durante as estações úmida (barra cinza) e seca (barra preta) ao longo dos 24 anos analisados (1990-2013).	35
Figura 2.6: Valores medianos máximos (barras pretas) e mínimos (barras cinzas) de vazão diária do Rio Doce em cada mês de 1990-2013, com base nos dados da estação fluviométrica Ponte de Colatina.	35
Figura 2.7: Climatologia Anual de vazão (a) e de carga sedimento em suspensão total anual (b) do Rio Doce, de 1990-2013, usando dados da estação fluviométrica Ponte de Colatina.	36
Figura 2.8: Precipitação média anual (a), Vazão média anual (b) e Carga de sedimento em suspensão média anual (c) para o período de 1990-2013.	38
Figura 2.9: Curva de anomalia acumulativa para a precipitação anual (a), de vazão (b) e carga de sedimento em suspensão (c) para o período de 1990-2013.	41
Figura 2.10: Vazão média anual 1990-2013 das estações fluviométricas Belo Oriente, Ipanema, Naque Velho, Cachoeira dos óculos e Vila Matias - Montante. ...	44
Figura 2.11: Curvas de anomalias acumulativas de vazão para as estações fluviométricas Belo Oriente, Ipanema, Naque Velho, Cachoeira dos óculos e Vila Matias - Montante para o período 1990-2013.	45
Figura 3.1: Mapa com a localização dos 14 pontos de grade (designados pela letra P) sobre a região oceânica adjacente à costa do Espírito Santo. Pontos P1, P6, P10, P15, P16, P19 e P20 estão localizados sobre a plataforma Continental do Espírito Santo.	60

Figura 3.2: Distribuição conjunta de intensidade e direção dos ventos à 10 metros nos pontos P1 (a), P6 (b), P10 (c), P15 (d) e P19 (e). Para localização dos pontos, ver Figura 3.1.	68
Figura 4.1: Domínio do modelo de ondas SWAN e representação dos contornos abertos oceânicos. Legenda: LTC - Limite Transversal à Costa; BES - Baía do Espírito Santo; PAPM: Foz do Sistema Estuarino dos Rios Piraquê-Açu/Piraquê-Mirim.	83
Figura 4.2: Localização dos 134 Pontos amostrais localizados ao longo do domínio que são utilizados no estudo da mobilidade do sedimento de fundo (pontos azuis), localização dos 3 pontos a partir dos quais foram extraídos do modelo WW3 as condições de contorno (pontos verdes) e localização do ponto de calibração do modelo SWAN (ponto vermelho).....	85
Figura 4.3: Séries temporais modelada (linha tracejada) e observada (linha contínua) para os últimos 15 dias de validação do modelo de ondas.	88
Figura 4.4: Distribuição conjunta de intensidade e direção dos ventos à 10 metros, considerando os pontos P1, P6, P10 e P15. Para localização dos pontos, ver Figura 3.1 - Capítulo 3.....	89
Figura 4.5: Histogramas de ocorrência de H_s , T_p e $D_{irm} = D_m$ ao longo do período de Março de 2013 a Fevereiro de 2014. O eixo y representa o número de ocorrências de cada uma das classes, considerando os 134 pontos utilizados na análise de mobilidade. Número Total de Ocorrências: $11, 73674 \times 10^5$	90
Figura 4.6: Distribuição conjunta de Altura Significativa e Direção média das ondas, considerando os 134 pontos para o período de Março de 2013 a Fevereiro de 2014.	91
Figura 4.7: Distribuição conjunta de Altura Significativa e Direção média das ondas para eventos sob a atuação do ASAS (a) e sob a atuação de ST (b).	93
Figura 4.8: Boxplot da altura significativa (m) para cada uma das condições de mar: CM1 (a), CM3 (b) e CM2 (c).....	94
Figura 4.9: Boxplot do período de pico (s) para cada uma das condições de mar: CM1 (a), CM3 (b) e CM2 (c).....	95
Figura 4.10: Valores de Tensão crítica de ressuspensão em N/m^2 para os 134 pontos considerados na análise de mobilidade.....	96
Figura 4.11: Boxplot da Velocidade orbital de pico (topo) e da tensão de cisalhamento de fundo (base) para cada uma das condições de mar: CM1 (a) e (d);	

CM3 (b) e (e); e CM2 (c) e (f). Os valores em negrito acima de cada um dos boxplots são respectivos aos valores medianos de cada um dos parâmetros, para cada condição de mar.....	98
Figura 4.12: Percentual de mobilidade considerando os 134 pontos, tanto em uma perspectiva anual (Março de 2013 a Fevereiro de 2014): : Anual (a) ;como para cada uma das condições de mar : CM1(b), CM3 (c), e CM2, (d).....	99
Figura 4.13: Variação espacial do percentual de mobilidade do sedimento de fundo para cada uma das condições de mar: CM1 (a), CM3 (b) e CM2 (c).....	101
Figura 4.14: Variação espacial do percentual de mobilidade de acordo com a profundidade, para cada uma das condições de mar, considerando os 134 pontos.	102
Figura 4.15: Variação espacial do percentual de mobilidade de acordo com a profundidade, para cada uma das condições de mar, considerando os pontos caracterizados por sedimentos coesivos (D_{50} menor que $63 \mu\text{m}$).....	103
Figura 4.16: Excesso de Tensão de Cisalhamento de Fundo (N/m^2) para cada uma das condições de mar, considerando os 134 pontos de análise.	104
Figura 4.17: Tensões de cisalhamento de fundo mínima (linha azul), mediana (linha vermelha) e máxima (linha verde) para os 134 pontos considerados no presente estudo e dois valores de τ_{cr} recomendados pela literatura (Winterwerp et al., 1989; Van Rijn, 2016). As As linhas pretas pontilhadas e tracejadas representam, respectivamente, os valores $0,5 \text{ N/m}^2$ e $1,5 \text{ N/m}^2$	110
Figura 5.1: Distribuição conjunta da Intensidade e Direção para os eventos extremos de cheia, no período de 1990-2013.....	117

LISTA DE TABELA

Tabela 2.1: Resultados do teste de tendência de Mann-Kendall para a precipitação média anual, vazão mediana anual, vazão média anual, vazão máxima anual, vazão mínima anual, carga de sedimentos em suspensão (total e média), eventos extremos de cheia (frequência e média) para o período de 1990 - 2013.....	39
Tabela 2.2: Parâmetros estatísticos de vazão (valores em m ³ /s) obtidos a partir da Curva de permanência nos dois períodos: 1990-2001 e 2002-2013. Legenda: EEC - eventos extremos de cheia; EES - eventos extremos de seca.....	42
Tabela 2.3: Coeficiente de Correlação (CC) entre a vazão média anual da estação fluviométrica Ponte de Colatina e a precipitação média anual dos quatorze estações fluviométricas consideradas, para o período de 1990-2013. Os valores em negrito representam os coeficientes de correlação estatisticamente significantes ($p < 0,05$). Legenda: AC - Afonso Claudio; BO - Belo Oriente; CM - Campanário; GV - Governador Valadares; Cor - Coroaci; RP - Rio Piracicaba; AB - Águia Branca; AS - Assari; SM - São Miguel; MP - Morro do Pilar; Ipa - Ipanema; RE - Resplendor; Col - Colatina; VM - Vila Matias; AAP - precipitação média anual.	43
Tabela 3.1: Porcentagem da direção do vento para cada um dos 14 pontos analisados ao longo da CNES, para o período de 01/01/1979 - 20/09/2014. Os pontos sobre a plataforma continental são destacados em negrito.....	63
Tabela 3.3: Distribuição da direção modal do vento ao longo da Plataforma Continental do Espírito Santo (CNES).	65
Tabela 3.4: Período máximo (em dias) de atuação dos ventos de norte, nordeste e leste e de atuação dos ventos de sudeste, sul e sudoeste sobre a CNES.	65
Tabela 3.7: Cenários sinóticos típicos do comportamento predominante do vento para a região 1. Legenda: ASAS - Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, ST - Sistemas Transientes, N - Norte, NE - Nordeste, L - Leste, S- Sul, SE - Sudeste e SW - Sudoeste.	76
Tabela 3.8: Cenários sinóticos típicos do comportamento predominante do vento para a região 2. Legenda: ASAS - Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, ST - Sistemas Transientes, N - Norte, NE - Nordeste, L - Leste, S- Sul, SE - Sudeste e SW - Sudoeste.	76

Tabela 3.9: Cenários sinóticos típicos do comportamento predominante do vento nos dois dias pré-ZCAS, durante os eventos e nos dois dias pós-ZCAS. Ventos N/NE/L estão associados à ação do ASAS e Ventos S/SE/SW estão associados à ação dos ST.....	77
Tabela 4.1: Parâmetros estatísticos para a validação do modelo de ondas para os parâmetros H_s (altura significativa) e T_p (período de pico). O modelo de ondas foi testado para o período de Maio de 2014.....	87

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 : APRESENTAÇÃO DA TESE	18
1. MOTIVAÇÃO	18
2. ESTRUTURAÇÃO DA TESE.....	20
CAPÍTULO 2 : VARIABILIDADE MULTI-TEMPORAL NO APORTE HÍDRICO	22
E SEDIMENTOLÓGICO DO RIO DOCE AO OCEANO ATLANTICO	22
1. INTRODUÇÃO	22
1.1 Configuração Regional.....	24
2. MATERIAIS E MÉTODOS	27
2.1 Métodos	27
2.1.1 Variabilidade interanual	28
2.1.2 Análise de elasticidade da precipitação-vazão e Análise de Correlação	30
2.1.3 Contribuições da bacia do Rio Doce na escala interanual.....	30
3. RESULTADOS	31
3.1 Curva – chave vazão/carga de sedimento em suspensão ajustada.....	31
3.2 Variações diárias e sazonais na vazão e na carga de sedimentos em suspensão	32
3.2 Variações interanuais e Tendências de longo-termo	35
3.2.1 A relação entre a vazão e a precipitação na escala interanual.....	42
4. DISCUSSÃO.....	45
5. CONCLUSÕES.....	51
CAPÍTULO 3 : CENÁRIOS METEOROLÓGICOS TÍPICOS DE VENTO E SUA RELAÇÃO COM A DISTRIBUIÇÃO SEDIMENTAR NA PLATAFORMA CONTINENTAL CENTRO-NORTE DO ESPÍRITO SANTO	53
1. INTRODUÇÃO.....	53

2. SISTEMAS METEOROLÓGICOS	55
2.1 Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul - ASAS.....	55
2.2 Sistemas Transientes	56
2.3 Zona de Convergência do Atlântico Sul	57
3. MATERIAIS E MÉTODOS	58
3.1 Métodos	60
4. RESULTADOS	62
4.1 Aspectos Direcionais	62
4.2 Períodos Típicos: ASAS e ST	65
4.3 Distribuição Conjunta: Direção x Intensidade.....	67
4.4 Comportamento do vento sob a atuação da ZCAS.....	69
5. DISCUSSÃO.....	71
5.1 Aspectos gerais do vento sobre a CNES.....	72
5.2 Relações entre as condições sinóticas típicas de vento e a distribuição de sedimentos.....	73
5.3 Cenários Sinóticos Típicos	75
6. CONCLUSÕES.....	77
 CAPÍTULO 4 : MOBILIDADE POR ONDAS SUPERFICIAS DE GRAVIDADE NA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESPÍRITO SANTO: ANTICICLONE SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL <i>VERSUS</i> SISTEMAS TRANSIENTES	 79
1. INTRODUÇÃO.....	79
1.1 Área de estudo	80
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	81
2.1 Descrição do Modelo	81
2.2 Domínio, Grade do modelo e Batimetria.....	82

2.3	Implementação do Modelo de Ondas.....	83
2.4	Mobilidade do sedimento de fundo.....	85
3.	RESULTADOS	87
3.1	Validação do modelo de ondas	87
3.2	Caracterização Geral: Campos de Vento e Ondas entre Mar/2013 a Fev/2014.....	88
3.3	Condições típicas de Mar sob a atuação do ASAS e dos ST.....	91
3.4	Tensão crítica de ressuspensão.....	95
3.5	Tensão de Cisalhamento de Fundo e Mobilidade do Sedimento de Fundo.....	97
4.	DISCUSSÃO.....	104
4.1	Condições de mar.....	104
4.2	Mobilidade do sedimento de fundo e Implicações Geológicas	105
4.3	Outras forçantes que atuam na mobilidade do sedimento de fundo .	111
5.	CONCLUSÃO	111
	CAPÍTULO 5 : CONCLUSÕES.....	113
5.1	Estudos futuros	121
6.	REFERÊNCIAS	122
	APÊNDICE 1 - SETUP DO MODELO.....	142

CAPÍTULO 1 : APRESENTAÇÃO DA TESE

1. MOTIVAÇÃO

A dinâmica sedimentar em diversas plataformas continentais resulta do balanço entre o aporte de sedimentos por rios e o seu transporte pela interação de diferentes mecanismos físicos (Nittrouer e Wright, 1994). Ao longo das últimas décadas, estudos observacionais e de modelagem têm encontrado que correntes de maré, ondas superficiais de gravidade e correntes derivadas da ação do vento são os mecanismos majoritariamente responsáveis pelos processos de transporte de sedimento em plataformas continentais (Drake e Cacchione, 1985; Jimenez, 1999; Harris e Wiberg, 2002; Fain et al., 2007; Burrin et al., 2008; Warner et al., 2008; Wright, 2012; Griffol et al., 2014; Dalyander e Butman, 2015). Ademais, dentre os mecanismos *op. cit.*, são muitos os estudos que mostram que o transporte e o local final de deposição do sedimento são controlados fortemente por eventos episódicos, como o aporte de sedimento durante eventos extremos fluviais, e ondas e correntes associadas à passagem de sistemas transientes (Jaffe et al., 1997; Ogston e Stenberg et al., 1999; Wiberg et al., 2002; Vitorino et al., 2002; Ulses et al., 2008; Bever et al., 2011; Grifoll et al., 2013; Joshi et al., 2017a). Desta forma, os estudos têm mostrado que para se entender a dinâmica sedimentar em plataformas continentais é necessário investigar o comportamento de longo termo das forçantes que atuam neste ambiente.

Na costa leste brasileira está localizada a plataforma continental do Espírito Santo (PCES), na qual tem sido observada a presença de sedimentos carbonáticos e terrígenos ocorrendo latitudinalmente ao longo da plataforma (Bastos et al., 2015; Quaresma et al., 2015; Silva, 2017). Nessa plataforma, Bastos et al. (2015) encontraram a morfologia e a distribuição de sedimento na região da plataforma adjacente à foz do Rio Doce fortemente influenciadas pelo aporte de sedimento desse rio. Por outro lado, na porção da plataforma ao sul da influência do Rio Doce, os autores encontraram a morfologia e a distribuição de sedimento refletindo o baixo aporte de sedimento fluvial, sendo majoritariamente caracterizada por sedimentos carbonáticos.

Em relação às forçantes físicas que atuam na plataforma, o papel das mesmas na dinâmica sedimentar ainda é insuficientemente entendido. No geral, são pouco

conhecidos o comportamento das forçantes que atuam sobre a plataforma e a relação deste comportamento com a distribuição sedimentar. Até o momento foram realizados estudos sobre o comportamento das ondas (Piumbini, 2009; Nogueira et al., 2015), sobre o comportamento da maré astronômica (Chacaltana et al., 2016) e sobre processos de *upwelling* (Mazzini et al., 2013; Aguiar et al., 2014; Palóczy et al., 2016) observados na plataforma. A respeito da relação do comportamento desses mecanismos com a distribuição sedimentar já encontrada, os estudos são ainda mais escassos. Até o momento, Moscon e Bastos (2010) encontraram formas de fundo derivadas da ação de ondas de tempestades na porção sul da plataforma, enquanto os estudos de Albino e Suguio (2010), Quaresma et al. (2015) e Silva (2017) discutiram a influência de eventos de tempestade na dispersão do sedimento oriundo do Rio Doce.

Neste contexto, esta Tese de Doutorado foi desenvolvida com o objetivo de contribuir para o entendimento da dinâmica sedimentar da PCES. Neste estudo pretende-se conhecer o comportamento de longo-termo de diferentes forçantes que atuam na PCES e entender como o comportamento dessas forçantes influencia na dinâmica sedimentar e determina a distribuição do sedimento superficial conhecida. As forçantes aqui estudadas são as condições típicas de vento, o aporte hidrossedimentológico do Rio Doce e a influência das ondas na mobilidade e no transporte de sedimento na PCES.

É importante destacar que outros mecanismos também possuem influência na dinâmica sedimentar em ambientes de plataforma continental, como por exemplo, a morfologia e a topografia do fundo marinho, as correntes de maré, a presença de estratificação na coluna d'água e outros (Geyer et al., 2004; Sommerfield, et al., 2007; López et al., 2017).

A fim de colaborar para o preenchimento das lacunas de conhecimento existentes, três questões chaves foram estabelecidas sobre os mecanismos físicos que atuam sobre a plataforma continental, e como estes mecanismos controlam a distribuição sedimentar conhecida:

- Como as condições típicas de vento associadas aos principais Sistemas Meteorológicos que atuam sobre a plataforma continental do Espírito Santo estão relacionadas com a distribuição sedimentar conhecida?
- Como o cenário meteorológico de escala-sinótica, juntamente com a variabilidade temporal do aporte fluvial do Rio Doce, influencia nos locais preferenciais de

deposição de sedimento na plataforma?

- Quem são os sistemas meteorológicos que determinam os maiores percentuais de mobilidade de sedimento na plataforma?

Esta tese está organizada em cinco capítulos, sendo: um capítulo de apresentação geral da tese (Capítulo 1); três capítulos que foram desenvolvidos para responder as questões chaves estabelecidas (Capítulos 2, 3 e 4); e finalmente um capítulo final que integra todo o conhecimento adquirido ao longo da tese, bem como os desafios futuros (Capítulo 5).

Os três capítulos desenvolvidos para responder as questões chaves estabelecidas foram estruturados com a seguinte organização: Introdução, Materiais e Métodos, Resultados, Discussão e Conclusão. Os aspectos pertinentes da área de estudo necessários para o desenvolvimento de cada capítulo foram inseridos nos mesmos. As referências citadas ao longo de toda a tese são apresentadas após o Capítulo 5.

2. ESTRUTURAÇÃO DA TESE

A tese foi construída com a seguinte estrutura:

Capítulo 1: Introdução, apresentação das questões chaves e da estrutura da tese.

Capítulo 2: Este capítulo apresenta uma investigação sobre a variabilidade temporal do aporte hídrico e sedimentológico do Rio Doce. Cabe ressaltar que este capítulo já resultou em um artigo científico publicado na revista *Journal of South American Earth Sciences* (v. 78, p. 101-115) sob o título: "Temporal variability in the suspended sediment load and streamflow of the Doce River".

Capítulo 3: Este capítulo apresenta uma caracterização das condições predominantes de direção e velocidade do vento sobre a região marinha adjacente à costa do Espírito Santo, bem como a construção de cenários típicos de vento para esta região sob a ação dos principais sistemas meteorológicos que atuam na região. Além disso, foram discutidas como essas condições típicas de vento estão associadas à distribuição sedimentar da plataforma continental do Espírito Santo mapeada em estudos anteriores. Cabe ressaltar que parte dos resultados desse capítulo já resultou em um artigo científico publicado na *Revista Brasileira de Climatologia* (v. 22, p. 501-523) sob o título de "Condições Típicas de Vento sobre a Região Marinha Adjacente à Costa do Espírito Santo".

Capítulo 4: Neste capítulo é investigada a influência da ação das ondas sobre a mobilidade de sedimento de fundo, considerando a atuação dos principais sistemas meteorológicos que atuam sobre a plataforma continental do Espírito Santo. São investigadas quais as condições de onda que derivam os maiores percentuais de mobilidade na plataforma.

Capítulo 5 - Conclusão - Análise Integrada: Apresenta uma análise integrada dos resultados obtidos ao longo do desenvolvimento da tese, levando a elaboração de cenário conclusivo sobre a dinâmica sedimentar da PCES, sob influência das situações investigadas.

CAPÍTULO 2 : VARIABILIDADE MULTI-TEMPORAL NO APORTE HÍDRICO E SEDIMENTOLÓGICO DO RIO DOCE AO OCEANO ATLANTICO

1. INTRODUÇÃO

Estudos fluviais e costeiros em dinâmica sedimentar de plataformas continentais têm mostrado que o transporte de sedimentos em suspensão em rios é a principal fonte de sedimentos para o ambiente costeiro (Chakrapani, 2005), representando em muitos casos mais de 90% do material aportado (Ward e Trimble, 1995). Sedimentos em suspensão são tipicamente associados às cargas de matéria orgânica e a nutrientes, e, portanto, alterações no aporte podem alterar significativamente a biogeoquímica e afetar a qualidade da água em zonas costeiras (Tzoraki et al., 2007).

Registros de longo prazo de vazão e de carga de sedimentos em suspensão fornecem informações importantes que podem ser usadas para detectar alterações temporais e espaciais neste aporte (Kao et al., 2005). Uma melhor compreensão de tais mudanças é necessária para a avaliação da transferência global continente-oceano de sedimentos no contexto das mudanças climáticas (Walling e Fang, 2003). Nas últimas décadas, mudanças na vazão e na carga de sedimentos em suspensão ao redor do mundo têm sido cada vez mais atribuídas à atividade humana (mudança no uso da terra, captação de água, represamento, mineração de areia, etc.) e à variabilidade climática (Walling et al., 2006; Wu et al., 2012; Zhang et al., 2015). Todos esses fatores combinados podem levar a um aumento da frequência e magnitude de eventos de inundação, modificando como a precipitação é armazenada e conseqüentemente como a água da chuva escoia sobre o solo até os canais fluviais (Zhang et al., 2015).

É bem estabelecido que o conhecimento da variabilidade do aporte de sedimento de um rio em múltiplas escalas é crucial para o entendimento da evolução recente do ambiente costeiro adjacente (Yang et al., 2002). Além disso, para Morehead et al. (2003), o entendimento avançado da variabilidade temporal permite o aprimoramento de estudos de estratigrafia de sequências, contribuindo desta forma para estudos de reconstruções paleoclimáticas. Para ambientes flúvio-deltaicos, alterações nos fluxos fluviais a partir de origens antropogênicas e naturais podem alterar o balanço de sedimento e, portanto, a morfologia do delta e da porção costeira adjacente (Gelfenbaum et al., 2015; Rovira et al., 2015). Estudos de longo-

termo de vazão e de carga de sedimentos em suspensão também podem contribuir significativamente para a gestão de bacias hidrográficas. Isso ocorre porque esses registros fornecem suporte para programas de mitigação de eventos extremos, estudos de ajustamento do canal do rio (Zhao et al., 2014; Gao et al., 2015), e projetos de engenharia (Owens, 2005). Restrepo et al. (2012) observaram que a falta de conhecimento da variabilidade de longo-termo do aporte do Rio Magdalena, na costa norte da Colômbia, tem dificultado a implementação de planos de gestão de recursos hídricos.

O Rio Doce é uma importante fonte de sedimentos na costa leste da América do Sul (Souza e Knoppers, 2003) desde que sua carga de sedimento em suspensão (148 toneladas/km².ano) é consideravelmente maior que a de outros rios (Rio Parnaíba, Rio Paraíba do Sul, Rio Paraná e Rio Uruguai) que deságuam no Oceano Atlântico (Lima et al., 2005). Além de sua relevância ambiental, a bacia do Rio Doce tem um papel econômico importante para os habitantes da região sudeste do Brasil. Além de abrigar o maior complexo de minério da América Latina, a bacia do Rio Doce, também é usada para atividades, tais como a extração mineral, a irrigação agrícola, e a captação de água para outras atividades industriais e para o consumo humano. Estas atividades têm resultado em inúmeros impactos ambientais ao longo do Rio Doce, incluindo o desmatamento, enchentes, assoreamento, erosão e poluição dos canais dos rios e do solo. Em novembro de 2015, o Rio Doce foi o principal corpo de água afetado pelo pior desastre ambiental da história do Brasil (IBAMA, 2015). De acordo com o Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, 34 milhões de metros cúbicos de lama e resíduos de minério poluíram o Rio Doce, após o rompimento de uma barragem de rejeitos no estado brasileiro de Minas Gerais. O rompimento da barragem de Fundão causou a destruição de 1.469 hectares de terra ao longo 77 km de vias navegáveis e na zona costeira adjacente à foz do rio.

Apesar da importância econômica e ambiental do Rio Doce, poucos estudos têm sido realizados sobre os aportes hídrico e de sedimentos em suspensão (Lima et al., 2005; Coelho, 2006), ou sobre sua variabilidade temporal. Entre esses poucos estudos, Coelho (2006) identificou uma diminuição significativa na vazão do Rio Doce, usando 67 anos de dados (1938-2005) suplementados com trabalho de campo. Coelho (2006) concluiu que esta diminuição deveu-se a uma série de intervenções ao longo do rio, com destaque para o desmatamento, práticas de

monocultura, e a construção de reservatórios. A falta de conhecimento sobre a variabilidade temporal do aporte do Rio Doce tem impedido a implantação de planos eficazes para a gestão da bacia, orientados para prevenir ou mitigar os efeitos adversos dos eventos extremos hidrológicos. Além disso, processos de transporte e deposição de sedimento observados na plataforma continental adjacente à sua foz (Albino e Suguio, 2010; Bastos et al., 2015; Quaresma et al., 2015), não tem sido ainda totalmente compreendidos devido à falta de conhecimento sobre o comportamento a longo prazo do aporte do Rio Doce. Este estudo produziu uma estimativa atualizada da vazão do Rio Doce e a primeira estimativa do aporte de sedimento em suspensão para o Oceano Atlântico de 1990 a 2013. A variabilidade temporal do aporte, bem como suas causas é examinada nas escalas diária, sazonal e interanual.

Este capítulo está organizado da seguinte forma: seção 1.1: Configuração Regional, onde é apresentada a área de estudo; seção 2: que explica os dados e a metodologia utilizados; seção 3: Resultados; seção 4: Discussão e seção 5: Conclusões.

1.1 Configuração Regional

A bacia do Rio Doce está localizada no sudeste do Brasil entre os estados de MG e ES (Figura 2.1). Originário na Serra da Mantiqueira, ele flui para leste, por 853 km até a foz em Linhares, no Espírito Santo. Com uma área de 83.400 km², a bacia do Rio Doce está localizada numa região muito populosa, com cerca de 3,2 milhões de habitantes (CPRM, 2015). As cabeceiras dos afluentes do Rio Doce estão em altitudes acima de 1000 m. Ao longo de seu curso, principalmente à jusante da cidade de São José do Goiabal, o Rio Doce flui em altitudes mais baixas do que 378 m (Atlas, 2017).

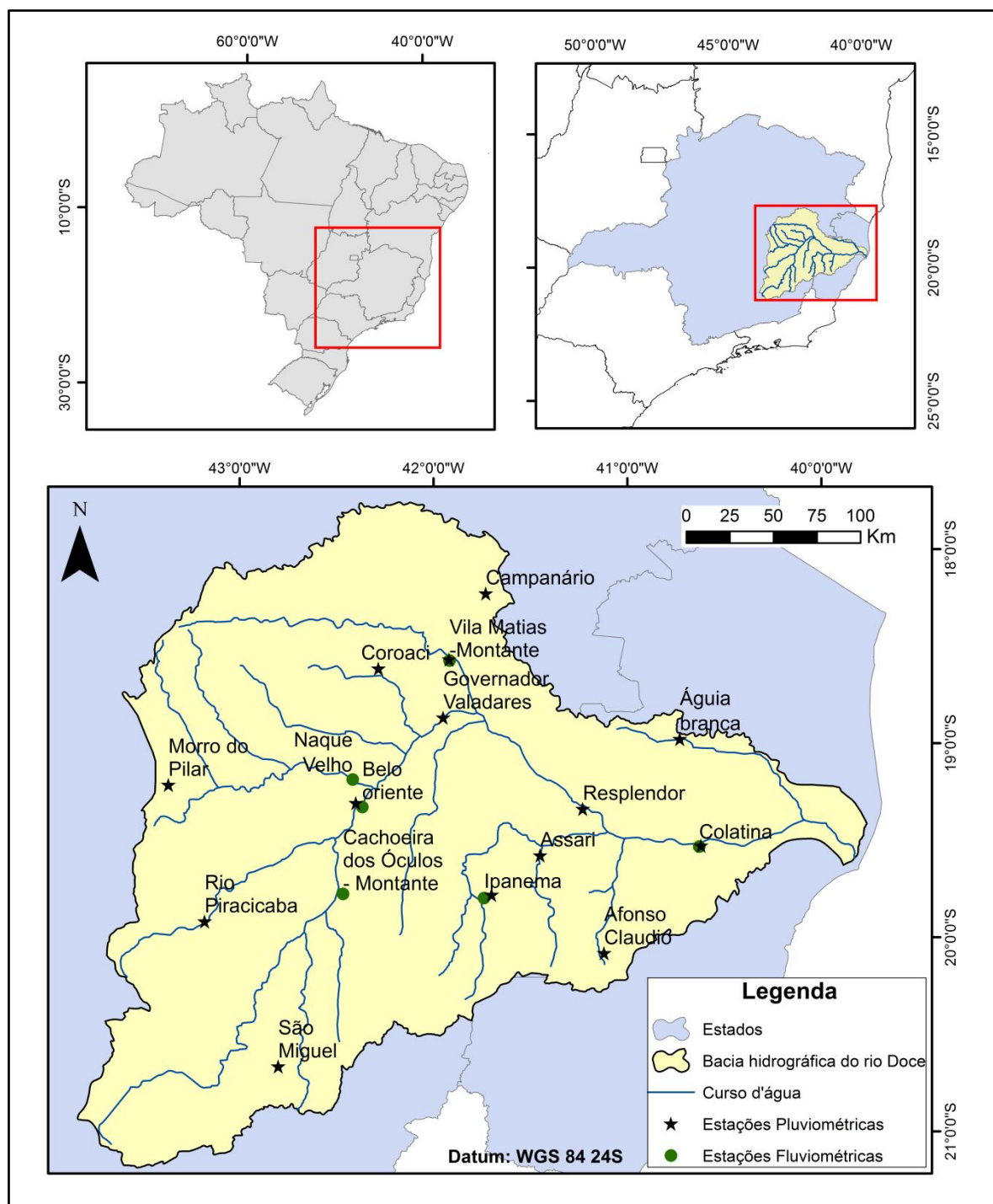


Figura 2.1: Localização da bacia hidrográfica do Rio Doce na costa sudeste do Brasil.

A bacia está localizada em uma região de clima tropical úmido, com o padrão de chuvas caracterizado por uma estação chuvosa de Outubro a Março e uma estação seca de Abril a Setembro (Nimer, 1989; Cavalcanti et al., 2009). A maior variabilidade climática da precipitação na bacia provém da interação entre fenômenos de grande escala, tais como a Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Sistemas Frontais (Cavalcanti et

al., 2009), e fatores geográficos, resultando em precipitação anual que varia de 900 mm a 1500 mm (Cupolillo e Abreu, 2012; CPRM, 2015). Juntamente com os sistemas frontais, a ZCAS é um dos principais sistemas meteorológicos responsáveis pela precipitação no sudeste do Brasil (Lima et al., 2010). Os eventos de ZCAS são caracterizados pela presença de uma banda forte de convecção que se estende desde a Bacia Amazônica com orientação noroeste-sudeste até o Atlântico, passando pela região sudeste do Brasil (Satyamurty et al., 1998; Cavalcanti et al., 2009).

O relevo da bacia é rugoso, fortemente ondulado e montanhoso, caracterizado por cristas e serras alongadas na porção ocidental da bacia, e por tabuleiros e planícies fluviais na parte oriental da bacia. No centro, o relevo da bacia é caracterizado por afloramentos rochosos graníticos, colinas com topos nivelados e vales fechados ou abertos (ANA, 2013). A litologia da bacia do Rio Doce é caracterizada predominantemente pelos Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos e pelo Argissolo Vermelho-Amarelo (EMBRAPA, 1999). Outros tipos de solo que ocorrem em porcentagens inferiores são latossolo húmicos, solos litólicos e cambissolos, entre outros.

As características dos solos e do relevo descritas acima indicam que a bacia do Rio Doce é frágil em termos de susceptibilidade à erosão. Na região da bacia, 58% está na categoria de forte susceptibilidade e 30% na categoria susceptibilidade média (ANA, 2013).

De acordo com Ibio AGB-Doce, os usos antropogênicos predominantes na bacia do Rio Doce são 59% para pastagem e 5% para a agricultura, enquanto que 4% é silvicultura e aproximadamente 27% de cobertura por vegetação nativa. Outra importante atividade econômica no Rio Doce é a mineração, focada principalmente na extração de ferro e minério de ferro, que respondem por 31,4% das concessões de mineração e de rochas ornamentais, especialmente granito e gnaisse, representando 25,1%.

A erosão tem se tornado um dos maiores problemas ambientais na bacia em virtude de sua susceptibilidade à erosão (alta a moderada) e também devido à má gestão dos seus recursos naturais (PIRH-ANA, 2010). Isso ocorre especialmente ao longo do limite oeste da bacia, e no extremo nordeste, onde é registrado um alto risco de deslizamentos e queda de blocos de terra. O desmatamento, a mineração, o descarte esgoto doméstico não tratado, a irrigação, o uso urbano e o represamento

para geração de energia hidrelétrica também contribuem para a grave situação ambiental da bacia (Coelho, 2006; Resende Filho et al., 2015).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Dois conjuntos de dados foram obtidos da Agência Nacional de Águas (ANA) (SNIRH, 2016) e usados para o cálculo da série temporal diária de carga de sedimentos em suspensão do Rio Doce. Séries temporais irregulares de concentrações de sedimento em suspensão (mg/L) e de vazão (m^3/s), medidos simultaneamente, foram utilizados para construir a curva – chave vazão/carga de sedimento em suspensão. Dados diários de vazão (m^3/s) obtidos a partir da ANA foram utilizados para estimar a carga diária de sedimentos em suspensão.

A periodicidade do primeiro conjunto de dados foi irregular (53 medidas), abrangendo de Junho de 1990 a Dezembro de 2012, enquanto os dados de vazão diária (série regular) cobriram o período de Janeiro de 1990 a Dezembro 2013. A série temporal irregular de concentração de sedimento em suspensão (mg/L) e de vazão (m^3/s) foram medidos durante o período de altos fluxos (média = $905 m^3/s$, std = $415,2 m^3/s$) e de baixos fluxos (média = $400 m^3/s$, std = $96,5 m^3/s$). A descarga hídrica apresentou um valor mediano (médio) de $517,2 m^3/s$ ($624,4 m^3/s$). Ambos os conjuntos de dados foram coletados na estação fluviométrica Ponte de Colatina (Latitude: $19.53^\circ S$ e Longitude: $40.63^\circ W$), que é a última estação controle na bacia. Ela é, neste estudo, considerada representativa dos aportes medianos diários, mensais e anuais do Rio Doce para o Oceano Atlântico.

Para investigar a influência da precipitação, na escala interanual, foram utilizados dados de precipitação de quatorze estações pluviométricas localizadas ao longo da bacia do Rio Doce, à montante da estação Ponte de Colatina (Figura 2.1). Os dados de precipitação cobriram o período de 1990-2013. Desde que as quatorze estações estão espaçadas razoavelmente, tomamos a média dessas estações como a precipitação média em toda a bacia. Dados de precipitação também foram extraídos a partir do sistema da ANA (SNIRH, 2016) e foram utilizados para avaliar a influência da precipitação sobre o comportamento da vazão e da carga de sedimentos em suspensão.

2.1 Métodos

A metodologia para obter a carga de sedimento em suspensão diária foi realizada

em dois passos:

(1) Cálculo da curva – chave vazão/carga de sedimento em suspensão: Inicialmente, a carga de sedimentos em suspensão foi calculada como o produto da vazão e da concentração de sedimentos em suspensão correspondente: $Q_{ss} = 0,0864 * Q * CSS$, onde Q_{ss} = carga de sedimento em suspensão (toneladas/dia), Q = vazão (m^3/s), e CSS = Concentração de sedimentos suspensão (mg/L). Em seguida, os valores de Q_{ss} e Q foram inseridos na função Lei da potência ($Q_{ss} = a . Q^b$, Syvitski (2000)) para se obter as constantes a e b . Em seguida, a curva - chave foi construída considerando os seguintes critérios: (1) o coeficiente de determinação (limiar mínimo $\geq 60\%$ de acordo com Carvalho et al. (2000)) e (2) análise visual do gráfico (Lima et al., 2005).

Para avaliar a curva - chave, a porcentagem mediana das diferenças entre os valores reais (Q_{ss}) e os valores previstos pela regressão (Horowitz, 2003) foi calculada pela equação (1):

$$\% \text{ difference} = [\text{predicted value} - (\text{actual value}/\text{actual value})] \times 100 \quad (1)$$

(2) Cálculo da carga de sedimento em suspensão diária: valores diários de vazão foram inseridos na curva-chave para se obter os valores diários de carga de sedimento em suspensão. Medianas diárias, mensais e anuais foram calculadas e analisadas, bem como os valores máximos, mínimos e os percentis de vazão e de sedimento em suspensão. Os dados diários de vazão também foram utilizados para construir a Curva de permanência (CDE) 1990-2013. A CDE é um gráfico que mostra a porcentagem de tempo em que a vazão é igual ou maior do que algum valor especificado de interesse. Ela avalia a frequência e a magnitude de uma série temporal e fornece uma ideia do comportamento de longo - termo do fluxo (Vogel e Fennessey, 1994). Uma maneira de analisar a CDE é dividi-la em cinco zonas: condições de altos fluxos (0-10%), condições úmidas (10-40%), condições normais (40-60%), condições secas (60-90%) e condições de baixos fluxos (90-100%) (EPA, 2007).

2.1.1 Variabilidade interanual

Para estudar as variações interanuais e identificar os pontos de mudança nas séries de precipitação média anual, de carga de sedimento em suspensão e de vazão foi

utilizada a Curva de Anomalia Cumulativa. O teste de Mann-Kendall foi utilizado para avaliar as tendências estatisticamente monotônicas nas séries temporais de precipitação média anual, de carga de sedimento em suspensão e de vazão. A análise de tendência também foi realizada para eventos extremos de vazão (percentis 5 e 95, máximo e mínimo).

O teste de Mann-Kendall é um método não paramétrico proposto por Mann (1945) e melhorado por Kendall (1975) que é comumente usado para testar as tendências em séries temporais hidrológicas e climáticas. A hipótese nula, H_0 , considera que as observações são independentes e uniformemente distribuídas. A hipótese alternativa, H_1 , considera que uma tendência monotônica existe. Assumindo uma série temporal t_1, t_2, \dots, t_n função correspondente à série de dados x_1, x_2, \dots, x_n , o valor estatístico S do teste de Mann-Kendall é:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_i - x_j), \text{sgn}(x_i - x_j) = \begin{cases} +1 & x_i - x_j > 0 \\ 0 & x_i - x_j = 0 \\ -1 & x_i - x_j < 0 \end{cases}$$

Quando $n \geq 10$, o valor estatístico S do teste de Mann-Kendall é semelhante a uma distribuição normal, com uma média 0. A variância é:

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}$$

O valor Z pode ser usado para determinar se os dados da série temporal apresentam uma tendência significativa. O valor Z é definido como:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} > 0 \\ 0, S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} < 0 \end{cases}$$

$|Z| > Z_{(\alpha/2)}$ significa que os dados de séries temporais mostram uma tendência significativa. Um valor S positivo (negativo) indica uma tendência significativa crescente (decrescente). α é o nível de significância. Desde que variar α corresponde a variar $Z_{(\alpha/2)}$, o método sugere a definição de tendências significativas nas alterações estatísticas. Neste estudo, o nível de significância foi fixado em 0,05, tornando $Z_{(\alpha/2)} = 1,96$. Portanto, quando os dados de séries temporais produzem $|Z| > 1,96$, há uma tendência crescente ou decrescente significativa.

A Curva de Anomalia Cumulativa é utilizada para distinguir mudanças na tendência de dados discretos (Jiang e Wang, 2016). Uma anomalia cumulativa positiva indica

que o ponto de dados correspondente são maiores do que a média, enquanto que valores negativos correspondem a valores menores do que a média. Para uma série discreta x_i , a anomalia cumulativa (X_t) para o dado x_t pode ser expressa como:

$$X_t = \sum_{i=1}^t (x_i - \bar{x}), t = 1, 2, \dots, n, \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

Onde \bar{x} é o valor médio da série x_i , e n é o número de pontos discretos.

O método de Mann Kendall é influenciado por correlação serial em séries temporais, de modo que uma possível correlação serial foi examinada utilizando um teste de autocorrelação. Nenhuma das séries temporais usadas no teste de tendência apresentou correlação serial.

2.1.2 Análise de elasticidade da precipitação-vazão e Análise de Correlação

Análise de elasticidade da precipitação-vazão (ε_p) é definida como a variação proporcional da vazão anual média dividida pela variação proporcional da precipitação média anual (Schaake, 1990). Uma elasticidade de 2, portanto, indica que uma mudança de 10% na precipitação resulta em uma mudança de 20% na vazão. A elasticidade foi calculada pelo estimador não paramétrico natural, definida por Sankarasubramanian et al. (2001):

$$\varepsilon_p = \text{median} \left(\frac{Q_t - \bar{Q}}{P_t - \bar{P}} \frac{\bar{P}}{\bar{Q}} \right)$$

Onde Q_t e P_t são precipitação média anual e de vazão, respectivamente. \bar{P} e \bar{Q} são a média anual de vazão e precipitação de longo termo, respectivamente.

Para corroborar a análise de elasticidade, o coeficiente de correlação não-paramétrico de Spearman foi calculado entre a precipitação e a vazão.

2.1.3 Contribuições da bacia do Rio Doce na escala interanual

Para entender a influência da bacia sobre a descarga do Rio Doce ao Oceano Atlântico, análises de correlação e de curva de anomalia acumulativa foram realizadas. Dados de vazão da estação fluviométrica Ponte de Colatina e de cinco estações fluviométricas localizadas à montante (Belo Oriente, Ipanema, Naque Velho, Cachoeira dos óculos e Vila Matias - Montante: A Figura 2.1) foram usados para representar diferentes regiões da bacia do Rio Doce. As estações

fluviométricas foram selecionadas com base nas regiões hidrologicamente homogêneas identificadas no “Atlas Digital das Águas de Minas”. A bacia do Rio Doce apresenta três regiões hidrologicamente homogêneas: Região I - a partir das cabeceiras do Rio Piranga até a estação fluviométrica de Cachoeira Escura, cobrindo uma área de drenagem de 24.204 km²; Região II - O restante da bacia do Rio Doce até a sua foz no Oceano Atlântico (excluindo bacia do Rio Suaçuí Grande), cobrindo uma área de drenagem de 37.596 km²; Região III – bacia do Rio Suaçuí Grande, com uma área de drenagem de 21.600 km² (Atlas, 2017). As diferenças entre as três regiões hidrológicas não são mostrados na referência citada. Desde que a Região II é muito maior do que as outras duas regiões, um maior número de estações fluviométricas foi escolhido dentro dela.

3. RESULTADOS

3.1 Curva – chave vazão/carga de sedimento em suspensão ajustada

Durante o ajustamento da curva-chave vazão/sedimento em suspensão (Figura 2.2), dois valores extremos (3 desvios padrão da média Q_{ss}) foram excluídos para atingir o coeficiente de determinação mínimo desejado. O coeficiente de determinação correspondente ($R^2 = 0,63$) indica que 63% da variância da carga de sedimento em suspensão pode ser explicada pela vazão, enquanto 37% é justificada por outros fatores, tais como a intensidade de precipitação, cobertura vegetal e manejo do solo. A porcentagem mediana das diferenças entre os valores reais e os valores preditos foi de 3,85%, mostrando que os valores reais são superestimados. Os erros variaram de -80% a + 3595%.

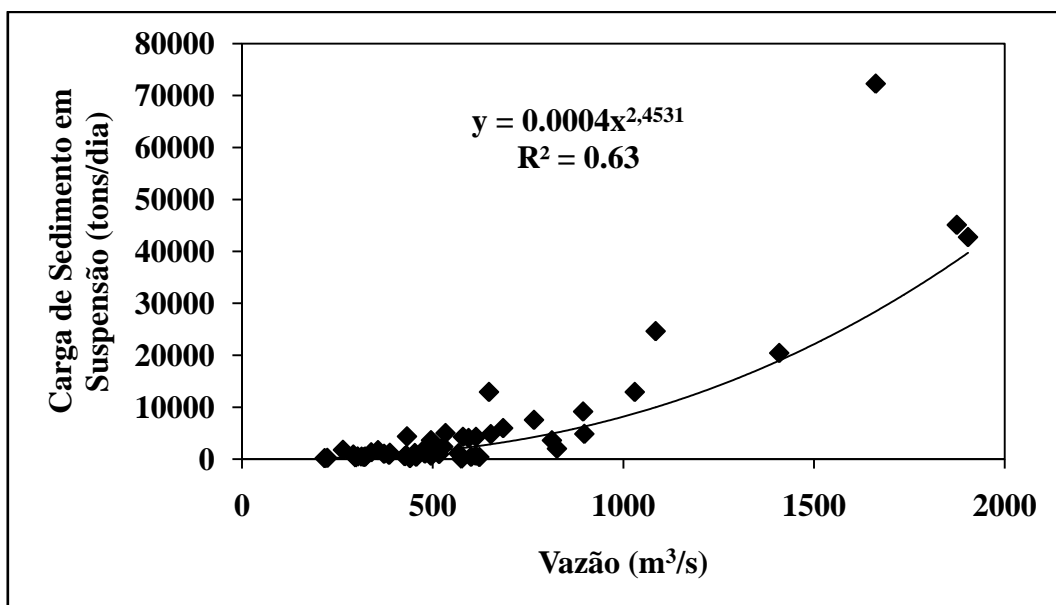


Figura 2.2: Curva-chave vazão/sedimento em suspensão usando dados hidrossedimentológicos da estação Ponte de Colatina para o período de 1990-2012.

3.2 Variações diárias e sazonais na vazão e na carga de sedimentos em suspensão

Na escala diária, a vazão apresentou valores entre 72,22 m³/s e 9195,5 m³/s (mediana de 541,5 m³/s) e a carga de sedimentos em suspensão variou entre 14,8 toneladas/dia e 1,89x10⁶ toneladas/dia (mediana de 1816,83 toneladas/dia). Os dez valores mínimos e máximos diários foram observados em Setembro de 2010 e em Dezembro de 2013, respectivamente.

A análise da CDE para o período de 1990-2013 (Figura 2.3) mostrou que condições úmidas no Rio Doce são caracterizadas por valores entre 646 m³/s e 1742 m³/s, e condições secas por valores entre 276,4 m³/s e 459,3 m³/s. Assim, sob condições normais, a vazão do rio tem valores entre 459,3 m³/s e 646 m³/s. Condições de baixos fluxos e de altos fluxos são definidas por valores inferiores a 276,4 m³/s e superior a 1742 m³/s, respectivamente. Eventos extremos de seca (maior que 95%) e de cheia (menor que 5%) ocorreram quando a vazão foi inferior a 231 m³/s e superior a 2379 m³/s, respectivamente. A forma da CDE exhibe um declive elevado na região de altos fluxos e uma curva achatada na região de baixos fluxos.

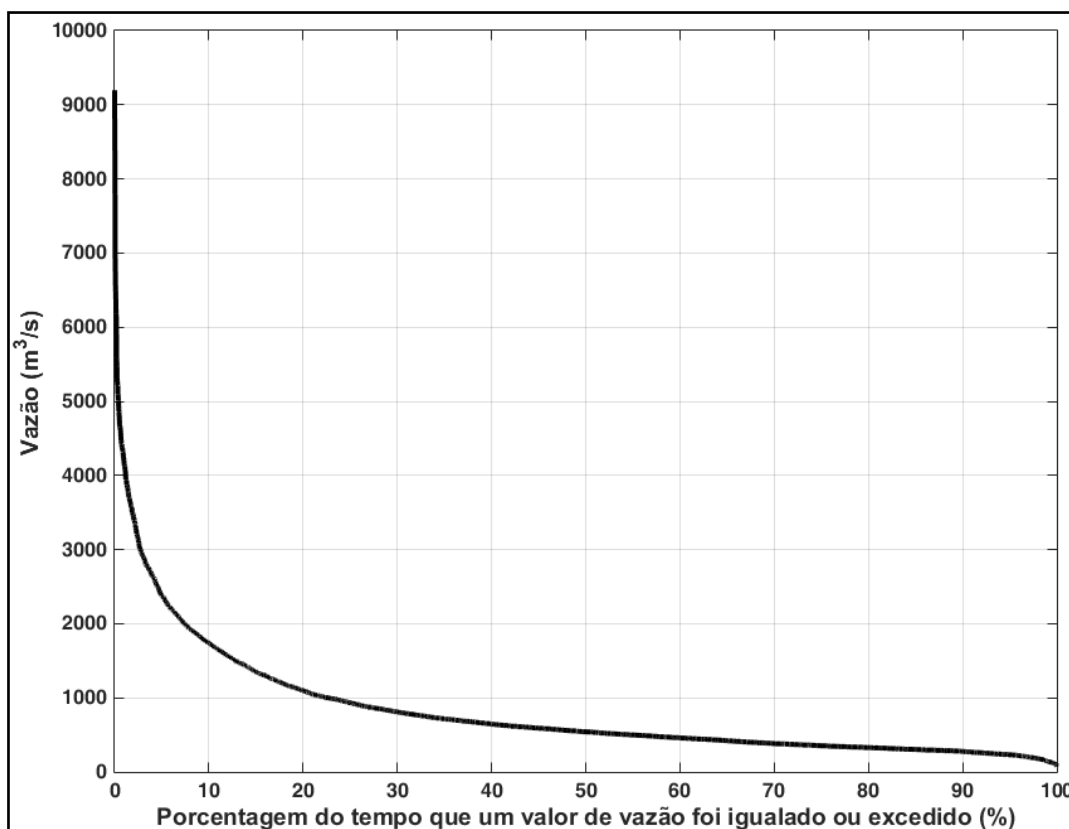


Figura 2.3: Curva de permanência da vazão diária do Rio Doce 1990-2013 com base nos dados da estação fluviométrica Ponte de Colatina.

O comportamento da vazão (Figura 2.4a) e da carga de sedimento em suspensão (Figura 2.4b) do Rio Doce mostra duas estações contrastantes. A estação seca é de Abril a Outubro, caracterizada por baixos valores de vazões medianas diárias ($\approx 368 \text{ m}^3/\text{s}$). A estação úmida ocorre entre Novembro e Março e é caracterizada por altos valores de vazões medianas diárias ($\approx 965 \text{ m}^3/\text{s}$) com uma co-ocorrência de elevada carga de sedimentos em suspensão e de descarga hídrica. A carga de sedimentos em suspensão foi considerada como aporte total sazonal. Durante a estação seca, a estimativa da carga de sedimentos em suspensão do Rio Doce para o Oceano Atlântico foi de aproximadamente 10×10^6 toneladas. Na estação úmida, o valor é quase 13 vezes maior 133×10^6 toneladas. Uma maior de carga de sedimentos em suspensão foi observada na estação úmida ao longo de toda a série temporal (Figura 2.5). A carga de sedimento em suspensão na estação úmida foi responsável por aproximadamente 74% do total anual em 1990 (mínimo) e 97% em 2003 (no máximo). Climatologicamente, aproximadamente 94% da carga de sedimento em suspensão para o Oceano Atlântico ocorre durante a estação úmida.

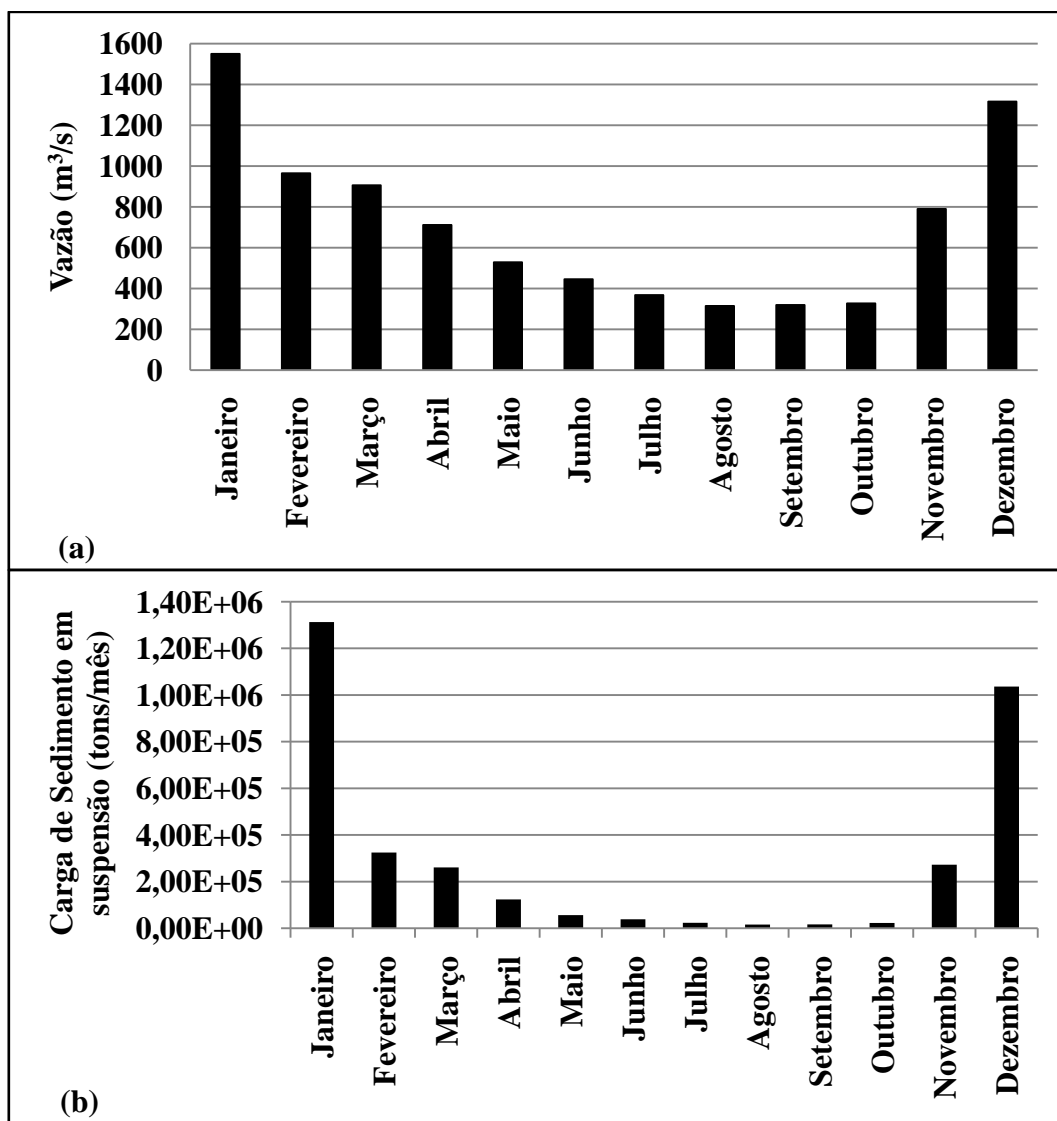


Figura 2.4: Climatologia mensal da descarga mediana de vazão (a) e de sedimento em suspensão (b) no Rio Doce, entre 1990-2013, baseada na estação fluviométrica Ponte de Colatina.

Em relação às vazões medianas máximas e mínimas diárias por mês, a Figura 2.6 mostra uma grande variação na vazão máxima ($CV = 79\%$), com maiores valores observados na estação úmida (Janeiro e Dezembro). Vazões medianas mínimas diárias exibiram variação anual significativamente inferior ($CV = 37\%$), com os menores valores na estação seca em Outubro, Setembro, e Agosto. A avaliação de longo-termo mostra que a vazão do Rio Doce varia entre condições normais de fluxo e de altos fluxos durante cinco meses (Dezembro, Janeiro, Fevereiro, Março e Abril), enquanto os outros meses do ano variam entre condições normais de fluxo e de extrema seca.

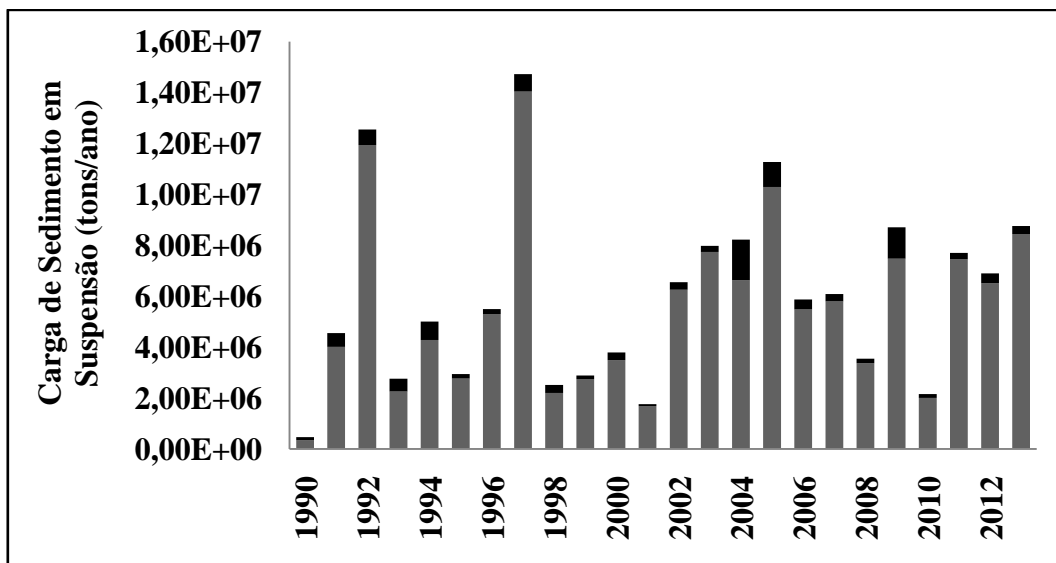


Figura 2.5: Carga de sedimentos em suspensão total anual durante as estações úmida (barra cina) e seca (barra preta) ao longo dos 24 anos analisados (1990-2013).

Sazonalmente, uma análise multi-anual mostra que eventos extremos de seca foram observados entre Maio e Novembro, com a maior frequência de eventos em Setembro (142) e Agosto (130). As maiores frequências de eventos extremos de cheia foram observadas em Janeiro (188) e Dezembro (126). Entre 1990 e 2013 nenhum caso de evento extremo de cheia foi observado de Maio a Setembro.

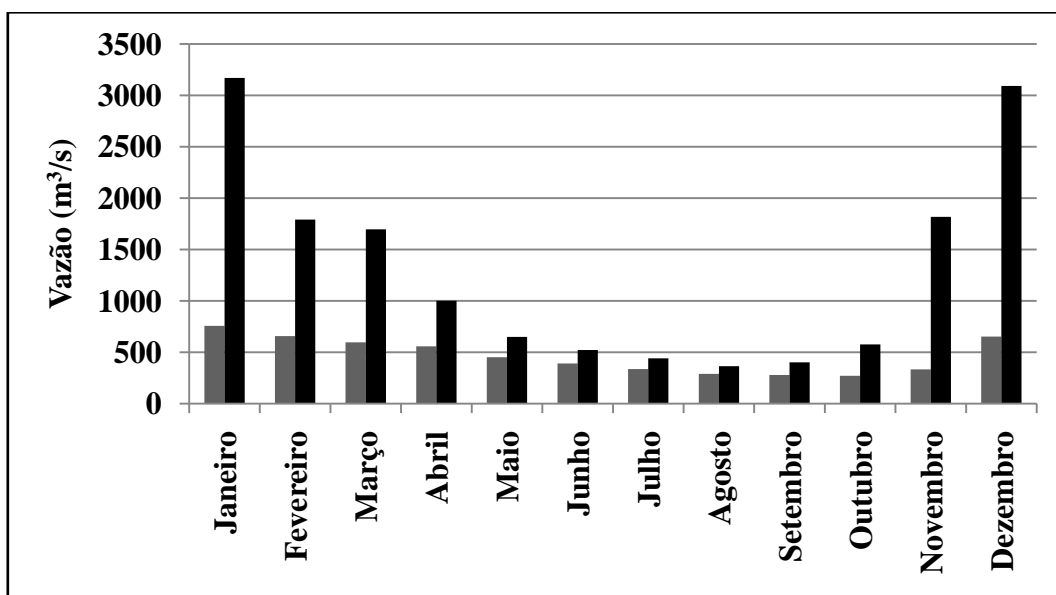


Figura 2.6: Valores medianos máximos (barras pretas) e mínimos (barras cinzas) de vazão diária do Rio Doce em cada mês de 1990-2013, com base nos dados da estação fluviométrica Ponte de Colatina.

3.2 Variações interanuais e Tendências de longo-termo

Na escala interanual, a vazão mediana anual apresentou um valor mínimo de 305

m^3/s em 2001 e um máximo de $897 \text{ m}^3/\text{s}$ em 2005 (Figura 2.7a), representando o único ano em que a mediana excedeu $800 \text{ m}^3/\text{s}$. Durante o período de estudo, o valor mediano e o coeficiente de variação foram de $563.83 \text{ m}^3/\text{s}$ e 27,9%, respectivamente. Para a carga de sedimento em suspensão foi considerada o aporte total anual. A carga de sedimento em suspensão mínima (Figura 2.7b) ocorreu em 1990, quando o Rio Doce contribuiu com 0.47×10^6 toneladas de sedimentos, e a máxima ocorreu em 1997, quando a contribuição foi de aproximadamente 15×10^6 toneladas.

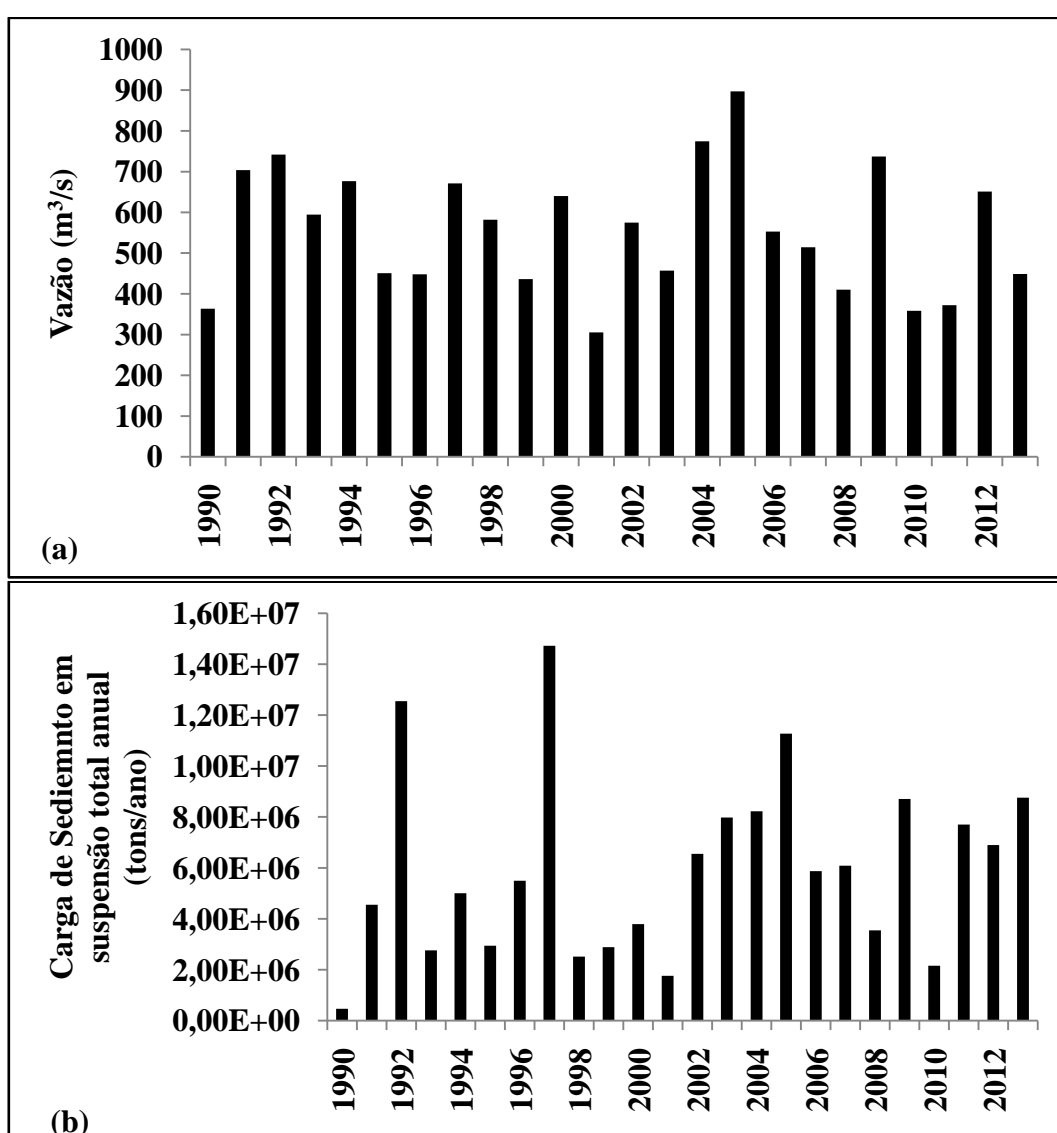


Figura 2.7: Climatologia Anual de vazão (a) e de carga sedimento em suspensão total anual (b) do Rio Doce, de 1990-2013, usando dados da estação fluviométrica Ponte de Colatina.

A Figura 2.8 mostra as variações interanuais da precipitação média anual, da vazão média anual e da carga de sedimento em suspensão média anual que foram

calculados na escala interanual devido a questões metodológicas, tais como o uso da curva de anomalia acumulativa e análise de elasticidade. Mínimos médios anuais de precipitação foram medidos em 1990 e 1993, enquanto que a vazão média anual e a carga de sedimento em suspensão média anual apresentaram valores mínimos em 1990. Valores máximos foram registrados em 1992 para a precipitação média anual e para a carga de sedimento em suspensão média anual, e em 2005 para vazão média anual.

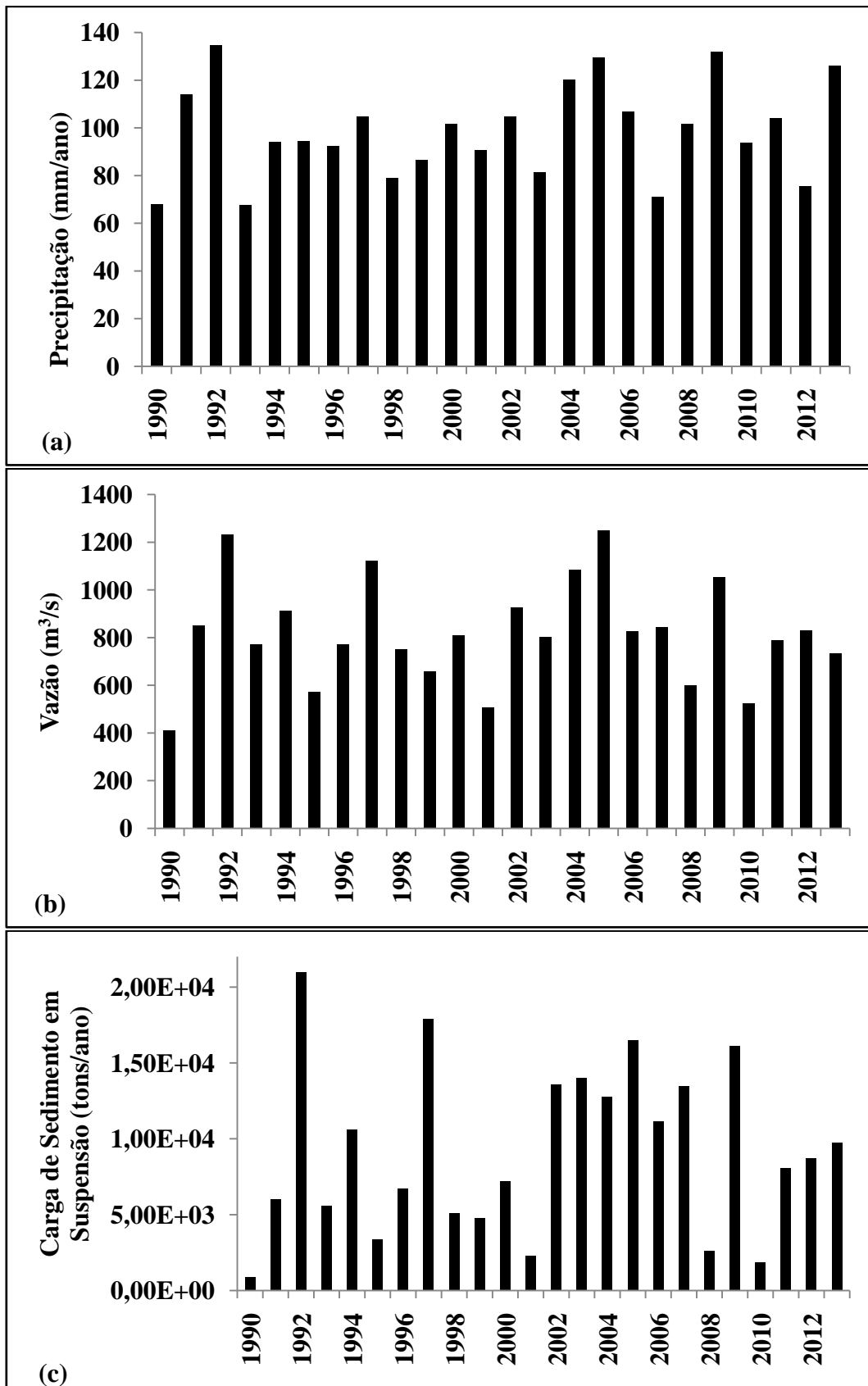


Figura 2.8: Precipitação média anual (a), Vazão média anual (b) e Carga de sedimento em suspensão média anual (c) para o período de 1990-2013.

Entre 1990 e 2013, as tendências para as vazões máximas e mínimas anuais foram

significativas (Tabela 2.1). A vazão máxima anual mostrou tendência de aumento, indicando cheias cada vez mais intensas. A vazão mínima anual mostrou tendência de diminuição, com uma redução nos valores mínimos de cada ano sucessivo, indicando que as secas estão se tornando mais intensas, mas não mais freqüentes. A ausência de uma tendência significativa ($p > 0,05$) foi encontrada para a precipitação média anual, a vazão média anual, a vazão máxima anual e a carga de sedimentos em suspensão (total e média) (Tabela 2.1). Estes resultados revelaram que as variações interanuais do regime hidrológico do Rio Doce estão ligadas à magnitude de eventos extremos hidrológicos. Para investigar eventos extremos de precipitação na bacia do Rio Doce, uma análise de tendência também foi realizada com a precipitação máxima anual para cada uma das quatorze estações utilizada neste estudo. Apenas duas estações (Águia Branca e São Miguel) exibiram tendência estatisticamente significativa (95%).

Tabela 2.1: Resultados do teste de tendência de Mann-Kendall para a precipitação média anual, vazão mediana anual, vazão média anual, vazão máxima anual, vazão mínima anual, carga de sedimentos em suspensão (total e média), eventos extremos de cheia (frequência e média) para o período de 1990 - 2013.

Variável	S	Z	p	Tendência
precipitação média anual	38	0,91776	0,3587	nenhuma tendência
vazão mediana anual	-38	0,91776	0,3587	nenhuma tendência
vazão média anual	0	-,024804	0,9802	nenhuma tendência
vazão máxima anual	106	2,6045	0,0092	tendência crescente
vazão mínima anual	-81	1,985	0,0471	tendência decrescente
carga de sedimentos em suspensão - total	68	1,6619	0,0965	nenhuma tendência
carga de sedimentos em suspensão - média	26	0,62011	0,5352	nenhuma tendência
eventos extremos de cheia - média	81	2,1128	0,034615	tendência crescente
eventos extremos de seca - média	-25	n <10	0,014	tendência decrescente
eventos extremos de cheia - frequência	49	1,1924	0,23309	nenhuma tendência
eventos extremos de seca - frequência	39	1,0893	0,27603	nenhuma tendência

Pontos de mudança detectados pela curva de anomalia acumulativa para a precipitação, para a vazão e para a carga de sedimento em suspensão anuais são mostrados na Figura 2.9. Os pontos de mudança para a vazão e para a carga de sedimento em suspensão ocorreram em 2001. Dois períodos diferentes podem ser observados: 1990-2001 e 2002-2013. O primeiro período exibiu uma tendência decrescente e o segundo período uma tendência crescente até 2009. Depois de 2009, a vazão e a carga de sedimento em suspensão retomaram uma tendência decrescente. O ponto de mudança para a precipitação ocorreu em 2003, com a

curva mostrando uma tendência decrescente no primeiro período e uma tendência crescente depois de 2003. Um resultado interessante foi o comportamento diferente da precipitação (Figura 2.9a) quando comparado ao comportamento da vazão (Figura 2.9b) e da carga de sedimento em suspensão (Figura 2.9c). Enquanto a precipitação anual apresenta anomalias negativas ao longo de todo o período (1990-2013), a vazão e a carga de sedimento em suspensão começaram a mostrar valores maiores que a média após 2004. Depois de 2009, a vazão e a carga de sedimentos em suspensão apresentaram uma tendência decrescente, mas ainda exibiram anomalias positivas.

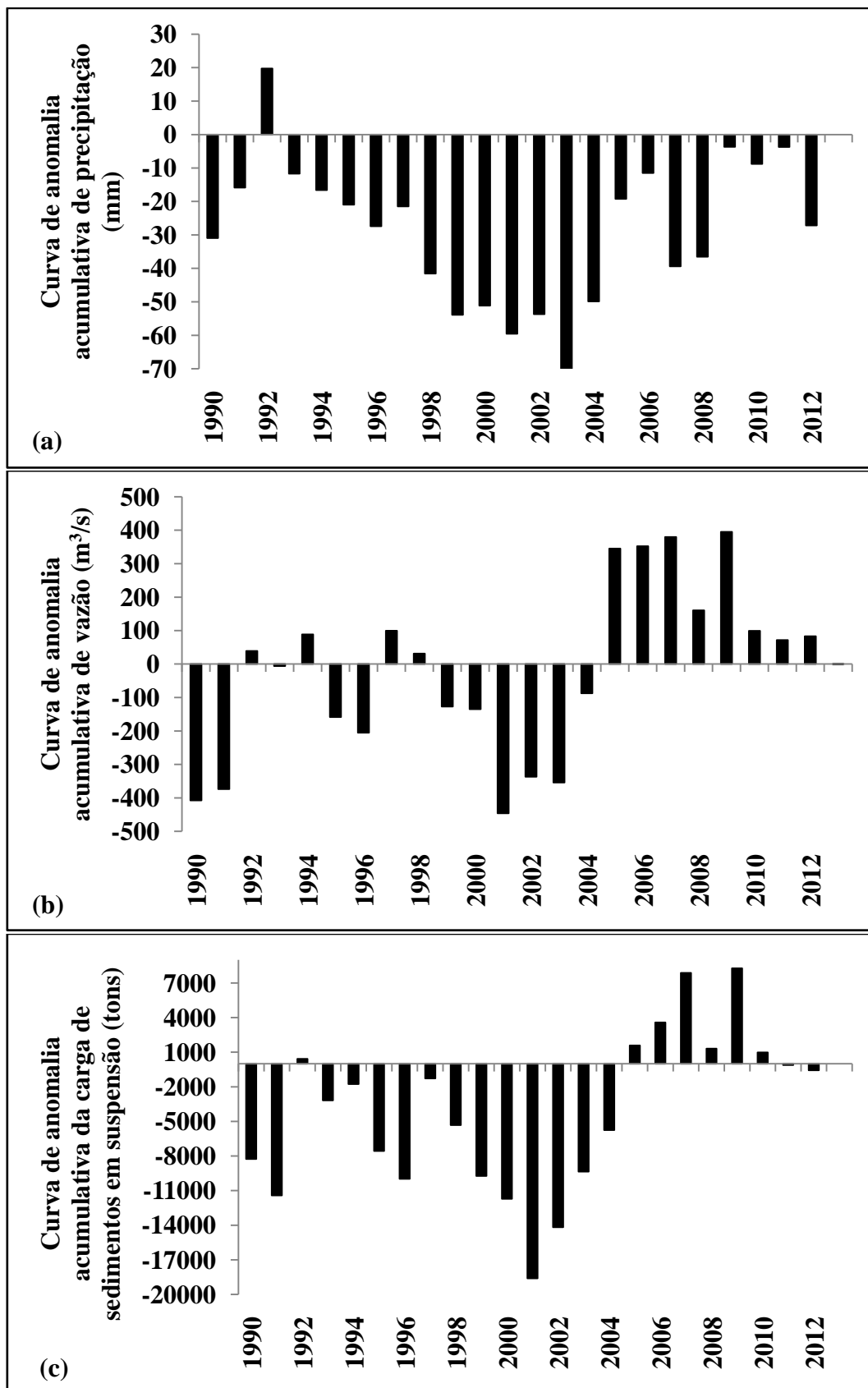


Figura 2.9: Curva de anomalia acumulativa para a precipitação anual (a), de vazão (b) e carga de sedimento em suspensão (c) para o período de 1990-2013.

Comparando-se os índices da CDE para os períodos de 1990-2001 e 2002-2013, o

limiar para eventos extremos de seca (superior a 95%) e de cheia (menos do que 5%) (Tabela 2.2) reduziu (17%) e aumentou (18%), respectivamente. O valor da mediana (Q50) reduziu menos de 1% e o valor médio aumentou 8%. A razão Q90: Q50, que indica a percentagem de contribuição das águas subterrâneas para a vazão, foi de 51% durante o período de estudo e caiu de 53% em 1990-2001 para 49% em 2002-2013.

Tabela 2.2: Parâmetros estatísticos de vazão (valores em m³/s) obtidos a partir da Curva de permanência nos dois períodos: 1990-2001 e 2002-2013. Legenda: EEC - eventos extremos de cheia; EES - eventos extremos de seca.

Estatísticas	1990-2001	2002-2013
Vazão média	780,80	853,07
Limiar para EES	242,69	200,925
Limiar para EEC	2168,9	2633.575
Vazão Mediana	542,4	541,457

3.2.1 A relação entre a vazão e a precipitação na escala interanual

A relação entre a vazão e a precipitação na escala interanual na Bacia do Rio Doce foi verificada utilizando a análise de correlação e métodos de sensibilidade hidrológicos. A Tabela 2.3 lista os coeficientes de correlação entre a vazão anual na estação controle (Ponte de Colatina) e a precipitação nas quatorze estações pluviométricas durante 1990-2013. Relações moderadas (>0,4, estatisticamente significativo ao nível de 0,05) e fracas (<0,4, não estatisticamente significativo ao nível 0,05) foram encontradas entre a vazão e a precipitação na Bacia do Rio Doce. O coeficiente de correlação para a precipitação média anual foi de 0,57 (estatisticamente significativo ao nível de 0,05), para 1990-2013. Valores moderados de correlação entre a precipitação e a vazão indicam que alterações na vazão são moderadamente controladas por variações de precipitação na escala interanual. Uma vez que a curva de anomalia acumulativa mostrou uma quebra na tendência em 2001, novos coeficientes de correlação foram calculados considerando-se os dois períodos. Um coeficiente de correlação de 0,7 (estatisticamente significativo ao nível de 0,05) para a precipitação média anual foi encontrado, entre 1990 e 2001, enquanto que o período entre 2002 e 2013, mostrou um coeficiente de correlação de 0,42 (não estatisticamente significativo ao nível 0,05).

Tabela 2.3: Coeficiente de Correlação (CC) entre a vazão média anual da estação fluviométrica Ponte de Colatina e a precipitação média anual dos quatorze estações fluviométricas consideradas, para o período de 1990-2013. Os valores em negrito representam os coeficientes de correlação estatisticamente significantes ($p < 0,05$). Legenda: AC - Afonso Claudio; BO - Belo Oriente; CM - Campanário; GV - Governador Valadares; Cor - Coroaci; RP - Rio Piracicaba; AB - Águia Branca; AS - Assari; SM - São Miguel; MP - Morro do Pilar; Ipa - Ipanema; RE - Resplendor; Col - Colatina; VM - Vila Matias; AAP - precipitação média anual.

Estação Fluviométrica	CA	BO	CM	GV	Cor	RP	AB	AS	SM	MP	Ipa	RE	Col.	VM	AAP
CC	0,44	0,43	0,43	0,37	0,39	0,53	0,42	0,54	0,39	0,40	0,52	0,53	0,30	0,36	0,57

A análise de elasticidade considerando a precipitação média anual exibe um valor de 0,64, o que sugere que um aumento de 1% de precipitação anual iria resultar em um aumento menor que 1% na vazão média anual. Por exemplo, um aumento de 10% na precipitação resultaria num aumento de 6,4% na vazão, e uma diminuição de 10% na precipitação resultaria em um decréscimo de 6,4% na vazão. Este resultado indica que a precipitação não afetou significativamente a variação na vazão anual ao longo do período de estudo. Assim como para o coeficiente de correlação, novos coeficientes de elasticidade foram calculados considerando-se os dois períodos. Enquanto o primeiro período (1990-2001) mostrou um coeficiente de elasticidade de 1,14, o segundo período (2002-2013) mostrou um coeficiente de elasticidade de 0,11, o que indica que após 2001 mudanças na precipitação tiveram pouca influência sobre mudanças na vazão.

3.2.2 Contribuições da Bacia do Rio Doce na escala interanual

Para avaliar se variações interanuais da vazão para a última estação controle na Bacia do Rio Doce seria devido a questões locais ou se elas ocorreram em toda a bacia, análises de correlação e de curva de anomalia acumulativa foram realizadas para cinco estações fluviométricas localizadas em diferentes regiões da Bacia do Rio Doce. A Figura 2.10 mostra os valores médios anuais para a estação Ponte de Colatina e as cinco estações fluviométricas consideradas. As estações fluviométricas Belo Oriente e Ipanema mostraram a maior e a menor vazão média anual, respectivamente.

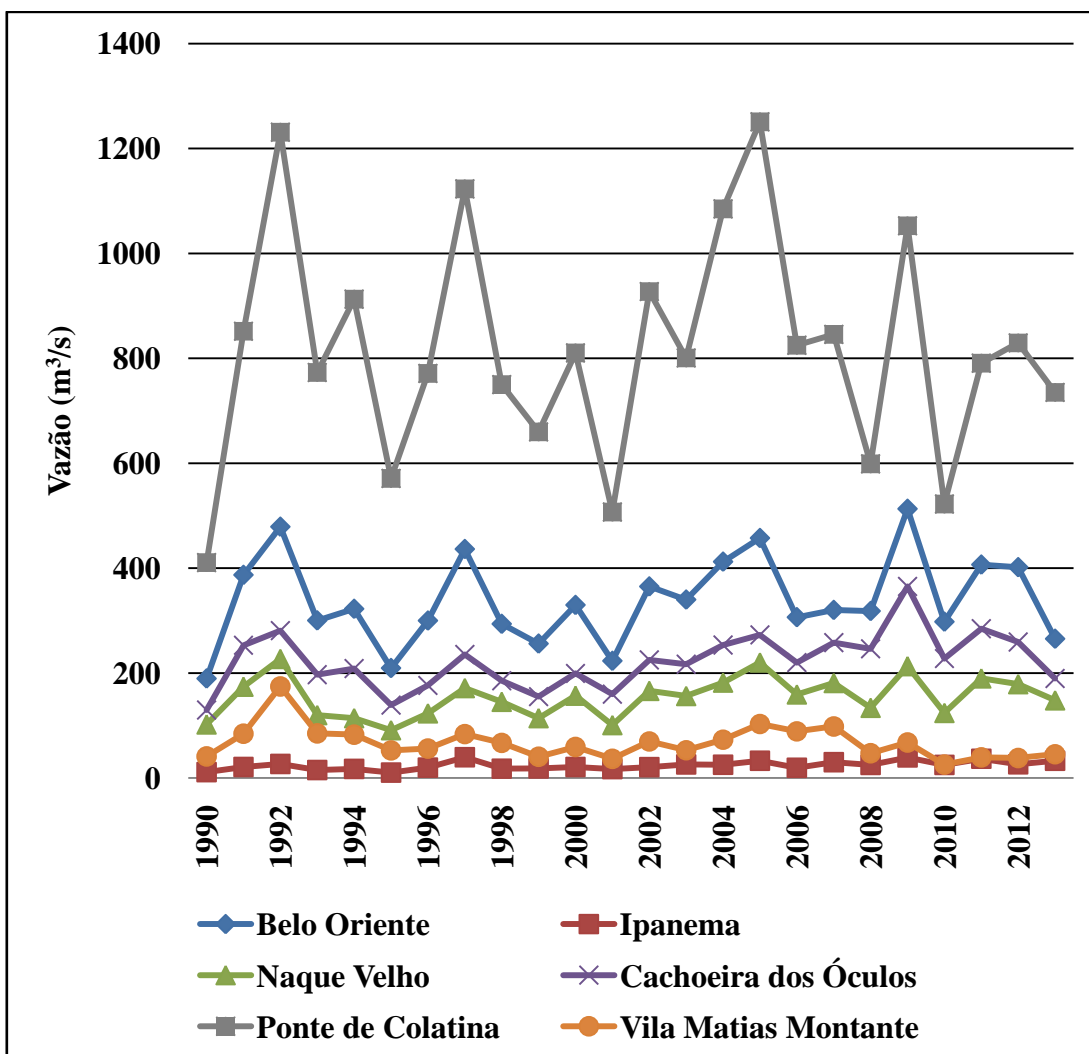


Figura 2.10: Vazão média anual 1990-2013 das estações fluviométricas Belo Oriente, Ipanema, Naque Velho, Cachoeira dos óculos e Vila Matias - Montante.

As estações fluviométricas Belo Oriente (0,89), Naque Velho (0,80) e Vila Matias - Montante (0,75) foram muito bem correlacionadas com a estação Ponte de Colatina considerando os valores médios anuais. Inesperadamente, o coeficiente de correlação mais baixo foi encontrado para a estação Ipanema (0,58), a estação fluviométrica mais próxima da estação Ponte de Colatina. Todos os coeficientes de correlação calculados entre as estações fluviométricas foram estatisticamente significantes ao nível 0,05.

A Figura 2.11 mostra as curvas de anomalias cumulativas de vazão para as cinco estações fluviométricas. Com exceção da estação Vila Matias – Montante, todas as estações apresentaram curvas de anomalias cumulativas semelhantes à curva de anomalia acumulativa da precipitação (Figura 2.9a), com anomalias negativas de vazão durante a maior parte do período. As quatro estações exibem uma tendência

decrecente entre 1990 - 2001 e uma tendência crescente entre 2002 - 2013. As estações Belo Oriente, Naque Velho e Cachoeira dos óculos mostraram anomalias positivas de vazão em 2012. A estação Vila Matias - Montante mostrou anomalias positivas de vazão entre 1992 e 2013, com uma tendência crescente entre 1990 - 1997 e 2004 - 2007, mas uma tendência decrescente entre 1998 - 2003 e 2008 - 2013. Anomalias negativas de vazão foram observadas em 1990 e 1991. Comparando-se as curvas de anomalias cumulativas de vazão das estações Ponte de Colatina (Figura 2.9b) e Vila Matias – Montante (Figura 2.11), a primeira exibe anomalias positivas de vazão depois de 2004, quando a curva de anomalia acumulativa da Vila Matias - Montante estação retornou a apresentar uma tendência crescente. Depois de 2007, quando a curva de anomalia acumulativa da estação Vila Matias - Montante novamente exibiu uma tendência decrescente até 2012, o mesmo comportamento é observado para a estação Ponte de Colatina.

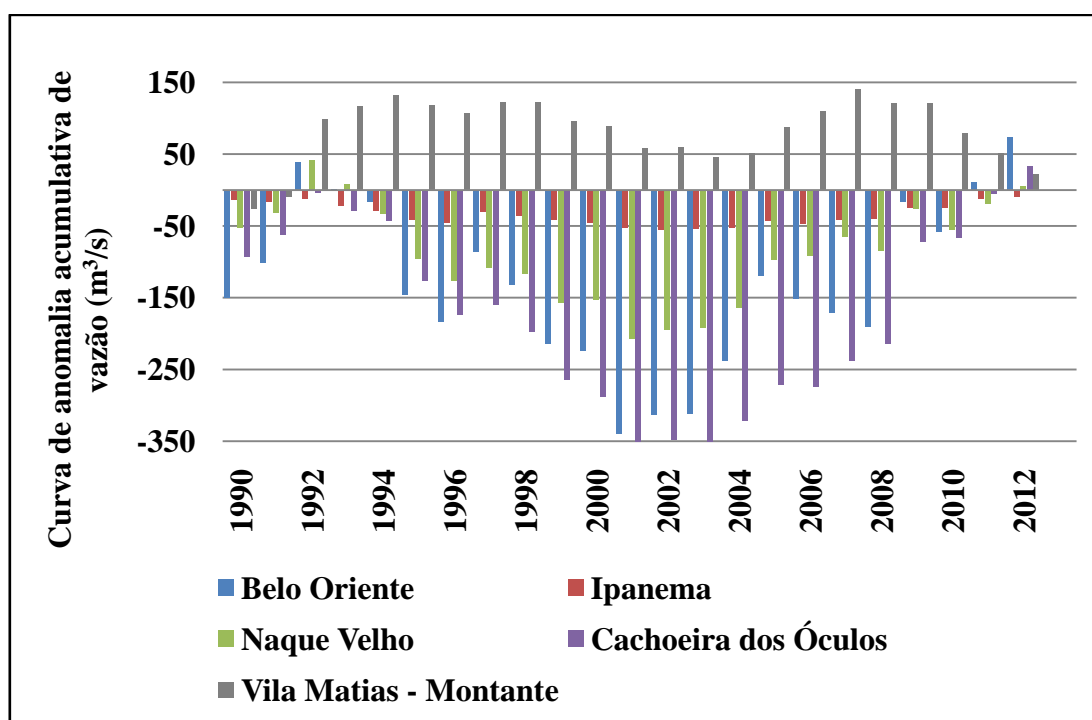


Figura 2.11: Curvas de anomalias acumulativas de vazão para as estações fluviométricas Belo Oriente, Ipanema, Naque Velho, Cachoeira dos óculos e Vila Matias - Montante para o período 1990-2013.

4. DISCUSSÃO

O ciclo anual observado para vazão e carga de sedimento em suspensão reflete o padrão de chuvas sazonais para a Bacia do Rio Doce e tem uma forte variabilidade nas escalas diária e sazonal; isso ocorre principalmente na estação chuvosa, e,

portanto deve está associada com a alta variabilidade das chuvas no sudeste do Brasil (Cavalcanti et al., 2009). Estudos anteriores demonstraram que esta variabilidade elevada da precipitação durante Outubro-Novembro-Dezembro e Janeiro-Fevereiro-Março está associada à variabilidade na posição e intensidade da ZCAS (Liebmann et al. 1999; Silva e Kousky, 2001). De acordo com Vasconcelos e Cavalcanti (2010), além da ZCAS, a região sudeste do Brasil é afetada por sistemas sinóticos, como sistemas frontais durante o verão (Dezembro, Janeiro, Fevereiro), que podem produzir intensa precipitação com inundações e ocorrências de deslizamento de terra perto das regiões costeiras. Os resultados da análise de eventos extremos mostrou que a forte precipitação causada por estas duas perturbações atmosféricas importantes (Lima et al., 2010) foram responsáveis pelas maiores inundações registradas na Bacia do Rio Doce. Os maiores valores de vazão e carga de sedimento em suspensão registrados em Dezembro de 2013 ocorreram a partir da atuação do sistema meteorológico ZCAS (CPTEC, 2017) que atuou sobre a Bacia do Rio Doce durante mais de quinze dias (Climanálise, 2013). Neste evento hidrológico, a vazão e a carga de sedimento em suspensão foram quase 17 vezes e 1000 vezes mais elevadas do que a mediana, respectivamente. Este evento resultou em inundações em várias cidades no vale do Rio Doce (CPRM, 2014). Valores mínimos diários observados em Setembro de 2010 ocorreram em resposta a uma seca histórica que ocorreu de Agosto a Outubro de 2010 (Climanálise, 2010).

As variações sazonais de vazão e carga de sedimentos em suspensão apresentaram variações moderadas na estação seca. Na região do Rio Doce, a estação seca é controlada principalmente pela posição do sistema anticiclônico semi-permanente, que está localizado ao norte; isso pode impedir o avanço de sistemas frontais e outros sistemas de baixa pressão (Reboita et al., 2010).

A análise da CDE diária é muito útil para a gestão dos recursos hídricos e trabalhos futuros de engenharia ao longo do canal. A forma da curva indicou que a inundação no Rio Doce é devido a chuvas de alta intensidade e curta duração, com uma resposta rápida à precipitação. A curva muito plana na região de baixos fluxos indicou que o armazenamento de água subterrânea sustenta o fluxo de base do rio durante a estação seca (Hoffman et al., 2011). Desde que a vazão média diária de longo-termo para a Bacia do Rio Doce foi determinada como sendo $816,8 \text{ m}^3/\text{s}$, ela não representa condições normais de fluxo (entre $459,3 \text{ m}^3/\text{s}$ e $646 \text{ m}^3/\text{s}$). Por

consequente, sua utilização para caracterizar as condições médias de fluxo em estudos operacionais e científicos pode levar a conclusões errôneas.

Na escala interanual, 2001 e 2005 foram os anos mais seco e mais úmido, respectivamente. No entanto, a maior carga de sedimentos em suspensão para o Oceano Atlântico ocorreu em 1997, quando o maior número de eventos extremos de cheia (40) foi registrado. Durante 1990, quando nenhum evento extremo de cheia foi registrado, o rio aportou a menor carga de sedimentos em suspensão para o Oceano Atlântico (0,46 milhões de toneladas). Estes resultados sugerem a enorme importância de eventos extremos na escala interanual para o aporte de sedimentos do Rio Doce para o Oceano Atlântico.

As análises de tendência revelaram uma tendência estatisticamente significativa (95% de confiança) para índices de altos fluxos e baixos fluxos, e sem tendência para a precipitação média anual, a vazão média anual ou a carga de sedimento em suspensão média anual. Uma tendência crescente para a magnitude dos eventos extremos de cheia e para a vazão máxima anual, e a tendência decrescente para a magnitude dos eventos extremos de seca e para vazão mínima anual mostrou que durante 1990-2013 houve uma intensificação dos eventos extremos hidrológicos na Bacia do Rio Doce. Uma vez que nenhuma tendência foi encontrada para a precipitação máxima anual e para a precipitação média anual neste estudo e em estudos anteriores (Teixeira e Satyarmuty, 2011; Salviano et al., 2016), estes resultados sugerem que houve uma mudança na forma em como a água da chuva é armazenada no solo e escoada sobre a superfície do terreno para dentro do canal do Rio Doce.

Estudos anteriores (Souza e Knoppers, 2003; Coelho, 2006) têm identificado variações no comportamento do fluxo do Rio Doce. Souza e Knoppers (2003) encontraram uma diminuição na vazão média anual na comparação entre os períodos de 1939-1948 e 1989-1998. Usando dados relativos ao período 1938-2005 e trabalhos de campo, Coelho (2006) também identificou uma significativa diminuição na vazão média anual do Rio Doce. Uma comparação dos valores mínimos e máximos diários a partir deste estudo aos documentados por Coelho (2006) para o período de 1938 e 2005 revela uma intensificação de eventos extremos diários para vazão. Enquanto neste estudo, o valor mínimo e máximo diário foram $72,22 \text{ m}^3/\text{s}$ e $9195,5 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente, Coelho (2006) encontrou um valor mínimo diário de $175 \text{ m}^3/\text{s}$ em 28 de Agosto de 2001 e um valor máximo

diário de 8.670 m³/s em 07 de Janeiro de 1997. A intensificação é principalmente observada para a mínima diária; depois de 2005, em 156 dias, a vazão medida foi menor que 175 m³/s. A única vez que o valor de vazão foi maior do que a encontrada por Coelho (2006) foi durante a grande enchente de Dezembro de 2013. Coelho (2006) concluiu que esta diminuição deveu-se a uma série de intervenções ao longo do rio, com destaque para o desmatamento, as monoculturas, e a construção de reservatórios.

Os resultados da curva de anomalia acumulativa indicam que alterações abruptas significativas na vazão e na carga de sedimento em suspensão ocorreram em 2001. No caso da precipitação, o ponto de mudança ocorreu por volta de 2003. Uma vez que todos apresentaram tendências semelhantes antes (tendência decrescente) e depois de 2001 (tendência crescente), os resultados sugerem que a mudança abrupta ocorreu por volta de 2001-2003 e foi governada principalmente por variações climáticas (precipitação). No entanto, a precipitação foi menor do que a média entre 2002 e 2013, enquanto que a vazão e a carga de sedimento em suspensão começaram a apresentar valores maiores que a média a partir de 2004, indicando que outros elementos não climáticos começaram a controlar variações interanuais dos aportes hídrico e sedimentológico. Esse achado foi confirmado pelas análises de elasticidade e correlação, mostrando que a partir de 2001, as variações interanuais da precipitação começaram a ter pouca influência sobre as mudanças no comportamento da vazão, principalmente depois de 2004.

As anomalias positivas de vazão após 2004 estão associadas a uma intensificação dos eventos extremos de cheia, não impulsionados por variações na precipitação. Assim, desde que nenhuma intensificação foi observada na precipitação na Bacia do Rio Doce, o padrão de escoamento superficial mudou de tal maneira que tem permitido um aumento dos eventos de cheias, mesmo durante os períodos de seca meteorológica. O aumento do escoamento superficial tem sido identificado como um dos principais problemas ambientais na Bacia do Rio Doce (Marques et al., 2004). De acordo com Marques e Knoppers (2004), na Bacia do Rio Doce existe um escoamento superficial de águas pluviais, devido à compactação do solo e à baixa taxa de infiltração. Isso causa uma escassez de água para a vegetação, para a recarga de água subterrânea e, conseqüentemente, mais erosão e modificação do fluxo. As conseqüências são secas ou inundações, dependendo das condições climáticas. A bacia do Rio Doce tem alto grau de desmatamento e degradação do

solo que resultaram de atividades, tais como pastagens, agricultura, silvicultura e alta urbanização de áreas em torno das margens de rios (Coelho, 2006; PIRH-ANA, 2010; Resende Filho et al., 2015).

O desmatamento pode aumentar o risco de inundação com redução do armazenamento e da interceptação, da transpiração, e da capacidade de infiltração (Laurence, 2007); pode também comprometer o fluxo mínimo no período seco e normalizar o fluxo máximo no período de cheias (Pereira et al., 2014). A urbanização diminui a infiltração devido à compactação do solo, aumentando o escoamento superficial e amplificando os eventos extremos de cheias (Zhang et al., 2013). Assim, todas estas atividades associadas às propriedades naturais do solo (alta susceptibilidade à erosão, PIRH-ANA (2010)) da Bacia do Rio Doce têm aumentado o escoamento superficial. Isto resulta no processo de erosão do solo, o que conduz grande volume de água e sedimentos aos cursos de água. É importante destacar que a Bacia do Rio Doce sofre com o desmatamento, com a ausência de medidas de conservação do solo, práticas de monocultura, com a urbanização desordenada e com atividades de mineração desde o início do século 20, principalmente entre 1940 e 1970. Além disso, embora existam vários reservatórios na Bacia do Rio Doce, eles não apresentam potencial para a regularização dos fluxos, não tendo influência sobre a disponibilidade de água com base na série histórica. Assim, os resultados sugerem fortemente que o desmatamento, a urbanização e a degradação dos solos têm sido os fatores responsáveis pela tendência observada nos índices de altos e baixos fluxos observados na estação fluviométrica Ponte de Colatina.

Quando outras áreas da bacia foram analisadas, apenas a estação fluviométrica de Vila Matias - Montante mostrou anomalias positivas de vazão durante 1990-2013. A estação Vila Matias - Montante está localizada na sub-Bacia do Rio Suaçuí Grande, que é o maior afluente do Rio Doce de acordo com o “Atlas Digital das Águas de Minas”. Assim, uma vez que ambas as estações fluviométricas mostraram as mesmas tendências temporais após 2004, os resultados sugerem que as variações interanuais observadas na estação de Ponte de Colatina são principalmente associadas à variações interanuais que ocorreram na região Nordeste, quando comparada com a influência de outras porções da Bacia do Rio Doce. Um plano de gestão eficaz da bacia do Rio Doce deve, portanto, levar em consideração o papel dos afluentes, especialmente no que diz respeito ao uso da terra, uma vez que na região nordeste, ambos o alto potencial erosivo e o risco de deslizamentos de terra

foram registrados pelo PIRH-ANA (2010).

Nas décadas recentes, a vazão e a carga de sedimentos em suspensão dos rios de todo o mundo têm sido fortemente alteradas por atividades humanas como encontrado neste estudo para a Bacia do Rio Doce. Avaliando os efeitos das alterações climáticas e atividades antrópicas na vazão anual (1960-2008), Wang et al. (2012) verificaram que as atividades antrópicas, tais como mudanças no uso do solo são as principais causas que afetam as mudanças de fluxo de sedimentos na bacia do Rio Vermelho (Ásia). Dias et al. (2015), usando dados *in situ* e modelagem hídrica, avaliaram a influência de alterações de cobertura do solo sobre a evapotranspiração e a vazão em pequenas zonas de captação na Bacia do Rio Xingu superior (Mato Grosso, Brasil). A partir de observações de campo, os autores descobriram que a vazão média em bacias com plantação de soja foi cerca de três vezes maior do que a de bacias florestais, enquanto a amplitude média anual de fluxo observada foi mais de duas vezes maior na bacia com plantação de soja do que em áreas florestais. Na China, onde a maioria dos estudos hídricos tem sido desenvolvida (por exemplo, Tang et al., 2013; Zhao et al., 2014; Peng et al., 2016; Zhang et al., 2011), os pesquisadores avaliaram a relação não-estacionária entre a precipitação e a vazão em nove grandes bacias da China durante os últimos 50 anos. Eles encontraram uma diminuição mais acentuada na vazão do que na precipitação nas bacias dos Rios Haihe, Amarelo e Songliao no norte da China, indicando que atividades humanas (irrigação, construção de barragens e uso da terra e mudanças de cobertura da terra) influenciam significativamente a relação entre a precipitação e a vazão. Assim, as atividades humanas, através de mudanças no uso da terra e na cobertura da terra, têm modificado a resposta natural à variabilidade climática em muitos dos rios do mundo. Esta influência deve, portanto, ser incluída em estudos de gestão. É interessante notar que, embora a influência humana tenha sido monitorada e investigada em várias bacias ao redor do mundo, como já referido, na Bacia do Rio Doce pouquíssimos são os estudos que avaliaram o impacto humano sobre o aporte do rio, embora ele tenha sido documentado (Marques e Knoppers, 2004; PIRH-ANA, 2010). O monitoramento extensivo e documentado do Rio Doce começou nos últimos 15-20 anos, o que torna difícil avaliar com precisão a contribuição das atividades climáticas e antrópicas às variações de descarga de água e de sedimento do Rio Doce.

Desde que a vazão e a carga de sedimentos em suspensão medidas na estação

Ponte de Colatina são tomadas como a entrada de fluxo de sedimentos para o Oceano Atlântico na região é inevitável predizer que haverá mudanças na dinâmica costeira e na dinâmica sedimentar na plataforma continental em diferentes escalas. Assim, a enorme discrepância de aporte entre as estações seca e úmida devem resultar em mudanças sazonais no processo morfodinâmico tanto no ambiente praias como na plataforma continental adjacente. Uma implicação importante é que as cheias podem estar mudando a morfologia do delta do Rio Doce através do aumento do volume de sedimentos, o que pode alterar o comportamento das ondas e correntes nas imediações da foz (Manu et al., 2014). Outra importante implicação de variações de longo-termo nos aportes hídrico e de sedimento em suspensão é o aumento dos problemas ambientais. Tais problemas têm sido observados ao longo de todo o percurso do Rio Doce, por exemplo, o lançamento de efluentes domésticos, industriais e da agricultura, e severos eventos de inundação que ocorreram na Cidade de Colatina e outras cidades na bacia em 2013. Além disso, o aumento no tamanho e na quantidade de bancos de areia também tem sido observado (Aprile et al., 2004).

As concentrações de efluentes tendem a aumentar com a diminuição do volume de água e resultar em fortes impactos negativos sobre organismos (incluindo seres humanos) e os ecossistemas, bem como causando perdas sócio-econômicas. Outro problema comum na bacia do Rio Doce é a atividade de mineração. Um exemplo foi o substancial impacto sobre o Rio Doce após a ruptura de uma barragem de resíduos de minérios no estado de MG em Novembro de 2015 (IBAMA, 2015), quando a vazão natural mensal nos reservatórios existentes na bacia do Rio Doce estava bem abaixo da média histórica para o período (ANA, 2015). Entre os impactos documentados são a morte de organismos terrestres e aquáticos, a interrupção do abastecimento de água, e a interrupção da pesca indefinidamente (IBAMA, 2015). A outra implicação séria deste desastre é o transporte de contaminantes para a planície de inundação durante cheias extremas, onde várias cidades estão localizadas. Uma vez que estes eventos estão se intensificando, é bastante provável que outras barragens irão romper ou que os efluentes químicos chegarão às ruas e às casas, agravando ainda mais o problema causado.

5. CONCLUSÕES

Pontos importantes que devem ser considerados para propósitos de gerenciamento

costeiro e marinho de bacias hidrográficas foram identificados neste estudo. A carga de sedimentos do Rio Doce e conseqüente, o aporte de sedimentos para o oceano está diretamente relacionado ao volume de chuva nas escalas mensais e sazonais. A análise dos dados mostrou que as variações temporais de longo-termo para vazão e carga de sedimento em suspensão são controladas pelo clima, enquanto que na escala interanual foram observadas ambas as influências do clima e de atividades humanas. Os resultados sugerem que principalmente após 2004, as atividades antrópicas, como o desmatamento, a urbanização e a degradação do solo foram os fatores responsáveis pelo aumento na magnitude dos eventos de cheia (mesmo durante períodos de seca meteorológica) e pela redução da magnitude dos eventos de seca.

Outro ponto importante concluído neste estudo é a importância de eventos hidrológicos extremos no comportamento de longo-termo do aporte de sedimento em suspensão do Rio Doce.

Os resultados deste estudo contribuem para a construção de planos de gestão eficazes na Bacia do Rio Doce, definindo o comportamento típico do rio, e permitindo a detecção de condições hidrológicas extremas. Por conseguinte, os impactos sobre a bacia e os ambientes costeiro e marinho podem ser mitigados ou impedidos.

CAPÍTULO 3 : CENÁRIOS METEOROLÓGICOS TÍPICOS DE VENTO E SUA RELAÇÃO COM A DISTRIBUIÇÃO SEDIMENTAR NA PLATAFORMA CONTINENTAL CENTRO-NORTE DO ESPÍRITO SANTO

1. INTRODUÇÃO

A dinâmica sedimentar em plataformas continentais é um processo complexo e multidimensional que resulta das interações das forçantes hidrodinâmicas com as partículas sedimentares, através de processos físicos como a erosão, a ressuspensão, o transporte e a deposição (Amoudry e Souza, 2011). Através de diversos processos na interface oceano-atmosfera, tais forçantes hidrodinâmicas estão constantemente sob a influência das diferentes condições atmosféricas que atuam sobre a plataforma continental. Portanto, alterações nessas condições podem influenciar diretamente na dinâmica sedimentar via mudanças na circulação hidrodinâmica local e regional. Tal interação tem sido documentada por diversos estudos realizados em ambientes sedimentares de plataforma (Piñones et al., 2005; Bourrin et al., 2008; Warner et al., 2008; Xia et al., 2010; Warner et al., 2012; Dalyander e Butman, 2015; Tarya et al., 2015). Esses estudos identificaram que as condições atmosféricas, principalmente na escala sinótica, têm controlado tanto a mobilidade e o transporte de sedimento através da ação de ondas e correntes derivadas da ação do vento (Warner et al., 2008; Warner et al., 2012; Bever e Harris, 2014; Zhang et al., 2016), como a dinâmica de plumas fluviais (Piñones et al., 2005; Xia et al., 2010; Liste et al., 2014; Tarya et al., 2015) em diversas plataformas continentais ao redor do mundo. Warner et al. (2008) documentaram que na Baía de Massachusetts a orientação do vento relativa à costa oeste da baía determina o padrão de circulação regional, bem como a mobilização e o transporte de sedimentos. Na região de Long Bay (Carolina do Sul), Warner et al. (2012) encontraram que a dinâmica de sedimentos é fortemente influenciada pelos sistemas meteorológicos que atuam na região, de forma que o tipo de frente/tempestade e a duração do evento determina a direção e a magnitude do fluxo líquido de sedimentos. Liste et al. (2014) estudando a dispersão de plumas fluviais na costa Catalã encontraram uma forte resposta dessas plumas aos ventos locais. Os autores observaram que durante condições pós-chuva, ventos de oeste e norte espalharam a pluma para mais longe da costa, enquanto que ventos de sul e leste confinaram a pluma mais próximo à costa.

A plataforma continental adjacente à costa do Espírito Santo é caracterizada por uma variedade de características geomorfológicas associadas a uma cobertura sedimentar heterogênea (Bastos et al., 2015; Quaresma et al., 2015). Tal distribuição morfosedimentar resulta em diferentes processos e cenários morfodinâmicos em virtude da ação dos vários agentes físicos que atuam na região, em especial àqueles derivados das forçantes atmosféricas. Embora haja estudos que indiquem a influência das condições meteorológicas sinóticas sobre a dinâmica de sedimentos na plataforma (Albino e Suguio, 2010; Quaresma et al., 2015), o real papel dos sistemas atmosféricos nesta dinâmica ainda não é bem compreendido. Na região oceânica adjacente à costa do Espírito Santo, condições meteorológicas típicas, na escala sinótica, são provenientes do predomínio da influência do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), da ação dos Sistemas Transientes (ST - frentes frias, sistemas de baixa e alta pressão de médias e altas latitudes) que se propagam ao longo da costa sudeste do Brasil (Cavalcanti et al., 2009) e da Zona de Convergência do Atlântico Sul - ZCAS (Carvalho et al., 2004). Este último é extremamente importante para a estação chuvosa do sudeste do Brasil, sendo geralmente responsável pelas grandes vazões dos rios que deságuam na plataforma continental do Espírito Santo, como por exemplo, o Rio Doce (Lima et al., 2005). Cabe ressaltar que, o Rio Doce é uma importante fonte de sedimento e nutrientes para a região centro – norte da plataforma continental do Espírito Santo (Patchineelam e Smoak, 1999; Quaresma et al., 2015, Oliveira e Quaresma, 2017). Uma das razões que tem dificultado o entendimento da influência sinótica de forçantes meteorológicas sobre a dinâmica sedimentar da plataforma continental do Espírito Santo é que as características atmosféricas típicas sob a atuação do ASAS, dos ST e da ZCAS, bem como sua variabilidade ao longo da plataforma continental não são bem conhecidas. Os estudos realizados até o momento focaram ou na escala sazonal (Piumbini, 2009) ou em pontos únicos da costa do Espírito Santo (Mattiuzzi e Marchioro, 2012). Consequentemente existe uma lacuna de informações a respeito das características meteorológicas típicas na escala sinótica, inviabilizando assim, o entendimento da relação entre esses sistemas e a dinâmica sedimentar local. Desta forma, o conhecimento da variabilidade espacial das condições típicas de vento, bem como a construção de cenários sinóticos típicos para a região oceânica adjacente à costa do Espírito Santo deve auxiliar na compreensão do papel das condições meteorológicas sinóticas nos diversos

processos morfosedimentares observados na região.

Neste contexto, a proposta deste estudo é a caracterização das condições sinóticas típicas de vento e a construção de cenários para o trecho centro - norte da região oceânica adjacente à costa do Espírito Santo (daqui por diante referido por CNES), sob a ação do ASAS, dos ST e da ZCAS. Além disso, objetiva-se identificar assinaturas dessas forçantes na distribuição sedimentar na plataforma continental do Espírito Santo mapeada em estudos anteriores (Moscon e Bastos, 2010; Bastos et al., 2015; Quaresma et al., 2015; Silva, 2017).

Este capítulo está organizado da seguinte forma: seção 1: Introdução; seção 2: Sistemas Meteorológicos, onde será apresentada uma revisão da literatura especializada sobre os sistemas considerados neste estudo; seção 3: que explica os dados e os métodos utilizados; seção 4: Resultados; seção 5: Discussão e seção 6: Conclusões.

2. SISTEMAS METEOROLÓGICOS

2.1 Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul - ASAS

Entre os diferentes centros de ação que exercem influência sobre as condições meteorológicas sinóticas sobre a CNES, o ASAS destaca-se por ter o maior domínio temporal, sendo responsável pelos campos de vento e pressão superficial prevalentes na região (Venegas et al., 1997). Sobre a posição climatológica, os autores *op cit* encontraram o centro de ação do ASAS localizado sobre o Atlântico Leste, em 30°S e 5°W. Segundo Taschetto e Wainner (2002), para o campo de pressão ao nível médio do mar na região da CNES, 90% da variância é explicada pelo ciclo sazonal associado ao ASAS, mostrando o papel fundamental deste sistema no comportamento das condições típicas observadas na pressão ao nível médio do mar nesta região.

Quanto ao campo de ventos em superfície, a atuação do ASAS tem sido associada à penetração de ventos de norte, nordeste e leste na região da CNES (Nimer, 1989; Satyamurty et al., 1998; Taschetto e Wainner, 2002; Dereczynski et al., 2015). Tais mudanças de direção, bem como a velocidade do vento dependem da posição e da intensidade do ASAS, a qual tem forte variação sazonal (Taschetto e Wainner, 2002; Miyasaka e Nakamura, 2010).

Além dos campos de vento e pressão ao nível médio do mar, o ASAS tem importante papel no desenvolvimento e comportamento da Zona de Convergência

do Atlântico Sul (Kodama, 1992; Peagle e Mo, 2002), um importante fenômeno atmosférico para a região da CNES e que será tratado posteriormente.

2.2 Sistemas Transientes

Diversos ST de alta e baixa pressão, com origem nas regiões subtropical e extratropical do Hemisfério Sul alcançam a costa sudeste do Brasil (Satyamurty et al., 1998). Entre os ST que se propagam nesta região, os sistemas frontais são os mais comuns que modificam as condições de tempo (Satyamurty et al., 1998), principalmente durante o inverno, quando estes sistemas chegam com mais frequência às baixas latitudes da América do Sul (Oliveira e Nobre, 1986; Nimer, 1989; Cavalcanti et al., 2009). O maior tempo de permanência dos sistemas, no entanto, foi observado nos meses de Outubro a Março, em associação à atividade da ZCAS (Oliveira e Nobre, 1986; Satyamurty et al., 1998). Apesar deste comportamento sazonal, os sistemas frontais são observados nesta região ao longo de todo ano, com uma frequência mensal de 5 (4) sistemas entre 25°S e 20°S (ao norte de 20°S) (Lemos e Calbete, 1996). Sobre a trajetória destes sistemas, enquanto o ciclone de médias latitudes move-se a partir do Pacífico, ao sul de 35°S, tomando curso leste – sudeste, no Atlântico, a frente fria associada ao centro de baixa pressão move-se para nordeste até latitudes mais baixas (Satyamurty et al., 1998).

Na retaguarda dos sistemas frontais que atingem a região da CNES estão os anticiclones polares pós-frontais (Satyamurty et al., 1998). Estes sistemas, quando alcançam a região sudeste são responsáveis pelas fortes quedas de temperatura observadas após a passagem do sistema frontal (Nimer, 1989; Cavalcanti et al., 2009). Nesta região, estes sistemas gradualmente se enfraquecem e se fundem com o ASAS.

Outros ST que atuam sobre a região da CNES são os ciclones subtropicais. Ciclones subtropicais são sistemas de baixa pressão não frontais que apresentam características de ambos os ciclones tropicais e extratropicais (HART, 2003). Estes estão geralmente associados a fortes ventos próximos a superfície (Gozzo e Rocha, 2012), e se desenvolvem com frequência relativamente uniforme ao longo de todo o ano, sendo observados principalmente próximos à zona costeira (Evans e Braun, 2012; Gozzo et al., 2014).

A passagem de ST é responsável pela alteração nos campos de pressão

atmosférica ao nível médio do mar, de vento, e de outras variáveis atmosféricas, ao longo da sua trajetória (Wallace e Hobbs, 1977). Em relação aos campos de pressão atmosférica ao nível médio do mar, as alterações ocorrem conforme a aproximação dos sistemas de baixa pressão (ciclones) ou de alta pressão (anticiclones). Tais alterações podem provocar sobre-elevações do nível do mar na plataforma sul-sudeste do Brasil (Innocentini e Caetano Neto, 1996; Rocha et al. 2004), resultando muitas vezes em processos de erosão costeira, favorecendo a destruição da orla e intrusões salinas (Rodrigues et al., 2004). Já em relação aos campos de vento, a passagem de ST é responsável por uma mudança na direção do vento quando esses se aproximam e passam pela região da CNES. Nessa região, o vento que era inicialmente de norte/nordeste/leste (atuação do ASAS), sob a atuação dos ST adquire frequentemente, as direções sul, sudeste e sudoeste, variando a direção conforme a sua posição quando alcançam esta região (Nimer, 1989; Justi da Silva e Silva Dias, 2002; Dereczynski et al., 2015). A intensidade destes campos de vento depende das características dos ST e do gradiente de pressão que se instala com a sua aproximação e passagem.

2.3 Zona de Convergência do Atlântico Sul

A ZCAS é um sistema atmosférico característico da circulação atmosférica da América do Sul durante os meses de Verão (Carvalho et al., 2004), sendo juntamente com a atividade convectiva na bacia Amazônica os principais componentes do Sistema de Monção da América do Sul (Jones e Carvalho, 2002). Os eventos de ZCAS são caracterizados pela presença de uma banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE), que se estende desde o centro-sul da Amazônia até a região sudeste do Brasil, e frequentemente, sobre o Oceano Atlântico subtropical (Satyamurty et al., 1998; Cavalcanti et al., 2009). Esta banda de nebulosidade é derivada inicialmente da maior intensidade dos ventos alísios de nordeste que transportam mais umidade do oceano Atlântico Tropical para a bacia Amazônica (Grimm et al., 2005; Drumond et al., 2008). Outra sugerida fonte de umidade para a ZCAS é a evapotranspiração local (Grimm et al., 2007; Quadro et al., 2012). Uma parte da umidade da região Amazônica é transportada para o sudeste e centro-oeste do Brasil pelo escoamento resultante da convergência do Jato de Baixos Níveis de noroeste com os ventos de nordeste induzidos pela circulação do ASAS (Kousky, 1988; Kodama, 1992; Liebmann et al.,

1999; Grimm et al., 2005).

Outro elemento importante na organização e manutenção dos eventos de ZCAS é a permanência dos sistemas frontais sobre a região sudeste do Brasil (Oliveira e Nobre, 1986; Siqueira e Machado, 2003; Cunningham e Cavalcanti, 2006; Nieto-Ferreira et al., 2011). Segundo Oliveira e Nobre (1986), com base em uma climatologia de 10 anos (Janeiro de 1975 a Dezembro de 1984), foram identificadas interações significativas entre os sistemas frontais das latitudes médias e a convecção tropical da Amazônia, quando estes apresentam um caráter estacionário sobre o sul-sudeste do Brasil. Ainda segundo estes autores, esta tendência à estacionaridade foi observada principalmente em latitudes inferiores à 20°S, nos meses de Fevereiro a Abril e de Agosto a Outubro. Nieto-Ferreira et al. (2011) investigaram o papel de frentes frias no início do Sistema de Monção da América do Sul, para o período de 1998 - 2008. Eles encontraram que enquanto frentes frias, que ocorreram antes do início da ZCAS, passam através da América do Sul, desconectadas com a região da Bacia Amazônica e, não alcançam a região da ZCAS, as frentes frias que ocorrem durante a ZCAS continuam a se propagar em direção a nordeste ao longo da costa leste da América do Sul, tornando-se estacionárias na região da ZCAS por alguns dias. Outro importante resultado destes autores foi mostrar que a precipitação é significativamente maior na região da ZCAS quando frentes frias ocorrem durante este evento.

Diversos estudos têm mostrado a importância da ZCAS para o regime de precipitação da América do Sul (Carvalho et al., 2002; Lima et al., 2010; Reboita et al., 2010; Grimm, 2011; Quadro et al., 2012). Carvalho et al. (2002), investigando eventos de precipitação extrema diária no estado de São Paulo, encontraram que 35% dos eventos de precipitação extrema ocorreram quando a atividade convectiva na ZCAS foi intensa sobre grandes partes da América do Sul, incluindo o estado de São Paulo. Para a região Sudeste do Brasil, Lima et al. (2010) mostraram que os eventos de precipitação intensa no verão austral, associam-se em 47% à eventos de ZCAS. Grimm (2011) encontrou que variações no comportamento da ZCAS é a segunda principal fonte de variabilidade para a precipitação no verão da América do Sul, evidenciando a importância deste fenômeno para o regime de precipitação.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste estudo foram utilizados dados de velocidade e direção do vento a 10 metros

da superfície, extraídos da reanálise do *NCEP - Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)*; Saha et al., 2010). Os dados apresentam resolução temporal de 6 horas e resolução espacial horizontal de 0.5° de latitude por 0.5° de longitude. Os dados cobrem o período de 01/01/1979 a 20/09/2014, estando distribuído em 14 pontos dentro da área delimitada na Figura 3.1.

Desde que os dados de velocidade e direção do vento a 10 metros da superfície, extraídos da CFSR, são utilizados neste estudo para caracterização das condições típicas de vento na CNES faz-se necessário uma análise da qualidade desses dados. Tal análise já foi previamente realizada por Dereczynski et al. (2015). Os autores encontraram que além da CFSR representar de forma satisfatória os ventos na CNES, a reanálise também apresenta bons resultados quando se trata da detecção da passagem de sistemas frontais, com 76% de acerto. Desta forma, com base nos resultados de Dereczynski et al. (2015), a CFSR pode ser utilizada com boa confiança na caracterização das condições típicas de vento na região de estudo. Para fins de análise dos resultados, os pontos sobre a CNES foram divididos em cinco setores: setor sul - P1 à P4, setor centro-sul - P6 à P8, setor central - P10 à P12, setor centro-norte - P15 e P16 e setor norte - P19 e P20.

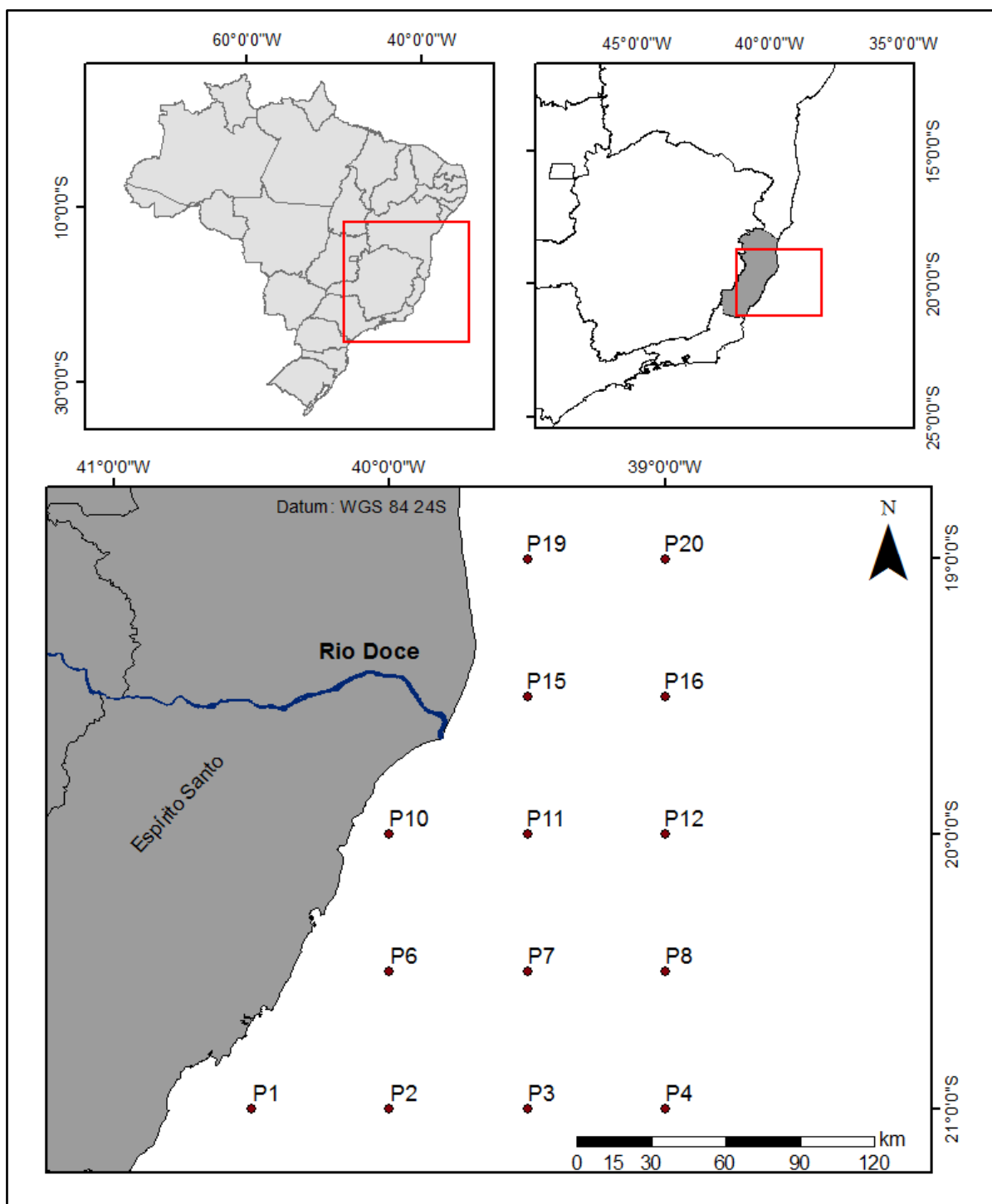


Figura 3.1: Mapa com a localização dos 14 pontos de grade (designados pela letra P) sobre a região oceânica adjacente à costa do Espírito Santo. Pontos P1, P6, P10, P15, P16, P19 e P20 estão localizados sobre a plataforma Continental do Espírito Santo.

3.1 Métodos

A fim de alcançar os objetivos estabelecidos neste estudo, a metodologia foi dividida em quatro etapas:

Na primeira etapa foram identificadas as direções típicas de vento associadas ao ASAS e aos ST, a partir da revisão bibliográfica descrita na seção 2. Com base na

revisão foi identificado que sob a atuação do ASAS, ventos na CNES apresentam predominantemente direção de Norte, Nordeste e Leste e que sob a atuação de ST são observados ventos oriundos do quadrante sul, ou seja, Sudeste, Sul e Sudoeste. Na segunda etapa, a partir dos dados de vento extraídos da *CFSR*, foram analisados os aspectos gerais de intensidade e direção do vento ao longo da CNES e sob a atuação do ASAS e dos ST, separadamente. Nesta etapa, a determinação das condições típicas de vento sob a atuação de ambos os sistemas foi obtida a partir de análises estatísticas descritivas e da determinação do pico de ocorrência de velocidade do vento. Em relação às análises estatísticas descritivas foram calculadas as frequências direcionais para cada um dos 14 pontos considerados, além do cálculo da moda da direção para cada um dos pontos. Em relação à intensidade do vento, o pico de ocorrência de intensidade para cada um dos sistemas considerados (ST e ASAS) foi obtido através da análise de distribuição conjunta de intensidade e direção do vento.

A terceira etapa compreendeu a construção dos cenários típicos de vento sob a atuação do ASAS e dos ST. Os cenários foram construídos com base nos picos de ocorrência de intensidade e direção observados na área de estudo e nos períodos típicos médios de atuação de cada um dos sistemas. O período foi calculado com base na direção do vento em cada instante amostrado, de forma que foram contabilizados instantes consecutivos em que foram observados ventos de sul, sudeste e sudoeste, no caso dos ST, e ventos de norte, nordeste e leste, no caso do ASAS. A partir dos períodos obtidos foram calculados os valores médios e máximos para cada um dos 14 pontos considerados, bem como os valores médios e máximos gerais.

Os dados utilizados na análise dos aspectos gerais de direção e intensidade do vento, bem como na construção dos cenários típicos de vento sob a atuação do ASAS e dos ST cobrem o período de 01/01/1979 a 20/09/2014.

A quarta etapa compreendeu a caracterização das condições típicas de vento durante eventos de ZCAS. Nesta etapa, além do levantamento teórico, também foram utilizadas informações disponibilizadas pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). As informações foram obtidas a partir: da Revista Climanalise; do Boletim Técnico; do Boletim da Síntese Sinótica Mensal; do Boletim de Casos Significativos do Mês; e do Boletim de Análise de Eventos Extremos.

O comportamento do vento durante eventos de ZCAS foi analisado para o período

de Dezembro de 1995 a Março de 2014. Cada estação chuvosa, na qual foram catalogados os eventos de ZCAS se inicia no mês de Outubro e termina no mês de Abril, do ano seguinte. A partir da identificação dos eventos foram selecionados àqueles que atuaram sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Doce. Este critério foi estabelecido devido ao fato dos aportes hídrico e sedimentológico do Rio Doce serem fortemente influenciados por eventos de ZCAS (Cupolillo, 2008; Oliveira e Quaresma, 2017), e que esse rio é a principal fonte de água e sedimento para a CNES (Lima et al., 2005). O levantamento dos eventos de ZCAS a partir da literatura resultou na identificação de 133 eventos, entre o período de 12/1995 a 03/2014. Destes, 119 ocorreram sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Doce.

Para investigar as direções típicas de vento durante os eventos de ZCAS foi escolhido o ponto P10, que se localiza a sudoeste da foz do Rio Doce. Para cada evento, as análises também consideraram o comportamento do vento nos dois dias que antecedem o evento (pré-ZCAS) e nos dois dias posteriores ao evento (pós-ZCAS). Também foram identificados os períodos de evento de maior frequência. No caso da ZCAS, a construção dos cenários típicos de vento foi feita com base nas direções de vento predominantes e nos períodos típicos encontrados durante a análise do ponto P10.

A direção dos ventos foi determinada considerando a seguinte divisão: N: Norte (337,5° - 360°; 0° - 22,5°), NE: Nordeste (22,5° - 67,5°), L: Leste (67,5° - 112,5°), SE: Sudeste (112,5° - 157,5°), S: Sul (157,5° - 202,5°), SW: Sudoeste (202,5° - 247,5°), W: Oeste (247,5° - 292,5°), NW: Noroeste (292,5° - 337,5°).

4. RESULTADOS

4.1 Aspectos Direcionais

A análise espacial direcional do campo de vento (Tabela 3.1) mostra a persistência de ventos dos quadrantes norte e nordeste por toda a área de estudo, com ventos de nordeste apresentando as maiores frequências em quase todos os pontos. As exceções foram os pontos P6 e P10, nos quais a frequência de ventos do quadrante norte foi cerca de 5% maior que os ventos oriundos de nordeste. A dominância de ventos associados ao ASAS na região da CNES está de acordo com o que foi discutido por Nimer (1989) e Venegas et al. (1997).

Tabela 3.1: Porcentagem da direção do vento para cada um dos 14 pontos analisados ao longo da CNES, para o período de 01/01/1979 - 20/09/2014. Os pontos sobre a plataforma continental são destacados em negrito.

	P19	P20	Direção	
	18,92	17,10	N	
	33,28	37,13	NE	
	16,86	20,17	L	
	12,66	12,98	SE	
	12,60	9,05	S	
	1,74	1,12	SW	
	1,02	0,53	W	
	2,91	1,93	NW	
	P15	P16		
	21,45	20,09	N	
	33,05	36,20	NE	
	14,38	18,12	L	
	11,68	11,93	SE	
	13,13	9,36	S	
	2,08	1,58	SW	
	0,95	0,58	W	
	3,28	2,14	NW	
	P10	P11	P12	
	28,43	25,71	24,03	N
	23,83	31,93	33,97	NE
	9,82	12,48	16,69	L
	9,07	10,45	11,39	SE
	16,25	12,54	8,69	S
	4,81	3,18	2,28	SW
	1,42	0,85	0,67	W
	6,37	2,87	2,26	NW
	P6	P7	P8	
	33,23	28,64	27,31	N
	27,50	32,30	32,29	NE
	8,46	11,74	15,79	L
	7,40	9,60	11,01	SE
	12,29	10,49	7,85	S
	7,47	4,40	2,69	SW
	1,22	0,91	0,93	W
	2,42	1,90	2,12	NW
P1	P2	P3	P4	
27,20	29,25	29,74	28,97	N
32,52	33,64	31,98	31,14	NE
9,83	9,33	12,45	15,36	L
6,19	7,64	9,92	11,13	SE
9,37	10,14	8,86	7,38	S
9,47	6,85	4,14	2,82	SW
2,77	1,40	1,08	0,95	W
2,65	1,75	1,83	2,26	NW

Sobre a CNES, os resultados mostram que em média, ventos de leste são responsáveis por 13,68% dos registros, com as maiores frequências nos setores norte (média de 18,51%) e centro-norte (média de 16,25%), e também nos pontos mais externos (P4, P8, P12, P16 e P20). Além disso, também foi possível identificar nesses pontos mais externos um aumento na frequência dos ventos de leste em direção ao setor norte, juntamente com os ventos de nordeste. O aumento da frequência destes ventos de leste à medida que se afasta da costa deve-se a aproximação da zona principal de influência do ASAS, desde que sua posição climatológica encontra-se no setor leste do Oceano Atlântico (30°S de latitude e 8°W de longitude) (Mächel et al., 1998).

Na Tabela 3.1 é possível observar um aumento da porcentagem de ventos de nordeste e leste e uma diminuição dos ventos de norte em direção ao setor norte da CNES, sugerindo uma substituição dos ventos de norte por ventos de nordeste e leste em direção ao norte da área de estudo. Resultado esse muito interessante. Para confirmar essa substituição foi feito o cálculo da direção modal (Tabela 3.2). Pode-se observar na Tabela 3.2, a clara substituição da direção modal de ventos de norte no setor sul por ventos de nordeste e leste à medida que se avança para o setor norte. Destaca-se que enquanto nos pontos mais próximos à costa os ventos de norte são substituídos por ventos de nordeste, nos pontos mais distantes da costa são substituídos por ventos de leste.

Tabela 3.2 - Distribuição da direção modal do vento ao longo da Plataforma Continental do Espírito Santo (CNES).

Setor	Direção Modal			
Norte		45°	90°	
Centro-Norte		45°	90°	
Centro	360°	45°	45°	
Centro-Sul	360°	360°	45°	
Sul	360°	360°	360°	360°

Os ventos de sudeste, sul e sudoeste apresentaram valores intermediários de frequência em todos os pontos, sendo que as maiores frequências foram encontradas no setor central para ventos de sul, no setor norte para ventos de sudeste, e no setor sul para ventos de sudoeste (Tabela 3.1). Além disso, foi encontrada uma inversão longitudinal na dominância dos ventos de quadrante sul: enquanto ventos de sul e sudoeste foram mais dominantes nos pontos próximos à costa, ventos de sudeste foram dominantes na porção mais externa e nos setores

mais ao norte. Tais ventos do quadrante sul estão associados à passagem dos diversos ST (Nimer, 1989).

Os ventos oriundos do quadrante oeste foram os que apresentaram as menores frequências em todos os pontos, seguidos pelos ventos de sudoeste nos setores centro – norte e norte e pelos ventos de noroeste nos setores centro – sul e sul. Estes ventos de oeste podem estar associados à passagem de sistemas frontais. Segundo Justi da Silva e Silva Dias (2002), na região sudeste do Brasil, numa situação pré-frontal, o vento que era inicialmente de nordeste, passa a girar no sentido anti-horário, à medida que a frente fria se desloca. Desta forma, com a passagem do sistema, o vento passa a ser de noroeste, depois fluindo de sudoeste, sul e sudeste, à medida que se desloca.

4.2 Períodos Típicos: ASAS e ST

Os períodos médio e máximo de atuação do ASAS e dos ST sobre a CNES, na escala de dias, são apresentados nas Tabelas 3.3 e 3.4, respectivamente. Os períodos de atuação foram determinados com base no tempo de atuação dos ventos de norte, nordeste e leste no caso do ASAS, e no tempo de atuação dos ventos de sudoeste, sul e sudeste no caso dos ST. Sob a atuação do ASAS foi encontrado que os ventos associados a esse sistema atuam por um período médio de 3,6 dias e por um período máximo de 72,3 dias sobre a CNES.

Tabela 3.2: Distribuição da direção modal do vento ao longo da Plataforma Continental do Espírito Santo (CNES).

Ventos de norte, nordeste e leste				Ventos de sudeste, sul e sudoeste					
Período médio				Período médio					
Norte	2,65	3,73		Norte	1,58	1,51			
Centro-norte	2,75	3,88		Centro-norte	1,69	1,58			
Centro	2,02	3,24	4,13	Centro	1,80	1,73	1,58		
Centro-sul	3,62	4,15	4,47	Centro-sul	1,71	1,66	1,55		
Sul	3,18	4,00	4,50	4,61	Sul	1,33	1,54	1,57	1,55

Tabela 3.3: Período máximo (em dias) de atuação dos ventos de norte, nordeste e leste e de atuação dos ventos de sudeste, sul e sudoeste sobre a CNES.

Ventos de norte, nordeste e leste				Ventos de sudeste, sul e sudoeste			
Período máximo				Período máximo			
Norte	48,75	90,75		Norte	14,50	14,50	
Centro-Norte	57,50	90,50		Centro-Norte	14,50	12,50	
Centro	29,75	56,00	90,50	Centro	16,50	12,00	11,50

Centro-Sul	60,00	89,75	90,25	Centro-Sul	12,50	11,75	9,75
Sul	68,50	60,25	89,75	Sul	12,25	10,25	9,50

Pode-se observar um aumento dos períodos médio e máximos dos ventos sob a atuação do ASAS a medida que se afasta da costa em todos os setores da CNES. Este resultado também se deve a aproximação da zona principal de influência do ASAS, convergindo com os encontrados no *item 4.1*. Em contraste foi encontrada uma diminuição de ambos os períodos médios e máximos em direção ao norte da CNES, sugerindo uma diminuição da atuação dos ventos associados o ASAS nos setores mais ao norte.

Com o objetivo de confirmar esta diminuição dos ventos associados o ASAS em direção ao setor norte, foi realizado o somatório das porcentagens referentes aos ventos de norte, nordeste e leste para cada um dos pontos analisados (Tabela 3.5). Embora se observe o domínio temporal dos ventos associados ao ASAS por toda a área de estudo, é evidente a redução da porcentagem desses ventos em direção ao setor norte da CNES, principalmente na porção mais costeira (redução de 5%).

Tabela 3.5 - Somatório da porcentagem dos ventos de norte, nordeste e leste para cada um dos 14 pontos.

	Quadrante Norte			
Norte	69,06	74,40		
Centro-norte	68,89	74,41		
Centro	62,08	70,11	74,70	
Centro-sul	69,20	72,69	75,39	
Sul	69,55	72,22	74,16	75,46

Para os ventos sob a atuação dos ST foi encontrado que em média estes atuam por um período médio de 1,60 dias e por um período máximo de 12,25 dias. Analisando os períodos médio e máximos dos ventos sob a atuação dos ST (sul, sudeste e sudoeste) (Tabelas 3.3 e 3.4), observa-se uma redução de ambos os períodos à medida que se afasta da costa e um aumento do período máximo de atuação dos ST em direção ao norte. Os resultados encontrados para o período máximo sugerem que quando sistemas transientes estacionam na costa do Espírito Santo, esses tendem a se estacionar mais na porção norte do estado. Isto posto, enquanto uma maior assinatura associada o ASAS é sugerida nos processos físicos derivados da ação do vento nos setores mais ao sul da CNES, os resultados encontrados aqui indicam uma maior assinatura dos ST sobre esses processos nos setores mais ao norte.

4.3 Distribuição Conjunta: Direção x Intensidade

A Figura 3.2 mostra a distribuição conjunta entre intensidade e direção dos ventos para os cinco pontos mais próximos à costa (P1, P6, P10, P15 e P19). Destaca-se que a análise de distribuição conjunta foi realizada para os 14 pontos considerados neste estudo, e os resultados abaixo descrevem as características de toda a área de estudo.

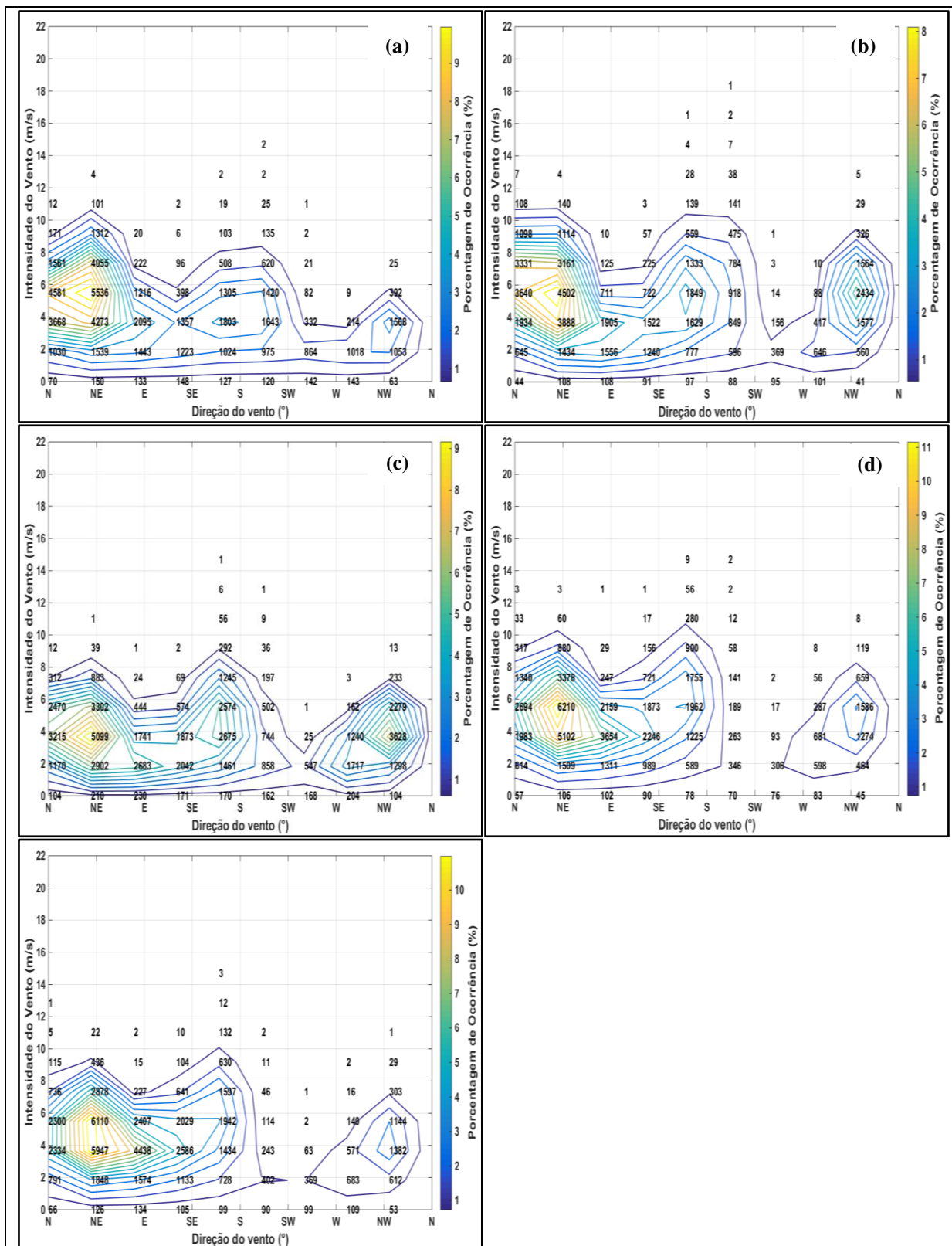


Figura 3.2: Distribuição conjunta de intensidade e direção dos ventos à 10 metros nos pontos P1 (a), P6 (b), P10 (c), P15 (d) e P19 (e). Para localização dos pontos, ver Figura 3.1.

A análise dos dados mostrou que o pico de ocorrência são ventos de norte e nordeste com intensidades entre 4 e 8 m/s. Também foi encontrado que sob a

atuação do ASAS, ventos com direção norte apresentaram as maiores intensidades (máximo de 18 m/s) e ventos de leste as menores intensidades. Aliás, ao longo de todo o registro, ventos de leste estão associados às menores intensidades. Enquanto ventos de norte e nordeste apresentam geralmente pico de ocorrência de intensidades entre 4 e 8 m/s, ventos de leste foram observados com pico de ocorrência de intensidades entre 2 e 6 m/s. No que se refere aos ventos associados à passagem de ST, a análise de distribuição conjunta mostrou que esses ventos são responsáveis pelas maiores intensidades observadas sobre a CNES (cerca de 20 m/s). Também se observa que o pico de ocorrência, sob a atuação dos ST, são ventos de sul e sudeste, com intensidades também entre 4 e 8 m/s.

Uma análise espacial mostrou que enquanto nos pontos mais próximos à costa o pico de ocorrência de ventos de nordeste está associado à intensidades entre 4 e 6 m/s, nos pontos mais distantes da costa, o pico de ocorrência de ventos de nordeste está associado à intensidades entre 6 e 8 m/s. Esse mesmo padrão foi encontrado para os ventos associados à passagem de ST, mostrando que no geral, maiores intensidades são encontradas na porção *offshore* da área de estudo e menores intensidades são encontradas na porção costeira dessa. Sobre a plataforma os valores estão entre 4 e 6 m/s, com exceção da porção externa dos setores mais ao norte da plataforma (P16 e P20).

Um resultado interessante que foi confirmado pela análise de distribuição conjunta está relacionado ao comportamento dos ventos de norte. No tópico 4.1 deste estudo já foi apresentado que a frequência de ventos oriundos dessa direção diminui em direção aos setores mais ao norte da CNES, sendo substituídos por ventos de nordeste e leste. Através da análise de distribuição conjunta ficou evidente o aumento da importância dos ventos de norte em direção ao sul, principalmente nos pontos mais próximos à costa.

4.4 Comportamento do vento sob a atuação da ZCAS

Para identificar o período típico de atuação da ZCAS foi calculada a duração dos períodos de ZCAS (Tabela 3.6). Os eventos de maior frequência apresentaram período de 5 dias (35 eventos), 6 dias (24 eventos), 4 dias (16 eventos) e 7 dias (11 eventos). As 3 classes de duração mais frequentes correspondem a 63 % dos eventos de ZCAS sobre a CNES, e foram analisadas para um único ponto dentro da malha amostral (P10).

Tabela 3.6 - Duração dos 119 eventos de ZCAS observados sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Doce, e número de eventos referentes.

Duração em dias	Número de eventos
3	2
4	16
5	35
6	24
7	11
8	8
9	6
10	5
11	5
12	4
13	1
21	1
23	1
TOTAL	119

A análise do comportamento do vento mostrou que dos 16 eventos com duração de 4 dias, 12 eventos apresentaram uma dominância de ventos associados ao ASAS durante o período pré-ZCAS, e desses, 8 apresentaram uma dominância de ventos associados ao ASAS durante o período pós-ZCAS. Durante o período de atuação da ZCAS somente 2 eventos apresentaram somente ventos associados ao ASAS, de forma que os 14 eventos restantes apresentaram ventos associados à passagem dos ST (sul, sudeste e sudoeste) por períodos que duraram desde 18 horas até os 4 dias de duração do evento. Esta dominância de ventos associados ao ASAS nos períodos de pré-ZCAS e pós-ZCAS também foi observada para os eventos com duração de 5 e 6 dias.

Em relação aos eventos de 5 dias, dos 35 eventos, 30 (5) eventos foram caracterizados por ventos associados ao ASAS (ST) durante o período pré-ZCAS, e desses, 18 foram caracterizados por ventos associados ao ASAS no período pós-ZCAS. Dos 5 eventos caracterizados por ventos associados a ST durante o período pré-ZCAS, 4 eventos foram caracterizados por ventos associados ao ASAS no período pós-ZCAS. Esses eventos foram dominados por ventos associados à passagem de ST por grande parte do período de duração dos eventos (de 3 a 5 dias). Sobre o período de duração da ZCAS, da totalidade, 24 eventos foram caracterizados por ventos associados à passagem de ST, evidenciando a importância de ventos de sul, sudeste e sudoeste durante os eventos de ZCAS nas proximidades da foz do Rio Doce.

Sobre os 24 eventos com duração de 6 dias, 20 (4) eventos apresentaram

dominância de ventos associados ao ASAS (ST) durante o período pré-ZCAS, e desses, 13 (4) eventos foram caracterizados por ventos associados ao ASAS (ASAS) nos dois dias pós-ZCAS. A dominância de ventos de sul, sudeste e sudoeste associados à passagem de ST na área de estudo, observada nos eventos com duração de 4 e 5 dias também foi encontrada para os eventos com duração 6 dias. Dos 24 eventos, 17 apresentaram ventos associados à passagem de ST durante os eventos. Ventos de sul, sudeste e sudoeste foram observados por períodos que duraram de 1 dia até a totalidade do evento de ZCAS.

A análise dos eventos mostrou uma dominância de ventos associados ao ASAS tanto nos dois dias que antecedem o evento como nos dois dias posteriores ao evento, e uma dominância de ventos associados à passagem dos ST durante eventos de ZCAS sobre a Baía do Rio Doce, de forma que mais de 75% dos eventos (considerando os de 4, 5 e 6 dias) apresentaram ventos associados aos ST. Uma análise detalhada sobre a duração dos ventos associados aos ST mostrou que os períodos são maiores nos eventos de maior duração. Foi encontrado que para os eventos de 4 dias, ventos de sul duraram em média menos que a metade do evento, para os eventos com 5 dias de duração, ventos de sul foram observados por períodos que duraram em média 3,5 dias e para os eventos de 6 dias, ventos de sul duraram em média 4 dias.

5. DISCUSSÃO

Desde que o conhecimento das condições sinóticas típicas de vento tem possibilitado o melhor entendimento dos padrões de distribuição sedimentar em diversos ambientes costeiros ao redor do mundo (Guillén et al., 2006; Bourrin et al., 2008; Warner et al., 2012; Griffol et al., 2013; Bever e Harris, 2014), é esperado aqui que a determinação das condições sinóticas típicas de vento contribua para o entendimento da dinâmica sedimentar observada na região de estudo. No item 5.1 são discutidos os aspectos gerais do comportamento do vento, no item 5.2 é avaliado o comportamento do vento sob a atuação da ZCAS, e no item 5.3 são investigadas as relações entre as condições sinóticas típicas de vento e a distribuição sedimentar na Plataforma Continental centro-norte do Espírito Santo. Os cenários sinóticos típicos para a CNES são apresentados no item 5.4.

5.1 Aspectos gerais do vento sobre a CNES

A análise dos dados confirmou a dominância espacial e temporal de ventos associados ao ASAS, encontrada na literatura (Nimer, 1989; Venegas et al., 1997; Taschetto e Wainner, 2002; Cavalcanti et al., 2009), com ventos de norte e nordeste apresentando intensidades maiores e ventos de leste apresentando as menores intensidades. Apesar dessa dominância do ASAS, foi encontrada uma diminuição da frequência de ventos associados ao ASAS em direção aos setores mais ao norte, indicando uma maior ação sobre os setores mais ao sul.

Os resultados também mostraram uma dominância de ventos de sul e sudeste sob a passagem de ST. Além disso, foi encontrado que as maiores frequências nos setores central, norte e sul foram de ventos de sul, ventos de sudeste, e ventos de sudoeste, respectivamente. Tal variabilidade espacial encontrada sugere que a passagem de ST influencia de forma diferenciada os diversos processos derivados da ação do vento, como ondas e correntes, ao longo da área de estudo.

O aumento do período máximo de permanência de ventos de sul, sudeste e sudoeste em direção ao norte foi outro importante resultado encontrado. Desta forma, parece que a diminuição da atuação de ventos associados ao ASAS em direção ao norte está relacionada à tendência a estacionaridade dos ventos associados aos ST na porção norte da CNES. Tal estacionaridade dos ventos associados aos ST no setores centro-norte e norte da CNES foi confirmada com a análise do campo direcional de vento durante os eventos de ZCAS, desde que durante grande parte dos eventos foram observados ventos de sul, sudeste e sudoeste nas proximidades do Rio Doce. Além disso, foi encontrado que dentre as classes estudadas, o período de ventos associados aos sistemas frontais é maior nas duas classes de maior duração: 5 e 6 dias.

Embora neste estudo não se faça uma distinção entre os tipos de sistemas transientes, sabe-se que os sistemas frontais são os sistemas meteorológicos mais comuns que modificam as condições de tempo na costa sudeste do Brasil (Nimer, 1989; Satyamurty et al., 1998), e desde o estudo realizado por Oliveira e Nobre (1986) sabe-se da tendência a estacionaridade destes sistemas nas latitudes inferiores à 20°S, durante os meses de Fevereiro a abril e agosto a outubro.

Os resultados encontrados neste estudo sobre a duração dos eventos de ZCAS e os padrões típicos de vento observados durante os eventos confirmam as condições sinóticas apontadas por estudos prévios (KOUSKY, 1979; Oliveira e Nobre, 1986;

Cavalcanti e Kayano, 1999; Nieto-Ferreira et al., 2011). Entre os diversos fatores que influenciam na duração dos eventos de ZCAS, na escala sinótica, os sistemas frontais têm sido identificados como elementos de elevada importância. Siqueira e Machado (2003) destacam que eventos de ZCAS podem ocorrer quando sistemas frontais alcançam as regiões tropicais e subtropicais da América do Sul e interagem com a convecção tropical. Ademais, Cavalcanti e Kayano (1999) sugeriram que pulsos de onda a partir de sistemas frontais seriam responsáveis pela manutenção da atividade convectiva na ZCAS. Nos períodos de pré-ZCAS e pós-ZCAS, os ventos dominantes estão associados ao sistema de maior dominância temporal, o ASAS (Venegas et al., 1997).

5.2 Relações entre as condições sinóticas típicas de vento e a distribuição de sedimentos

Para que se identifique a relação dos padrões típicos de vento identificados ao longo deste estudo e os processos morfosedimentares na plataforma continental do Espírito Santo determinada por estudos anteriores (Moscon e Bastos, 2010; Bastos et al., 2015; Quaresma et al., 2015; Silva, 2017), é necessário relembrar a circulação hidrodinâmica bem como o campo de ondas induzidos pelas condições de vento.

Em relação ao campo de ondas, Nogueira et al. (2015) determinou a classificação dos estados de mar, em função dos principais sistemas meteorológicos que atuam na região, e apontou que as ondas mais frequentes estão associadas: à presença do ASAS, sendo caracterizadas por altura significativa (H_s) entre 1 e 1,5 m, período de pico (T_p) entre 6 e 8 segundos e direção de pico (D_p) de nordeste; à presença de um *swell* distante co-existindo aos sistemas de mar gerados pela circulação do ASAS, sendo que esse *swell* está normalmente associado à H_s entre 0,5 e 1 m, T_p entre 10 e 14 segundos e D_p de sul; e à atuação de Sistemas Frontais, os quais geram ondas com D_p de sul, H_s entre 1,5 e 2,5 m e T_p entre 10 e 14 segundos. Assim, na região da CNES, as ondas com maiores H_s e T_p (com maior percentual de mobilidades) são derivadas da ação de Sistemas Frontais (o principal tipo de ST que alcança a costa do Espírito Santo), enquanto que sob a atuação do ASAS, as ondas apresentam menor energia.

Quanto à circulação hidrodinâmica, são escassos os estudos publicados sobre a circulação hidrodinâmica derivada da ação do vento ao longo da plataforma

continental do Espírito Santo. Os poucos estudos investigaram processos de *upwelling* (Mazzini e Barth, 2013; Aguiar et al., 2014; Palóczy et al., 2016) observados na plataforma. Tais estudos mostraram que na plataforma continental do Espírito Santo, ventos de nordeste associados à ASAS são os ventos favoráveis a eventos de *upwelling*, durante os quais são observadas ambas as estratificações horizontal e vertical. Eventos de estratificação térmica foram observados na plataforma adjacente à foz do Rio Doce por Quaresma et al. (em construção) sob a atuação de ventos associados à ASAS, principalmente na região ao sul da foz do Rio Doce. Já sob a atuação de ventos associados a ST, os autores encontraram a coluna d'água com condições de leve estratificação ou bem misturada.

Assim, sob a atuação do ASAS, além das ondas serem com menor percentual de mobilidades, tem-se o favorecimento de eventos de estratificação termal. Estudos têm mostrado que a presença de estratificação termal além de reduzir a tensão de cisalhamento próximo ao fundo (Xing e Davies, 2002; Fewings et al., 2008), por inibir a mistura vertical, limita a altura de ressuspensão do sedimento a partir do fundo, impedindo muitas vezes que o sedimento em suspensão alcance a camada superficial (Gleen et al. 2008; Horwitz, 2012). Outro ponto importante é que sob condições de estratificação, o desacoplamento entre as camadas de fundo e superficial pode ocasionar diferentes padrões de transporte de sedimento entre a superfície e o fundo (Fewings et al., 2008; Horwitz, 2012; López et al., 2017). Por outro lado, a maior energia das ondas e a quebra da estratificação derivadas da atuação de ST resultam tanto em uma ressuspensão de sedimentos mais intensa (Xing e Davies, 2002; Horwitz, 2012), como na mistura e no transporte desses ao longo de toda a coluna d'água (Gleen et al. 2008; Horwitz, 2012).

Posto isso, com base nos resultados encontrados nesse estudo sugere-se que, em longo prazo, a atuação dos ST controle a ressuspensão e o transporte de sedimento na plataforma continental do Espírito Santo, e que os padrões de distribuição de sedimento e formas de fundo hoje conhecidos reflitam a atuação dominante destes sistemas. Três evidências foram encontradas nos estudos desenvolvidos até o momento: A primeira evidência está nos resultados de Moscon e Bastos (2010), que encontraram formas de fundo, provavelmente oriundas de eventos de tempestades, na porção centro-sul da plataforma continental do Espírito Santo. Segundo os autores, a presença de *ripples* de areias grossas indica a ocorrência de eventos hidrodinâmicos fortes o bastante para ressuspender o sedimento fino e arrastar os

sedimentos mais grossos, formando então as *ripples*. O estudo da distribuição sedimentar da plataforma continental do Espírito Santo documentada por Bastos et al. (2015) identificou uma faixa de sedimento lamoso oriundo do Rio Doce estendendo-se para o norte sobre as porções interna e média da plataforma. Aqui se sugere que esta distribuição preferencial de sedimento terrígeno em direção ao norte seja a segunda evidência da dominância de ST sobre os processos sedimentares na plataforma continental do Espírito Santo. Uma evidência complementar aos resultados de Bastos et al. (2015) está nos resultados de Silva (2017). Além de confirmar a distribuição preferencial dos sedimentos oriundos do Rio Doce para o norte de sua desembocadura, o autor identificou que a geometria do delta do Rio Doce possui um maior prolongamento ao norte, e associou isso à ação dominante de longo-termo de frentes frias sobre a dispersão de sedimento na plataforma do Rio Doce.

A dominância de eventos de tempestades na mobilidade de sedimento e nos padrões de dispersão subsequentes em plataformas continentais foi identificada em diversos estudos ao redor do mundo (Ogston e Stenberg, 1999; Kineke et al., 2006; Bourrin et al., 2008; Warner et al., 2012; Joshi et al., 2017a). Estes e outros estudos têm encontrado que embora o transporte de sedimento ocorra durante condições de bom tempo, a maior parte do transporte líquido de sedimento ocorre durante eventos de tempestades de alta energia associados à atuação de ST.

Assim, a análise conceitual integrada das condições típicas de vento e da distribuição de sedimento ao longo da plataforma continental do Espírito Santo mostra que assim como em muitas outras plataformas ao redor do mundo, o transporte de sedimento é primariamente controlado pela atuação de ST. A análise mostrou que a assinatura da ação destes sistemas é mais evidente nas porções central e centro-norte da plataforma. Tal assinatura parece ser devida a ação majoritária dos ST durante a ZCAS, ao fato dos ST atuarem por mais tempo nessas porções (maiores valores de períodos médios e máximos), e ao fato de nessas porções serem observados os sedimentos de menor granulometria, os quais são mais facilmente ressuspensos e transportados.

5.3 Cenários Sinóticos Típicos

Com base nas características sinóticas típicas do comportamento do vento sob a atuação dos três sistemas atmosféricos considerados (ZCAS, ASAS e ST), cenários

sinóticos típicos de vento foram determinados para a região oceânica adjacente à costa do Espírito Santo. Para os sistemas atmosféricos ASAS e ST, os cenários de vento são compostos por intensidades, direções e períodos típicos. No caso da ZCAS os cenários são construídos considerando as direções predominantes e os períodos típicos encontrados durante a análise do ponto P10.

Desde que foram observadas diferenças espaciais no comportamento do vento sobre a CNES durante a atuação ad ASAS e dos ST, os cenários sinóticos típicos de vento foram construídos para duas regiões: Região 1: trecho sobre a plataforma continental dos setores sul, centro-sul, central e sobre a porção costeira (P15 e P19) dos setores centro-norte e norte; Região 2: trecho sobre a bacia oceânica dos setores sul, centro-sul, central e sobre a porção externa da plataforma continental (P16 e P20) dos setores centro-norte e norte. As Tabelas 3.7 e 3.8 mostram os cenários sinóticos sob a atuação do ASAS e dos ST para as regiões 1 e 2, respectivamente. Os cenários consideram os picos de ocorrência de intensidade e direção observados nas regiões e os períodos típicos médios.

Tabela 3.4: Cenários sinóticos típicos do comportamento predominante do vento para a região 1. Legenda: ASAS - Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, ST - Sistemas Transientes, N - Norte, NE - Nordeste, L - Leste, S- Sul, SE - Sudeste e SW - Sudoeste.

	Período (dias)	Intensidade (m/s)	Direção
ASAS	4	2 a 6	Ventos N/NE/L
ST	1,6	4 a 6	Ventos S/SE/SW

Tabela 3.5: Cenários sinóticos típicos do comportamento predominante do vento para a região 2. Legenda: ASAS - Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, ST - Sistemas Transientes, N - Norte, NE - Nordeste, L - Leste, S- Sul, SE - Sudeste e SW - Sudoeste.

	Período (dias)	Intensidade (m/s)	Direção
ASAS	4	4 a 8	Ventos N/NE/L
ST	1,6	6 a 8	Ventos S/SE/SW

Os cenários sinóticos típicos construídos para a ação do ASAS e dos ST consideram as diferenças espaciais de intensidade e direção de ventos observadas. Em relação à ASAS, as menores faixas de intensidade estão associadas aos ventos de leste que são mais frequentes nos setores centro-norte e norte, e as maiores intensidades estão associadas aos ventos de norte e nordeste.

A Tabela 3.9 mostra os cenários típicos para as três classes de duração mais frequentes (5 dias, 6 dias e 4 dias, respectivamente). Foram consideradas as

direções de vento dominantes nos dois dias pré-ZCAS, nos dois dias pós-ZCAS, e durante os eventos. Na Tabela 3.9 foi colocado o período típico de atuação dos ventos dominantes durante os eventos de ZCAS. Através da Tabela 3.9 pode-se observar a dominância dos ventos associados à ação do ASAS (norte, nordeste e leste) durante os períodos pré-ZCAS e pós-ZCAS e dos ventos associados à passagem dos ST (sudoeste, sul e sudeste) durante o período de ZCAS, como encontrado neste estudo.

Tabela 3.6: Cenários sinóticos típicos do comportamento predominante do vento nos dois dias pré-ZCAS, durante os eventos e nos dois dias pós-ZCAS. Ventos N/NE/L estão associados à ação do ASAS e Ventos S/SE/SW estão associados à ação dos ST.

Pré-ZCAS (2 dias)	Durante	Pós-ZCAS (2 dias)
	Eventos de 4 dias	
Ventos N/NE/L	Ventos S/SE/SW - 2 dias	Ventos N/NE/L
Ventos N/NE/L	Ventos N/NE/L - 4 dias	Ventos S/SE/SW
	Eventos de 6 dias	
Ventos N/NE/L	Ventos N/NE/L - 4 dias	Ventos N/NE/L
Ventos N/NE/L	Ventos N/NE/L - 4 dias	Ventos S/SE/SW
Ventos N/NE/L	Ventos S/SE/SW - 3 dias	Ventos N/NE/L
Ventos N/NE/L	Ventos S/SE/SW - 4 dias	Ventos S/SE/SW
Ventos S/SE/SW	Ventos S/SE/SW - 5 dias	Ventos N/NE/L
Ventos S/SE/SW	Ventos N/NE/L - 4 dias	Ventos N/NE/L
	Eventos de 5 dias	
Ventos S/SE/SW	Ventos S/SE/SW - 4 dias	Ventos S/SE/SW
Ventos S/SE/SW	Ventos S/SE/SW - 4 dias	Ventos N/NE/L
Ventos N/NE/L	Ventos N/NE/L - 4 dias	Ventos N/NE/L
Ventos N/NE/L	Ventos S/SE/SW - 2,5 dias	Ventos N/NE/L
Ventos N/NE/L	Ventos S/SE/SW - 4 dias	Ventos S/SE/SW

Os cenários sinóticos típicos determinados neste estudo para um único ponto são extrapolados para toda a área de estudo. Tal transferência dos cenários sinóticos típicos é válida, desde que a escala espacial de atuação dos sistemas atmosféricos ASAS e ST abrange toda a área de estudo. Salienta-se que diferenças de direção dentro do mesmo quadrante (sul, sudoeste e sudeste ou norte, nordeste e leste), como as identificadas no estudo, são esperadas desde que as posições dos sistemas ASAS e ST variem ao longo do período de análise, como encontrado na literatura.

6. CONCLUSÕES

Os resultados encontrados neste estudo indicaram que existe uma forte influência dos padrões sinóticos de vento sobre processos sedimentares na área de estudo. Foi identificada que embora haja uma dominância espaço-temporal de ventos

associados à ASAS, ventos sob a atuação dos ST apresentam maior impacto sobre a distribuição sedimentar nos setores central e centro-norte da plataforma continental do Espírito Santo.

Os eventos mais frequentes de ZCAS foram caracterizados pela dominância dos ventos associados à ação do ASAS (norte, nordeste e leste) durante os períodos pré-ZCAS e pós-ZCAS e pela dominância dos ventos associados à passagem dos ST (sudoeste, sul e sudeste) durante o evento de ZCAS. A ação dos ST durante os eventos de ZCAS e a maior ação em longo prazo dos ventos de sudoeste, sul e sudeste nos setores central, centro-norte e norte foram encontradas refletidas nos padrões de distribuição de sedimento fluvial do Rio Doce nas porções interna e média da plataforma. Além disso, formas de fundo associadas a eventos de tempestade foram documentadas na porção centro-sul da plataforma. Tais resultados permitiram sugerir que os fluxos de sedimento na plataforma continental do Espírito Santo são dominados por eventos de tempestades associados à influência de ST, e que, portanto, esses sistemas atmosféricos possuem importante responsabilidade nos padrões de dinâmica sedimentar deste ambiente.

Os achados deste estudo demonstram a relevância do conhecimento de condições sinóticas típicas de vento em ambientes costeiros, desde que contribuíssem para um melhor entendimento do real papel dos sistemas atmosféricos nos sedimentares observados na plataforma continental centro-leste do Brasil.

CAPÍTULO 4 : MOBILIDADE POR ONDAS SUPERFICIAIS DE GRAVIDADE NA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ESPÍRITO SANTO: ANTICICLONE SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL *VERSUS* SISTEMAS TRANSIENTES

1. INTRODUÇÃO

A importância da tensão de cisalhamento de fundo gerada pela ação das ondas e a subsequente mobilização do sedimento têm sido cada vez mais reconhecida em estudos sobre a dinâmica sedimentar marinha (Griffol et al., 2013; López et al., 2017) e a distribuição de habitats bentônicos (Herkul, 2010; Erikson et al., 2014; Joshi et al., 2017a). Herkul (2010), por exemplo, encontrou que a exposição à ondas afeta significativamente a biomassa e a abundância de animais bênticos na região do Mar Báltico. Além disso, Joshi et al. (2017a) encontraram que na Baía de Galway (Irlanda), correntes residuais induzidas por ondas são a forçante dominante que governam a distribuição de *maerl* na região. Assim, quantificar a magnitude e a frequência da tensão de cisalhamento de fundo e dos eventos de mobilidade por ondas é de suma importância para um gerenciamento eficaz do fundo marinho (Post et al., 2006; Storlazzi e Reid, 2010; Oberle et al., 2014a).

Na porção interna de plataformas continentais de micro-maré, ondas têm sido geralmente consideradas como o principal mecanismo responsável pela ressuspensão do sedimento de fundo (Guillén et al., 2006; Bourrin et al., 2008; Fernandez et al., 2009; Dalyander et al., 2013; López et al., 2017). Apesar do efeito mais notório na porção interna de plataformas continentais, alguns estudos encontraram ondas de tempestade tendo um papel crucial nos processos de mobilidade do sedimento de fundo nas porções média e externa da plataforma (Puig et al., 2001; Vitorino et al., 2002; Griffol et al., 2013; Simarro et al., 2015).

Embora a física por trás da tensão de cisalhamento de fundo seja geralmente bem conhecida, poucos são os estudos que investiguem os sistemas meteorológicos que derivam as ondas responsáveis pelos maiores valores de tensão de cisalhamento e os eventos de mobilidade (Butman et al., 2008; Warner et al., 2012; Dalyander e Butman, 2015; Joshi et al., 2017a). O entendimento dessas relações fornece informações sobre os processos que atualmente moldam o ambiente sedimentar da plataforma continental, e desenvolve a estrutura necessária para avaliar os efeitos de longo-termo em um ambiente dominado por ondas. De uma forma geral, diversos estudos têm encontrado que embora ondas de bom tempo mobilizem e transportem

sedimento de fundo, os maiores volumes são ressuspensos e transportados por ondas energéticas derivadas da atuação de Sistemas Transientes (ST) (Jaffe et al., 1997; Dalyander et al., 2013; Oberle et al., 2014a; Joshi et al., 2017a).

O esquema geral descrito acima se aplica à região central da costa leste da América do Sul. Esta região, onde está localizada a Plataforma continental do Espírito Santo (PCES), tem sido caracterizada como uma região de micro - maré (Chacaltana et al., 2016) dominada por ondas (Dominguez, 2004), onde os regimes de ondas são controlados pela atuação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e pela passagem de sistemas frontais (Pianca et al., 2010; Nogueira et al., 2015). Para esta região, estudos sobre as condições de mar associadas aos sistemas meteorológicos atuantes (Pianca et al., 2010; Nogueira et al., 2015) e sobre a distribuição das fácies sedimentares (Albino e Suguio, 2010; Bastos et al., 2015; Quaresma et al., 2015; Vieira, 2017; Bourguignon et al., 2018) vêm sendo desenvolvidos. Entretanto, os efeitos das condições de mar sobre a mobilidade e o transporte de sedimento de fundo vêm sendo pouco estudados ou divulgados. Desta forma, este estudo objetiva investigar a influência das condições de mar típicas, derivadas da atuação dos principais sistemas meteorológicos, sobre a mobilidade de sedimento de fundo, no trecho centro-norte da PCES.

Este capítulo está organizado da seguinte forma: seção 1.1: Breve descrição da área de estudo; seção 2: que explica os materiais e os métodos utilizados; seção 3: Resultados; seção 4: Discussão e seção 5: Conclusões.

1.1 Área de estudo

A área de estudo deste capítulo compreende o trecho centro-norte da PCES, a qual está localizada na costa sudeste brasileira. A região é caracterizada pelo regime de micro-maré semidiurna (Chacaltana et al., 2016), com as maiores amplitudes associadas às constituintes M2 (principal lunar semi-diurna) e S2 (principal solar semi-diurna).

Em relação às condições de mar na área de estudo, o trabalho mais recente e detalhado foi desenvolvido por Nogueira et al. (2015). Com base em uma climatologia de 15 anos de dados (1996-2010), os autores identificaram três condições de mar derivadas da atuação dos principais sistemas meteorológicos que atuam na região: a primeira condição está associada à presença do ASAS, e é caracterizada por ondas com altura significativa entre 1 e 1,5 m, período de pico

entre 6 e 8 s e direção de pico de nordeste; a segunda condição está associada à presença de um *swell* distante co-existindo aos sistemas de mar gerados pela circulação do ASAS, sendo que esse *swell* está normalmente associado a altura significativa entre 0,5 e 1 m, período de pico entre 10 e 14 s e direção de pico de sul; e a terceira condição está associada à atuação de sistemas frontais, os quais geram ondas com direção de pico de sul, altura significativa entre 1,5 e 2,5 m e período de pico entre 10 e 14 s.

Sobre a distribuição das fácies sedimentares, Bastos et al. (2015) e Vieira (2017) classificaram a região como plataforma mista. Os estudos encontraram a região externa da plataforma dominada por fundos de rodolitos, a plataforma interna adjacente à foz do Rio Doce caracterizada por fácies lamosas, e o restante da plataforma sendo composto por fácies de sedimentos carbonáticos e por areia mista.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Descrição do Modelo

Para investigar os padrões de mobilidade do sedimento de fundo derivados da ação da onda será utilizado como ferramenta metodológica o módulo de ondas (DELFT3D-WAVE) do Sistema de Modelagem Numérica DELFT3D (Deltares, 2014). O módulo DELFT3D-WAVE simula a propagação de ondas em águas de profundidade finita, intermediárias e profundas, a geração de ondas por vento, interações onda-onda não lineares e dissipação, para uma dada topografia do fundo (Deltares, 2014). O módulo DELFT3D-WAVE possui dois modelos de ondas disponíveis: o modelo de ondas de segunda geração HISWA (*HIIndcast Shallow Water WAVes, TU Delft*) e o modelo de ondas de terceira geração SWAN (*Simulation WAVes Nearshore, TU Delft*), sendo o último a opção utilizada neste estudo. O modelo espectral SWAN é um modelo de 3ª geração do tipo *Phase-Averaged*, no qual a evolução da onda é baseada na formulação Euleriana da equação espectral discreta do balanço de ação da onda (Equação 1):

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} c_x N + \frac{\partial}{\partial y} c_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} c_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} c_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (1)$$

O primeiro termo do lado esquerdo de (1) representa a taxa de variação da densidade de ação no tempo. O segundo e o terceiro termo indicam a propagação da densidade de ação no espaço geográfico (com velocidades de propagação c_x e c_y nos espaços x e y , respectivamente). O quarto termo representa a variação das

freqüências relativas devido a mudanças de profundidade e devido a presença de correntes (com velocidade de propagação c_σ no espaço σ). O quinto termo, por sua vez, representa a refração induzida pelas variações de profundidade e de corrente (com velocidade de propagação c_θ no espaço θ). O termo fonte S ($=S(\sigma, \theta)$) representa os efeitos de geração, dissipação e interações não-lineares onda-onda. Veja Deltares (2014) para uma explicação mais detalhada da descrição conceitual numérica do módulo de ondas.

2. 2 Domínio, Grade do modelo e Batimetria

O domínio do modelo compreende o trecho centro-norte da Plataforma Continental do Espírito Santo (Figura 4.1), tendo como limite costeiro sul a Praia do Morro no Município de Guarapari, e como limite costeiro norte a Praia do Pontal no Município de Linhares. Dados morfosedimentares (batimetria, linha de costa e sedimentologia) foram obtidos a partir do banco de dados pertencente ao Laboratório de Oceanografia Geológica do Departamento de Oceanografia/CCHN/UFES (LabOGeo). O modelo SWAN foi executado para uma grade curvilínea (Figura 4.1), que possui 602 células na direção M e 192 células na direção N e resolução horizontal de 300 metros nas direções M e N. O modelo apresenta três contornos abertos: limite *offshore* e os dois limites transversais à costa – Figura 4.1.

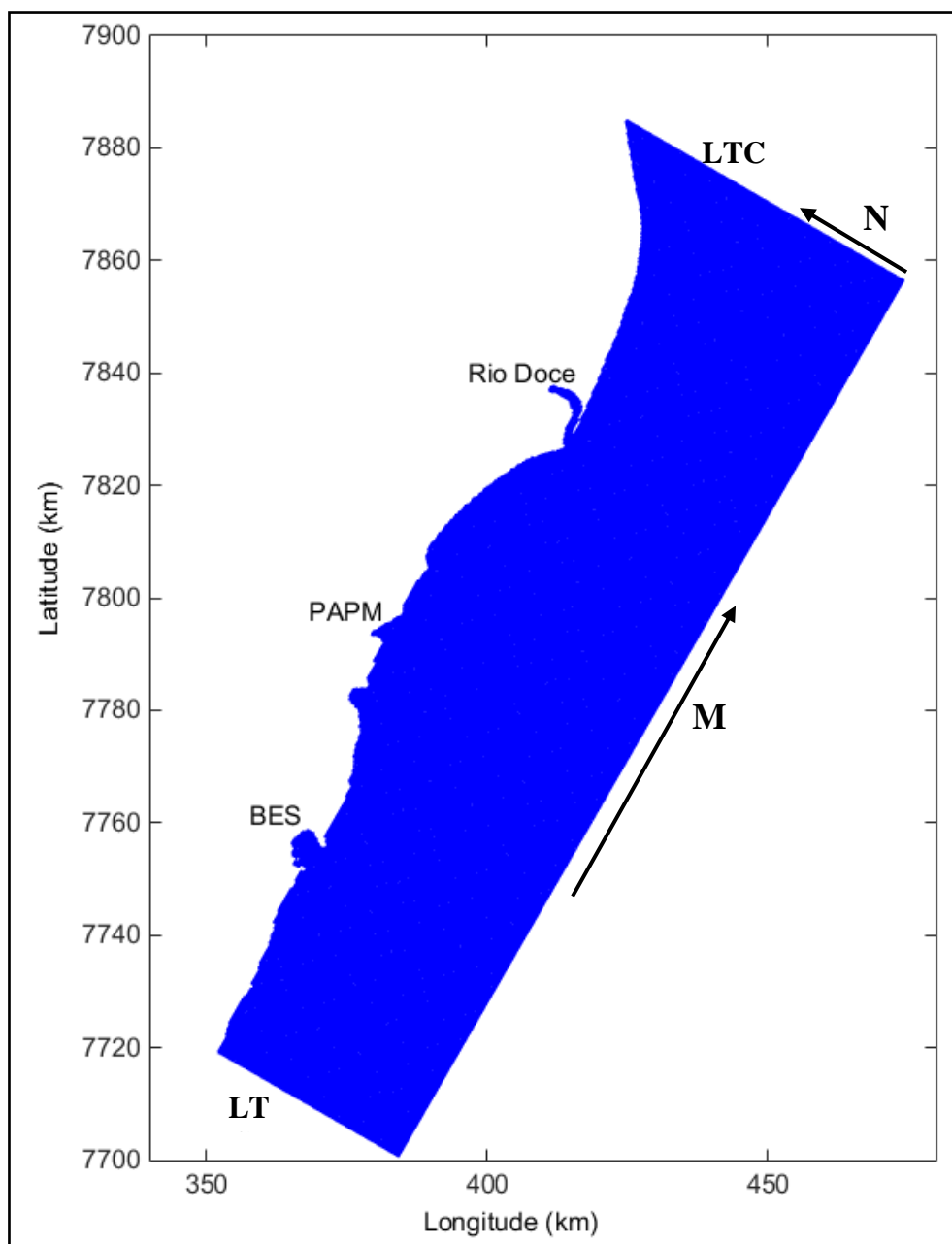


Figura 4.1: Domínio do modelo de ondas SWAN e representação dos contornos abertos oceânicos. Legenda: LTC - Limite Transversal à Costa; BES - Baía do Espírito Santo; PAPM: Foz do Sistema Estuarino dos Rios Piraquê-Açu/Piraquê-Mirim.

2. 3 Implementação do Modelo de Ondas

Para o desenvolvimento deste estudo, uma abordagem quasi-estacionária foi adotada, de forma que computações estacionárias foram executadas em uma sequência variando no tempo de condições estacionárias, com passo de tempo igual a uma hora (1 h). Vinte e quatro frequências (0.05–1 Hz) e trinta e seis bandas direcionais foram usadas. Dados de altura significativa (H_s), período de pico (T_p), direção média (D_m), e espalhamento direcional (Spr_m) oriundos de uma simulação do Modelo *WAVEWATCH III* (daqui por diante referido como *WW3*) foram utilizados

como condição de contorno no modelo SWAN. O modelo WW3, previamente calibrado e validado no estudo desenvolvido por Nogueira et al. (2015), foi executado para o período de Maio de 2012 à Junho de 2014. O modelo WW3 foi executado com as mesmas configurações utilizadas no referido estudo. Os dados foram extraídos do modelo WW3 para três pontos localizados à *offshore* da grade do modelo (Figura 4.2 - pontos verdes no mapa). A geração de ondas locais foi especificada aplicando dados de vento, a cada seis horas, obtidos a partir da nova reanálise do NCEP/CFRS - *National Centers for Environmental Prediction/Climate Forecast System Reanalysis (CFRS)* sobre a superfície do modelo. Os processos de ondas inclusos foram: crescimento de ondas por vento, *whitecapping* (Van der Westhuysen, 2007), dissipação devido à quebra de ondas e fricção com o fundo, refração, difração e interações onda-onda triplas e quádruplas. As forças de ondas foram computadas com base no gradiente do tensor das tensões de radiação. Foram utilizados os valores "default" fornecidos pelo modelo para os coeficientes numéricos associados a cada um dos processos. No Apêndice 1 é apresentado o código com os parâmetros de *setup* do modelo de ondas.

A validação do modelo de ondas foi realizada comparando-se os parâmetros H_s e T_p fornecidos pelo modelo com os medidos pelo Perfilador Acústico de Correntes e Ondas (AWAC - Nortek) fundeado (24 m de profundidade) na saída da Baía do Espírito Santo (Figura 4.2 - ponto vermelho no mapa). A calibração foi realizada para o mês de Maio de 2014, quando houve a disponibilização de uma série contínua de dados medidos pelo perfilador ao menos de 25 dias. Os índices utilizados na validação do modelo foram o coeficiente de correlação de *Pearson* (r), o erro da raiz quadrática média (*RMSE - Root Mean Square Error*) e o viés (*Bias*).

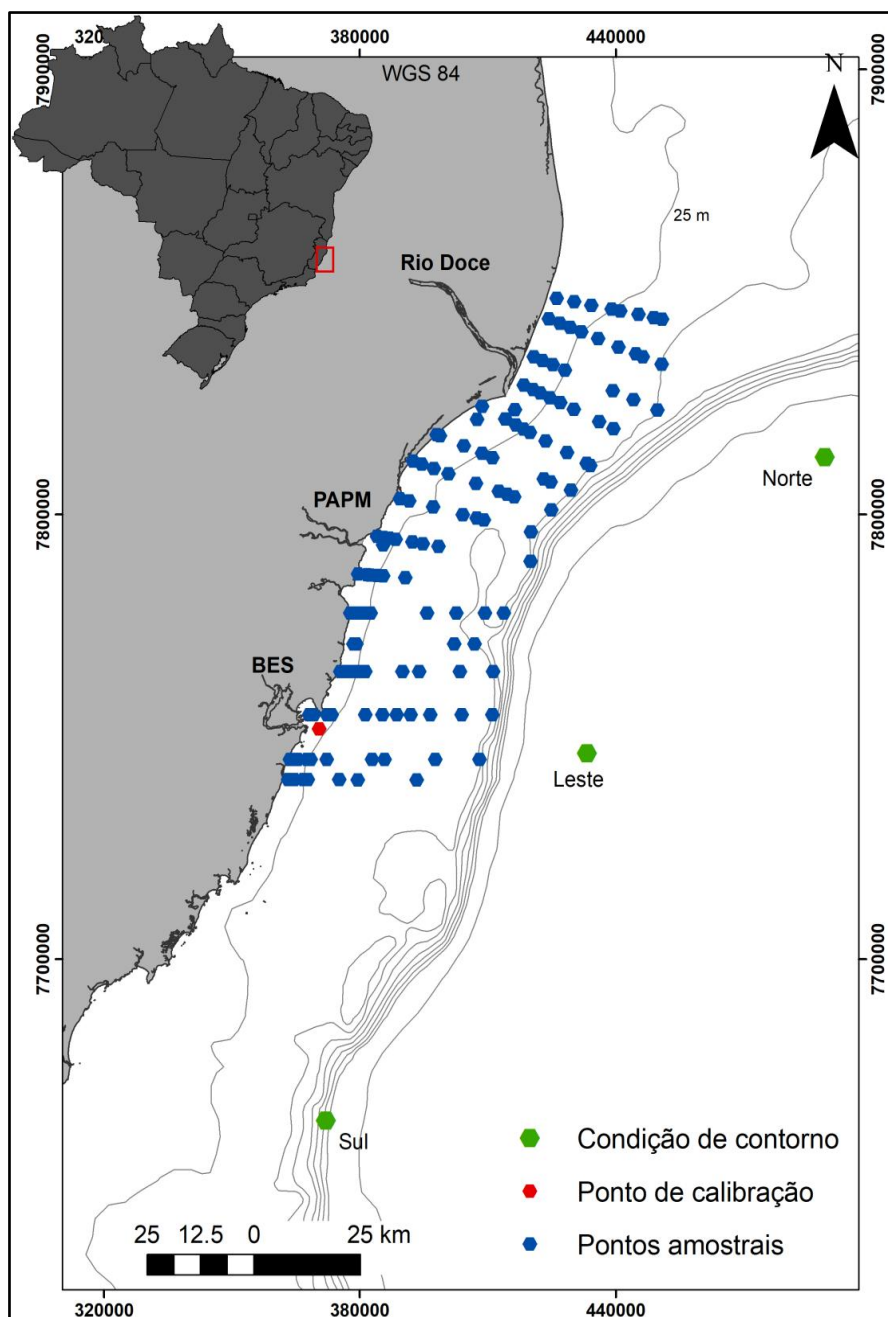


Figura 4.2: Localização dos 134 Pontos amostrais localizados ao longo do domínio que são utilizados no estudo da mobilidade do sedimento de fundo (pontos azuis), localização dos 3 pontos a partir dos quais foram extraídos do modelo WW3 as condições de contorno (pontos verdes) e localização do ponto de calibração do modelo SWAN (ponto vermelho).

2.4 Mobilidade do sedimento de fundo

A Mobilidade do sedimento de fundo foi investigada comparando-se a tensão de cisalhamento de fundo devido às ondas τ_w e a tensão crítica de ressuspensão do sedimento de fundo τ_c . A mobilidade do sedimento de fundo foi considerada quando a τ_w foi maior do que a τ_{cr} . O modelo SWAN foi usado para obter a velocidade orbital pico próxima ao fundo para os 134 pontos localizados ao longo do domínio do modelo (Figura 4.2 - pontos azuis no mapa). Os pontos considerados compreendem

parte do estudo realizado por Vieira (2017) e consideraram toda a heterogeneidade espacial sedimentológica da área de estudo. Os dados de diâmetro mediano da amostra ($D_{50}^{(l)}$) e fração de lama (p_{lama}) utilizados no cálculo da τ_{cr} foram obtidos a partir do banco de dados do LabOGeo.

O cálculo de τ_w e τ_{cr} foi feito utilizando-se as formulações de Van Rijn (1993) para o sedimento não coesivo, o qual calcula τ_w como $\tau_w = \frac{1}{4}\rho_w f_w (\hat{U}_\delta)^2$, onde ρ_w é a densidade da água do mar (1023 kg/m^3), f_w é o fator de fricção relacionado à onda e \hat{U}_δ é a velocidade orbital pico próxima ao fundo. A τ_{cr} é calculada como $\tau_{cr} = (1 + p_{lama})^3 (\rho_s^{(l)} - \rho_w) g D_{50}^{(l)} \theta_{cr}^{(l)}$, onde $\rho_s^{(l)}$ é a densidade do sedimento da amostra (2650 kg/m^3), g é a aceleração gravitacional ($9,81 \text{ m}^2/\text{s}$) e $\theta_{cr}^{(l)}$ é o parâmetro limiar calculado de acordo com a curva clássica de Shields, segundo Van Rijn (1993). O primeiro termo entre parênteses na fórmula de τ_{cr} é referente a inclusão dos efeitos coesivos de partículas muito finas, e segue a metodologia de Van Rijn (2007). Para os pontos de sedimento coesivo ($D_{50}^{(l)}$ menor que $63 \mu\text{m}$) foi adotado um valor constante de $0,5 \text{ N/m}^2$ para a τ_{cr} , o qual foi apontado como um valor razoável por Winterwerp et al. (1989).

A mobilidade do sedimento de fundo foi analisada tanto numa perspectiva anual (de Março/2013 à Fevereiro/2014), como considerando condições típicas de vento (Capítulo 3) e ondas associadas à ação dos principais sistemas meteorológicos que modificam as condições típicas de vento na PCES: a ASAS e os ST. Para a determinação das condições típicas de ondas sob a atuação do ASAS e dos ST foi utilizada uma versão adaptada do método de Nogueira et al. (2015), no qual os autores associaram condições de "Bom Tempo" e "Bom Tempo com swell" à atuação do ASAS e condições de "Mau Tempo" à atuação de ST na Bacia do Espírito Santo. Aqui é usada uma versão adaptada, pois para o parâmetro direção de onda, Nogueira et al. (2015) caracterizou as condições de mar com base na direção de pico do campo de ondas. Aqui neste estudo, por questões técnicas, a direção média das ondas fornecida como saída pelo modelo foi utilizada para identificar as condições de mar.

Primeiramente as condições de mar associadas à atuação do ASAS e dos ST foram separadas em classes de mar direcionais a partir da direção do vento com base nos resultados do Capítulo 3 desta Tese. Desta forma, a direção média das ondas

característica da atuação de cada um dos sistemas (ST: ventos de sudeste, sul e sudoeste e ASAS: ventos norte, nordeste e leste) foi identificada e posteriormente utilizada para separar as classes de mar direcionais dominantes, ou seja, de maior frequência. Então, essas foram caracterizadas quanto as condições típicas de período de pico e altura significativa para determinar as condições de mar associadas à atuação do ASAS e dos ST. Após, a mobilidade do sedimento de fundo, bem como o excesso de tensão de cisalhamento foram calculados e analisados para cada uma das condições de mar identificadas.

3. RESULTADOS

3.1 Validação do modelo de ondas

A habilidade do modelo de simular com precisão a propagação de ondas na PCES foi testada para o período de Maio de 2014. O período de validação englobou momentos em que eventos de alta e baixa energia foram registrados na região do equipamento de medição. De uma forma geral, os parâmetros estatísticos de validação mostraram um bom ajuste do modelo para ambos os parâmetros H_s e T_p (Tabela 4.1).

Tabela 4.1: Parâmetros estatísticos para a validação do modelo de ondas para os parâmetros H_s (altura significativa) e T_p (período de pico). O modelo de ondas foi testado para o período de Maio de 2014.

	H_s	T_p
<i>RMSE</i>	0,175	2,369
<i>BIAS</i>	0,06	1,66
Correlação de Pearson (<i>r</i>)	0,84	0,76

Embora o parâmetro BIAS tenha mostrado uma superestimação geral do modelo para ambos os parâmetros H_s e T_p , a partir da Figura 4.3 pode-se observar uma superestimação de H_s durante os momentos de menor energia e uma subestimação de H_s durante os momentos de maior energia.

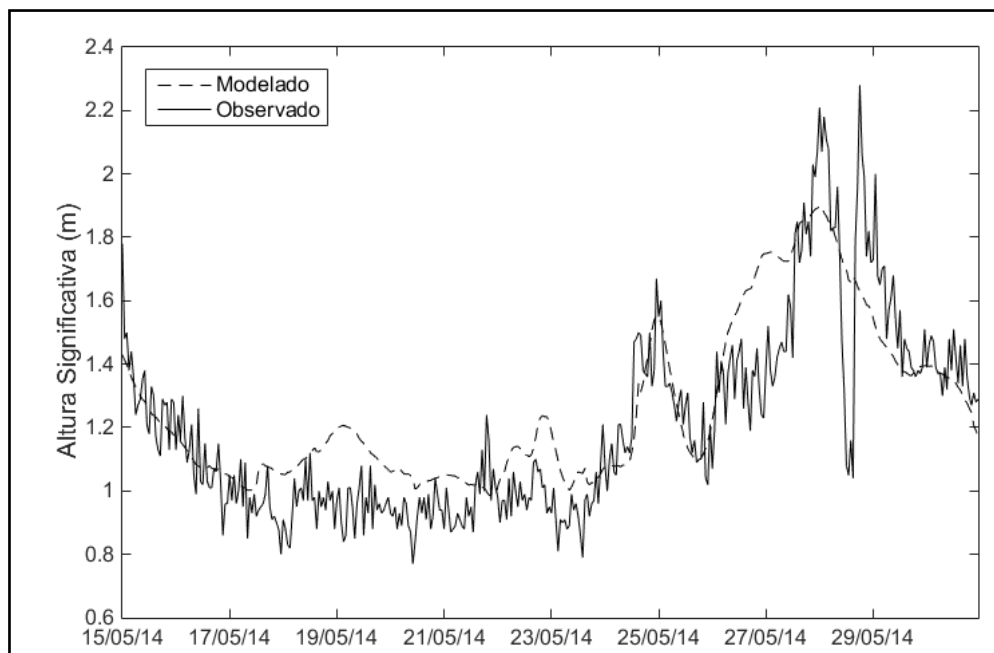


Figura 4.3: Séries temporais modelada (linha tracejada) e observada (linha contínua) para os últimos 15 dias de validação do modelo de ondas.

3.2 Caracterização Geral: Campos de Vento e Ondas entre Mar/2013 a Fev/2014

A Figura 4.4 mostra a distribuição conjunta entre intensidade e direção dos ventos, para o período de Março de 2013 a Fevereiro de 2014, para os quatro pontos mais próximos à costa (P1, P6, P10, P15 - Figura 3.1/Capítulo 3). Esses ventos representam a forçante atmosférica que atuou sobre o campo de ondas durante o período em que será analisada e discutida a mobilidade do sedimento de fundo na área de estudo. A partir da Figura 4.4 pode-se observar que assim como encontrado para a climatologia no Capítulo 3 desta Tese, (durante o período aqui analisado), os ventos apresentaram pico de intensidade sobre a PCES entre 4 e 6 m/s para todas as direções, de forma que as maiores intensidades foram observadas para ventos de sul e norte. Uma análise mais detalhada do campo de ventos durante o período analisado mostra outras semelhanças com a climatologia discutida no Capítulo 3:

- Ventos de norte e nordeste, associados à ASAS, foram dominantes nos quatros pontos, e assim como para a climatologia, ventos de norte apresentaram maior frequência nos setores sul e central-norte (P1 e P15) e ventos de nordeste apresentaram maior frequência nos setores central-sul e central (P6 e P10);
- Ventos de sudeste, sul e sudoeste associados aos ST apresentaram o mesmo comportamento espacial, de forma que no setor sul predominaram

ventos de sudoeste, nos setores central-sul e central predominaram ventos de sul, e no setor central-norte predominaram ventos de sudeste;

- Aumento da frequência dos ventos de norte, nordeste e leste, associados à ASAS, em direção ao sul da PCES e aumento da frequência dos ventos de sudeste, sul e sudoeste, associados aos ST, em direção ao norte da área de estudo.

Destaca-se que embora o padrão geral de comportamento dos ventos entre Março de 2013 e Fevereiro de 2014 tenha se mantido o mesmo que o encontrado para a climatologia (Capítulo 3), foi observado um aumento da frequência de ventos associados aos ST, e conseqüentemente uma diminuição da frequência de ventos associados à ASAS. Para todos os pontos analisados foram encontrados valores medianos em torno de 4% para o aumento/diminuição da frequência de ventos em relação à climatologia.

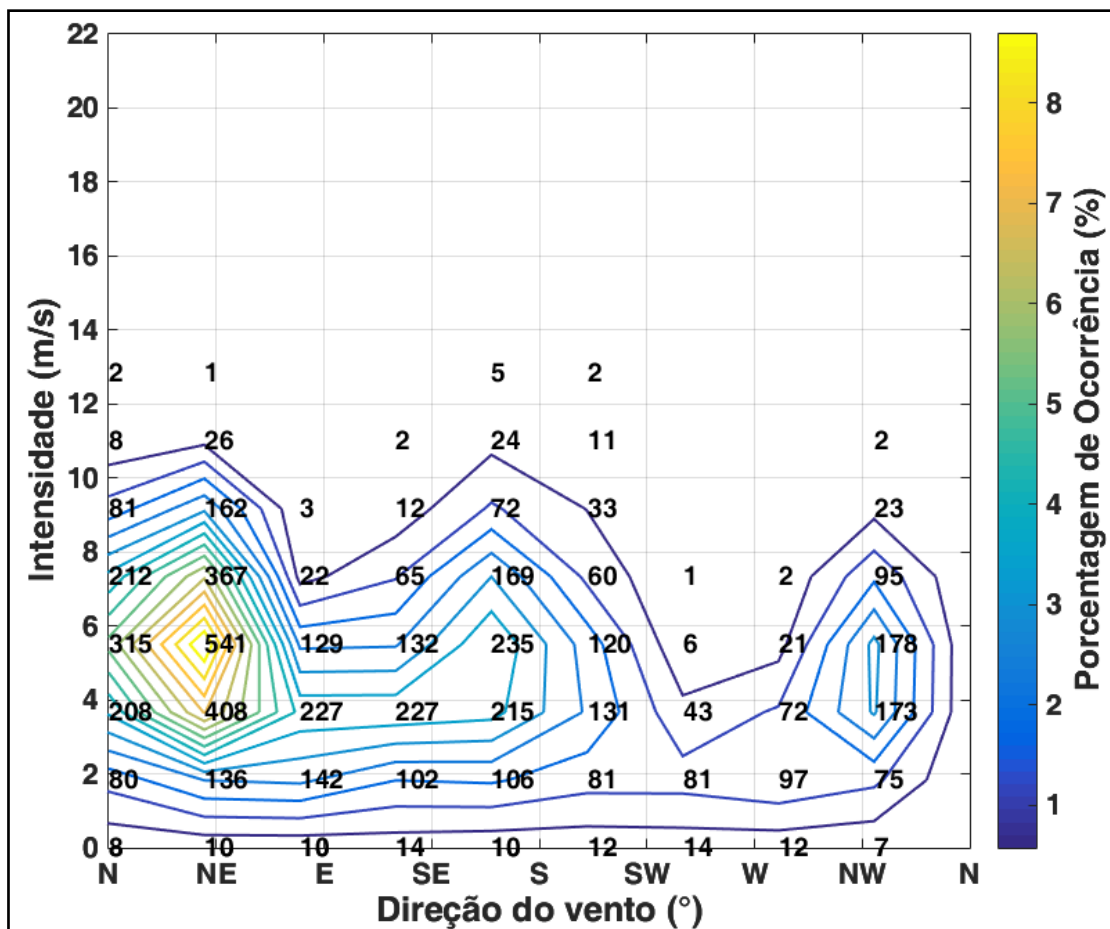


Figura 4.4: Distribuição conjunta de intensidade e direção dos ventos à 10 metros, considerando os pontos P1, P6, P10 e P15. Para localização dos pontos, ver Figura 3.1 - Capítulo 3.

Em relação ao campo de ondas, é analisado o comportamento geral dos resultados exportados pelo modelo de ondas considerando os 134 pontos, para os quais serão feitas as análises de mobilidade de sedimento. Uma análise do histograma de H_s (Figura 4.5) mostra que ao longo do período analisado mais da metade (52,9%) das ocorrências encontram-se no intervalo de 1 a 1,5 m, determinando a classe modal da distribuição, seguida pelas classes de 1,5 a 2 m, com 28,22%, e de 0,5 a 1,0 m, com 14,23%. H_s apresentou valor mediano de 1,33 m e quartis inferior e superior de 1,11 m e 1,6 m, respectivamente.

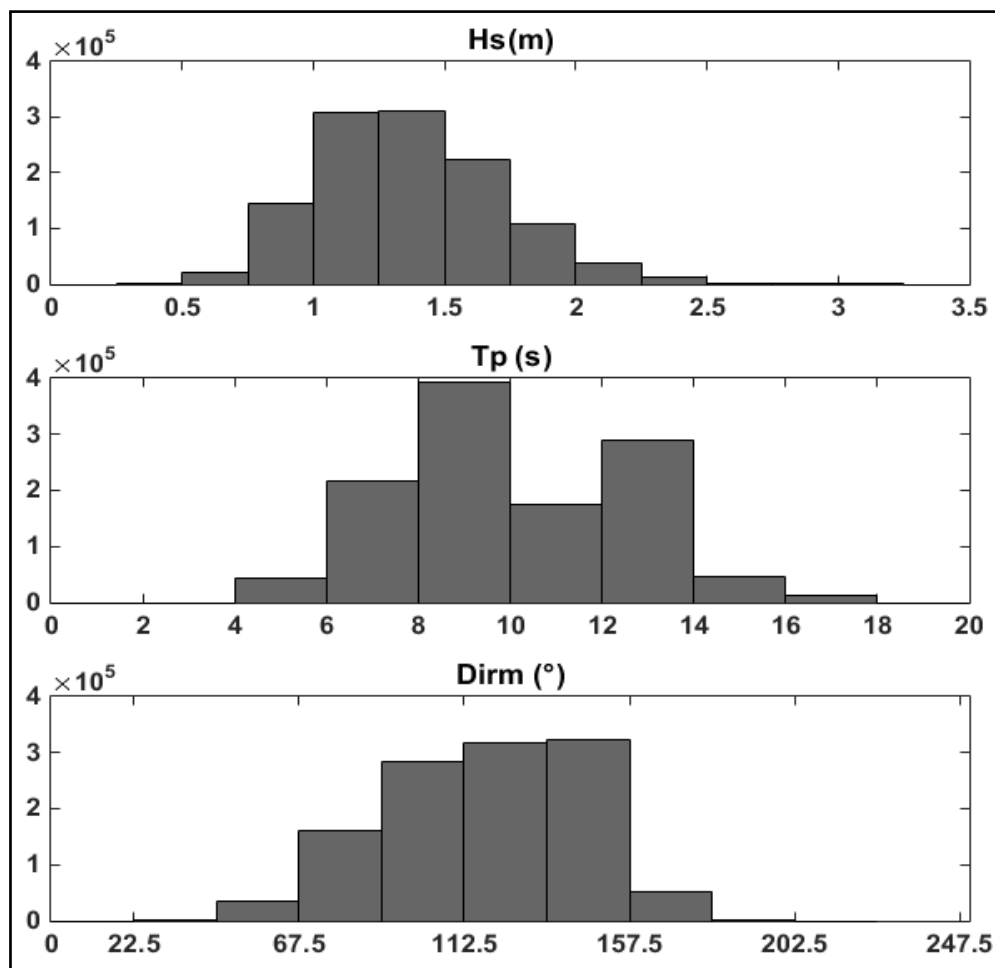


Figura 4.5: Histogramas de ocorrência de H_s , T_p e $Dirm = D_m$ ao longo do período de Março de 2013 a Fevereiro de 2014. O eixo y representa o número de ocorrências de cada uma das classes, considerando os 134 pontos utilizados na análise de mobilidade. Número Total de Ocorrências: 11, 73674 $\times 10^5$.

Em relação ao T_p pode-se observar que há uma dominância de ondas com períodos entre 8 e 10 s (33,45 %). As classes com segunda e terceira maior frequência foram as ondas com períodos de 12 a 14 s (24,77 %) e de 6 a 8s (18,43 %), respectivamente. T_p apresentou valor mediano de 9,5 s e quartis inferior e superior

de 8,34 m e 12,14 s, respectivamente. Quanto à D_m , o histograma apresentado na Figura 4.5 mostra que ao longo do período estudado, ondas de sudeste e leste foram as que apresentaram a maior ocorrência com, respectivamente, 54,46 e 37,86%. Uma análise da distribuição conjunta entre a altura significativa e a direção média das ondas (Figura 4.6) mostra que essas ondas de sudeste e leste foram caracterizadas principalmente por H_s entre 1,0 e 1,5 m. Além disso, a partir da Figura 4.6 pode-se observar que ondas de menor energia apresentaram D_m de nordeste e que ondas de sudeste foram as que apresentaram maiores valores de H_s . Valores máximos (mínimos) de H_s , T_p e D_m foram de 3,3 m, 17,7 s e $195,2^\circ$ ($0,3$ m, $4,5$ s e $28,2^\circ$), respectivamente.

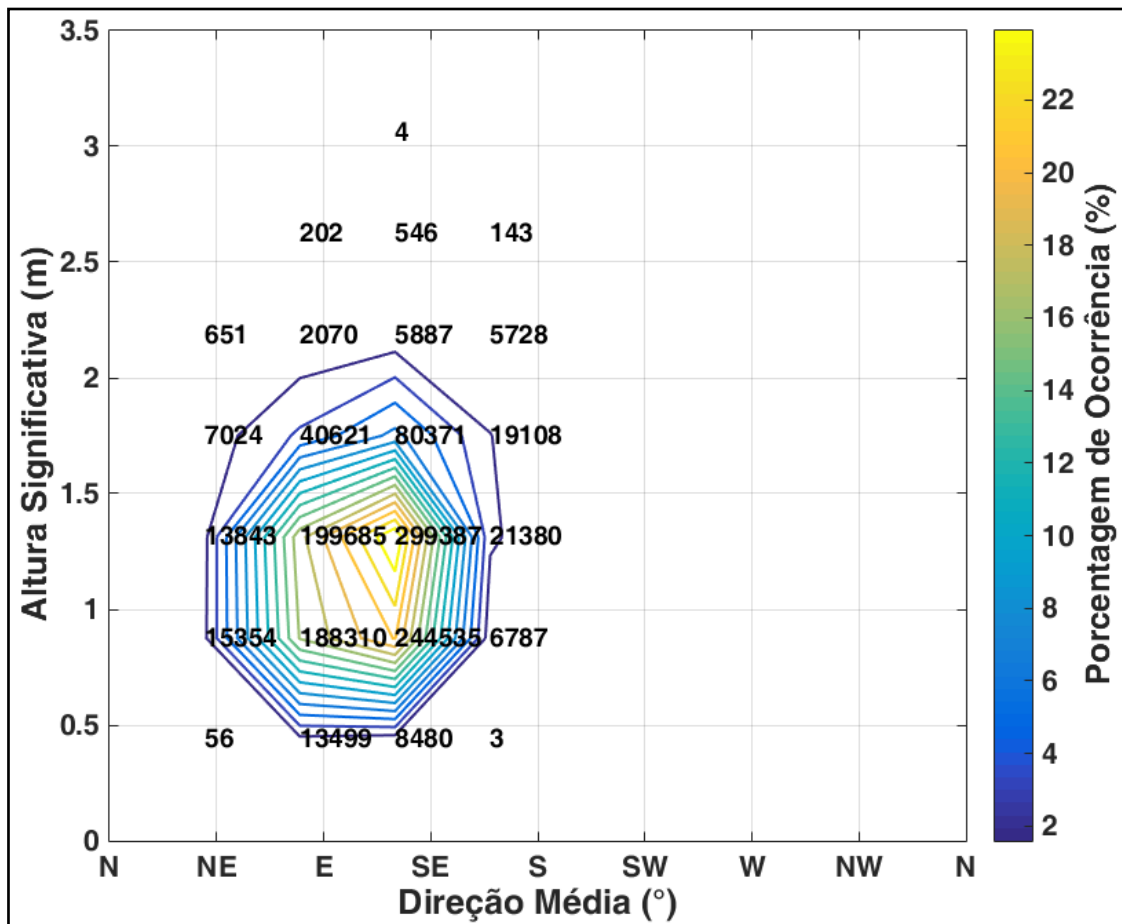


Figura 4.6: Distribuição conjunta de Altura Significativa e Direção média das ondas, considerando os 134 pontos para o período de Março de 2013 a Fevereiro de 2014.

3.3 Condições típicas de Mar sob a atuação do ASAS e dos ST

A Figura 4.7 mostra a distribuição conjunta de H_s e D_m para eventos sob a atuação do ASAS (Figura 4.7a) e sob a atuação de ST (Figura 4.7b). Os resultados da análise das classes de mar direcionais, a partir da direção do vento, mostram duas

classes associadas à atuação do ASAS: uma caracterizada por ondas de nordeste e leste (58,72 %) e outra caracterizada por ondas de sudeste e sul (41,28 %). Associada à atuação dos ST foi encontrada uma classe dominante (90,60 %) caracterizada por ondas de sudeste e sul. Assim, três condições de mar foram identificadas e serão consideradas no estudo da mobilidade do sedimento de fundo: CM1, CM2 e CM3. A CM1 representa a ocorrência de ventos com direção de norte, nordeste e leste, e ondas com D_m de nordeste e leste. A CM2 representa a ocorrência de ventos com direção de norte, nordeste e leste, e ondas com D_m de sudeste e sul. E a CM3 representa a ocorrência de ventos com direção de sul, sudeste e sudoeste, e ondas com D_m de sudeste e sul. No geral, entre Março de 2013 e Fevereiro de 2014, a condição de mar CM1 foi a que apresentou maior frequência, representando 36% do total, seguida pelas condições CM3 com 30,11% e CM2 com 25,31 %. Outras condições de mar representaram durante o período analisado somente 8,58 % do total.

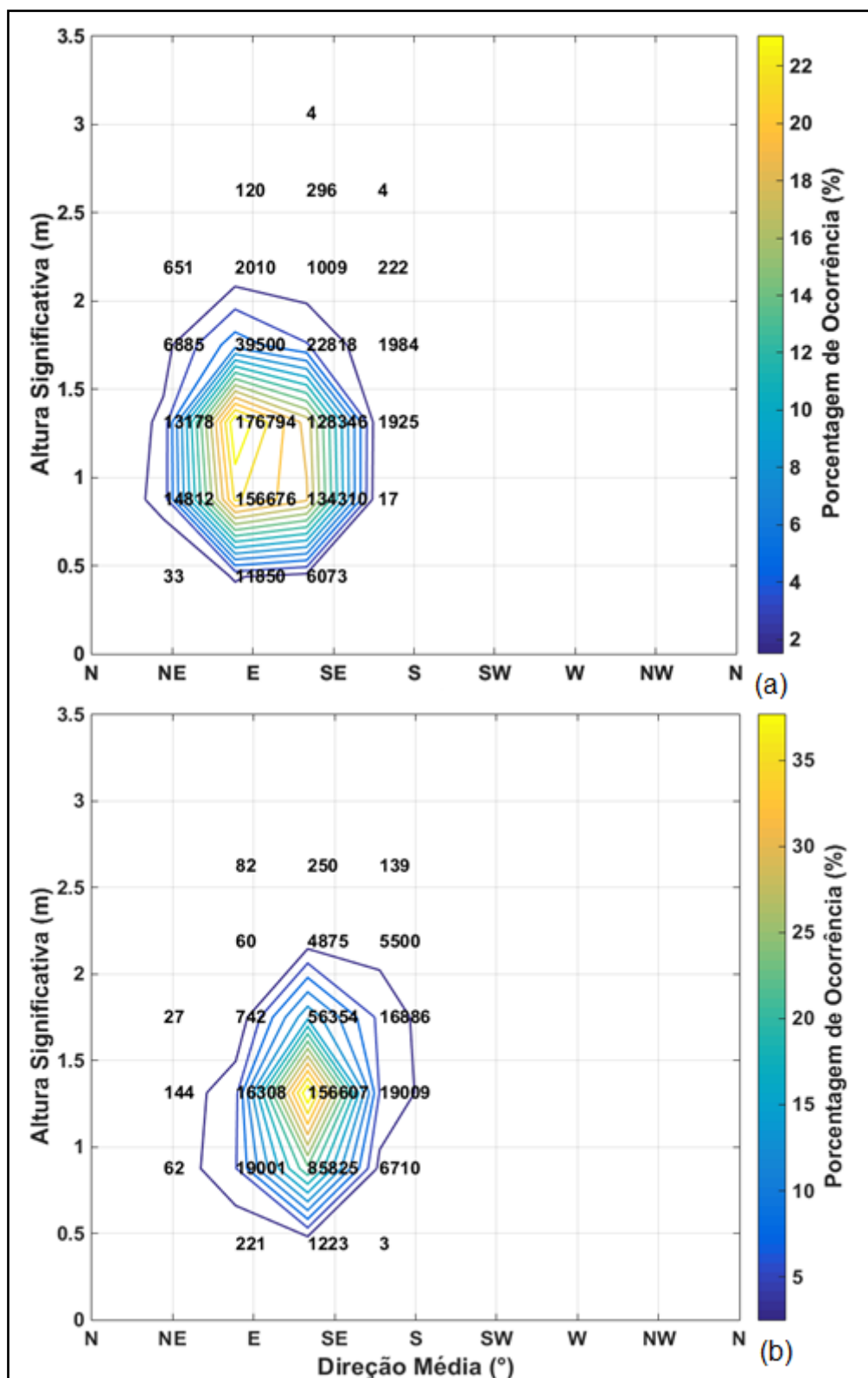


Figura 4.7: Distribuição conjunta de Altura Significativa e Direção média das ondas para eventos sob a atuação do ASAS (a) e sob a atuação de ST (b).

As Figuras 4.8 e 4.9 mostram, respectivamente, os *boxplots* da H_s e do T_p para cada uma das condições de mar identificadas. A partir da Figura 4.8 é possível observar que as três condições de mar são semelhantes quanto à H_s . A condição de mar CM3

foi a que apresentou os maiores valores de H_s , com mediana igual a 1,48 m e quartis inferior e superior igual a 1,23 m e 1,74 m, respectivamente. Já a condição de mar CM2 foi a que apresentou os menores valores de H_s , com mediana igual a 1,27 m e quartis inferior e superior igual a 1,09 m e 1,51 m, respectivamente.

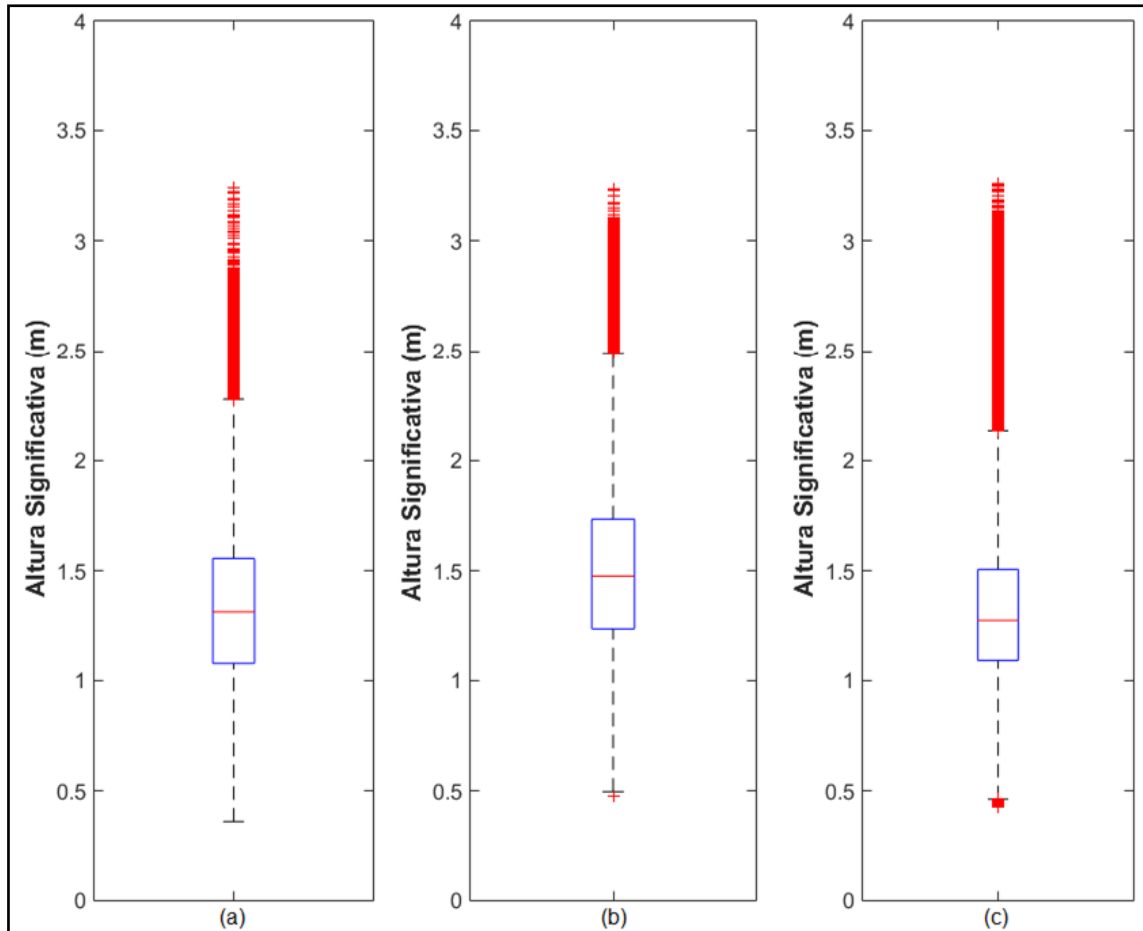


Figura 4.8: Boxplot da altura significativa (m) para cada uma das condições de mar: CM1 (a), CM3 (b) e CM2 (c).

Diferentemente de H_s , o T_p foi consideravelmente diferente entre as três condições de mar identificadas, de forma que a condição de mar CM2 agora passa a apresentar os maiores valores, enquanto a condição de mar CM1 apresentou os menores valores. Para o T_p foram encontrados valores medianos iguais a 8,35 s, 12,14 s e 9,46 s para as condições de mar CM1, CM2 e CM3, respectivamente. Quanto ao quartil superior (inferior) foram encontrados valores iguais a 9,46 s, 13,75 s e 12,14 s (7,37 s, 9,46 s e 8,35 s) para as condições de mar CM1, CM2 e CM3, respectivamente. Desta forma, pode-se observar que as condições de mar caracterizadas por ondas de sudeste e sul foram as que apresentaram maior

período, enquanto que a condição de mar CM1 caracterizada por ondas de nordeste e leste foi a que apresentou os menores valores de período de pico.

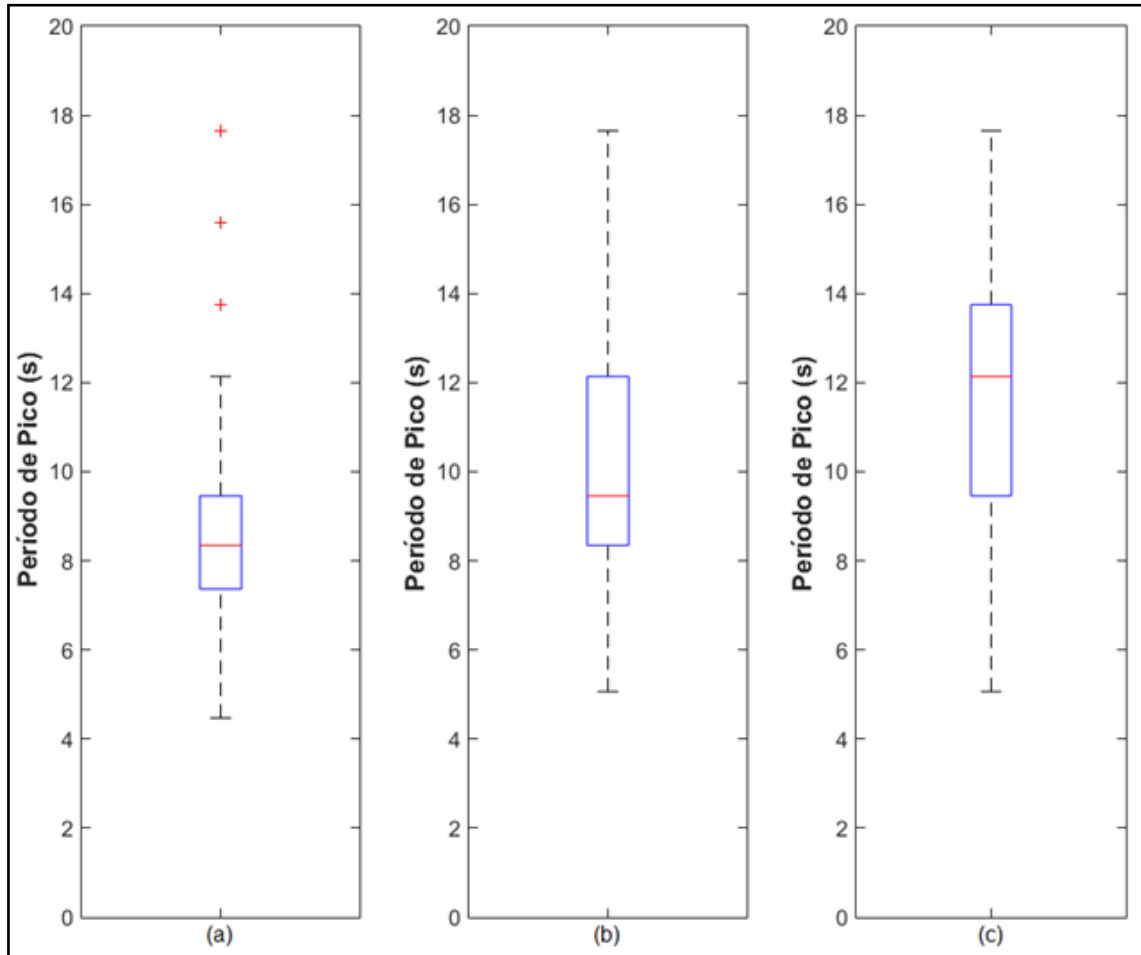


Figura 4.9: Boxplot do período de pico (s) para cada uma das condições de mar: CM1 (a), CM3 (b) e CM2 (c).

Uma análise detalhada (não mostrada aqui) indica que para a condição de mar CM1, ondas de leste observadas sobre a plataforma foram as que apresentaram maiores valores de H_s e T_p , enquanto que para as condições de mar CM2 e CM3, ondas de sudeste foram as que apresentaram os maiores valores de H_s e T_p .

3.4 Tensão crítica de ressuspensão

A Figura 4.10 exibe os resultados do cálculo da tensão crítica de ressuspensão a partir do modelo de Van Rijn (1993) - Van Rijn (2007), bem como os valores de diâmetro mediano do sedimento e as porcentagens das frações cascalho, areia e lama associadas. Para os 21 pontos com rodolitos foram encontrados valores de tensão crítica de ressuspensão entre 14,83 e 64,08 N/m², com valor mediano de

29,19 N/m². Para os pontos sem rodolitos foram encontrados valores de tensão crítica de ressuspensão entre 0,15 e 4,17 N/m², com valor mediano de 0,44 N/m² e percentil 95 de 1,52 N/m².

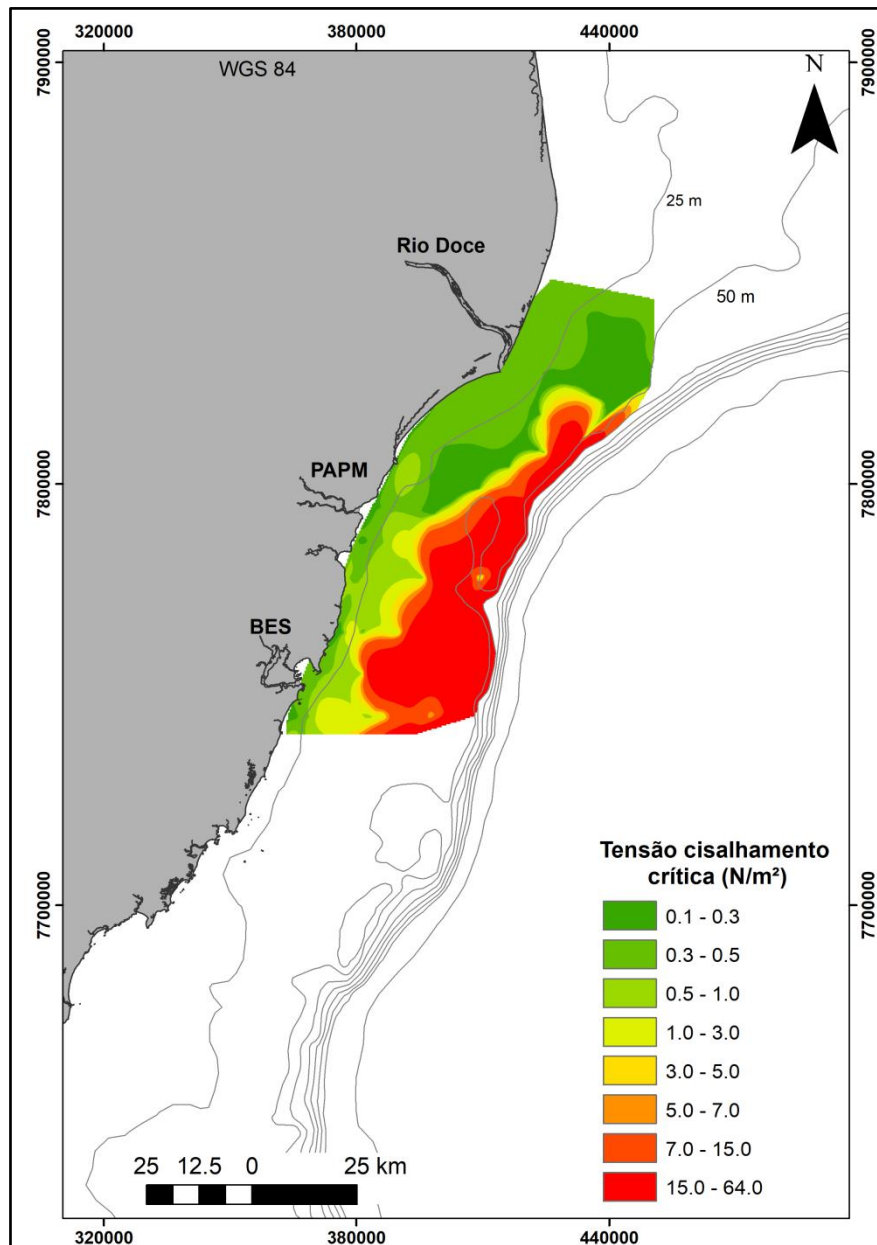


Figura 4.10: Valores de Tensão crítica de ressuspensão em N/m² para os 134 pontos considerados na análise de mobilidade.

Destaca-se que a tensão crítica de ressuspensão é primeiramente um reflexo do diâmetro mediano do sedimento, de forma que os maiores valores correspondem a pontos dominados pela fração cascalho (Vieira, 2017), localizados na região da plataforma continental adjacente à Baía do Espírito Santo. Por outro lado, os menores valores estão associados a pontos dominados pela fração areia (superior a

90%) e por baixo teor de lama (Vieira, 2017). Esses foram encontrados principalmente para a região da plataforma próxima à Foz do Rio Doce. Um importante ponto a se destacar é que os pontos sem rodólitos que apresentaram tensão crítica de ressuspensão superior a determinada para sedimentos coesivos ($0,5 \text{ N/m}^2$), são caracterizados por areia grossa ou muito grossa.

3.5 Tensão de Cisalhamento de Fundo e Mobilidade do Sedimento de Fundo

O comportamento geral de ambas velocidade orbital de pico e tensão de cisalhamento de fundo para cada uma das condições de mar está plotado na Figura 4.11. A partir da Figura 4.11 pode-se observar que a condição de mar CM1 (Figuras 4.11a e 4.11d) foi a que apresentou os menores valores para ambas as velocidade orbital de pico e tensão de cisalhamento de fundo. As condições de mar CM2 (Figuras 4.11c e 4.11f) e CM3 (Figuras 4.11b e 4.11e) apresentaram valores semelhantes para ambos os parâmetros. Os resultados indicam que os valores de velocidade orbital de pico e tensão de cisalhamento de fundo são em média 61% e 60%, respectivamente, maiores para CM2 e CM3 em relação a CM1.

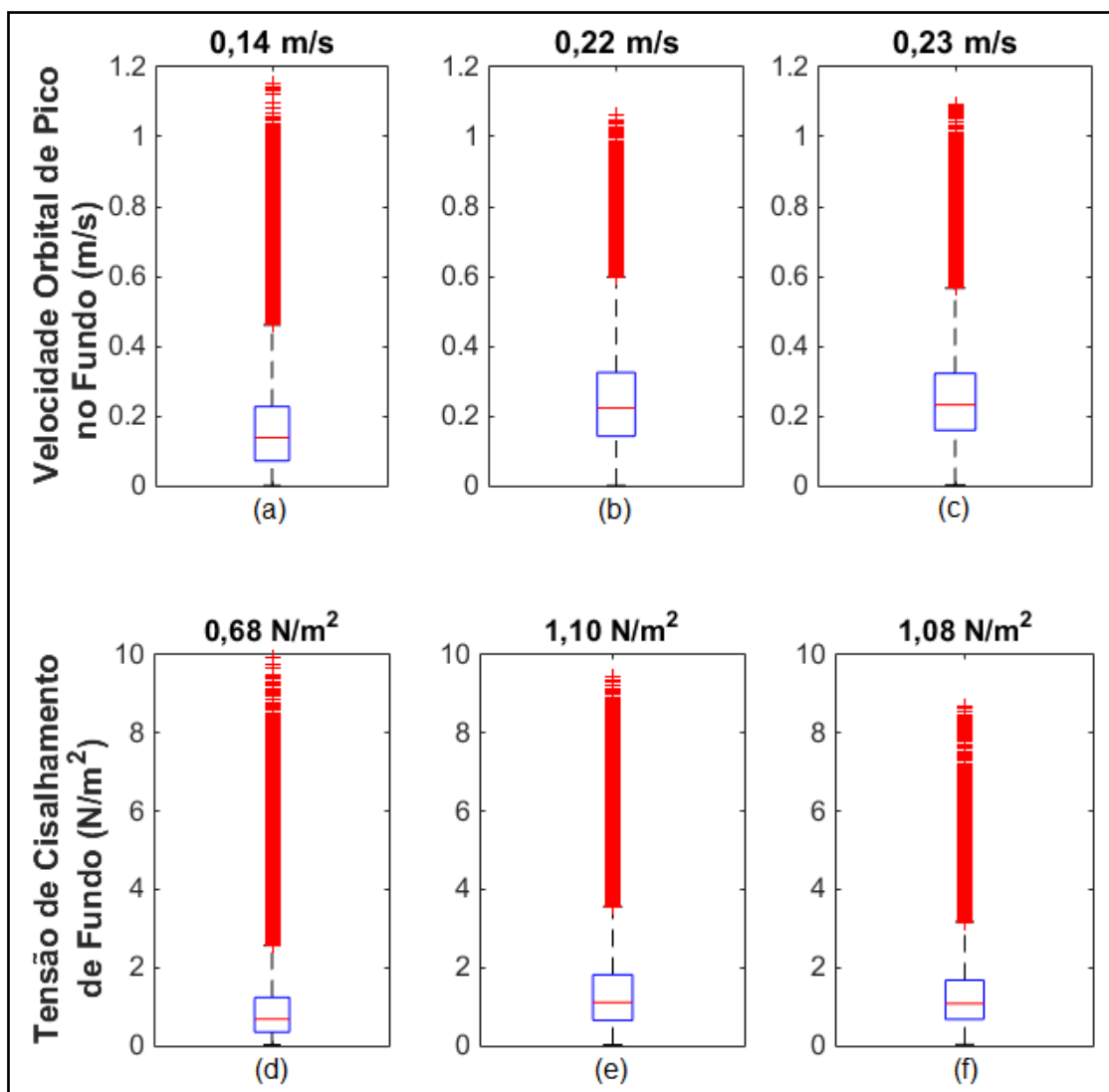


Figura 4.11: Boxplot da Velocidade orbital de pico (topo) e da tensão de cisalhamento de fundo (base) para cada uma das condições de mar: CM1 (a) e (d); CM3 (b) e (e); e CM2 (c) e (f). Os valores em negrito acima de cada um dos boxplots são respectivos aos valores medianos de cada um dos parâmetros, para cada condição de mar.

Um resultado interessante é que apesar de CM2 e CM3 terem apresentado de uma forma geral maior capacidade de remobilização do sedimento do fundo, CM1 foi a condição de mar que apresentou a maior quantidade de *outliers*, e inclusive os maiores valores para ambas as velocidade orbital de pico no fundo e tensão de cisalhamento de fundo. Esses valores foram registrados em um momento em que ondas e ventos de leste foram observados sobre a plataforma e resultam da combinação de elevados valores de H_s (entre 2 e 2,5 m) em um local de baixíssima profundidade (7,4 m).

Como um reflexo do comportamento de ambos H_s e T_p , os maiores valores de velocidade orbital de pico e tensão de cisalhamento de fundo estão associados à

ondas de leste, para a condição de mar CM1, e à ondas de sudeste para as condições de mar CM2 e CM3.

Quanto à mobilidade de fundo, através da Figura 4.12, pode-se observar que a condição de mar CM2 é a que apresentou maior percentual de mobilidade sobre a plataforma, seguida pelas condições de mar CM3 e CM1. Enquanto que CM2 apresentou mediana de mobilidade igual a 99,5%, CM3 e CM1 apresentaram, respectivamente, 98,8 % e 86,5 %. Ao longo do período analisado foi encontrado um valor mediano igual a 93,6 % para o percentual de mobilidade. Percentuais de mobilidade iguais a zero estão associados a pontos caracterizados por rodolitos.

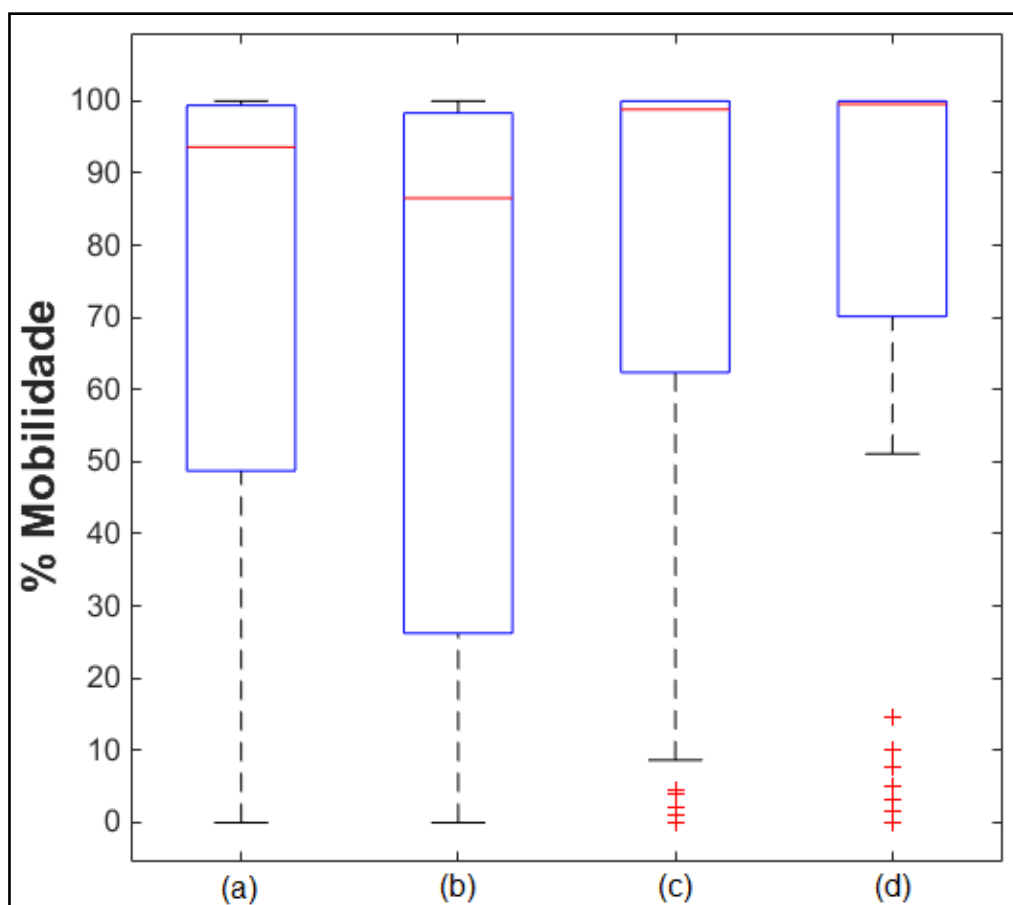


Figura 4.12: Percentual de mobilidade considerando os 134 pontos, tanto em uma perspectiva anual (Março de 2013 a Fevereiro de 2014): : Anual (a) ;como para cada uma das condições de mar : CM1(b), CM3 (c), e CM2, (d).

Os percentuais dos eventos de mobilidade variaram espacialmente, tanto ao longo da costa, como de acordo com a profundidade. Ao longo da costa, os resultados (Figura 4.13) mostram que a PCES pode ser dividida em duas regiões: uma com menor percentual de mobilidade de fundo entre a entrada da Baía do Espírito Santo e a foz do Sistema Estuarino Piraquê-Açú/Piraquê-Mirim; e uma com maior

percentual de mobilidade de fundo entre a foz do Sistema Estuarino Piraquê-Açú/Piraquê-Mirim e a região da plataforma adjacente à Foz do Rio Doce. Enquanto na região com menor percentual de mobilidade, a zona de mobilidade do sedimento de fundo entre 80 e 100 % está limitada aos 25 m de profundidade, na região com maior percentual de mobilidade esta zona alcança os 40 - 50 m de profundidade. Tal resultado é uma resposta direta à distribuição espacial da tensão crítica de ressuspensão (Figura 4.10a), a qual apresenta maiores valores na região da plataforma entre a entrada da Baía do Espírito Santo e a foz do Sistema Estuarino Piraquê-Açú/Piraquê-Mirim e menores valores ao norte da foz do Sistema Estuarino Piraquê-Açú/Piraquê-Mirim.

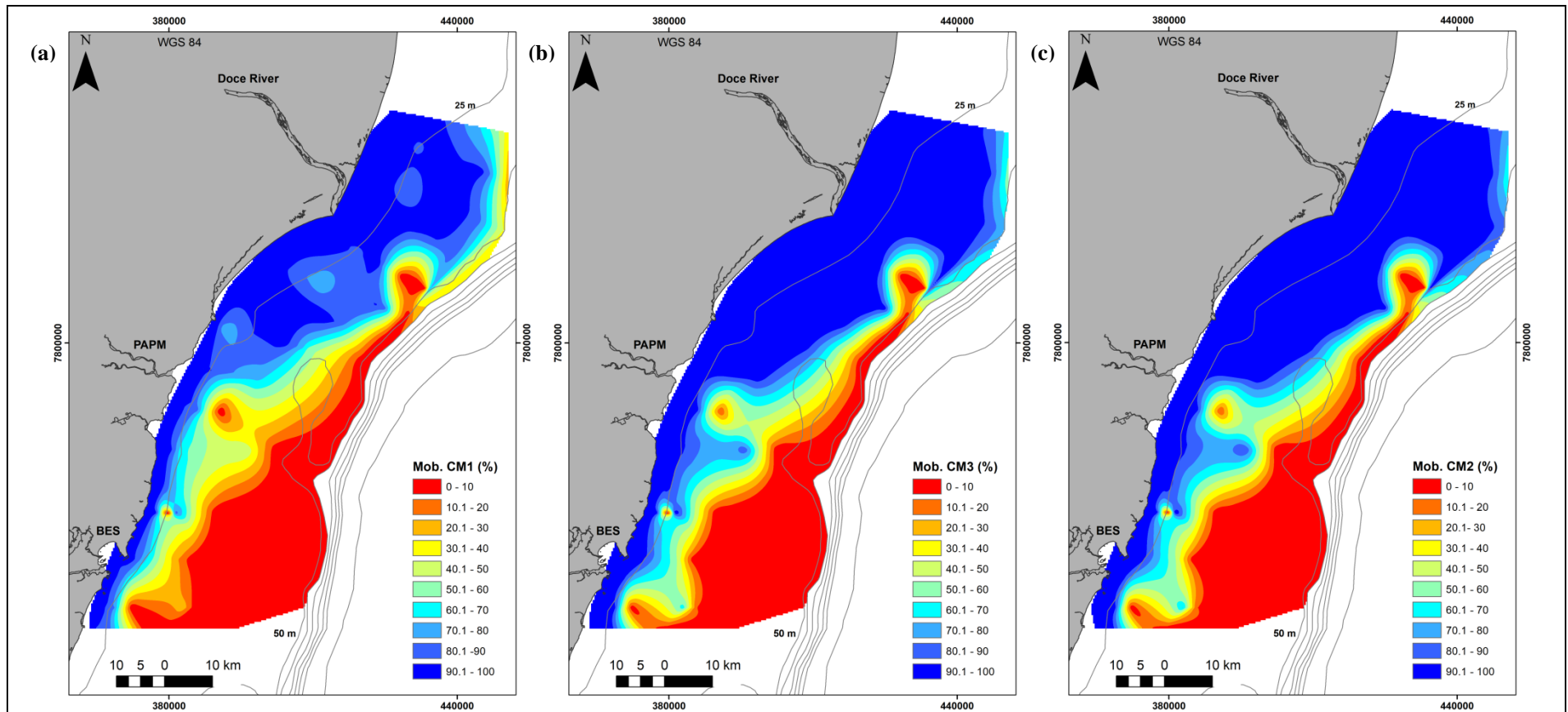


Figura 4.13: Variação espacial do percentual de mobilidade do sedimento de fundo para cada uma das condições de mar: CM1 (a), CM3 (b) e CM2 (c).

A Figura 4.14 mostra a distribuição do percentual de mobilidade para cada uma das condições de mar com a profundidade. Nota-se que enquanto para a condição de mar CM1, 100% de mobilidade é observada majoritariamente até os 16 m de profundidade, CM3 e CM2 alcançam 100% de mobilidade em profundidades de 20 m e 40 m, respectivamente. Destaca-se que a condição de mar CM3, entre 20 e 30 m de profundidade, alcançou os 100% de mobilidade para os pontos majoritariamente caracterizados por areia fina ou lama.

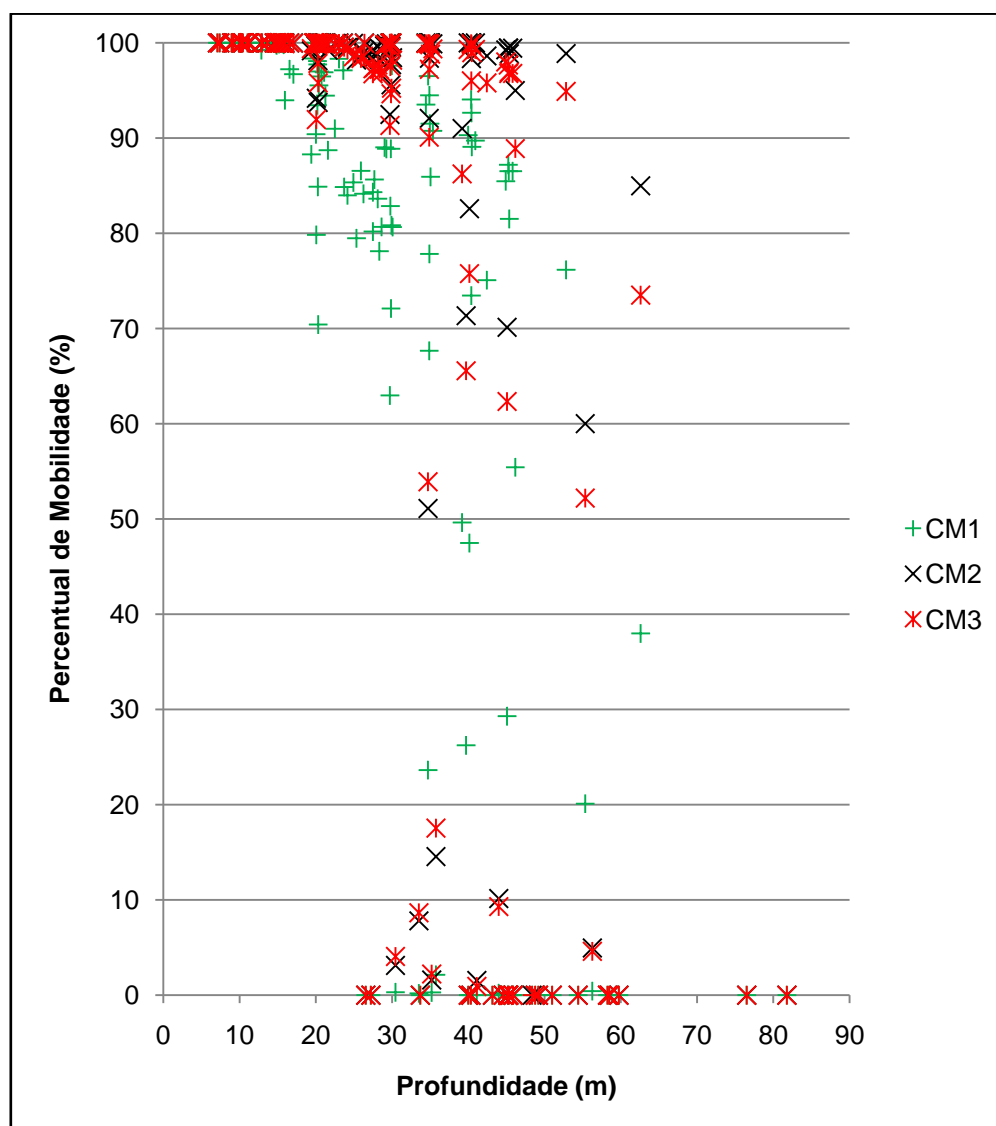


Figura 4.14: Variação espacial do percentual de mobilidade de acordo com a profundidade, para cada uma das condições de mar, considerando os 134 pontos.

Um resultado relevante é observado quando se analisa separadamente os pontos caracterizados por sedimentos coesivos. A partir da Figura 4.15 pode-se observar que para a condição de mar CM1, 100% de mobilidade é observada até os 11 m de

profundidade, enquanto CM3 e CM2 alcançam os 16 m e os 21 m, respectivamente. Além disso, é observado um aumento na diferença entre o percentual de mobilidade em direção a maiores profundidades quando se compara as condições de mar CM2 e CM3 à condição de mar CM1. Enquanto na profundidade em torno de 30 m, CM2 e CM3 são em média 15,6% com maior percentual de mobilidades que CM1, aos 45 m de profundidade essa diferença sobe para 37%.

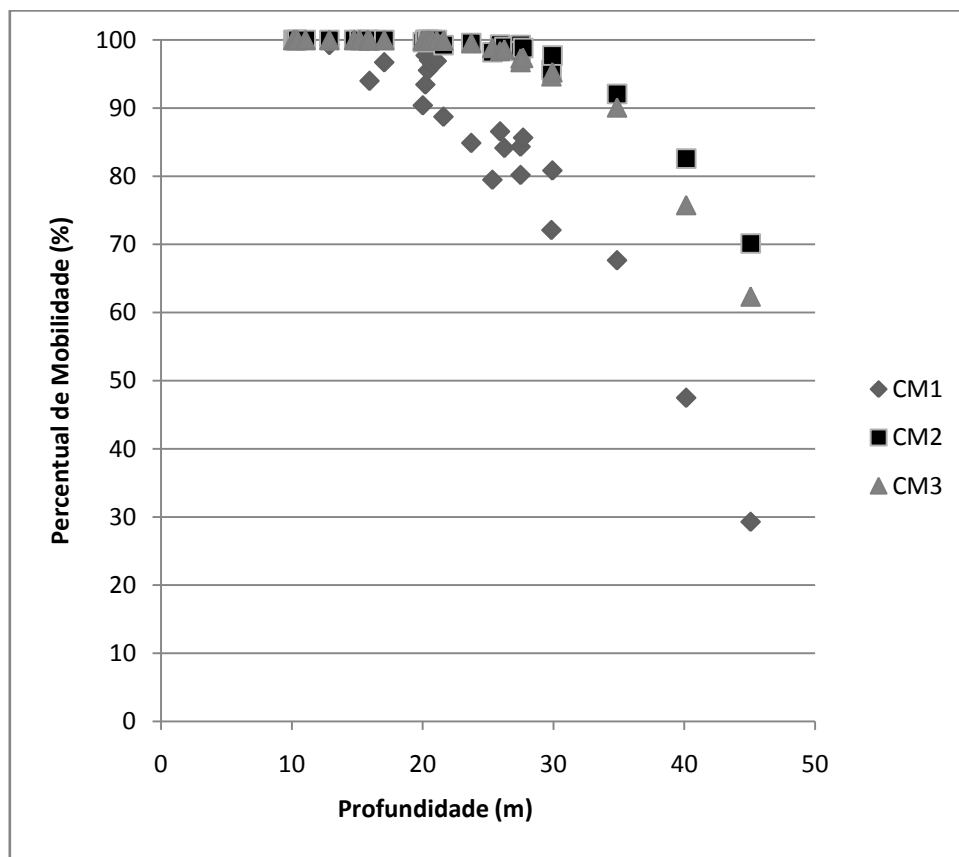


Figura 4.15: Variação espacial do percentual de mobilidade de acordo com a profundidade, para cada uma das condições de mar, considerando os pontos caracterizados por sedimentos coesivos (D_{50} menor que $63 \mu\text{m}$).

Outro resultado importante que surge a partir da mobilidade do sedimento de fundo é a análise do excesso da tensão de cisalhamento de fundo, desde que esse excesso de tensão é um indicador da provável quantidade de sedimento que será erodido por uma determinada forçante. A Figura 4.16 mostra o excesso de tensão de cisalhamento de fundo para cada uma das condições de mar. A partir da Figura 4.16 é possível observar que é durante a condição de mar CM3 que é observada, em média, a maior quantidade de excesso de tensão de cisalhamento.

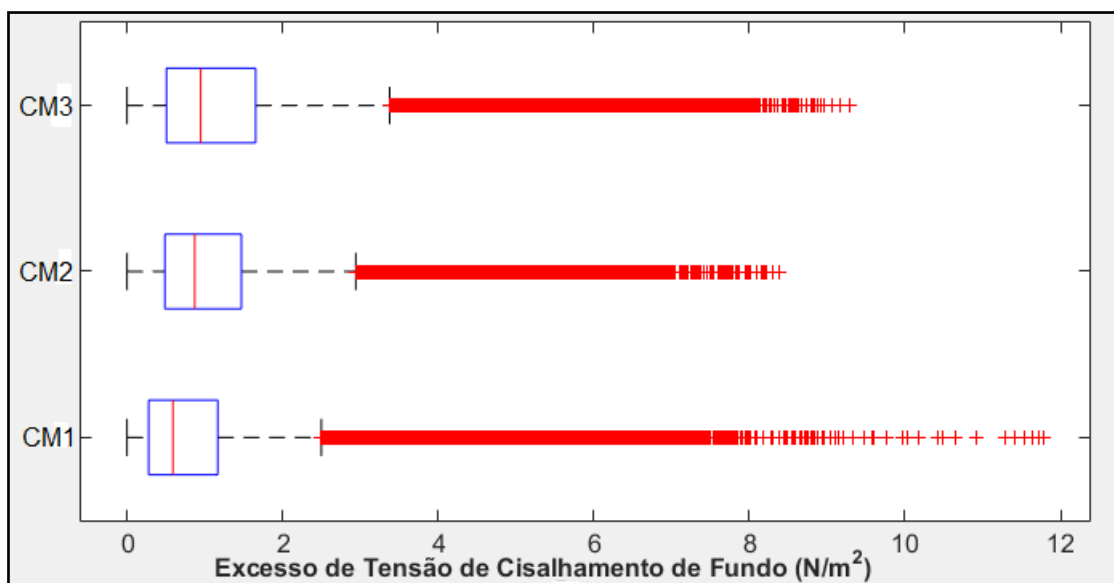


Figura 4.16: Excesso de Tensão de Cisalhamento de Fundo (N/m²) para cada uma das condições de mar, considerando os 134 pontos de análise.

4. DISCUSSÃO

4.1 Condições de mar

A dominância da condição de mar CM1 reflete a dominância temporal climatológica do ASAS sob ambos os campos de ventos (Satyamurty et al., 1998; Capítulo 3) e de ondas. A maior frequência de ondas derivadas da atuação do ASAS na Bacia do Espírito Santo foi identificada em estudos anteriores (Pianca et al., 2010 ; Nogueira et al., 2015).

Em relação aos valores de T_p encontrados neste estudo, os valores mais baixos da condição de mar CM1 estão associados ao menor comprimento da pista de ventos de norte e nordeste oriundos da circulação do ASAS na região. Em relação à condição de mar CM2, sua ocorrência pode ser derivada de duas situações: ventos locais predominantemente de norte e nordeste e ondas predominantemente de sudeste geradas pelo próprio ASAS, estando seu centro de ação posicionado mais a sudeste de sua posição climatológica (30°S e 5°W, Venegas et al., 1997); a segunda situação estaria associada a ventos locais de norte, leste e nordeste oriundos da circulação do ASAS na região e ondas de sul e sudeste geradas remotamente por centros de alta ou baixa pressão extratropicais que se propagam na direção sudoeste-nordeste através do Oceano Atlântico Sul, sem alcançar a região da PCES. Ambas as situações foram discutidas por Nogueira et al. (2015), quando determinaram os principais estados de mar para a Bacia do Espírito Santo. É

importante salientar que os maiores valores de T_p encontrados para a condição de mar CM2 estão relacionados à segunda situação, quando o maior distanciamento dos centros de ações dos sistemas transientes resulta na ocorrência de extensas pistas de vento, propiciando a geração de ondas de alta energia e altos valores de T_p . Os valores intermediários de T_p encontrados para a condição de mar CM3 podem ser devido à diminuição progressiva da pista de ventos conforme os ST se afastam das latitudes extratropicais e se aproximam da PCES. Neste caso, diferentemente da condição de mar CM2, os ST alcançam a PCES.

É importante destacar aqui que embora os valores de T_p encontrados neste estudo para a atuação de cada um dos sistemas meteorológicos estejam de acordo com os encontrados por estudos anteriores (Pianca et al., 2010 ; Nogueira et al., 2015), a elevada frequência de T_p mais altos (10 - 14 s), bem como os baixos valores de H_s (interquartil entre 1,2 e 1,7 m) associados a atuação dos ST, quando comparados à climatologia (Nogueira et al., 2015), refletem um determinado período de tempo (03/2013 - 02/2014). Variações intra-aneais e interaneais desses parâmetros estão associadas à variabilidade climática de suas forçantes atmosféricas. Variações intra-aneais e interaneais na intensidade e na posição do ASAS, bem como na intensidade e na frequência de ST no Oceano Atlântico Sul têm sido amplamente estudadas na literatura (Venegas et al., 1997; Carvalho et al., 2005; Rodrigues et al., 2015; Sun et al., 2017). Tal variabilidade tem sido associada à influência de Modos de Variabilidade Climática como o El-Niño/Oscilação Sul, a Oscilação de Maden - Julian e a Oscilação Antártica.

4.2 Mobilidade do sedimento de fundo e Implicações Geológicas

Primeiramente, os achados do presente capítulo confirmam a discussão realizada no Capítulo 3 desta Tese, mostrando que ondas associadas à atuação de ST são responsáveis pelos maiores percentuais de mobilidade na PCES. Também foi encontrado que as ondas caracterizadas pelos maiores valores de T_p foram as que apresentaram os maiores valores de velocidade orbital e tensão de cisalhamento, determinando a mobilidade do sedimento de fundo na PCES. Ademais, os resultados indicam que a posição do centro de ação dos sistemas meteorológicos influenciou fortemente os percentuais de mobilidade. Ondas derivadas da ação local do ASAS (CM1) geraram baixos valores de tensão de cisalhamento e

consequentemente baixos percentuais de mobilidade do sedimento de fundo. Isso foi devido à pista limitada dos ventos de norte e nordeste associados ao ASAS que levou a geração de ondas com baixos valores de T_p em toda a PCES. Por outro lado, o maior tamanho da pista de ventos de ST quando esses se aproximam da PCES resultou nos maiores percentuais de mobilidade do sedimento de fundo pelas condições de mar CM2 e CM3.

Além do aspecto hidrodinâmico, a mobilidade do sedimento de fundo depende da composição do sedimento, da estrutura vertical do fundo, do histórico de distúrbio e restabelecimento, e da biota que habita o fundo (Sanford, 2008). Os resultados encontrados aqui mostram que além do T_p , a heterogeneidade do sedimento de fundo influenciou fortemente nos padrões de mobilidade para as três condições de mar. É possível identificar uma região com maior percentual de mobilidade caracterizada por sedimento mais fino, entre a foz do Sistema Estuarino dos Rios Piraquê-Açú/Piraquê-Mirim e a região da plataforma adjacente à foz do Rio Doce, e uma região com menor percentual de mobilidade caracterizada por sedimento de maior granulometria, entre a foz do Sistema Estuarino Piraquê-Açú/Piraquê-Mirim e a entrada da Baía do Espírito Santo. Apesar do padrão geral semelhante de distribuição espacial da mobilidade de fundo entre as três condições de mar, os resultados mostraram que dentro das duas regiões os percentuais de mobilidade associados às condições de mar CM2 e CM3 são maiores.

A influência da granulometria do sedimento em estudos de mobilidade de fundo foi discutida por Griffin et al. (2008). Os autores apontaram que a utilização da mediana do sedimento de fundo em regiões arenosas tem implicações importantes na interpretação dos resultados, já que em regiões caracterizadas por sedimento com uma distribuição bimodal, a porção mais fina do sedimento pode não ser representada pela mediana, e, portanto, não ser considerada nos eventos de mobilidade. Conforme pode ser visto na Figura 4.10 e em estudos anteriores (Quaresma et al., 2015; Vieira, 2017; Silva, 2017) a PCES tem sido descrita como uma plataforma com distribuição sedimentológica heterogênea, na qual há a presença de regiões caracterizadas por sedimentos mais grossos (cascalho, areia grossa e areia média) com contribuição variada de sedimentos mais finos (areia fina, muito fina e lama). Desta forma, é esperada que na PCES a ressuspensão da porção mais fina do sedimento predominantemente arenoso seja maior que a

estimada nos cálculos de mobilidade do sedimento de fundo, principalmente durante as condições de mar CM2 e CM3, quando maiores valores de tensão de cisalhamento de fundo foram estimados. Além da granulometria, outros dois aspectos do sedimento que influenciam na mobilidade do mesmo são a forma e a densidade. A PCES é um ambiente sedimentar que tem sido descrito por apresentar uma transição latitudinal de fácies terrígenas e carbonáticas (Bastos et al., 2015; Quaresma et al., 2015; Vieira, 2017; Silva, 2017). Diferentemente do que tem sido observado para sedimentos terrígenos, sedimentos carbonáticos têm sido caracterizados por exibir uma ampla faixa de formas e densidades que podem afetar de forma diferenciada o comportamento hidráulico sob a ação de diferentes forçantes físicas (Kench e McLEAN, 1996; Paphitis et al., 2002; Weill et al., 2010; Flemming, 2016; Joshi et al., 2017b). Desta forma, é razoável esperar que quantitativamente os percentuais de mobilidade, principalmente nas regiões de fácies carbonáticas e mistas, variem em relação aos encontrados aqui. Entretanto, o mesmo padrão qualitativo deve continuar a ser observado, já que os maiores valores de T_p e H_s , e conseqüentemente os maiores valores de velocidade orbital de pico e tensão de cisalhamento no fundo estão associados a ondas derivadas da ação de ST.

Outro importante resultado que surgiu do cálculo da mobilidade do sedimento de fundo foi o maior excesso de tensão de cisalhamento de fundo associado à condição de mar CM3. O excesso de tensão de cisalhamento de fundo durante a condição de mar CM3 é cerca de 47% maior que a condição de mar CM1, quando valores medianos são considerados. Esse maior excesso resulta em um maior fluxo de erosão do sedimento de fundo, e, portanto maiores taxas de transporte de sedimento (Nittrouer et al., 2007) durante a atuação de ST. Tal resultado implica que além de influenciar fortemente a ressuspensão do sedimento de fundo, ondas de sul e sudeste associadas às condições de mar CM3 e CM2 podem definir a direção do transporte de sedimento de longo-termo na região. A importância do excesso de tensão de cisalhamento de fundo no cálculo da taxa de erosão do sedimento vem sendo discutida tanto para ambientes dominados por sedimentos coesivos (Krone, 1976; Piedra-Cueva e Mory, 2001) quanto em ambientes caracterizados por misturas variadas de areia e lama (Dufois e Hir, 2015).

Uma vez que duas regiões foram identificadas quanto ao potencial de mobilidade do sedimento de fundo, as implicações geológicas dos resultados encontrados aqui

serão analisadas separadamente para cada uma delas.

Primeiramente, na região com menor percentual de mobilidade caracterizada principalmente por sedimentos não-coesivos de maior granulometria (Figuras 4.10b e 4.13), um dos principais efeitos da mobilidade do sedimento deve ser a formação de formas de fundo. Em regiões de micro-maré, caracterizadas por sedimentos arenosos como a PCES, frequentemente é observada a formação de formas de fundo derivadas da ressuspensão e do transporte de sedimento por fluxos induzidos por ondas superficiais de gravidade (Williams et al., 2004). Assim, é razoável acreditar que as ondas derivadas da ação de ST podem determinar os tipos de formas de fundo encontrados na PCES. A ocorrência de formas de fundo derivadas da ação de ondas de tempestade foi identificada por Moscon e Bastos (2010) em uma região da PCES localizada ao sul da área de estudo considerada no presente trabalho. Segundo os autores, a presença de *ripples* de ondas em um fundo de areia grossa indica a ocorrência de um evento hidrodinâmico forte o suficiente para suspender os sedimentos mais finos e arrastar os mais grossos, formando então as *ripples*. Dessa forma, os maiores índices de mobilidade do sedimento de fundo, durante a atuação de ST, para a região de sedimentos de maior granulometria da PCES estão de acordo com os achados de Moscon e Bastos (2010). A formação dessas formas de fundo afeta a rugosidade do fundo, a qual é de grande importância em estudos de dinâmica sedimentar, já que a presença de *ripples* modifica a tensão de cisalhamento e conseqüentemente o processo de transporte de sedimento. É importante destacar que para o cálculo da tensão de cisalhamento de fundo, para os locais caracterizados por sedimento não-coesivo, foi considerada a presença de *ripples*. Entretanto foi utilizado um único valor de altura para as *ripples*, não considerando as variações espaciais e temporais tanto devido à variação do tamanho do sedimento quanto devido às características do campo de ondas. Duffois et al. (2008) argumentou que variações espaciais e temporais nas propriedades das *ripples* podem variar consideravelmente os valores de tensão de cisalhamento de fundo calculadas. Embora tal variação possa afetar os resultados obtidos aqui, os achados deste estudo e os encontrados por Moscon e Bastos (2010) permitem inferir que mesmo considerando variações nos tamanhos das *ripples*, a atuação de ondas derivadas da ação de ST é a força dominante nos processos de ressuspensão de sedimento na região.

Já na região com maior percentual de mobilidade, caracterizada por extensos

depósitos de sedimento mais finos (Quaresma et al., 2015; Silva, 2017; Vieira, 2017), um dos principais efeitos da maior mobilidade e do maior excesso de tensão de cisalhamento de fundo está associado a dispersão do sedimento coesivo oriundo do Rio Doce na região. Os resultados mostraram um efeito mais acentuado na mobilidade do sedimento coesivo pelas condições de mar CM2 e CM3 nas regiões. Nesta região o impacto de ondas derivadas da atuação de ST sobre a dispersão do sedimento lamoso oriundo do Rio Doce já vem sendo proposto por estudos prévios (Quaresma et al., 2015; Silva, 2017). Portanto, os resultados encontrados aqui corroboram tais estudos e mostram que ondas de sul e sudeste, caracterizadas por altos T_p (CM2 e CM3), dominam a ressuspensão do sedimento coesivo na PCES, e que esse efeito dominante, aumenta com o aumento da profundidade.

Vale salientar que para calcular a τ_{cr} na PCES foi utilizado um valor sugerido pela literatura. No entanto, sabe-se que esse valor pode variar consideravelmente de acordo com a profundidade e com o tempo por causa dos efeitos físico-químicos e do processo de consolidação do sedimento (Winterwerp et al., 2012). Além disso, desde que os valores da τ_{cr} podem variar, o excesso da tensão de cisalhamento também pode mudar e influenciar nos processos de erosão e deposição do sedimento, bem como no transporte (Van Prooijen e Winterwerp, 2010). A Figura 4.17 mostra as tensões de cisalhamento de fundo mínima, mediana e máxima para os 134 pontos considerados no presente estudo e dois valores de τ_{cr} recomendados pela literatura (Winterwerp et al., 1989; Van Rijn, 2016), sendo que o valor de $\tau_{cr} = 0,5 \text{ N/m}^2$ foi utilizado aqui. Pode ser observado que o uso de diferentes valores de τ_{cr} para o sedimento coesivo tem efeitos importantes na mobilidade do sedimento de fundo. Por exemplo, enquanto o uso do valor $0,5 \text{ N/m}^2$ resulta em percentuais de mobilidade de 87%, 98% e 97,2% durante as condições de mar CM1, CM2 e CM3, respectivamente, com o uso do valor $1,5 \text{ N/m}^2$ os percentuais de mobilidade caem para 30,9%, 49,3% e 56,3% durante as condições de mar CM1, CM2 e CM3, respectivamente. Embora haja uma diminuição da mobilidade do sedimento de fundo ao se considerar um maior valor de τ_{cr} , os resultados mostram que o efeito dominante na ressuspensão do sedimento por ondas associadas à atuação de ST ainda permanece.

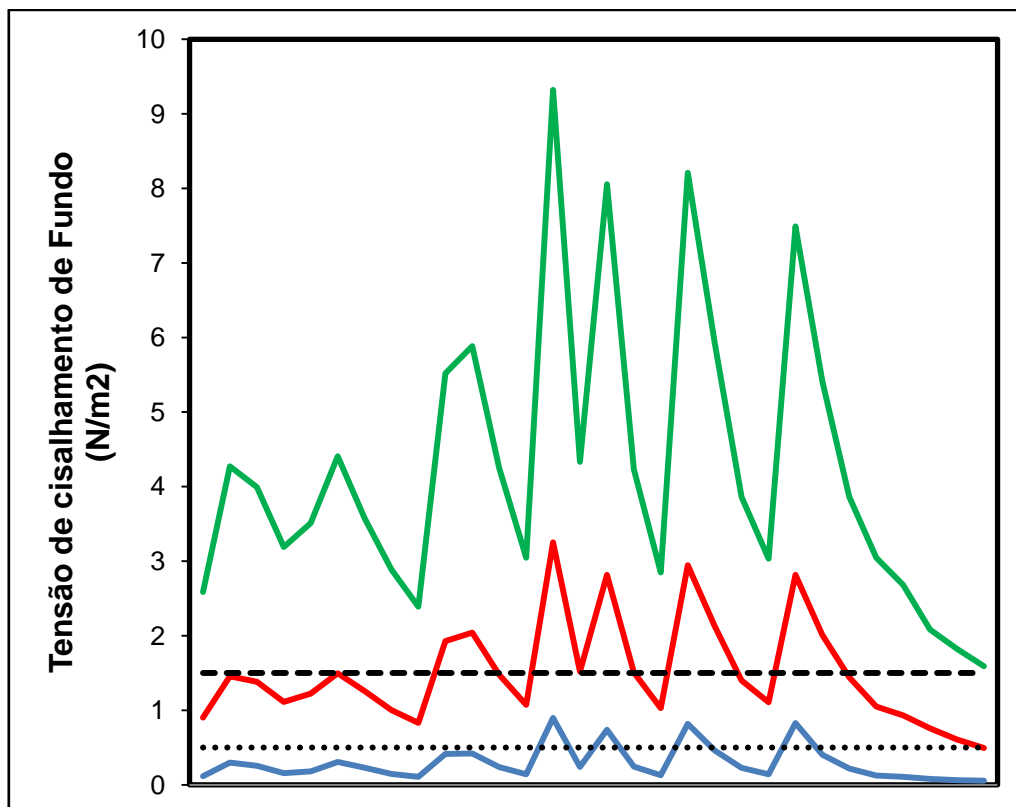


Figura 4.17: Tensões de cisalhamento de fundo mínima (linha azul), mediana (linha vermelha) e máxima (linha verde) para os 134 pontos considerados no presente estudo e dois valores de τ_{cr} recomendados pela literatura (Winterwerp et al., 1989; Van Rijn, 2016). As linhas pretas pontilhadas e tracejadas representam, respectivamente, os valores $0,5 \text{ N/m}^2$ e $1,5 \text{ N/m}^2$.

Em um contexto global, o efeito dominante de ondas derivadas da ação local ou remota de ST na mobilidade e no transporte de sedimentos identificado na PCES tem sido observado em diversas plataformas ao redor do mundo. Drake e Cacchione (1985) observaram que correntes oscilatórias no fundo geradas por ondas superficiais, de longo período e energéticas, foi o mecanismo mais importante de ressuspensão de sedimento na plataforma central do Rio Russian, na costa oeste dos Estados Unidos. Guillén et al. (2006) identificaram ondas derivadas da atuação de ST e a consequente advecção de sedimento como forçantes dominantes sobre os processos sedimentares na Plataforma do Rio Têt, no Mar Mediterrâneo. Warner et al. (2012) observaram que na região de Long Bay, na costa leste dos Estados Unidos, o sedimento é primariamente mobilizado por ondas oriundas da passagem de Sistemas Frontais. Oberle et al. (2014a) determinaram que ondas oriundas da ação dos referidos sistemas meteorológicos controlam a ressuspensão bem como as taxas de acumulação de longo-termo na Plataforma Noroeste Ibérica.

4.3 Outras forçantes que atuam na mobilidade do sedimento de fundo

Além da ação de ondas superficiais de gravidade, o sedimento de fundo na PCES pode ser mobilizado por outras forçantes hidrodinâmicas, como correntes de maré, correntes derivadas da ação do vento e outras correntes que podem aumentar a tensão de cisalhamento de fundo (Harris e Coleman, 1998, Balsinha et al., 2014), e portanto, aumentar o percentual de mobilidade de sedimento na região. Além dessas forçantes hidrodinâmicas, outro fator que influencia a mobilidade do sedimento de fundo é a comunidade biológica presente nele, desde que a biota altera a estrutura do fundo marinho através de uma série de processos (Nittrouer et al., 2007), principalmente no sedimento coesivo (Borsje et al., 2008).

Ademais dos fatores naturais, fatores antrópicos também afetam a mobilidade do sedimento de fundo, e entre esses fatores a arte de pesca "arrasto de fundo" tem ganhado destaque em uma perspectiva global (Palanques et al., 2014; Oberle et al., 2016). Oberle et al. (2016) calcularam que a ressuspensão do sedimento por arrasto de fundo pode ser até seis vezes maior que as forçantes naturais em algumas plataformas ao redor do mundo, e portanto, seus efeitos não podem ser negligenciados.

5. CONCLUSÃO

O estudo da mobilidade do sedimento de fundo no trecho centro-norte da plataforma continental do Espírito Santo mostrou que apesar da dominância temporal de ondas derivadas da ação local do ASAS, ondas de sul e sudeste derivadas da atuação de ST controlam a ressuspensão de sedimento na plataforma. Dessa forma, os resultados mostram que assim como em muitas outras plataformas ao redor do mundo, eventos episódicos empregam um papel essencial na dinâmica sedimentar. Além disso, foi encontrado que um conhecimento detalhado da distribuição sedimentar é primordial, já que juntamente com o período de pico, a mobilidade do sedimento foi fortemente influenciada pelas características do sedimento.

Além de contribuir para um melhor entendimento da dinâmica sedimentar em plataformas continentais mistas de micromaré, os achados deste estudo tem importantes implicações para estudos de engenharia e de qualidade ambiental marinha, já que afeta ambas a estabilidade do fundo marinho e a dispersão de poluentes e da biota que são ressuspensos juntos com o sedimento. Portanto, o presente trabalho pode servir de base para futuros estudos acerca dos processos

sedimentares que ocorrem na plataforma e sobre o gerenciamento do ambiente marinho.

CAPÍTULO 5 : CONCLUSÕES

Esta Tese de Doutorado foi desenvolvida a fim de contribuir para o entendimento da dinâmica sedimentar em um trecho da Plataforma Continental do Espírito Santo (PCES). Diversos estudos (Drake e Cacchione, 1985; Nittrouer e Wright 1994; Harris e Wiberg, 2002; Bourrin et al., 2008; Griffol et al., 2014; Dalyander e Butman, 2015; Joshi et al., 2017a) têm encontrado que em plataformas continentais de micromaré, como a PCES, processos físicos oriundos da ação do vento são as forçantes mais significantes que causam a ressuspensão e o transporte de sedimento. Isso posto, um estudo climatológico (1979-2014) das condições típicas de vento associadas aos principais sistemas meteorológicos que atuam sobre a PCES foi realizado e com base nos resultados obtidos, uma ampla discussão sobre os efeitos dessas condições na dinâmica sedimentar foi desenvolvida (Capítulo 3). Ademais, desde que a PCES está inserida em um trecho da costa leste brasileira dominada por ondas (Dominguez, 2004), a mobilidade do sedimento de fundo por ondas superficiais de gravidade foi estudada através do uso da modelagem numérica (Capítulo 4). Esse estudo avaliou o papel de diferentes sistemas meteorológicos na mobilidade do sedimento na plataforma.

Além dos mecanismos físicos que atuam na ressuspensão e no transporte de sedimento em plataformas continentais, outro elemento importante para uma compreensão holística da dinâmica de sedimentos nesses ambientes é o aporte fluvial (Nittrouer e Wright 1994; Geyer et al., 2004). Na PCES, o Rio Doce tem sido apontado como uma importante fonte de sedimentos para a plataforma (Bastos et al., 2015). Neste contexto, uma climatologia (1990-2013) dos aportes hídrico e sedimentológico do Rio Doce para o Oceano Atlântico foi produzida, objetivando-se conhecer a variabilidade temporal do aporte, bem como suas causas nas escalas diária, sazonal e interanual (Capítulo 2). Além disso, diante da importância do aporte fluvial na dinâmica sedimentar em sistemas rio-plataforma (Wheatcroft et al., 2006; Griffol et al., 2014; Moriarty et al., 2015), foi desenvolvida uma discussão sobre a influência conjunta dos padrões de vento e de aporte fluvial na distribuição de sedimento terrígeno hoje conhecida.

Na PCES, condições de vento resultam basicamente da dominância temporal do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que impõe principalmente ventos de

norte e nordeste com intensidades entre 4 e 6 m/s. Tais condições podem ser alteradas pela passagem de Sistemas Transientes (ST), os quais comumente apresentam ventos de sul e sudeste com também intensidades entre 4 e 6 m/s. A alternância da atuação desses sistemas modificam ambas as condições da coluna d'água e os campos de ondas e correntes, que por consequência resultam em diferentes assinaturas sedimentares do sedimento de fundo. Vale destacar que apesar da importância das correntes dirigidas por vento na ressuspensão e no transporte de sedimento, neste estudo é dado um maior enfoque à ressuspensão de sedimento por ondas derivadas da ação do vento na plataforma. Os resultados encontrados mostram que à exceção da região dominada por fundos de rodólitos, ondas são capazes de mobilizar sedimentos ao longo de toda a PCES.

A análise do impacto do ASAS e dos ST sobre a dinâmica sedimentar na PCES mostrou que os últimos apresentam maior influência sobre a distribuição sedimentar na região. Foi visto que sob a atuação do ASAS geralmente são observadas menores intensidades de tensão de cisalhamento de fundo dirigidas por ondas (menores valores de altura significativa e período de pico) e um favorecimento de eventos de estratificação termal. Tais eventos podem reduzir ainda mais a já baixa tensão de cisalhamento próximo ao fundo por inibir a mistura vertical (Xing e Davies, 2002; Fewings et al., 2008), e além disso, limitar a altura de ressuspensão do sedimento a partir do fundo, impedindo muitas vezes que o sedimento em suspensão alcance a camada superficial e seja transportado na direção do vento (Gleen et al., 2008; Horwitz, 2012). Por outro lado, foi visto que sob a atuação de ST é observada uma maior mobilização do sedimento de fundo ocasionada por ondas caracterizadas por maiores valores de altura significativa e período de pico. Associadas a essas ondas com maior percentual de mobilidades tem-se muitas vezes uma quebra da estratificação termal ocasionada pela presença de ventos do quadrante sul que pode resultar tanto em uma ressuspensão de sedimentos mais intensa (Xing e Davies, 2002; Horwitz, 2012), como em uma maior mistura e transporte desses ao longo de toda coluna d'água (Gleen et al. 2008; Horwitz, 2012). Embora tenham sido identificadas condições de vento semelhantes ao longo de toda a PCES, assinaturas sedimentares distintas podem ser observadas na área de estudo devido à presença/ausência de fontes fluviais. Sobre a influência do aporte fluvial na dinâmica sedimentar da PCES, tem-se que à exceção da região da plataforma adjacente à foz do Rio Doce, o restante tem sido caracterizado por um

baixo aporte fluvial e conseqüentemente uma menor cobertura de sedimentos terrígenos (Bastos et al., 2015; Vieira, 2017). Bastos et al. (2015) e Vieira (2017) identificaram duas regiões com cobertura sedimentar distinta e associaram esta variação na tipologia à influência do aporte fluvial. Segundo os autores, enquanto a região da plataforma adjacente à foz do Rio Doce é caracterizada por um domínio de fácies terrígenas, a região ao sul dessa influência apresenta um domínio de fácies carbonáticas e mistas. Dessa forma, enquanto na primeira região espera-se a presença de assinaturas sedimentares resultantes da influência das condições de vento sobre a distribuição do sedimento terrígeno do Rio Doce (Geyer et al., 2004; Guillén et al., 2006; Moriarty et al., 2015; Quaresma et al., 2015), na segunda região são esperadas assinaturas sedimentares derivadas de processos de ressuspensão e transporte de sedimentos carbonáticos e mistos. Aqui é importante destacar que o conhecimento do comportamento hidráulico do sedimento bioclástico ainda é bastante incipiente (Flemming, 2016) e que isto dificulta discussões mais aprofundadas sobre a dinâmica sedimentar que ocorre na região. Apesar disso, os estudos realizados até o momento na porção mista e carbonática da PCES confirmam um dos principais achados desta tese: a mobilização e o transporte de sedimentos na região são dominados pela ação de ST. Investigando formas de fundo na PCES, Moscon e Bastos (2010) concluíram que as características morfológicas das formas de fundo encontradas às definiam como feições desenvolvidas por eventos de tempestades associadas à atuação de frentes frias (o principal tipo de ST que atua sobre a PCES - Capítulo 3).

Diferentemente de plataformas carbonáticas e mistas, os processos sedimentares envolvidos na ressuspensão e no transporte de sedimentos terrígenos oriundos de fontes fluviais são amplamente conhecidos (Tortora, 1999; Geyer et al., 2004; Wheatcroft et al., 2006; Palinkas, 2009; Kniskern et al., 2011; Griffol et al., 2014; Moriarty et al., 2015; López et al., 2017). Esses estudos têm apontado que as condições oceanográficas durante períodos de elevada descarga geralmente determinam a trajetória e os locais de deposição dos sedimentos terrígenos. O Rio Doce, assim como diversos outros sistemas rio-plataforma ao redor do mundo (Farnsworth e Milliman, 2003; Miralles et al., 2006; Griffol et al., 2014; Moriarty et al., 2015) tem sua maior quantidade de sedimento em suspensão exportada para a plataforma continental durante eventos de alta descarga (78% - altos fluxos e eventos extremos de cheia), os quais representam cerca de 10% dos eventos

hidrológicos diários (Capítulo 2/Oliveira e Quaresma, 2017). O que os referidos estudos têm mostrado é que se elevadas descargas fluviais ocorrem concomitantemente com momentos de baixa à moderada energia de ondas, em regiões de micromaré, o sedimento aportado tende a se depositar em águas rasas, sendo disperso parcialmente, posteriormente, para maiores profundidades durante eventos de tempestades. Por outro lado, se eventos de altas descargas ocorrem quando as condições oceanográficas são energéticas, a dispersão do material aportado é favorecida e este sedimento tende a se depositar em maiores profundidades formando depósitos de sedimento terrígeno na plataforma média (Traykovski et al., 2000), externa ou no talude superior (Puig et al., 2003).

Uma análise das condições de vento durante os eventos extremos de cheia do Rio Doce pode ajudar a entender o padrão de distribuição de sedimento de longo-termo observado na plataforma continental adjacente à foz. Esses eventos respondem por 64% do aporte de sedimento em suspensão do rio à plataforma continental (Capítulo 2 / Oliveira e Quaresma, 2017) e ocorreram principalmente durante eventos da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A Figura 5.1 mostra a distribuição conjunta de intensidade e direção do vento (às 12 h UTC) durante eventos extremos de cheia para um ponto localizado a sudeste da foz do Rio Doce (Capítulo 3, ver Figura 3.1). Conforme pode ser observado na Figura 5.1, durante eventos extremos de cheia ventos de norte são majoritariamente observados na região do Rio Doce. Sob a ocorrência desses ventos têm sido determinadas menores tensões de cisalhamento de fundo derivadas por ondas superficiais de gravidade (Capítulo 4) e condições de estratificação térmica vertical e lateral (Quaresma et al., submetido). Tais condições favorecem à deposição preferencial de sedimento na porção rasa da plataforma, adjacente à foz do rio, como observado por Quaresma et al. (2015). Os últimos encontraram a região ao sul da desembocadura do Rio Doce com maior conteúdo de lama e argila quando comparada a região ao norte da desembocadura do Rio Doce. Entretanto, os autores também encontraram uma feição de lama terrígena se estendendo para o norte da foz do Rio Doce. Esta feição alongada para o norte de lama terrígena também foi documentada por Bastos et al. (2015) e Vieira (2017).

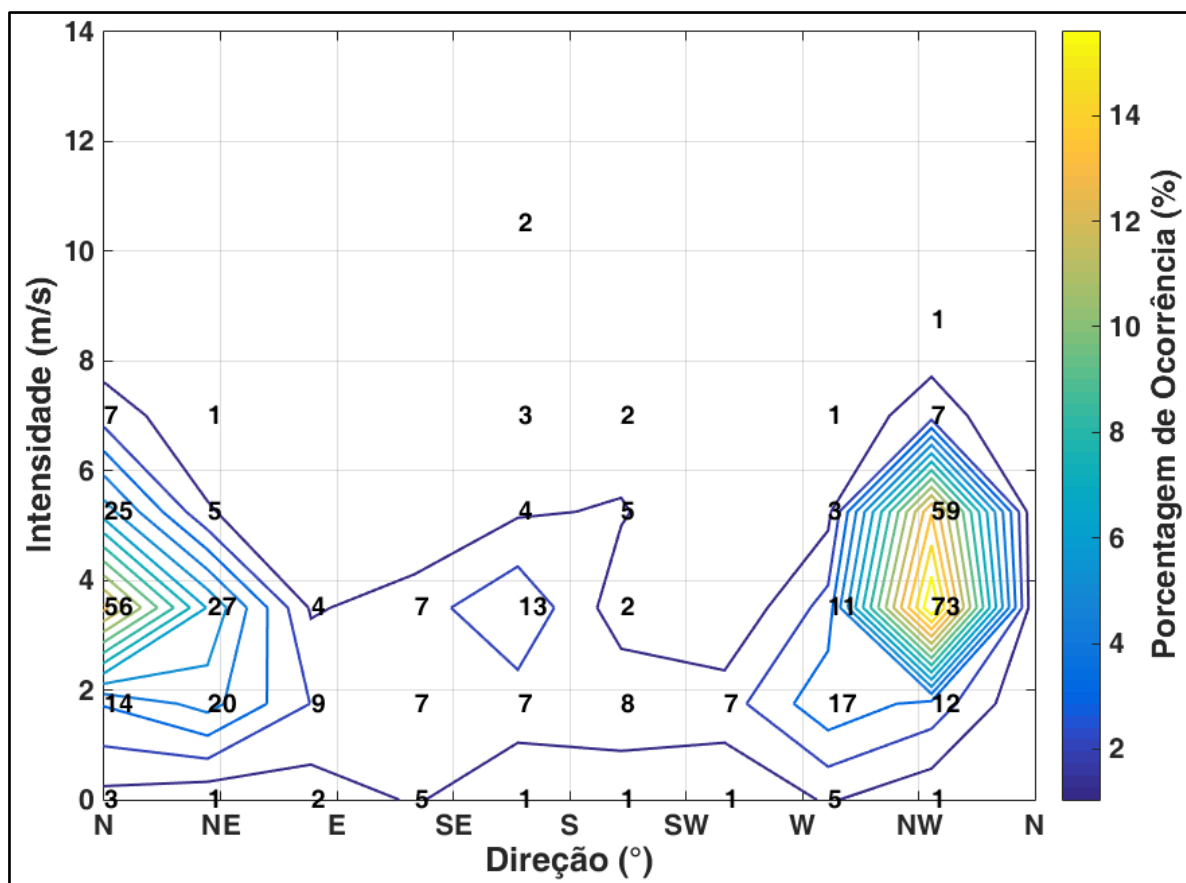


Figura 5.1: Distribuição conjunta da Intensidade e Direção para os eventos extremos de cheia, no período de 1990-2013.

Os achados dessa tese têm mostrado que apesar da dominância temporal do ASAS, a atuação de ST têm maior impacto na ressuspensão e no transporte de sedimento na PCES. Desta forma, aqui é postulado que apesar das condições oceanográficas durante eventos extremos de cheia favorecerem a deposição de sedimento em águas rasas, radialmente ao sul da foz, eventos energéticos oriundos da passagem de ST controlam a dispersão de sedimento. Estes eventos redistribuem o sedimento oriundo do Rio Doce para o norte, tanto ao longo da plataforma continental interna como para a plataforma média, construindo ao longo do tempo (escala de longo-termo) a feição alongada de lama observada por Bastos et al. (2015), Quaresma et al. (2015) e Vieira (2017).

O evento extremo de cheia ocorrido na Bacia do Rio Doce, durante o evento de ZCAS em Dezembro de 2013, evidencia a importância da co-ocorrência das condições oceanográficas durante tais eventos sobre a geometria de depósitos sedimentares em ambientes de plataforma. No evento de Dezembro de 2013, quando o Rio Doce alcançou seu máximo histórico (9195,5 m³/s), ventos de norte e

nordeste (Capítulo 3) foram observados na plataforma tanto durante o evento, como nos 13 dias que se seguiram. Tais condições favoreceram ao prolongamento para sul do depósito de lama terrígena do Rio Doce (Vieira, 2017), sobre porções da plataforma que anteriormente eram caracterizadas por areia terrígena (Bastos et al., 2015; Silva, 2017; Bourguignon et al., 2018). O prolongamento para sul se deu majoritariamente na plataforma interna, mas também foi observado em profundidades de 25 - 30m.

Como discutido, assim como em muitos outros sistemas rio-plataforma ao redor do mundo, a correlação entre os eventos extremos de cheia e as condições de vento na região adjacente à foz tem importante influência no padrão de distribuição do sedimento terrígeno. Além dos eventos extremos de cheia, as condições coexistentes dos padrões de descarga do rio e das condições de ondas na plataforma, na escala sazonal, parecem também influenciar na distribuição de sedimento terrígeno conhecida. Os achados do Capítulo 2 mostram que o Rio Doce apresenta duas estações bem definidas: uma estação seca entre Abril e Outubro, caracterizada por um baixo aporte fluvial (mediana diária \approx de 368 m³/s); e uma estação úmida entre Novembro e Março, caracterizada pela co-ocorrência de elevada carga de sedimentos em suspensão e de descarga hídrica (mediana diária \approx de 965 m³/s). Climatologicamente, aproximadamente 94% da carga de sedimento em suspensão para o Oceano Atlântico ocorre durante a estação úmida. Ao longo do desenvolvimento desta tese não foram realizadas análises mensais ou sazonais a respeito das condições de vento e dos padrões de ondas associados. Entretanto, estudos prévios têm mostrado que durante os meses da estação seca as ondas apresentam os maiores valores de altura significativa e período de pico, enquanto que durante os meses correspondentes à estação úmida, as ondas apresentam os menores valores de altura significativa e período de pico (Pianca et al., 2010; Nogueira et al., 2015). Destaca-se que esses estudos relacionaram os maiores valores de altura significativa e período de pico entre Março/Abril e Setembro à maior influência de ST. Assim, quando se analisa esses resultados conjuntamente vê-se que em ambas as escalas sinóticas e sazonais, os cenários aporte fluvial - energia da onda contribuem para uma deposição inicial e majoritária nas adjacências da foz (Outubro a Março), com um posterior transporte ocorrendo principalmente para o norte (Abril a Setembro). Isto é, períodos de maior aporte do Rio Doce estão associados a menores valores de tensão de cisalhamento de fundo dirigida por

ondas na plataforma, ao passo que períodos de menor aporte do Rio Doce co-ocorrem com maiores valores de tensão de cisalhamento de fundo dirigida por ondas.

Um ponto importante aqui a se discutir é que apesar dos processos de ressuspensão e deposição do sedimento oriundo do Rio Doce serem fortemente influenciados pela atuação de ST, com algumas regiões apresentando 100% de mobilidade por ondas, ainda se observam os maiores percentuais de sedimento lamoso na porção mais rasa e próxima à foz. Aqui se sugere que isto é devido à grande quantidade de sedimento que o Rio Doce aporta continuamente na plataforma ao longo dos anos (~ 6 Mt/ano), quando comparado a outros sistemas fluviais ao redor do mundo com bacia hidrográfica de tamanho semelhante (Milliman e Farnsworth, 2011). Além disso, a atuação de outros mecanismos de trapeamento pode intervir para manter o principal depocentro de lama do Rio Doce nas adjacências da foz (Sommerfield et al., 2007).

Os achados desta tese resultam em diversas implicações para o Gerenciamento e o Planejamento do Ambiente Marinho, desde que um conhecimento adequado da dinâmica sedimentar marinha possibilita uma melhor compreensão da distribuição de organismos, da trajetória e deposição de contaminantes antrópicos e da própria estabilidade do fundo marinho (Storlazzi e Reid, 2010; Hoeke et al., 2013; Russiez et al., 2012; Russiez et al., 2013; Oberle et al., 2014b; Dumas et al., 2015).

Considerando, primeiramente, a porção da PCES caracterizada por sedimentos carbonáticos e mistos, as implicações nessa região estão ligadas principalmente ao planejamento espacial do ambiente marinho dominado por fundos recifais e por fundos de rodólitos (Vieira, 2017). Vários são os estudos que têm identificado a forte influência da mobilidade do sedimento de fundo na distribuição de organismos nesses ambientes (Storlazzi e Reid, 2010; Hoeke et al., 2013; Erikson et al., 2014; Joshi et al., 2017a). Uma questão importante é que essa região da PCES é conhecida pela presença de portos e terminais portuários, aos quais estão associadas atividades regulares de dragagem e descarte do material dragado. Essas atividades podem alterar o tipo de fundo, e, conseqüentemente, a mobilidade do sedimento, e desta forma, impactar o funcionamento de diversos habitats bentônicos, gerando uma série de impactos ecológicos que podem alcançar toda a cadeia trófica (Johnson et al., 2008). Assim, os resultados da mobilidade do sedimento de fundo podem auxiliar na determinação de locais favoráveis à

realização de ambas as atividades de dragagem e de descarte do material dragado, minimizando os prováveis impactos oriundos das atividades antrópicas citadas.

Na região dominada pelo sedimento oriundo do Rio Doce, as implicações estão associadas tanto ao aporte majoritário de sedimento do rio durante momentos de altos fluxos e eventos extremos, como à forte influência de ST na distribuição de sedimento oriundo do Rio Doce e conseqüentemente na dispersão de poluentes associados. Diversos estudos têm apontado a importância de eventos extremos fluviais no aporte de poluentes antrópicos (Eggleton e Thomas, 2004; Russiez et al., 2012; Russiez et al., 2013; Oberle et al., 2014b; Dumas et al., 2014). Esses estudos têm discutido que além do aumento da quantidade de poluentes no ambiente marinho, a chegada desses durante eventos de cheia do rio pode afetar o particionamento dissolvido/particulado de poluentes e conseqüentemente sua biodisponibilidade para a comunidade biológica. Como mencionado no Capítulo 2, a Bacia do Rio Doce é um ambiente extremamente degradado que tem sofrido uma forte pressão antrópica desde o início de sua ocupação. Uma das principais conseqüências disso é o aumento do aporte de metais traços e compostos oriundos de fertilizantes agrícolas para o leito do rio e conseqüentemente para a plataforma continental adjacente à foz do Rio Doce (Licínio et al., 2015; Bastos et al., 2017; Cagnin et al., 2017; Hatje et al., 2017). Embora esses estudos não tenham investigado o efeito dos eventos de cheia do Rio Doce no comportamento desses compostos, é razoável acreditar que a quantidade de poluentes antrópicos aumente juntamente com o aporte de sedimento durante os momentos de altos fluxos e os eventos extremos de cheia do rio. Assim, eventos de cheia no rio podem disponibilizar um volume expressivo de metais biodisponíveis e nutrientes na plataforma e resultar em uma forte ameaça para ambas as comunidades bentônica e pelágica.

Outra implicação ambiental dos achados desta tese está associada à forte influência de ondas e correntes derivadas da atuação de ST sobre a dispersão desses poluentes. Tal influência já foi constatada no Mar Mediterrâneo por Russiez et al. (2012) e Dumas et al. (2014). Na região adjacente à foz do Rio Doce, Bastos et al. (2017) encontraram uma tendência de distribuição preferencial para o norte da foz do Rio Doce, tanto de metais traços como de nutrientes inorgânicos, ao longo do ano que seguiu após o rompimento de uma barragem de resíduos de minérios no estado de MG, em Novembro de 2015 (IBAMA, 2015). Tal resultado evidencia a importância

de ST na dispersão de poluentes na PCES. Além de influenciar o destino de contaminantes, a maior influência de ST na elevada mobilidade de sedimento (> 80%) na região caracterizada por depósitos terrígenos pode ter outras implicações. Diante da alta mobilidade do sedimento de fundo nessa região é possível presumir que a atuação de ST pode afetar a estabilidade dos depósitos de sedimentos finos e, conseqüentemente o armazenamento e a liberação, por exemplo, de nutrientes para a coluna d'água (Oberle et al., 2014b). Esses nutrientes podem ocasionar ou até intensificar blooms fitoplanctônicos após a passagem desses ST (McPhee-Shaw et al., 2011).

5.1 Estudos futuros

O estudo da influência das condições de vento e do aporte fluvial na dinâmica sedimentar da PCES mostrou a necessidade de se realizar pesquisas adicionais e, desta forma, aprimorar o conhecimento da dinâmica sedimentar em uma plataforma continental mista:

- Investigação dos valores limiares de velocidade e tensão de cisalhamento de fundo para ambas as porções de sedimento coesivo terrígeno e de sedimento carbonático tanto através de experimentos laboratoriais, como a partir de estudos de campo e de modelagem;
- Estudo do comportamento de longo – termo da circulação hidrodinâmica e da concentração de sedimento em suspensão ao longo da coluna d'água, através de um monitoramento contínuo das forçantes físicas nas diferentes regiões hidrosedimentares da plataforma;
- Estudo do comportamento da concentração de sedimento em suspensão e da vazão do Rio Doce nas proximidades da foz, bem como uma investigação da variação dessa concentração durante eventos extremos do rio;
- Estudos sobre processos de floculação, decantação e transporte de partículas associadas à área de estudo, desde que esses processos contribuem em diversas escalas para a dinâmica sedimentar em ambientes de plataforma continental;
- Estudos sobre a mobilização e o transporte de sedimento em fundos de rodolitos, uma vez que o entendimento desses processos contribui para uma melhor compreensão dos processos ecológicos que ocorrem na plataforma.

6. REFERÊNCIAS

- Aguiar, A.L., Cirano, M., Pereira, J., Marta-Almeida, M., 2014. Upwelling processes along a western boundary current in the Abrolhos–Campos region of Brazil. *Continental Shelf Research*. 85, 42–59.
- Albino, J., Suguio, K., 2010. Sedimentation Processes and beach morphodynamics active at The Doce River Mouth, Espírito Santo State, Brazil. *Anais Da Academia Brasileira De Ciências (Impresso)*, 82, 1031-1044.
- Amoudry, L. O., Souza, A. J., 2011. Deterministic coastal morphological and sediment transport modeling: a review and discussion. *Reviews of Geophysics*, 49. RG2002, 2011.
- ANA - Agência Nacional de Águas (Brasil), 2013. Plano integrado de recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio Doce: Relatório executivo. Agência Nacional de Águas. ANA, Brasília, 2013.
- ANA - Agência Nacional de Águas, 2015. Conjuntura dos recursos hídricos: informe 2015. Agência Nacional de Águas, Brasília: ANA, 88 pp.
- Aprile, F. M., Lorandi, R., Bianchini Jr, I., 2004. A Dinâmica Costeira e os Processos Erosivos na Foz do Rio Doce, Espírito Santo - Brasil. *Bioikos (Campinas)* , Campinas, SP, 18, 1, 71-78.
- ATLAS, 2017. Digital Atlas of the Waters of Minas. Acesso em Maio, 2017. Disponível em: <http://www.atlasdasaguas.ufv.br/>.
- Balsinha, M., Fernandes, C., Oliveira, A., Rodrigues, A., Taborda, R., 2014. Sediment transport patterns on the Estremadura Spur continental shelf: Insights from grain-size trend analysis. *Journal of Sea Research*, 93: 28-32.
- Bastos, A. C., Quaresma, V. S., Marangoni, M. B., D'agostini, D. P., Bourguignon, S. N., Cetto, P. H., Silva, A. E., Amado Filho, G. M., Moura, R. L., Collins, M., 2015. Shelf morphology as an indicator of sedimentary regimes: A synthesis from a mixed siliciclastic-carbonate shelf on the eastern Brazilian margin. *Journal of South American Earth Science*, 63, 125-136.
- Bastos, A. C., et al., 2017. Monitoramento da influência da pluma do Rio Doce após o rompimento da barragem de rejeitos de Mariana/MG - Novembro de 2015: Processamento, Interpretação e Consolidação de Dados, Departamento De Oceanografia, Centro De Ciências Humanas e Naturais, Universidade Federal do Espírito Santo.

- Bever, A. J., Harris, C. K., 2014. Storm and fair-weather driven sediment-transport within Poverty Bay, New Zealand, evaluated using coupled numerical models. *Continental Shelf Research*, 86, 34–51.
- Bever, A. J., McNinch, J. E., Harris, C. K., 2011. Hydrodynamic sand sediment-transport in the nearshore of Poverty Bay, New Zealand: observations of nearshore sediment segregation and oceanic storms. *Continental Shelf Research*, 31, 507–526.
- Booth, J.G., Miller, R.L., McKee, B.A., Leathers, R.A., 2000. Wind-induced bottom sediment resuspension in a microtidal coastal environment. *Continental Shelf Research*, 20, 7, 785-806, 2000.
- Borsje, B. W., de Vries, M., Hulscher, S. J. M. H., de Boer, G. J., 2008. Modeling large scale cohesive sediment transport affected by small scale biological activity. *Estuarine, coastal and shelf science*, 78, 3, 468-480.
- Bourguignon, S.; Bastos, A. C.; Quaresma, V. S.; Vieira, F. V.; Pinheiro, H.; Amado-Filho, G.; De Moura, R.; Teixeira, J. 2018. Seabed Morphology and Sedimentary Regimes defining Fishing Grounds along the Eastern Brazilian Shelf. *Geosciences*, v. 8, p. 91.
- Bourrin, F., Friend, P. L., Amos, C. L., Manca, E., Ulses, C., Palanques, A., De Madron, X. D., Thompson, C. E. L., 2008. Sediment dispersal from a typical Mediterranean flood: The Têt River, Gulf of Lion, *Continental Shelf Research*, 28, 1895–1910.
- Butman, B., Sherwood, C. R., Dalyander, P. S., 2008. Northeast storms ranked by wind stress and wave-generated bottom stress observed in Massachusetts Bay, 1990–2006. *Continental Shelf Research*, 28, 1231–45.
- Cagnin, R.C., Quaresma, V.S., Chaillou, G., Franco, T., Bastos, A.C., 2017. Arsenic enrichment in sediment on the eastern continental shelf of Brazil. *Science of The Total Environment*, 607 - 608, 304-316.
- Carvalho, N.O., Filizola Júnior, N.P., Santos, P.M.C., Lima, J.E.F.W., 2000. Guia de práticas sedimentométricas. ANEEL, Brasília, p. 154.
- Carvalho, L. M. V., Jones, C., Liebmann, B., 2002. Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 15, 2377-2394.
- Carvalho, L. M. V., Jones, C., Liebmann, B., 2004. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, 17, 88–108.

- Carvalho, L. M. V., Jones, C., Ambrizzi, T., 2005. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the Austral Summer. *Journal of Climate*, Estados Unidos, 702-718, 2005.
- Cavalcanti, I. F. A., Kayano, M. T., 1999. High frequency patterns of the atmospheric circulation over the Southern Hemisphere and South America. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 69, 179-193.
- Cavalcanti, I. F. A., Ferreira, N. J., Dias, M. A. F., Justi da Silva, M. G. A., (Organizadores). *Tempo e Clima no Brasil*. Autores: vários. Editora: Oficina de Textos. 1ª edição, 2009.
- Chacaltana, J. T. A., Jesus, L. C. de, Barreto, F. T. C., Innocentini, V., 2016. Tide assessment for the continental shelf situated in the southwestern Atlantic between the latitudes 19.8°S and 21.2°S. *Brazilian Journal of Oceanography*, 64, 2, 113-126.
- Chakrapani, G.J., 2005. Factors controlling variations in river sediment loads. *Current Science*, 88, 4, 569–575.
- Climanálise, 2010. Boletim de Monitoramento e Análise Climática (2010). INPE/CPTEC, Revista Climanálise 25 (09).
- Climanálise, 2013. Boletim de Monitoramento e Análise Climática (2013). INPE/CPTEC, Revista Climanálise 28 (12).
- Coelho, A. L. N., 2006. Situação Hídrico-Geomorfológica da bacia do Rio Doce com base nos dados da série histórica de vazões da Estação De Colatina – ES. *Caminhos de Geografia*, 6,19, 56-79.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2014. Relatório Técnico do Período Crítico de Dezembro de 2013. Sistema de Alerta de Enchentes da Bacia Do Rio Doce. Belo Horizonte, Brasil.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2015. Sistema de Alerta de Eventos Críticos da Bacia Hidrográfica do Rio Doce. Acesso em: Agosto de 2015. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/alerta/site/sace/index.html>.
- Cunningham, C. C., Cavalcanti, I. F. A., 2006. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. *International Journal of Climatology*, 26, 1165-1180.
- Cupolillo, F., Abreu, M. L., 2012. Large and Local Scale Atmospheric Variables Associated to Hydrological Basins in the Tropical Region: The Rio Doce Basin (1973-2003) - State of Minas Gerais - Brazil. In: Biblio, C., Hensel, O., Selbach, J.. (Eds.). *Sustainable water management in the tropics and subtropics - and case studies in*

Brazil. 1ªed. Jaguarão: UNIPAMPA, UNIZASSEL, UFMA, 3, 83-102.

Dalyander, P. S., Butman, B., Sherwood, C. R., Signell, R. P., Wilkin, J. L., 2013. Characterizing wave- and current- induced bottom shear stress: U.S. middle Atlantic continental shelf. *Continental Shelf Research*, 52, 73–86.

Dalyander, P.S., Butman, B., 2015. Characteristics of storms driving wave-induced seafloor mobility on the U.S. East Coast continental shelf. *Continental Shelf Research*, 104, 1-14.

Deltares, Delft3D-WAVE: Simulation of short-crested waves with SWAN. User Manual.Hydro-Morphodynamics.ver 3.05, Delft: Deltares, pp 208, 2014.

Dias, L.C.P., Macedo, M.N., Costa, M.H., Coe, M.T., Neill, C., 2015. Effects of land cover change on evapotranspiration and streamflow of small catchments in the upper Xingu river basin, central Brazil. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4 (Part B), 108-122.

Dominguez, J.M.L., 2004. The coastal zone of Brazil: an overview. *Journal of Coastal Research*, SI39:16-20.

Drake, D.E., Cacchione, D.A., 1985. Seasonal variation in sediment transport on the Russian River shelf, California. *Continental Shelf Research*, 4, 5, 495–514.

Drumond, A., Nieto, R., Gimeno, L., Ambrizzi, T. A., 2008.Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin, *Journal of Geophysical Research*,113,2008.

Dufois F., P., Hir, Le. 2015. Formulating fine to medium sand erosion for suspended sediment transport models. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3, 3, 906-934.

Dufois F., Garreau P., Le Hir P., Forget P., 2008. Wave- and current- induced bottom shear stress in the Gulf of Lions. *Continental Shelf Research*, 28, 15, 1920-1934.

Dumas, C., Aubert, D., Durrieu de Madron, X., Ludwig, W., Heussner, S., Delsaut, N.,Menniti, C., Sotin, C., Buscail R., 2014. Storm-Induced transfer of particulate trace metals to the deep-sea in the Gulf of Lion (NW Mediterranean Sea). *Environmental Geochemistry and Health*, 36, 995-1014.

Dumas, C., Ludwig, W., Aubert, D., Eyrolle, F., Raimbault, P., Gueneugues, A., Sotin, C., 2015. Riverine transfer of anthropogenic and natural trace metals to the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Applied Geochemistry*, 58, 14–25.

Eggleton, J., Thomas, K.V., 2004. A review of factors affecting the release and bioavailability of contaminants during sediment disturbance events. *Environment*

International, 30, 973–980.

EMBRAPA, 1999. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Embrapa Produção da Informação, Brasília, DF, p. 412. Rio de Janeiro: Embrapa Solos.

EPA - Environmental Protection Agency, 2007. Technical Report EPA 841-B-07-006 US. An approach for using load duration curves in the development of TMDLs. Environmental Protection Agency.

Erikson, Li H., Storlazzi, Curt D., and Golden, Nadine E., 2014. Modeling Wave and Seabed Energetics on the California Continental Shelf. U. S. Geological Survey summary of methods to accompany data release.

Evans, J. L., Braun, A., 2012. A Climatology of Subtropical Cyclones in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 25, 7328–7340.

Fain, A.M.V., Ogston, A.S., Sternberg, R.W., 2007. Sediment transport event analysis on the western Adriatic continental shelf, *Continental Shelf Research*, 27, 431 - 451.

Farnsworth, K. L., Milliman, J. D., 2003. Effects of climatic and anthropogenic change on small mountainous rivers: the Salinas River example. *Global and Planetary Change*, 39, 53–64.

Fernandez, J., Jordà, G., Gracia, V., Espino, M., 2009. Sediment Transport in the Ebro Delta Continental Shelf: A modelling approach. 6th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics. "Proceedings of the 6th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics (RCEM 2009)".

Fewings, M., Lentz, S. J., Fredericks, J., 2008. Observations of cross-shelf flow driven by cross-shelf winds on the inner continental shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 38, 2358–2378.

Flemming, B. W., 2016. Particle shape-controlled sorting and transport behavior of mixed siliciclastic/bioclastic sediments in a mesotidal lagoon. South Africa. *Geo-Marine Letters*.

Gao, G., Ma, Y., Fu, B., 2015. Multi-temporal scale changes of streamflow and sediment load in a loess hilly watershed of China. *Hydrological Processes*, 30, 3, 365–382.

Gelfenbaum, G., Stevens A. W., Miller, I., Warrick, J. A., Ogston, A. S., Eidam, E., 2015. Large-scale dam removal on the Elwha River, Washington, USA: Coastal geomorphic change. *Geomorphology*, 246, 649–668.

Geyer, W.R., Hill, P.S., Kineke, G.C., 2004. The transport, transformation and

dispersal of sediment by buoyant coastal flows. *Continental Shelf Research*, 24, 927–949.

Glenn, S., Jones, C., Twardowski, M., Bowers, L., Kerfoot, J., Kohut, J., Webb, D., Schofield, O., 2008: Glider observations of sediment resuspension in a Middle Atlantic Bight fall transition storm. *Limnology and Oceanography*, 53, 5, part 2.

Gozzo, L. F., Rocha, R., Climatology of Subtropical Cyclones in Southwestern South Atlantic Ocean. American Geophysical Union, Fall Meeting, 2012.

Griffin, J.D., Hemer, M.A., Jones, B.G., 2008. Mobility of sediment grain size distributions on a wave dominated continental shelf, southeastern Australia. *Marine Geology*, 252, 13-23.

Grifoll, M., Aretxabaleta, A. L., Espino, M., Warner, J. C., 2012. Along-shelf current variability on the Catalan inner-shelf (NW Mediterranean), *Journal of Geophysical Research*, 117, 1–14.

Grifoll, M., Gracia, V., Fernandez, J., Espino, M., 2013. Suspended sediment observations in the Barcelona inner-shelf during storms, in *Proceedings 12th International Coastal Symposium*, edited by D. C. Conley et al., 1, 1533–1538, Plymouth, England, U. K.

Grifoll, M., Gracia, V., Aretxabaleta, A. L., Guillén, J., Espino, M., Warner, J. C., 2014. Formation of fine sediment deposit from a flashflood river in the Mediterranean Sea, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 5837–5853.

Grimm, A. M., 2011. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. 25, 4, 537-554.

Grimm, A.M., Vera, C., Mechoso, C.R., 2005. The South American monsoon system. In: Chang, C.P, Wang, B., Lau, N.C.G (eds) *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. World Meteorological Organization. Technical Document, n°. 1266, 219–238.

Guillén, J., Bourrin, F., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Buscail, R., 2006. Sediment dynamics during wet and dry storm events on the Têt inner shelf (SW Gulf of Lions). *Marine Geology*, 234, 129–142.

Harris, P.T., Coleman, R.. 1998. Estimating global shelf sediment mobility due to swell waves. *Marine Geology*, 150, 171– 177.

Harris, C.K., Wiberg, P., 2002. Across-shelf sediment transport: interactions between suspended sediment and bed sediment. *Journal of Geophysical Research*, 107, C1,

12.

Hart, R. E., 2003. A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Monthly Weather Review*, 131, 585–616.

Hatje, V., Pedreira, R. M. A., De Rezende, C. Ed., Schettini, C. A. F., De Souza, G. C., Marin, D. C., Hackspacher, P. C. 2017. The environmental impacts of one of the largest tailing dam failures worldwide. *Scientific Reports*, 7, 10706.

Herkul, K., 2010. Effect of Physical Disturbance and Habitat-Modifying Species on Sediment Properties and Benthic Communities in the Northern Baltic Sea. (Ph.d. thesis), p. 48.

Hoeke, R. K., Storlazzi, C. D., Ridd, P. V., 2013. Drivers of circulation in a fringing coral reef embayment: A wave-flow coupled numerical modeling study of Hanalei Bay, Hawaii. *Continental Shelf Research*, 58, 79–95.

Hoffman, C.M., Melesse, A.M., McClain, M.E., 2011. Geospatial mapping and analysis of water availability-demand-use within the Mara River Basin. In: Melesse, A.M. (Ed.), *Nile River Basin: Hydrology, Climate and Water Use*. Springer, Dordrecht. New York, 359–382.

Horowitz, A.J., 2003. An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrological Processes*, 17, 3387 - 3409.

Horwitz, R. M., 2012. The Effect of Stratification on Wind-Driven, Cross-Shelf Circulation and Transport on the Inner Continental Shelf. PhD. thesis. Massachusetts Institute of Technology e Woods Hole Oceanographic Institution.

IBAMA - Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, 2015. *Laudo Técnico Preliminar: Impactos ambientais decorrentes do desastre envolvendo o rompimento da barragem de Fundão, em Mariana, Minas Gerais*. Diretoria de Proteção Ambiental – DIPRO, 38pp.

Innocentini, V., Caetano Neto, E., 1996. A case study of the 9 August 1998 South Atlantic storm: Numerical simulations of the wave activity. *Weather and Forecasting*, 11, 78–88.

Jaffe, B.E., List, J.H., Sallenger, A. H. Jr., 1997. Massive sediment by passing on the lower shoreface offshore of a wide tidal inlet – Cat Island Pass, Louisiana. *Marine Geology*, 136, 131–149.

Jiang, C., Wang, F., 2016. Temporal changes of streamflow and its causes in the Liao River Basin over the period of 1953–2011, northeastern China. *Catena* 145,

227–238.

Jiménez, J., Guillén, J., Gracia, V., Palanques, A., García, M., Sánchez-Arcilla, A., Puig, P., Puig de fabregas, J., Rodríguez, G., 1999. Water and sediment fluxes on the Ebro delta shoreface. On the role of low frequency currents. *Marine Geology*, 157, 219-239.

Johnson, M.R., Boelke, C., Chiarella, L. A., Colosi, P. D., Greene, K., Lellis, K., Ludemann, H., Ludwig, M., McDermott, S., Ortiz, J., Rusanowsky, D., Scott, M., Smith, J., 2008. Impacts to marine fisheries habitat from nonfishing activities in the Northeastern United States, Chapter 6: Offshore Dredging and Disposal Activities, 163 - 188.

Joshi, S., Duffy, G.P., Brown, C., 2017a. Mobility of maerl-siliciclastic mixtures: impact of waves, currents and storm events. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 189, 173 - 188.

Joshi, S., Duffy, G.P., Brown, C., 2017b. Critical bed shear stress and threshold of motion of maerl biogenic gravel. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 194, 128 - 142.

Jones, C., Carvalho, L. M. V., 2002. Active and break phases in the South American Monsoon System. *Journal of Climate* , 15, 905-914.

Justi da Silva, M. G. A., Silva Dias, M. A. F. A., 2002. Frequência de Fenômenos Meteorológicos na América do Sul: uma Climatologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11. Foz do Iguaçu. Disponível em CD-ROM.

Kao, S.J., Lee, T.Y., Milliman, J.D., 2005. Calculating highly fluctuated suspended sediment fluxes from mountainous rivers in Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 16, 3, 653–675.

Kench, P. S., McLean, R. F., 1996. Hydraulic characteristics of bioclastic deposits: new possibilities for environmental interpretation using settling velocity fractions. *Sedimentology*, 43, 561–570.

Kendall, M.G., 1975. *Rank Correlation Methods*, 4th edition, Charles Griffin, London.

Kineke, G.C., Higgins, E.E., Hart, K., Velasco, D., 2006. Fine-sediment transport associated with cold-front passages on the shallow shelf, Gulf of Mexico. *Continental Shelf Research*, 26, 2073–2091.

Kniskern, T. A., Warrick, J. A., Farnsworth, K. L., Wheatcroft, R. A., Goñi, M.A., 2011. Coherence of river and ocean conditions along the US West Coast during storms, *Continental Shelf Research*, 31, 789–805.

- Kodama, Y.-M., 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 813–835.
- Kousky, V. E., 1979. Frontal Influences on Northeast Brasil. *Monthly Weather Review*, 107: 1140-1153.
- Kousky, V. E., 1988. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3, 217-231.
- Krone, R. B., 1962. Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes. Final report, Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Research Laboratory, University of California, Berkeley.
- Laurance, W. F., 2007. Forests and floods. *Nature*, 449, 409–410.
- Lemos, C. F., Calbet, N. O., 1996. "Sistemas frontais que atuaram no litoral do Brasil (período 1987-95)". In: *Climanálise Especial – Edição Comemorativa de 10 anos. MCT/INPE/CPTEC. cap. 14.*
- Licínio, M. V. V. J., Leão, R. T., Gaudereto, F. G., Costa-Gonçalves, A., Patchneelan, S. R., Carneiro, M. T. W. D., Freitas, A. C., Evangelista, H. S., Ribeiro, J. N., Pereira, M. G., Ribeiro, A. V. F. N., 2015. Tendências históricas das taxas de sedimentação e acúmulo de elementos traço no baixo curso do Rio Doce, Espírito Santo, Brasil. *Cadernos de Geociências*, 12, 1-2, 13-24.
- Liebmann, B., Kiladis, G. N., Marengo, J.A., Ambrizzi, T., Glick, J. D., 1999. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 12, 1877-1891.
- Lima, J. E. F. W., Lopes, W. T. A., Carvalho, N. O., Vieira, M. R., Silva, E.M., 2005. Suspended sediment fluxes in the large river basins of Brazil. *IAHS-AISH Publication* 291, 355-363.
- Lima, K. C., Satyamurty, P., Fernández, J. P. R., 2010. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast Brasil. *Theoretical and Applied Climatology*, 101, 1-2, 121-135.
- Liste, M., Grifoll, M., Monbaliu, J., 2014. River plume dispersion in response to flash-flood events. Application to the Catalan shelf. *Continental Shelf Research*, 87, 96–108.
- López, L., Guillén, J., Palanques, A., Grifoll, M., 2017. Seasonal sediment dynamics on the Barcelona inner shelf (NW Mediterranean): A small Mediterranean river- and wave-dominated system, *Continental Shelf Research*, 145, 80-94.

- Mächel, H., Kapala, A., Flohn, H., 1998. Behaviour of the Centres of Action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. *International Journal of Climatology*, 18, 1-22.
- Mann, H. B., 1945. Non-parametric test against trend, *Econometrica*, 13, 245-259.
- Manu, L., Tsukamoto, T., Nakanishi, K., Le Lina, Shirozu, H., Hokamura, T., Yamada F., 2014. The Effects of Flooding on Shirakawa Delta Morphology. 10th International Conference of the International Institute for Infrastructure Resilience and Reconstruction (I3R2), Purdue University, West Lafayette, Indiana, USA.
- Marques, M., Knoppers, B.A., 2004. Assessment (Brazil current), 2004. In: Marques, M., Knoppers, B., Lanna, A.E., Abdallah, P.R., Polette, M. (Eds.), *Brazil Current, GIWA Regional Assessment 39*. University of Kalmar, Kalmar, Sweden. Marques, M., Knoppers, B., Lanna, A.E., Abdallah, P.R., Polette, M., 2004. *Brazil Current, GIWA Regional Assessment 39*. University of Kalmar, Kalmar, Sweden.
- Mattiuzzi, H. V., Marchioro, E. O., 2012. Comportamento dos Ventos em Vitória (ES): A Gestão e Interpretação dos dados climatológicos. *Revista Geonorte, Edição Especial*, 2, 4, p.983 – 993.
- Mazzini, P. L. F., Barth, J. A., 2013. A comparison of mechanisms generating vertical transport in the Brazilian coastal upwelling regions. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 118, 5977–5993.
- McPhee-Shaw, E.E., Nielsen, K.J., Largier, J.L., Menge, B.A., 2011. Nearshore chlorophyll-a events and wave-driven transport. *Geophysical Research Letters*, 38, 1–5.
- Miralles, J., Arnaud, M., Radakovitch, O., Marion, C., Cagnat, X., 2006. Radionuclide deposition in the Rhône River Prodelta (NW Mediterranean Sea) in response to the December 2003 extreme flood. *Marine Geology*, 234, 179 – 189.
- Miyasaka, T., Nakamura, H., 2010. Structure and Mechanisms of the Southern Hemisphere Summertime Subtropical Anticyclones. *Journal of Climate*, 23, 2115–2130.
- Morehead, M. D., Syvitski, J. P., Hutton, E. W.H., Peckham, S. D., 2003. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change*, 39, 95–110.
- Moriarty, J. M., CHarris, . K., Hadfield, M. G. Event-to-seasonal sediment dispersal on the Waipaoa River Shelf, New Zealand: A numerical modeling study. *Continental Shelf Research*, 110, 108-123.

- Moscon, D.M., Bastos, A.C., 2010. Occurrence of storm-generated bedforms along the inner continental shelf e Southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58, 45-56.
- Nieto-Ferreira, R., Rickenbach, T. M., Wright, E. A., 2011. The role of cold fronts in the onset of the monsoon season in the South Atlantic Convergence Zone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 908–922.
- Nimer, E., 1989. *Climatologia do Brasil*. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 421p. Rio de Janeiro, RJ.
- Nittrouer, C. A., Wright, L. D., 1994. Transport of particles across continental shelves. *Reviews of Geophysics*, 32,1, 85–113.
- Nogueira, I.C.M., Pereira, H. P. P., Parente, C. E., Gallo, M. N., 2015. *Climatologia de Ondas da Bacia do Espírito Santo e parte norte da Bacia de Campos*. Relatório Técnico - Fundação COPPETEC.
- Oberle, F.K.J., Storlazzi, C.D., Hanebuth, T.J.J., 2014a. Wave-driven sediment mobilization on a storm-controlled continental shelf (Northwest Iberia). *Journal of Marine Systems*, 139, 362–372.
- Oberle, F.K.J., Hanebuth, T.J.J., Baasch, B., Schwenk, T., 2014b. Volumetric budget calculation of sediment and carbon storage and export for a late Holocene mid-shelf mudbelt system (NW Iberia). *Continental Shelf Research*, 76, 12–24.
- Oberle, F. K.J., Storlazzi, C. D., Hanebuth, T. J.J., 2016. What a drag: Quantifying the global impact of chronic bottom trawling on continental shelf sediment. *Journal of Marine Systems*, 159, 109-119.
- Ogston, A.S., Sternberg, R.W., 1999. Sediment transport events on the northern California continental shelf. *Marine Geology*, 154, 69-82.
- Oliveira, A. S., Nobre, C., 1986. Interactions between frontal systems in South America and tropical convection over the Amazon. In: *International conference on Southern Hemisphere Meteorology*, Wellington.
- Oliveira, K. S. S., Quaresma, V. da S., 2017. Temporal variability in the suspended sediment load and streamflow of the Doce River. *Journal of South American Earth Sciences*, 78, 101-115.
- Owens, P.N., 2005. Soil erosion and sediment fluxes in river basins: the influence of anthropogenic activities and climate change. In: Lens P, Grotenhuis T, Malina G, Tabak H (eds.), *Soil and Sediment Remediation: Mechanisms, Technologies and Applications*, IWA Publishing, London.

Palanques, A., Puig, P., Guillén, J., Demestre, M., Martín, J., 2014. Effects of bottom trawling on the Ebro continental shelf sedimentary system (NW Mediterranean). *Continental Shelf Research*, 72, 2014, 83-98.

Palinkas, C. M., 2009. The timing of floods and storms as a controlling mechanism for shelf deposit morphology. *Journal of Coastal Research*, 22, 1122 – 1129.

Palóczy, A., Brink, K. H., da Silveira, I. C. A., Arruda, W. Z., Martins, R. P., 2016. Pathways and mechanisms of offshore water intrusions on the Espírito Santo Basin shelf (18°S–22°S, Brazil). *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 121, 5134–5163.

Paphitis, D., Collins, M. B., Nash, L. A., Wallbridge S., 2002. Settling velocities and entrainment thresholds of biogenic sands (shell fragments) under unidirectional flows. *Sedimentology*, 49, 211–225.

Peagle, J. N., Mo, K. C., 2002. Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 15, 12, 1389-1407.

Peng, D., Qiu, L., Fang, J., Zhang, Z., 2016. Quantification of climate changes and human activities that impact runoff in the Taihu lake basin. Hindawi Publishing Corporation, *Mathematical Problems in Engineering*, 7.

Pereira, D. R., Almeida, A. Q., 2014. MARTINEZ, M. A. ; ROSA, D. R. Q. . Impacts of deforestation on water balance components of a watershed on the Brazilian East Coast. *Revista Brasileira de Ciência do Solo (Online)*, 38, 1350-1358.

Pianca, C., Manzini, P.L.F., Siegle, E., 2010. Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. *Brazilian Journal of Oceanography*, 58, 1, 53-70.

Piedra-Cueva, I., Mory, M. 2001. Erosion of a deposited layer of cohesive sediment, Editor(s): William H. McAnally, Ashish J. Mehta, *Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes*, Elsevier Science B. V., 3, 41-51.

Piñones, A., Valle-Levinson, A., Narvaez, D. A., Vargas, C. A., Navarrete, S. A., Yuras, G., Castilla, J. C., 2005. Wind-induced diurnal variability in river plume motion. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65, 513–525.

PIRH –ANA: Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio Doce, 2010. Vol. I - Relatório Final. Agência Nacional de Águas, Brasília, 472 pp.

Piumbini, P. P., 2009. Clima de Ondas de Gravidade e Estado de Agitação Marítima em Ambientes Marinhos no Espírito Santo. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental com ênfase em Petróleo e Gás.

Universidade Federal do Espírito Santo.

Porter-Smith, R., Harris, P.T., Anderson, O.B., Coleman, R., Greenslade, D., Jenkins, C.J., 2004. Classification of the Australian continental shelf based on predicted sediment threshold exceedance from tidal currents and swell waves. *Marine Geology*, 211, 1–20.

Post, A.L., Wassenberg, T.J., Passlow, V., 2006. Physical surrogates for macrofaunal distributions and abundance in a tropical gulf. *Marine and Freshwater Research*, 57, 469–483.

Puig, P., Palanques, A., Guillén, J., 2001. Near-bottom suspended sediment variability caused by storms and near-inertial internal waves on the Ebro mid continental shelf (NW Mediterranean). *Marine Geology*, 178, 81-93.

Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A. and Sternberg, R.W., 2003. Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the Eel continental margin (northern California). *Marine Geology*, 193, 129-149.

Quadro, M. F. L., Silva Dias, M. A. F., Herdies, D. L., Gonçalves, L. G. G., 2012. Análise Climatológica da Precipitação e do Transporte de Umidade na região da ZCAS através da nova Geração de Reanálises. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 27, 2, 152 - 162.

Quaresma, V.S., Catabriga, G.M., Bourguignon, S.C., Godinho, E., Bastos, A. C., 2015. Modern sedimentary processes along the Doce river adjacent continental shelf. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 635-644.

Reboita, M. S., Gan, M. A., Rocha, R. P. Da, Ambrizzi, T., 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*. São Paulo, 25, 2, 185-204.

Resende Filho, M. A., Ortiz Correa, J.S., Torres, M. O., 2015. Water pricing in Brazil: successes, failures, and new approaches. In: Dinar, A., Pochat, V., Murillo, J. A. (Org.). *Water Pricing Experiences and Innovations*. 1ed. London: Springer International Publishing, 9, 41-61.

Restrepo, J. C., Ortiz, J. C., Maza, M., Otero, L., Alvarado, M., Aguirre J., 2012. Estimating Fluvial Discharge in the Caribbean Seaboard of Colombia: Magnitude, Variability and Extreme Events. *Coastal Engineering Proceedings*. nº 33.

Rocha, R. P., Sugahara, S., Silveira, R. B., 2004. Sea waves generated by extratropical cyclones in the South Atlantic Ocean: hindcast and validation against altimeter data. *Weather and Forecasting*, 19: 398-410.

Rodrigues, M. L. G., Franco, D., Sugahara, S., 2004. Climatologia de Frentes Frias no Litoral de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geofísica*, 22, 2, 135-151.

Rodrigues, R., Campos, E., Haarsma, R., 2015: The impact of ENSO on the South Atlantic Subtropical Dipole Mode. *Journal of Climate*. 28, 7, 2691 - 2705.

Roussiez, V., Heussner, S., Ludwig, W., Radakovitch, O., Durrieu de Madron, X., Guieu, C., Probst, J.-L., Monaco, A., Delsaut, N., 2012. Impact of oceanic floods on particulate metal inputs to coastal and deep-sea environments: a case study in the NW Mediterranean Sea. *Continental Shelf Research*. 45, 15–26.

Roussiez, V., Probst, A., Probst, J.-L., 2013. Significance of floods in metal dynamics and export in a small agricultural catchment. *Journal of Hydrology, Elsevier*, 499, 71-81.

Rovira, A., Ibáñez, C., Martín-Vide, J.P., 2015. Suspended sediment load at the lowermost Ebro River (Catalonia, Spain). *Quaternary international*, 388, 188-198.

Saha, S. et al., 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*.

Salviano, M. F., Groppo, J.D., Pellegrino, G. Q., 2016. Análise de Tendências em Dados de Precipitação e Temperatura no Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia (Impresso)*, 31, 64-73.

Sanford, L., 2008. Modeling a dynamically varying mixed sediment bed with erosion, deposition, bioturbation, consolidation and armouring. *Computers & Geosciences*, 34, 1263-1283.

Sankarasubramanian, A., 2001. Hydroclimatology of the United States, Ph.D. Dissertation, Tufts Univ., Medford, Mass.

Satyamurty, P., Nobre, C., Silva Dias, P. L., 1998. South America. In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Karoly, D. J., Vincent, D. G. Eds., American Meteorological Society 119–139.

Schaake, J. C., 1990. From climate to flow, in *Climate Change and U.S. Water Resources*, edited by P. E. Waggoner, John Wiley, New York, chap. 8, 177–206.

Silva, V.B.S., Kousky, V.E., 2001. Intraseasonal precipitation over eastern Brazil during the summer of 1991–2000 (in Portuguese). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 16, 187–199.

Siqueira, J. R., Machado, L. A. T., 2004. Influence of the Frontal Systems on the Day-to-Day Convection Variability over South America. *Journal of Climate*, 17, 1754–1766.

- Silva, A. E., 2017. Evolução sedimentar recente ao longo de uma plataforma continental com estilo contrastante de sedimentação. Tese de Doutorado. PPGOAM, UFES.
- Simarro, G., Guillén, J., Puig, P., Ribó, M., Lolacono, C., Palanques, A., Muñoz, A., Durán, R., Acosta, J., 2015. Sediment dynamics over sand ridges on a tideless mid-outer continental shelf. *Marine Geology*, 361, 25–40.
- Siqueira, J. R., Machado, L. A. T., 2004. Influence of the Frontal Systems on the Day-to-Day Convection Variability over South America. *Journal of Climate*, 17, 1754–1766.
- SNIRH - Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos. Retrieved from <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>.
- Sommerfield, et al., 2007. Oceanic dispersal and accumulation of river sediment. In: *Continental-margin sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy, Prediction of margin stratigraphy*, eds Nittrouer C. A., Austin J. A., Field M. E., Kravitz J. H., Syvitski J. P. M., Wiberg P. L. (Blackwell, Malden, MA) International Association of Sedimentologists Special Publication no, p 157.
- Souza, W. F. L., Knoppers, B., 2003. Fluxos de água e sedimentos a costa leste do Brasil: relações entre a tipologia e as pressões antrópicas. *Geoquímicas brasiliensis*, 17,1, 057-074.
- Storlazzi, C. D., Reid, J. A., 2010. The influence of El Niño - Southern Oscillation (ENSO) cycles on wave - driven sea-floor sediment mobility along the central California continental margin. *Continental Shelf Research*, 30, 1582–1599.
- Sun, X., Cook, K., Vizy, E., 2017. The South Atlantic Subtropical High: Climatology and Interannual Variability. *Journal of Climate*. 30, 9, 3279-3296.
- Syvitski, J.P., Morehead, M.D., Bahr, D.B., Mulder, T., 2000. Estimating fluvial sediment transport: The rating parameters. *Water Resources Research*, 36: 2747–2760.
- Tang, Q., He, X., Bao, Y., Zhang, X., Guo, F., Zhu, H., 2013. Determining the relative contributions of climate change and multiple human activities to variations of sediment regime in the Minjiang River, China. *Hydrological Processes*, 27, 3547 - 3559.
- Tarya, A., Vegt, M. van der., Hoitink, A. J. F., 2015. Wind forcing controls on river plume spreading on a tropical continental shelf, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120, 16–35.
- Taschetto, A. S., Wainer, I., 2002. Estudo climatológico dos parâmetros de superfície

marinha no Atlântico Sudoeste. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v.17, n.2, p. 229-242.

Teixeira, M.S., Satyamurty, P., 2011. Trends in the frequency of intense precipitation events in southern and southeastern Brazil during 1960—2004. *International Journal of Climatology*, 24, 7: 1913–1921.

Tortora, P., 1999. Sediment distribution on the Ombrone River delta seafloor and related dispersal processes. *Geologica Romana*, 35, 211-218.

Traykovski, P., Geyer, W.R, Irish, J.D. and Lynch, J.F., 2000. The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf. *Continental Shelf Research*, 20, 2113-2140.

Tzoraki, O., Nikolaidis, N.P., Amaxidis Y., Skoulikidis N.T., 2007. In-stream biogeochemical processes of a temporary river. *Environmental Science and Technology*, 4, 4, 1225–1231.

Ulses, C., Estournel, C., Bonnin, J., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., 2008. Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean), *Journal of Geophysical Research*, 113.

Westhuysen, A. J. Van der, 2007. Advances in the spectral modelling of wind waves in the nearshore. Ph.D. thesis, Delft University of Technology. Fac. of Civil Engineering.

Van Prooijen, B. C., Winterwerp, J. C., 2010, A stochastic formulation for erosion of cohesive sediments, *Journal of Geophysical Research*, 115.

Van Rijn, L. C., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries, and coastal seas, Aqua Publications, The Netherlands.

Van Rijn, L. C., 2007. Unified view of sediment transport by currents and waves. I: Initiation of motion, bed roughness, and bed-load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133, 6, 649–667.

Van Rijn, L. C., 2016. Initiation of motion and suspension; critical bed-shear stress for sand-mud mixtures.

Vasconcellos, F. C., Cavalcanti, I. F. A., 2010. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. *Atmospheric Science Letters*, 11, 21–26.

Venegas, S.A., Mysak, L.A., Straub, D., 1997. Atmosphere-ocean coupled variability in The South Atlantic. *Journal of Climate*, 10, 2904-2920.

Vieira, F. V., 2017. Sedimentação da Plataforma Continental do Espírito Santo: do

aporte terrígeno à ocorrência de fundos recifais. Dissertação de Mestrado. PPGOAM, UFES.

Vitorino, J., Oliveira, A., Joanneau, J. M., Drago, T., 2002. Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 1: physical processes. *Progress in Oceanography*, 52, 129–153.

Vogel, R., Fennessey, N. M., 1994. Flow duration curves I: A new interpretation and confidence intervals. *ASCE, Journal of Water Resources Planning and Management*, 120, 4, 485-504.

Wallace, J. M., Hobbs, P. V., 1977. *Atmospheric science: An introductory survey*. Academic Press, (New York).

Walling, D. E., 2006. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology*, 79, 3-4, 192–216.

Walling, D. E., Fang, D., 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world rivers. *Global and Planetary Change*, 39, 1-2, 111 – 126.

Wang, J., Ishidaira, H., Xu, Z.X., 2012. Effects of climate change and human activities on streamflow and sediment flow into the HoaBinh reservoir. *Journal of Japan Society of Civil Engineers. Ser. B1 Hydraul. Eng.* 68, 191 - 196.

Ward, A. D., Trimble, S. W., 1995. *Environmental hydrology*. 2 ed. New York: Lewis Publishers, 475p.

Warner, J.C., Butman, B., Dalyander, P.S., 2008. Storm-driven sediment transport in Massachusetts Bay. *Continental Shelf Research*, 28, 2, 257–282.

Warner, J.C., Armstrong, B., Sylvester, C.S., Voulgaris, G., Nelson, T., Schwab, W.C., Denny, J.F., 2012. Storm-induced inner-continental shelf circulation and sediment transport: Long Bay, South Carolina. *Continental Shelf Research*, 42, 51-63.

Weill, P., Mouazé, D., Tessier, B., Brun-Cottan, J.-C., 2010. Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers. *Earth Surface Processes. Landforms*, 35, 1642 - 1654.

Wheatcroft, R.A., Stevens, A. W., Hunt, L. M., Milligan. T. G. 2006. The large-scale distribution and internal geometry of the Fall 2000 Po River flood deposit: evidence from digital x-radiography. *Continental Shelf Research*, 26, 499 - 516.

Wiberg, P.L., Drake, D.E., Harris, C.K., Noble, M., 2002. Sediment transport on the Palos Verdes shelf over seasonal to decadal time scales. *Continental Shelf Research*, 22, 987–1004.

- Williams, J. J., Bell, P. S., Thorne, P. D., Metje, N., Coates L. E., 2004, Measurement and prediction of wave-generated suborbital ripples. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- Winterwerp, J. C., 1989. Cohesive Sediments: 25. Flow induced erosion of cohesive beds. In *Cohesive Sediments*. Delft: WL|Delft Hydraulics and Rijkswaterstaat, Rep. 25.
- Winterwerp, J. C., van Kesteren, W. G. M., van Prooijen B., Jacobs W., 2012. A conceptual framework for shear flow–induced erosion of soft cohesive sediment beds. *Journal of Geophysical Research*, 117.
- Wright, L. D., 2012. Recent Advances in Understanding Continental Shelf Sediment Transport. 44, 159–172, In *Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on Continental Shelves: Advances in Technologies, Research, and Applications* (eds Li, M. Z., Sherwood C. R., Hill, P. R.), John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, West Sussex, UK.
- Wu, C.S., Yang, S.L., Lei, Y-P., 2012. Quantifying the anthropogenic and climatic impacts on water discharge and sediment load in the Pearl River (Zhujiang), China (1954–2009). *Journal of Hydrology*, 452–453, 190- 204.
- Xia, M., Xie, L., Pietrafesa., L.J., 2010. Winds and the orientation of a coastal plane estuary plume. *Geophysical Research Letters*, 37.
- Xing, J. X., Davies, A. M., 2002. Influence of wind direction, wind waves, and density stratification upon sediment transport in shelf edge regions: The Iberian shelf. *Journal of Geophysical Research*, 107(C8), 3101.
- Yang, S.-L., Zhao, Q.-Y., Belkin, I. M., 2002. Temporal variation in the sediment load of the Yangtze river and the influences of human activities. *Journal of Hydrology*, 263, 1–4, 56–71.
- Zhang, Z., Chen, X., Xu, C.-Y., Yuan, L., Yong, B., Yan, S., 2011. Evaluating the nonstationary relationship between precipitation and streamflow in nine major basins of China during the past 50 years. *Journal of Hydrology*, 409, 1 - 2, 81 - 93.
- Zhang, Q., Li K., Singh, V.P., Chen, X.H., Li, J.F., 2013. Changes in stage-flow relation of the East River, the Pearl River basin: causes and implications. *Hydrology Research*, 44, 4, 737–746.
- Zhang, Q., Gu, X.H., Singh, V.P., Xiao, M.Z., Xu, C-Y., 2015. Flood frequency under the influence of trends in the Pearl River basin, China: changing patterns, causes and implications. *Hydrological Processes*, 29, 6, 1406-1417.

Zhang, W., Cui, Y., Santos, A. I., Hanebuth T. J. J., 2016, Storm-driven bottom sediment transport on a high-energy narrow shelf (NW Iberia) and development of mud depocenters. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 121, 5751–5772.

Zhao, G., Mu, X., Strehmel, A., Tian, P., 2014. Temporal Variation of Streamflow, Sediment Load and Their Relationship in the Yellow River Basin, China. *PLoSOne*, 9, 3, e91048.

APÊNDICE 1 - SETUP DO MODELO

```
[WaveFileInformation]
  FileVersion          = 02.00
[General]
  ProjectName          = teste_ondas
  ProjectNr            = 001
  Description           = não estacionário
  Description           = 01/01/2013 00:00 UTC a
  Description           = 31/05/2014 00:00 UTC
  Description           = com vento
  Description           = grid-coord no boundary
  FlowFile              = sistemastrans.mdf
  OnlyInputVerify      = false
  SimMode              = stationary
  DirConvention         = nautical
  ReferenceDate         = 2013-01-01
  WindSpeed             = 4.0000000e+000
  WindDir               = 0.0000000e+000
  TSeriesFile           = bcw01130514.bcw
  MeteoFile             = ondasx.wnd
  MeteoFile             = ondasy.wnd
[Constants]
  WaterLevelCorrection = 0.0000000e+000
  Gravity               = 9.8100004e+000
  WaterDensity          = 1.0250000e+003
  NorthDir              = 9.0000000e+001
  MinimumDepth         = 5.0000001e-002
[Processes]
  GenModePhys          = 3
  Breaking              = true
  BreakAlpha           = 1.0000000e+000
  BreakGamma           = 7.3000002e-001
  Triads               = true
  TriadsAlpha          = 1.0000000e-001
  TriadsBeta           = 2.2000000e+000
  BedFriction          = jonswap
  BedFricCoef          = 6.7000002e-002
  Diffraction          = true
  DifffracCoef         = 2.0000000e-001
  DifffracSteps        = 5
  DifffracProp         = true
  WindGrowth           = true
  WhiteCapping         = Westhuysen
  Quadruplets          = true
  Refraction           = true
  FreqShift            = true
  WaveForces           = radiation stresses <2013
[Numerics]
  DirSpaceCDD           = 5.0000000e-001
  FreqSpaceCSS         = 5.0000000e-001
  RChHsTm01            = 2.0000000e-002
  RChMeanHs            = 2.0000000e-002
  RChMeanTm01          = 2.0000000e-002
```

```

    PercWet           = 9.8000000e+001
    MaxIter           = 15
[Output]
    TestOutputLevel   = 0
    TraceCalls        = false
    UseHotFile        = false
    MapWriteInterval  = 6.0000000e+001
    WriteCOM          = true
    COMWriteInterval  = 3.0000000e+001
    LocationFile      = ondasmor.loc
    WriteTable        = true
    WriteSpec1D       = false
    WriteSpec2D       = false
    MassFluxToCOM     = true
    MassFluxToCOM     = true
[Domain]
    Grid              = grade_estendida.grd
    FlowBedLevel      = 0
    FlowWaterLevel    = 0
    FlowVelocity      = 0
    FlowWind          = 0
    BedLevel          = batinova.dep
    DirSpace          = circle
    NDir              = 36
    StartDir          = 0.0000000e+000
    EndDir            = 0.0000000e+000
    FreqMin           = 5.0000001e-002
    FreqMax           = 1.0000000e+000
    NFreq            = 24
    Output            = true
[Boundary]
    Name              = norte
    Definition         = grid-coordinates
    StartCoordM       = 600
    EndCoordM         = 600
    StartCoordN       = 0
    EndCoordN         = 190
    SpectrumSpec      = parametric
    SpShapeType       = jonswap
    PeriodType        = peak
    DirSpreadType     = degrees
    PeakEnhanceFac    = 3.3000000e+000
    GaussSpread       = 9.9999998e-003
[Boundary]
    Name              = leste
    Definition         = grid-coordinates
    StartCoordM       = 0
    EndCoordM         = 600
    StartCoordN       = 0
    EndCoordN         = 0
    SpectrumSpec      = parametric
    SpShapeType       = jonswap
    PeriodType        = peak
    DirSpreadType     = degrees
    PeakEnhanceFac    = 3.3000000e+000
    GaussSpread       = 9.9999998e-003

```

[Boundary]

Name	= sul
Definition	= grid-coordinates
StartCoordM	= 0
EndCoordM	= 0
StartCoordN	= 0
EndCoordN	= 125
SpectrumSpec	= parametric
SpShapeType	= jonswap
PeriodType	= peak
DirSpreadType	= degrees
PeakEnhanceFac	= 3.3000000e+000
GaussSpread	= 9.9999998e-003