



Morfodinâmica de um Canal de Maré Tropical: Estudo de Caso na Costa Norte Rio Grandense, Nordeste do Brasil *

Morphodynamic of a Tropical Tidal Inlet: Case Study on the Rio Grande do Norte Coast, Northeast Brazil

Helenice Vital^{1,2}, Francisco dos Santos Neto² & José Saraiva Plácido Junior²

RESUMO

Este artigo trata da morfodinâmica de um canal de maré em barreira costeira tropical, localizado na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Ponta do Tubarão-RDSPT, nordeste do Brasil. A região esta sujeita à alta energia sendo classificada como costa mista, dominada por ondas e marés. A influência significativa das marés sobre o sistema barreiras/canais de marés provoca a formação de proeminentes deltas de maré vazante.

A compreensão dos mecanismos de crescimento da barreira costeira e canais associados da Ponta do Tubarão auxiliarão na reconstrução da dinâmica e evolução costeira desta região. Nesta área a barreira costeira tem se modificado de barreira pontal para pontal e ilha barreiras a partir de aberturas de canais de marés no pontal inicial. O primeiro canal aberto naturalmente em 1977, originou a ilha Barreira Ponta do Tubarão, e desde então este canal de maré denominado Barra do Fernandez, tem sido usado como acesso de navegação pelos habitantes das comunidades locais de Barreiras e Diogo Lopes. Entretanto, como a distância entre o canal e Diogo Lopes é maior, persistiram as pressões públicas para abertura de acessos adicionais a navegação. A abertura natural de um novo canal em 2006 proporcionou a oportunidade para acompanhar sistematicamente as mudanças ocorridas em um canal de maré tropical. Desta forma, objetivando uma melhor compreensão dos processos costeiros atuantes na região o segundo canal tem sido monitorado e os dados aqui apresentados incluem a integração de sensoriamento remoto, levantamento batimétrico, sedimentologia, monitoramento da morfodinâmica e forçantes oceanográficas.

As correntes costeiras são responsáveis pelo transporte de sedimentos ao longo da costa, predominantemente para oeste-noroeste da ordem de 1,0m/s. No interior do canal correntes de maré vazante são as mais intensas atingindo até

1 Autor correspondente: helenice@geologia.ufrn.br

2 Departamento de Geologia, Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental-GGEMMA, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Campus Universitário, Caixa Postal 1596, Natal-RN, 59072-970, Brasil.

* Submissão – 25 Julho 2008; Avaliação – 29 Agosto 2008; Recepção da versão revista – 12 Novembro 2008; Disponibilização on-line - 23 Dezembro 2008

0,85m/s. O monitoramento morfodinâmico atesta as constantes modificações nos canais de marés. As características geológicas e hidrodinâmicas do Canal da Barra Nova permitem classificá-lo como canal de maré litoral de energia mista dominado por vazante.

O registro de mudanças morfológicas significativas em curto espaço temporal indicam a necessidade do monitoramento contínuo dos processos costeiros para entender a evolução de sistemas barreiras-pontal em costas tropicais. Adicionalmente este tipo de dado irá permitir aos tomadores de decisão um manejo racional da zona costeira.

ABSTRACT

This paper examines the tidal inlet morphodynamics on a tropical sandy coast, located on the “Reserva de Desenvolvimento Sustentável Ponta do Tubarão-RDSPT”, northeastern Brazil. The region experiences high-energy been classified as a mixed coast, tide and wave dominated. The significant tidal influence to the barrier/inlet system causes formation of a substantial ebb-tidal delta. The mechanisms of growth and elongation of the coastal spit and tidal inlets from Ponta do Tubarão are underway to reconstruct the historical evolution and dynamics. The barrier on this area was completely joined to the mainland as a spit; around 1977 an inlet was naturally created and the barrier island was called Ponta do Tubarão. Since then this inlet, called Barra do Fernandez, is used as navigational access to lagoon by the habitants from Barreiras and Diogo Lopes villages. The distance between this inlet and Diogo Lopes is quite large, creating public pressure for additional navigation access. A new tidal inlet opened in 2006 give the opportunity to monitoring the changes in a tidal inlet. This way, we discuss the type of data that are being collected and analyzed to understand the environmental forcing affecting the inlet's morphology. In a novel approach the integrated data set presented here includes remote sensing, bathymetric, althymetric, oceanographic, and sedimentologic data. The longshore currents flow toward west-northwest (oblique to the coast). They are by far the dominant contributor to the net sediment transport along the coast of Rio Grande do Norte. Currents measured inside a new inlet show maximum speed of 0.85m/s during ebb phase, while nearshore it can reaches 1.0m/s. The littoral environments of sedimentation are influenced by tidal, waves and wave-generated (longshore) currents. Aeolian deposits are also observed to migrate from the shoreline landward over tidal flat and lagoon sediments. A composite vertical sedimentary sequence in this region is composed of barrier spit/beach and aeolian dune sediments, over tidal inlet and shoreface units. The Reserva de Desenvolvimento Sustentável Ponta do Tubarão coast has nowadays two active inlets, naturally occurring. The net drift is to the West-Northwest along this coast. Natural inlets were created by overwash processes during more energetic periods. Our results indicated that, Barra Nova can be classified as a littoral origin, mixed energy, ebb-dominated tidal inlet.

If the hydrodynamic conditions persist, to maintain navigational interests, the Barra Nova inlet needs to be stabilized. This requires that this barrier spit coast be viewed as a system of structural features and transient morphology that interact with the environmental forcing at the inlet to attain an ever changing “dynamic equilibrium”. The imperative for sustainability at this area is managing the inlet in terms of extended time-space scales as defined by natural sediment processes, which means continuous monitoring. This data set is important to develop a detailed understanding of this kind of barrier-spit system evolution, to provide good architectural analogues for the nearby subsurface reservoir, and will enable planners to make the right decisions for a rational management of the coastal zone.

1. INTRODUÇÃO

O Canal de Maré da Barra Nova, aberto naturalmente em fevereiro de 2006, localiza-se na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Ponta do Tubarão-RDSPT, litoral norte do Estado do Rio Grande do Norte-Brasil (Figura 1) e encontra-se inserido em um sistema de barreiras costeiras (Figura 2).

A região é caracterizada pela grande incidência de raios solares, implicando assim, na disponibilidade de energia luminosa. O regime térmico é bastante uniforme com temperaturas elevadas ao longo de todo o ano, associado a um curto período chuvoso, permitindo classificar o clima local como muito

quente e semi-árido, do tipo Bsw'h, na classificação de Köppen (Nimer, 1989), com temperatura média anual acima de 24°C, 7 a 8 meses secos, estação chuvosa irregular e evapotranspiração potencial média anual, maior do que a precipitação média anual.

Não há registros históricos para a região de ocorrência de tempestades, ciclones ou furacões e dados oceanográficos são escassos.

Tradicionalmente a literatura referente as barreiras costeiras tem sido dominada por uma forma de barreira, a ilha barreira (Hesp & Short, 1999). Entretanto as ilhas barreiras representam um membro final no espectro dos tipos de barreiras, com ilhas barreiras e canais dominados por processos mistos

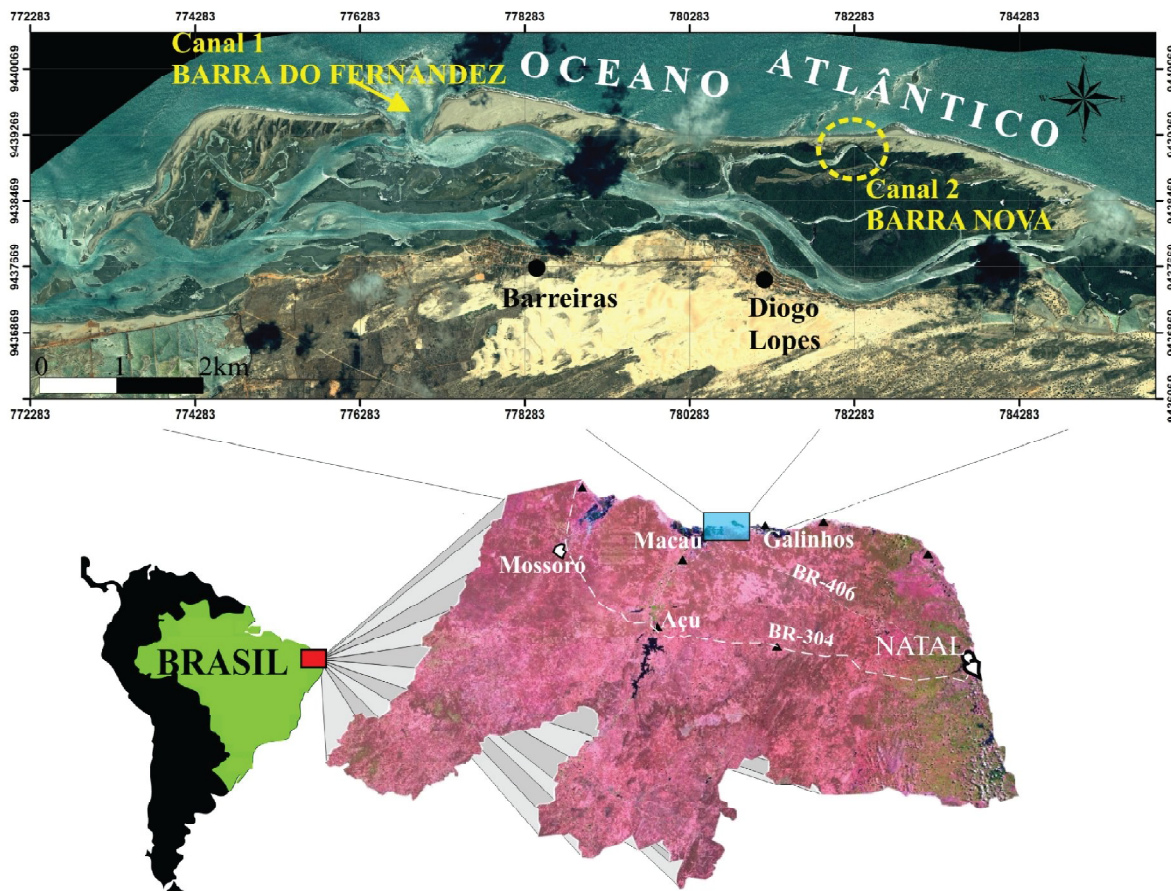


Figura 1 - Localização da área de estudo
 Figure 1 - Location of study area

(ondas/marés) em uma direção (Davis, 1994) e barreiras parcialmente ou completamente unidas ao continente como um pontal na outra direção (Dingler & Clifton, 1994). A região da RDSPT apresenta um sistema de ilhas barreiras onde os dois membros finais podem ser facilmente reconhecidos (Figura 2). É caracterizada como uma costa de energia mista, dominada por ondas e marés, consistindo de barreiras curtas separadas por canais de maré, associados a deltas de maré vazante, e sem aporte apreciável de água doce. Outros exemplos desta categoria poderiam ser relacionados ao mar de Wadden na Holanda e Alemanha.

Os canais de maré são utilizados pelos habitantes da região como acesso para navegação, que exercem

pressão pública para abertura adicional de canais de maré. Como a presença de canais de maré provoca o trapeamento de quantidades consideráveis de areias, criando potencial para erosão costeira em praias adjacentes (e.g.: Mehta, 1996; Dean & Dalrymple, 2002), é essencial que qualquer ação neste sentido seja posterior a coleta de dados básicos de processos costeiros.

Apesar das ilhas barreiras serem alvo da comunidade científica de engenheiros, gestores e ambientalistas (e.g.: Hayes, 1975, 1979; Oertel, 1985; Roy et al., 1994; Davis, 1994), a maior parte destes estudos foram desenvolvidos em latitudes médias. Barreiras costeiras tropicais têm sido pouco estudadas em comparação com aquelas de média latitude.

Visando minimizar esta lacuna, este trabalho tem como objetivo principal caracterizar a morfodinâmica de um sistema de barreiras em uma costa tropical arenosa. Os mecanismos de formação e desenvolvimento dos pontais costeiros e canais de marés da RDSPT auxiliarão na reconstrução da evolução histórica e dinâmica da área. Este tipo de dado é importante como contribuição ao conhecimento da evolução de barreiras tropicais. Adicionalmente, espera-se que estes resultados possam ser usados para comparações com sistemas de barreiras de outras regiões brasileiras e do mundo, bem como para auxiliar aos tomadores de decisão diante de pressões públicas.

2. CARACTERÍSTICAS DA REGIÃO COSTEIRA

Os sistemas de barreiras na costa norte do Rio Grande do Norte podem variar de pontal (e.g.: Galinhos), a ilhas barreiras (e.g.: Ponta do Tubarão, Amaro). Compostas de sedimentos arenosos, os sistemas de barreiras são em geral cobertos por dunas. A evolução destes sistemas de barreiras tem sido cíclica (Neto et al., 2001; Lima et al., 2001, 2002; Silveira et al., 2006; Souto et al., 2006) indicando um antigo sistema de ilhas barreiras que atualmente constituem pontais, e pontais que foram recentemente rompidos para formar ilhas barreiras. Estudos desenvolvidos na costa do Rio Grande do Norte indicam que sistemas de ilhas barreiras-pontal atualmente ocorrem apenas na costa norte, e encontram-se preferencialmente confinados entre dois importantes sistemas de falhas regionais (Vital et al., 2003, 2006a; Vital, 2009). Entretanto, no passado eram mais abundantes, pelo menos em toda a costa norte deste estado (Vital, 2009).

Geologicamente a RDSPT encontra-se inserida na Bacia Potiguar. Esta bacia tem uma importância econômica regional devido a ser a maior produtora brasileira de petróleo em terra e terceira no mar. Além da indústria petrolífera são desenvolvidas ainda, no entorno da reserva, diversas atividades econômicas, destacando-se a pesca, indústria salineira, carcinicultura e o turismo comunitário,

A energia de ondas neste litoral é alta o suficiente para formar e manter extensivas praias, bem como para causar significativa mobilização de sedimentos

ao longo da costa. Estudos realizados pela ECOPLAM (2001) indicam que ondas de ENE e NE apresentam períodos da ordem de 11s, características de ondas do tipo ondulação (swell), e as ondas de leste e ESSE, períodos de 5s caracterizando-as como do tipo mar (sea). Durante o mês de novembro (representando o período seco na área de estudo) as ondas medidas apresentam uma altura média de 2m e período médio de 7s. As simulações de maio-junho (período de chuvas) apontaram para a existência de ondas mais baixas e menos frequentes, com altura média de 1,8m (Araújo et al., 2004). Na zona de arrebentação ondas incidentes de E e NE mostram alturas significativas de 0,1 a 0,8m e período variando de 4 a 8s (Chaves et al., 2006).

Correntes de deriva litorânea fluem para oeste-noroeste e as ondas e correntes induzidas por ondas são as forçantes dominantes no transporte sedimentar líquido, da ordem de 100 m³/dia (Chaves et al., 2006; Vital et al., 2006b).

O regime de marés é do tipo mesomaré e energia mista (sentido de Hayes, 1975, 1979), semi-diurna, com altura máxima das marés entre 3,3m e 2,5m, respectivamente durante marés de sizígia e quadratura.

A variação relativa das marés (Relative Tide Range-RTR) no sentido de Masselink & Short (1993) e Masselink & Turner (1999) observada para este setor encontra-se entre $4 < RTR < 15$ (Vital, 2009), desta forma sendo classificada no grupo de costas mistas, dominadas por ondas e marés. A situação geral nesta área é de condições de alta energia de marés, provocando mobilidade continua dos sedimentos ao longo do fundo próximo a costa. A presença de pequenos deltas de maré vazante ao longo dos sistemas de ilhas barreiras (Figura 2) e foz de rios, bem como a formação de pontais perpendiculares a costa mostram a forte influência das marés (Silveira et al., 2006; Vital 2009).

Nenhum rio fornece sedimentos para este sistema costeiro. Tendo em vista a ausência de rios que deságuam diretamente na área, a laguna observada entre o sistema de barreiras e o continente se constitui na realidade em um braço de mar (Figura 1). Os sedimentos ao longo da costa são compostos de areias quartzosas finas a médias. Silte predomina nos sedimentos de fundo da laguna ou braço de mar, enquanto os canais de marés podem apresentar

conchas e, portanto, sedimentos mais grossos que a costa adjacente.

Como os ventos estão presentes ao longo de todo o ano, as massas de água são bem misturadas, sem qualquer estratificação (Santos et al., 2003). A velocidade dos ventos na região costeira atinge em média intensidade máxima de 9 m/s entre agosto e outubro e mínima de 4m/s em abril, mas podendo chegar aos 18 m/s (Chaves et al., 2006). Os meses de maior erosão costeira (junho a janeiro) estão relacionados com o aumento da energia de ondas, que por sua vez parece estar relacionado as variações climáticas sazonais, com aumento da energia de onda e velocidade das correntes de marés durante os meses de menor precipitação (Chaves et al., 2006; Vital et al., 2006a).

As curvas de variação relativa do nível do mar documentadas para a costa nordeste brasileira nos últimos 7.000 anos (Martin et al., 2003; Bezerra et al., 2003; Caldas et al., 2006; Stattegger et al., 2006) indicam que o nível do mar esteve alguns metros acima do atual, com uma tendência a diminuir durante os últimos 5.000 anos.

3. MATERIAS E MÉTODOS

Os métodos usados neste trabalho incluíram sensoriamento remoto, medição das forçantes hidrodinâmicas, monitoramento da morfologia do canal de maré e caracterização das fácies sedimentares.

(a) Sensoriamento remoto: imagens de satélite, fotografias aéreas e fotos de vôos em baixa altitude de diferentes períodos foram usadas para monitoramento e interpretação das mudanças de linha de costa.

(b) Forçantes hidrodinâmicas: Os processos hidrodinâmicos foram medidos com sensores do tipo S4 e S4A da InterOcean programados para registrar os parâmetros a cada 0.5 segundos. Os equipamentos foram calibrados para registrar a variação do nível d'água, temperatura, intensidade e direção da corrente, altura e período das ondas (somente S4A). Os sensores foram instalados por 25 horas durante marés de sizígia; o sensor S4 no interior do canal de maré da Barra Nova (canal de maré 2) mensalmente entre março/2006 e maio/2007 e o sensor S4A no oceano (Figura 2C) nos meses de abril, agosto, outubro e dezembro de 2006.

c) Monitoramento da morfologia do canal de maré: A morfologia do canal foi medida mensalmente entre fevereiro de 2006 e maio de 2007 com um Sistema DGPS uni-antena do tipo TOPCON HIPER LITE-RTK transportado manualmente pelo operador, através da técnica de correção de posicionamento em tempo real (Real Time Kinematic- RTK); tendo em vista o deslocamento significativo do canal em curto espaço de tempo, foi dado ao operador de campo liberdade de escolha do percurso monitorado, de forma a delinear exatamente a morfologia do canal monitorado, como discutido por Baptista et al. (2008). Os pontos foram coletados a cada 0.1m em distância horizontal, com datum SAD-69, zona 24 Sul. A precisão de cada posição calculada situa-se entre 0,005 e 0,02m na horizontal e entre 0,01 e 0,03m na vertical + 1ppm. Em áreas submersas dados hidroacusticos foram coletados com um sistema hidrográfico da Odom (ecobatímetro e sonar de varredura lateral) operando em uma frequência de 200kHz, com resolução do feixe vertical de 0,01m e utilizando barcos de pequeno porte como meio flutuante. Os dados adquiridos foram corrigidos e tratados geostatisticamente no ambiente ArcGis. A Krigagem foi o método de interpolação utilizado.

d) Fácies sedimentares: dados sedimentológicos e estratigráficos superficiais foram obtidos a partir de amostrador do tipo Van Veen, testemunhos por vibração e complementados com dados pré-existent de Silva (1991). Os sedimentos foram analisados em laboratório quanto a composição, textura e granulometria.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Morfodinâmica

Fotografias aéreas e imagens de satélite mostram que entre 1942 e 1975 o sistema barreira da RDSPT era constituído por um único pontal (Figura 2A); em 1977 um canal de maré foi aberto naturalmente (canal 1 na Figura 2A e 2B) e o sistema passou a ser constituído por um pontal e uma ilha barreira. O canal e a ilha barreira foram denominados pela população local respectivamente de Canal Barra do Fernandez e ilha da Ponta do Tubarão (Figuras 1 e 2B). Desde então o canal tem sido usado como acesso de navegação pelos habitantes de Diogo Lopes e



Figura 2 - Vista aérea da área de estudo. A) Fotografia aérea de 1942 mostrando a presença de um único pontal; B) Imagem Landsat MSS de 1978 mostrando abertura do canal de maré 1; C a H) fotos aéreas de baixa altitude mostrando abertura do canal 2 em diferentes períodos de maré baixa (C, E e G) e maré alta (D, F e H). Ponto vermelho em C indica local de retirada do testemunho T4 e pontos amarelos em D indicam local de instalação dos sensores S4 e S4A. Linha tracejada em C indica área coberta pelo levantamento com GPS. Fotos C e D obtidas em fevereiro de 2006 (H. Vital), fotos E e F obtidas em outubro de 2006 (G. Moura) e fotos G e H obtidas em maio de 2007 (H. Vital).

Figure 2 - Aerial views of the study area. A) Aerial photograph from 1942 showing a barrier spit; B) Landsat MSS image from 1978 showing the open of inlet 1; C to H) Aerial photos showing the inlet 2 during low tide (C, E and G), and high tide (D, F and H). Red dot in C refer to location of vibracore T4; yellow dots in D refer to location of S4 and S4A sensors; dashed line in C refer to area of GPS survey. Photos C and D from February 2006 (H. Vital), photos E and F from October 2006 (G. Moura) and photos G and H from May 2007 (H. Vital).

Barreiras (Figura 1). A análise entre fotografias e imagens de diferentes períodos indica que no período após a abertura do canal houve uma retração na vegetação de mangues no interior da laguna (braço de mar). Provavelmente devido ao maior fluxo de águas oceânicas, e conseqüentemente maior energia.

Em fevereiro de 2006 um novo canal foi aberto (canal 2 na Figura 2A e 2B), sendo denominado de canal da Barra Nova e imediatamente utilizado como acesso pela comunidade local. No mês em que foi aberto o canal da Barra Nova apresentava 10m de largura, direção principal sudoeste e profundidade máxima de 1.2m. Durante a baixa mar um delta de maré vazante, aproximadamente simétrico, constituía-se na feição mais proeminente (Figura 2C).

O canal foi aberto naturalmente como resultado da interação de ventos fortes, da ordem de 17m/s (Neto, 2009) associados a mesomares de sizígia, que aumentaram o potencial erosivo do sistema, culminando no rompimento da barreira costeira. O suprimento de sedimentos costeiros propiciou o aparecimento e crescimento do delta de maré vazante. Desta forma, o canal da Barra Nova pode ser classificado quanto a origem em um canal de maré litoral (sentido de Bruun e Gerritsen, 1960) e quanto ao regime hidrográfico em canal de maré de energia mista (sentido de Hayes, 1975).

Apenas dois meses depois (abril 2006) o canal apresentava largura de 22m, duas vezes maior que no momento de sua abertura, e 1,7m de profundidade máxima.

Seis meses após a abertura (agosto 2006) o canal apresentava 25m de largura e 1,6m de profundidade. Uma maior quantidade de sedimentos foi acumulada à frente do canal, ampliando as dimensões do delta de maré vazante, ligeiramente assimétrico para noroeste e um canal secundário de direção sudeste já é visível no modelo digital (Figura 3A).

No mês 8 (outubro 2006) a profundidade do canal diminui para apenas 0,6m. O delta de maré vazante apresentava-se assimétrico e era observada a formação de um pequeno pontal, mostrando a influência da deriva litorânea, que deslocava os sedimentos para noroeste (Figura 2E). Na preamar tanto o pontal quanto o delta de maré vazante encontravam-se completamente submersos (Figura 2F). Estas modificações foram associadas com a instabilidade

inerente da morfologia, através da migração do canal como resultado da formação do pontal, a exemplo do demonstrado por FitzGerald (1988).

No mês 10 (dezembro 2006) a largura do canal sudoeste foi ampliada para 50m e a profundidade aumentou para 1,4m. Neste mês ocorreu o rompimento do delta de maré vazante e parte dos sedimentos foram remobilizados para o interior do canal sudoeste e parte para a formação do pontal a nordeste (Figura 3B).

Um ano após a abertura do canal (fevereiro 2007) era observada uma grande deposição de sedimentos em frente ao canal, unindo completamente o pontal observado nos meses anteriores com o canal sudoeste, provocando o fechamento deste durante a baixa mar (Figura 3C). Em abril de 2007 (14 meses após a abertura do canal de maré) o canal sudoeste atingiu 100m de largura com apenas 0.3m de profundidade. Não há mais vestígios do delta de maré vazante. O canal tende a desaparecer gradualmente como resultado do preenchimento, a exemplo do demonstrado por Van der Spek e Beets (1992).

O antigo canal secundário de direção sudeste passa a ser o principal e o pontal a leste era bem marcado (Figura 3D). Em maio de 2007 o pontal aumentou consideravelmente sua extensão no sentido da deriva litorânea, sendo bem observado tanto na baixa mar quanto na preamar (Figuras 2G e 2H).

FitzGerald (1982, 1996) mostrou que mudanças cíclicas em deltas de maré vazante, como estas observadas no Canal da Barra Nova, é comum em linhas de costa de energia mista (dominadas por maré) e canais de maré exibem considerável variabilidade temporal no prisma de maré, seção transversal do canal e no volume do delta de maré vazante. A quantificação destas modificações é importante para planejamento de estabilização do canal, previsão de rompimento de uma barreira e formação de um novo canal.

Os dados batimétricos mostraram que o braço de mar entre a barreira pontal e o continente apresenta em geral profundidades relativamente rasas, entre 1 e 3 metros, e máxima de 7 metros. Diferentes feições de fundo foram identificadas, tais como dunas pequenas e grandes (sentido de Ashley 1990), bem como fundo plano. Dunas assimétricas bem definidas indicam a direção do transporte de sedimento para NW.

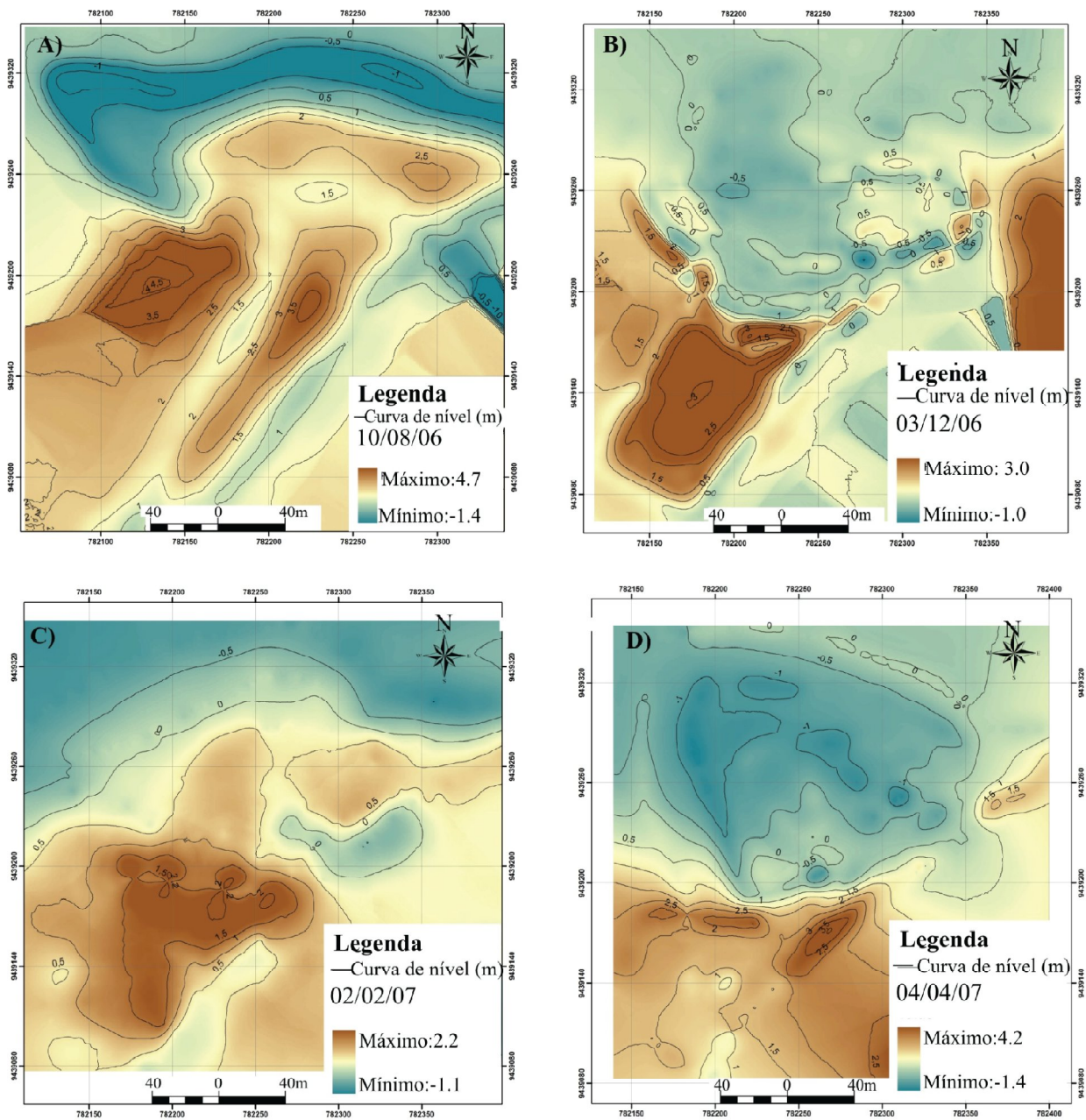


Figura 3 - Mapas do canal da Barra Nova para diferentes períodos. A) agosto 2006, B) dezembro 2006, C) fevereiro 2007, D) abril 2007. Tons de azul indicam áreas submersas e tons de marrom indicam áreas emersas. A linha preta mais grossa indica o alinhamento seguido com o GPS para caracterizar a morfologia do canal de maré.

Figure 3 - Surface maps for the Barra Nova tidal inlet in different months. A) August 2006, B) December 2006, C) February 2007, D) April 2007. Blue colors indicate submerged areas and brownish colors emerged areas. The thick black line indicate the stretch followed with the GPS to measure the tidal inlet morphology.

4.2 Forçantes Hidrodinâmicas

Ondas próximo a costa apresentam altura média de 0.60m, com altura significativa máxima de 1,20m e período curto de 7,5s, provocadas pela decomposição das ondulações nas águas rasas da plataforma adjacente. As direções das ondas são pouco modificadas resultando em refração considerável na zona próximo a costa, e em persistentes correntes de deriva litorânea. A direção principal das correntes de deriva litorânea para noroeste é controlada pela combinação entre a orientação da linha de costa local e a direção de chegada das ondas. As intensidades das correntes medidas próximas a costa em mar aberto registraram valores de até 1,0m/s (Sensor S4A, para localização ver Figura 2D)

As correntes medidas no interior do canal de maré (para localização do sensor S4 ver Figura 2D) apresentaram intensidades máxima, da ordem de 0,85m/s, em períodos de maré vazante nos meses de agosto 2006 e fevereiro 2007. A maré vazante apresentou intensidades mais elevadas que a maré de enchente em todos os meses do ano, como pode ser observada nos exemplos da Figura 4. Velocidades máximas de enchente são geralmente tardias no ciclo de maré enchente, ocorrendo entre maré média e alta quando a profundidade é maior e o fluxo mais laminar, movendo-se através do delta marginal vazante. Em contraste, velocidades máximas do fluxo de vazante ocorre entre maré média e baixa, com menores profundidades da maré resultando em fluxos mais canalizados e desta forma mais concentrados no interior do canal principal de maré vazante (Figura 4).

A assimetria das marés tem sido desde muito tempo discutida na literatura como fator controlador na direção e magnitude do transporte sedimentar (e.g.: Postma, 1967; Boon & Birne, 1981; FitzGerald & Nummedal, 1983; Pendleton & FitzGerald, 2005; Hughes & Kraus, 2006); assim, se a duração da maré vazante excede a da maré enchente, levando a um maior pico da corrente de enchente, o sistema é referido como dominado por enchente. Da mesma forma, se a duração da maré vazante é menor que a da maré enchente, levando a picos de maré vazante mais intenso, o sistema é referido como dominado por vazante. Embora isto seja uma conclusão lógica,

é insuficiente para assumir que a assimetria de duração e intensidade no interior de um canal seja sempre consistente com a mesma direção (Pendleton & FitzGerald, 2005). O canal da Barra Nova apresenta claramente maior intensidade dos fluxos de vazante, que associado a disponibilidade de areia transportada pela deriva litorânea e ação das ondas propicia a formação do delta de maré vazante, podendo desta forma ser caracterizado como um sistema dominado pela vazante.

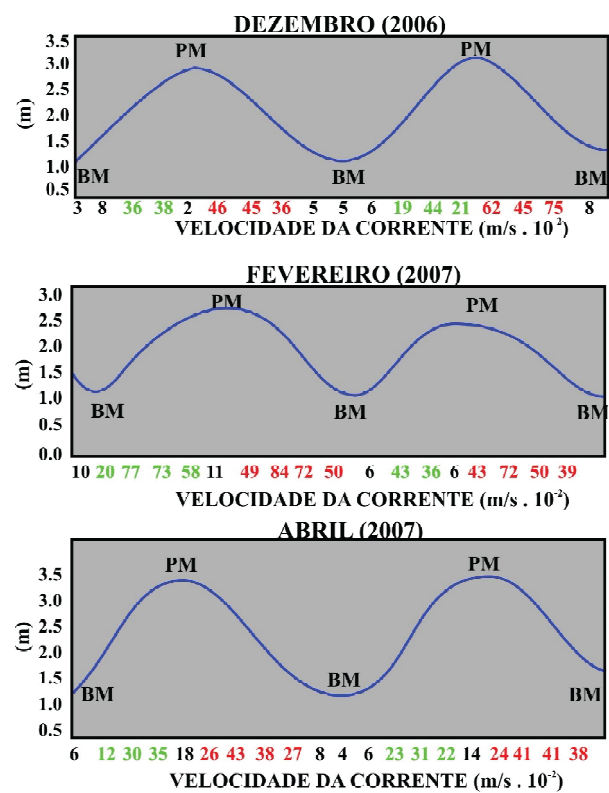


Figura 4 - Gráficos de profundidade versus intensidade das correntes obtidas com a S4 no canal 2, para os meses de dezembro 2006, fevereiro e abril 2007. Valores em verde referem-se a intensidade das correntes de enchente e valores em vermelho a intensidade das correntes de vazante. PM=preamar e BM=baixa mar.

Figure 4 - S4 Stacked plots for December 2006 (A), February 2007 (B) and April 2007 (C) showing speed currents and depth in the inlet 2. Green numbers refer to speed currents during flood tides, and red numbers to ebb tides. PM = High tide and BM = Low tide.

Estudos hidráulicos de canais mesomare ao longo da costa atlântica dos Estados Unidos e em outras partes do mundo têm demonstrado que a maioria dos canais são dominados pela vazante (Komar, 1996).

A análise conjunta dos dados sugere que estes canais são dominados por processos de transporte sedimentar litorâneo com períodos em que o canal é mais profundo, quando o transporte sedimentar é paralelo a costa e a intensidade das correntes de maré vazante é bem superior as correntes de maré enchente. Em períodos que as correntes de maré de vazante apresentam velocidades mais próximas das marés enchentes, o transporte tende a ser perpendicular a costa favorecendo o assoreamento do canal de maré ou formação de pontais secundários perpendiculares a costa.

4.3 Facies Depositionais

Diversas facies deposicionais associadas ao pontal foram reconhecidas, caracterizando a complexidade do sistema deposicional. Este sistema compreende ilhas barreiras paralelas a costa, pontais, o ambiente oceânico no lado voltado para o mar, o ambiente lagunar (braço de mar) no lado voltado para o continente, e os canais de maré que possibilitam a circulação direcionada pelas marés. Os sedimentos de fundo coletados na laguna (braço de mar) foram classificados em três classes principais: lamas terrígenas (27%), areias siliciclásticas finas a muito finas (54%) e areias siliciclásticas de granulometria média (16%). Todas com porcentagem de carbonato inferior a 30%. Areias silicibiolásticas ocorrem em menor proporção (2.8%) e apresentam teor de carbonato entre 30 a 50%. As lama terrígenas apresentam mais de 15% de silte + argila, mediana menor que 0,02m e porcentagem dos grãos superiores a 0,02m menor que 15%. A granulometria média para esta fácies é silte. As areias siliciclásticas finas a muito finas são constituídas predominantemente por quartzo, porcentagem de lama menor que 15%, mediana inferior a 0,02m e porcentagem dos grãos superiores a 0,02m menor que 15%. A granulometria média da fácies é areia fina. As areias siliciclásticas média diferem da fácies anterior pela presença de grãos superiores a 0,02m entre 15 e 50% e granulometria areia média. O carbonato presente é relacionado a presença de conchas.

O testemunho T4 (Figura 5) retirado na margem do canal de maré da Barra Nova (canal 2, para localização ver figura 2C) obteve uma recuperação de 1.84m e permitiu a identificação de 3 ciclos de granodecrescência ascendente, apresentando areias médias a finas com fragmentos de conchas na base, gradando em direção ao topo para silte e argila. Os intervalos arenosos são em geral mais espessos. A argila observada entre ~0,20 e 0,40m representa paleomangues, que por vezes podem estar expostos na zona de arrebentação (Figura 2C).

A estratigrafia holocênica para a área mostra uma seqüência transgressiva de sedimentação lagunar restrita, lagunar e antepraia (shoreface) seguida por uma seqüência regressiva de sedimentos lagunares e planície de maré protegidos por ilhas barreiras e pontais costeiros. De acordo com Silva (1991) uma mudança característica das condições ambientais em direção a ambientes marinho aberto é observada da base para o topo no interior da seqüência transgressiva. A unidade basal, lagunar restrita, apresenta uma microfauna muito restrita ou ausência de microfósseis. Uma unidade intermediária, lagunar, mostra uma microfauna mais aberta. Finalmente a unidade antepraia da seqüência transgressiva apresenta microfauna marinha característica. Datações radiocarbono ^{14}C de conchas da base da antepraia indicam idade entre 7-6 ka para os estágios finais da transgressão pós-glacial (Silva, 1991).

A seqüência regressiva superior apresenta uma grande variedade de ambientes que caracterizam a natureza progradante desta planície costeira. Sedimentos de planície de maré e lagunares são depositados por trás de um sistema ilhas barreiras – pontal, enquanto sedimentos de canais de maré, planície de maré e pequenos pontais secundários são depositados na face oceânica do sistema ilhas barreiras – pontal. Nesta área os principais canais de maré não estão conectados a qualquer canal fluvial importante. Uma assembléia de microfauna restrita é observada na parte continental do sistema ilha barreiras – pontal, enquanto uma fauna marinha aberta é observada na face oceânica. Os ambientes observados na face oceânica representam a subfacies de canais de marés do fácies delta de maré vazante preservado em subsuperfície como complexos de deltas de maré vazante unidos ao continente e promovendo a

progradação da linha de costa. O contato entre sedimentos de canais de maré e sedimentos lagunares é gradual, caracterizado por uma mudança na associação da microfauna.

Os deltas de maré vazante constituem-se em importantes acumulações temporárias de areia. O padrão de distribuição das areias neste litoral é lobado, com depocentros alongados tanto paralelos quanto perpendiculares a costa representando a deposição nas barreiras pontal e nos canais de maré.

5. CONCLUSÕES

A Zona Costeira adjacente a Reserva de Desenvolvimento Sustentável Ponta do Tubarão apresenta canais de marés abertos naturalmente,

devido ao rompimento de barreira-pontal durante períodos de maior energia.

Os dados obtidos neste estudo mostram que o canal de maré da Barra Nova apresentou mudanças morfológicas significativas em curto espaço de tempo (anual), passando de canal navegável imediatamente após sua abertura até desaparecer gradualmente como resultado do preenchimento, e que a intensidade das correntes de maré vazante são superiores as de maré enchente durante todo o ano. Suas características geológicas e hidrodinâmicas permitem classificá-lo respectivamente como canal de maré litoral e canal de energia mista dominado por vazante.

A interação entre as correntes de marés e as correntes geradas pelas ondas promove o transporte

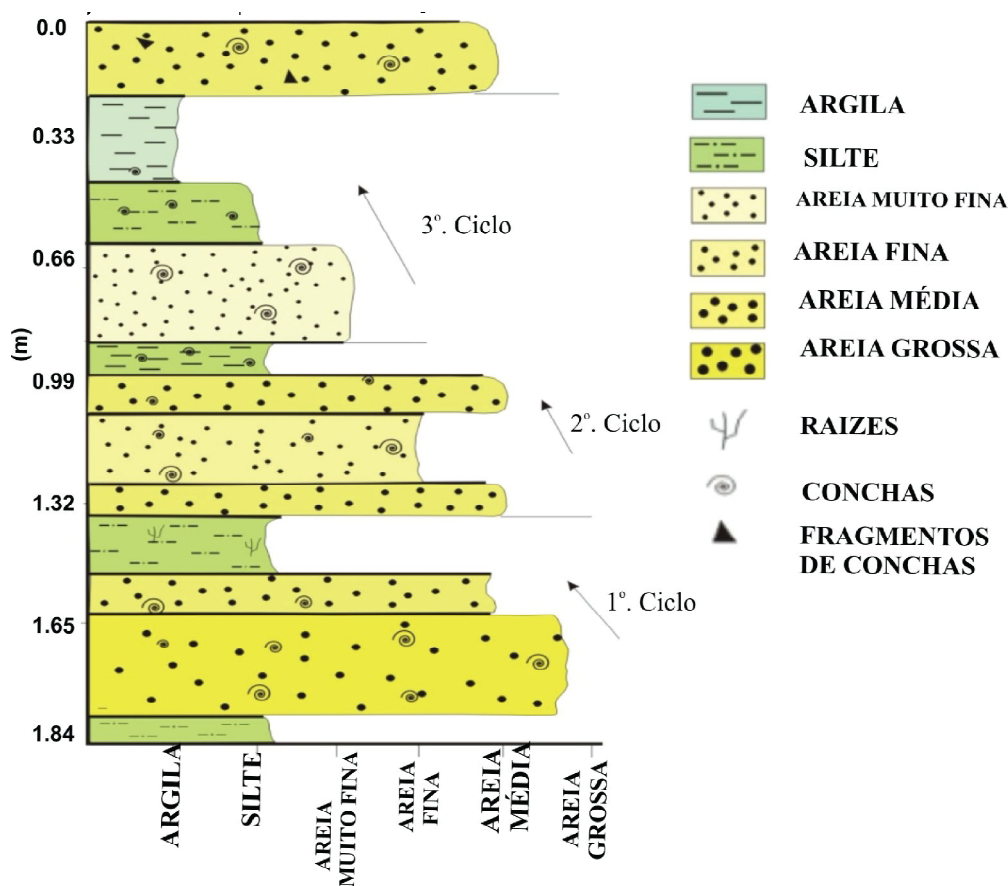


Figura 5 - Ciclos de granodrecencia ascendente identificadas no testemunho T4. Para localização ver figura 2C.

Figure 5 - Fining-upwards cycles observed on vibracore T4, For location see figure 2C.

de sedimentos, que são recirculados próximo ao canal de maré, ora formando proeminentes deltas de maré vazante, ora pontais paralelos ou perpendiculares a costa.

O sistema deposicional desta área compreende a barreira-pontal, o ambiente oceânico na face voltada para o mar, a laguna/braço de mar no lado continental, e os canais de maré que facilitam as modificações na circulação direcionada pelas marés. Testemunhos coletados na margem do canal Barra Nova mostram ciclos de granodrecrescência ascendente, apresentando areias médias a finas com fragmentos de conchas na base, passando em direção ao topo para silte e argila. A exposição de paleomangues na zona de arrebenção (surf) indicam o potencial erosivo dos processos atuantes.

Durante o período monitorado não foi possível estabelecer padrões sazonais de maior ou menor energia. Entretanto, fica claro que para manter condições de navegação no canal faz-se necessário a sua estabilização. Isto requer que esta costa de barreira-pontal seja vista como um sistema de feições estruturais e morfologia transitória que interagem com as forçantes ambientais no canal para obter um equilíbrio dinâmico; significando portanto um monitoramento contínuo.

Os dados aqui apresentados são importantes para o entendimento e o desenvolvimento de modelos de evolução de sistemas tropicais barreiras – pontal, bem como para permitir aos tomadores de decisão e ecologistas subsídios para o manejo racional da zona costeira.

AGRADECIMENTOS

Agradecimentos são devidos a ANP-PRH22 e CAPES pela concessão de bolsas de IC e mestrado, respectivamente ao segundo e terceiro autor. Esta pesquisa foi financiada com recursos CNPq através de auxílio pesquisa para H. Vital (processo PQ 312275/2006-4), e FINEP/PETROBRAS/CTPETRO através do Projeto POTMAR (REDE 05) e executada com a infraestrutura existente no GGEMMA-PPGG-UFRN. Os autores agradecem ainda aos técnicos Francisco Canindé, Jose E.M.Junior e Tiago Teles pelo auxílio na coleta de dados em campo, e aos dois revisores anônimos que colaboraram para melhorar a qualidade deste artigo.

BIBLIOGRAFIA

- Araujo, M., Vital, H., Amaro, V.E., Silva, M.A. & Frazão, E.P. (2004) - Caracterização das forçantes hidrodinâmicas - Correntes, ondas e marés - na região costeira de Guamaré - RN. III Workshop Técnico-Científico do Projeto PETRORISCO, Anais (CD-ROM). Belém, PA, Brasil.
- Ashley, G.M. (1990) - Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology.*, 60:160-172.
- Baptista, P., Bastos, L., Cunha, T., Bernardes, C. & Dias, J.A. (2008) - Aplicações de metodologias de monitorização GPS em litorais arenosos. Geração de modelos de elevação do terreno. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 8(1):9-23. (http://www.aprh.pt/rgci/pdf/revista8f1_1.pdf)
- Bezerra, F.H.R., Barreto, A.M.F. & Suguio, K. (2003) - Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology.*, 196(1-2):73-89. (doi: 10.1016/S0025-3227(03)00044-6).
- Boon, J.D. & Birne, R.J. (1981) - On basin hypsometry and morphodynamic response of coastal inlet systems. *Marine Geology*, 40(1-2):27-48. (doi: 10.1016/0025-3227(81)90041-4).
- Bruun, P. & Gerritsen, F. (1960) - *Stability of coastal inlets*. 123 p., North-Holland Publishing Company, Amsterdam, Netherlands. (ISBN-13: 978-0720416015).
- Caldas, L.H.O., Stattegger, K. & Vital, H. (2006) - Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology*, 228(1-4):39-53. (doi: 10.1016/j.margeo.2005.12.008).
- Chaves, M.S., Vital, H. & Silveira, I.M. (2006) - Beach morphodynamics of the Serra oil field, northeastern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI39:594-597.
- Davis Jr., R.A. (ed.) (1994) - *Geology of Holocene Barrier Island Systems*. 646p., Springer-Verlag, Berlin, Germany. (ISBN-13: 9783540569640).
- Dean, R.G. & Dalrymple, R. A. (2002) - *Coastal Processes with Engineering Applications*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. (ISBN: 0521495350).
- Dingler, J.R. & Clifton, H.E. (1994) - *Barrier Systems of California, Oregon, and Washington*. In: Davis

- Jr., R.A. (ed), *Geology of Holocene Barrier Island Systems*, pp. 115-165, Springer-Verlag, Berlin, Germany. (ISBN-13: 9783540569640).
- ECOPLAM - Empresa de Consultoria e Planejamento Ambiental (2001) - Relatório de Avaliação Ambiental. Plataforma PUB-1, Baía Potiguar RN – Campo de Ubarana para PETROBRAS. Natal, RN, Brasil. (não publicado).
- FitzgGerald, D.M. (1982) – Sediment bypassing at mixed energy inlets. *Proceedings of the 18th Coastal Engineering Conference*, pp. 1094-1118, ASCE (American Society of Civil Engineers), New York, NY, USA.
- FitzgGerald, D.M. (1988) - Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. In: Aubrey, D.G. & Weishar, L. (eds.), *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets*, pp. 186-224, Springer-Verlag, Heidelberg, Germany. (ISBN: 0387968881).
- FitzgGerald, D.M. (1996) – Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets. *Journal of Coastal Research*, SI23:47-71.
- FitzgGerald, D.M. & Nummedal, D. (1983) – Response characteristics of an ebb-dominated tidal inlet channel. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(3):833-845.
- Hayes, M.O. (1975) - Morphology of sand accumulation in estuaries. In: Cronin, L.E. (ed.), “*Estuarine Research*”, v.2 (Geology and Engineering): 3-22, Academic Press, New York, USA. (ISBN: 0121975010).
- Hayes, M.O. (1979) - Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: S.P. Leatherman (ed.), *Barrier islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*, pp. 1-27. Academic Press, New York, USA. (ISBN: 9780124402607).
- Hesp, P.A. & Short, A.D. (1999) - Barrier morphodynamics. In: Short, A.D. (ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamic*, pp. 307-333, John Wiley & Sons, New York, USA.
- Hughes, S.A. & Kraus, N.C. (2006) – Frequently-Asked questions (FAQs) about coastal inlets and U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Inlets Research Program (CIRP), Coastal and Hydraulic Laboratory Engineering Technical Note ERDC/CHL CETN-IV-67, U.S. Army Corps of Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS, USA.
- Komar, P.D. (1996) – Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of sediments. *Journal of Coastal Research*, SI23:23-45.
- Lima, Z.M.C., Alves, A.L., Amaro, V.E. & Vital, H. (2001) - Evolução da linha de costa do Esporão de Galinhos (NE Brasil) utilizando fotografias aéreas e Imagens LandsatTM. (Coastline evolution of the Galinhos Spit (NE Brazil) using air photography and landsatTM images). *Revista Pesquisas em Geociências.*, 28(2):497-507. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil.
- Lima, Z.M.C., Vital, H., Xavier Neto, P., Medeiros, W.E. & Andrade, P.R.O. (2002) - Sand spits from NE Brazil: high resolution Quaternary analogous for reservoir model. AAPG (American Association of Petroleum Geologist) Annual Meeting, Extended Abstracts, Houston, Texas, USA. CD-ROOM. (<http://www.searchanddiscovery.net/documents/abstracts/annual2002/DATA/2002/13ANNUAL/EXTENDED/43911.pdf>).
- Martin, L., Dominguez, J.M.L. & Bittencourt, A.C.S.P. (2003) - Fluctuating Holocene sea-levels in eastern and southeastern Brazil: Evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, 19:101-124.
- Masselink, G. & Short, A.D. (1993) – The effect of tide range on beach morphodynamics, A conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9:785-800.
- Masselink, G. & Turner, I.L. (1999): The effect of tides on beach morphodynamics. In: Short, A.D. (ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, pp.204-229, John Wiley and Sons, Chichester, U.K. (ISBN-13: 9780471965701).
- Mehta, A.J. (1996) – A perspective on processes related research needs for sandy inlets. *Journal of Coastal Research*, 23:3-21.
- Neto, L.X.C. (2008) – Caracterização Geomorfológica e Física do Sistema Pisa Sal, Galinhos-RN, litoral norte do Rio Grande do Norte. Dissertação de Doutorado, 280 p., Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, Brasil.
- Neto, P.X., Lima, Z.M.C., Andrade, P.R.O., Oliveira Jr., J.G., Medeiros, W.E. & Vital, H. (2001) - GPR images of the Galinhos Península, NE Brazil: the

- register of a geologic evolution from paleochannel to a sand spit ?. Proceedings of the I Symposium about GPR in sediments: applications and interpretation, Geological Society and UCL. London, UK. CD ROOM.
- Nimer, E. (1989) - *Climatologia do Brasil*. 2ed., IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) – SUPREN (Superintendência de Recursos Naturais e Meio Ambiente), Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- Oertel, G.F. (1985) - The barrier island system. *Marine Geology*, 63(1-4):1-18. (doi:10.1016/0025-3227(85)90077-5).
- Pendleton, E.A. & FitzGerald, D.M. (2005) - Comparison of the hydrodynamic character of three tidal inlet systems. In: FitzGerald, D.M & Knight, J. (eds.), "High-Resolution Investigations of the Morphodynamics and Sedimentary Evolution of Estuaries", pp. 83-100, Series: Coastal Systems and Continental Margins, Vol. 8, Springer, Dordrecht, Netherlands. (ISBN: 9781402032950).
- Postma, H. (1967) – Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. In: Lauff, G.H. (ed.), *Estuaries*, vol. 83, pp. 158–179, American Association for the Advancement of Science, Washington, DC, USA.
- Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A. & Thom, B.G. (1994): Wave dominated coasts. In: Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D. (eds.), *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, pp. 121-186, Cambridge University Press, Cambridge, UK. (ISBN: 052159890).
- Santos, D.A.S., Vital, H., Silveira, I.M., Chaves, M.S., Lima, Z.M.C. & Tabosa, W.F. (2003) - Caracterização Hidrodinâmica em áreas sob Influência da Indústria Petrolífera. 2º Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás (CD-ROOM), Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
- Silva, C.G. (1991) - *Holocene Stratigraphy and Evolution of the Açu River Delta, Rio Grande do Norte State, Northeastern Brazil*. PhD thesis, 400p., Duke University, Durham, NC, USA.
- Silveira, I.M., Vital, H., Amaro, V.E. & Chaves, M.S. (2006) - The Evolutionary Study of Environmental Conditions of the Guamaré Coast (Northeastern Brazil). *Journal of Coastal Research*, SI39:237-241.
- Souto, M.V.S., Castro, A.F., Grigio, A.M., Amaro, V.E. & Vital, H. (2002) - Multitemporal Analysis of Geoenvironmental Elements of the Coastal Dynamics of the Region of the Ponta do Tubarão, City of Macau/RN, on the Basis of Remote Sensing Products and Integration in GIS. *Journal of Coastal Research*, SI39:1618-1621.
- Stattegger, K., Caldas, L.H.O. & Vital, H. (2006) - Holocene coastal evolution of the Northern Rio Grande do Norte Coast, Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI39:151-156.
- Van der Spek, A.J.F & Beets, D.J. (1992) – Mid-Holocene evolution of a tidal basin in the western Netherlands: a model for future changes in the northern Netherlands under conditions of accelerated sea-level rise?. *Sedimentary Geology*, 80(3-4):185-197. (doi: 10.1016/0037-0738(92)90040-X).
- Vital, H. (2009) - The mesotidal barrier of Rio Grande do Norte. In: Dillemburg, S. & Hesp, P. (eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*, pp. 289-324, Springer-Verlag, Berlin, Germany. (ISBN: 9783540250081).
- Vital, H., Chaves, M.S., Souto, M.V.S. & Amaro, V.E. (2006b) - The Macau-Serra coastal erosion hotspot. 4th Latin American Congress of Sedimentology together with the XI Argentinian Meeting of Sedimentology, Bariloche, (CD-ROOM), San Carlos de Bariloche, Argentina.
- Vital, H., Lima, Z.M.C., Silveira, I.M., Amaro, V.E. & Souto, M.V.S. (2003) - Barrier-Spits System From The Northern Rio Grande do Norte State Coast, NE Brazil: A Tectonic Control?. Proceedings of the 3th Latin-American Congress on Sedimentology, 113-115. Belém, PA, Brasil.
- Vital, H.; Amaro, V.E. & Silveira (2006a) – Coastal erosion on the Rio Grande do Norte State (Northeastern Brazil): Causes and factor versus effects associated processes. *Journal of Coastal Research*, SI39:1307-1310.