UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA E ECOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

GEÓRGIA MORAES CATABRIGA

POTENCIAL DE MOBILIDADE DO FUNDO MARINHO DEVIDO À AÇÃO DE ONDAS NA PLATAFORMA CONTINENTAL ADJACENTE À BAÍA DO ESPÍRITO SANTO

VITÓRIA
2010

GEÓRGIA MORAES CATABRIGA

POTENCIAL DE MOBILIDADE DO FUNDO MARINHO DEVIDO À AÇÃO DE ONDAS NA PLATAFORMA CONTINENTAL ADJACENTE À BAÍA DO ESPÍRITO SANTO

Projeto de Monografia apresentada ao Curso de Graduação em Oceanografia, do Departamento de Oceanografia e Ecologia da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito para aprovação da disciplina Projeto de Trabalho de Conclusão de Curso. Orientador: Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos.

VITÓRIA
2010

POTENCIAL DE MOBILIDADE DO FUNDO MARINHO DEVIDO À AÇÃO DE ONDAS NA PLATAFORMA CONTINENTAL ADJACENTE À BAÍA DO ESPÍRITO SANTO

por

GEÓRGIA MORAES CATABRIGA

Submetido como requisito parcial para a obtenção de grau de

Oceanógrafo

na

Universidade Federal do Espírito Santo

Dezembro de 2010

© Geórgia Moraes Catabriga

Por meio deste, o autor confere ao Colegiado do Curso de Oceanografia e ao Departamento de Oceanografia e Ecologia da UFES permissão para reproduzir e distribuir cópias parciais ou totais deste documento de monografia para fins não comerciais.

Assinatura do autor .....

Curso de graduação em Oceanografia
Universidade Federal do Espírito Santo
14 de Dezembro de 2010

Certificado por .....

Alex Cardoso Bastos
Dr. / Orientador

Certificado por .....

Jacqueline Albino
Examinador interno
DERN/CCHN/UFES

Certificado por .....

Valéria da Silva Quaresma
Examinador interno
DERN/CCHN/UFES

Aceito por .....

Gilberto Fonseca Barroso
Prof. Adjunto / Coordenador do Curso de Oceanografia
CCHN/DERN/UFES

A Deus, por me proporcionar os oceanos como estudo.

"...E nunca considerem seu estudo como uma obrigação, mas sim como uma oportunidade invejável de aprender, sobre a influência libertadora da beleza no domínio do espírito, para seu prazer pessoal e para o proveito da comunidade à qual pertencerá o seu trabalho futuro."

Albert Einstein

AGRADECIMENTOS

A Deus, por cumprir Sua promessa em minha vida, pelo imenso amor, e pela presença constante, sempre me sustentando nos momentos mais difíceis.

Aos meus pais, por sempre se dedicarem muito em me dar o melhor, abrindo mão de seus próprios sonhos para realizar os meus. Obrigada mãe, pela disponibilidade de tempo, pelas orações incessantes, e pelo amor incomparável. Obrigada pai, por me apoiar em tudo e sempre querer o meu bem. Dedico essa conquista a vocês!

A minha irmã, que mesmo em meio a tantos desentendimentos, sempre esteve presente com seus conselhos!

As minhas avós lindas que eu tanto amo, Anair e Irene, que mesmo não conseguindo dizer “oceanografia” de maneira certa, sempre me incentivaram muito a prosseguir nos estudos!

Ao Vinicius Querzone, pelo amor, força, carinho e apoio em tudo! Pela disponibilidade em me ajudar sempre que preciso, e por me proporcionar momentos de alegria incomparáveis! Obrigada, meu amor!

A todos os meus amigos e familiares, pela torcida incessante para que eu conseguisse atingir meus objetivos e por sempre acreditarem em mim!

Aos Coleguinhas: Kyssy, Bel, La, Pri, Tarci, Silvinha, Micaretinha (Diego), Gean e Rafa, por cada momento inesquecível que me proporcionaram na UFES. A Kyssyanne Samihra, por seu otimismo, muitas vezes acreditando mais em mim do que eu mesma. À Izabel Christina, por sempre me escutar, entender e aconselhar, dizendo que tudo sempre ficaria bem. A Larissa Albino pelo seu exemplo de justiça e garra e pelas fotos lindas de sua autoria. A Priscila Farias pelas bobeiras ditas, arrancando sempre um sorriso de mim com seu jeito encantador. A Tarcila Franco por ser tão presente e sempre entender, seja o que for. A Silvia Nossa pelo exemplo de garra, força de vontade e otimismo, e

por chorarmos juntas tantas vezes. A Diego Venturini pela disponibilidade incrível em colaborar, mesmo tão atarefado. A Geandré Boni pelo apoio em todas as horas, com uma compreensão fora do comum. A Rafael Neves por sempre estar presente e nunca negar ajuda, em qualquer hipótese. A todos, pelos momentos de alegria, pelos amparos nas horas de desespero, pelas crises de riso e pelas crises de choro. Pela companhia nas noites mal dormidas, ou não dormidas. Tudo sempre vai ficar aqui! Guardado no meu coração! Conseguimos!!! Enfim, podemos dizer juntos que somos oceanógrafos!

Ao meu orientador Alex Bastos, por ter me recebido como orientanda, pela confiança e paciência em me transmitir seus conhecimentos! Pelo bom humor de sempre, e por me fazer acreditar que sou capaz!

Ao Guilherme Mill e ao Professor Júlio Chacaltana pela disponibilidade e paciência em me ajudar no entendimento do SWAN!

À Valéria Quaresma e Jacqueline Albino por aceitarem participar da minha banca examinadora e pelo conhecimento concedido ao longo de todo curso! Tenho certeza que vão acrescentar muito ao meu TCC!

Aos professores, funcionários e colegas do DOC e LaboGeo que fizeram parte do meu curso, contribuindo com seus conhecimentos e contagiando os meus dias com alegria.

Ao Programa PRH-29 da Agência Nacional de Petróleo e Gás, pelo financiamento e oportunidade de crescimento profissional.

E a todos que de alguma forma contribuíram para o término deste trabalho, mesmo que não citados aqui.

Afinal, a felicidade só existe quando compartilhada! De coração, obrigada!

RESUMO

Devido ao crescente desenvolvimento comercial e industrial no estado do Espírito Santo utiliza-se cada vez mais tanto a morfologia da costa, para construção de portos, quanto os recursos minerais marinhos, extraídos por indústrias de óleo e gás e de mineração. Portanto, instalações de estruturas submarinas ao longo da plataforma são frequentes e necessitam de locais com estabilidade adequada. Assim, o estudo da mobilidade do fundo marinho se torna de extrema importância tanto em termos ambientais quanto em termos de segurança de transporte do produto. O presente estudo consiste na análise do potencial de mobilidade do fundo marinho em parte da Plataforma Continental do Espírito Santo através da ação de ondas superficiais de gravidade de diferentes características. A velocidade orbital máxima próxima ao fundo foi determinada a partir da modelagem numérica do modelo SWAN e as velocidades críticas dos sedimentos (areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina e areia muito fina) foram calculadas segundo as equações de Komar e Miller (1974) e Le Roux (2001). Os resultados de mobilidade do fundo marinho da região se mostraram sensíveis a variações das características das ondas, como altura, período e direção. A mobilização dos sedimentos de fundo tende a aumentar com o aumento da altura da onda, com o aumento do período da onda e pode variar de acordo com a direção de origem da onda devido às diferentes interações que a onda faz com o fundo por onde passa. Além disso, outro fator de extrema importância na determinação da mobilidade de fundo é a morfologia local. Para todos os cenários, em regiões mais profundas, como os Paleocanais de Guarapari e Vitória, o potencial de mobilização do fundo é menor enquanto que em regiões menos profundas, como o Delta do Rio Doce, o potencial de mobilidade é maior. Assim, pode-se observar que a morfologia é de grande importância para a análise da mobilidade do fundo marinho e divide a área de estudo principalmente em duas regiões: região mais ao Norte (Delta do Rio Doce) com alta mobilidade e região mais a Sul (Paleocanais) com menores mobilidades.

Palavras-Chave: plataforma continental; mobilidade do fundo marinho; morfologia da plataforma continental.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Equações de velocidade limiar do sedimento propostas por Komar e Miller (1974) e Le Roux (2001) 31

Tabela 2. Características dos Cenários utilizados..... 35

Tabela 3. Valores do diâmetro adimensional para cada um dos cinco diâmetros de sedimentos utilizados, com a correspondente fórmula de W_d 36

Tabela 4. Valores máximos e mínimos das velocidades orbitais de fundo para cada cenário..... 41

Tabela 5. Profundidades máximas para mobilização do fundo em cada cenário, de acordo com resultados das equações de Komar e Miller e Le Roux..... 48

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da plataforma continental do Espírito Santo e área de estudo 15

Figura 2. Divisão da plataforma continental em setores com base na sua morfologia..... 17

Figura 3. Cobertura sedimentar da plataforma continental do Espírito Santo. . 18

Figura 4. . Mapa faciológico de parte da plataforma continental adjacente à Baía do Espírito Santo. 19

Figura 5. Mapa faciológico de uma parte da plataforma continental do Espírito Santo. 19

Figura 6. Elementos da onda 22

Figura 7. Estrutura da camada limite de fundo..... 25

Figura 8. Esquema da trajetória das partículas em águas profundas, intermediárias e rasas 26

Figura 9. Demostração da grade computacional utilizada..... 33

Figura 10. Batimetria da área de estudo 34

Figura 11. Gráfico de comparação das velocidades críticas por Komar e Miller (1974) e Le Roux (2001) para uma onda com período de 7s..... 38

Figura 12. Gráfico de comparação das velocidades críticas por Komar e Miller (1974) e Le Roux (2001) para uma onda com período de 10s..... 39

Figura 13. Gráfico de comparação das velocidades críticas por Komar e Miller (1974) e Le Roux (2001) para uma onda com período de 12s..... 39

Figura 14. Distribuição da altura da onda e pontos de máxima e mínima Velocidade orbital da onda para os cenários 1, 2 e 3..... 41

Figura 15. Distribuição da altura da onda e pontos de máxima e mínima Velocidade orbital da onda para os cenários 4 e 5..... 42

Figura 16. Direção da onda para todos os cenários..... 43

Figura 17. Mobilidade do fundo nos cenários 1, 2 e 3..... 46

Figura 18. Mobilidade do fundo nos cenários 4 e 5..... 47

Figura 19. Porcentagem de mobilização do fundo marinho por cálculos de Komar e Miller (1974)..... 49

Figura 20. Porcentagem de mobilização do fundo marinho por cálculod de Le Roux (2001)..... 49

Figura 21. Divisão da área de estudo segundo a potencialidade de mobilização do fundo marinho 52

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 13
1.1 APRESENTAÇÃO E RELEVÂNCIA DO TEMA 13
1.2 OBJETIVOS GERAL E ESPECÍFICOS 14
1.2.1 Objetivo Geral 14
1.2.2 Objetivos específicos 14

2 ÁREA DE ESTUDO 15
2.1 LOCALIZAÇÃO 15
2.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS 16
2.3 ASPECTOS SEDIMENTOLÓGICOS 17
2.4 ASPECTOS METEOCEANOGRÁFICOS 20

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 22
3.1 DINÂMICA DOS SEDIMENTOS 22
3.1.1 Ondas Gravitacionais 22
3.1.1.1 *Aspectos Gerais* 22
3.1.1.2 *Interação da onda com o fundo marinho* 24
3.1.1.3 *Modelagem numérica de ondas* 27
3.1.2 Velocidade Crítica do sedimento 29

4 METODOLOGIA 32
4.1 DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE MÁXIMA ORBITAL DA ONDA NO FUNDO 32
4.1 DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE ORBITAL CRÍTICA DO SEDIMENTO 35
4.3 POTENCIAL DE MOBILIDADE DO FUNDO MARINHO 37

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO 38
5.1 VELOCIDADE ORBITAL CRÍTICA DOS SEDIMENTOS 38
5.1.1 Descrição dos resultados 38
5.1.2 Discussão 40
5.2 PROPAGAÇÃO DA ONDA 40

5.2.1 Descrição dos resultados 40
5.2.2 Discussão 43
5.3 POTENCIAL DE MOBILIZAÇÃO DO FUNDO MARINHO 45
5.3.1 Descrição dos resultados 45
5.3.2 Discussão 49

6 CONCLUSÃO 54

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 56

ANEXO 1 60

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E RELEVÂNCIA DO TEMA

No Espírito Santo há um crescente desenvolvimento de atividades comerciais e industriais que se utilizam tanto da morfologia da costa, para construção de portos, quanto de recursos minerais marinhos, como é o caso das indústrias de óleo e gás e de mineração.

Sendo assim, as instalações de estruturas submarinas (como plataformas de petróleo, ductos transportadores de óleo e gás, cabos de fibra ótica, emissários submarinos, entre outros) ao longo da plataforma continental se tornam freqüentes e necessárias para o estabelecimento do sistema de produção e escoamento do produto de tais indústrias.

No caso da indústria de óleo e gás, as plataformas de petróleo precisam ser instaladas em locais de estabilidade adequada, assim como os dutos também necessitam de certa estabilidade do fundo oceânico para garantir segurança tanto ao meio ambiente, evitando vazamentos, quanto ao próprio transporte dos produtos. O conhecimento do potencial de mobilidade do fundo marinho acaba sendo um diagnóstico importante para a instalação destas estruturas, seja do ponto de vista da engenharia, como do ponto de vista ambiental.

Em plataformas continentais e zonas costeiras dominadas por onda, a mobilização do fundo marinho é função basicamente da ação deste agente que desempenha um papel muito importante sendo o principal responsável pela ressuspensão e seleção dos sedimentos (Soulsby, 1997; The Open University, 1999).

O efeito das ondas consiste mais em retrabalhar do que em fornecer sedimentos à plataforma. Durante tempo bom, as ondas costumam agir perturbando os sedimentos em águas mais rasas, enquanto que eventos de tempestade, de maior energia, conseguem mobilizar o fundo a maiores profundidades (The Open University, 1999).

Para que a estabilidade do fundo seja determinada, duas informações precisam ser adquiridas: a velocidade orbital máxima da onda no fundo; e a velocidade crítica de mobilização do sedimento no fundo, no caso de ondas, a velocidade orbital crítica do sedimento.

O presente estudo consiste na determinação das velocidades acima citadas e na análise do potencial de mobilidade do fundo oceânico na Plataforma Continental adjacente à Baía do Espírito Santo. A velocidade orbital máxima da onda próxima ao fundo será determinada por modelagem numérica com a utilização do modelo SWAN, e as velocidades críticas dos sedimentos serão determinadas a partir das Resoluções das Equações de Le Roux (2001) e Komar e Miller (1974).

1.2 OBJETIVOS GERAL E ESPECÍFICOS

1.2.1 Objetivo Geral

Analisar o potencial de mobilidade de fundo da plataforma continental adjacente à Baía do Espírito Santo baseando-se na ação de ondas superficiais de gravidade de diferentes características.

1.2.2 Objetivos específicos

- Determinar a velocidade orbital máxima de fundo das ondas ao longo da plataforma continental adjacente à Baía do Espírito Santo;

- Comparar os resultados de velocidades críticas dos sedimentos utilizando diferentes equações.

2 ÁREA DE ESTUDO

2.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo desse trabalho engloba a porção da Plataforma Continental do Espírito Santo adjacente à Baía do Espírito Santo, entre as latitudes 19,6º S a 20,8º S, abrangendo uma costa de 154,00 Km de extensão (Figura 1).

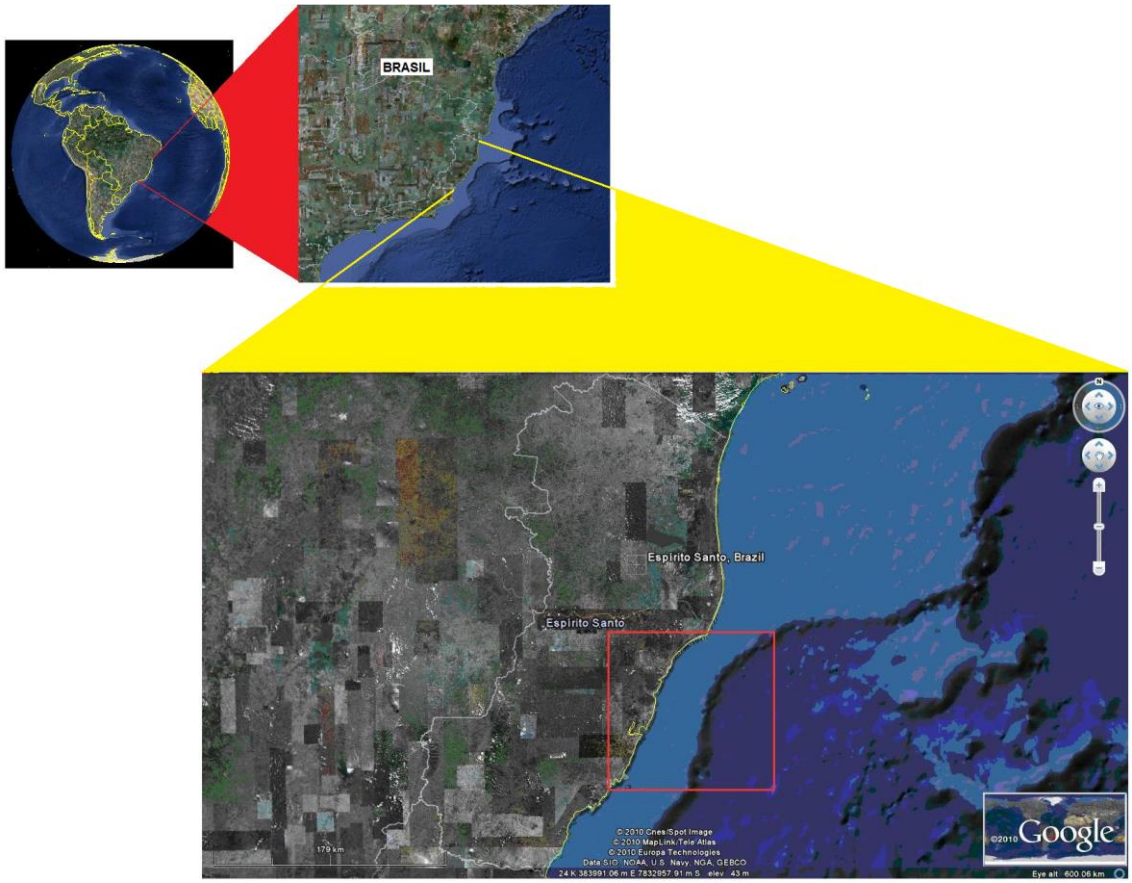

Figura 1. Localização da plataforma continental do Espírito Santo. A área de estudo é delimitada pelo quadrado vermelho. Fonte: Modificada de Google Earth.

No extremo Norte da área de estudo, a plataforma continental possui extensão de aproximadamente 51 km, enquanto que no extremo Sul sua extensão é de 60 km.

2.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A geomorfologia da margem continental do Espírito Santo é associada com o processo de formação do oceano Atlântico Sul, o qual se forma através da expansão do assoalho oceânico resultando em margens continentais passivas.

De acordo com França (1979) a Plataforma Continental do Espírito Santo apresenta dois compartimentos fisiográficos. A área de estudo encontra-se dentro do Compartimento do Embaiamento de Tubarão, o qual se estende desde Regência até Itapemirim. Aqui, a porção da plataforma continental do Espírito Santo é mais estreita que a porção a Norte, apresentando largura média de 50 km, e feições de ravinas subparalelas.

A análise geomorfológica da plataforma continental do Espírito Santo, realizada por Marangoni (2009), teve como base os dados batimétricos, permitindo a identificação de estruturas morfo-sedimentares em toda a plataforma.

Com base nestas distintas estruturas morfo-sedimentares, Marangoni (2009) divide a plataforma continental do Espírito Santo em quatro setores: porção norte, contendo o Banco de Abrolhos (alargamento da plataforma continental); porção das adjacências do rio Doce, com a presença de um delta submarino; porção mais ao sul do rio Doce (Setor Central), com inúmeros paleocanais; e porção no extremo sul da plataforma, com feições rasas irregulares (Figura 2).

A área de estudo deste trabalho engloba parte do Setor rio Doce, todo o Setor Central e parte do Setor no extremo Sul do estado. Ainda de acordo com Marangoni (2009), no Setor Rio Doce, observa-se claramente uma deposição fluvial por cima do padrão batimétrico da plataforma, evidenciando a presença do Delta do Rio Doce (menores profundidades). O Setor Central é caracterizado por fortes irregularidades na cota batimétrica de 30m, apresentando recortes por Paleocanais maiores (Paleocanal de Vitória e Paleocanal de Guarapari) e menores. Tal afirmação corrobora o que foi dito por França (1979) a respeito das ravinas subparalelas na região. Marangoni (2009)

afirma também que no Setor do extremo Sul a plataforma se apresenta com feições rasas irregulares, proporcionando regiões de baixas profundidades.

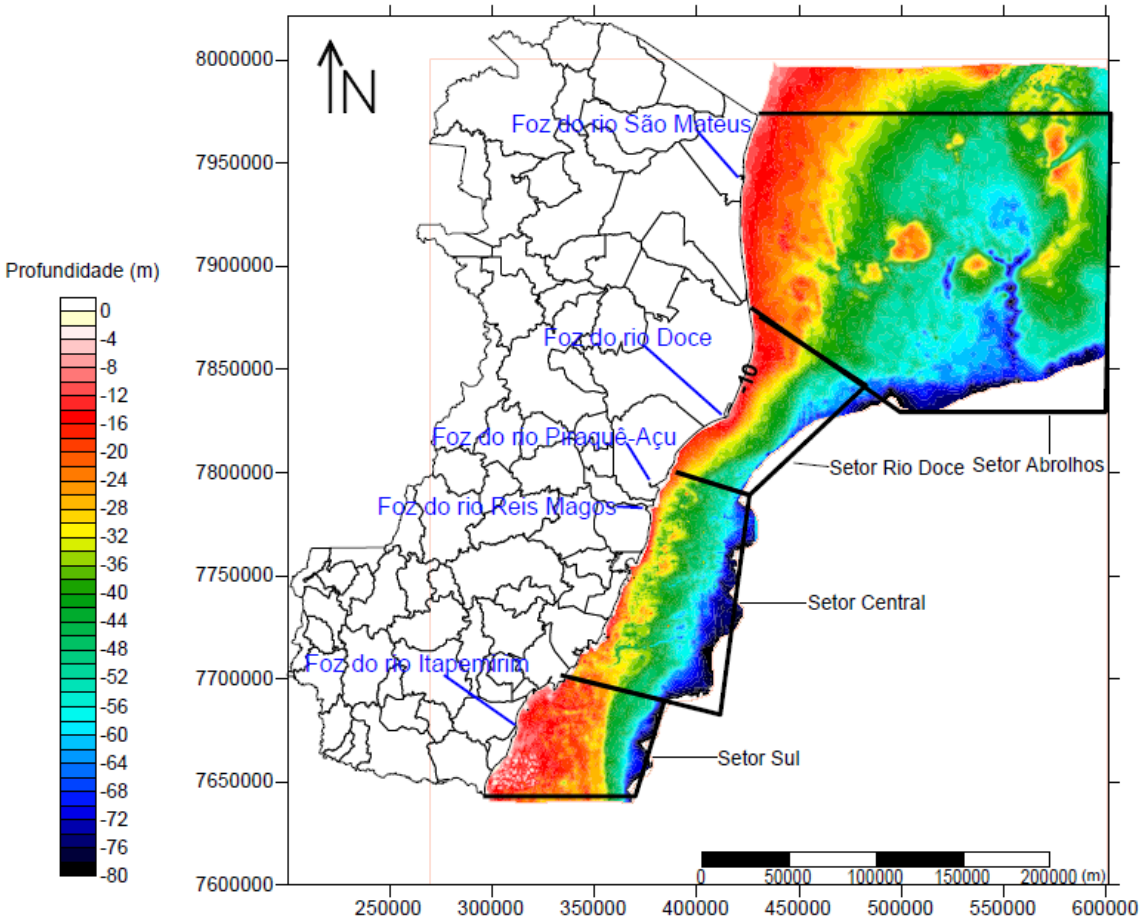

Figura 2. Divisão da plataforma continental em setores com base na sua morfologia.
Fonte: Marangoni (2009).

2.3 ASPECTOS SEDIMENTOLÓGICOS

Kowsmann e Costa (1979) afirmam que, em sua maioria, a plataforma continental do Espírito Santo é composta por sedimentos carbonáticos, derivados de algas calcárias e corais. Porém, em locais próximos às desembocaduras de rios (tais como Rio Doce, Rio Piraquê-Açu e Rio São Mateus), os sedimentos são predominantemente terrígenos de granulometria subangular. De modo geral a granulometria é grossa, abrangendo areias e cascalhos.

Marangoni (2009) analisou o mapa faciológico do projeto REMAC (1979) para a região marinha do Espírito Santo e a carta sedimentológica da região da plataforma continental e talude superior do Espírito Santo do LAGEMAR-UFF (2002). Com isso a autora confeccionou um mapa adaptado da faciologia na Plataforma Continental do Espírito Santo, o qual pode está representado pela Figura 3.

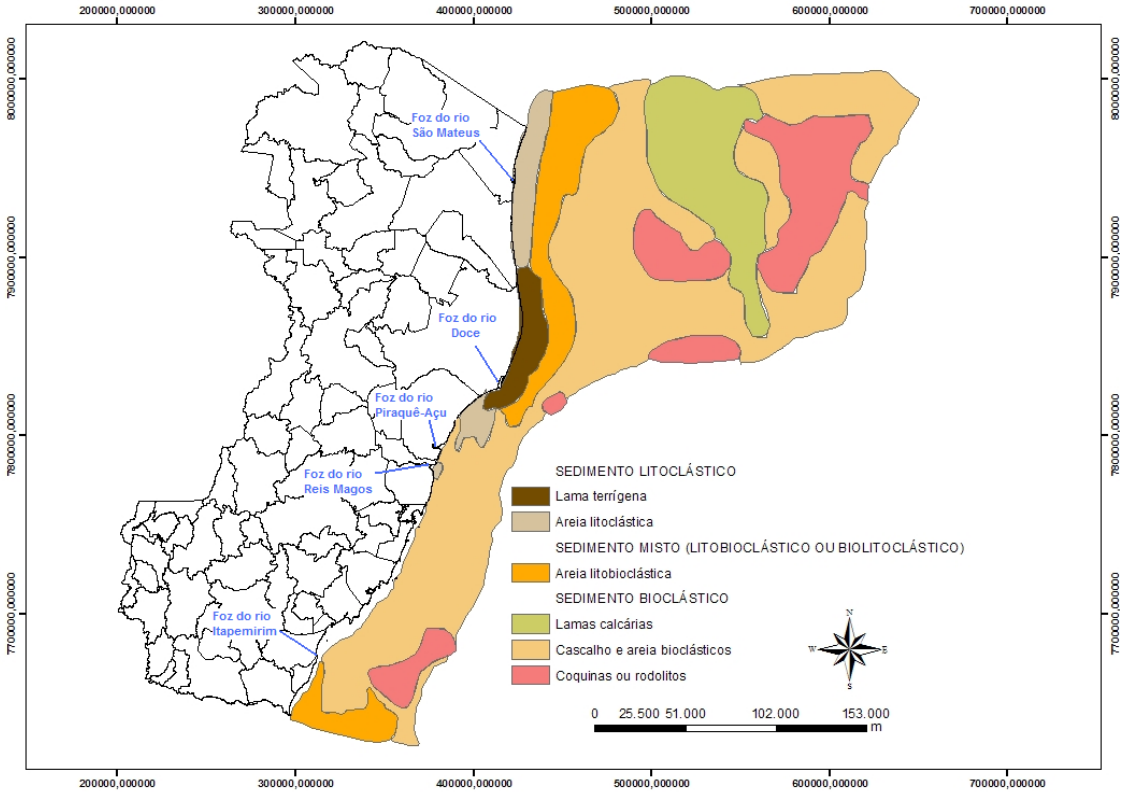

Figura 3. Cobertura sedimentar da plataforma continental do Espírito Santo. Releitura da carta sedimentológica da Bacia do Espírito Santo – Lagemar/UFF. Fonte: Marangoni (2009).

Um mapa faciológico de parte da área de estudo produzido por Albino e colaboradores (2001) encontra-se na Figura 4. Além desse mapa, Albino (1999) produziu um mapa que abrange boa parte da área de estudo, o qual pode ser observado na Figura 5.

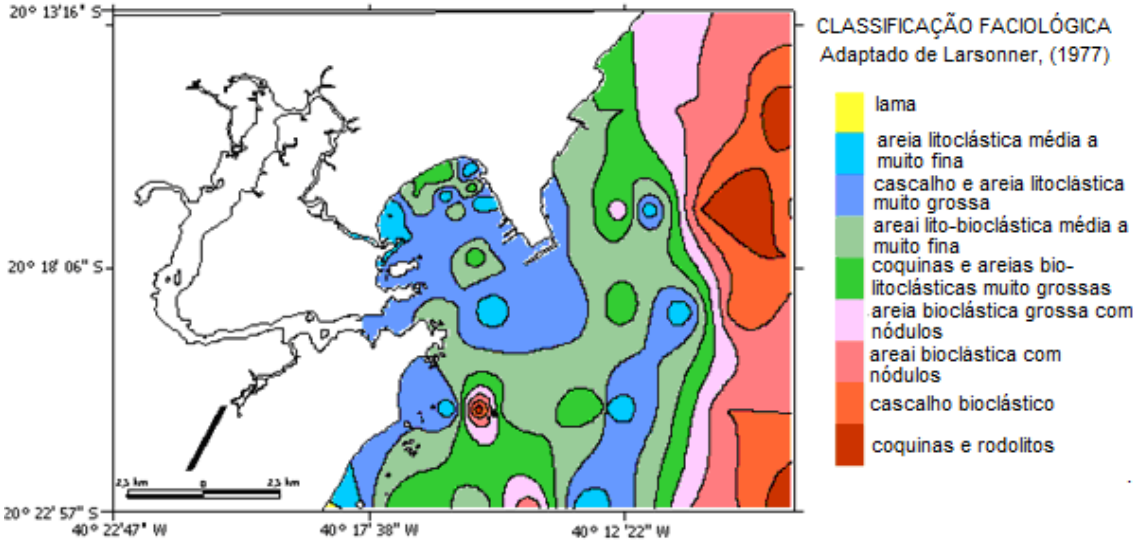

Figura 4. . Mapa faciológico de parte da plataforma continental adjacente à Baía do Espírito Santo. Fonte: Albino e colaboradores (2001).

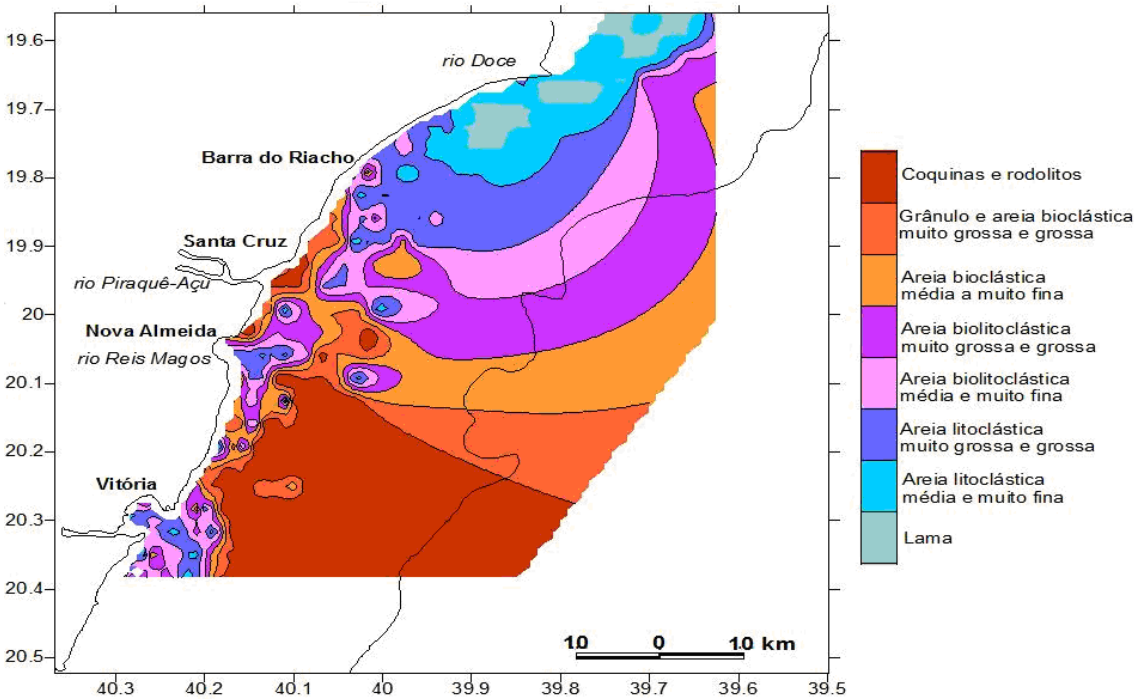

Figura 5. Mapa faciológico de parte da plataforma continental do Espírito Santo. Fonte: Albino (1999).

Os mapas apresentados nas figuras 3, 4 e 5 apontam para uma distribuição sedimentar bastante heterogênea no que diz respeito à granulometria e composição. São observados sedimentos lamosos, arenosos e cascalhosos, tanto de origem terrígena (litoclásticos) quando carbonática (bioclásticos).

2.4 ASPECTOS METEOCEANOGRÁFICOS

Toda a circulação oceânica na área de estudo depende direta ou indiretamente de fatores morfológicos e dinâmicos específicos da região. Os processos climatológicos de grande escala predominantes na plataforma continental brasileira são os ventos alísios e o giro Anticiclônico Subtropical do Atlântico Sul (Patchineelam, 2004).

Segundo Pianca e colaborades (2010) e Piumbini (2009), a região da plataforma continental do Espírito Santo tem uma predominância de ondas do quadrante E-SE.

O estudo de Pianca e colaboradores (2010) disponibiliza o clima de ondas na região offshore do Brasil, dividindo o país em 6 fatores. O estudo se fez através de modelagem numérica com base em uma série temporal de onze anos (desde Jan/1997 à Dez/2007) obtida através de dados de reanálise do modelo operacional NWW3. Os resultados mostram a dominância de ventos do quadrante E.

O estudo de Piumbini (2009) analisa o clima de ondas na região oceânica adjacente ao estado do Espírito Santo. Os resultados da reanálise de quarenta e cinco anos de dados de ondas mostraram a predominância de ondas do quadrante SE.

Melo e Gonzalez (1995), utilizando dados do INPH (Instituto Nacional de Pesquisas Hidroviárias) para medidas de campo da Ponta de Tubarão entre abril de 79 e março de 80 e a partir de observações visuais, mostraram em seu estudo realizado nesta região que as ondas possuem uma direção média anual aproximadamente de E-SE, com alturas variando entre 0.3m e 2.62m, com uma média anual de 1.0 m e períodos da onda entre 6s e 11.5s.

Outras medições de ondas juntamente com medições de correntes foram realizadas por Moscon (2010) na região da Baía do e\Espírito Santo para um período de um mês durante o inverno. A autora também analisou cálculos de

estimativas de taxas de transporte de sedimento no local. As conclusões foram de que a direção das ondas foi exclusivamente de SE. As análises do transporte de sedimento resultaram na conclusão de que as correntes de maré não são capazes de transportar sedimento, e que este processo somente ocorre na presença de ondas. Deste modo fica clara a importância do estudo de ondas para a análise do transporte sedimentar nessa área.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 DINÂMICA DOS SEDIMENTOS

Os sedimentos que compõem o fundo oceânico estão susceptíveis a vários processos dinâmicos podendo ser mobilizados, ressuspendidos, transportados e depositados.

Tanto as ondas e marés quanto as correntes, ou ambas, são capazes de afetar a mobilização do sedimento em uma plataforma continental (Porter-Smith *et al.*, 2004). Porém, neste estudo, somente a ação das ondas superficiais de gravidade sobre o fundo marinho será analisada em detalhes.

3.1.1 Ondas Gravitacionais

3.1.1.1 *Aspectos Gerais*

As ondas superficiais de gravidade se desenvolvem na interface entre o oceano e a atmosfera e têm como força restauradora a aceleração da gravidade. Seus principais elementos estão expostos na Figura 6.

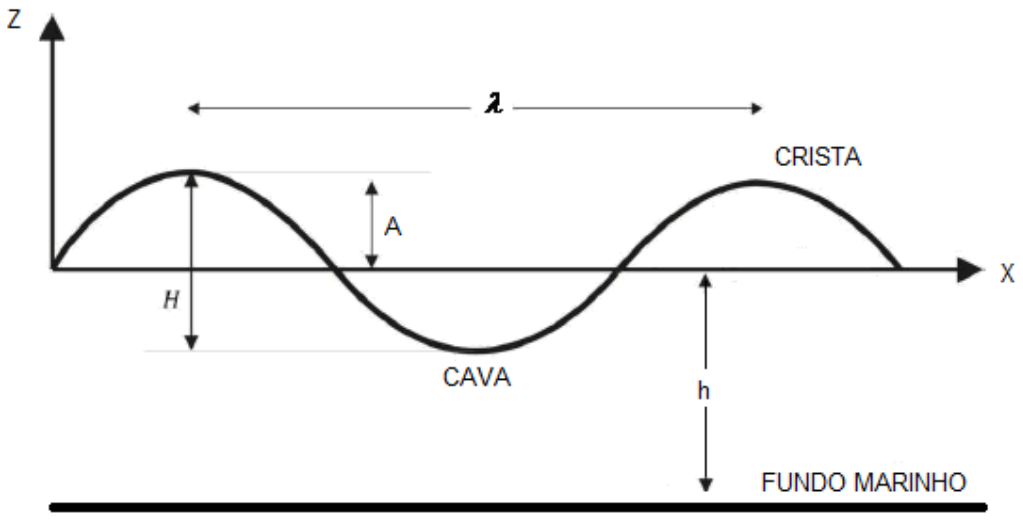

Figura 6. Elementos da onda. Legenda: *H*=altura da onda, *A*=amplitude da onda, λ =comprimento de onda. A profundidade do local é representada por *h*.

Essas ondas são geradas quando há uma transferência de energia do vento para a superfície do mar (Komar, 1998). Porém, além do vento, existem outras fontes geradoras de ondas gravitacionais, como é o caso de maremotos, explosões offshore, entre outros.

Primeiramente as ondas superficiais foram consideradas regulares, ou seja, se comportando como uma função sinusoidal perfeita. Posteriormente, foram desenvolvidas teorias de ondas irregulares, as quais representam melhor as condições reais das ondas na superfície do mar.

As ondas regulares subsidiaram duas teorias: a teoria linear e a teoria não linear. A teoria linear, ou de Airy, descreve o comportamento de ondas de pequena amplitude assumindo que a altura da onda é muito menor do que o comprimento da onda e a profundidade local. Outra suposição consiste em considerar que os termos inerciais são pequenos e podem ser ignorados (Komar, 1998).

As suposições da teoria linear deixam de ser válidas quando as ondas têm grande inclinação ou quando a profundidade da água se torna de intermediária a rasa. A partir disso, aplica-se então a teoria de ondas não lineares, ou teoria de ondas de Stokes (Holthuijsen, 2007). Tal teoria é caracterizada por ondas de cristas estreitas com cavas largas e planas representando a forma das ondas oceânicas quando estas entram em águas intermediárias e rasas (Komar, 1998).

Recentemente, os modelos de onda buscam representar a onda da forma mais ideal possível, ou seja, através de ondas irregulares. Desenvolveu-se então, a teoria espectral, onde as ondas de altura, período e direção diferentes podem ser representadas através de um espectro de energia (Soulsby, 1997).

Quando as ondas oceânicas se aproximam de regiões mais rasas, as mesmas tendem a sofrer uma séria de modificações tais como refração, difração, empinamento e quebra. Adicionalmente, a onda acaba sofrendo dissipações correspondentes à fricção com o fundo.

3.1.1.2 *Interação da onda com o fundo marinho*

As ondas desempenham um importante papel na agitação dos sedimentos do fundo oceânico, influenciando assim no transporte dos mesmos. Sobre isto, estudos vêm sendo desenvolvidos e aprimorados durante muito tempo.

Alguns temas são de extrema relevância para que se entenda a interação da onda com o fundo marinho. Tais temas serão abordados a seguir.

Camada Limite de Fundo

Qualquer fluido que se mova sobre uma superfície sólida é desacelerado pela fricção ao longo do limite entre o fluido e o sólido. A região do fluxo que é influenciada pela proximidade com a superfície é denominada camada limite (The Open University, 1999).

A mobilização e o transporte inicial do sedimento ocorrerão dentro da camada limite de fundo, indicando a importância do estudo da mesma (Soulsby, 1997).

No caso de ondas, a tendência é que a velocidade orbital diminua até zero na interface com o sedimento, gerando um gradiente de velocidade ao longo da camada limite de fundo (Figura 7) (The Open University, 1999).

Como existe um gradiente de velocidade, os valores de velocidade medidos são válidos a certa distância do fundo, e não exatamente acima do fundo. Contudo, essa distância não pode ser facilmente determinada, visto que as condições do fluxo e do fundo são totalmente variantes (Seibold e Berger, 1996).

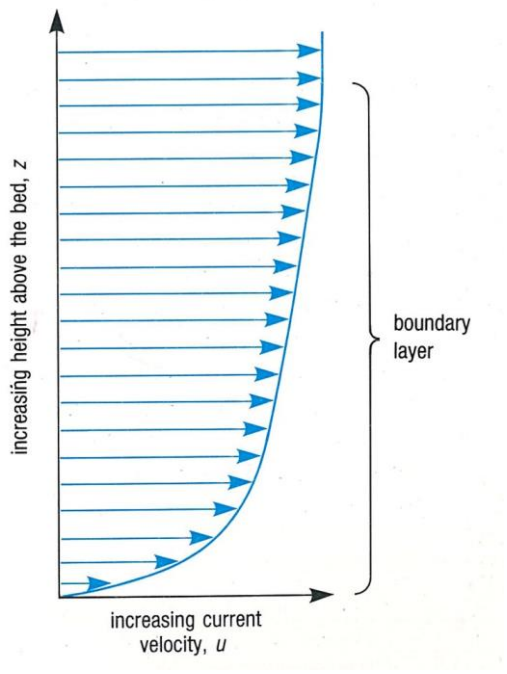

Figura 7. Camada limite de fundo com um gradiente decrescente da velocidade em direção ao fundo. Fonte: The Open University, 1999.

Velocidade Orbital da Onda

Uma onda que se propaga em águas profundas têm suas partículas percorrendo uma trajetória circular quase fechada. Nesse caso, o diâmetro orbital da trajetória em superfície corresponde à altura da onda, decrescendo exponencialmente até uma profundidade equivalente à metade do comprimento da onda. A partir daí, desconsidera-se o diâmetro orbital, e considera-se que o deslocamento das partículas da água deixa de existir (The Open University, 1999).

Em águas com profundidades menores que a metade do comprimento da onda, águas rasas, a onda interage com o fundo e as órbitas se tornam cada vez mais achatadas, tomando forma de elipse (The Open University, 1999).

Portanto, em águas intermediárias e rasas, próximo ao fundo, o movimento em forma de elipse é convertida a um movimento de “vai-e-vem” horizontal (Figura

8). O diâmetro orbital (d_0), correspondente a esse deslocamento horizontal, é dado por $d_0 = \dfrac{H}{senh\left(\dfrac{2\pi h}{\lambda}\right)}$ (Komar e Miller, 1973).

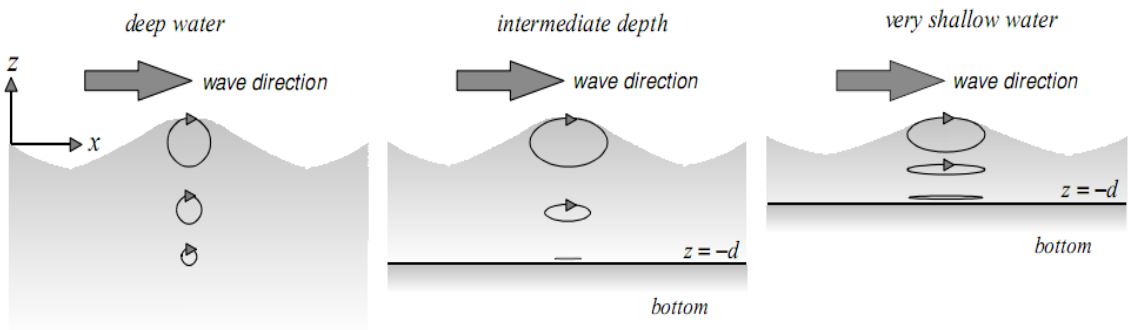

Figura 8. Trajetória das partículas de águas profundas, intermediárias e rasas.
Fonte: Holthuijsen, 2007.

Ondas que fluem em águas rasas produzem uma velocidade oscilatória no fundo do mar denominada velocidade orbital de fundo, a qual influenciará nos sedimentos ali presentes, podendo ou não mobilizá-los (Soulsby, 1997).

A partir disso, desenvolveu-se uma equação para o cálculo da velocidade orbital máxima da onda próxima ao fundo (U_{bot}), para uma onda monocromática (freqüência única) (Komar e Miller, 1973):

$$U_{bot} = \frac{\pi d_0}{T}$$

(1)

Substituindo o d_0 *tem-se:*

$$U_{bot} = \frac{\pi H}{(T senh(Kh))}$$

(2)

onde K é o número de ondas dado por $K = 2\pi / \lambda$. O comprimento de onda λ, para águas rasas, partindo da equação de velocidades de onda em águas rasas, pode ser dado por $\lambda = (gh)^{\frac{1}{2}} T$.

Assim, a velocidade orbital máxima da onda é função da altura da onda, do período da onda e da profundidade da água no local (Komar e Miller, 1973).

No presente estudo, os cálculos de velocidade orbital máxima de fundo serão todos realizados pelo modelo numérico SWAN.

3.1.1.3 *Modelagem numérica de ondas*

Alguns parâmetros necessitam ser conhecidos para que a análise de estabilidade do fundo seja realizada. Um exemplo de tais parâmetros é a tensão de cisalhamento do fundo. Como a medição da maioria desses parâmetros é de difícil aquisição em campo, a utilização de modelos de ondas tem sido uma alternativa muito eficiente utilizada em casos como este.

Existem diversas formas de classificação de modelos de ondas. Uma delas é a classificação segundo a fase utilizada. Com base nisso, dois modelos têm sido desenvolvidos para simular a evolução das ondas em águas rasas. São eles: modelos tipo “phase resolving”, que resolvem a fase de cada componente da onda, e modelos tipo “phase averaged”, que utilizam a fase média das componentes de ondas para resolver a equação de movimento da onda (Ris, 1997).

Dentre os modelos de previsão de ondas pode-se citar: ADAFAI, WAN, WWATCH, HISWA, WINDWAVE, SWAN (Ris, 1997). O último modelo citado, SWAN, será o modelo utilizado nesse estudo e assim, uma breve explanação do mesmo desenvolve-se a seguir.

O modelo SWAN

O modelo SWAN (*Simulating Waves Nearshore*) é um modelo de 3° geração, ou seja, capaz de calcular as interações não lineares entre as ondas. O SWAN é um modelo espectral em frequências e direções onde o comportamento cinemático das ondas é descrito pela teoria linear de ondas superficiais de gravidade (The SWAN team, 2008).

O SWAN é um modelo do tipo "*Phase Averaged"*, ou seja, utiliza a média da fase e por isso acaba não requerendo uma alta resolução espacial, como a necessária para validar modelos tipo "Phase Resolving".

Tal modelo inclui propagação refrativa com *shoaling (empinamento)* e mudanças de características das ondas devido as variações espaciais na profundidade (Ris, 1997). Abaixo, segue os processos de propagação da onda os quais são representados pelo SWAN (The SWAN team, 2008):

- Propagação através do espaço geográfico;
- Refração devido a variações espaciais no fundo e variações espaciais nas correntes;
- Empinamento devido a variações espaciais no fundo e variações espaciais nas correntes;
- Bloqueio e reflexão por oposição de correntes;
- Transmissão através de obstáculos, bloqueio ou reflexão por obstáculos.

Os processos de geração e dissipação de energia das ondas dentro do SWAN são:

- Geração de ondas pelo vento;
- Dissipação tipo *whitecapping (transbordamento da crista);*
- Dissipação devido à quebra de ondas induzida pela profundidade;
- Dissipação devido à fricção com o fundo;
- Interações não-lineares entre as ondas (incluindo interações triplas e quádruplas);
- *Set-up* da superfície marinha induzido pela onda.

As grades espaciais que necessitam ser definidas para compilaram no SWAN são (The SWAN team, 2008):

- uma grade computacional espacial para que o SWAN seja executado;
- uma, ou mais grades espaciais para: o fundo, o campo de corrente, o nível da água, a fricção com o fundo, o vento. Porém, se o vento e a fricção de fundo forem uniformes sobre toda a área de modelagem, essa grade não é necessária;
- uma, ou mais grades espaciais para a saída dos dados requeridos.

Informações mais detalhadas sobre as funções do SWAN são encontradas em Booij (1999) e Holthuijsen (2007).

3.1.2 Velocidade Crítica do sedimento

A velocidade crítica do sedimento tem sido objeto de estudo de vários pesquisadores, resultando em muitas incertezas em relação a sua determinação.

O limiar do movimento do sedimento é mais precisamente determinado em termos do estresse de cisalhamento no fundo (τ). Porém, pela dificuldade em determinar esse estresse, os pesquisadores apresentam curvas de velocidades críticas usando cálculos da velocidade orbital máxima próxima ao fundo (Clifton e Dingler, 1984).

A maioria dos pesquisadores propõe equações distintas da velocidade limiar do sedimento para camada limite de fundo laminar e turbulenta. Há uma grande confusão e dificuldade na análise da transição entre essas duas condições de fluxo. Embora diferentes equações tenham sido testadas sob tais condições, a transição parece variar de acordo com a equação específica que é empregada (Komar e Miller, 1973; Le Roux, 2001).

Komar e Miller (1973) utilizaram dados laboratoriais tendo o controle do fluxo e dos sedimentos nele presentes. Assim, os mesmos chegaram a uma equação que determinaria a velocidade orbital crítica do sedimento para situações de camada limite laminar.

Mais tarde, em 1974, após aprimorarem seus estudos, Komar e Miller propuseram duas equações distintas, uma para camada limite laminar (diâmetro dos sedimentos menor do que 0,05 cm) e outra para camada limite turbulenta (sedimentos com diâmetro maior do que 0,05 cm).

Nas equações propostas por Komar e Miller (1974), o diâmetro do sedimento $D = 0{,}05cm$ divide o fluxo em laminar ($D < 0{,}05cm$) e turbulento ($D > 0{,}05cm$). Porém, esses valores nem sempre são precisamente observados em condições reais. Assim, equações baseadas nas características dos fluxos podem levar a grandes erros, principalmente quando o fluxo está em transição entre laminar e turbulento (Le Roux, 2001).

Le Roux (2001) propõe uma nova equação de velocidade crítica, a qual não delimita a mobilização dentro da camada limite laminar ou turbulenta. Para isso ele plota a nova velocidade crítica adimensional contra a velocidade de sedimentação também adimensional e obtém sucesso em seus resultados.

Segundo Le Roux (2001) as vantagens para que a equação proposta por ele seja utilizada são várias:

- Não requer o conhecimento do diâmetro orbital d_0;
- É mais precisa do que as equações dos métodos anteriores;
- Pode ser usada para grãos de diferentes tamanhos e densidades;
- Pode ser usada para fluxos de camada limite de fundo laminar, turbulenta ou até mesmo em transição em entre os dois tipos de fluxo;
- Pode ser usada para densidades e viscosidades de fluxo distintas;
- Leva em conta a viscosidade dinâmica, não considerada nos métodos anteriores.

Um resumo das Equações para cálculo das velocidades críticas dos sedimentos (U_{wcr}) está presente na Tabela 1.

Tabela 1. Equações de velocidade limiar do sedimento propostas por Komar e Miller (1974) e Le Roux (2001). Sendo: U_w a velocidade orbital limiar (cm/s); D o diâmetro do grão (cm); g a aceleração da gravidade (valor constante de 981 cm/s^2); ρ a densidade do fluido (g/cm^3); ρ_s a densidade do grão (g/cm^3); ρ_γ a densidade da partícula submersa (g/cm^3) sendo $\rho_\gamma = \rho_s - \rho$; *s* é a razão entre ρ_s e ρ ($s = \rho_s / \rho$); T o período da onda (s); θ_{wl} o parâmetro tipo Shields para velocidade orbital limiar adimensiopnal ($\theta_{W1} = 0.0246 W_d^{-0.55}$ e $W_d = 1.6\left[\frac{gD(\rho_s - \rho)}{\rho}\right]^{0.5} .\left[\rho^2 / \mu g \rho_\gamma\right]$; e μ a viscosidade dinâmica do fluido;

Para fluxos laminares e turbulentos separadamente
Komar e Miller (1974)
$U_{wcr} = [0{,}118 g(s-1)]^{2/3} D^{1/3} T^{1/3}$ *para* $D < 0{,}05cm$ *(fluxo laminar)*
$U_{wcr} = [1{,}09 g(s-1)]^{4/7} D^{3/7} T^{1/7}$ *para* $D > 0{,}05cm$ *(fluxo turbulento)*
Para ambos fluxos laminares e turbulentos
Le Roux (2001)
$U_{wcr} = -0{,}01\left[\frac{(\theta_{wl} g D \rho_\gamma)^2}{\left(\frac{\rho\mu}{T}\right)}\right] + 1{,}3416\left[\frac{\theta_{wl} g D \rho_\gamma}{\left(\frac{\rho\mu}{T}\right)^{0,5}}\right] - 0{,}6485$

4 METODOLOGIA

Para se analisar a mobilidade do fundo na plataforma continental do Espírito Santo, basicamente três etapas precisam ser efetuadas: modelagem da propagação das ondas através da plataforma continental e cálculo da velocidade orbital máxima da onda próxima ao fundo; cálculo da velocidade orbital crítica do sedimento; e por fim, a comparação entre os valores resultantes dos cálculos anteriores.

4.1 DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE MÁXIMA ORBITAL DA ONDA NO FUNDO

A modelagem da propagação das ondas através da plataforma continental do Espírito Santo e o cálculo da velocidade orbital máxima da onda no fundo marinho serão realizados através de modelagem numérica do modelo SWAM.

O modelo SWAN calcula a Velocidade Orbital Máxima próxima ao Fundo do seguinte modo:

$$U_{bot} = \sqrt{2} U_{rms} \tag{3}$$

onde $U_{rms}^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2 kh} E(\sigma,\theta) d\sigma d\theta$ (4)

onde $\sigma^2 = gk \tanh(kh)$ para ondas lineares, g é a aceleração da gravidade, k é o número de ondas ($k = 2\pi / \lambda$) e h é a profundidade no local.

Para alcançar os objetivos, como dados de entrada o modelo necessita de uma grade computacional espacial e uma grade computacional de fundo (batimetria). Além disso, o modelo também requer as características da onda incidente, como altura significativa, período e direção de propagação da onda.

A grade computacional espacial foi uniforme e retangular (100x100) abrangendo toda a área de estudo (Figura 9). Desta forma, a distância entre cada ponto de grade é de 1180m na direção Leste-Oeste e 1360m na direção Norte-Sul, indicando uma média resolução. A grade apresenta o contorno Sul, Este e Norte abertos, e apenas o Oeste fechado, caracterizado pela presença da costa.

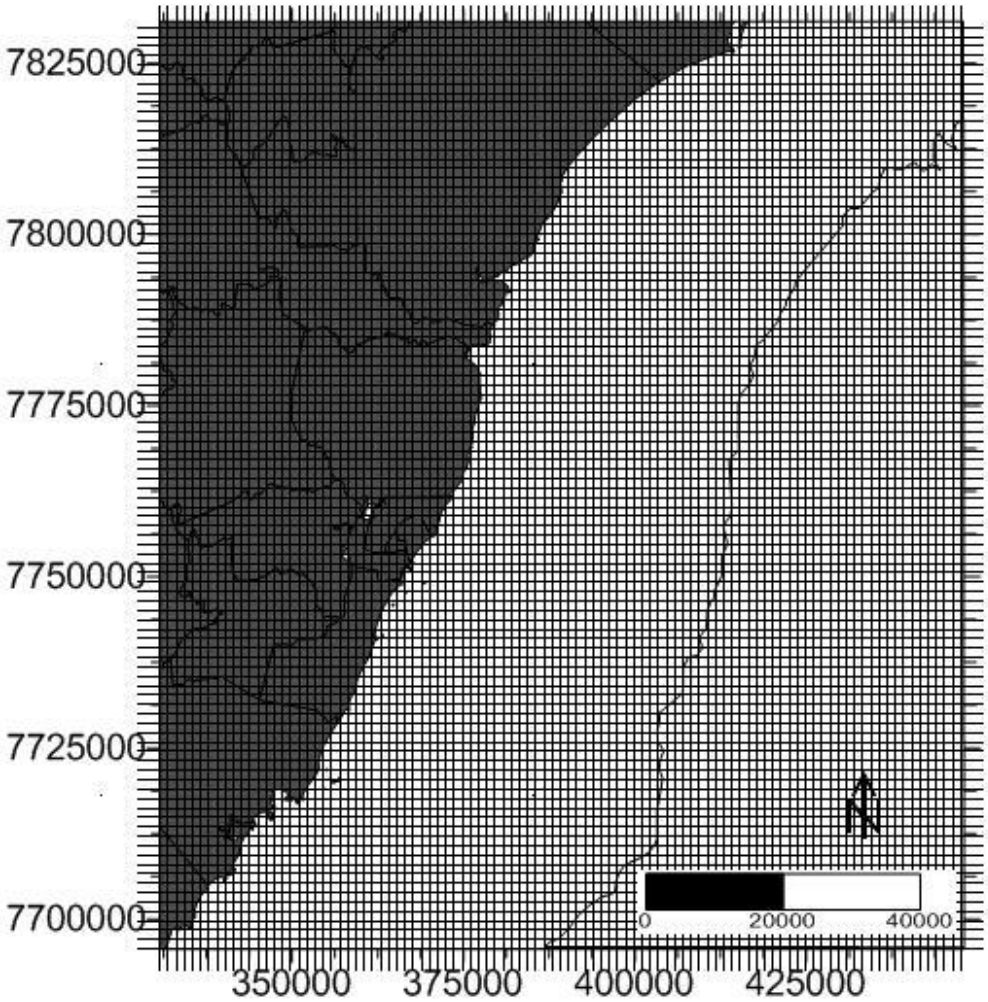

Figura 9. Demostração da grade computacional 100x100 utilizada no modelo SWAN confeccionada no Sotware Surfer 9.

Para análise da área de estudo desconsiderou-se os resultados para áreas mais profundas que 90m, garantindo assim a cobertura de toda a região da plataforma continental.

Os dados batimétricos foram cedidos pelo Centro de Hidrografia da Marinha - Diretoria de Hidrografia e Navegação – Marinha do Brasil (CHM – DHN – MB). Uma interpolação da batimetria foi realizada no Software Surfer 9, e é representada pela Figura 10.

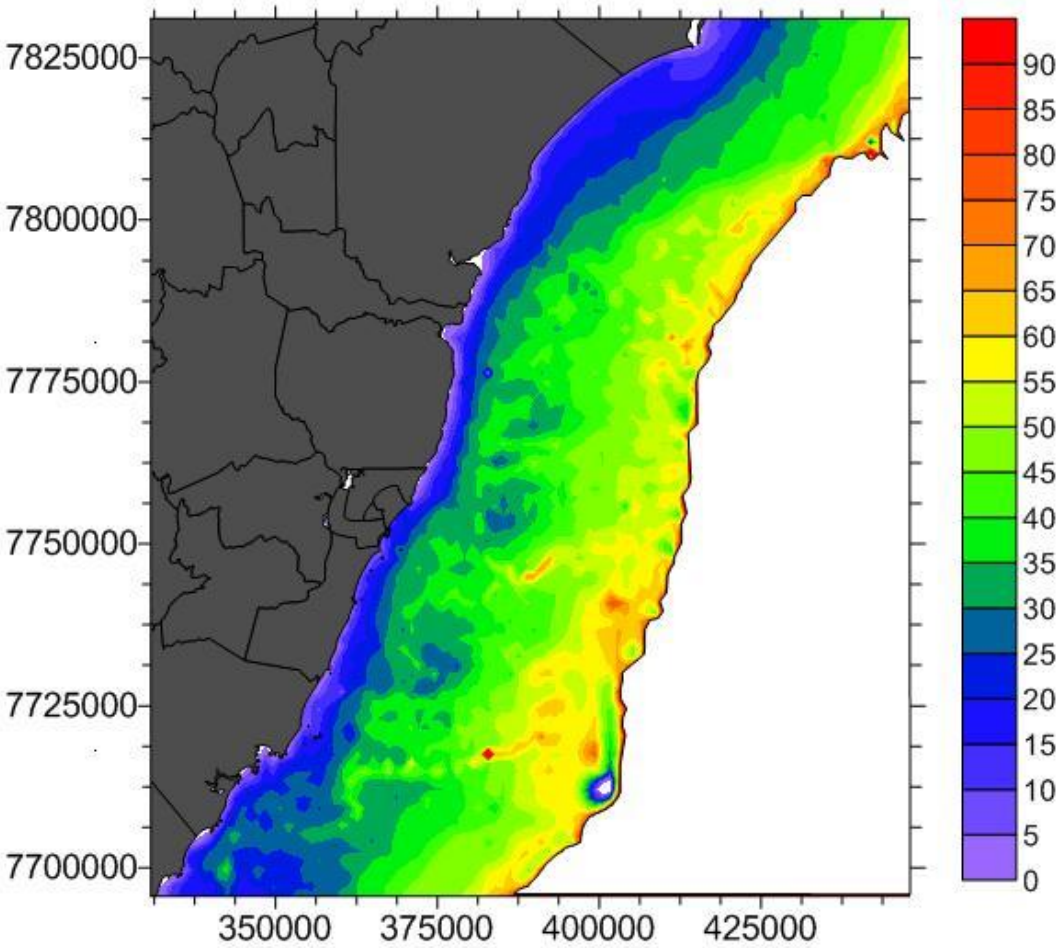

Figura 10. Batimetria da área de estudo. Fonte dos dados batimétricos: CHM – DHN – MB

Uma análise do clima de ondas na região foi realizada com base nos estudos de Pianca e colaboradores (2010) e Piumbini (2009), a fim de determinar os cenários a serem aqui representados (Tabela 2). Os cenários são resultado da análise da observação das características da onda de ambos os estudos. A partir disso pôde-se estipular os cenários utilizados neste estudo.

Tabela 2. Características dos Cenários utilizados. A direção de incidência das ondas é estabelecida a partir da Rosa dos Ventos.

	Altura da onda(m)	Período da onda (s)	Direção da onda (º)
CENÁRIO 1	1	7	60 (NE)
CENÁRIO 2	1	7	90 (E)
CENÁRIO 3	1	10	90 (E)
CENÁRIO 4	2.5	12	150 (SE)
CENÁRIO 5	4.0	12	150 (SE)

4.1 DETERMINAÇÃO DA VELOCIDADE ORBITAL CRÍTICA DO SEDIMENTO

A segunda etapa da metodologia consiste no cálculo da velocidade orbital crítica do sedimento (U_{wcr}).

A observação dos mapas faciológicos produzidos por Albino (1999), Albino e colaboradores (2001) e Marangoni (2009) auxiliou na escolha dos parâmetros granulométricos a serem utilizados neste trabalho. Deste modo, as classes granulométricas serão: areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa, e areia muito grossa, por essas classes representarem bem a granulometria da região. A composição dos grãos será carbonática, devido à predominância desse tipo de grão em quase toda a plataforma, apesar da presença de grãos de quartzo nas redondezas de desembocaduras de rios.

O cálculo da U_{wcr} foi realizado tanto pela equação de Le Roux (2001) quanto pelas equações de Komar e Miller (1974), sendo que para essa última, o diâmetro $D = 0{,}05cm$ foi incluído como transportado por fluxo laminar (equação para $D < 0{,}05cm$).

KOMAR E MILLER (1974)

$$U_{wcr} = [0{,}118g(s-1)]^{2/3} D^{1/3} T^{1/3} \quad \text{para} \quad D < 0{,}05cm \text{ (fluxo laminar)} \qquad (5)$$

$$U_{wcr} = [1{,}09g(s-1)]^{4/7} D^{3/7} T^{1/7} \quad \text{para} \quad D > 0{,}05cm \text{ (fluxo turbulento)} \qquad (6)$$

LE ROUX (2001)

$$U_{wcr} = -0{,}01\left[\frac{(\theta_{wl} g D \rho_\gamma)^2}{\left(\frac{\rho\mu}{T}\right)}\right] + 1{,}3416\left[\frac{\theta_{wl} g D \rho_\gamma}{\left(\frac{\rho\mu}{T}\right)^{0{,}5}}\right] - 0{,}6485 \quad (7)$$

Ambas as Equações de Le Roux e de Komar e Miller representam bem a composição carbonática do sedimento já que as mesmas necessitam do valor de densidade do grão (ρ_S).

De acordo com Nichols (2009), a densidade de grãos carbonáticos varia entre 2.72 e 2.94g/m^3. Assim, o valor de ρ_S, aqui utilizado, consiste no valor médio entre os limites acima citados, ou seja, $\rho_S = 2.83$ g/m^3. A escolha foi de tal forma a não ceder espaço à super ou subestimação da mobilização dos sedimentos. Quanto à densidade da água, utilizou-se $\rho = 1.035$ g/m^3. Como $s = \rho_s - \rho$, então $s = 1.795$ g/m^3. Considerou-se a aceleração da gravidade (g) como 981 cm/s^2, e a viscosidade dinâmica μ como 0,01 g/cm.s.

Le Roux (2001) afirma que o parâmetro do tipo Shields para a velocidade orbital crítica adimensional é dado por $\theta_{W1} = 0.0246 W_d^{-0.55}$, sendo W_d a velocidade de sedimentação adimensional, a qual pode ser calculada segundo o diâmetro adimensional do grão D_d ($D_d = D\sqrt[3]{[\rho g \rho_\gamma / \mu^2]}$). O D_d e a fórmula do W_d utilizado estão dispostos na tabela abaixo (Tabela 3).

Tabela 3. Valores do diâmetro adimensional para cada um dos cinco diâmetros de sedimentos utilizados, com a correspondente fórmula de W_d.

DIÂMETRO DO GRÃO	D_d	W_d
D=0.1cm	26.32	$W_d = (0.8255 D_d - 5.4)^{2/3}$
D=0.05cm	13.16	$W_d = (0.2636 D_d - 0.37)$
D=0.025cm	6.58	$W_d = (0.2636 D_d - 0.37)$
D=0.0125cm	3.29	$W_d = (0.2636 D_d - 0.37)$
D=0.0062cm	1.63	$W_d = (0.208 D_d - 0.0652)^{3/2}$

O diâmetro do sedimento (D) depende da classe granulométrica utilizada. Os valores de cada classe foram escolhidos considerando o menor valor dentro do intervalo proposto por Guerra e Cunha (1996). São eles: $D = 0{,}062mm$ (areia muito fina), $D = 0{,}125mm$ (areia fina), $D = 0{,}25mm$ (areia média), $D = 0{,}5mm$ (areia grossa) e $D = 1mm$ (areia muito grossa). O período da onda (T) será adotado de acordo com o cenário (Tabela 2).

4.3 POTENCIAL DE MOBILIDADE DO FUNDO MARINHO

Ao fim das duas etapas iniciais, pode-se realizar o cálculo da mobilidade de sedimento (mob) subtraindo-se a velocidade orbital máxima da onda (U_{bot}) pela velocidade orbital crítica do sedimento (U_{wcr}) em cada ponto da grade computacional:

$$mob = U_{bot} - U_{wcr} \tag{6}$$

Se U_{bot} for maior que U_{wcr}, então há mobilização do fundo marinho. Caso contrário, U_{bot} menor ou igual a U_{wcr}, os grãos permanecem estáveis no fundo marinho.

Utilizando de ferramentas como o Matlab e o Surfer 9, pode-se plotar mapas que indicam o potencial de mobilização para cada cenário.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 VELOCIDADE ORBITAL CRÍTICA DOS SEDIMENTOS

5.1.1 Descrição dos resultados

A velocidade orbital crítica para cada diâmetro de grão foi calculada segundo as equações de Le Roux (2001) e Komar e Miller (1974). A comparação dos valores de cada equação é exposta nas Figuras 11, 12 e 13. Os valores exatos da velocidade orbital crítica para cada diâmetro se encontra no ANEXO 1.

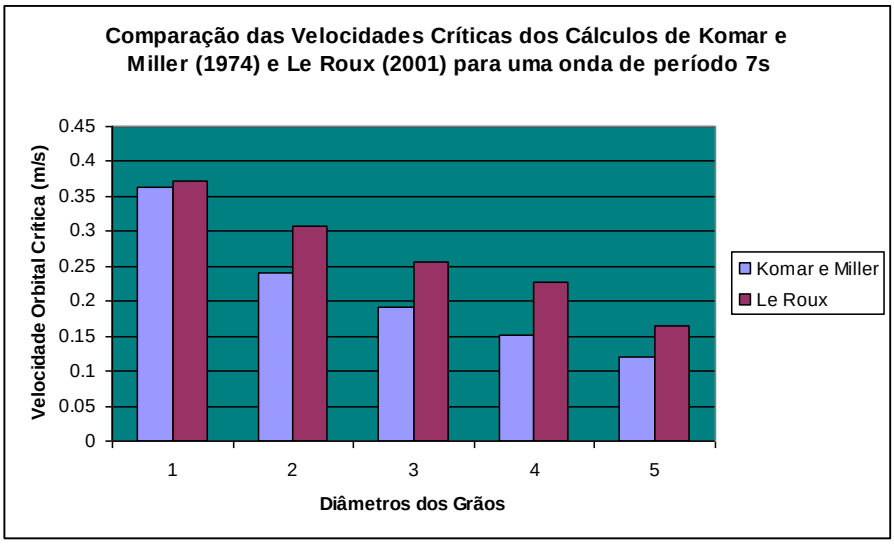

Figura 11. Gráfico de comparação das velocidades críticas entre os cálculos de Komar e Miller (1974) e Le Roux (2001) para uma onda com período de 7s. Os diâmetros dos grãos estão representados por números de 1 a 5, sendo 1=diâmetro de 0.1cm, 2=diâmetro de 0.05cm, 3=diâmetro de 0.025cm, 4=diâmetro de 0.00125cm e 5=0.00062cm.

A velocidade crítica de mobilização é maior para grãos de maiores diâmetros e menor para grãos de menores diâmetros, o que já era esperado. Tal velocidade tende a aumentar de acordo com que o período da onda aumenta como se pode ver na relação diretamente proporcional entre T e U_{wcr} tanto nas equações de Komar e Miller (1974) quanto na equação de Le Roux (2001).

De forma geral, para todos os períodos da onda, as maiores velocidades críticas foram as derivadas da equação de Le Roux, enquanto que as menores

foram as calculadas segundo as equações de Komar e Miller, como pode ser visto nas Figuras 11, 12 e 13.

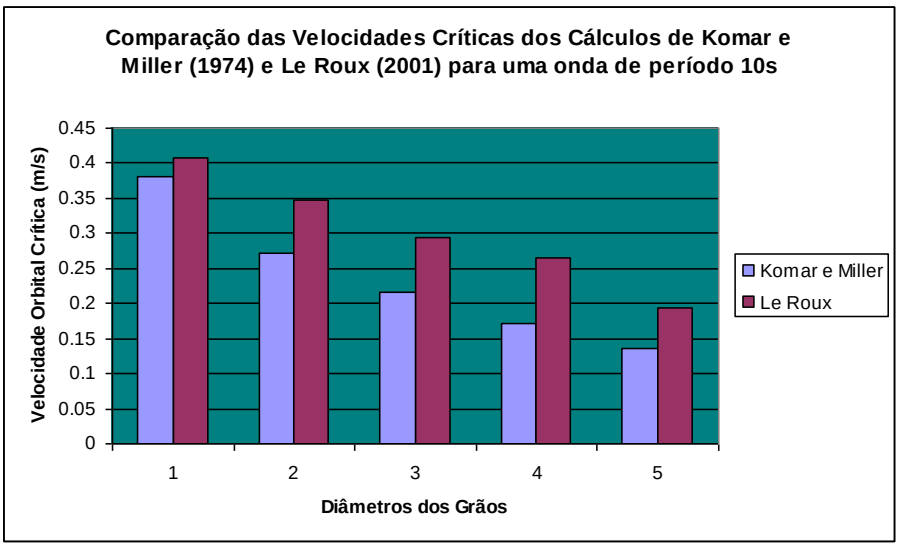

Figura 12. Gráfico de comparação das velocidades críticas entre os cálculos de Komar e Miller (1974) e Le Roux (2001) para uma onda com período de 10s.
Os diâmetros dos grãos estão representados por números de 1 a 5, sendo 1=diâmetro de 0.1cm, 2=diâmetro de 0.05cm, 3=diâmetro de 0.025cm, 4=diâmetro de 0.00125cm e 5=0.00062cm.

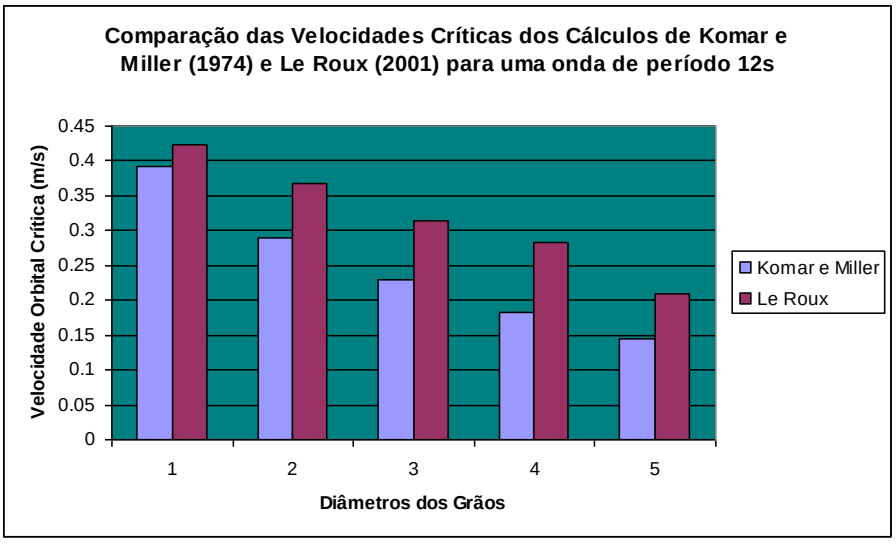

Figura 13. Gráfico de comparação das velocidades críticas entre os cálculos de Komar e Miller (1974) e Le Roux (2001) para uma onda com período de 12s. Os diâmetros dos grãos estão representados por números de 1 a 5, sendo 1=diâmetro de 0.1cm, 2=diâmetro de 0.05cm, 3=diâmetro de 0.025cm, 4=diâmetro de 0.00125cm e 5=0.00062cm.

Apesar da descontinuidade existente nas equações de Komar e Miller quanto à mobilização do grão de diâmetro D=0,05cm, é importante frisar que para otimizar a mobilização, considerou-se tal diâmetro como sendo mobilizado por um fluxo laminar.

5.1.2 Discussão

As velocidades críticas (U_{wcr}), tanto segundo os cálculos de Komar e Miller (1974) quanto segundo os de Le Roux (2001), mantiveram o padrão já esperado, onde maiores diâmetros de grãos resultam em maiores velocidades críticas de mobilização.

Quando se observa as Figuras 11, 12 e 13 percebe-se que os valores de U_{wcr} utilizando a equação de Le Roux (2001) foram maiores se comparados aos resultados das equações de Komar e Miller (1974).

O percentual de diferença entre os resultados dos dois métodos varia de acordo com o diâmetro e atingiu um máximo de aproximadamente 50%. Tal diferença pode ser explicada devido ao fato de Le Roux considerar a viscosidade dinâmica do fluido em sua equação enquanto Komar e Miller a ignoram.

Segundo Sparks e colaboradores (2009), a viscosidade é frequentemente considerada como o atrito do fluido ou a resistência ao fluxo quando o líquido está em movimento. Sendo assim, considerando tal fator, a dificuldade em mobilizar o sedimento aumenta, e consequentemente a velocidade crítica de mobilização também aumenta.

5.2 PROPAGAÇÃO DA ONDA

5.2.1 Descrição dos resultados

A compilação de ondas monocromáticas no modelo numérico SWAN resultou em ambas as distribuições espaciais da velocidade orbital máxima de fundo e da altura da onda. Ou seja, para cada ponto da grade computacional, obteve-se um valor de velocidade orbital máxima no fundo e de altura significativa da onda.

Os valores máximos e mínimos da velocidade orbital máxima de fundo (U_{bot}) para cada cenário encontram-se na Tabela 4 a seguir.

Tabela 4. Valores máximos e mínimos das velocidades orbitais de fundo para cada cenário.

	Ubot mínimo (m/s)	Ubot máximo (m/s)
CENÁRIO 1	0.0001	0.4880
CENÁRIO 2	0.0001	0.4449
CENÁRIO 3	0.0058	0.5011
CENÁRIO 4	0.0334	1.0644
CENÁRIO 5	0.1678	1.3558

Os pontos de maiores e menores velocidades orbitais em cada um dos 5 cenários foram plotados junto à distribuição de altura de ondas na região (Figuras 14 e 15).

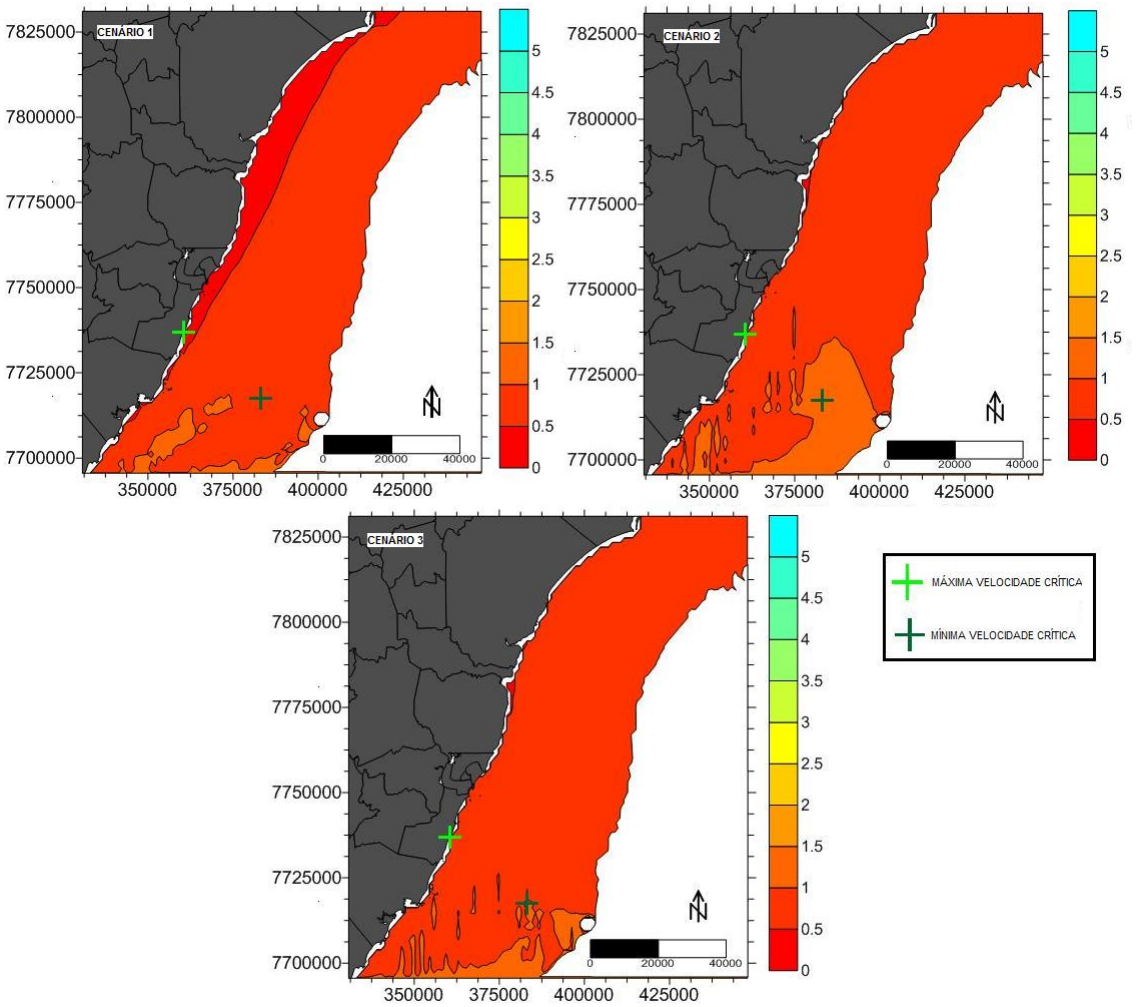

Figura 14. Distribuição da altura da onda (em metros) e pontos de máxima e mínima Velocidade orbital da onda para os cenários 1 (H:1m, T:7s, DIR:60º), 2 (H:1m, T:7s, DIR:90º) e 3 (H:1m, T:10s, DIR:90º pela Rosa dos Ventos).

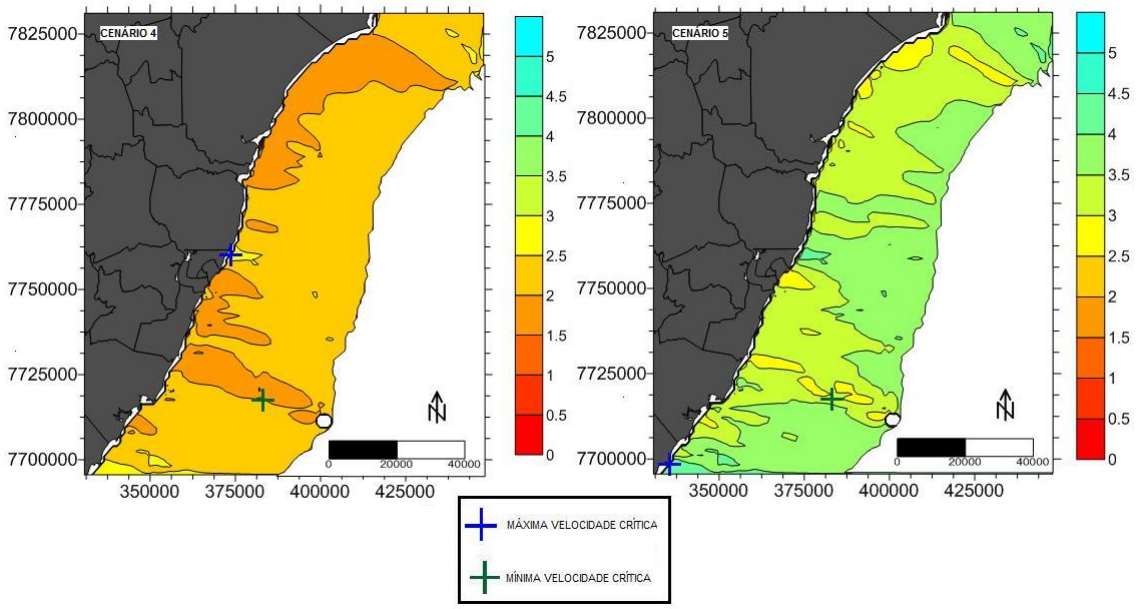

Figura 15. Distribuição da altura da onda (em metros) e pontos de máxima e mínima Velocidade orbital da onda para os cenários 4 (H:2,5m, T:12s, DIR:150º) e 5 (H:4m, T:12s, DIR:150º pela Rosa dos Ventos).

O valor máximo de velocidade orbital de fundo (aproximadamente 1,36 m/s) foi encontrado no Cenário 5, à profundidade de aproximadamente 9,0m nas proximidades da Praia do Além, UBU. Já o mínimo valor de velocidade orbital de fundo (aproximadamente zero) foi encontrado no Cenário 1, à profundidade de aproximadamente 124,3m em regiões mais a offshore localizadas no interior do Paleocanal de Guarapari.

Todos os cenários apresentaram as menores velocidades orbitais no mesmo local: interior do Paleocanal de Guarapari. Porém, as máximas velocidades orbitais variaram entre as proximidades da Praia de Ponta da Fruta (C1, C2 e C3), Praia de Carapebus-Serra (C4) e Praia do Além-Anchieta (C5).

A distribuição da altura de ondas no Cenário 1 é a mais regular, se apresentando de forma alinhada à costa. Os cenários 2 e 3 ainda apresentam certo alinhamento, porém algumas irregularidades já podem ser vistas. As alturas de onda dos Cenários 4 e 5 tendem a se distribuir de forma mais transversal à linha de costa.

A direção da onda permanece quase que constante em toda a área de estudo para todos os cenários (Figura 16).

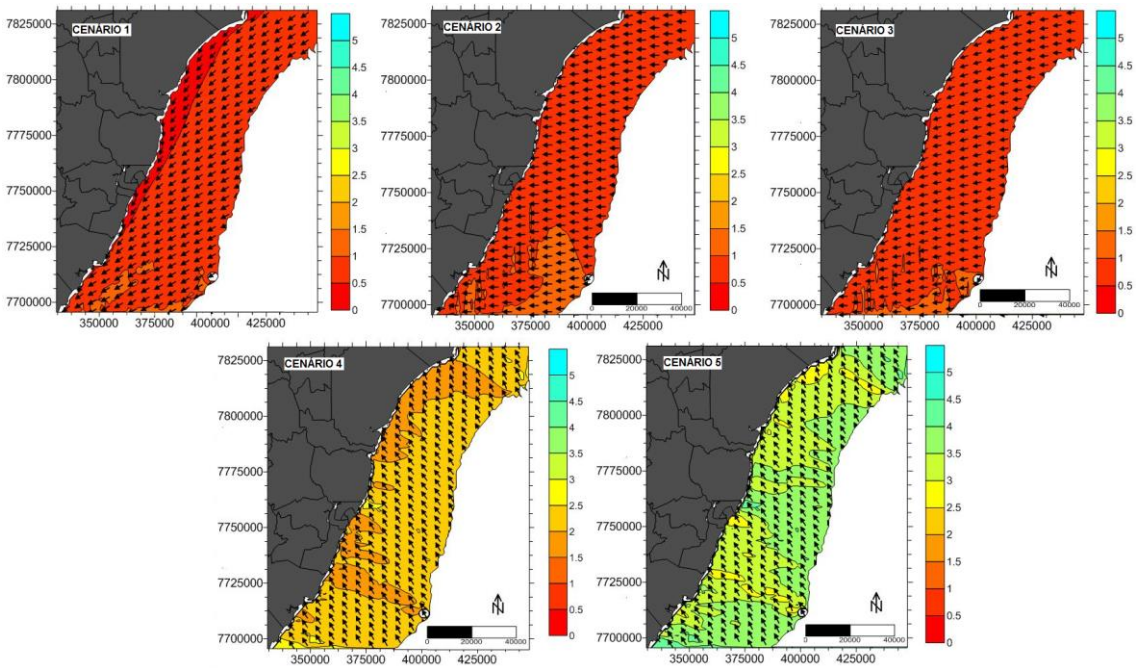

Figura 16. Direção da onda representada pelas setas para os cenários 1 (H:1m, T:7s, DIR:60º), 2 (H:1m, T:7s, DIR:90º), 3 (H:1m, T:10s, DIR:90º), 4 (H:2,5m, T:12s, DIR:150º) e 5 (H:4m, T:12s, DIR:150º). As direções são estabelecidas a partia da Rosa dos Ventos. Ao fundo a distribuição da altura da onda (em metros).

5.2.2 Discussão

A distribuição da velocidade orbital da onda próxima ao fundo teve seu valor máximo apresentado no cenário 5 em regiões próximas a Praia do Além, no município de Anchieta.

De acordo com estudos realizados por Nogueira e colaboradores (2009), a Praia do Além possui alta energia, uma vez que mobiliza e deposita sedimentos grossos a muito grossos. Silva (2009) também concluiu que granulometrias de areias grossas caracterizavam o local. Tais fatos, alta energia e transporte de sedimentos grossos, podem corroborar com o resultado de um alto valor de velocidade orbital máxima do fundo encontrado no local.

A mínima velocidade orbital de fundo foi encontrada no cenário 1 em regiões localizadas na plataforma externa no interior do Paleocanal de Guarapari. Isso

se dá devido a grande profundidade encontrada nessa região. Apesar de o Paleocanal de Vitória ser mais extenso (Marangoni, 2009), o Paleocanal de Guarapari, segundo a batimetria utilizada, apresenta as maiores profundidades, e assim, conseqüentemente as menores velocidades orbitais máximas de fundo.

O fato de que todos os menores valores da U_{bot} de cada cenário estarem localizados no interior do Paleocanal de Guarapari indica que mesmo com o uso de diferentes características de ondas, por ser um local muito mais profundo, a velocidade orbital no fundo sempre tende a ser menor.

Porém, os maiores valores da U_{bot} variam entre os cenários, e tem maior variação quando as alturas das ondas são distintas. O cenário 1, 2 e 3 apresentaram sua máxima U_{bot} nas proximidades da Praia de Ponta de Fruta.

Segundo Pavani (2006), a praia da Ponta da Fruta possui um alto nível de energia transportando tanto os grãos grossos quanto os finos. Essa afirmação indica certa eficiência de mobilidade dos sedimentos no local, o que pode explicar a máxima velocidade orbital de fundo encontrada no cenário em questão.

O cenário 4 resultou em uma maior U_{bot} nas redondezas da Praia de Carapebus, na Serra. Estudos ainda vêm sendo realizados nesta praia e resultados parciais de Machado (2010) mostram que em uma de suas estações de estudo na praia, há incidência de ondas com maiores alturas, e assim, a morfologia tende a responder com maior mobilidade.

A distribuição da altura da onda (H) no cenário 1 é a mais regular devido ao menor atrito da onda com o fundo. O cenário 2 apresenta uma distribuição da H bem semelhante à do cenário 1, porém, algumas pequenas irregularidades podem ser notadas e ocorrem devido a diferença da direção de propagação da onda na área de estudo e suas respectivas transformações ao longo da

propagação nesta área. No cenário 3 observa-se ainda uma semelhança com os cenários 1 e 2, porém, a distribuição da H apresenta valores maiores.

Já para os cenários 4 e 5, a distribuição da altura da onda acontece de forma mais irregular devido à grande interação entre a onda e o fundo nesses cenários. O cenário 4 apresenta uma distribuição de alturas de ondas relativamente menores em relação ao cenário 5, correspondendo à característica inicial da onda em cada cenário (C4: H=2,5m e C5: H=4,0m).

De acordo com os dados de saída do SWAN referentes à direção da onda observa-se que a mesma permanece quase que constante em toda a área de estudo, para todos os cenários. Isso porque nenhuma estrutura é significante ao ponto de gerar difração dentro da área de estudo, mesmo que tal fenômeno tenha sido levado em conta na modelagem. A variação da direção que ocorre próximo a costa é devida somente à refração.

5.3 POTENCIAL DE MOBILIZAÇÃO DO FUNDO MARINHO

5.3.1 Descrição dos resultados

Com a determinação da velocidade orbital crítica dos sedimentos e da velocidade orbital máxima no fundo, pôde-se calcular o potencial de mobilidade do fundo para cada ponto da grade computacional da área de estudo.

A partir disso, mapas de mobilidade do fundo ao longo da área de estudo foram gerados para cada cenário de acordo com os resultados das equações de Komar e Miller (1974) e de Le Roux (2001). Tais mapas podem ser visualizados na Figura 17 (cenários 1, 2 e 3) e Figura 18 (cenários 4 e 5).

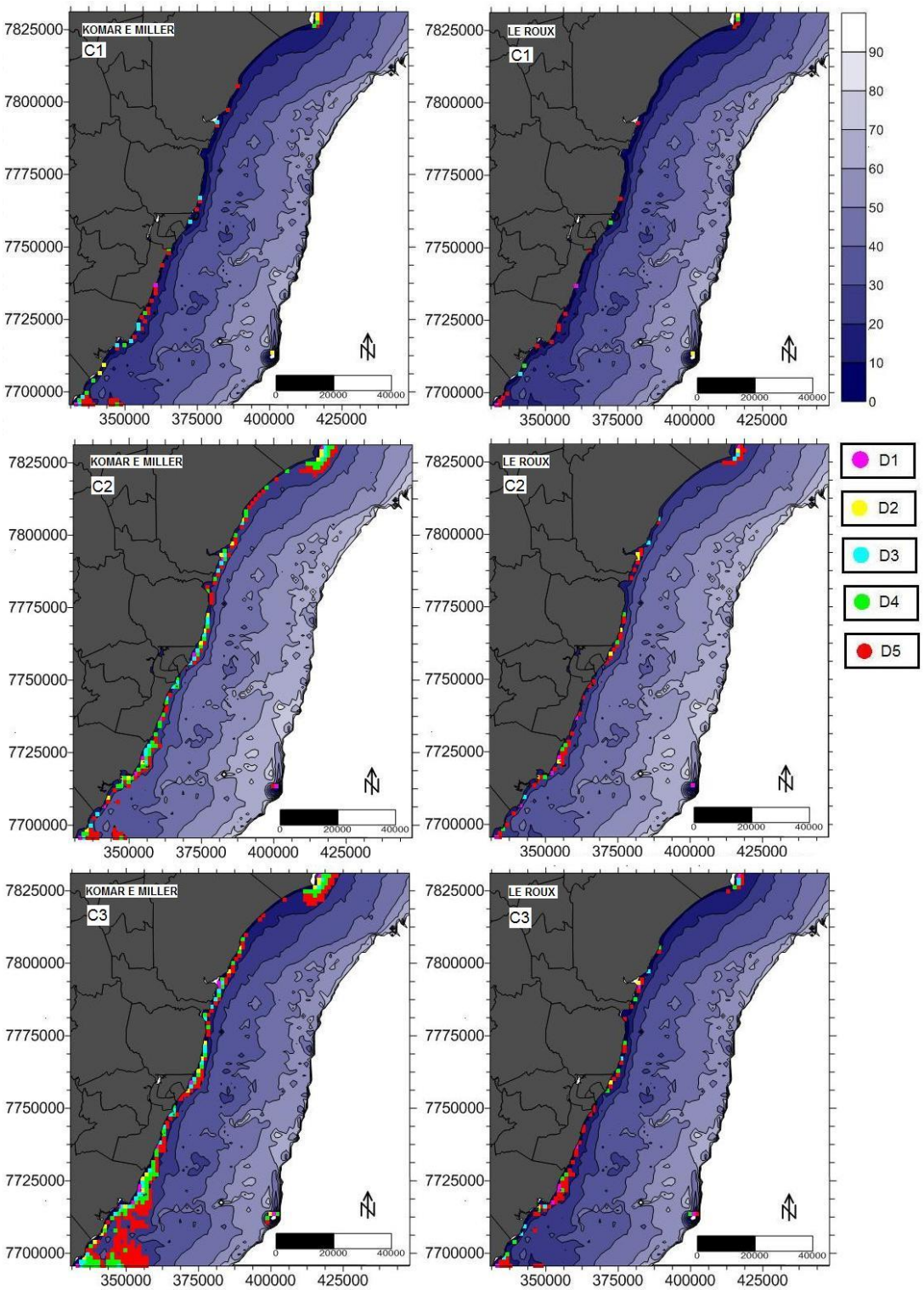

Figura 17. Comparação da mobilidade do fundo entre os cenários C1 (H:1m, T:7s, dir:60º), C2 (H:1m, T:7s, dir:90º) e C3 (H:1m, T:10s, dir:90º), sendo D=0,1cm (D1), D=0,05cm (D2), D=0,025cm (D3), D=0,0125cm (D4) e D=0,0062cm (D5).

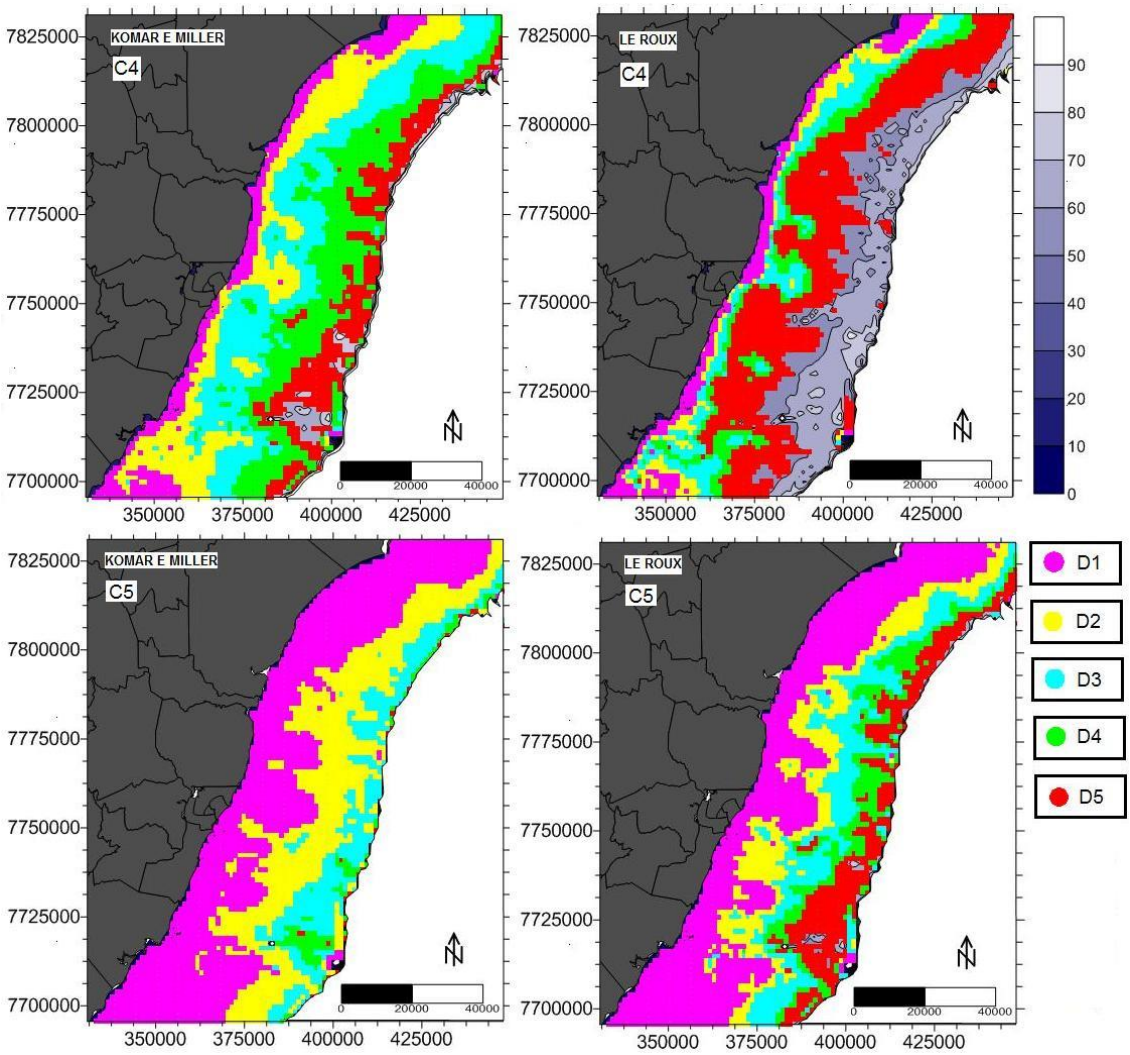

Figura 18. Comparação da mobilidade do fundo entre os cenários C4 (H:2,5m, T:12s, dir:150º) e C5 (H:4m, T:12s, dir:150º), sendo D=0,1cm (D1), D=0,05cm (D2), D=0,025cm (D3), D=0,0125cm (D4) e D=0,0062cm (D5).

Para todos os cenários, os sedimentos mobilizados em maiores profundidades correspondem aos sedimentos mais finos. Aproximando-se da linha de costa, os sedimentos mais grossos passam a ser mobilizados juntamente com os finos.

As profundidades máximas de mobilização variaram de acordo com o cenário em questão. A Tabela 6 apresenta uma comparação entre tais profundidades expondo também as diferenças entre os resultados de Komar e Miller (1974) e Le Roux (2001).

Tabela 5. Profundidades máximas para mobilização dos sedimentos no fundo em cada cenário, de acordo com resultados das equações de Komar e Miller e Le Roux.

MÁXIMA PROFUNDIDADE DE MOBILIZAÇÃO (m)		
	KOMAR E MILLER	LE ROUX
CENÁRIO 1	19.38	13.39
CENÁRIO 2	19.38	13.39
CENÁRIO 3	27.67	22.07
CENÁRIO 4	66.72	50.40
CENÁRIO 5	83.3	68.14

Assim, têm-se as maiores profundidades de mobilização para os resultados de Komar e Miller, e as menores profundidades de mobilização para Le Roux, correspondendo aos valores de velocidades críticas obtidas por cada um.

O cenário 5 apresentou a maior profundidade máxima de mobilização, o que pode ser observado na figura de mobilização do mesmo cenário (Figura 18). Por outro lado, a menor profundidade máxima de mobilização foi encontrada no cenário 1, o qual teve potenciais de mobilidade somente em regiões bem próximas à costa.

Levando em conta a mobilização do sedimento mais fino (areia muito fina, $D = 0{,}0062cm$), pôde-se obter a porcentagem do fundo de parte da plataforma continental do Espírito Santo (PCES) que foi mobilizado. No cenário 1, para os resultados de Komar e Miller (Figura 19), apenas 1,6% da plataforma continental da área de estudo é mobilizada, em contrapartida, no cenário 5 aproximadamente 99,6% da área é mobilizada. Já para os resultados de Le Roux (Figura 20), os valores foram um pouco menores, 0,6% para o cenário 1 e 97,8% para o cenário 5.

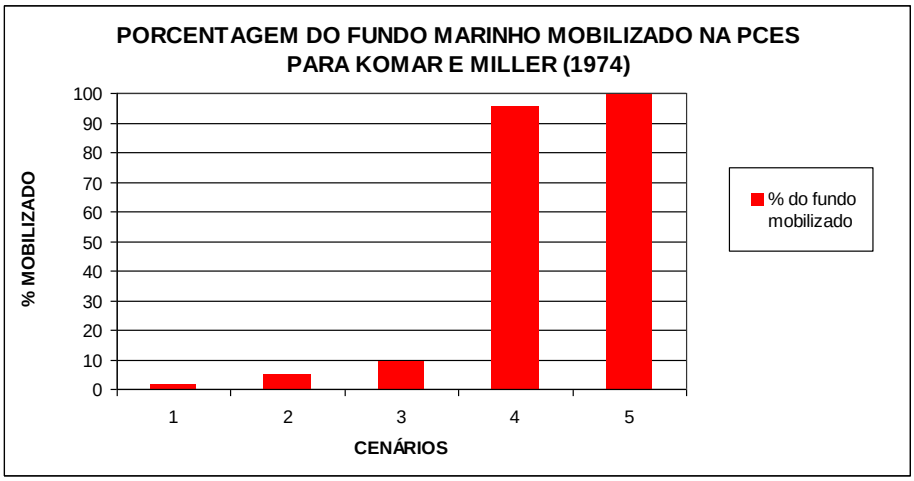

Figura 19. Porcentagem de mobilização do fundo marinho de acordo com os resultados de velocidade crítica dos sedimentos por Komar e Miller (1974).

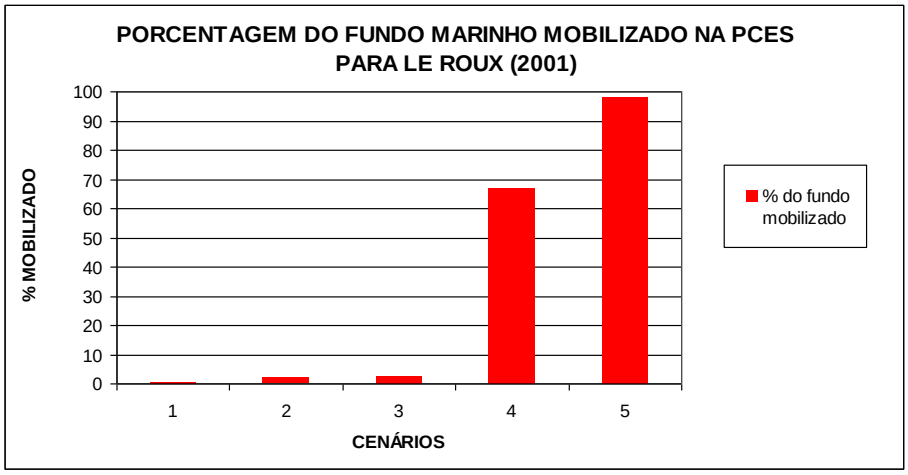

Figura 20. Porcentagem de mobilização do fundo marinho de acordo com os resultados de velocidade crítica dos sedimentos por Le Roux (2001).

5.3.2 Discussão

De forma geral, a mobilização do fundo da área de estudo variou em todos os cenários, mostrando sensibilidade a variações da direção, período e altura da onda e a variações da profundidade ao longo da área estudada.

A sensibilidade a mudanças na direção da onda incidente é pequena e pode ser observada nos cenários C1 e C2, onde as ondas vêm de 60º no C1 e de 90º no C2. Tal variação da mobilização do fundo está relacionada aos locais em que a onda passa e as mudanças que a mesma sofre, diferenciando assim o resultado final da mobilização entre os cenários acima citados.

Quanto ao período (T), a sensibilidade ocorre de forma pouco mais significativa, e pode ser observada nos cenários C2 ($T = 7s$) e C3 ($T = 10s$). Como o período é o tempo necessário para uma onda se mover a distância de um comprimento de onda (λ) se a velocidade da onda for constante, uma relação diretamente proporcional se estabelece entre T e λ.

De acordo com The Open University (1999) em águas com profundidades menores que a metade do comprimento da onda, águas rasas, a onda “sente” o fundo. Portanto, quanto maior o λ maior a profundidade que a onda pode influenciar na coluna d’água e conseqüentemente maior a probabilidade de mobilização do fundo. Então, quanto maior o T, maior o λ e maior é a profundidade que a onda é capaz de mobilizar. Por isso, o cenário 3 apresenta uma porcentagem de mobilização maior que o cenário 2.

A variação da altura da onda também gera mudanças no padrão de mobilização, as quais podem ser observadas nos cenários C4 ($H = 2{,}5m$) e C5 ($H = 4m$). Como pode ser visto na equação de U_{bot} proposta por Komar e Miller (1974) para uma onda monocromática, a altura da onda tem relação diretamente proporcional com a U_{bot}, ou seja, quanto maior a altura da onda, maior a U_{bot} e maior as chances de mobilização do fundo marinho, o que é claramente visível nos resultados.

Além das características da onda incidente, outro fator que tem relevância sobre a mobilização do fundo é a morfologia local, representada aqui por meio da batimetria. Tanto a fórmula de Velocidade Orbital do Fundo proposta por Komar e Miller (1974), quanto à utilizada pelo modelo numérico SWAN, relacionam inversamente a profundidade local com o valor da U_{bot}. Isso está de acordo com o pensamento de que quanto menor a profundidade, mais próximo ao fundo a onda pode influenciar, o que aumenta as chances potenciais de mobilização do fundo.

As variações da mobilização do fundo de acordo com a profundidade ocorrem em todos os cenários, porém, é mais evidente nos cenários C4 e C5 onde grande parte da Plataforma Continental é mobilizada.

Como observado por Marangoni (2009) existem irregularidades na batimetria a partir da isóbata de 30m, o que conseqüentemente gera irregularidades nos resultados de mobilidade do fundo. Os locais de menores mobilidades estão associados a ravinas (maiores profundidades) que compõem o fundo da Plataforma Continental da área de estudo identificadas por França (1979) e corroboradas pela batimetria local.

Observando-se os resultados de mobilização dos cenários C4 e C5, nota-se que as áreas sem mobilização ou somente com mobilização de sedimentos mais finos estão associadas principalmente às redondezas dos Paleocanais de Vitória e Guarapari.

No geral, observa-se um padrão de potencialidade de mobilização do fundo marinho, onde o Setor adjacente ao Rio Doce e o Setor do extremo Sul apresentam as maiores potencialidades, e o Setor central apresenta as menores potencialidades (Figura 21).

Esta diferença associa-se principalmente as distintas morfologias que caracterizam os setores. Enquanto o Setor do Rio Doce e o Setor do extremo Sul são compostos por baixas profundidades, o Setor central é composto por uma morfologia irregular com maiores valores de profundidades.

O alto potencial de mobilização sobre o delta do Rio Doce se deve à presença de menores profundidades proporcionadas pela grande deposição sedimentar do Rio Doce em forma de um delta submarino. Tal fato é relevante porque os sedimentos podem ser mobilizados mais próximos a quebra da plataforma, o que pode indicar um maior potencial de transferência de sedimento entre plataforma e talude.

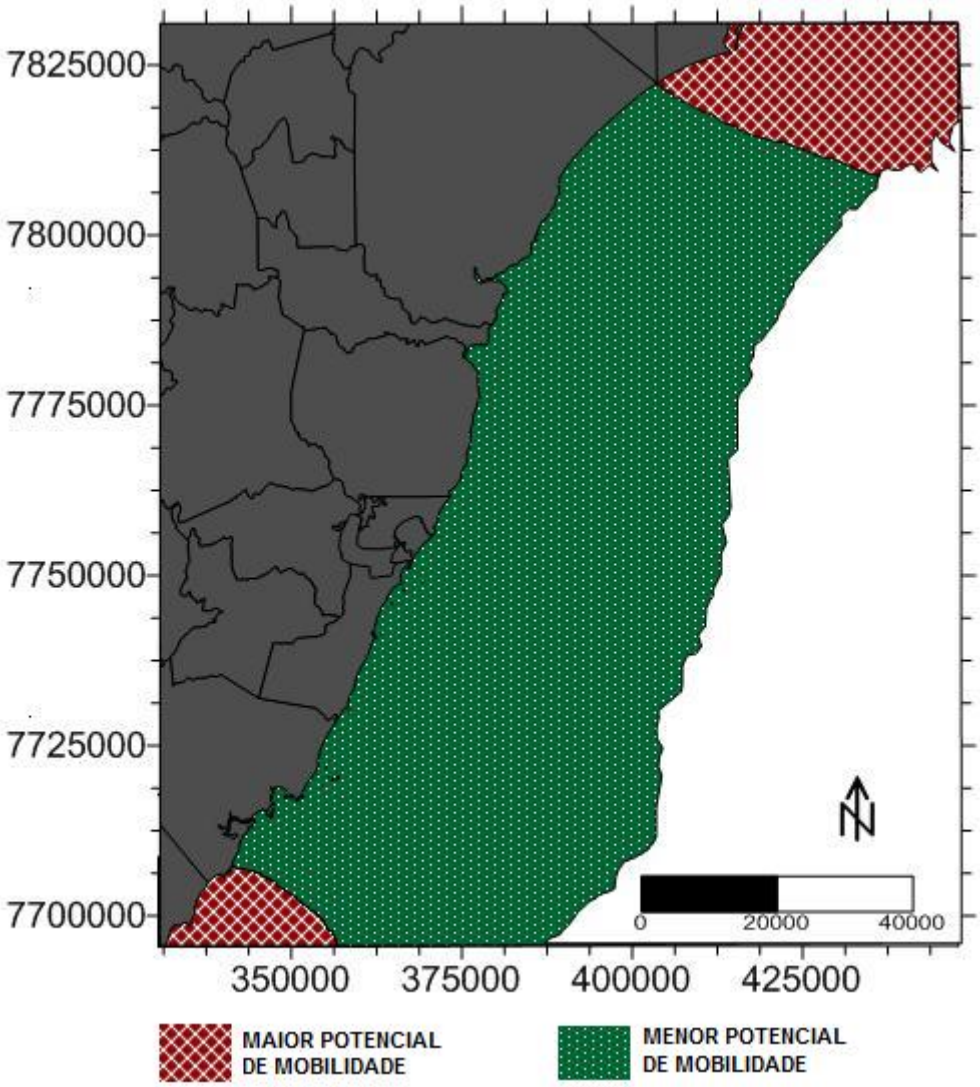

Figura 21. Divisão da área de estudo segundo a potencialidade de mobilização.

Em todos os cenários, para ambos os cálculos de U_{wcr}, os sedimentos mobilizados em maiores profundidades correspondem aos sedimentos mais finos, ou seja, mais susceptíveis à mobilização. A profundidade é menor quando se aproxima da linha de costa, proporcionando a mobilidade de sedimentos mais grossos juntamente com os finos.

Tal padrão de mobilização foi encontrado em vários outros estudos relacionados à mobilidade do fundo em plataformas continentais.

Um exemplo é o estudo de Campos e Dominguez (2010), o qual além de determinar a mobilidade do fundo da plataforma continental do litoral Norte do

estado da Bahia. Os autores associam também a mobilidade do fundo com as formas de fundo do local.

Outro estudo que apresenta o mesmo padrão de mobilização de sedimentos é o de Griffin e colaboradores (2008). Os autores analisaram a distribuição da mobilidade do grão na Plataforma Continental a Sudeste da Austrália e concluíram que a mobilização dos sedimentos acontecia de forma gradual, com um aumento da mobilidade de sedimentos mais grossos na plataforma interna (regiões mais próximas à costa).

Outro trabalho é o de Bastos e Collins (2002), onde a mobilidade do fundo marinho foi analisada na Costa de Dorset (Reino Unido). Os autores observam que a menores profundidades os sedimentos grossos podem ser mobilizados, enquanto que sedimentos mais finos são mobilizados tanto em regiões mais rasas quanto em regiões mais profundas.

6 CONCLUSÃO

Em todos os casos a velocidade crítica aumenta com o aumento do diâmetro do grão. Os valores calculados segundo as equações de Komar e Miller (1974) foram menores do que os encontrados segundo os cálculos da equação de Le Roux (2001), com um percentual de diferença de no máximo 50%. Desta forma, quando se deseja enfatizar a mobilização e aumentar as margens de segurança quanto à mobilidade do fundo marinho, a equação de Komar e Miller é a mais indicada.

As mínimas velocidades orbitais de fundo, em todos cenários, localizaram-se no interior do Paleocanal de Guarapari, devido às altas profundidades ali presentes. As máximas velocidades orbitais de fundo variaram de acordo com o cenário. No cenário 1, 2 e 3 as máximas velocidades orbitais se localizaram na Praia de Ponta da Fruta-Vila Velha, enquanto que no cenário 4 e 5, se localizaram na Praia de Carapebus-Serra e na Praia do Além-Anchieta.

A altura da onda se encontra de forma mais alinhada à costa no cenário 1, enquanto que no cenário 5 observam-se as maiores irregularidades devido ao aumento da interação da onda com o fundo. A direção da onda permanece constante em quase toda a área de estudo, com mudanças apenas nas proximidades da costa, ocasionadas pelo processo de refração.

A mobilidade do fundo se mostra sensível a variações na altura da onda, no período da onda, na direção da onda e na morfologia. O potencial de mobilização tende a aumentar com o aumento da altura e do período da onda. Em relação à direção, ondas incidentes do quadrante Este (90º) tendem a mobilizar mais o fundo do que ondas vindas de Nordeste (60º), provavelmente devido a diferentes interações que as mesmas fazem com o fundo marinho, modificando assim, suas características básicas. Quanto à morfologia, maiores profundidades (como os Paleocanais de Guarapari e de Vitória) apresentam menores potencialidades de mobilização do fundo enquanto que menores profundidades (como o Delta do Rio Doce e as regiões rasas mais na extremidade Sul) resultam em maiores potencialidades de mobilização.

Como resultado geral, pode-se dividir a área de estudo em três domínios que representam a proporção do potencial de mobilização do fundo marinho: domínio mais a Norte, adjacentes à desembocadura do Rio Doce, onde o potencial de mobilização é maior; domínio Central, com morfologias irregulares, compreendendo os menores valores de potencialidade de mobilização; e domínio mais a Sul, onde o potencial de mobilização volta a ser significantemente alto, devido à presença de feições rasas irregulares.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Albino, J. **Processos de Sedimentação Atual e Morfodinâmica das Praias de Povoação, ES.** Tese de doutorado. Programa de Pós Graduação em Geologia Sedimentar. Instituto de Geociências – USP pg. 182, 1999.

Albino, J.; Oliveira, R.M.S.; Maia, L. P.; Alencastre, K. **Processos atuais de sedimentação marinha e praial do litoral de Vitória, ES**. Relatório final de pesquisa. Fundo de Amparo à Ciência e Tecnologia (FACITEC). Vitória-ES, 2001.

Bastos, A. C. e Collins, M. **Seabed mobility and sand transport pathways along the Dorset inner continental shelf (southern UK)**. Internal Document nº85. Southampton Oceanography Centre. 2002.

Booij, N.; Ris, R.C.; Holthuijsen, L.H. **A third-generation wave model for coastal regions**. 1999.

Campos e Dominguez. **Mobility of sediments due to wave action on the continental shelf of the northern coast of the state of Bahia.** BRAZILIAN JOURNAL OF OCEANOGRAPHY, 58(special issue PGGM):57-63, 2010.

Clifton, H. E.; Dingler, J. R. **Wave-formed structures and paleoenvironmental reconstruction**. In: B. Greenwood and R.A. Davis, Jr. (Editors), Hydrodynamics and Sedimentation in Wave-Dominated Coastal Environments. Mar. Geol**.**, v. 60, p. 165-198, 1984.

França, A.M.C. 1979. Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. In: **Geomorfologia da margem continental leste brasileira e das áreas oceânicas adjacentes**. Série Projeto Remac n.7. p.89-127.

Griffin, J.D.; Hemer, M.A.; Jones, B.G. **Mobility of sediment grain size distributions on a wave dominated continental shelf, southeastern Australia**. **Mar. Geol.**, v. 252, n. 1-2, p. 13-23, 2008.

Holthuijsen, L.H. **Waves in oceanic and coastal waters.** Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 387 p.

Komar, P.D. **Beach Processes and Sedimentation.** New Jersey: Prentice Hall, 1998.

Komar, P.D.; Miller, M.C. **The threshold of sediment movement under oscillatory water waves**. *J. Sed. Petrol.* 1973.

Komar, P.D.; Miller, M.C., 1974. **Sediment Threshold under oscillatory waves**. Proc. 14th Coastal Eng. Conf. ASCE. Copenhagen. 765-775.

Kowsmann, R.O. e Costa, M.P.A. 1979. **Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e da áreas oceânicas adjacentes**. Projeto Remac n. 8. 55p.

Le Roux, J.P. **A simple method to predict the threshold of particle transport under oscillatory waves**. Sedimentary Geology 143, 59– 70. 2001.

Machado, F. G. **Aspectos morfodinâmicos e vulnerabilidade erosiva da Praia de Carapebus Serra-ES**. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2010.

Marangoni, M.B. **Análise morfo-sedimentar da plataforma continental do Espírito Santo**. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2009.

Melo, E.; Gonzales, J. de A. **Coastal Erosion At Camburi Beach (Vitória, Brazil) And Its Possible Relation To Port Works.** Proceedings of the 4th

International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries –COPEDEC IV, pp. 397-411, Rio de Janeiro, Brazil, 1995.

Moscon, D.M.C. **Sedimentologia e dinâmica de formas de fundo associadas a eventos de alta energia**. Dissertacao (Mestrado) – Instituto de Geociencias, Universidade Federal Fluminese, Rio de Janeiro.

Nichols, G. **Sedimentology and stratigraphy.** Wiley Blackwell, 2009. p. 29.

Nogueira, I. C. M.; Bernardo, G. A.; Bisi, F. N.; Silva, A. E. **Caracterização momentânea da morfodinâmica da Praia do Além, Anchieta – ES.** XXI Semana Nacional de Oceanografia. Resumos pg – pg. Belém, ISBN.

Patchineelam, S. M. Circulação oceânica. In: BAPTISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A.; SICHEL, S. E. **Introdução à Geologia Marinha**. 1 ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2004.

Pavani, F.C. **Determinação da direção e da taxa de transporte longitudinal no arco praial compreendido entre a Praia da Ponta da Fruta, Vila Velha e Setiba, Guarapari – ES**. Monografia (Graduação em Oceanografia) – Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2006.

Pianca, C.; Mazzini, P.L.F.; Siegle, E. **Brazilian offshore wave climate based** on NWW3 reanalysis. Brazilian Journal of Oceanography, 2010.

Piumbini, P.P. **Clima de ondas de gravidade e estado de agitação marítima em ambientes marinhos no Espírito Santo**. Dissertação de mestrado. Programa de Pós Graducação em Engenharia Ambiental, Centro Tecnológico, U**niversidade federal do Espírito Santo. Vitória, 2009.**

Porter-Smith, R., Harris, P.T., Andersen, O.B., Coleman, R. **Classification of the Australian continental shelf based on predicted sediment threshold**

exceedance from tidal currents and swell waves. Marine Geology 211, 1-20. 2004.

Ris, R.C. **Spectral Modelling of Wind Waves in Coastal Areas**, Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering, TU Delft, report no. 97-4, 1997.

Seibold, E.; Berger, W. H. **The sea floor:** an introduction to marine geology. 3rd. ed. - Berlin: Springer-Verlag, 1996. 356 p.

Silva, A.E. **Compartimentação morfodinâmica das praias oceânicas do litoral de Anchieta e Piúma – ES.** Monografia (Graduação em Oceanografia) – Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2009.

Soulsby, R. L. **Dynamics of marine sands**. 249 p. London: Thomas Telford, 1997.

Sparks, D.; Smith, R.; Cruz, V.; Tran, N.; Chimbayo, A.; Riley, D.; Najafi, N. **Dynamic and kinematic viscosity measurements with a resonating microtube**. Elsevier, Sensors and Actuators A: Physical. 2009.

The Open University. OCEANOGRAPHY COURSE TEAM.. **Waves, tides, and shallow-water processes.** 2nd ed. - Oxford: Butterworth-Heinemann; Milton Keynes: Open Univ., 1999.

The SWAN team. **SWAN Cycle III– User Manual**. Delft, USA. Department of Civil Engineering. 2008.

ANEXO 1

Comparação dos valores de velocidade crítica segundo Le Roux e Komar e Miller para cada um dos cinco diâmetros.

COMPARAÇÃO ENTRE AS VELOCIDADES CRÍTICAS			
Período da onda	**Diâmetro do grão (cm)**	**Komar e Miller, 1974**	**Le Roux, 2001**
T=7 segundos			
	D=0,1	0,362836463	0,372649
	D=0,05	0,241623642	0,30778
	D=0,025	0,191776812	0,255686
	D=0,0125	0,152213357	0,22826
	D=0,0062	0,120488793	0,164202
T=10 segundos			
	D=0,1	0,381803387	0,4084186
	D=0,05	0,272128115	0,347738941
	D=0,025	0,215988228	0,293664925
	D=0,0125	0,17142997	0,264056832
	D=0,0062	0,135700248	0,192736999
T=12 segundos			
	D=0,1	0,391878451	0,423594
	D=0,05	0,28917927	0,367899
	D=0,025	0,22952174	0,3139
	D=0,0125	0,18217153	0,283494
	D=0,0062	0,14420303	0,20873