UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

KLISMAM FRANCIOSI PEREIRA

ESTUDO DA EMBOCADURA DO RIO JEQUITINHONHA, BAHIA

CURITIBA 2016

KLISMAM FRANCIOSI PEREIRA

ESTUDO DA EMBOCADURA DO RIO JEQUITINHONHA, BAHIA

Trabalho Final II apresentado como requisito parcial à obtenção do grau de Engenheira Ambiental no curso de graduação de Engenharia Ambiental, Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Professor Dr. Maurício Felga Gobbi

CURITIBA 2016

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família, em especial ao meu irmão Kevin e à minha mãe Maura.

À Amanda, pelo apoio e força durante todos estes anos.

Aos meus amigos, em especial Henrique Kubinhetz, João Emmanuel, Maria Elisa, Paola Costa, Rafael Alencar e Orides Wladislau; sem as várias horas de estudo que tivemos, empurrões e palavras de apoio eu não chegaria até aqui.

Ao professor Todd Spindler da NOAA/NWS National Centers for Environmental Prediction, pela substancial ajuda.

Ao professor Maurício Gobbi, por me orientar e apresentar este problema relacionado a uma área de estudo que tanto me interessa.

Aos professores que de alguma forma contribuíram na minha formação profissional, não apenas com conhecimento, mas com o caráter e entusiasmo que vejo como essenciais no caminho a percorrer.

RESUMO

O delta do rio Jequitinhonha, Bahia, sofreu alterações intensas ao longo dos anos devido a alterações antrópicas e naturais. Durante a década de 60 houve a uma alteração mais notável, a modificação do canal da embocadura, que foi dividido em dois, denominados canal norte e sul. A motivação inicial deste trabalho é o assoreamento dos canais sul e norte, sendo o primeiro o mais afetado, causando problemas para a população local que, por sua vez, depende da navegabilidade do canal sul devido a sua menor velocidade de escoamento.

Visto que a vazão líquida e de sedimentos, velocidade do escoamento nos canais e o transporte longitudinal de sedimentos são alguns dos fatores determinantes na morfologia e estabilidade de embocaduras, neste trabalho é apresentado um estudo do transporte longitudinal de sedimentos na região costeira anexa à embocadura do rio Jequitinhonha e uma relação entre variações de vazão no rio com fotografias obtidas por satélites, explicando em parte os fatores relacionados à dinâmica variável do delta.

Palavras-Chave: estabilidade de embocaduras, rio Jequitinhonha, hidrelétricas, fórmula de Kamphuis (1991), transporte longitudinal de sedimentos, estudo de embocaduras via imagens de satélite.

ABSTRACT

The delta of the Jequitinhonha River, Bahia, has undergone intense changes over the years due to anthropogenic and natural causes. The most notable change occurred during the 1960's, with the modification of the mouth's channel, which was split into two. The initial motivation of this work is the silting of the south and north channels, being the first most affected, causing problems to the local populace which, in turn, depends on the navigability of the south channel due to its lower velocity.

Since the river flow rate and the sediment transport. channel and the longshore sediment transport are some of the determining factors in morphology and stability of river mouths, in this work it is presented a study of longshore sediment transport in the coastal region attached to the mouth of the Jequitinhonha River and a relation between flow variations in the river with photographs taken by satellites, explaining, in part, the factors related to the delta's dynamic.

Keywords: river mouth stability, Jequitinhonha River, hydroelectrics, Kamphuis (1991) expression, longshore sediment transport, river mouth study using satellite images.

SUMÁRIO

| 1 | INTRODUÇÃO | 7 |
|-----|---|----|
| 2 | OBJETIVO | 8 |
| 3 | DESCRIÇÃO DA REGIÃO | 9 |
| 4 | REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 12 |
| 4.1 | EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA DO RIO JEQUITINHONHA | 23 |
| 5 | METODOLOGIA | 30 |
| 5.1 | IMAGENS DE SATÉLITE | 30 |
| 5.2 | MARÉS | 30 |
| 5.3 | CLIMA DE ONDAS | 31 |
| 5.4 | VAZÃO DO RIO JEQUITINHONHA | 34 |
| 5.5 | DECLIVIDADE DO PERFIL PRAIAL | 37 |
| 5.6 | DIÂMETRO MÉDIO DE SEDIMENTOS | 38 |
| 5.7 | CÁLCULO DA TAXA DE TRANSPORTE LONGITUDINAL DE SEDIMENTO | CS |
| (TL | S) | 39 |
| 6 | ANÁLISE | 48 |
| 6.1 | BREVE ANÁLISE DOS ANOS 1973 A 2004 | 49 |
| 6.2 | ANOS 2005 E 2006 | 50 |
| 6.3 | ANOS 2007 E 2008 | 56 |
| 6.4 | ANOS 2009 E 2010 | 61 |
| 6.5 | ANOS 2011 E 2012 | 67 |
| 6.6 | ANOS 2013 E 2014 | 73 |
| 7 | CONCLUSÃO | 78 |
| REI | FERÊNCIAS | 80 |
| APÍ | ÈNDICE 1 – SCRIPT PARA CORREÇÃO DOS DADOS DE VAZÃO DO RIO | |
| JEC | QUITINHONHA | 84 |

| APÊNDICE 2 – SCRIPT PARA O CALCULO DA TAXA E DIREÇÃO DO | |
|---|----|
| TRANSPORTE LONGITUDINAL DE SEDIMENTOS NOS PONTOS | |
| SELECIONADOS | 89 |
| APÊNDICE 3 – SCRIPT PARA A PRODUÇÃO DE GRÁFICOS DOS | |
| RESULTADOS | 94 |
| ANEXO 1 – IMAGENS DE SATÉLITE DE 1973 A 2004 | 98 |

1 INTRODUÇÃO

Regiões costeiras tem papel de notável importância no desenvolvimento humano. No litoral são realizadas inúmeras atividades como recreação, pesca, mineração e navegação, que reiteram seus efeitos nos âmbitos econômico e social. No entanto, tais atividades também transformam estes locais devido à perturbação antrópica intensa (Kamphuis, 2000).

São vários os casos de estruturas construídas muito próximas de zonas de espraiamento e de zonas influenciadas por marés que servem como áreas de amortecimento da energia das ondas. Estruturas costeiras e eventos meteorológicos intensos podem alterar a forma com que a interação entre ondas e sedimentos se comporta localmente, alterando o equilíbrio dos sistemas e afetando praias próximas e até regiões litorâneas a quilômetros de distância (Kamphuis, 2000). De forma mais pontual, modificações naturais ou antrópicas podem afetar o equilíbrio e estabilidade em embocaduras de rios, sistemas estuarinos e litorâneos.

O foco deste estudo é a embocadura do rio Jequitinhonha, próxima de Belmonte, no estado da Bahia, Brasil (lat.: 15º 51' 40" S, lon.: 38º 52' 47" O). O delta do rio vem sofrendo transformações contínuas por causa do transporte de sedimentos litorâneo, eventos de cheias e estiagens a montante e estruturas construídas ao longo do rio. Estas transformações atingem a população local, que utiliza principalmente o canal sul para navegação, sendo este o que mais sofre com assoreamento devido a tais transformações.

2 OBJETIVOS

Objetivo Geral

Neste trabalho se objetiva estudar o comportamento da embocadura, procurando relacionar as suas modificações com os efeitos do transporte longitudinal de sedimentos causado pelas ondas e da variação da vazão do rio, assim complementando estudos já realizados.

Objetivos Específicos

– Analisar as imagens de satélite da área de estudo, disponibilizadas pelo United States Geological Survey (USGS), e medir as dimensões das cúspides, abertura dos canais e ângulos de interesse de alguns perfis praiais através delas.

 Estimar o nível da maré astronômica nos horários em que as imagens foram obtidas para subsidiar a análise, através de dados da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil;

 Obter e processar os dados de ondas relativos à grade global do modelo de ondas WAVEWATCH III do National Weather Service (NWS) da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA);

– Calcular a refração e shoaling das ondas através dos dados do modelo de ondas. A partir destes, estimar a taxa de transporte longitudinal de sedimentos para três pontos na praia próxima à embocadura através da expressão de Kamphuis (1991), utilizando parâmetros obtidos em artigos sobre a região;

Obter e processar os dados de vazão do rio Jequitinhonha disponíveis no sistema
Hidroweb da Agência Nacional de Águas (ANA);

 Analisar o histórico da embocadura, buscando relacionar qualitativamente os dados obtidos, com especial atenção aos eventos próximos à obstrução completa do canal sul, em 2010.

3 DESCRIÇÃO DA REGIÃO

O delta do rio Jequitinhonha é composto por dois canais, denotados por canal norte e sul, que possuem cúspides, pontais de areia ou restingas. Quando presentes, estas restingas vão na direção das praias para as embocaduras tanto no norte como no sul de cada um dos canais, portanto são denominados, para cada canal, cúspide norte e cúspide sul. Ao norte do canal norte e sul do canal sul se encontram, respectivamente, as faces norte e sul. As seções que trocam água com o mar serão chamadas de seções de acesso. Não há formação de grandes cordões, barreiras ou baías e o canal não é mantido pelo fluxo de correntes de maré, o que denota que o delta do rio Jequitinhonha não é do tipo canal de maré. Na imagem abaixo (FIGURA 1) é ilustrada a área de estudo. No momento em que esta imagem foi obtida, estavam formados uma cúspide norte no canal norte e uma cúspide sul no canal sul.



FIGURA 1 – DELTA DO RIO JEQUITINHONHA, BAHIA.

Bittencourt et al. (2011) afirma que o delta é dominado por ondas, tem área de aproximadamente 800 km² e que o rio Jequitinhonha tem área de drenagem de aproximadamente 66000 km². Segundo Dominguez et al. (1987), o processo de acumulação de sedimentos que definiu a forma da embocadura como ela é resulta da

obstrução do fluxo de sedimentos vindos do sul pelo rio. O delta do rio Jequitinhonha é bastante dinâmico e sofreu continuas alterações no decorrer dos anos, no entanto na década de 60 houve uma mudança mais expressiva que foi a divisão da embocadura em duas, evento demonstrado na imagem a seguir (FIGURA 2), onde o mesmo local é comparado nas décadas de 1960 e 2000.



Década de 60

2005

FIGURA 2 – DESCRIÇÃO DA EMBOCADURA DO RIO JEQUITINHONHA EM 1960 E 2005.

Próximo à foz do Jequitinhonha há, em operação, dois reservatórios para geração de energia, os quais serão referidos doravante por reservatório R1 e reservatório R2. O barramento do R1, a aproximadamente 100 km da foz, foi construído em 2002 e funciona em regime a fio d'água, ou seja, sem capacidade de regulação hídrica. Já o R2, a montante do primeiro, está localizado a aproximadamente 400 km da foz e iniciou sua operação em junho de 2006. Diferente de R1, R2 possui capacidade de regularização de vazão. A área da bacia do rio Jequitinhonha, bem como a localização das represas R1 e R2 podem ser observadas na imagem a seguir (FIGURA 3).

O canal sul é utilizado pela população para navegação devido à menor velocidade de escoamento neste em comparação ao canal norte, porém, experimenta

maior assoreamento, como será visto no decorrer do texto, o que causou a obstrução completa do canal em certa ocasião.



FIGURA 3 – BACIA DO RIO JEQUITINHONHA E LOCALIZAÇÃO DE R1 E R2.

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A estabilidade de embocaduras de rios pode ser afetada por vários fatores, afinal é um fenômeno complexo que envolve a morfologia e a hidrodinâmica da região em questão e que acontece no mundo inteiro. Algumas atividades e fenômenos que acarretam modificações, tanto por efeitos de ação antrópica quanto naturais, são a construção de estruturas ao longo dos rios, o regime hidrológico do continente e outros eventos meteorológicos como ondas oceânicas e ressacas.

Reservatórios construídos ao longo do rio, por exemplo, podem acarretar diversas modificações como na variabilidade da vazão e no transporte de sedimentos e nutrientes, efeito ressaltado em reservatórios de grande volume e capacidade de regulação hídrica.

No represamento de rios a taxa de acumulação de sedimentos pode ser reduzida ou ainda gradualmente transformada em taxas de erosão, mesmo em embocaduras com muito fornecimento de sedimentos, como é o caso do delta do rio Yangtzé, China, onde a construção da UHE Três Gargantas reduziu a vazão de sedimentos em 20%. A represa de Akosombo no rio Volta, em Ghana, África, cortou o aporte de sedimentos para o estuário, afetando os países vizinhos Togo e Benin de forma que suas costas estão retrocedendo a uma taxa de 10 m/ano a 15 m/ano. O represamento e desvio de água no baixo Yellow River, China, resultam em um decréscimo acentuado do aporte de sedimentos para o mar e na erosão do delta do rio (Chen, 2005).

A construção da represa de Aswan High no rio Nilo, completa em 1964, e outras estruturas previamente construídas, como projetos de irrigação e outras barragens, diminuiu o transporte de sedimentos drasticamente. A carga anual de 120.10⁶ t se tornou virtualmente zero, alterou a variabilidade sazonal da vazão e diminui o volume de água efluente (Chen, 2005). Originalmente o delta do rio Nilo avançava sobre o oceano devido ao grande transporte e deposição de sedimentos, no entanto, devido ao barramento dos sedimentos pelas estruturas construídas sobre o rio, agora há erosão e, consequentemente, recessão da linha de costa, com taxa de aproximadamente 125 m/ano a 175 m/ano em alguns pontos (Rozengurt e Haydock, 1993).

A partir dos casos estudados pode-se inferir que a construção de barragens usualmente não provoca o aumento no aporte de sedimentos na embocadura de rios. Pelo contrário, tende a causar decréscimo das taxas de transporte de sedimentos, consequentemente resultando na erosão e retrocesso das faixas de praia. No entanto, cabe notar que se houver capacidade de regularização de vazão podem se suceder efeitos na embocadura no sentido de provocar um maior acúmulo de sedimentos na embocadura devido a menores velocidades e consequentemente menores tensões no fundo.

Um grande número de embocaduras de rios e sistemas estuarinos sofre alterações devido a causas naturais, sendo as mais comuns modificações nas velocidades da água causadas por eventos extremos de marés, enchentes nos rios e de estiagens ou ainda ondas oceânicas e ressacas que podem modificar a estabilidade dos sistemas costeiros, alterando o transporte de sedimentos e a configuração de bancos de areia. Mesmo que o aporte de sedimentos para um delta seja através do sistema fluvial, é a relação entre processos do rio e seu leito que controlam variabilidade morfológica e sedimentológica de um delta, sendo os principais a profundidade da água, o clima de ondas, correntes costeiras e a amplitude das marés (Penland e Kulp, 2005).

O regime hidrológico do continente é um importante forçante natural pois resulta, entre outros efeitos, na troca de sedimentos com a região costeira. Na África, por exemplo, a quantidade de estações secas reflete na predominância de processos oceânicos aos fluviais na embocadura dos rios durante grandes períodos de tempo, resultando no fechamento completo ou parcial destes durante secas (Orme, 2005).

Até 1923 a embocadura do rio Ashley, Reino Unido, migrava de modo geral para o norte, até que uma enchente neste ano alterou o sentido das migrações para o sul, mudando a posição do canal de acesso da embocadura em até 200 m por ano devido a marés e erosão de bancos de areia (Little, 1991). O canal de maré do rio Formosa, em Portugal, sofreu modificações semelhantes devido a dois eventos extremos de maré meteorológica, ou ressacas intensas, simulados por Williams e Pan (2011). A embocadura do rio Naruse, Japão, permaneceu estável durante quarenta e seis anos até que um evento de cheia causou a remoção da deposição de sedimentos entre os quebra-mares logo à frente do delta, alterando o equilíbrio do sistema de forma que o banco de areia tende a migrar para dentro do rio (Kawamura e Tanaka, 2003). No artigo são observadas as mudanças morfológicas na embocadura do rio através de fotos aéreas, mostradas nas imagens abaixo (FIGURA 4 e FIGURA 5).

A embocadura do rio Na'aman, Israel, tem uma morfologia extremamente dinâmica, tendo migrado 1,5 km entre 1945 e 2005 segundo o artigo de Litcher, Klein & Zviely (2007), onde é estudado o clima de ondas, quantidade de sedimentos disponíveis, mudanças na vegetação, descarga do rio e a topografia local, concluindo que o fator mais importante a influenciar a morfologia do delta é a configuração topográfica assimétrica da região.

Segundo o estudo de Tung et al. (2009), a migração e o fechamento de canais de maré são comuns em locais onde a maré varia em até dois metros, com dinâmica sedimentológica dominada por ondas e com variações intensas na vazão do rio e no clima de ondas. O estudo é focado em locais com transporte longitudinal de sedimentos (referido a partir de agora como TLS) em um ambiente dominado por processos de ondas, semelhante ao delta do rio Jequitinhonha.

Em um estudo sobre a estabilidade de um sistema de canal de maré com duas embocaduras, Borsje (2003) aplicou a teoria de Escoffier para o sistema estuarino da baía de Matagorda, Texas, USA. Segundo Escoffier, quando o equilíbrio do canal é perturbado, ele geralmente retornará ao seu estado original, no entanto canais com mais de uma embocadura podem provar ser incertos quanto à previsão de uma condição estável para cada embocadura (Borsje, 2003).



Photo 6 Naruse River mouth in June 1956

FIGURA 4 – EVOLUÇÃO DA EMBOCADURA DO RIO NARUSE, JAPÃO. KAWAMURA E TANAKA (2003).



Photo 3 Flushing of the sand bar (Nov.7,2002)

Photo 4 Migration of sand bar into the river (Jul.27,2002)

FIGURA 5 – EVOLUÇÃO DA EMBOCADURA DO RIO NARUSE, JAPÃO. KAWAMURA E TANAKA (2003).

Na imagem a seguir (FIGURA 6) pode ser observada uma das análises de evolução sazonal feita através de imagens utilizada no artigo de Srivihok e Tanaka (2003). No estudo são utilizadas imagens aéreas e de satélites para desenvolver técnicas a fim de analisar as mudanças na morfologia da embocadura do rio Nanakita, Japão. No artigo é dito que durante o inverno o delta do rio geralmente é obstruído pela baixa vazão, com fechamentos completos observados em 1988 e 1994.



FIGURA 6 – EVOLUÇÃO SAZONAL DA EMBOCADURA DO RIO NANAKITA. RETIRADO DE SRIVIHOK E TANAKA (2003).

Estudando a estabilidade da embocadura do rio Kuala Papar, Malásia, Mohamed (2010) cita a rápida migração de pontais de areia que poderiam fechar a embocadura do rio, interrompendo a navegação. O TLS acaba ocasionando o completo fechamento da embocadura, onde somente um evento de chuva intenso, ressaca ou qualquer outro evento meteorológico intenso abriria o canal novamente. Justamente, por vinte e três anos o pontal de areia cresceu continuamente até que um evento de cheia desobstruiu o canal.

A partir da revisão de estudos sobre efeitos na estabilidade de embocaduras devido a causas naturais e antrópicas, a seguir serão apresentados alguns conceitos

a fim de embasar a análise da embocadura do rio Jequitinhonha e dos fenômenos observados.

São três os principais fatores independentes entre si que influenciam a estabilidade e o comportamento de embocaduras de rios e sistemas estuarinos – a descarga líquida e sólida do rio, a velocidade de escoamento da maré na embocadura e o transporte longitudinal e transversal de sedimentos causado pelo clima de ondas na linha costeira e através da embocadura. As principais modificações sobre ambientes costeiros advêm de fenômenos que resultam da interação entre componentes energéticos, como ventos, correntes e ondas, e componentes materiais, como o sedimento e a água, podendo ser entendidas como um mecanismo de retroalimentação já que modificações geomorfológicas alteram os processos hidrodinâmicos, e estes alteram e condicionam as feições costeiras (Bird, 2008).

É possível inferir que o efeito das marés no arraste de sedimentos destes canais é pequeno pois as velocidades do rio são geralmente altas e constantes na direção do mar e a amplitude da elevação das marés na região é baixa por ser um delta dominado por ondas (Bittencourt et al., 2011), denotando uma região de micro marés (amplitude de marés ≤ 2 m; Davies, 1964).

E assumido que o transporte de sedimentos transversal é negligenciável pois, apesar de mover grandes quantidades de sedimento, ele muda de direção, ora do oceano para o continente, ora do continente para o oceano, tornando sua resultante insignificante (Fontoura, 2004), além de o TLS ser geralmente considerado um parâmetro de projeto mais importante (Kamphuis, 2000).

O TLS, fator muito importante na contabilização de aporte ou perda de sedimentos na região costeira, é causado pelo efeito da quebra de ondas na praia, onde há a suspensão do sedimento, liberando grande quantidade de energia, e o transporte deste sedimento devido ao ângulo de incidência das ondas com relação à normal a linha de costa que gera uma corrente, chamada corrente longitudinal (Sprovieri e Fontoura, 2012), ou seja, ao longo da costa. Pode ocorrer tanto na zona de surfe, onde há a quebra das ondas, quanto na zona de espraiamento, região onde há ora subida e ora descida das ondas, sendo usualmente mais predominante na região de surfe (Kraus et al., 1982; Kumar et al., 2003).

O estudo dos mecanismos de movimento e transporte é essencial para projetos e planos de gerenciamento costeiro. Por vezes o deslocamento de sedimentos é grande o suficiente para mover centenas de milhares de metros cúbicos de areia pela costa a cada ano (Komar, 1998).

Bittencourt et al. (2011) estimou os padrões de TLS na embocadura do rio Jequitinhonha e os associou a mudanças de longo prazo ocorridas na região costeira. No estudo utilizou a tabela abaixo (TABELA 1), com direções, período e altura de ondas na área estudada. Os cenários testados por seus modelos exibiram uma direção preferencial de sul para norte, coincidindo com o modelo feito partir de reconstruções paleogeográficas por Dominguez et al. (1987) e com indicadores geomorfológicos no plano costeiro.

TABELA 1 – DIREÇÕES, PERÍODO E ALTURA DE ONDAS DA ÁREA ESTUDADA E FREQUÊNCIAS ANUAIS DE VENTOS RESPONSÁVEIS PELA GERAÇÃO DE ONDAS UTILIZADAS NO CALCULO DE TLS POR BITTENCOURT ET AL. (2011).

| Direction of propagation of the wave-front | Wave period (sec.) | Initial deep water wave height (m) | Annual frequency as deduced from the wind record |
|--|-----------------------|--|--|
| NE (N45°) | 5.0 | 1.0 | 31 |
| E (N90°) | 5.0 | 1.0 | 35 |
| SE (N135°) | 6.5 | 1.5 | 21 |
| SSE (N157.5°) | 6.5 | 1.5 | 13 |



FIGURA 7 – (A) ORIENTAÇÃO DA COSTA. (B) DIAGRAMAS DE REFRAÇÃO PARA CADA DIREÇÃO DE PROPAGAÇÃO ONDA ONDE SÃO MOSTRADOS OS DIFERENTES SEGMENTOS EM QUE A COSTA FOI RETILINEARIZADA E ÂNGULOS DE INCIDÊNCIA FORMADOS PELOS RAIOS DE ONDA COM RELAÇÃO AOS SEGMENTOS DE COSTA. (C) SEGMENTOS RETILINEARIZADOS MOSTRANDO AS DIREÇÕES PREFERENCIAIS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS TOTAL ESTIMADOS POR MODELAGEM NUMÉRICA E POR INDICADORES GEOMORFOLÓGICOS. BITTENCOURT ET AL. (2011).

Em análise do estudo de Bittencourt et al. (2011), pode-se ressaltar alguns fatos importantes sobre o movimento sedimentos na região – as ondas de leste (E) causam transporte para norte na face norte e sul na face sul, as ondas de nordeste (NE) causam transporte intenso para sul na face sul e praticamente nulo na face norte devido ao ângulo de incidência próximo ao normal com relação à praia e, por último, as ondas de sul e sudeste (S, SSE) causam transporte para norte na face sul, que também é afetada pelas ondas de nordeste e leste (NE, E) que causam transporte para sul.

De forma concisa, na face norte há muito mais transporte de sedimentos para norte, enquanto na face sul há transporte para norte e sul, sendo o sentido preferencial dependente do regime de ondas, que por sua vez depende da sazonalidade. Estes padrões de transporte de sedimentos são demonstrados na imagem anterior (FIGURA 7), retirada do estudo de Bittencourt et al. (2011), em que os resultados obtidos poderão ser utilizados como comparativos à estimativa de TLS a ser feita neste trabalho.

Igualmente importante é caracterizar brevemente os ventos que atingem a região costeira do estado da Bahia, por serem responsáveis pela geração de ondas em alto mar. A região está localizada no cinturão de ventos alísios do atlântico sul, relacionado à célula de alta pressão que ocorre na região. Esta célula expande e contrai entre estações, cobrindo uma grande área do Brasil durante o inverno e retornando ao oceano durante o verão. Devido à esta circulação, a costa baiana recebe ventos de nordeste (NE) e leste (E) na primavera e no verão e ventos de sudeste (SE) e leste (E) no outono e no inverno. Durante o outono e o inverno há a formação de ventos intensos de sul-sudeste (SSE) devido ao avanço periódico da frente Polar Atlântica, que acabam por intensificar os ventos alísios de sudeste (SE) (Bittencourt et al., 2000).

Quanto à descarga sólida do rio, a bacia do rio Jequitinhonha tem um aporte de sedimentos elevado devido à mineração do seu leito e nas sub-bacias da margem esquerda (EIA R1, 1998). A variação na descarga líquida em anos secos chega a variar até 900 m³/s em um mesmo ano com 100 m³/s na estiagem em setembro e 1000 m³/s na cheia em março, e em anos úmidos há variação ainda mais intensa, com 100 m³/s na estiagem em setembro e 2500 m³/s, uma diferença de 2400 m³/s. O

máximo do histórico de vazões líquidas do rio é de 12000 m³/s. A média de longo termo é de 400 m³/s, sendo a maior média anual de 1000 m³/s e a menor de 160 m³/s (EIA R1, 1998). Portanto pode-se inferir que o rio Jequitinhonha apresenta regime de vazões bastante inconstante, de forma que a grande variabilidade de vazões explica, em parte, o comportamento dinâmico da embocadura.

A vazão de um rio, por sua vez, tem relação direta com a velocidade do escoamento, parâmetro importante na estabilidade de embocaduras. A estabilidade em um canal de maré foi estudada pela primeira vez por Escoffier (1940), que analisou a estabilidade da entrada do canal dependendo de seu tamanho e da velocidade máxima da corrente na entrada.

A relação entre a velocidade máxima e área de seção transversal da entrada do canal a_c está ilustrada na curva de Escoffier (FIGURA 8), onde a curva V_m representa a velocidade máxima, a linha V_E representa a velocidade de equilíbrio, a_1 representa área de equilíbrio instável e a_E representa área de equilíbrio estável.

Quando a velocidade máxima se iguala a velocidade de equilíbrio, a área de seção transversal está em equilíbrio e a entrada é estável. Quando a velocidade máxima é menor que a velocidade de equilíbrio, a corrente não é capaz de mover os sedimentos trazidos para dentro do canal pelo transporte de sedimentos litorâneo, logo, os sedimentos irão se depositar na entrada do canal diminuindo sua área. Já quando a velocidade máxima é maior que a de equilíbrio, o transporte de sedimentos das correntes no canal será maior que o transporte litorâneo para dentro do canal, o resultado é a erosão da entrada do canal e o aumento da área de seção transversal.

Ainda quanto à curva de Escoffier (1940), se a área de entrada do canal é menor que a_1 , haverá deposição de sedimentos e o fechamento gradual da entrada. Se a área estiver entre a_1 e a_E , a entrada sofrerá erosão até que a área seja igual a a_E , ao contrário do caso em que a área é maior que a_E , onde haverá deposição de sedimentos até que a área seja igual a a_E . Se a área for igual a a_1 , qualquer influência exterior que modifique o transporte de sedimentos com um saldo negativo irá fazer com que o canal se feche, já com um saldo positivo o canal irá se alargar até que a área seja igual a a_E . Por fim, se a área for igual a a_E , o equilíbrio da embocadura é

estável, ou seja, após interferências no saldo de transporte de sedimentos o sistema tende a retornar para o estado anterior.



FIGURA 8 – CURVA DE ESCOFFIER (1940), VELOCIDADES MÁXIMA E DE EQUILÍBRIO POR ÁREA DE SEÇÃO TRANSVERSAL DA ENTRADA DO CANAL.

Analisando a evolução da embocadura do rio Jequitinhonha, particularmente do canal sul, com base no estudo feito por Escoffier (1940), ainda que a embocadura do presente estudo tenha dois canais sendo então sua dinâmica mais complexa, é possível inferir que houve um momento onde a velocidade do rio esteve em torno do ponto de equilíbrio estável com área de seção transversal próxima a a_E e vazão suficientemente alta, portanto quando a velocidade da corrente reduzia, havia deposição de sedimentos, causando redução da seção transversal e um novo aumento da velocidade, o que por sua vez causa erosão do canal e o retorno ao ponto de equilíbrio estável.

Em outro momento houve atenuação acentuada da seção transversal da embocadura em razão de fatores externos, resultando em uma área de seção transversal menor que *a*₁. Ou seja, o canal começou a se fechar devido à deposição de sedimentos litorâneo (efeito demonstrado no canal sul pelos pontais de areia nas margens) e pela estiagem histórica de 2001, reduzindo as vazões ao ponto de serem

impossibilitadas de mover os sedimentos conduzidos para dentro do canal pelo transporte de sedimentos litorâneo.

Desta forma, para reabrir o canal sul seria necessário um evento meteorológico intenso de forma a aumentar a vazão e a velocidade do escoamento do rio Jequitinhonha, removendo o acumulo de sedimentos e aumentando a área de seção transversal da embocadura. Um destes eventos ocorreu no final de 2011, reabrindo o canal. Lembrando que, se por um lado represas não causam o assoreamento de embocaduras, por outro lado podem ocasionar reduções na vazão e velocidade de escoamento do rio, causando efeitos na estabilidade delas.

Uma análise mais interessante da evolução da embocadura do rio Jequitinhonha ao longo do tempo pode ser feita a partir de fotos aéreas e de imagens de satélite, as quais foram utilizadas a fim de estudar a evolução da geomorfologia da embocadura de rios por Srivihok e Tanaka (2003) e Kawamura e Tanaka (2003), estudos já citados neste trabalho.

4.1 EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA DO RIO JEQUITINHONHA





Década de 60

2005

FIGURA 9 – EVOLUÇÃO DA EMBOCADURA DO RIO JEQUITINHONHA ENTRE 1960 E 2005.

Relatos locais afirmam que na década de 80 foi realizada uma obra para desobstruir o rio que após uma grande enchente teve a vazão limitada. Esta obra, um desvio e retificação do canal a leste da cidade de Belmonte e o aprofundamento do canal, acabou por aumentar a velocidade do escoamento e a erosão na direção nordeste, criando o canal norte da embocadura. O aumento na linha de costa ao norte do canal pode ser explicado pelo aporte preferencial de sedimentos através do canal norte, que era então transportado longitudinalmente e depositado ali. As mudanças na direção de velocidade do canal e avanço da linha de costa são ilustradas imagem a seguir (FIGURA 10).

A diferença nas configurações do delta na década de 60 e 2000 é evidente, onde há transformação de apenas um canal para uma formação deltaica com dois canais e uma ilha de área muito maior do que a morfologia antiga. Dito isto, é sensato relacionar o crescimento da ilha com o alto aporte de sedimentos do rio Jequitinhonha.



FIGURA 10 – MUDANÇA DE VELOCIDADE E AVANÇO DA LINHA DE COSTA APÓS OBRAS.

A partir da imagem da embocadura em 1976 (FIGURA 11) é possível inferir que, apesar da baixa qualidade da imagem, o canal sul se encontrava quase completamente obstruído. Há também indícios do aumento da ilha em forma de delta e da formação do canal norte.

A partir da imagem do canal em 1986 (FIGURA 11) é observado um aumento na embocadura do canal sul com relação a 1976 e nas cúspides que avançam na direção da seção de acesso do canal sul, tanto pelo norte quanto pelo sul, evidenciando o TLS. Cúspides também estão presentes nas imagens dos anos seguintes. O canal norte parece permanecer semelhante a 1976. A imagem do canal em 1988 (FIGURA 11) mostra uma nova redução no tamanho do canal sul, quase causando a obstrução total da seção.

A partir de análise das imagens da embocadura em 1990 e em 1999 (FIGURA 11) pode-se inferir que próximo a ou neste período de tempo houve a obra de retificação e consolidação do canal norte como o canal de maior vazão, supõe-se, então, que a configuração remanescente nos dias de hoje é também função da obra. Nota-se também a intensa redução na seção do canal sul em 1999, enquanto em 1990, ano em que houve uma das maiores cheias do rio com a vazão do rio chegando a 3500 m³/s, o canal se encontra com seção transversal bastante acrescida.

Nos anos seguintes não houve eventos de cheia intensos, portanto, as embocaduras dos canais sul e norte foram gradualmente bloqueadas pelo transporte longitudinal de sedimentos na costa, causando o aumento dos pontais de areia tanto por norte quanto pelo sul do canal sul e pelo sul do canal norte. Em 2011 o canal sul foi completamente obstruído pelo acumulo de sedimentos e, ao final do ano, foi desobstruído novamente devido a outro evento de cheia (a evolução temporal correspondente à descrição deste parágrafo pode ser observada a partir da FIGURA 11 a FIGURA 13).

Recentemente a embocadura apresentou um tamanho reduzido, mas sem fechar completamente, inclusive com acúmulos de sedimentos mais evidentes no canal norte (FIGURA 13). É suposto, então, que do final do ano de 2014 até 2015 recente não houve velocidade de escoamento com intensidade suficiente para que houvesse remoção maior do que o aporte dos sedimentos do canal norte e tampouco

do canal sul, afinal este apresentou uma tendência maior de assoreamento devido às vazões baixas. Segundo o relatório de 2015, "Acompanhamento da Estiagem na Região Sudeste do Brasil", a precipitação total acumulada observada no período chuvoso de outubro de 2014 a abril de 2015 é menor do que 60% da média histórica de outubro a abril, o que pode explicar em parte o fechamento dos canais. Remontando à curva de Escoffier (1940), provavelmente a embocadura do canal sul já se encontrava em equilíbrio instável durante estes anos devido a redução da velocidade de escoamento, portanto somente com um evento cheia, como o de 1990 e 2011, o canal teve sua área de seção transversal ampliada.

Cabe, então, reafirmar a relação entre os bloqueios dos canais e o transporte litorâneo de sedimentos através da embocadura, ou *sediment bypassing*, a recorrência do bloqueio do canal sul pelas cúspides, tanto pelo norte quanto pelo sul, devido à orientação do TLS efetuado pelas ondas e da formação, geralmente, de apenas um pontal de areia na direção norte no canal norte pela orientação usual do transporte nesta direção, além da maior susceptibilidade do canal sul em sofrer assoreamento por causa de baixas vazões decorrentes de eventos de estiagem ou ausência de eventos que aumentassem as vazões, erodindo os sedimentos e desbloqueando os canais. É claro, a partir das imagens de satélite organizadas temporalmente, que o fenômeno de bloqueio parcial ou completo do canal sul e a formação de uma cúspide na direção norte do canal norte é recorrente.

Resta a este estudo quantificar a taxa de transporte longitudinal de sedimentos costeiro na região da embocadura relacionando as variações de vazão no rio Jequitinhonha e as marés com os tamanhos das aberturas dos canais e das cúspides medidas através de imagens de satélite da região.



FIGURA 11 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA (1976 A 2001).



FIGURA 12 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA (2002 A 2009).



FIGURA 13 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA (2010 A 2015).

5 METODOLOGIA

5.1 IMAGENS DE SATÉLITE

As imagens de satélite georreferenciadas correspondem às séries de imagens dos satélites LANDSAT 1 ao 8, de resolução espacial de 30 m por 30 m (website com especificações nas referências) obtidas através do website do United States Geological Survey, de onde foram feitas as medidas das cúspides e abertura dos canais norte e sul (entre as pontas das cúspides) para cada uma delas e dos ângulos da linha normal à praia com um eixo horizontal imaginário em imagens de 5 em 5 anos, para se obter uma média destes valores, dos pontos definidos para o cálculo do TLS utilizando a ferramenta "Medição" do programa QGis 2.4.1. Os ângulos medidos foram importantes no cálculo do ângulo de incidência das ondas. É importante ressaltar a subjetividade nas medidas realizadas e o erro intrínseco relacionado à resolução espacial das imagens, além de uma resolução temporal não consistente fenômenos meteorológicos impedem devido а que а visualização е consequentemente a medição das formas de interesse na embocadura. Todas as imagens separadas encontram-se em anexo (ANEXO 1) e no capítulo relacionado à análise.

5.2 MARÉS

Devido a influência que os níveis das marés astronômicas podem ter nas imagens de satélite ao causar equívoco na identificação do tamanho real das medidas da embocadura, dados da tábua de marés do porto de Ilhéus-Malhado (FIGURA 14), escolhida por ser a mais próxima da embocadura dentre as disponíveis para consulta, fornecidos pela Seção de Marés do Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) foram obtidos. No *website* não há dados disponíveis nos horários em que as imagens de satélite foram produzidas, então para cada uma foi feito um ajuste linear dentre pares de horários de maré disponíveis e do valor encontrado foi subtraída a quantia de 1,12 m relativa ao nível médio das marés do ponto, pois os níveis de maré do portal são apresentados somente em valores positivos. Os eventos locais de elevação do nível das marés, como ressacas, infelizmente não serão estudados devido à falta de dados pertinentes na região de estudo.



FIGURA 14 – PONTOS DE OBTENÇÃO DE DADOS.

5.3 CLIMA DE ONDAS

Foram obtidos arquivos do clima de ondas em escala global, através do website da *National Weather Service, Environmental Modeling Center*, extraídos de saídas do modelo de ondas *WAVEWATCH III* desenvolvido pela *Marine Modeling and Analysis Branch* (MMAB) of the Environmental Modeling Center (EMC) of the National Centers for Environmental Prediction (NCEP; Tolman, 2009) em formato *GRIB* (*Gridded Binary*), que é um formato de utilidade geral para troca de dados, bastante eficiente na transmissão e armazenamento de grandes quantidades de dados gradeados, aprovado no *World Meteorological Organization* (WMO) *Comission for Basic Systems* (CBS) *Extraordinary Meeting Number VIII (A Guide to the code form FM 92-IX Ext. GRIB)*. Os dados do clima de ondas correspondem a águas profundas, com resolução temporal de 3 horas e resolução espacial de 1/2º lat. x 1/2º lon (aproximadamente 50 km x 50 km), com séries históricas de altura significativa, período de pico e direção das ondas de janeiro de 1979 a julho de 2015, segundo Spindler, Chawla e Tolman (2011) os dados de janeiro 1979 a dezembro de 2007

utilizados neste trabalho partem de uma reanalise dos dados do modelo WAVEWATCH III utilizando dados do modelo de ventos do NCEP Climate Forecast System Reanalysis Reforecast (CFSRR), que tem resolução espacial de 0,5º em latitude e longitude, resolução temporal mais acurada e cobrem o globo de 90S a 90N. os testes preliminares sugerem que esta reanalise tem uma qualidade similar aos modelos de predição atuais em operação, enquanto os dados de dezembro de 2007 a julho de 2015 utilizados neste trabalho partem do modelo WAVEWATCH III utilizando dados de ventos do NWW3, com ventos operacionais que foram arquivados de 1997 até o presente e tem resolução de 1º em latitude e 1,25º em longitude e cobrem o globo de 78S a 78N. Há regiões com dados obtidos em uma resolução espacial mais acurada, o que não é o caso da costa brasileira. A altura significativa das ondas (H_s) é definida como a média do 1/3 mais alto das ondas em um trem de ondas, historicamente escolhido como significativo devido à proximidade desta com as estimativas de alturas médias feitas por observadores experientes antes de haver instrumentos para se medir as ondas (Kamphuis, 2000). Como há várias frequências de ondas representados em um espectro é comum caracteriza-lo através da frequência de pico (f_p), que é a frequência em que o espectro apresenta a maior energia, sendo o período de pico definido por $T_p=1/f_p$ (Kamphuis, 2000). A coordenada utilizada para obter os dados dos arquivos GRIB correspondem a latitude -15,84º e longitude -38,74° (FIGURA 14). Mais sobre a leitura dos arquivos e utilização dos dados no capítulo referente ao cálculo do TLS. A seguir a representação de alguns dados de saída do modelo em torno da coordenada utilizada para obter os dados (FIGURA 15, FIGURA 16 e FIGURA 17).



FIGURA 15 – REPRESENTAÇÃO DA ALTURA SIGNIFICATIVA.



FIGURA 16 – REPRESENTAÇÃO DA DIREÇÃO DAS ONDAS.



FIGURA 17 – REPRESENTAÇÃO DO PERÍODO DE PICO.

5.4 VAZÃO DO RIO JEQUITINHONHA

Dados fluviométricos foram obtidos através do sistema HidroWeb, disponibilizados pela Agência Nacional das Águas (ANA), as estações fluviométricas de onde os dados que serão descritos a seguir foram obtidos podem ser localizadas no mapa exibido anteriormente (FIGURA 14). Os dados compreendem vazões médias mensais de abril de 1936 a maio de 2015 da estação de código 54950000 (FIGURA 18), estação a jusante do R1 em um ponto do rio com 68100km² de área de drenagem, a qual apresentava falhas de medições em alguns dos anos e principalmente a partir de fevereiro de 2009, vazões médias mensais de setembro de 1941 a janeiro de 2016 da estação código 54780000 (FIGURA 19), em um ponto do rio com 62700km² de área de drenagem, vazões médias mensais de junho de 1939 a janeiro de 2016 da estação de código 54710000 (FIGURA 20), em um ponto do rio com 50500km² de área de drenagem e, por último, vazões médias mensais de julho de 1937 a junho de 2015 da estação de código 54580000 (FIGURA 21), em um ponto do rio com 45600km² de área de drenagem. Como os dados de todas as estações apresentavam falhas foi feito um ajuste a partir de janeiro de 1979, de forma a obter os dados ajustados para o mesmo período de tempo do clima de ondas, utilizando os dados da estação com a maior área de drenagem como referência (estação 54950000), por esta se encontrar mais próxima da embocadura. Para tal, um algoritmo em *Matlab* foi escrito (APÊNDICE 1) o qual procurou valores vazios nos dados e os preencheu com valores das estações à montante, adicionando a média da diferença entre os valores comuns às duas estações à vazão máxima, média e mínima devido a diferença na área de drenagem do rio no ponto em que as estações se encontram.



FIGURA 18 - SÉRIE HISTÓRICA DE VAZÕES (ABR/36 - MAI/14). ESTAÇÃO 54950000.



FIGURA 19 – SÉRIE HISTÓRICA DE VAZÕES (SET/41 – JAN/16). ESTAÇÃO 54780000.


FIGURA 20 – SÉRIE HISTÓRICA DE VAZÕES (JUN/39 – JAN/16). ESTAÇÃO 54710000.



FIGURA 21 – SÉRIE HISTÓRICA DE VAZÕES (JU/37 – JUN/15). ESTAÇÃO 54580000.



FIGURA 22 – SÉRIE HISTÓRICA DE VAZÕES AJUSTADAS.

É perceptível através da série história de vazões ajustadas (FIGURA 22) que há dois eventos extremos que, embora possam ter ocorrido, parecem ter uma magnitude exagerada, os quais são em janeiro de 1979, no início do gráfico, e entre janeiro de 2010 e janeiro de 2012, portanto, é importante tratar estes valores com prudência nas análises subsequentes.

5.5 DECLIVIDADE DO PERFIL PRAIAL

A declividade do perfil praial (*m*) foi aproximada através do estudo de Bittencourt et al. (2011), onde é feita a descrição geológica da região da embocadura do rio Jequitinhonha. Nas vizinhanças do plano costeiro é possível distinguir a plataforma continental norte e sul através de suas características. Ao norte da embocadura a plataforma continental apresenta um comprimento médio de 26 km, com linhas de contorno usualmente paralelas à linha de costa onde a declividade média da seção é de 3 m/km e sua característica principal é o desfiladeiro de Belmonte. Ao sul da embocadura a plataforma continental tem uma extensão muito maior, chegando a até 105 km, com declividade média da seção de 0,4 m/km, sua característica principal é o banco de areia Royal Charlotte. Para o cálculo do TLS foi utilizado a média destas declividades, 1,7 m/km, por não ter sido encontrado um valor mais próximo do ponto de estudo. Este valor influenciará na magnitude da taxa de TLS, mas a proporção desta será mantida, assim como a direção dela.

5.6 DIÂMETRO MÉDIO DE SEDIMENTOS

Para se obter o valor aproximado do diâmetro médio de sedimentos D_{50} foi necessário utilizar mais de uma referência pela falta de um valor pontual para a embocadura do rio Jequitinhonha. Uma das referências é o estudo de Corrêa, Bittencourt e Dominguez (2010), onde uma das áreas de estudo compreende o trecho costeiro da Costa do Cacau (FIGURA 23), com 164 km de extensão limitados ao norte pelo rio Tijuípe e ao sul pela embocadura do rio Jequitinhonha, constituído por praias de Uruçuca, Ilhéus, Una, Canavieiras e parte das do município de Belmonte (este próximo da embocadura do rio Jequitinhonha).

O diâmetro médio de sedimentos para toda a região da Costa do Cacau é de 0,23 mm, classificado como sedimento fino na escala de Wentworth (1922). Para a região próxima a Belmonte, os gráficos de média granulométrica por comprimento da costa no estudo de Corrêa, Bittencourt e Dominguez (2010) mostram uma média granulométrica entre aproximadamente 0,5 mm e 0,6 mm, transitando entre sedimento médio e grosso. Nascimento (2006) apresenta porcentagens por tamanho de sedimentos em sua caracterização das praias da Costa do Cacau. São 77,25% das praias com média granulométrica de areia fina, 16,46% de areia média, 3,66% de areia grossa, 0,61% de areia muito grossa e 2,00% com costões rochosos, sendo que areias médias, grossas e muito grossas são encontradas em faixas isoladas ao longo da linha costeira, presentes próximo às embocaduras de rios como o Tijuípe, o Almada, o Comandatuba, o Pardo e o Jequitinhonha. Logo, é razoável considerar o valor médio de sedimentos próximo da embocadura $D_{50} = 0,55$ mm.



FIGURA 23 – COSTA DO CACAU, BAHIA.

5.7 CÁLCULO DA TAXA DE TRANSPORTE LONGITUDINAL DE SEDIMENTOS (TLS)

Foram escolhidos três pontos na região costeira próxima à embocadura do rio Jequitinhonha para o cálculo da taxa de TLS, um ao norte da embocadura norte, um ao sul da embocadura sul e um no centro, mais precisamente na "ilha" entre as duas embocaduras (FIGURA 24).

Com o equacionamento apresentado a seguir foi desenvolvido um algoritmo utilizando *Matlab* (APÊNDICE 2) para se calcular a taxa mássica de transporte de sedimentos Q_s e a direção desta a cada três horas em cada ponto através dos dados processados. Das taxas foram feitas médias mensais, de forma que a magnitude calculada e o sentido preferencial do transporte amparem a compreensão da dinâmica morfológica na região costeira anexa a embocadura do rio Jequitinhonha.

O TLS pode ser calculado a partir de expressões detalhadas ou em massa (traduzido livremente do inglês *detailed or bulk sediment transport expression;* Kamphuis, 2000). Allen (1982) chama o modo de transporte de sedimentos em massa de "o resumo estatístico de várias trajetórias de grãos". Como expressões detalhadas requerem uma quantidade de dados alta que nem sempre está disponível para calibrar

os programas utilizados, utilizam-se expressões em massa para fins práticos que relacionam parâmetros da praia e das ondas que são mais facilmente mensuráveis (Kamphuis, 2000). Duas destas expressões amplamente utilizadas são as expressões do *Coastal Engineering Research Center,* do *U.S. Corps of Engineers* (CERC, 1984) e a de Kamphuis (Kamphuis, 1991). Estas expressões assumem que há quantidades de areia infinita ao longo da linha da costa, portanto é necessário distinguir entre a taxa de TLS potencial, a qual resulta das expressões citadas, e a taxa real de areia em movimento ao longo da costa, a qual é calculada a partir do exame de vários fluxos positivos, negativos, fontes e sumidouros de areia, cálculo chamado de balanço de sedimentos (traduzido livremente do inglês *sediment budget*; Kamphuis, 2000), o que foge do escopo deste trabalho.



FIGURA 24 – PONTOS DEFINIDOS PARA O CALCULO DA TAXA DE TLS.

Segundo Kamphuis (2000), a expressão CERC é criticada por superestimar a vazão de sedimentos, principalmente em ocasiões onde há ondas de alta energia enquanto a equação de Kamphuis superestima, mas com valores menores, o transporte para praias de areia grossa. Segundo Dean e Dalrymple (2002), Schoones e Theron (1996) agregaram uma quantidade extensa de dados de campo de 123 casos para avaliar a habilidade preditiva de 52 expressões que representam o TLS. Destas, foi determinado que a expressão de Kamphuis (1991) apresenta o melhor

ajuste aos dados, portanto, neste trabalho será utilizada a fórmula de Kamphuis (1991) para calcular o TLS, desenvolvida através de testes com modelos hidráulicos de pequena escala. Importante notar que a expressão de Kamphuis (1991) não contabiliza os efeitos do rio sobre o transporte de sedimentos. A equação relaciona parâmetros de climas de ondas com tamanho de sedimentos, a declividade do perfil praial e o ângulo de incidência das ondas. A fórmula de Kamphuis (1991) é apresentada na equação 1.

$$Q_{s} = 2,27H_{sb}^{2}T_{p}^{1,5}m^{0,75}D_{50}^{-0,25}\sin^{0,6}2\alpha_{b}$$
(eq.1)

Onde Q_s é a taxa mássica de transporte de sedimentos em kg/s, H_{sb} é a altura significativa da onda na zona de arrebentação (m), T_p é o período correspondente ao pico do espectro de onda (s), *m* é a declividade do perfil praial na zona de arrebentação, a qual é adimensional, D_{50} é o tamanho médio dos sedimentos (m), e α_b é o ângulo de incidência das ondas na zona de arrebentação (°).

Primeiramente, é de interesse descrever brevemente as mecânicas que envolvem a propagação de ondas de profundidade na direção da costa, a fim de aumentar o embasamento técnico e apresentar o equacionamento para manipular os dados de onda obtidos. As equações do comprimento de onda (eq. 2), de celeridade e celeridade de grupo fazem parte das expressões da teoria de ondas de pequena amplitude (traduzido livremente de *Small Amplitude Wave Theory*). Ondas geradas a partir de ventos têm sido descritas por diversas teorias diferentes, sendo a mais comumente utilizada a teoria de ondas de Stokes, a qual utiliza equações do movimento e continuidade para um fluido ideal e o submete a condições de fronteira adequadas. Na teoria de ondas de pequena amplitude é assumido, além do que é assumido na teoria de ondas de Stokes, que a altura das ondas é infinitesimalmente pequena comparada a outras distâncias como comprimento de onda e profundidade da água. Esta teoria é melhor utilizada para pequenas ondas em águas profundas (Kamphuis, 2000).

Conforme as ondas se aproximam da linha costeira a profundidade decresce e, a partir dessa alteração, o comprimento de onda também decresce, consequência da equação do comprimento de onda (eq.2).

$$L = CT = \frac{g}{2\pi}T^2 \tanh kh$$
 (eq.2)

Onde C é a celeridade ou velocidade da onda, L é o comprimento de onda, g é a aceleração da gravidade, T é o período de onda, k é o número de onda e h é a profundidade.

Para um período de onda constante, o comprimento de onda decresce e, portanto, a velocidade da onda decresce na propagação da onda de águas profundas para rasas. Para ondas viajando sobre terrenos irregulares, uma mudança na velocidade da onda ao longo da crista da onda faz com que a onda refrate. Para problemas práticos, pode-se assumir que a linha costeira e as curvas de nível no mar são relativamente retas e paralelas, validando o uso da lei de Snell para refração (eq.3) que relaciona direção (medida por um ângulo θ a partir do eixo x, desenhado perpendicularmente ao contorno de fundo) e celeridade *C* em qualquer profundidade com a de águas profundas, onde o subscrito $_0$ denota águas profundas para todos os parâmetros daqui em diante (Dean e Dalrymple, 2002; Kamphuis, 2000).

$$\frac{\sin\theta}{C} = \frac{\sin\theta_0}{C_0} = \text{constante}$$
(eq.3)

Uma vez que cada raio de onda refrata igualmente, a distância paralela à praia entre os raios de onda *x* é constante e $b/cos\theta = constante$, onde *b* é a distância entre raios de onda adjacentes, pode-se aproximar o coeficiente de refração K_r (eq.4; Kamphuis, 2000).

$$K_{\rm r} = \sqrt{\frac{\cos\theta_0}{\cos\theta}} \tag{eq.4}$$

A figura a seguir (FIGURA 25) ilustra as definições do fenômeno de refração de ondas na região costeira utilizando a lei de Snell.



FIGURA 25 – DEFINIÇÕES DE REFRAÇÃO DE ONDA. EDITADO DE KAMPHUIS (2000).

Outro fenômeno observado quando há mudança no comprimento de onda em águas rasas é a elevação da altura da onda, chamado de *shoaling*. Este é consequência da conservação de energia e da diminuição da velocidade de grupo $C_g=nC$ devido ao decréscimo em *C* na transição, onde C_g expressa a velocidade de propagação da energia da onda e *n* é o parâmetro de fluxo de energia. Em águas profundas $C_{g0}=C_0/2$, onde a celeridade $C_0=gT/2\pi$, e em águas rasas $C_g=C$, onde a celeridade $C=(gh)^{0.5}$. Para ondas que se aproximam perpendicularmente de uma costa em linha reta, obtém-se o coeficiente de *shoaling* K_s (eq.5).

$$K_{s} = \sqrt{\frac{C_{g0}}{C_{g}}}$$
(eq.5)

A partir de $K_r e K_s$ é possível relacionar a altura de ondas em águas profundas, H_0 , com a altura de ondas em qualquer ponto, H, através da equação 6 (Dean e Dalrymple, 2002; Kamphuis, 2000).

$$H = H_0 K_s K_r$$
 (eq.6)

Como descrito no último parágrafo, o efeito de *shoaling* causa a elevação da altura da onda em águas rasas. No entanto há um limite físico para este acréscimo

chamado de critério de quebra, a declividade da onda H/L, que quando é excedida causa a quebra da onda e dissipação de energia. Logo, a altura da onda é função da profundidade da água, como visto na relação do comprimento de onda L com a profundidade h na equação 2. O ponto de quebra é definido quando há um decréscimo abrupto na altura da onda e determina os parâmetros na zona arrebentação: H_b , a altura da onda na quebra, h_b , a profundidade da água na quebra da onda e d_b , a distância em que a onda quebra com relação à costa, onde o subscrito $_b$ denota que os parâmetros são na zona de arrebentação (Kamphuis, 2000).

Há outro parâmetro limitante além do critério de quebra chamado de índice de quebra H_b/h_b (traduzido livremente do inglês *breaker index*), sinônimo ao critério de declividade da onda, porém mais facilmente utilizado em cálculos (Kamphuis, 2000). Vários autores desenvolveram equações para descrever o critério de quebra, como o critério de Miche (Miche, 1944), o critério da Teoria da Onda Solitária (McCowan,1894; Munk, 1949) e o critério adotado por CERC (1984). Neste trabalho foi utilizado o critério da Teoria da Onda Solitária (aq.7) que define a quebra da onda quando a profundidade da água limita a altura das ondas (Kamphuis, 2000).

$$\frac{H_{sb}}{h_b} = 0,78$$
 (eq.7)

A partir do critério de quebra da equação 7, dos coeficientes de refração e *shoaling* apresentados (eq.4 e eq.5) relacionados com a altura das ondas na equação 6, é possível determinar a altura significativa das ondas na zona de arrebentação H_{sb} , utilizada na equação de Kamphuis (1991) para o cálculo da taxa de TLS, através de um algoritmo de iteração. A equação 8, utilizada na iteração, resultou de manipulação algébrica das equações 3, 4, 5, 6 e 7, bem como das equações das celeridades de grupo em águas rasas e profundas.

$$H_{sb} = H_{s0} \sqrt{\frac{\frac{gT_p}{4\pi}}{\sqrt{\frac{gH_{sb}}{0.78}}}} \sqrt{\frac{\cos\theta_0}{\cos\left[\sin^{-1}\left(\sin\theta_0\sqrt{\frac{gH_{sb}}{0.78}}/\frac{gT_p}{2\pi}\right)\right]}}$$
(eq.8)

De onde o seno inverso no denominador, o qual representa o ângulo de incidência α_b na zona de arrebentação (eq. 9) e também é utilizado no cálculo da taxa

de TLS, foi obtido através de manipulação algébrica da lei de Snell (eq. 3), equações da celeridade de grupo e do critério de quebra (eq. 7).

$$\alpha_b = \sin^{-1} \left(\sin \theta_0 \sqrt{\frac{gH_{sb}}{0.78}} / \frac{gT_p}{2\pi} \right)$$
(eq.9)

O ângulo de incidência na zona de arrebentação α_b influencia o transporte de sedimentos de tal maneira que incidindo com um ângulo de 0º com relação a normal à linha de praia o transporte é nulo, mas se a onda chega com outro ângulo moverá sedimentos longitudinalmente na direção de propagação da onda (Kamphuis, 2000).

Os parâmetros T_p (período de pico), H_s (altura significativa) e θ_0 (direção das ondas ao largo) a serem utilizados na equação de Kamphuis (1991) foram obtidos através dos arquivos GRIB de saídas do modelo de ondas WAVEWATCH III. Com a caixa de ferramentas para Matlab chamada NCTOOLBOX foi feita leitura dos arquivos e busca na grade global utilizado pelo modelo a partir da coordenada latitude -15,84° e longitude -38,74°, próxima à embocadura. Como o valor de θ_0 , da direção das ondas ao largo, deve ser tomado com relação à normal ao perfil das praias, foi utilizada a média dos ângulos medidos das imagens, descritos brevemente na seção 4.1., como referência para cada um dos pontos na costa definidos para o cálculo do TLS, de forma a ajustar as direções das ondas fornecidas pelo modelo, que segundo Tolman (2009) nos arquivos GRIB encontram-se em convenção meteorológica de direções, onde o norte equivale a 0°, os ângulos aumentam em sentido horário e as direções são descritas "vindo de" um determinado ângulo. A leitura e ajuste de parâmetros foi feita através do mesmo algoritmo que realizou o cálculo da taxa de TLS (APÊNDICE 2). Abaixo, a série histórica das taxas mensais de TLS calculados (FIGURA 26, FIGURA 27 e FIGURA 28). Nos gráficos, as linhas vermelhas representam a média do transporte para o norte, convencionados com sinal positivo, as linhas amarelas representam a média do transporte para o sul, convencionadas com sinal negativo, e as linhas azuis representam a média de todo o transporte, para o norte e para o sul. O sentido da taxa de TLS é geralmente na direção norte nos pontos norte e central, enquanto no ponto sul é mais intenso na direção sul, ainda que haja transporte para o norte. Ao comparar, através dos gráficos, o sentido preferencial da taxa de TLS calculado com a imagem retirada do estudo de Bittencourt et al. (2011), em recorte a seguir (FIGURA 29), é possível perceber que há semelhança nas direções preferenciais modeladas no estudo e com as do presente trabalho para os pontos em que o TLS foi calculado.



FIGURA 26 – MÉDIAS MENSAIS DA TAXA DE TLS, PONTO NORTE.



FIGURA 27 – MÉDIAS MENSAIS DA TAXA DE TLS, PONTO CENTRAL.



FIGURA 28 – MÉDIAS MENSAIS DA TAXA DE TLS, PONTO SUL.



FIGURA 29 – (A) ORIENTAÇÃO DA COSTA. (C) SEGMENTOS RETILINEARIZADOS MOSTRANDO AS DIREÇÕES PREFERENCIAIS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS TOTAL ESTIMADOS POR MODELAGEM NUMÉRICA E POR INDICADORES GEOMORFOLÓGICOS. RECORTE DE BITTENCOURT ET AL. (2011).

6 ANÁLISE

A seguir encontram-se os gráficos resultantes dos dados processados, descritos no capítulo anterior, e a análise de aspecto qualitativo. Os gráficos foram separados a cada dois anos (script em APÊNDICE 3) a partir de 2005 com intuito de concentrar a análise da embocadura nos anos próximos ao evento de bloqueio da embocadura sul, ou seja, próximos ao final de 2010. Segundo Dean e Dalrymple (2002) a direção positiva do transporte longitudinal de sedimentos se dá, por convenção, para a direita de um observador olhando da costa para o oceano, no entanto, como será possível observar nos gráficos a seguir, o sentido do TLS foi tomado como positivo para o norte e negativo para o sul, definição que será mantida levando em consideração a apresentação mais intuitiva ao serem analisados em conjunto com os gráficos de medidas das embocaduras.

Nas legendas dos gráficos das medidas das embocaduras (como por exemplo na FIGURA 31) a dimensão da cúspide norte está abreviada por "Cusp. N.", a dimensão da abertura do canal está abreviada por "Ab. Canal" e a dimensão da cúspide sul está abreviada por "Cusp. S.". As imagens de satélite utilizadas em cada seção estão no final das mesmas. As medidas nos gráficos referentes à cúspide norte da embocadura norte são bastante constantes pois à formação a qual foi definida como cúspide norte nas imagens antigas se tornou uma adição fixa ao continente no decorrer dos anos, provavelmente devido ao aporte de sedimentos do rio, como será visto na seção em que há uma breve análise dos anos anteriores.

É importante citar que somente três pontos foram utilizados para o cálculo do TLS neste trabalho, sendo assim, o ângulo normal à praia em cada um dos pontos não representa todos os pontos na costa próxima a embocadura. O local possivelmente mais afetado por isto é a região costeira da ilha central entre as embocaduras, a qual tem um perfil praial curvo que não pode ser representado completamente pelo ângulo normal à praia do ponto central escolhido na metodologia e, consequentemente, direção da taxa de TLS calculada, assim, em certas partes da ilha central, o transporte longitudinal de sedimentos e sua direção podem se assemelhar mais ao do ponto sul, central ou norte, dependendo do ângulo normal à praia do ponto em questão.

6.1 BREVE ANÁLISE DOS ANOS 1973 A 2004

As considerações feitas nesta seção são referentes à análise das imagens de satélite de 1973 a 2005, das quais os recortes da área de interesse ao estudo estão em anexo (ANEXO 1). São poucas imagens referentes à década de 70, mas é possível observar através da imagem de 21/10/1976 (pág. 98) que já se formavam cúspides a partir da ilha central, tanto para norte quanto para sul desta, este último com comprimento suficiente para atravessar a embocadura sul, porém não a bloqueando. Na década de 80 é formado a cúspide norte da embocadura norte, o qual sofre diversas modificações até que ao final da década de 90 permanece como uma extensão da costa.

Na década de 80 foi mais comum haver uma cúspide norte na embocadura sul, inclusive sendo maior que as cúspides sul formadas, quando formados. De forma semelhante praticamente não há formação de cúspides sul na embocadura norte. Na imagem de 21/10/1989 (pág. 103) é possível observar que a cúspide norte da embocadura sul novamente alcançou tamanho suficiente para atravessar o comprimento de toda a saída da embocadura, mas, assim como na década de 70, não a bloqueou.

Durante a década de 90 a formação de cúspides sul na embocadura sul é muito mais comum e começam a ser observadas as primeiras formações de cúspides sul na embocadura norte, modificações que vêm aliadas a modificações nas formas da embocadura e da ilha central, cujo perfil praial começa a tomar uma forma curva, semelhante ao visto nas imagens de satélite de anos mais próximos a 2010. Em 08/06/1998 (pág. 111) há mais uma cúspide norte de grandes proporções formado na embocadura sul, o qual é desfeito nos meses seguintes, o que pode ser observado nas imagens seguintes a esta data, provavelmente devido à um evento de vazão intensa e a uma taxa de TLS que transporta a massa de areia da barreira para o sul devido ao período de inverno, quando as taxas são mais intensas, como será visto nas seções a seguir. A partir de um período de tempo próximo, a cúspide sul da embocadura norte atinge os maiores comprimentos observados dentre as imagens de satélite, entre 08/06/1998 e 17/09/2000 (pág.111 à pág. 113).

Entre 2000 e 2002 houve formação de cúspides tanto ao sul quanto ao norte da embocadura sul, sendo as cúspides ao norte geralmente maiores e entre 2003 e 2004 a também houve a formação de ambos na embocadura sul, no entanto a proporção de comprimento destes foi semelhante. De 2000 a 2004 houve a formação de cúspides sul na embocadura norte. Durante todos os anos as cúspides formadas foram reduzidas diversas vezes muito provavelmente devido à eventos de vazão mais intensa.

6.2 ANOS 2005 E 2006

A seguir os gráficos para os anos 2005 e 2006 relativos às médias mensais das taxas de TLS (FIGURA 30), às medidas da embocadura do rio Jequitinhonha (FIGURA 31) e às médias mensais das vazões do rio Jequitinhonha e às marés observadas no porto de Ilhéus-Malhado (FIGURA 32).



FIGURA 30 - MÉDIAS MENSAIS DA TAXA DE TLS EM 2005 E 2006.



FIGURA 31 - MEDIDAS DAS EMBOCADURAS DO RIO JEQUITINHONHA EM 2005 E 2006.



FIGURA 32 – NÍVEIS DE MARÉ E MÉDIAS MENSAIS DA VAZÃO EM 2005 E 2006.

Durante estes anos a variação nas dimensões da embocadura norte (FIGURA 31) foram pequenas e aparentemente causadas, principalmente na cúspide sul, pelas

vazões mais intensas no rio (FIGURA 32) antes de 29 de março de 2005, entre outubro de 2005 e janeiro de 2006, entre janeiro e maio de 2006 e próximo a novembro de 2006, eventos nos quais a cúspide sul diminuiu, e pelas vazões mais baixas entre estes picos, eventos nos quais a cúspide sul aumentou, provavelmente devido ao constante transporte de sedimentos para o norte a partir dos pontos central e norte, como observado no gráfico da taxa de TLS (FIGURA 30) e ao aporte de sedimentos do rio. As marés parecem ter pouco ou nenhum efeito sobre as cúspides.

No mesmo período de tempo as dimensões das cúspides e da abertura da embocadura sul apresentaram mudanças mais intensas, com mais de uma ocasião em que o canal sul quase foi bloqueado (FIGURA 31, FIGURA 33 e FIGURA 34). A relação entre a vazão do rio e a dimensão das cúspides se apresenta mais evidente entre outubro de 2005 e janeiro de 2006, onde há um evento de vazão mais intensa no rio (FIGURA 32), um aumento da abertura da embocadura sul e uma redução visível da cúspide sul (FIGURA 31). Através das imagens de satélite em 02/11/2005 (FIGURA 33) e em 06/12/2006 (FIGURA 34) pode-se inferir que de fato a cúspide sul foi reduzido devido ao aumento da vazão do rio devido a quantidade de porções de terra que estavam depositadas no canal sul, observáveis na primeira imagem, e que, na próxima imagem, já não estão mais lá por terem sido arrastados ou, devido à baixa maré em 02/11/2005 (ponto a direita de 15 de outubro de 2005, FIGURA 32), as porções de terra eram observáveis e quando o nível da maré era mais elevado em 06/12/2006 (ponto a direita de 23 de janeiro de 2006, FIGURA 32) não eram mais observáveis ou ainda pode-se considerar que ambos eventos ocorreram ao mesmo tempo, resultando na forma observada nas imagens de satélite em 02/11/2005 e em 06/02/2006 (FIGURA 34).

De janeiro de 2006 a meados de outubro de 2006 as cúspides norte e sul da embocadura sul aumentaram enquanto sua abertura reduziu de tamanho (FIGURA 31 e FIGURA 34). Este aumento das cúspides pode ser justificado por neste período de tempo não terem ocorrido grandes vazões no rio, com no máximo aproximadamente 1000 m³/s comparados aos quase 3000 m³/s nos meses anteriores (FIGURA 32), pelo aporte de sedimentos do rio e pela taxa de transporte longitudinal de sedimentos que está geralmente na direção sul no ponto sul neste período de tempo, considerando que alguns pontos da ilha central se comportam como o ponto sul (FIGURA 30). Esta

suposição é reiterada quando o ano de 2005 é observado de março a outubro, neste período a direção da taxa de TLS do ponto sul é geralmente para o sul e está em sua maior magnitude (FIGURA 30) e a vazão do rio encontra-se reduzida (FIGURA 32), mesmo período em que o comprimento da cúspide norte da embocadura sul sofre o maior acréscimo neste ano (FIGURA 31).

Entre outubro de 2016 e o final de 2016 a vazão aumentou novamente (FIGURA 32), chegando a aproximadamente 3000m³/s, o que refletiu na redução da cúspide norte da embocadura sul e no aumento da abertura desta, o que pode ser verificado no gráfico das medidas (FIGURA 31) e nas imagens de satélite (FIGURA 34), onde também pode ser observado que haviam porções de terra no canal sul em 04/10/2006 que possivelmente foram parcialmente varridas por este evento. A possibilidade do aumento da abertura da embocadura e do carreamento das porções de terra no canal ter sido causada pelo aumento de vazão é reiterada devido à grande mancha de sedimentos entre a saída da embocadura e o oceano em 21/11/2006 e 07/12/2006 (FIGURA 34 e FIGURA 35) e ao nível da maré em 04/10/2006 (FIGURA 34) se encontrar próximo de -0,2 m (FIGURA 32, terceiro ponto do fim para o começo da escala temporal no gráfico de marés) e na data da próxima imagem, 21/11/2006, se encontrar próximo de -0,8 m (FIGURA 32, segundo ponto do fim para o começo da escala temporal no gráfico de marés), implicando que mesmo em um nível de maré mais baixo as porções de terra no canal são menores devido à vazão elevada ou ao carreamento de sedimentos causado por ela.



FIGURA 33 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA EM 2005.



FIGURA 34 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA EM 2006.



FIGURA 35 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA, DEZEMBRO DE 2006.

6.3 ANOS 2007 E 2008

A seguir os gráficos para os anos 2007 e 2008 relativos às médias mensais das taxas de TLS (FIGURA 36), às medidas da embocadura do rio Jequitinhonha (FIGURA 37) e às médias mensais das vazões do rio Jequitinhonha e às marés observadas no porto de Ilhéus-Malhado (FIGURA 38).



FIGURA 36 – MÉDIAS MENSAIS DA TAXA DE TLS EM 2007 E 2008.







FIGURA 38 – NÍVEIS DE MARÉ E MÉDIAS MENSAIS DA VAZÃO EM 2007 E 2008.

Como visto na análise dos anos de 2005 e 2006, ao final do período houve um aumento da vazão do rio (FIGURA 32). A vazão no início de 2007 manteve-se elevada quando comparada à períodos de vazão baixa dos anos de 2005 e 2006 (FIGURA 38), o que pode ter causado a redução da cúspide sul da embocadura norte em março de 2007 (FIGURA 37), evento que pode ser observado através da imagem de satélite de 29/03/2007 (FIGURA 39), onde ainda há vestígios da cúspide. No mesmo período de tempo a abertura da embocadura sul aumentou e houve redução de suas cúspides, dos quais pode-se observar vestígios na imagem do dia 29/03/2007 já citada.

De março a maio de 2007 houve um uma diminuição nas aberturas de ambos os canais e o aumento das cúspides em geral (FIGURA 37), provavelmente ligado à direção da taxa de TLS nos pontos central e sul (FIGURA 36), à redução da vazão no período após a máxima de aproximadamente 700 m³/s entre fevereiro e junho. Ainda é possível considerar que são modificações aparentes, intensificadas devido à redução no nível da maré (FIGURA 38), o que encontra algum respaldo quando as imagens de satélite de 29/03/2007 a 16/05/2007 são observadas, onde porções de terra são descobertas no meio do canal sul (FIGURA 39).

Entre os meses de maio e setembro de 2007 houve um aumento na cúspide norte da embocadura sul, o qual parece ter sido acrescido por porções de terra que estavam no meio do canal sul (16/05/2007 a 20/08/2007, FIGURA 39), e a redução nas cúspides sul tanto da embocadura norte quanto da sul. Infelizmente há poucas medições das imagens de satélite neste período devido ao excesso de nuvens, mas é possível inferir que a redução na cúspide sul e aumento da cúspide norte da embocadura sul tenham sido causados em parte pelo intenso transporte longitudinal de sedimentos no ponto sul na direção sul neste período (FIGURA 36), de forma semelhante ao ocorrido nos anos 2006 e 2005, como descrito na seção anterior, e que a redução na cúspide sul da embocadura norte tenha sido causada devido ao intenso transporte longitudinal de sedimentos no ponto norte e central na direção norte, ocorrendo o transporte de sedimentos através da embocadura norte. Todas as modificações também podem ter sido intensificadas nas imagens de satélite e consequentemente nas medições pela impressão de redução e acréscimo das cúspides devido ao nível da maré. Estas suposições são feitas considerando que a vazão do rio aumenta muito pouco neste período, com máximas chegando a quase 500 m³/s, assim, é menos provável que a vazão do rio seja o principal fator da redução do comprimento das cúspides sul das duas embocaduras neste período.

Há mais dois períodos sem medidas das embocaduras de setembro de 2007 a março de 2008 e de maio a setembro de 2008 devido a presença de nuvens nas imagens de satélite. No primeiro período há um evento de vazão máxima de aproximadamente 1300 m³/s e outro de vazão máxima de aproximadamente 700 m³/s (FIGURA 38), dos quais os efeitos a curto prazo não podem ser observados, e os de longo prazo, diga-se meses à frente, são difíceis de observar. Dito isto, parece que ao passo que o tempo avança a partir do segundo evento de vazão mais alta no início de 2008 e a vazão diminui, seguindo para um período entre abril e outubro de 2008 de vazões baixas, as cúspides norte e sul da embocadura sul aumentaram e foram mantidos até o fim do ano de 2008. Ainda sobre o período sem imagens de setembro de 2007 a março de 2008, a cúspide sul da embocadura norte aumentou significativamente em um período de taxas de TLS baixas (FIGURA 36) e em que houve os dois eventos de vazão do rio mais altas já citados. Após isto, as dimensões da embocadura norte se mantiveram constantes até o fim de 2008 (FIGURA 37 e FIGURA 40).

Comparando os gráficos de TLS, entre si, e os de vazão do rio Jequitinhonha, da mesma forma, dos anos até agora analisados (FIGURA 30 e FIGURA 36, FIGURA 32 e FIGURA 38), é possível perceber a sazonalidade intrínseca aos eventos. Inicialmente, parece também haver uma sazonalidade nas medidas da cúspide norte da embocadura sul relacionada aos períodos de vazões mais baixas e taxa de TLS do ponto sul mais intensa na direção sul, as quais geralmente ocorrem aproximadamente entre abril e outubro de cada ano, porém é uma relação que ainda não é clara e não pode ser afirmada no momento, portanto os próximos anos também serão analisados quanto à estas especulações.



FIGURA 39 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA EM 2007 E INÍCIO DE 2008.



FIGURA 40 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA EM 2008.

6.4 ANOS 2009 E 2010

A seguir os gráficos para os anos 2009 e 2010 relativos às médias mensais das taxas de TLS (FIGURA 41), às medidas da embocadura do rio Jequitinhonha (FIGURA 42) e às médias mensais das vazões do rio Jequitinhonha e às marés observadas no porto de Ilhéus-Malhado (FIGURA 43).



FIGURA 41 – MÉDIAS MENSAIS DA TAXA DE TLS EM 2009 E 2010.



FIGURA 42 - MEDIDAS DAS EMBOCADURAS DO RIO JEQUITINHONHA EM 2009 E 2010.



FIGURA 43 – NÍVEIS DE MARÉ E MÉDIAS MENSAIS DA VAZÃO EM 2009 E 2010.

Ao final de 2008 houve um evento de vazão mais elevada, onde a máxima chegou a aproximadamente 1700 m³/s (FIGURA 38), no entanto, houve pouca discrepância entre as medidas das embocaduras no fim de 2008 (FIGURA 37) e no começo de 2009 (FIGURA 42). A embocadura norte sofreu pouquíssimas alterações no decorrer destes dois anos.

Entre junho e dezembro de 2009 há poucas imagens de satélite aproveitáveis devido às nuvens, mesmo período em que há um evento de vazão mais elevada, aproximadamente 2500 m³/s (FIGURA 43), do qual efeitos parecem perceptíveis, meses depois, na leve redução das cúspides sul das duas embocaduras (FIGURA 42) em 29/11/2009 (FIGURA 44).

Do início ao final de 2010, os eventos de vazão não excederam a máxima de aproximadamente 1000 m³/s (FIGURA 43), vazão pequena comparada ao final dos anos anteriores como em 2005 e 2006 onde chegou a alcançar entre 2500 m³/s e 3000 m³/s (FIGURA 32). Parece que o resultado destas vazões máximas menos intensas é o aumento expressivo da cúspide norte da embocadura sul, que chegou a crescer além dos limites da própria embocadura (29/09/2010 e 02/12/2010, FIGURA

45). É possível que a sinergia entre o evento de vazão máxima reduzida, o alto aporte de sedimentos pelo rio (descrito brevemente na revisão bibliográfica) e a baixa, porém constante, taxa de TLS do período (FIGURA 41) na direção sul no ponto sul e na direção norte no ponto central, das quais o efeito pode ter sido tal que os sedimentos não foram carregados para longe da embocadura, houve condições para que a cúspide norte da embocadura sul tivesse um grande acréscimo em seu comprimento.

Os níveis de maré para os horários de cada imagem são semelhantes, portanto sua influência neste evento é considerada nula. A sazonalidade dos dados de vazão do rio e das direções das taxas de TLS se repetiram nestes anos, assim como nos anteriores, porém a cúspide norte da embocadura sul não parece ter seguido o comportamento esperado aumentando sempre entre abril e outubro como nos últimos anos, apesar da falta de imagens de satélite em alguns períodos.



FIGURA 44 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA EM 2009 E INÍCIO DE 2010.



FIGURA 45 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA EM 2010.

A seguir os gráficos para os anos 2011 e 2012 relativos às médias mensais das taxas de TLS (FIGURA 46), às medidas da embocadura do rio Jequitinhonha (FIGURA 47) e às médias mensais das vazões do rio Jequitinhonha e às marés observadas no porto de Ilhéus-Malhado (FIGURA 48).



FIGURA 46 – MÉDIAS MENSAIS DA TAXA DE TLS EM 2011 E 2012.



FIGURA 47 - MEDIDAS DAS EMBOCADURAS DO RIO JEQUITINHONHA EM 2011 E 2012.



FIGURA 48 – NÍVEIS DE MARÉ E MÉDIAS MENSAIS DA VAZÃO EM 2011 E 2012.

Ao final de 2010 a cúspide norte da embocadura sul bloqueou completamente o canal, que permaneceu bloqueado até no mínimo outubro de 2011. A incerteza quanto a abertura do canal sul se deve ao pequeno número de imagens de satélite em boas condições de visualização entre 02/10/11 e 02/03/12 (FIGURA 50 e FIGURA 51).

No início de 2011 houve um evento de vazão mais intensa (FIGURA 48), no entanto, este evento se refere a uma vazão ajustada com intensidade duvidosa, mencionada no capítulo sobre a metodologia, seção de vazão sobre o rio Jequitinhonha. Assim, é suposto que um evento de vazões mais elevadas aconteceu, no entanto, a intensidade real dele é desconhecida. Dito isto, sua intensidade foi insuficiente para a abertura da embocadura sul, mas ainda assim suficiente para a redução da cúspide sul da embocadura norte (FIGURA 47) devido ao fluxo preferencial do rio através da embocadura norte quando aliada à constante taxa de TLS na direção norte (FIGURA 46), causando um possível transporte de sedimentos através da embocadura, e ao aumento da maré nas imagens obtidas no início do ano (FIGURA 48).

A redução da cúspide norte da embocadura sul observada no gráfico das medidas das embocaduras no início de 2011 (FIGURA 47) é apenas devido ao fato de que as cúspides norte e sul se uniram ao longo do ano de 2011, como pode ser visto nas imagens de satélite (FIGURA 49), então, toda a extensão de areia que cobre a saída da embocadura de abril a outubro de 2011 é considerada como cúspide norte.

Entre 02/10/11 a 02/03/12 (FIGURA 50), período sem medições pelos motivos já comentados, houve a reabertura da embocadura sul. É plausível que esta reabertura tenha ocorrido devido ao evento de vazão que chegou a aproximadamente 1500 m³/s, subestimado nos gráficos (FIGURA 48) devido à intensidade exagerada do primeiro evento de intensidade duvidosa. É possível observar, na imagem de satélite de 02/03/2012 e nas imagens relativas às datas seguintes, vestígios de areia na abertura da barreira que vão na direção do canal a dentro, o que pode significar a deterioração da barreira pelo movimento das ondas e marés causadas por eventos como tempestades, ou ainda que este estado somente se deu após o rompimento da barreira.

Enquanto o período de picos da taxa de TLS (FIGURA 46) e de vazões baixas estava ocorrendo em 2012, com máximas no ano todo em aproximadamente 500 m³/s

e no fim do ano em aproximadamente 1000 m³/s (FIGURA 48), houve acréscimos nas cúspides sul das duas embocaduras e um leve decréscimo na cúspide norte da embocadura sul desde o rompimento da barreira, modificações mais aparentes no final do ano, quando há o evento sazonal de aumento de vazões e redução das taxas de TLS.

Na medição da cúspide sul na embocadura norte em 22/06/2016, ponto mais elevado entre maio e agosto no gráfico das medições (FIGURA 47), houve erro na medição devido às faixas escuras que estão presentes em algumas imagens de satélite de 2012 (FIGURA 50), uma vez que a cúspide é menor do que o que foi medido. Há um decréscimo desta cúspide que possivelmente ocorreu devido ao aumento da maré (FIGURA 48) e ao TLS intenso para o norte (FIGURA 46) nos pontos central e norte, uma vez que não há eventos de vazão intensa neste período.

As diferenças no comportamento das dimensões da embocadura com relação a anos anteriores podem estar relacionadas ao desenvolvimento de um novo equilíbrio entre os tamanhos das embocaduras, cúspides e a vazão do rio após o bloqueio e a reabertura da embocadura sul.



FIGURA 49 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA EM 2011.


FIGURA 50 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA NO FINAL DE 2011 E EM 2012.



FIGURA 51 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA, DEZEMBRO DE 2012.

6.6 ANOS 2013 E 2014

A seguir os gráficos para os anos 2013 e 2014 relativos às médias mensais das taxas de TLS (FIGURA 52), às medidas da embocadura do rio Jequitinhonha (FIGURA 53) e às médias mensais das vazões do rio Jequitinhonha e às marés observadas no porto de Ilhéus-Malhado (FIGURA 54).



FIGURA 52 – MÉDIAS MENSAIS DA TAXA DE TLS EM 2013 E 2014.



FIGURA 53 - MEDIDAS DAS EMBOCADURAS DO RIO JEQUITINHONHA EM 2013 E 2014.



FIGURA 54 – NÍVEIS DE MARÉ E MÉDIAS MENSAIS DA VAZÃO EM 2013 E 2014.

O ano de 2013 consistiu de pequenas vazões e taxas de TLS constantes na direção norte para os pontos central e norte (FIGURA 52), o que parece ter refletido

no acréscimo da cúspide sul da embocadura norte (FIGURA 53), e taxas de TLS inicialmente na direção norte e de maio ao fim do ano na direção sul para o ponto sul (FIGURA 52), que no novo equilíbrio da embocadura sul causaram aumento da cúspide sul e redução da cúspide norte (FIGURA 53). As cúspides diminuíram após o evento de vazão máxima próximo ao início de 2014 (FIGURA 54), onde a vazão chegou a aproximadamente 3500 m³/s. É interessante notar que, não fosse este evento de cheia, é possível que a embocadura sul tivesse fechado novamente, desta vez devido ao intenso acréscimo incomum da cúspide sul, como é possível observar no gráfico de medidas da embocadura sul (FIGURA 53) e nas imagens de satélite de 08/11/2013 e 10/12/2013 (FIGURA 55).

O ano de 2014 teve pequenas vazões e, ao fim do ano, como aconteceu nos anos anteriores houve um evento de vazão mais elevada, no entanto esta não ultrapassou a máxima de 1000 m³/s no período relativo ao ano de 2014 (FIGURA 54), assim, a baixa vazão do rio aliada à taxa de TLS na direção norte dos pontos norte e central (FIGURA 52) causou o acréscimo ao longo do ano da cúspide sul da embocadura norte. Assim como em 2013 as taxas de TLS inicialmente na direção norte e de maio ao fim do ano na direção sul para o ponto sul (FIGURA 52), aliadas à vazão reduzida, causaram aumento da cúspide sul (FIGURA 53), mas de forma desigual ao ano de 2013, a cúspide norte da embocadura sul sofreu um leve acréscimo no segundo semestre de 2014 como provável causa da direção da taxa de TLS para o sul no ponto sul.



FIGURA 55 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA EM 2013 E NO PRIMEIRO SEMESTRE DE 2014.



FIGURA 56 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA EMBOCADURA NO FINAL 2014.

7 CONCLUSÃO

A partir do processo e análise dos dados de diversas fontes sem relação entre si com exceção das dimensões da embocadura, as quais dependem de todas as outras, é incontestável a complexidade inerente à associação destes sobre as transformações observadas no delta do rio Jequitinhonha.

Os dados obtidos e utilizados são relativos às dimensões tomadas a partir de imagens de satélite da região da embocadura do rio Jequitinhonha, às marés astronômicas medidas no porto de Ilhéus-Malhado, às vazões do rio medidas em diferentes estações fluviométricas ao longo deste e à taxa de transporte longitudinal de sedimentos, calculada em três pontos diferentes da região costeira anexa à embocadura, através de dados de ondas do modelo *WAVEWATCH III*. Há ainda fenômenos e características importantes que não foram explorados pela ausência de dados ou por exceder a dimensão deste trabalho, como o transporte eólico de sedimentos na região, eventos meteorológicos extremos em alto mar, vazão de sedimentos no rio Jequitinhonha, episódios em que a vazão foi regrada pelo reservatório R2 e a relação da topografia local com os supracitados neste parágrafo.

Dentre os aspectos não examinados profundamente, é possível constatar a pertinência do subsídio de sedimentos proporcionado pelo rio na evolução temporal da embocadura, apresentada no estudo de Bittencourt et al. (2011), em indicativos do acréscimo do delta na direção do oceano observados nas imagens de satélite e na descrição do aporte de sedimentos relatada no estudo de impacto ambiental do reservatório R1.

Em mais de uma ocasião foi possível relacionar o incremento na vazão do rio ao alargamento da seção de abertura dos canais tal como a redução da vazão do rio à redução da seção de abertura dos canais e aumento de suas cúspides, ambos eventos de vazão sazonal. Em alguns destes casos foi razoável associar as direções e magnitudes das taxas de transporte longitudinal de sedimentos calculadas às ocorrências pois nem sempre a relação entre os fatores era clara, apesar de suceder.

O episódio eixo deste estudo é o bloqueio da embocadura sul no final do ano 2010 pela sua cúspide norte. Nesta circunstância, a análise aponta, ainda que de forma especulativa, que os agentes determinantes são as vazões reduzidas ao longo

do ano, inclusive no período sazonal de vazões intensas próximo ao final do ano, a grande disponibilidade de sedimentos carregados pelo rio e a taxa de transporte longitudinal de sedimentos do ponto sul com direção propensa ao sul, que estava transitando para um período sazonal de intensidades mais baixas, fator comum as taxas calculadas para os outros dois pontos, ocasionando transporte de sedimentos abrandado e evitando a condução de sedimentos para longe do delta, porém suficiente para que a cúspide norte obstrua a embocadura entre setembro e dezembro de 2010. A reabertura do canal sul ocorreu devido a vazões altas entre dezembro de 2011 e janeiro de 2012. Outros fatores podem ter contribuído para o impedimento e reabertura da embocadura sul, aqui aludindo novamente aos aspectos não investigados, porém também é necessário apreçar pelo equilíbrio complexo existente em deltas que contém mais de um canal.

Considerando a análise das imagens de satélite de 1973 a 2004, o desenvolvimento de uma cúspide norte de extensão equiparável ao comprimento da seção de abertura do canal sul ocorreu em pelo menos três ocasiões, em 21/10/1976, em 21/10/1989 e em 08/06/1998, datas antecedentes ao início das operações dos reservatórios. Dito isto, parece improvável que o reservatório R1 tenha contribuído com o fechamento da embocadura por não possuir capacidade de regular a vazão do rio, diferente do reservatório R2, habilitado a regrar as vazões do rio. No entanto, apesar da obstrução da embocadura ter ocorrido anteriormente, não é possível afirmar que a operação e construção dos reservatórios não tiveram nenhum efeito sobre a embocadura do rio Jequitinhonha sem que se obtenham mais informações. Porém, segundo outros estudos apresentados, os reservatórios podem ocasionar a retenção dos sedimentos transportados pelo rio, gerando possível erosão do delta e de estruturas costeiras anexas, sejam elas de natureza antrópica ou não.

REFERÊNCIAS

A GUIDE TO THE CODE FORM FM 92-IX Ext. GRIB. Disponível em: http://www.wmo.int/pages/prog/www/WDM/Guides/Guide-binary-2.html#GRIB. Acesso em: 07 jun. 2016.

Allen, J.R.L. (1982). Sedimentary structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology, Vol. 1*. Elsevier Scientific Publishing Company.

Bird, E.C.F. (2008). Coastal Geomorphology: an introduction. England: Wiley.

Bittencourt et al. 2000. Patterns of Sediment Dispersion Coastwise the State of Bahia – Brazil. An. Acad. Bras. Ciênc., vol.72, no.2, Rio de Janeiro.

Bittencourt et al. 2011. A diachronic view of the net longshore sediment drift during the Late Holocene at the Jequitinhonha River delta, Brazil, using numerical modeling. An. Acad. Bras. Ciênc., vol.83, no.4, Rio de Janeiro.

Borsje, C.S. 2003. Cross-sectional Stability of a Two Inlet Bay System. 148 f. Master Thesis (Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Section of Hydraulic Engineering), Delft University of Technology, Delft.

Chen, J. 2005. Dams, Effect on Coasts. In: Schwartz, M.L ed. *Encyclopedia of Coastal Science*. Netherlands: Springer, pp. 357-359.

Corrêa, C.S, Bittencourt, A.C.S.P & Dominguez, J.M.L. 2010. Morfodinâmica Praial e Suscebptibilidade a Impactação por Derrame de Óleo: O caso da Costa das Baleias e Costa do Cacau - BA. *Associação dos Geógrafos Brasileiros*. Anais XVI Encontro Nacional dos Geógrafos, Porto Alegre, RS.

Cowell, P.J. & Thom, B.G. 1994. Morphodynamic of coastal evolution. In: Carter, R.W.G., & Woodroffe, C.C. (ED.). Coastal Evolution. Cambridge: Cambridge University Press, pp. 33-86.

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. 2015. Acompanhamento da Estiagem na Região Sudeste do Brasil, Relatório 1/2015. Área de Atuação da Superintendência Regional da CPRM de Belo Horizonte.

Dados de saída do modelo WAVEWATCH III. Disponível em: http://polar.ncep.noaa.gov/. Acesso em: 07 jun. 2016.

Davies, J.L. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, n. 8, pp. 27–42.

Dean, R.G & Dalrymple, R.A (2002). Coastal Processes with Engineering Applications. Cambridge, UK: Cambridge University Press.

Dominguez J.M.L., Martin L. & Bittencourt A.C.S.P. 1987. Sea-level history and the Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast coast of Brazil: a summary. D Mummedal, DH Pilkey and JD Howard eds. *SeaLevel Fluctuation and Coastal Evolution*, SEPM, Spec Publ 41: pp. 115-127.

Escoffier, F.F. (1940). The stability of tidal inlets. *Shore and Beach.* 8(4), pp. 114-115.

Especificações de Satélites LANDSAT. Disponível em: http://landsat.usgs.gov//about_project_descriptions.php. Acesso em: 07 jun. 2016.

Fontoura, J. A. S. 2004. Hidrodinâmica costeira e quantificação do transporte longitudinal de sedimentos não coesivos na zona de surfe das praias adjacentes aos molhes da barra do Rio Grande, RS, Brasil. 281 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Sistema Hidroweb. Disponível em: <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>. Acesso em: 07 jun. 2016.

Kamphuis, J.W. (2000). Introduction to Coastal Engineering and Management. Farrer Road, Singapore: World Scientific Publishing Co Pte Ltd.

Kawamura, I., & Tanaka, H. 2003. Recent morphological change at the Naruse River mouth, Japan. (Proceedings of the International Conference of Estuaries and Coasts, November 9-11, 2003, Hangzhou, China).

Komar, P. D. (1976). Beach Processes and Sedimentation. Englewood Clifs, New Jersey: Prentice-Hall, Inc.

Kraus, N.C., Isobe, M., Igarashi, H., Sasaki, T., Horikawa, K. 1982. Field experiments on longshore sand transport in the surf zone. Proceedings of the 18th Coastal Engineering Conference, ASCE, pp. 969–988.

Kumar, V.S, Anand, N.M., Chandamohan, P., Naik, G.M. 2003. Longshore sediment transport rate - measurement and estimation, central west coast of India. Coastal Engineering, v. 48, pp. 95-109.

Litcher, M, Klein, M & Zviely, D. 2007. Dynamic morphology of the Na'aman River mouth, Israel.

Little, R.J. 1991. Stability of the Ashley River Mouth, North Canterbury. 202 f. Master Thesis (Science in Engineering Geology), University of Canterbury, Canterbury.

Matlab. Disponível em: <www.mathworks.com/>. Acesso em: 07 jun. 2016.

Mohamad, N.A.B. 2010. River mouth stability of Sungai Papar, Sabah. 109 f. Master

Thesis (Faculty of Civil Engineering, Hydraulic and Hydrology), Universiti Teknologi

Malaysia, Malaysia.

Nascimento, L. 2006. Caracterização geoambiental da linha de costa da Costa do Cacau – Litoral sul da Bahia. 143 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia.

NCTOOLBOX. Disponível em: http://nctoolbox.github.io/nctoolbox/>. Acesso em: 07 jun. 2016.

Orme, A.R. 2005. Africa, Coastal Geomorphology. In: Schwartz, M.L ed. *Encyclopedia of Coastal Science*. Netherlands: Springer, pp. 4-9.

Penland, S, & Kulp, M.A. 2005. Deltas. In: Schwartz, M.L ed. *Encyclopedia of Coastal Science*. Netherlands: Springer, pp. 362-367.

QGis. Disponível em: http://www.qgis.org/en/site/. Acesso em: 07 jun. 2016.

Rozengurt, M., & Haydock, I. 1993. Freshwater flow diversion and its implications for coastal zone ecosystems. Transactions of the 58th North American Wildlife and Natural Resources Conference.Wildlife Management Institute. pp. 287–293.

Schwartz, M.L (2005). Encyclopedia of Coastal Science. Netherlands: Springer.

Schoones, J.S., & Theron, A.K. 1996. Improvement of the Most Accurate Longshore Transport Formula. Proc. 25th Intl. Conf. Coastal Eng. Pp. 3652-3665.

Short, A. D. (1999). Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. Chichester, England: John Wiley & Sons, Ltd.

SMEC Australia. 2010. Longshore Sand Transport and Tidal Inlet Stability Study for the Entrance and The Entrance North. (Report for Wyong Shire Counsil).

Spindler, D.M., Chawla, A. & Tolman, H.L., 2011. An initial look at the CFSR Reanalysis Winds for wave modeling. Marine Modeling and Analysis Branch, Environmental Modeling Center, National Centers for Environmental Prediction, U.S. Department of Commerce.

Sprovieri, F.C. & Fontoura, J.A.S. 2012. Modelagem Numérica do Potencial Hidrodinâmico e do Transporte de Sedimentos na Praia do Cassino e no Entorno dos Molhes da Barra de Rio Grande (RS), Utilizando o Modelo SMC. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v.17, n.3, pp. 187-195.

Srivihok, P., & Tanaka, H. 2003. Monitoring of river mouth morphology change by aerial photograph analysis.

Tábuas de Marés. Disponível em: http://www.mar.mil.br/dhn/chm/box-previsao-mare/tabuas/index.htm. Acesso em: 07 jun. 2016.

Tolman, H.L. 2009. User manual and system documentation of WAVEWATCH III[™] version 3.14. Marine Modeling and Analysis Branch, Environmental Modeling Center, National Centers for Environmental Prediction, U.S. Department of Commerce.

Tung et al. 2009. Morphological Modeling of Tidal Inlet Migration and Closure. *Journal of Coastal Research.* SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium), pp. 1080-1084.

United States Geological Survey. Disponível em: ">https://www.usgs.gov/>. Acesso em: 07 jun. 2016.

Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology.* n. 30, pp. 377–392.

Williams, B.G. & Pan, S. 2011. Storm-driven morphological evolution and sediment bypassing at a dynamic tidal inlet: A simulation-based analysis. *Journal of Coastal Research.* SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), pp. 1209-1213.

APÊNDICE 1 – SCRIPT PARA CORREÇÃO DOS DADOS DE VAZÃO DO RIO JEQUITINHONHA

```
%Arquivo 54950000 drenagem68100km2
fileID = fopen('VAZAO 54950000 falhas 2009 drenagem68100km2.csv','r');
C = textscan(fileID, '%*f %*f %{dd/MM/uuuu}D %*s %*n %*n %7f %7f %7f %*n %*n
%*[^\n]',...
'HeaderLines', 15, 'Delimiter', ';', 'EmptyValue', 0);
fclose(fileID);
datas1=C{1}; max1=C{2}; min1=C{3}; med1=C{4};
%ordenando por datas e salvando índices 54950000
tam1=size(datas1);datas1s=sort(datas1);c=1;
for j=1:tam1(1)
   if datas1s(j)>=datetime([1979 01 1 0 0 0])
       k=find(datas1==datas1s(j));
       if size(k) ==1
          index1(c)=k;
          c=c+1;
       else
          index1(c)=k(1);
          c=c+1;
       end
   end
end
%Novos vetores, de 01/01/1979 ao máximo de medições no arquivo
datas1s=datas1(index1)'; tdatas1s=size(datas1s);
max1s=max1(index1)'; min1s=min1(index1)'; med1s=med1(index1)';
figure(1)
plot(datas1s, med1s, datas1s, min1s, datas1s, max1s)
title('vazao com falhas')
legend('media', 'minima', 'maxima')
%achando índices das falhas
zmedls=find(medls==0); zminls=find(minls==0); zmaxls=find(maxls==0);
tzmedls=size(zmedls); tzminls=size(zminls); tzmaxls=size(zmaxls);
%Arquivo 54780000 drenagem62700km2
fileID = fopen('VAZAO 54780000 falhas 2011 drenagem62700km2.csv','r');
C = textscan(fileID, '%*f %*f %{dd/MM/uuuu}D %*s %*n %*n %7f %7f %7f %*n %*n
%*[^\n]',...
'HeaderLines', 15, 'Delimiter', ';', 'EmptyValue', 0);
fclose(fileID);
datas2=C{1};max2=C{2};min2=C{3};med2=C{4};
%Média das diferenças p/ ajuste nas medições faltantes
c=1;d=1;e=1;
for j=1:tdatas1s(2)
   k=find(datas2==datas1s(j));
   if k \sim = 0
       if med1s(j)~=0 && med2(k)~=0
          dmed12(c) = med1s(j) - med2(k);
          c=c+1;
```

```
end
       if max1s(j)~=0 && max2(k)~=0
           dmax12(d) =max1s(j) -max2(k);
           d = d + 1;
       end
       if min1s(j)~=0 && min2(k)~=0
           dmin12(e) =min1s(j) -min2(k);
           e = e + 1;
       end
   end
end
ajmed12=mean(dmed12);
ajmax12=mean(dmax12);
ajmin12=mean(dmin12);
%Preenchimento e ajuste de medições faltantes
for j=1:tzmed1s(2)
   k=find(datas2==datas1s(zmed1s(j)));
   if k~=0
       k=k(1);
       if med2(k) \sim = 0
           medls(zmedls(j)) = med2(k) + ajmed12;
       end
   end
end
for j=1:tzmax1s(2)
   k=find(datas2==datas1s(zmax1s(j)));
   if k~=0
       k=k(1);
       if max2(k) \sim = 0
           max1s(zmax1s(j)) = max2(k) + ajmax12;
       end
   end
end
for j=1:tzmin1s(2)
   k=find(datas2==datas1s(zmin1s(j)));
   if k \sim = 0
       k=k(1);
       if min2(k) ~=0
           min1s(zmin1s(j))=min2(k)+ajmin12;
       end
   end
end
%achando novos índices das falhas
zmedls=find(medls==0); zminls=find(minls==0); zmaxls=find(maxls==0);
tzmedls=size(zmedls); tzminls=size(zminls); tzmaxls=size(zmaxls);
%Arquivo 54710000 drenagem50500km2
fileID = fopen('VAZAO 54710000 falhas 2009 drenagem50500km2.csv','r');
C = textscan(fileID, '%*f %*f %{dd/MM/uuuu}D %*s %*n %*n %7f %7f %7f %*n %*n %*n
%*[^\n]',...
'HeaderLines', 15, 'Delimiter', ';', 'EmptyValue', 0);
fclose(fileID);
datas3=C{1};max3=C{2};min3=C{3};med3=C{4};
%Média das diferenças p/ ajuste nas medições faltantes
c=1;d=1;e=1;
```

```
for j=3:tdatas1s(2) %de 3 pra frente para ignorar o valor
altissimo(01/02/1979)
    k=find(datas3==datas1s(j));
    if k \sim = 0
        k=k(1);
        if med1s(j)~=0 && med3(k)~=0
            dmed13(c) = med1s(j) - med3(k);
            c=c+1;
        end
        if max1s(j)~=0 && max3(k)~=0
            dmax13(d) = max1s(j) - max3(k);
            d = d + 1;
        end
        if min1s(j)~=0 && min3(k)~=0
            dmin13(e) = min1s(j) - min3(k);
            e = e + 1:
        end
    end
end
ajmed13=mean(dmed13);
ajmax13=mean(dmax13);
ajmin13=mean(dmin13);
%Preenchimento e ajuste de medições faltantes
for j=1:tzmed1s(2)
    k=find(datas3==datas1s(zmed1s(j)));
    if k~=0
        k=k(1);
        if med3(k) \sim = 0
            medls(zmedls(j)) = med3(k) + ajmed13;
        end
    end
end
for j=1:tzmax1s(2)
    k=find(datas3==datas1s(zmax1s(j)));
    if k \sim = 0
        k = k(1);
        if max3(k) \sim = 0
            max1s(zmax1s(j))=max3(k)+ajmax13;
        end
    end
end
for j=1:tzmin1s(2)
    k=find(datas3==datas1s(zmin1s(j)));
    if k~=0
        k=k(1);
        if min3(k)~=0
            min1s(zmin1s(j))=min3(k)+ajmin13;
        end
    end
end
%achando novos índices das falhas
zmedls=find(medls==0); zminls=find(minls==0); zmaxls=find(maxls==0);
tzmedls=size(zmedls); tzminls=size(zminls); tzmax1s=size(zmax1s);
%Arquivo 54580000 drenagem45600km2
fileID = fopen('VAZAO 54580000 drenagem45600km2.csv','r');
C = textscan(fileID, '%*f %*f %{dd/MM/uuuu}D %*s %*n %*n %7f %7f %7f %*n %*n
```

```
%*[^\n]',...
'HeaderLines', 15, 'Delimiter', ';', 'EmptyValue', 0);
fclose(fileID);
datas4=C{1};max4=C{2};min4=C{3};med4=C{4};
%Média das diferenças p/ ajuste nas medições faltantes
c=1;d=1;e=1;
for j=3:tdatas1s(2) %de 3 pra frente para ignorar o valor
altissimo(01/02/1979)
    k=find(datas4==datas1s(j));
    if k \sim = 0
        k=k(1);
        if med1s(j)~=0 && med4(k)~=0
            dmed14(c) = med1s(j) - med4(k);
            c=c+1;
        end
        if max1s(j)~=0 && max4(k)~=0
            dmax14(d) = max1s(j) - max4(k);
            d=d+1;
        end
        if min1s(j)~=0 && min4(k)~=0
            dmin14(e) = min1s(j) - min4(k);
            e=e+1;
        end
    end
end
ajmed14=mean(dmed14);
ajmax14=mean(dmax14);
ajmin14=mean(dmin14);
%Preenchimento e ajuste de medições faltantes
for j=1:tzmed1s(2)
    k=find(datas4==datas1s(zmed1s(j)));
    if k \sim = 0
        k=k(1);
        if med4(k) \sim = 0
            med1s(zmed1s(j))=med4(k)+ajmed14;
        end
    end
end
for j=1:tzmax1s(2)
    k=find(datas4==datas1s(zmax1s(j)));
    if k~=0
        k=k(1);
        if max4(k) \sim = 0
            max1s(zmax1s(j))=max4(k)+ajmax14;
        end
    end
end
for j=1:tzmin1s(2)
    k=find(datas4==datas1s(zmin1s(j)));
    if k~=0
        k=k(1);
        if min4(k) \sim = 0
            min1s(zmin1s(j))=min4(k)+ajmin14;
        end
    end
end
```

```
figure(2)
plot(datas1s, max1s, datas1s, med1s, datas1s, min1s)
legend('maxima', 'media', 'minima', 'Location', 'northeast')
xlim([datenum(datetime([1979 01 1 0 0 0])) datenum(datetime([2015 06 1 0 0
0]))])
ylim auto
grid on
grid minor
datetick('x','mmmyyyy','keeplimits','keepticks')
title('Vazão Ajustada Estação 54950000')
xlabel('data')
ylabel('Q (m^3/s)')
%Salvando resultados
t=datenum(datas1s);
dlmwrite('datasitapebi.txt',t)
dlmwrite('vazaomaxitapebiaj.txt',max1s)
dlmwrite('vazaomeditapebiaj.txt',medls)
dlmwrite('vazaominitapebiaj.txt',min1s)
```

APÊNDICE 2 – SCRIPT PARA O CALCULO DA TAXA E DIREÇÃO DO TRANSPORTE LONGITUDINAL DE SEDIMENTOS NOS PONTOS SELECIONADOS

```
%Lista os arquivos nas pastas
argDP=dir('C:\Users\kpfra\TCC\GRIB primary wave average direction at the
peak period');
argTP=dir('C:\Users\kpfra\TCC\GRIB primary wave peak period');
argHS=dir('C:\Users\kpfra\TCC\GRIB significant wave height of combined wind
waves and swell');
Hc=[]; Hn=[]; Hs=[]; %Matriz vazia para alocar valores de HS na quebra;
alfasbc=[];
Qcsul=[]; Qcnorte=[]; Qctotal=[];
alfasbn=[];
Qnsul=[]; Qnnorte=[]; Qntotal=[];
alfasbs=[];
Qssul=[]; Qsnorte=[]; Qstotal=[];
datas=[]; %Matriz vazia para alocar datas;
narq=size(arqDP); %n de arquivos no diretório;
multire=[]; multi1=[]; c1=1; c2=1;
g=9.807; %gravidade
D50=0.55*10^-3; %tamanho médio dos grãos de areia
mbc=1.7*10^-3; mbn=mbc; mbs=mbc; %declividade média
%Organizando a leitura de arquivos por ordem de datas
for j=3:narq(1)
   no = arqTP(j).name;
   sno = size(no);
    if sno(2) == 35
        multire(c1)=j;
        c1=c1+1;
    else
        multi1(c2)=j;
        c2=c2+1;
    end
end
multi=[multire, multi1];
for j=1:(narq(1)-2)
    % load de arquivo WAVEWATCH III - Período(TP)
    nco=ncgeodataset(arqTP(multi(j)).name);
    % definir a geovariável
    gvar=nco.geovariable('Primary wave mean period surface');
    % definir lat/lon para um ponto
    s.lon=-38.74; s.lat=-15.840316;
    % achar o ponto no Grid do arquivo
    sub=gvar.geosubset(s);
   ponto=sub.start
    %separando os valores de TP no ponto
   beltp=nco{'Primary wave mean period surface'}(:,ponto(2),ponto(3));
```

```
% load de arquivo WAVEWATCH III - Altura siginficativa (HS)
    nco=ncgeodataset(argHS(multi(j)).name);
    %separando os valores de HS no ponto
belhs=nco{'Significant height of combined wind waves and swell surface'}(:,
ponto(2), ponto(3));
    % load de arquivo WAVEWATCH III - Direção (DP)
    nco=ncgeodataset(arqDP(multi(j)).name);
    %separando os valores de DP no ponto
beldp=nco{'Primary wave direction degree true surface'}(:,ponto(2),ponto(3)
);
    nticks=size(beldp); %n de valores em cada arquivo
    %Loop para transformar HSO (deep water) em HS (shallow water)
    for i=1:(size(beldp))
        %obtendo datas
        no = arqTP(multi(j)).name;
        pontosstring = find(no == '.');
        ano = str2double(no(pontosstring(3)+1:pontosstring(4)-3));
        mes = str2double(no(pontosstring(3)+5:pontosstring(4)-1));
        beltempo=nco{'time'}(:,ponto(2),ponto(3));
        hora = beltempo(i);
        t = datetime([ano mes 1 hora 0 0]);
        DateNumber=datenum(t);
        datas(i,j)=DateNumber; %para string DateString = datestr(t)
        %Obtendo valores de TP, HSO, DPO e celeridade O
        Hblc=0.1; Hbln=0.1; Hbls=0.1;
        flagc=0; flagn=0; flags=0;
        T=beltp(i); %pegar TP
        H0=belhs(i); %pegar HS0 (deep water)
        alfa0=beldp(i); %pegar DP0 (deep water)
        C0=(g*T)/(2*pi); %Celeridade 0 (deep water)
        %angulo p/ ponto central
        if 0<=alfa0 && alfa0<=90
            alfa0c=-alfa0+90;
            flagcQ=-1;
        end
        if 90<alfa0 && alfa0<=180
            alfa0c=alfa0-90;
            flagcQ=1;
        end
        if 180<alfa0 && alfa0<=360
            alfa0c=0;
            flagcQ=1;
        end
        %angulo p/ ponto norte
        if 320.121<=alfa0 && alfa0<=360
            alfa0n=-alfa0+410.121;
            flagnQ=-1;
        end
```

```
if 0<=alfa0 && alfa0<=50.121
            alfa0n=-alfa0+50.121;
            flagnQ=-1;
        end
        if 50.121<alfa0 && alfa0<=140.121
            alfa0n=alfa0-50.121;
            flagnQ=1;
        end
        if 140.121<alfa0 && alfa0<320.121
            alfa0n=0;
            flagn0=1;
        end
        %angulo p/ o ponto sul
        if 40.294<=alfa0 && alfa0<=130.294
            alfa0s=-alfa0+130.294;
            flagsQ=-1;
        end
        if 130.294<alfa0 && alfa0<=220.294
            alfa0s=alfa0-130.294;
            flagsQ=1;
        end
        if 220.294<alfa0 && alfa0<=360 || 0<=alfa0 && alfa0<40.249
            alfa0s=0;
            flagsQ=1;
        end
        %loop de iteração
        while 1
            flag0=0;
            if T==0 || H0==0
                Hc(i,j)=0; Hn(i,j)=0; Hs(i,j)=0;
                flag0=1;
                break
            end
            %Critério de quebra (Solitary Wave Theory criterion (McCowan,
1894; Munk, 1949)
            dbc=Hb1c/0.78; dbn=Hb1n/0.78; dbs=Hb1s/0.78;
            %Angulo na quebra (Lei de Snell)
            alfabc=asind(sind(alfa0c)*sqrt(g*dbc)/C0);
            alfabn=asind(sind(alfa0n)*sqrt(g*dbn)/C0);
            alfabs=asind(sind(alfa0s)*sqrt(g*dbs)/C0);
            %Celeridade (shallow water)
            Cc=sqrt(g*dbc); Cn=sqrt(g*dbn); Cs=sqrt(g*dbs);
            %Celeridade de Grupo 0 (deep water)
            Cq0 = C0/2;
            %Celeridade de Grupo (shallow water)
            Cqc=Cc; Cqn=Cn; Cqs=Cs;
            %Shoaling Coefficient (Ks)
            Ksc=sqrt(Cg0/Cgc); Ksn=sqrt(Cg0/Cgn); Kss=sqrt(Cg0/Cgs);
            %Refraction Coefficient (Kr)
            Krc=sqrt(cosd(alfa0c)/cosd(alfabc));
            Krn=sqrt(cosd(alfa0n)/cosd(alfabn));
            Krs=sqrt(cosd(alfa0s)/cosd(alfabs));
            %Efeito de shoaling e refração em HS (HO->Hb)
            Hbc = H0*Ksc*Krc; Hbn = H0*Ksn*Krn; Hbs = H0*Kss*Krs;
            %critério de semelhança
            if abs(Hbc-Hblc)>abs(0.000001) %repete loop com novo valor
                Hb1c=Hbc;
```

```
else %guarda os valores
        if flagc==1
            80
        else
            Hc(i,j)=Hbc; %HS na zona de quebra
            alfasbc(i,j)=alfabc;
            flagc=1;
        end
    end
    if abs(Hbn-Hbln)>abs(0.000001) %repete loop com novo valor
        Hb1n=Hbn;
    else %quarda os valores
        if flagn==1
            80
        else
            Hn(i,j)=Hbn; %HS na zona de quebra
            alfasbn(i,j)=alfabn;
            flagn=1;
        end
    end
    if abs(Hbs-Hb1s)>abs(0.000001) %repete loop com novo valor
        Hb1s=Hbs;
    else %quarda os valores
        if flags==1
            80
        else
            Hs(i,j)=Hbs; %HS na zona de quebra
            alfasbs(i,j)=alfabs;
            flags=1;
        end
    end
    if flagc==1 && flagn==1 && flags==1
        break
    end
end
%Calculo do TLS para cada ponto
if flag0==1
    Qcsul(i,j)=0; Qcnorte(i,j)=0;
    Qnsul(i,j)=0; Qnnorte(i,j)=0;
    Qssul(i,j)=0; Qsnorte(i,j)=0;
    Qctotal(i,j)=0; Qntotal(i,j)=0; Qstotal(i,j)=0;
else
    if flagcQ==-1
        Qcsul(i,j) = -2.27*(Hc(i,j)^2)*(T^{1.5})*(mbc^{0.75})*...
             (D50^-0.25) * (sind(2*alfasbc(i,j))^0.6);
        Qctotal(i,j)=Qcsul(i,j);
    else
        Qcnorte(i,j)=2.27*(Hc(i,j)^2)*(T^1.5)*(mbc^0.75)*...
             (D50^-0.25) * (sind(2*alfasbc(i,j))^0.6);
        Qctotal(i,j)=Qcnorte(i,j);
    end
    if flagnQ==-1
        Qnsul(i,j) = -2.27*(Hn(i,j)^2)*(T^{1.5})*(mbn^{0.75})*...
            (D50^-0.25)*(sind(2*alfasbn(i,j))^0.6);
        Qntotal(i,j)=Qnsul(i,j);
    else
        Qnnorte(i,j)=2.27*(Hn(i,j)^2)*(T^1.5)*(mbn^0.75)*...
            (D50^-0.25) * (sind(2*alfasbn(i,j))^0.6);
        Qntotal(i,j)=Qnnorte(i,j);
    end
    if flagsQ==-1
```

```
Qssul(i,j)=-2.27*(Hs(i,j)^2)*(T^1.5)*(mbs^0.75)*...
                    (D50^-0.25)*(sind(2*alfasbs(i,j))^0.6);
                Qstotal(i,j)=Qssul(i,j);
            else
                Qsnorte(i,j)=2.27*(Hs(i,j)^2)*(T^1.5)*(mbs^0.75)*...
                    (D50^-0.25)*(sind(2*alfasbs(i,j))^0.6);
                Qstotal(i,j)=Qsnorte(i,j);
            end
        end
    end
end
%Escrevendo resultados em TXT, para ler dlmread('nomedoarquivo.txt')
dlmwrite('vazao_sul_ponto_centro.txt',Qcsul)
dlmwrite('vazao norte_ponto_centro.txt',Qcnorte)
dlmwrite('vazao total ponto centro.txt',Qctotal)
dlmwrite('vazao sul ponto sul.txt',Qssul)
dlmwrite('vazao norte ponto sul.txt',Qsnorte)
dlmwrite('vazao total ponto sul.txt',Qstotal)
dlmwrite('vazao_sul_ponto_norte.txt',Qnsul)
dlmwrite('vazao_norte_ponto_norte.txt',Qnnorte)
dlmwrite('vazao total ponto norte.txt',Qntotal)
```

```
dlmwrite('datas.txt',datas)
```

APÊNDICE 3 – SCRIPT PARA A PRODUÇÃO DE GRÁFICOS DOS RESULTADOS

```
%Lendo resultados salvos('nomedoarquivo.txt')
ತ್ತಿ_____
                                              %Resultados de TLS (dados de clima de ondas NOAA processados):
Qcsul=dlmread('vazao sul ponto centro.txt');
Qcnorte=dlmread('vazao norte ponto centro.txt');
Qctotal=dlmread('vazao total ponto centro.txt');
sQctotal=mean(Qctotal);sQcnorte=mean(Qcnorte);sQcsul=mean(Qcsul);
Qssul=dlmread('vazao sul ponto sul.txt');
Qsnorte=dlmread('vazao norte ponto sul.txt');
Qstotal=dlmread('vazao total ponto sul.txt');
sQstotal=mean(Qstotal);sQsnorte=mean(Qsnorte);sQssul=mean(Qssul);
Qnsul=dlmread('vazao sul ponto norte.txt');
Qnnorte=dlmread('vazao norte ponto norte.txt');
Qntotal=dlmread('vazao total ponto norte.txt');
sQntotal=mean(Qntotal);sQnnorte=mean(Qnnorte);sQnsul=mean(Qnsul);
sQnsul=[sQnsul 0 0 0];
datas=dlmread('datas.txt');
datass=datas(1,:);
%Resultados de VAZÃO (dados de vazão HIDROWEB processados):
%Arquivo 54950000 drenagem68100km2
fileID = fopen('VAZAO 54950000 falhas 2009 drenagem68100km2.csv','r');
C = textscan(fileID, '%*f %*f %{dd/MM/uuuu}D %*s %*n %*n %7f %7f %7f %*n %*n
%*[^\n]',...
'HeaderLines', 15, 'Delimiter', ';', 'EmptyValue', 0);
fclose(fileID);
datas1=C{1}; max1=C{2}; min1=C{3}; med1=C{4};
%ordenando por datas e salvando índices 54950000
tam1=size(datas1);datash=sort(datas1);c=1;
for j=1:tam1(1)
   if datash(j)>=datetime([1979 01 1 0 0 0])
       k=find(datas1==datash(j));
       if size(k) ==1
          index1(c)=k;
          c=c+1;
       else
          index1(c)=k(1);
          c=c+1;
       end
   end
end
%Extensão até 2016
fileID = fopen('2015frente.csv', 'r');
C = textscan(fileID, \[\] dd/MM/uuuu)D &f &f &f &f \[\] n]', \dots
'Delimiter',';','EmptyValue',0);
fclose(fileID);
datas2=C{1}; max2=C{2}; min2=C{3}; med2=C{4};
datas2=datenum(wrev(datas2)');max2=wrev(max2)';min2=wrev(min2)';med2=wrev(m
ed2)';
```

```
%Salvando vetor de datas e lendo resultados já ajustados
datash1=datas1(index1)';
datash=[datenum(datash1) datas2];
hidromax=dlmread('vazaomaxitapebiaj.txt'); hidromax=[hidromax max2];
hidromed=dlmread('vazaomeditapebiaj.txt'); hidromed=[hidromed med2];
hidromin=dlmread('vazaominitapebiaj.txt'); hidromin=[hidromin min2];
%_____
%Resultados de MEDIDAS DA COSTA (imagens de satélite processadas):
%Arquivo embocadura sul
fileID = fopen('embocadura sul.csv','r');
C = textscan(fileID, '%{dd/MM/uu}D %f %f %f %*s %*f',...
'HeaderLines',1,'Delimiter',';','EmptyValue',0);
fclose(fileID);
datases=datenum(C{1})'; csules=C{2}'; cnortees=C{3}'; aberturaes=C{4}';
%Arquivo embocadura norte
fileID = fopen('embocadura norte.csv','r');
C = textscan(fileID, '%{dd/MM/uu}D %f %f %f %f %f %f',...
'HeaderLines',1, 'Delimiter', '; ', 'EmptyValue', 0);
fclose(fileID);
csulen=C{2}'; cnorteen=C{3}'; inorte=C{4}'; anorte=C{5}';aberturaen=C{6}';
cnorteen=cnorteen+inorte;
                       _____
§_____
%Resultados de MARÉ (dados ajustados marinha - porto de ilhéus):
pilheus=dlmread('mare.txt');
dmare=pilheus(:,1); hmare=pilheus(:,2); hmedio=1.12;
hmare=hmare-hmedio;
<u>%</u>_____
%GRÁFICOS P/ ANÁLISE
a=0;b=1;c=2;d=3;
while a<=10
   lim0=datenum(datetime([2005+a 01 1 0 0 0]));
   lim1=datenum(datetime([2007+a 01 1 0 0 0]));
   pt=find(lim0<=datass & datass<=lim1); %index p/ TLS</pre>
   ph=find(lim0<=datash & datash<=lim1); %index p/ Vazão</pre>
   pi=find(lim0<=datases & datases<=lim1); %index p/ Medidas</pre>
   pm=find(lim0<=dmare & dmare<=lim1); %index p/mare</pre>
   si=size(ph);
   t=datash(ph);
   if find (diff(t) == 0) == 0
   indexV=t;
   else
   indexV=t(find(diff(t)~=0));
   indexV(end+1)=t(end);
   end
   figure(b)
   subplot(3,1,1)
plot(datass(pt),sQntotal(pt),datass(pt),sQnnorte(pt),datass(pt),sQnsul(pt))
   legend('total', 'norte', 'sul', 'Location', 'best')
   xlim([datass(pt(1)) datass(pt(end))])
   ylim auto
   grid on
   grid minor
   set(gca, 'XMinorTick', 'on')
   set(gca, 'Xtick', datass(pt))
   datetick('x', 'mm/yy', 'keeplimits', 'keepticks')
```

```
title('Média Mensal da Taxa de TLS - Ponto norte')
    xlabel('data')
    ylabel('Q (kg/s)')
    subplot(3,1,2)
plot(datass(pt), sQctotal(pt), datass(pt), sQcnorte(pt), datass(pt), sQcsul(pt))
    legend('total', 'norte', 'sul', 'Location', 'best')
    xlim([datass(pt(1)) datass(pt(end))])
    ylim auto
    grid on
    grid minor
    set(gca, 'XMinorTick', 'on')
    set(gca,'Xtick',datass(pt))
    datetick('x','mm/yy','keeplimits','keepticks')
title('Média Mensal da Taxa de TLS - Ponto central')
    xlabel('data')
    ylabel('Q (kg/s)')
    subplot(3,1,3)
plot(datass(pt),sQstotal(pt),datass(pt),sQsnorte(pt),datass(pt),sQssul(pt))
    legend('total', 'norte', 'sul', 'Location', 'best')
    xlim([datass(pt(1)) datass(pt(end))])
    ylim auto
    grid on
    grid minor
    set(gca, 'XMinorTick', 'on')
    set(gca, 'Xtick', datass(pt))
    datetick('x', 'mm/yy', 'keeplimits', 'keepticks')
    title('Média Mensal da Taxa de TLS - Ponto sul')
    xlabel('data')
    ylabel('Q (kg/s)')
    figure(c)
    subplot(2,1,1)
    plot(datases(pi), cnorteen(pi), 'v', datases(pi), aberturaen(pi), 's',...
    datases(pi),csulen(pi),'^')
    legend('Cusp.N.', 'Ab.Canal', 'Cusp.S.', 'Location', 'best')
    xlim([datash(ph(1)) datash(ph(end))])
    ylim auto
    grid on
    grid minor
    set(gca, 'XMinorTick', 'on')
    set(gca, 'Xtick', datass(pt(1)):50:datass(pt(end)))
    datetick('x','dd/mm/yy','keeplimits','keepticks')
    title('Medidas da Embocadura Norte')
    xlabel('data')
    ylabel('metros (m)')
    subplot(2,1,2)
    plot(datases(pi), cnortees(pi), 'V', datases(pi), aberturaes(pi), 's',...
    datases(pi),csules(pi),'^')
    legend('Cusp.N.', 'Ab.Canal', 'Cusp.S.', 'Location', 'best')
    xlim([datash(ph(1)) datash(ph(end))])
    ylim auto
    grid on
    grid minor
    set(gca, 'XMinorTick', 'on')
    set(gca, 'Xtick', datass(pt(1)):50:datass(pt(end)))
```

```
datetick('x','dd/mm/yy','keeplimits','keepticks')
    title('Medidas da Embocadura Sul')
    xlabel('data')
    ylabel('metros (m)')
    figure(d)
    subplot(2,1,1)
    plot(datash(ph), hidromax(ph), datash(ph), hidromed(ph), ...
    datash(ph), hidromin(ph))
    legend('máxima mensal', 'média mensal', 'mínima
mensal', 'Location', 'best')
    xlim([datash(ph(1)) datash(ph(end))])
    ylim auto
    grid on
    grid minor
    set(gca, 'XMinorTick', 'on')
    set(gca,'Xtick',indexV)
    datetick('x','mm/yy','keeplimits','keepticks')
title('Vazão - Rio Jequitinhonha')
    xlabel('data')
    ylabel('Q (m^3/s)')
    subplot(2,1,2)
    plot(dmare(pm), hmare(pm), 'o')
    xlim([datash(ph(1)) datash(ph(end))])
    ylim auto
    grid on
    grid minor
    set(gca, 'XMinorTick', 'on')
    set(gca, 'Xtick', datass(pt(1)):50:datass(pt(end)))
    datetick('x','dd/mm/yy','keeplimits','keepticks')
    title('Nível da Maré - Porto de Ilhéus')
    xlabel('data')
    ylabel('altura (m)')
    a=a+2; b=b+3; c=c+3; d=d+3;
end
```



ANEXO 1 – IMAGENS DE SATÉLITE DE 1973 A 2004




































