



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Ana Paula Cezario da Silva

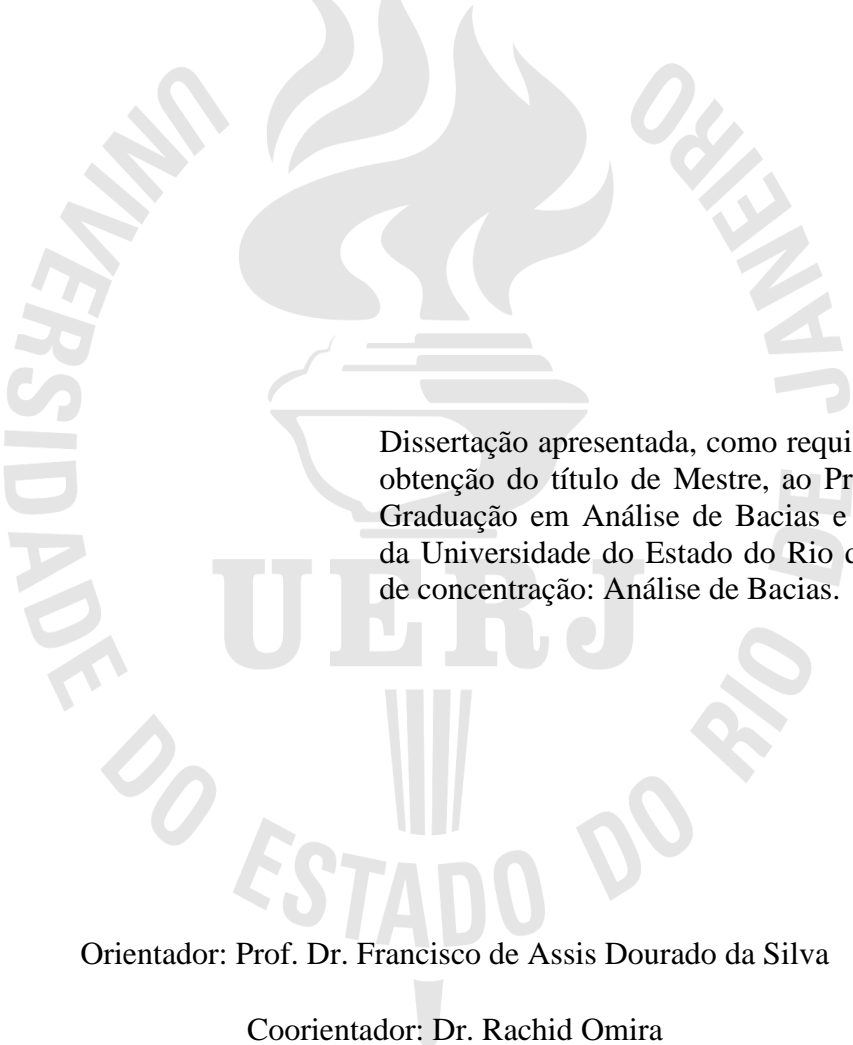
**Análise da modelagem matemática da propagação de ondas do Tsunami de
1755 na costa dos estados de Pernambuco e Paraíba – Brasil, para os dias
atuais**

Rio de Janeiro

2018

Ana Paula Cezario da Silva

Análise da modelagem matemática da propagação de ondas do Tsunami de 1755 na costa dos estados de Pernambuco e Paraíba – Brasil, para os dias atuais.



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Francisco de Assis Dourado da Silva

Coorientador: Dr. Rachid Omira

Rio de Janeiro

2018

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

S586

Silva, Ana Paula Cezario da.

Análise da modelagem matemática da propagação de ondas do Tsunami de 1755 na costa dos estados de Pernambuco e Paraíba – Brasil, para os dias atuais/ Ana Paula Cezario da Silva. – 2018.
73 f. : il.

Orientador: Francisco de Assis Dourado da Silva

Coorientador: Rachid Omira

Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geoprocessamento – Teses. 2. Tsunami – Paraíba (Brasil) – Teses. 3. Modelagem matemática – Paraíba (Brasil) – Teses. 4. Tsunami – Pernambuco (Brasil) – Teses. 5. Modelagem matemática – Pernambuco (Brasil) – Teses. I. Silva, Francisco de Assis Dourado. II. Omira, Rachid. Universidade do Estado do Rio de Janeiro Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 528.9(813.3/4)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Ana Paula Cezario da Silva

Análise da modelagem matemática da propagação de ondas do Tsunami de 1755 na costa dos estados de Pernambuco e Paraíba – Brasil, para os dias atuais.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

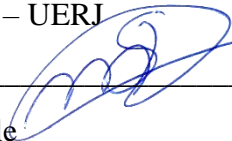
Aprovada em agosto de 2018

Banca Examinadora:



Prof. Dr. Francisco de Assis Dourado da Silva (Orientador)

Faculdade de Geologia – UERJ



Prof. Dr. Marcelo Sperle

Faculdade de Oceanografia – UERJ



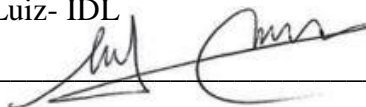
Prof. José Alberto Vivas Veloso

Instituto de Geociências – Universidade de Brasília- UnB



Profª Dra. Maria Ana Baptista

Instituto Dom Luiz- IDL



Dr. Rachid Omira (Co-Orientador)

Instituto Português do Mar e Atmosfera – IPMA

Rio de Janeiro

2018

AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro durante o desenvolvimento deste projeto;

À Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) pela disponibilização de infraestrutura necessária;

Ao Centro de Estudos e Pesquisas sobre Desastres (CEPEDES);

A Secretaria de Desenvolvimento Econômico (SDEC) do Governo do Estado de Pernambuco, pela disponibilização dos dados topográficos de LIDAR de detalhe;

Ao meu orientador, Francisco Dourado, pela ajuda, paciência e por todo aprendizado recebido;

Ao meu co-orientador, Rachid Omira, que mesmo distante teve paciência para me ensinar todo o processo de modelagem;

Aos meus pais, familiares e amigos que sempre me deram suporte e força para realização dos meus projetos;

Ao meu companheiro da minha jornada de vida, Bruno, por tudo.

RESUMO

SILVA, Ana Paula Cezario da. *Análise da modelagem matemática da propagação de ondas do Tsunami de 1755 na costa dos estados de Pernambuco e Paraíba – Brasil, para os dias atuais*. 2018. 73f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

O registro de tsunamis na costa brasileira é pouco divulgado e estudado em comparação com outras regiões tipicamente propícias a esse tipo de evento. Registros históricos da chegada na costa brasileira do tsunami transatlântico ocorrido em 1755 relatam sobre agitações anômalas nas costas dos estados de Pernambuco e Paraíba, com informações sobre seu efeito no litoral. Com base nessas informações, este trabalho propõe a recriação deste cenário utilizando um modelo de propagação das ondas do tsunami e modelos digitais de elevação de alta resolução (MDEs), tendo como áreas alvos, três locais específicos escolhidos com base no registro histórico (Lucena (PB), Pitimbu (PB) e Tamandaré (PE)). Os MDEs foram criados a partir da compilação de dados topográficos e batimétricos, os quais incluem: dados GEBCO de arco de 30 segundos, cartas náuticas disponibilizadas pelo Centro de Hidrografia da Marinha (CHM) e, os dados altimétricos são de fonte *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e dados *Light Detection and Ranging* (LIDAR). Com base em informações tectônicas e avaliações sísmicas, são considerados dois cenários de magnitude de 8.6-8.8 para o evento de 1755. Para geração das condições iniciais do modelo de propagação foram computadas deformações sísmicas utilizando as equações elásticas de Okada. A modelagem da propagação das ondas foi realizada utilizando o código NSWING (*Non-linear Shallow Water Model With Nested Grids*), baseado na equação de águas rasas (*Shallow Water Equation*), utilizando o sistema de *nested grids* que permite uma quantificação das características de um tsunamis em áreas costeiras rasas. O resultado é o mapa de altura de ondas em escala regional e local, assim como o mapa de inundação das áreas alvo. Levando em consideração os dois cenários selecionados para o evento de 1755, os resultados apresentaram valores de altura de onda para a região de Lucena variando de 1,8 a 1,7 metro, para a região de Pitimbu variando de 1,5 a 1,1 metro, e para região de Tamandaré variando entre 1,9 e 1,8 metro. Com relação aos valores de inundação, foram obtidos resultados superiores a 3 km distantes da linha de costa, principalmente em locais com influência de rios, nas proximidades da Ilha de Itamaracá (PE) e com boa resolução altimétrica de detalhe original. Tais resultados podem ser validados com os registros dos ofícios históricos da época que relataram o evento.

Palavras-chave: Tsunamis. Modelagem. NSWING. Costa brasileira.

ABSTRACT

SILVA, Ana Paula Cezario da. *Mathematical modeling analysis of 1755 tsunami propagation in Pernambuco and Paraíba states coast – Brazil, for present days*. 2018. 73p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The record of tsunamis along the Brazilian coast is less recognized in comparison with other tsunami prone regions. Historical documents report the arrival of the November 1st 1755 Lisbon transatlantic tsunami to the Brazilian coast causing anomalous shaking offshore Pernambuco and Paraíba states and costal damage. Based on this information, we propose the reconstruction of this scenario using numerical simulation of wave propagation and high-resolution digital elevation models (DEMs) at target coasts (Lucena, Pitimbu and Tamandaré) where the description of the event effects is available. The DEMs, of increasing resolution from the source area towards the coasts, were generated from a compilation of multisource elevation/depth data that include: GEBCO 30 arc-sec data, SRTM data, nautical charts available at the Centro de Hidrografia da Marinha, and LIDAR high-resolution data. Based on available seismic and tectonic information, we consider two earthquake scenarios of Mw8.6-8.8 to represent the 1755 event. To generate the initial conditions of the tsunami propagation model we compute the co-seismic deformation using the Okada's half-space elastic equations. The modeling of wave propagation is elaborated using the NSWING code (Non-linear Shallow Water Model With Nested Grids) over a system of nested grids allowing the quantification of tsunami characteristics at near-shore and coastal areas. The results of this study are presented in terms of maximum wave heights maps at regional and local scales as well as inundation maps at target coasts. Taking into account the two selected 1755-like scenarios the results present costal wave heights values ranging from 1.7 to 1.8 m at the Lucena region, ranging from 1.1 to 1.5 m at the Pitimbu region, and in the range of 1.8 to 1.9 m at the Tamandaré region. Concerning the flood values, results show inundation distances up to 3 km from the coastline, especially in locations with significant river influence, near Island of Itamaracá. We further discuss validation of these results with historical records of the period reporting the event.

Keywords: Tsunamis. Modeling. *NSWING*. Brazilian coast.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Distribuição global de tsunamis e mecanismos de geração	12
Figura 2 -	Mapa de localização da área de estudo	17
Figura 3 -	Evolução do Atlântico Norte e Central desde o início do rifteamento no Jurássico até os dias atuais.	21
Figura 4 -	Mapa com principais feições morfotectônicas da região da Planície Ibérica ..	22
Figura 5 -	Localização dos cenários de falhas fontes do sismo de 1755 abordados neste estudo.	25
Figura 6 -	Esquema de <i>nested grids</i>	29
Figura 7 -	Fluxograma esquemático do processo de preparação dos dados.	31
Figura 8 -	Esquema da disposição de <i>nested grids</i> utilizados.....	36
Figura 9 -	Grid de deformação inicial de cada Cenário de fonte tsunamigênica e a representação em perfil da movimentação das falhas.	38
Figura 10 -	Mapa de tempo de viagem de onda do tsunami (TTT), da fonte do tsunami de 1755 até a costa norte e nordeste brasileira.	39
Figura 11 -	Mapa de tempo de viagem de onda do tsunami (TTT), da fonte do tsunami de 1755 até a costa norte e nordeste brasileira.	42
Figura 12 -	Mapa de altura de onda para um panorama atual na costa de Lucena, Paraíba, tendo como fonte o Cenário 2 (FC).....	43
Figura 13 -	Mapa de inundação da região de Lucena, para fonte tsunamigênica como o Cenário 1 (FMP+FF).....	44
Figura 14 -	Mapa de inundação da região de Lucena, para fonte tsunamigênica o Cenário 2 (FC).....	45
Figura 15 -	Mapa de altura de onda para um panorama atual na costa de Pitimbu, Paraíba, tendo como fonte o Cenário 1 (FMP+FF)	47
Figura 16 -	Mapa de altura de onda para um panorama atual na costa de Pitimbu, Paraíba, tendo como fonte o Cenário 2 (FC).....	48
Figura 17 -	Mapa de inundação da região de Pitimbu, para fonte tsunamigênica o Cenário 1 (FMP+FF).....	49
Figura 18 -	Mapa de inundação da região de Pitimbu, para fonte tsunamigênica o Cenário 2 (FC).....	50

Figura 19 -	Detalhe para dados de inundação na região de limite entre os estados de Pernambuco e Paraíba.	51
Figura 20 -	Mapa de altura de onda para um panorama atual na costa de Tamandaré, Pernambuco, tendo como fonte o Cenário 1 (FMP+FF).	53
Figura 21 -	Mapa de altura de onda para um panorama atual na costa de Tamandaré, Pernambuco, tendo como fonte o Cenário 2 (FC).	54
Figura 22 -	Mapa de inundação de Tamandaré, com base no Cenário 1 (FMP+FF).	55
Figura 23 -	Mapa de inundação de Tamandaré, com base no Cenário 2 (FC).	56
Figura 24 -	Mapa de altura de onda para a região norte e nordeste brasileiro.	57
Figura 25 -	Detalhe de mapa de altura de ondas para a região de Atol da Roca e Fernando de Noronha.	58
Figura 26 -	Detalhe de mapa de altura de onda da porção extremo norte brasileira, abrangendo porção da costa da Guiana Francesa.	59
Figura 27 -	Comparação entre os resultados de mapa de altura de onda para diferentes resoluções.	61
Figura 28 -	Réplica do ofício escrito por Luis Diogo Lobo da Silva, Governador e Capital General de Pernambuco, em 28/12/1756. Ao lado direito, transcrição verbatim do ofício.	70
Figura 29 -	Réplica do ofício escrito por João de Mello em 04/03/1756. Ao lado direiro, transcrição verbatim do ofício.	71
Figura 30 -	Réplica das duas partes do ofício escrito pelo governador da “Parahyba”, coronel Luiz Antonio de Lemos Britto, em 10/05/1756. Abaixo, transcrição verbatim do ofício.	72
Figura 31 -	Réplica do ofício escrito pelo Arcebispo da Bahia, em 12/05/1856. Abaixo, transcrição verbatim do ofício.	73

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - ... Parâmetros das falhas dos cenários de fonte tsunamigênica para o evento de 1755.	25
Tabela 2 - ... Relação da resolução inicial x final dos dados de topografia e batimetria após adequação para construção dos MDEs.	34
Tabela 3 - ... Relação da resolução dos níveis de <i>nested grids</i>	36
Tabela 4 - ... Comparação dos resultados gerados em simulações com grid de maior resolução (MDE de detalhe) e com grid de menor resolução (1km), com base no cenário 1 e 2.	60

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	11
1	TSUNAMIS NO MUNDO	12
1.1	Tsunamis no Brasil	13
1.2	Localização da área de estudo	16
2	OBJETIVOS	18
3	REVISÃO DA LITERATURA	19
3.1	Aspectos geológicos e geotectônicos	19
3.2	O terremoto e tsunami de Lisboa de 1755	22
3.2.1	Fonte tectônica do tsunami de 1755	23
3.3	Modelagem matemática de tsunamis	26
3.3.1	<i>NSWING</i> - Cálculo do modelo	26
3.3.2	<i>Nested grids</i>	28
4	MATERIAIS E MÉTODOS	30
4.1	Origem base de dados	31
4.1.1	Linha de costa e resolução dos dados topográficos e batimétricos	33
4.2	Criação dos Modelos Digitais de Elevação (MDE)	34
4.3	<i>Nested grids</i>	35
5	APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	37
5.1	Geração do tsunami	37
5.1.1	<i>Tsunami Travel Time (TTT)</i>	38
5.2	Propagação das ondas	40
5.3	Altura máxima de ondas e inundação	40
5.3.1	Lucena	41

5.3.2	Pitimbu	46
5.3.3	Tamandaré	52
5.3.4	Costa norte e nordeste brasileira	57
5.3.5	Comparação de resultados e a importância de MDEs de detalhe	59
	CONCLUSÕES	62
	REFERÊNCIAS	64
	ANEXO - Cópias dos ofícios e respectivas transcrições	70

INTRODUÇÃO

A origem da palavra “tsunami” tem origem na língua japonesa, onde “tsu” significa porto, e “nami” significa onda. Os tsunamis são gerados por qualquer perturbação que provoque a movimentação de uma determinada massa de água. Estão associados a deslocamentos verticais que provocam desequilíbrio na coluna de água, resultando na descarga de energia que é transferida em forma de energia potencial ao longo da coluna de água, e convertida em propagação horizontal da perturbação na superfície livre do oceano (Carmo, 2005).

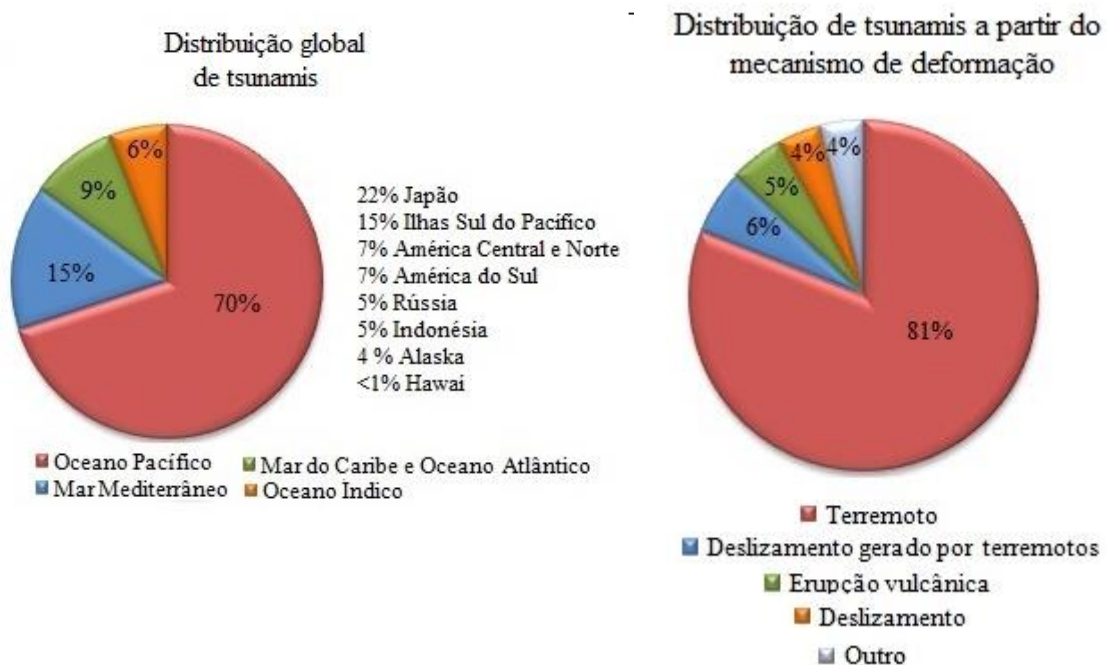
As ondas de tsunamis podem ter origem variadas, vinculadas a processos geológicos, como terremotos, deslizamentos, erupções vulcânicas e impactos de meteoritos, asteroides e cometas (Costa et al., 2002). A principal fonte de tsunamis é de origem tectônica, gerado por grandes terremotos submarinos. Com o rápido deslocamento vertical gerado no assoalho oceânico, a coluna de água sotoposta irá se deslocar para buscar o equilíbrio. As áreas mais susceptíveis a tsunamis gerados por falhas são os locais de encontro convergente de placas tectônicas. Tsunamis gerados por deslizamento de massa, podem ser desencadeados por vários mecanismos, desde colapso de ilha até terremotos de pequenas magnitudes. Outra fonte tsunamigênica são erupções vulcânicas que ocorrem acima do nível do mar, que podem causar o colapso de algum flanco da cratera do vulcão ou fluxo de detritos, mas também em erupções de vulcões submarinos. O impacto de grandes corpos oriundos do espaço no oceano, podem gerar tsunamis de grandes dimensões destrutivas, mas com ocorrência mais esporádica ao longo do tempo geológico.

A propagação de um tsunami começa com a perturbação e deslocamento da massa de água, e as ondas geradas são caracterizadas por grande comprimento que podem atingir até centenas de quilômetros, com comportamento relacionado com a profundidade do oceano, podendo exceder o valor da profundidade do oceano. Do ponto de vista hidrodinâmico, a velocidade é calculada através da fórmula $v = \sqrt{gh}$, onde g é a aceleração da gravidade e h é a profundidade da coluna de água. Com a chegada destas ondas na costa, a velocidade de propagação e o comprimento da onda do tsunami diminui, contudo, a altura aumenta significativamente. (Levin & Nosov, 2009; Omira, 2010).

1 TSUNAMIS NO MUNDO

De acordo com a NOAA (*National Atmospheric and Oceanic Administration*) (2017), a distribuição dos tsunamis ao longo do planeta Terra está centrada, em mais de 70% dos casos registrados, no Oceano Pacífico, sendo os 30% restantes distribuídos entre o Mar Mediterrâneo, Oceano Índico, Mar do Caribe e Oceano Atlântico. Desses eventos, mais de 80% do mecanismo gerador do tsunami é tectônica, desencadeada por terremotos (Figura 1)

Figura 1- Distribuição global de tsunamis e mecanismos de geração



Fonte: Adaptado de NOAA, 2017

No Oceano Atlântico, a porcentagem de tsunamis é baixa em relação aos eventos ocorridos no Oceano Pacífico, devido a dinâmica de placa que atua no Atlântico. Os principais mecanismos de formação de terremotos geradores de tsunamis no Atlântico estão localizado na porção Norte, no complexo contato entre as placas Africana e Euroasiática (Baptista et al., 1998; Gutscher et al., 2002; Terrinha et al., 2009); no Atlântico Central, no Mar do Caribe, no contato entre a Placa das Caraíbas com as Placas Norte-americana e Sul-americana (López et al., 2015); e na porção Sul do Continente Sulamericano, no contato da Placa de Scotia com a placa Sul-americana (Dragani et al., 2009).

O estudo de risco associado a tsunamis é realizado pela Comissão Oceanográfica Intergovernamental (*Intergovernmental Oceanographic Commission – IOC*), desenvolvida pela UNESCO, com um Programa de Tsunamis cujo objetivo é reduzir mortes relacionadas a tal evento ao redor do mundo. A IOC possui o Centro de Alerta de tsunamis (*Tsunami Warning Center – TWC*) que tem a missão de prever tsunamis com potenciais destrutivos ou não, com base em dados sismográficos e marégrafos em tempo real, enviando as informações para as autoridades nacionais. O Grupo de Coordenação Intergovernamental (*Intergovernmental Coordination Group – ICG*) para Tsunamis e Riscos Costeiros possui um sistema de alerta para o Oceano Pacífico, Oceano Índico, Caribe e Nordeste do Oceano Atlântico e Mar Mediterrâneo. O alto índice de tsunamis no Oceano Índico levou a criação de um Centro de Alertas de Tsunamis no Pacífico (*Pacific Tsunami Warning Center*), desenvolvido pela NOAA, que monitora toda a atividade tsunamigênica do Pacífico.

1.1 Tsunamis no Brasil

No Brasil, o primeiro estudo relacionado a tsunamis na costa brasileira, foi realizado por Albertão e Martins (1996). Os autores relatam sobre o registro de um depósito sedimentar associado limite Cretáceo-Terciário (K-T) em uma pedreira localizada no estado de Pernambuco, nordeste do Brasil. O depósito representa o contato entre a Formação Gramame e a Formação Maria Farinha, interpretado como um depósito de tsunami. O evento gerador do tsunami estaria ligado ao impacto de um meteoro que causou uma extinção em massa no Cretáceo.

Entretanto, o primeiro registro com danos associados a tsunami no Brasil, relata sobre a chegadas das ondas do Tsunami de Lisboa de 1755 na costa brasileira. A primeira publicação internacional referente a propagação das ondas do tsunami de 1755 na América do Sul foi realizada por Ruffman e Veloso (2012). Nesse resumo, os autores falam sobre documentos históricos da época, cartas redigidas pelo governo oficial da colônia para as autoridades portuguesas, que descrevem aspectos de tsunamis na costa brasileira, da Capitania de Pernambuco até a área do Rio de Janeiro. O relato e estudo histórico da propagação das

ondas do tsunami de 1755 no litoral brasileiro é bem representado e discutido por Alberto Veloso, em seu livro “Tremeu a Europa e o Brasil também”, lançado em 2015, passados 260 anos do sismo e tsunami em Lisboa e servindo de principal base teórica dos eventos históricos para este trabalho. Em tal livro, Veloso apresenta os documentos oficiais que foram a base histórica para o estudo da propagação das ondas do tsunami de 1755 na costa brasileira. Os ofícios foram escritos entre fevereiro e maio de 1756 e destinados a Diogo de Mendonça Corte Real, então secretário de Estado da Marinha Ultramar, e estão arquivados no Arquivo Histórico Ultramarino (AHU) em Lisboa. Ao total são quatro ofícios que relatam e descrevem enchentes e agitações anômalas no mar relacionadas ao evento de Terremoto no dia 1 de novembro de 1755 em Lisboa, nas regiões de praia nos atuais estado de Pernambuco, Paraíba, Bahia e possivelmente Rio de Janeiro. As réplicas dos ofícios e as respectivas transcrições realizadas por Veloso (2015), estão em anexo a este trabalho.

As transcrições das réplicas dos ofícios relatam sobre uma enchente nas parias desertas de Tamandaré e Itamaracá, no estado de Pernambuco, no mesmo dia que ocorreu o sismo em 1 de novembro em Portugal, mas sem causar a destruição que ocorreu em Lisboa. Há relatos a respeito das terras de Lucena e Tamandaré (estados de Paraíba e Pernambuco, respectivamente), nas quais haveria chego a enchente do terremoto, as dez horas, entrando pela terra cerca de uma légua (4-5 km), destruindo algumas casas e deixando desaparecidos uma mulher e um homem. Em sermão pregado na Igreja Matriz do Corpo Santo, em Recife, pelo padre Filippe Benicio, na metade do ano de 1756, há comentários a respeito do maremoto, como

No exórdio, lamenta o orador não pregar naquele momento num dos templos da destruída cidade...Havia, porém no auditório, acrescenta, muitos, ou quase todos, participantes daquela infelicidade, já na morte dos parentes, sendo também Pernambuco ameaçado do mesmo castigo, pois no mesmo dia do primeiro de Novembro às mesmas horas do infausto acontecido em Lisboa se sublevou o mar nas nossas costas marítimas, entrando pelo interior da terra dilatado espaço com terror grande daqueles habitados vizinhos” (Citado em Veloso, 2015, p.134).

Outra transcrição revela que o então governador do estado da “Parahyba” escreve que as águas transcenderam seus limites na praia assustando e fazendo fugir os habitantes, no mesmo dia que ocorreu o sismo em Lisboa. O mais interessante é seu comentário “...e como foi no mesmo dia parece sem duvida que esta parte da terra se abalou quando tremeu a outra...”, já fazendo uma associação transoceânica do sismo e da propagação das ondas.

No ofício escrito pelo do Arcebispo da Bahia, foi relatado que houve alterações nos mares, com as águas chegando a cruz da igreja de Boa Viagem, em Salvador. Cita também

que no Bispado de Pernambuco a água levou senzalas dos pescadores, e comenta que foi publicado que em certas praias do Rio de Janeiro ouviu-se um “ronco” no mar fazendo os animais fugir para o alto dos montes. Neste último relato do Rio de Janeiro, não existe outro documento com mais informações a respeito do acontecido naquelas praias.

Outros relatos históricos de possíveis agitações no mar na costa brasileira, são descritos, principalmente por Veloso (2011). Tais eventos podem ser relacionados a condições meteorológicas para geração da movimentação das águas do mar, como nas proximidades da Vila de São Vicente, em São Paulo no ano de 1541, em Salvador no ano de 1666 e, em 2006 no Arquipélago de São Pedro em São Paulo, este caracterizado como ondas de *seiche*. Estes eventos estariam relacionados a efeitos locais de ressacas. Perturbações marinhas relacionadas com sismo também foram relatadas nas cidades de Cananéia, em São Paulo no ano de 1789, e na Baía de Todos os Santos, na Bahia em 1919, como descrito pelos historiadores Santos (1922) e Sampaio (1916) (citados por Veloso, 2011), respectivamente. Em Cananéia, houve relatos de moradores de um grande barulho subterrâneo e das ondas batendo furiosamente contra a praia, podendo indicar ações de ondas de tsunami na área. Na Baía de Todos os Santos, relatos de pescadores contam que “o mar pôs-se de súbito a ferver”, sendo observado nos marégrafos registrados no dia do abalo uma diferença na curva, possivelmente relacionado a um sismo. O sismo teria corrido em duas localidades, Açupe e Freguesia do Monte, sendo observadas pela população rachaduras nas paredes, muros e na igreja.

Recentemente, os tsunamis transoceânicos ocorridos na Indonésia, na Ilha de Sumatra em 2004 e no Japão em 2011 foram bem notificados pela imprensa, tornando os estudos de tsunamis em alta em muitas áreas da ciência. O evento de Sumatra foi registrado em marégrafos em algumas localidades da costa brasileira, como nos estados do Rio Grande do Norte, Bahia, Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina (Titov et al., 2005; Melo & Rocha, 2005; França & Mesquita, 2007; Candella et al., 2008; Truccolo et al., 2012)

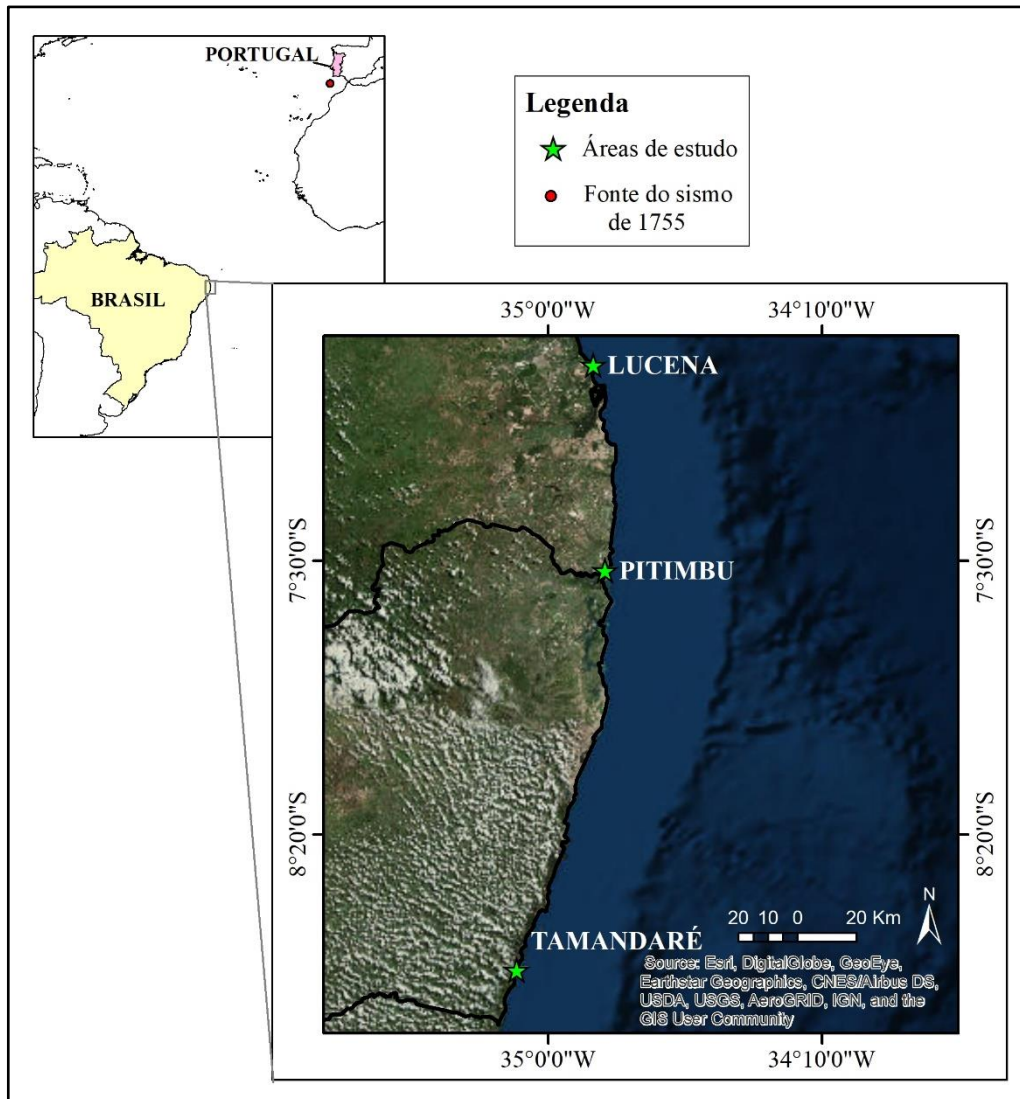
Na cidade de Imbituva, Santa Catarina, os primeiros sinais da onda de tsunami foram registrados no dia 27 de dezembro de 2004, a uma hora da madrugada, com altura máxima registrada de 1,22 m (Melo & Rocha, 2005). Em outras localidades foram observadas alturas de onda como em Ubatuba, com altura máxima de 1,14 m, Arraial do Cabo (RJ) com 0,91 m e Santos (SP) com altura de 0,80 m (Candella et al., 2008).

Em relação ao tsunami do Japão de 2011, o estudo do sinal espectral da chegada das ondas desse evento em Arraial do Cabo, RJ, foi realizado por (Candella, 2014). O sinal de onda é fraco, com forte atenuação, com altura de onda máxima de 0,18 m.

1.2 **Localização da área de estudo**

A área de estudo deste trabalho é baseada nos registros históricos da chegada das ondas do tsunami de 1755 no Brasil, mais especificadamente no litoral das cidades de Lucena, no estado da Paraíba, e no litoral da cidade de Tamandaré, estado de Pernambuco. A cidade de Pitimbu foi escolhida como uma das áreas alvos deste estudo pois está localizada na divisa dos dois estados, englobando também a Ilha de Itamaracá, a qual é citada nos relatos dos ofícios, localizada no estado de Pernambuco. Como será discutido mais adiante neste texto, a provável fonte do sismo que desencadeou o tsunami está localizada na Planície Ibérica, nas proximidades da costa de Portugal. A Figura 2 mostra a localização das áreas de estudo, em relação a fonte do sismo que desencadeou o tsunami de 1755.

Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: A autora, 2018

2 OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é realizar análise da simulação da geração e propagação das ondas do tsunami de 1755 e a inundação causada na costa brasileira dos estados de Pernambuco e Paraíba, para o cenário dos dias atuais, utilizando o código NSWING.

3 REVISÃO DA LITERATURA

3.1 Aspectos geológicos e geotectônicos

A origem do Oceano Atlântico aconteceu a partir da movimentação e separação do supercontinente Pangea. A formação do Oceano Atlântico ocorreu em momentos distintos, com cada região com características geotectônicas únicas, com movimentação do Atlântico Central, Sul e África ocorrendo singularmente em relação a movimentação da Placa Norte-americana e Euroasiática (Klitgord & Schouten, 1986). Paralelamente, a abertura do Oceano Atlântico Norte e central ocorreu de norte para sul, enquanto que no Oceano Atlântico Sul essa abertura aconteceu de sul para norte (Mabesoone & Alheiros, 1988).

A região da atual Planície Ibérica está localizada na porção central e norte do Oceano Atlântico e possui características de margem continental ativa. Durante o processo de rifteamento, a interação entre as placas da Eurásia, África e Ibérica foi uma das principais relações para a formação do cenário tectônico, sendo esse processo atuante atualmente.

O limite das placas Eurásia e Africana corresponde a um difuso segmento tectônico na região do Golfo de Cadiz, o qual está localizado no Oceano Atlântico, entre as costas sudoeste da Ibéria e Noroeste do Marrocos. Compreende a porção mais oriental da Zona de Fraturamento Açores-Gibraltar (ZFAG) com um difuso limite de placas transpressional (Sartori et al., 1994; Gutscher et al., 2002). A formação morfológica do Golfo de Cadiz resulta da interação regional tectônica, sedimentação, erosão, escape e migração de fluidos e da dinâmica oceanográfica (Duarte et al., 2010).

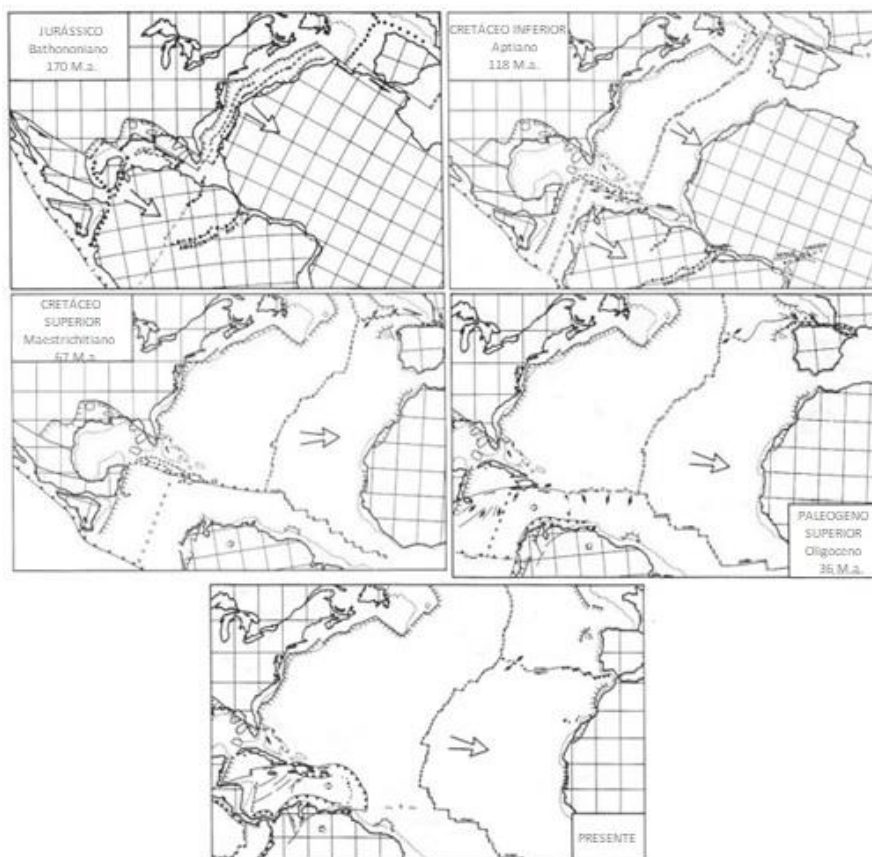
O rifteamento Jurássico-Cretáceo desenvolveu dois braços de distensão, o braço de direção N-S que originaria o atual Oceano Atlântico, enquanto o segmento de direção E-W, de limite transcorrente e transtensivo na época, se tornou a atual Zona de Fraturamento Açores-Gibraltar (ZFAG), limite entre as Placas Africana e Euroasiática (Terrinha et al., 2003). O falhamento nessa região evoluiu para o espalhamento oceânico na ZFAG, marcando a mudança de direção entre o Atlântico Norte e Central a partir da mudança de direção de

compressão para NW durante o Cretáceo Inferior ao Cretáceo Superior (Dewey et al., 1989). A ZFAG muda o regime tectônico de transtensivo para transpressivo devido a rotação anti-horária da África em relação à Ibéria, com deslocamento para NE, durante o Cenomaniano (Base do Cretáceo Inferior). Evidências dessa mudança de regime são o fato de os sedimentos mais antigos na Bacia de Algarve serem de idade cenomaniana, relacionados ao fim da subsidência da bacia (Terrinha et al., 2003).

A partir de estudo de anomalias magnéticas relacionadas ao espalhamento do assoalho oceânico do Atlântico Norte, Srivastava et al., (1990) indicam a movimentação da Placa Ibérica em relação a Eurásia e África. A Ibéria seria um terreno acrescionário (Klitgord & Schouten, 1986) pertencente a placa Africana, que com o início da rotação e movimentação da África através da Zona de Falha Açores-Gibraltar, no Paleógeno, se comportou como uma placa independente, se movendo em direção a Eurásia e gerando a orogênese dos Pirineus. A ZFAG seria, nesse caso, uma restrição na derivação da posição do polo de rotação da Ibéria (Srivastava et al., 1990).

A África começou a se deslocar suavemente para sudeste a partir da separação inicial da América do Norte, e mudanças graduais na movimentação ocorreram. O deslocamento entre África e Eurásia começou com direção para norte, resultando na compressão entre as duas placas e fechamento do paleoceanos Tethys, sendo este evento relacionado ao tectonismo Alpino (Srivastava et al., 1990). Nos últimos 15 milhões de anos, o afinamento e extensão crustal produziram uma bacia marinha profunda na porção oeste do mar mediterrâneo (Mar Alboran), enquanto encurta e empurra em direção a oeste, formando na região um prisma acrescionário, ativo até os dias atuais. A movimentação na porção sul da placa Ibérica pode ser explicada como um “roolback”, causando extensão na região atrás da compressão (Gutscher, 2004).

Figura 3 - Evolução do Atlântico Norte e Central desde o início do rifteamento no Jurássico até os dias atuais.

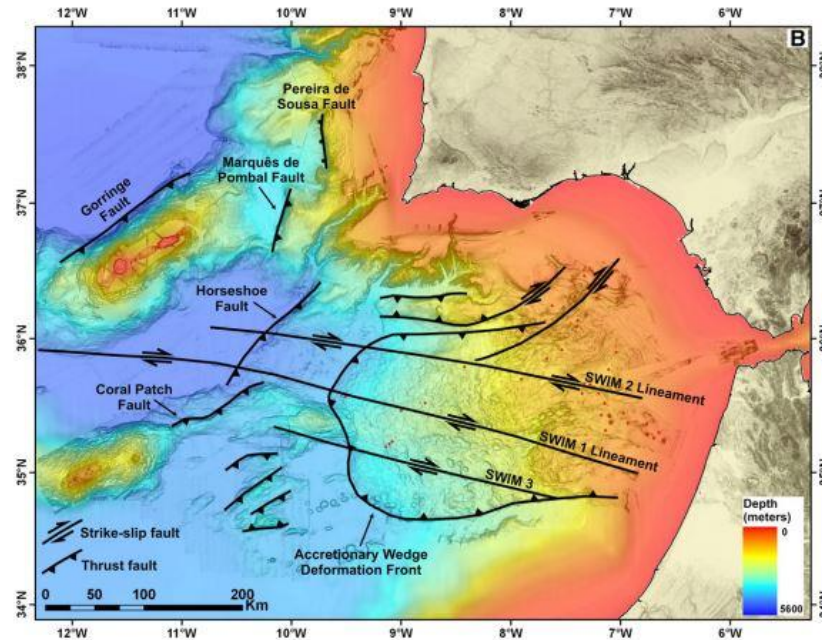


Nota: Observar o desenvolvimento da movimentação da placa Ibérica e da Zona de Falhas Açores Gibraltar durante o Paleógeno.

Fonte: Adaptado e extraído de Klitgord & Schouten , 1986.

A sismicidade da porção sudoeste da margem Ibérica está relacionada com a atividade ao longo do limite das placas Euroasiáticas e Africana, na ZFAG. Do ponto de vista tectônico, a área é caracterizada por numerosas estruturas compressivas, afetando as duas margens continentais e a crosta oceânica (Sartori et al., 1994). As estruturas foram formadas no Cenozóico quando deu-se início o motor de convergência, produzindo uma inversão das fraturas extensionais existentes e importantes soerguimentos (Zitellini et al., 1999). Nessa região de encontro de placas, a placa africana é empurrada em direção noroeste contra a placa Ibérica numa taxa de aproximadamente 4 mm/ano (Gutscher, 2004).

Figura 4 - Mapa com principais feições morfotectônicas da região da Planície Ibérica



Fonte: Duarte et al., 2009

3.2 O terremoto e tsunami de Lisboa de 1755

No dia 1 de novembro de 1755 ocorreu um terremoto de magnitude estimada de 8,5 com localização na região sudoeste da Planície Ibérica, que desencadeou um tsunami de grandes proporções que atingiu a costa da Europa, África e das Américas (Baptista et al. 1998). A cidade de Lisboa foi a mais afetada pela destruição do terremoto e do tsunami, mas ao longo da costa de Portugal outras cidades como Algarve, também foram afetadas pelas ondas. Na região de Cadiz, na Espanha e na costa do Marrocos, França, sul da Irlanda e Inglaterra também registraram a chegadas das ondas geradas pelo terremoto (Baptista et al., 1998; Ruffman & Veloso, 2012). Na costa leste do Atlântico, o impacto da propagação da onda do tsunami atingiu Newfoundland no Canadá e as ilhas de Antigua, Barbados e Martinica, assim como Santiago de Cuba no mar caribenho, de acordo com relatos comentados por Ruffman (2006).

O terremoto desencadeou um tsunami, mas também foram gerados incêndios que se alastraram por grande parte da cidade de Lisboa, visto que a principal iluminação da época era feita através de velas. Grande parte da estrutura viária e porcentagem elevada do patrimônio edificado da cidade foi destruído ou seriamente danificada. Estima-se que cerca de cerca de 50.000 pessoas morreram, e aproximadamente 18.000 pessoas abandonaram a cidade de Lisboa após o sismo até o ano de 1758, cerca de 12% da população da capital da época (Álvaro Pereira, citado por Veloso, 2015). Em relação aos impactos econômicos, valores na ordem de 40 mil contos de réis (aproximadamente R\$ 4,9 Bi) são contabilizados pela comunidade estrangeira, valores que equivaleriam a 75% do PIB daquele ano de 1755 (Araújo et al., 2007).

Como relatado por Veloso (2015), o terremoto possibilitou o avanço, tanto para o mundo da sismologia, mas como também de planejamento urbano e de vulnerabilidade. O responsável pela reconstrução, Marquês de Pombal, criou o chamado “Inquérito de Pombal” que continha perguntas a respeito do sismo, distribuído ao longo de Portugal, criando assim um arquivo com grande quantidade de dados. Outra grande contribuição de Marquês e sua equipe, foi a construção de avenidas mais largas e edifícios mais resistentes a futuros abalos, com emprego da revolucionária gaiola pombalina na estrutura nas edificações, para aumentar a segurança contra as vibrações sísmicas.

3.2.1 Fonte tectônica do tsunami de 1755

Alguns autores (Baptista et al., 1996, 1998 e 2003; Zitellini et al., 1999 e 2001;) estudam a fonte do sismo de 1755, associando a fonte localizada próximo a sudeste da costa portuguesa, entre o Banco de Gorringe e o Golfo de Cadiz, na região da Planície Ibérica. Como se trata de um evento que ocorreu há mais de 260 anos, o local, magnitude e características exatas do terremoto ainda não são estabelecidas definitivamente.

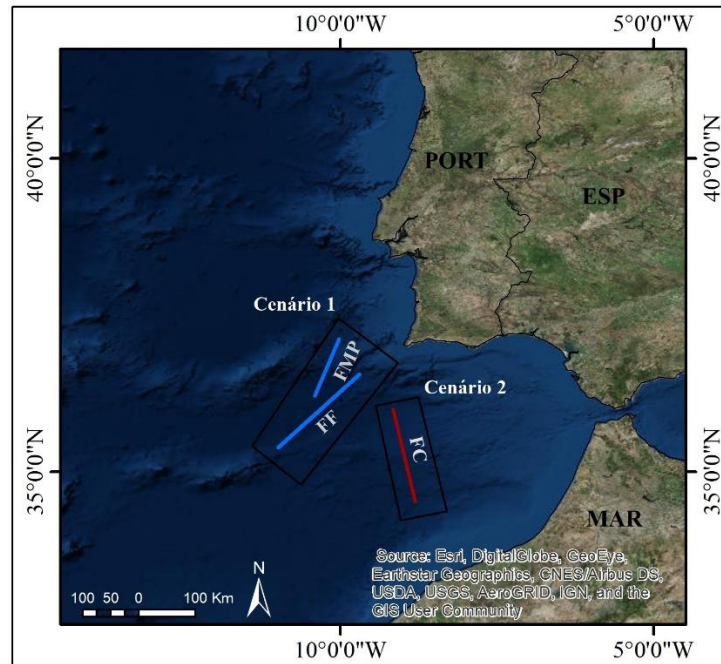
Em estudo de linhas sísmicas na região sudoeste da Planície Ibérica, realizado por Zitellini et al. (1999), foi observado uma estrutura de cavalgamento e intenso dobramento de grandes dimensões, com aproximadamente 50 quilômetros de extensão. Tal fato evidencia

uma deformação ativa, neogenica, com comprimento de onda longo, e dobras nas coberturas sedimentares (Baptista et al., 2003). Tal estrutura abrigaria a chamada Falha de Marquês de Pombal, fonte do Terremoto de 1755. Porém, somente a sismicidade da Falha de Marquês de Pombal (MPF) é insuficiente para explicar a energia liberada para um grande tsunami que se propagou por todo o Atlântico. Assim, Zitellini et al. (2001), sugere uma segunda falha de empurrão, localizada ao sul do Cabo de São Vicente, provavelmente com ruptura simultânea com a falha de Marquês de Pombal, ativando um “pop up”. Baptista et al. (2003), propôs que a estrutura tectônica do Banco de Guadalavir é a outra falha que estaria combinada com a falha de Marquês de Pombal, e juntas representam o mecanismo que gerou o evento de 1755.

A subducção na porção extrema leste da ZFAG, interpretada por Gutscher et al. (2002) como rampas de empurrão que fazem parte do ativo prisma acrescionário Atlantis, denominado assim pelos mesmos autores. A existência de um “roolback” com direção para oeste causam extensão e subsidência no Mar Alboran (localizado na porção leste do Mar Mediterrâneo), associado ao deslocamento do Arco de Gibraltar, também para oeste, causam a deformação no prisma acrescionário Atlantis. Essa atividade de subducção na região do Golfo do Cadiz pode desencadear diversos terremotos, como por exemplo, a fonte do terremoto de Lisboa de 1755 (Gutscher et al., 2002).

Na região do Golfo de Cadiz, vários cenários são propostos como fonte do sismo de 1755, sempre associados a fontes de sismos que apresentam atividade quaternária, identificação por dados sísmicos e identificação por pesquisa sismo-estratigráfica ou análise morfoestrutural. São elas: Falha do Banco de Goringe (FBG), Falha de Marquês de Pombal (FMP), Falha da Ferradura (FF), Falha do Banco de Portimão (FBP) e Falha de Cadiz (FC) (Omira, 2010). Neste trabalho, dois cenários de fonte sísmica do evento de 1755 são admitidos: (1) junção das falhas de Marquês de Pombal (FMP) e Falha da Ferradura (FF); e (2) a Falha de Cadiz (FC).

Figura 5 - Localização dos cenários de falhas fontes do sismo de 1755 abordados neste estudo.



Legenda: Cenário 1 (FMP+FF): (FMP) Falha de Marquês de Pombal e (FF) Falha da Ferradura. Cenário 2 (FC): Falha de Cadiz (FC).

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 1 - Parâmetros das falhas dos cenários de fonte tsunamigênica para o evento de 1755.

		L(km)	W(km)	Strike (°)	Rake (°)	Dip (°)	Slip (m)	Mw
Cenário 1 (FMP+FF)	FMP	120	80	20	90	35	12	8.8
	FF	170	100	42	90	35	14	
Cenário 2 (FC)	FC	170	200	349	90	5	20	

Legenda: (L): comprimento e (W): profundidade.

Fonte: Baseado em Omira, 2010

3.3 Modelagem matemática de tsunamis

A modelagem hidrodinâmica de tsunamis é capaz de prever as características de propagação, altura máxima de ondas na costa e inundação, além de prever o tempo de viagem das ondas do tsunami a partir da fonte (*Tsunami Travel Time – TTT*), sendo, na maioria das vezes a única maneira de prever eventos futuros e analisar eventos futuros devido a escassez de dados de eventos passados (Omira, 2010).

Os principais códigos numéricos utilizados para calcular a evolução da propagação de ondas a partir da área fonte são TSUNAMI-N2 (Imamura, 1995), MOST (Titov & Gonzalez, 1997) e COMCOT (Liu et al., 1998). O cálculo do modelo de propagação e inundação é baseado, inicialmente, nas informações de deslocamento e deformação do assoalho oceânico que desencadeou o tsunami e na superfície de propagação, tanto oceânica como topográfica. As simulações são realizadas em três estágios principais: geração, propagação e inundação, assim como em outros modelos, como o MOST (Method of Splitting Tsunami) (Titov & Gonzalez, 1997) e COMCOT (Computer Programs for Tsunami Propagation and Inundation) (Liu et al., 1998). Tsunamis apresentam comprimento de onda muito maior do que a profundidade do oceano e amplitude muito menor que a profundidade da água, sendo assim consideradas ondas longas e seu movimento é comumente modelado a partir da equação de águas rasas (*shallow water equation – SWEs*) (Liu et al., 1998).

3.3.1 NSWING - Cálculo do modelo

Nesse estudo, o código do modelo de cálculo adotado é o Non Linear Shallow Water With Nested Grids (NSWING), um código de diferença finita que soluciona a equação não linear de águas rasas (*non-linear shallow water equation*), desenvolvido pelo Grupo de Tsunamis do Instituto Dom Luiz (Miranda et al., 2014) e baseado no código de modelagem COMCOT (Liu et al., 1998). Com base nos estudos de Liu et al. (1998), o código se baseia

em um modelo não linear devido a diminuição do comprimento de onda e o aumento da amplitude assim que a onda do tsunami propaga em águas rasas, ao chegar próximo da costa. A equação não linear de águas rasas (*non-linear shallow water equation*) pode ser escrita em sistema de coordenadas cartesianas, e é expressa da seguinte forma:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \tau_x H = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \tau_y H = 0 \quad (3)$$

onde η é a elevação da superfície livre, h é a profundidade da água parada, P e Q são os fluxos de volume nas direções x e y , respectivamente, τ_x e τ_y são a fricção do fundo oceânico e g é a força da gravidade.

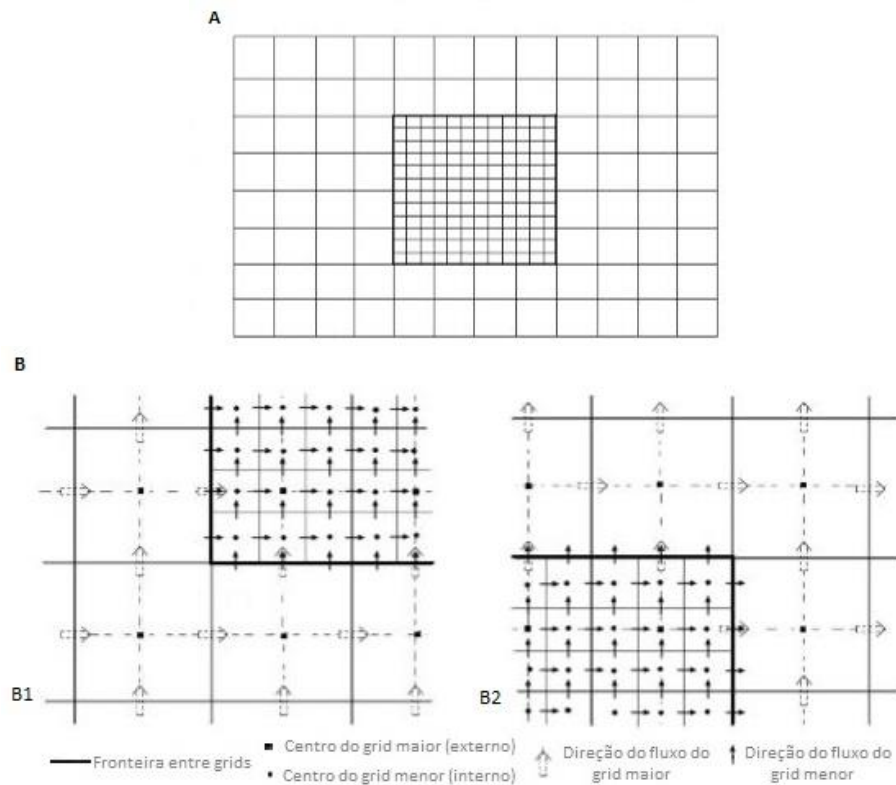
Em tsunamis gerados por falhas, a energia do deslocamento inicial da falha é o fator que desencadeia a movimentação da massa de água sobreposta ao fundo oceânico. A deformação inicial, gerada pelo deslocamento da superfície causado pelo terremoto, é calculado a partir de modelos de deslocamentos e teoria de deslocamento linear elástico (Okada, 1986; Mansinha & Smylie, 1971). Mas esses estudos apresentam algumas limitações, citadas por Omira (2010): (a) a omissão da contribuição da dinâmica de faturamento, no modelo de Okada que considera estático o deslocamento do assoalho oceânico, e (b) a omissão do efeito da velocidade inicial durante a transferência do deslocamento do fundo para a superfície livre do oceano.

A água é considerada incompressível e, no movimento instantâneo ($t=0$) a coluna d'água reflete o comportamento da movimentação da falha vertical no fundo oceânico (Kajiura, 1970). Sendo assim, a primeira onda gerada é reflexo do deslocamento e representa a condição inicial necessária para gerar os modelos de propagação e inundação.

3.3.2 *Nested grids*

A propagação de ondas de tsunami a partir de fontes distante até a área de estudo, é afetada pelas mudanças nas características da onda com a mudança do fundo batimétrico. Assim, uma melhor resolução de dados batimétricos e topográficos para a área alvo de estudo é necessária para que a modelagem numérica da propagação e inundação na área costeira em estudo conduza a uma acurácia nos resultados (Omira, 2010). A configuração do sistema *nested grids* equilibra a eficiência e a precisão com que grids maiores são usados em oceanos abertos, sendo adotados para as regiões de interesse de detalhe grids menores e com melhores resoluções (Wang, 2009).

O sistema de *nested grids* faz um agrupamento de *grids* de tamanhos e áreas diferentes para obter estabilidade do modelo, e permite obter informações de detalhe na região alvo de estudo da costa, que apresenta melhor resolução. A configuração de *nested grids* é utilizada no código COMCOT e explicada por Wang (2009), como um sistema que equilibra a eficiência e a precisão com que *grids* maiores são usados em oceano aberto, sendo adotados para as regiões de interesse de detalhe, *grids* menores e com melhores resoluções. O sistema de *nested grids* é visualizado na Figura 6, com representação de um grid parental (grid externo) com um grid de melhor resolução (grid interno).

Figura 6 - Esquema de *nested grids*

Legenda: (A) Esboço de um esquema de *nested grids*. (B) Detalhe de (A) mostrando as fronteiras entre os grids de diferentes resoluções, e as direções de fluxo no interior dos grids. *Nested grids* no canto inferior esquerdo (B1) e no canto superior direito (B2) do grid interior.

Fonte: adaptado de Wang, 2009.

O volume de fluxo é calculado em ambos os grids a partir da equação do momento, com exceção do volume nas fronteiras do grid menor. Nas fronteiras do grid menor, ocorre uma interpolação dos volumes próximos do grid maior e o deslocamento da superfície de água no próximo nível do grid menor é calculada com a continuidade da equação. Para garantir a estabilidade da computação do modelo numérico, o intervalo de tempo de cálculo deve obedecer a condição CFL (Courant-Friedrichs-Lewy), a qual diz respeito ao comprimento do grid e o intervalo de tempo dependendo da profundidade da coluna de água calculada na região. Normalmente o intervalo de tempo do cálculo para o grid menor é menor em relação ao tempo para o grid maior, satisfazendo a condição de CFL. Depois que o deslocamento de superfície no grid menor é calculado até o próximo nível do grid maior, o deslocamento da superfície no grid maior é adaptada através da continuidade da equação (Omira, 2010; Wang, 2009).

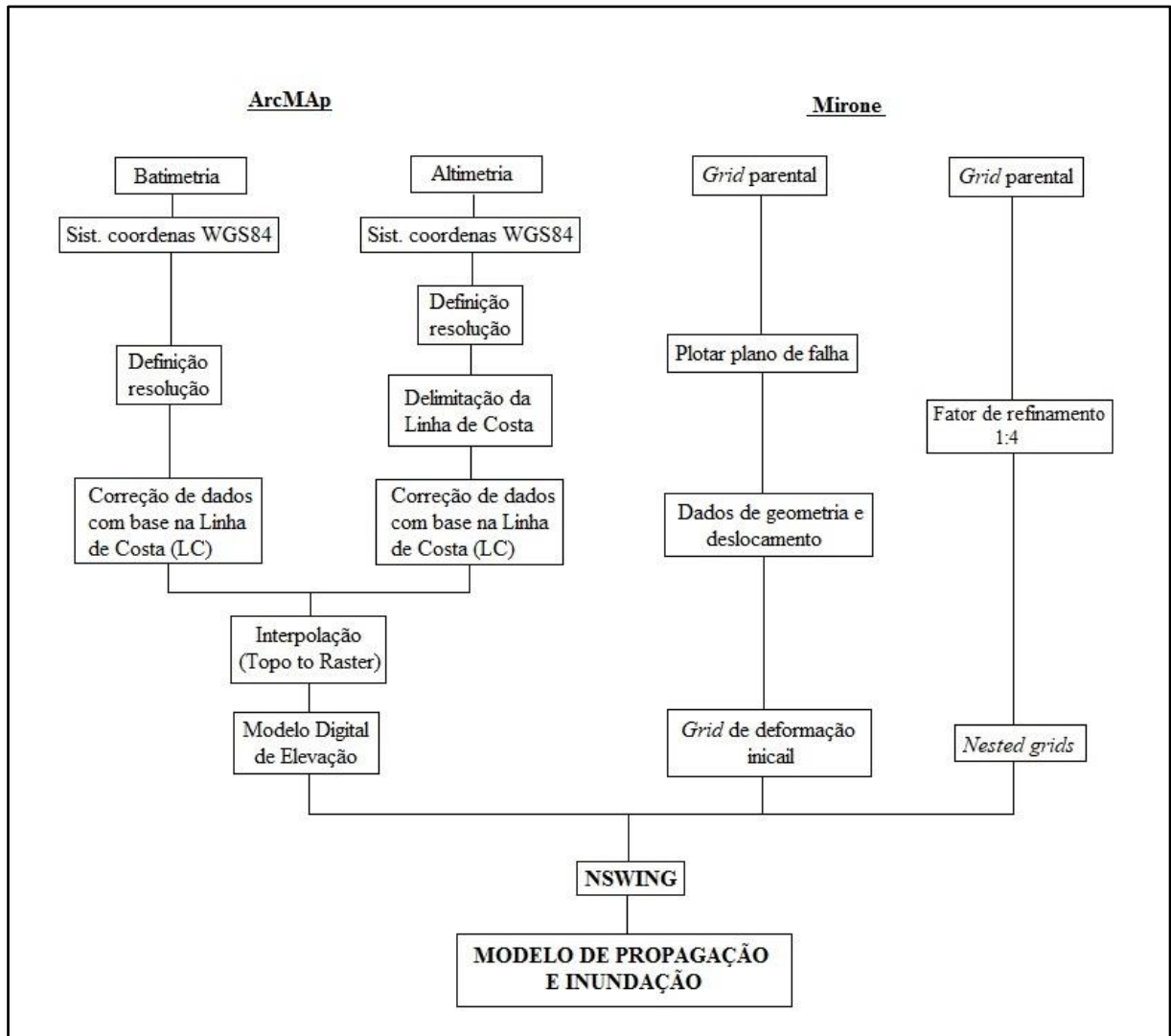
4. MATERIAIS E MÉTODOS

A construção dos modelos de propagação de ondas tem como base as características da deformação inicial que gerou o sismo que desencadeou o tsunami, a batimetria por onde a onda se propagará e o Modelo Digital de Elevação (MDE) para a região em destaque de estudo, principalmente para poder avaliar o modelo de inundação. Todos os dados neste presente trabalho estão projetados no Sistema de Coordenadas Geográficas, datum WGS84.

Ao total, foram utilizados três programas computacionais para obter os modelos de geração, propagação e inundação do tsunami de 1755 na costa brasileira. Os programas e suas funções foram:

- a) ArcMap/ArcGIS 10.5 (ESRI): processamento e preparação dos dados altimétricos e batimétricos para criação dos MDEs;
- b) Mirone 2.8.1 (Luis, 2007): geração da deformação inicial para cada cenário de fonte do sismo e preparação dos *nested grids*;
- c) NSWING (Miranda et al., 2014): geração de propagação e inundação, tendo como resultado *grids* independentes com a altura de onda para cada intervalo de tempo estipulado.

Figura 7 - Fluxograma esquemático do processo de preparação dos dados.



Fonte: A autora, 2018.

4.1 Origem base de dados

Os dados batimétricos utilizados como base para geração dos modelos de propagação de ondas foram obtidos principalmente em cartas náuticas disponibilizadas digitalmente pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN)/Centro de Hidrografia da Marinhado Brasil

(CHM), em formato de arquivos GeoTIFF concedidos para fins acadêmicos. Foram utilizadas as seguintes cartas:

- a) Lucena: Porto de Cabedelo (1:15.000), Proximidade do Porto de Cabedelo (1:50.000) e do Cabo Calcanhar a Cabedelo (1:300.000);
- b) Pitimbu: Porto de Itapessoca (1:15.000), Proximidades de Itapessoca (1:55.000), Proximidade do Porto de Recife (1:100.000) e de Cabedelo a Maceió (1:300.000);
- c) Tamandaré: Baía de Tamandaré (1:10.000) e de Cabedelo a Maceió (1:300.000).

Outra fonte dos dados batimétricos foi adquirida pelo programa SMC-Brasil, o qual é baseado em dados batimétricos digitalizados de cartas náuticas e folhas de bordo da Marinha do Brasil. O SMC-Brasil é um Sistema de Modelagem Costeira do Brasil, um projeto inicial do Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantabria (Universidade de Cantabria, Espanha), em parceria no Brasil com o Ministério do Meio Ambiente, Universidade de São Paulo (USP) e Universidade de Santa Catarina (UFSC) (Manual do Usuário SMC-Brasil, 2017). Para complementar, também foram utilizados dados obtidos no *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO) com grids de resolução de arco de 1 minuto e de 30 segundos.

Os dados topográficos são de origem de sensoriamento remoto, sendo dados *raster* de SRTM e LIDAR. Os dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) (Farr et al. 2007) são disponibilizados pela USGS (Serviço Geológico dos Estados Unidos) e apresentam resolução espacial de 30 metros. Os dados de LIDAR (*Light Detection and Ranging*) foram disponibilizados pela Secretaria de Desenvolvimento Econômico (SDEC) do Governo do Estado de Pernambuco, e apresentam resolução de 1 metro, contendo somente os dados topográficos do estado do Pernambuco. A área alvo de estudo denominada Pitimbu, abrange o limite entre os estados de Paraíba e Pernambuco, sendo que a porção norte da área, nas proximidades da cidade de Pitimbu abrangida com dados de SRTM, e a parte que abrange o estado de Pernambuco possui dados altimétricos LIDAR.

4.1.1 Linha de costa e resolução dos dados topográficos e batimétricos

Para obter um modelo de inundação no continente é necessário que a delimitação da linha de costa (LC) sejam baseados na topografia. A delimitação da LC deve ser baseada na representação atual do litoral e da costa da área de estudo para que a inundação, consequente da simulação, represente as áreas atuais no continente. Nesse caso, a LC foi digitalizada a partir de imagens de satélite disponibilizadas pela ESRI, no software ArcMap 10.5. Para adequar a LC com a topografia, foi necessário realizar ajustes nos dados altimétricos e, nesse caso a topografia foi rebaixada para coincidir com a LC. O rebaixamento da topografia também foi realizado para suavizar o perfil do terreno para a LC. Mesmo com o rebaixamento da topografia, em alguns locais de dados SRTM não serão observadas áreas de inundação no modelo, devido a menor resolução do dado topográfico.

Em todas as áreas de estudo, foi necessário ajustar o traçado da LC com os dados de topografia, principalmente nos locais com dados altimétricos SRTM. Isso foi necessário pois o desenho da LC foi baseado em imagens de satélites atuais e, portanto, havia locais em que não havia informação de dados topográfico, devido a resolução do mesmo.

Os dados de altimetria apresentam resoluções distintas, sendo de 1 metro (LIDAR) para o litoral do estado de PE, e de 30 metros para o estado da Paraíba (SRTM), e considerando que as áreas de estudo estão localizadas nos dois estados, foi necessário adequar a resolução espacial desses dados com os dados de batimetria para geração dos MDEs, para minimizar os erros. Inicialmente, a resolução da batimetria foi definida de acordo com a distribuição dos pontos batimétricos presentes nas cartas náuticas da Marinha do Brasil para cada área alvo. Existem locais com densidade maior de pontos batimétricos nas cartas, e outros com menor densidade, como o caso de Lucena e Pitimbu e, nessas regiões, a resolução espacial batimétrica foi adequada com a resolução topográfica. Isso foi necessário para minimizar o erro no processo do modelo de inundação, principalmente. Durante o processo de modelagem, a propagação é calculada utilizando os valores originais batimétricos, os quais foram reamostrados para uma resolução espacial maior, sem perder o valor de cada ponto. Por exemplo, um local com resolução batimétrica de 120 m passa por um processo de reamostragem, mudando a resolução dos dados para 30 m, para se adequar com os dados

topográficos SRTM. Nesse processo o dado fica com uma resolução equivalente as informações originais do dado batimétrico, sem perder os valores de origem. A

Tabela 2 mostra a relação da mudança das resoluções batimétricas para este estudo.

Os valores dos dados batimétricos foram rebaixados de acordo com as informações de nível de maré contidas nas cartas náuticas e os valores corrigidos foram adaptados, principalmente com o desenho da LC para essas áreas. Mesmo com esse rebaixamento, foi observado pouca, ou quase nenhuma modificação em relação a LC.

Tabela 2 - Relação da resolução inicial x final dos dados de topografia e batimetria após adequação para construção dos MDEs.

	Topografia		Batimetria	
	Inicial	Final	Inicial	Final
Lucena	SRTM –30 m	30 m	150 m	30 m
Pitimbu	SRTM –30 m	30 m	120 m	30 m
	LIDAR – 1 m			
Tamandaré	LIDAR – 1 m	25 m	25 m	25 m

Fonte: A autora, 2018.

4.2 Criação dos Modelos Digitais de Elevação (MDE)

O Modelo Digital de Elevação (MDE) está relacionado a criação de matriz regular de elevações, normalmente na forma de uma malha (Matos, 2005), representando o terreno. A representação adequada da superfície é fundamental para a geração do modelo de propagação de ondas e inundação, sendo necessário a correção e tratamento de imperfeições e erros gerados no processo de interpolação para que o resultado esteja o mais próximo da realidade.

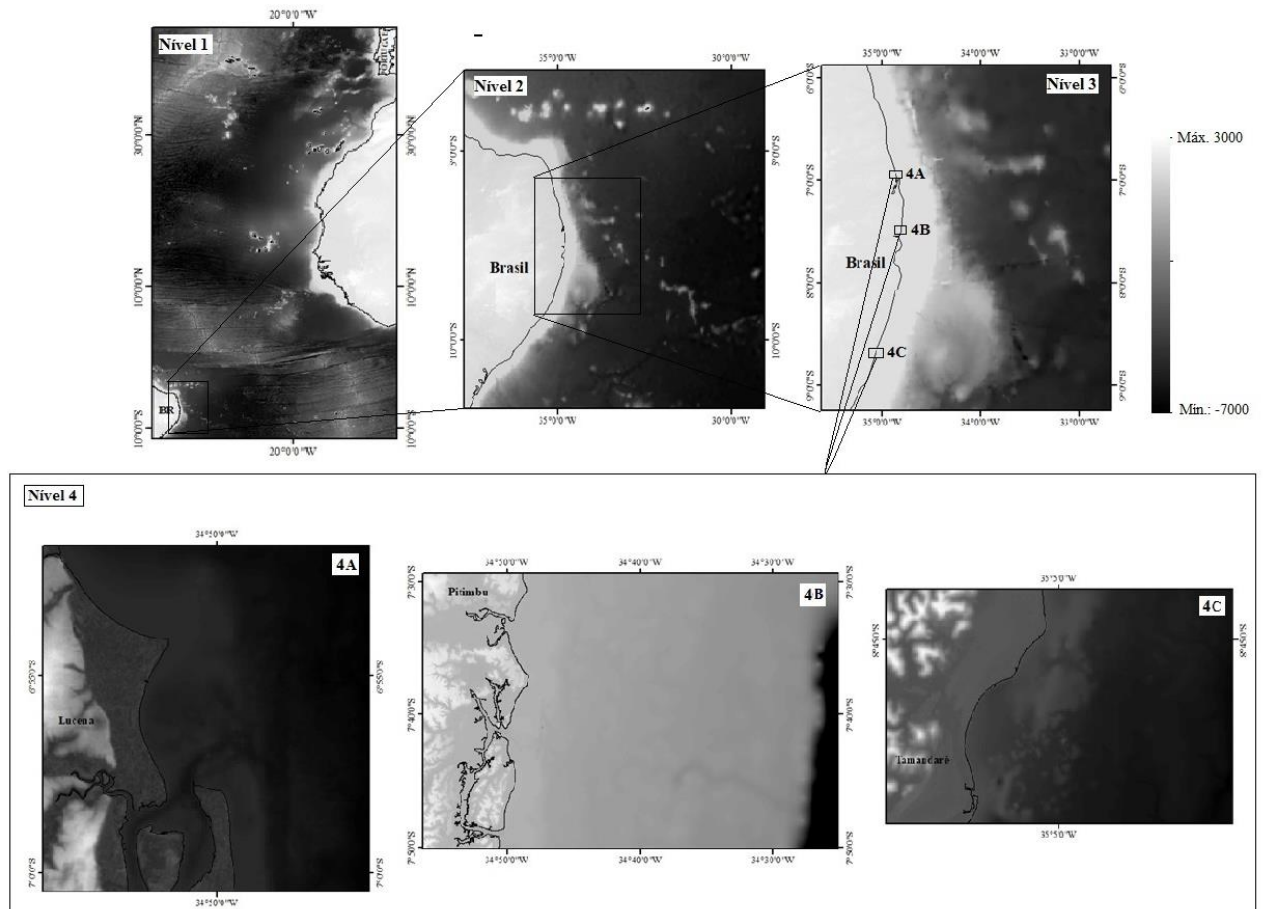
Para a criação de um MDE é necessário escolher o algoritmo de interpolação satisfatório para o tipo de estudo e análise necessária. Nesse estudo, o método de interpolação utilizado foi o *Topo to Raster*, baseado no algoritmo do programa ANUDEM, desenvolvido por Hutchinson (1989). Esta técnica de interpolação é voltada para criação de MDEs hidrologicamente corretos, com objetivo específico de converter dados vetoriais em modelos

hidrológicos corretos e de elevação de terreno, interpolando valores assegurando uma estrutura de drenagem conectada e uma correta representação de picos e cursos de água (ArcGis, 2018). O método foi criado utilizando a eficiência computacional da interpolação local, como ponderação do inverso da distância, sem perder a continuidade superficial dos métodos de interpolação global (Nogueira & Amaral, 2009).

No caso de um banco de dados muito denso, durante o processo de interpolação, limitações no cálculo podem aparecer na forma de pontos como depressões ou campos sem valores, que não ocorrem no modelo real. Após detectado tais erros, os mesmos foram corrigidos com ferramentas presentes no ArcMap 10.5.

4.3 *Nested grids*

Devido a propagação transoceânica das ondas do tsunami, para este estudo foi utilizado o sistema de *nested grids* com diferentes resoluções, com 4 níveis de grids para cada área alvo. O *grid* parental abrange toda a área de propagação e, no qual é também é gerado a deformação inicial. Serão mais dois grids regionais, abrangendo o litoral norte e nordeste brasileiro e o litoral do estado de Pernambuco e Paraíba, respectivamente para cada estudo local de propagação. Por fim, um grid local, menor e de melhor resolução na área alvo. Estes *grids* de detalhe são os MDEs criados. Nesse caso, o fator de refinamento foi de 1:4 o valor do grid maior de cada nível. A Figura 8 mostra a relação de resolução de cada *nested grid* com cada área de estudo da propagação, e a Tabela 3 apresenta a relação das resoluções em cada nível de *nested grids* utilizada neste trabalhos. O *grid* parental e os grids regionais foram obtidos no GEBCO, com intervalo de um arco-minuto, adaptado para as áreas e resoluções deste estudo.

Figura 8 - Esquema da disposição de *nested grids* utilizados.

Legenda: 4A, 4B e 4C representam os *grids* de detalhe para as áreas de estudo: Lucena, Pitimbu e Tamandaré, respectivamente.

Fonte: A autora, 2018.

Tabela 3 - Relação da resolução dos níveis de *nested grids*.

	Nível 1	Nível 2	Nível 3	Nível 4
Lucena	1920 m	480 m	120 m	30 m
Pitimbu	1920 m	480 m	120 m	30 m
Tamandaré	1600 m	400 m	100 m	25 m

Fonte: A autora, 2018.

5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A construção da simulação das características do Tsunami de 1755 para elaboração da modelagem matemática deste evento é realizada, basicamente em três etapas: geração, propagação e inundação. Nesse sentido, cada etapa é fundamental para que a etapa conseguinte seja calculada, e assim obter as informações do modelo final de inundação e valor da altura máxima de onda na área de detalhe em estudo.

5.1 Geração do tsunami

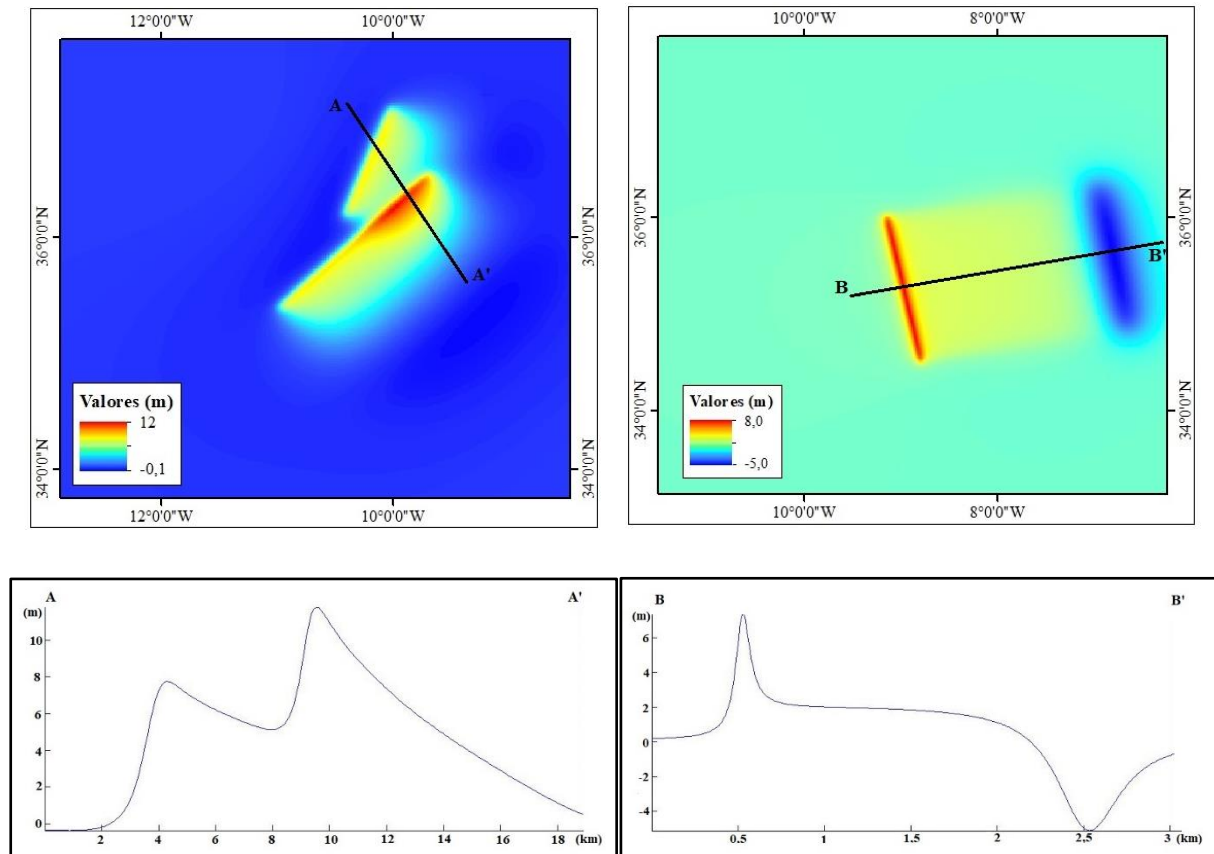
As características da deformação inicial que dão início a um tsunami são de grande importância para a geração do modelo. Essas informações consideram o comprimento e profundidade estimada da falha que gera o sismo, assim como características estruturais, como *rake*, *strike*, *slip* e *dip*, a partir das quais é possível estimar o valor de magnitude do sismo (M_w). Foram escolhidos dois cenários de geração do sismo, de acordo com estudos de Bapstista et al.(1996, 1998 e 2003), Zitellini et al.(1999 e 2001) e Gutscher (2002, 2004). O primeiro cenário relacionado a junção das falhas Marquês de Pombal e Ferradura, e outro cenário ligado ao cinturão de cavalgamento localizado a sul de Portugal e Espanha, denominada Falha de Cadiz.

Quando o tsunami é gerado por falha(s), a fonte é considerada linear, com modelo circular de distribuição de energia. Nesse caso a energia da onda apresenta direção perpendicular à direção da fonte (Costa 2012).

A deformação inicial é calculada a partir de modelos de deslocamentos e teoria de deslocamento linear elástico (Okada, 1986; Mansinha & Smylie, 1971). Neste trabalho, a deformação inicial foi calculada no programa Mirone 2.9.1. No caso deste estudo, a

deformação é calculada utilizando o modelo de Mansinha (Luis, 2007), onde somente é computado a componente vertical da deformação gerada pelo terremoto.

Figura 9 - Grid de deformação inicial de cada Cenário de fonte tsunamigênica e a representação em perfil da movimentação das falhas.

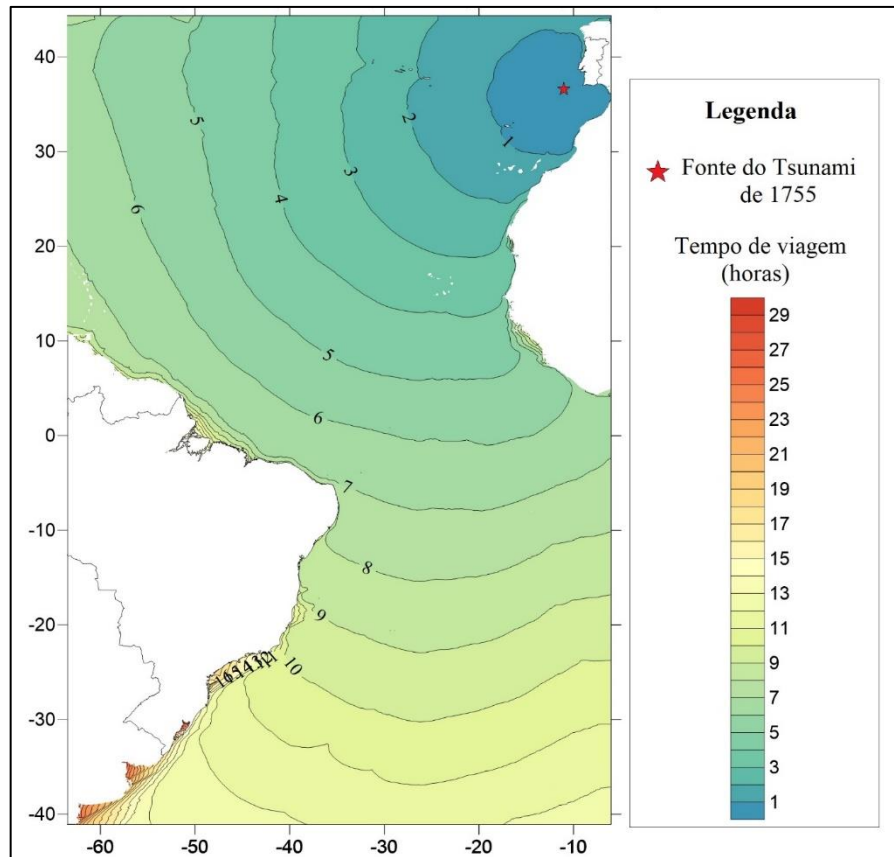


Fonte: A autora, 2018.

5.1.1 Tsunami Travel Time (TTT)

O tempo de viagem das ondas do tsunami (*Tsunami Travel Time* – TTT), foi calculado no programa Mirone, para o sismo de 1755 que ocorreu na Planície Ibérica. Na Figura 10, as linhas em preto mostram o intervalo de tempo em horas do tempo de propagação das ondas. Na costa da Europa e África o tempo de chegada das ondas do tsunami foi de aproximadamente 1 hora, enquanto que na costa brasileira a chegada das primeiras ondas ocorreu aproximadamente entre 7 e 8 horas depois do sismo.

Figura 10 - Mapa de tempo de viagem de onda do tsunami (TTT), da fonte do tsunami de 1755 até a costa norte e nordeste brasileira.



Fonte: A autora, 2018.

De acordo com registros históricos, o horário de sismo registrado em Lisboa foi 10:15 horas da manhã de 01 de novembro de 1755 (Santos & Koshimura 2013), portanto a hora calculada de chegada das ondas do tsunami na no litoral brasileiro seria por volta das 18:15 horas, horário de Lisboa. Como o fuso horário do Brasil em relação a Lisboa é +4 UTC, podemos estimar a chegada das ondas no litoral nordestino em aproximadamente 14:15 horas.

5.2 Propagação das ondas

A propagação de ondas gerada por tsunamis considera o formato do substrato por onde irá passar. Como neste estudo o evento estudado se trata de um oceânico transoceânico, são abordados dois domínios de propagação. No domínio de oceano aberto, a propagação ocorre em profundidade elevada, com rápida velocidade e pequena amplitude. Ao se aproximar da costa, o domínio passa a ser de águas rasa, com elevada amplitude de onda e redução da velocidade, e os efeitos de fricção da batimetria se tornam mais importante, e o modelo de propagação de águas rasa (*SWEs*) é utilizado nessa fase (Omira 2010).

5.3 Altura máxima de ondas e inundação

A fase final do processo de modelagem tem como resultado o grid de detalhe com dado de altura máxima de onda na costa e a área de inundação no continente (*run in*). *Run up* é interpretado como o valor máximo de altura alcançada pela água que invade a costa, tendo como base o nível do mar, ou seja, é a altura máxima da onda que chega na costa, enquanto a distância horizontal máxima em terra que a inundação das ondas do tsunami pode alcançar é denominada *run in* (Costa 2012). Como já visto anteriormente, quanto melhor a resolução dos dados para a área de detalhe, melhor o resultado, podendo influenciar, principalmente, no modelo de inundação. Por isso, a construção do MDE de detalhe é de grande importância para a acurácia da simulação para a geração do modelo de inundação.

Neste estudo, a resolução dos dados topográficos SRTM apresentam resolução de 30 metros para todo a área de estudo localizada no estado da Paraíba (norte de Pitimbu e Lucena), e estes dados foram interpolados com dados com resolução equivalente de 30 metros de batimetria, gerando assim, o MDE para as áreas de Pitimbu e Lucena. Essa “baixa” resolução de dados para essas áreas impactou no resultado do modelo de inundação para estas áreas. Já os dados LIDAR apresentam uma boa resolução de 1 metro, utilizados na interpolação para criação dos MDEs que são abrangidos pela área do estado de Pernambuco, e assim os resultados de inundação foram melhores observados nas áreas de Tamandaré e sul da área de Pitimbu.

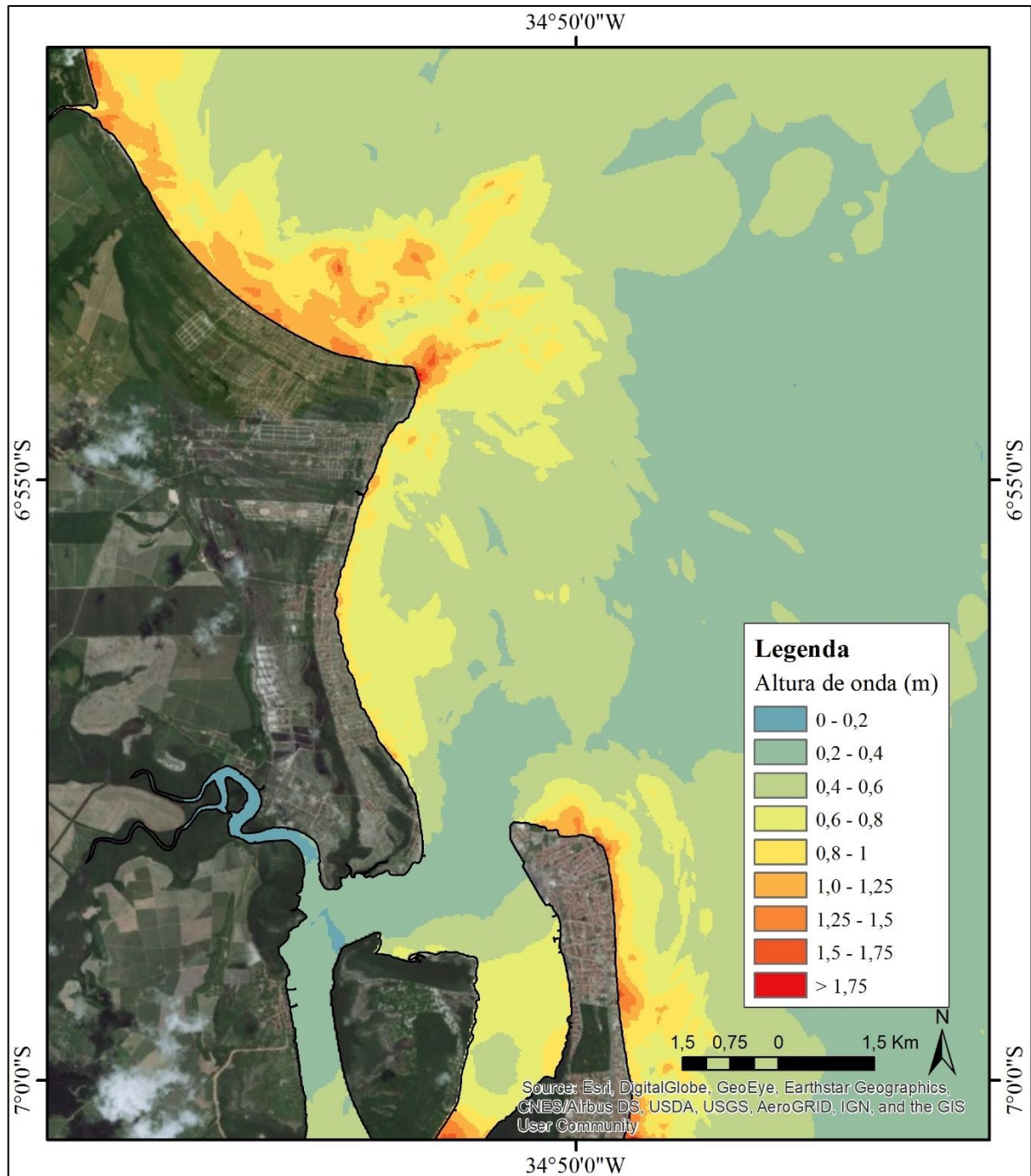
5.3.1 Lucena

Cada cenário apresenta uma fonte sísmica distinta, e conseqüentemente uma energia característica, que será refletida nos valores de alturas de ondas na propagação. A área de Lucena, localizada mais ao norte do estado da Paraíba, apresentou valores máximos de onda de 1,8 metros para o cenário 1 (FMP+FF) (Figura 11) e de 1,7 metros para o cenário 2 (FC) (Figura 12). Os maiores valores de alturas de onda foram encontrados ao norte de Lucena em áreas de Cabedelo e ao norte da capital João Pessoa.

Em relação a taxas de inundação, é possível observar uma semelhança de valores para os dois cenários de fonte sísmica que desencadeou o tsunami (Figura 13 e Figura 14). A construção dos MDE de detalhe para essa área foi realizado utilizando dados topográficos SRTM, com resolução de 30 metros. Esse fator é o principal influenciador na taxa de inundação observada em Lucena. Devido a “baixa” resolução dos dados altimétricos, a maior parte das áreas costeiras não foram afetadas pela inundação. A inundação pontual, resultado da modelagem, está relacionada a áreas planas, associadas a planícies de rios próximos a costa e também a áreas costeiras com extensa faixa de praia. Como se tratam de áreas planas mais extensas, durante a geração da interpolação para geração do MDE, essas áreas ficaram mais suavizadas e rebaixadas. Os valores de *run in* para a região de Lucena foram de aproximadamente 300 metros. Nas regiões quem houve inundação, a profundidade do fluxo da inundação variou até valores superiores de 1,0 metros.

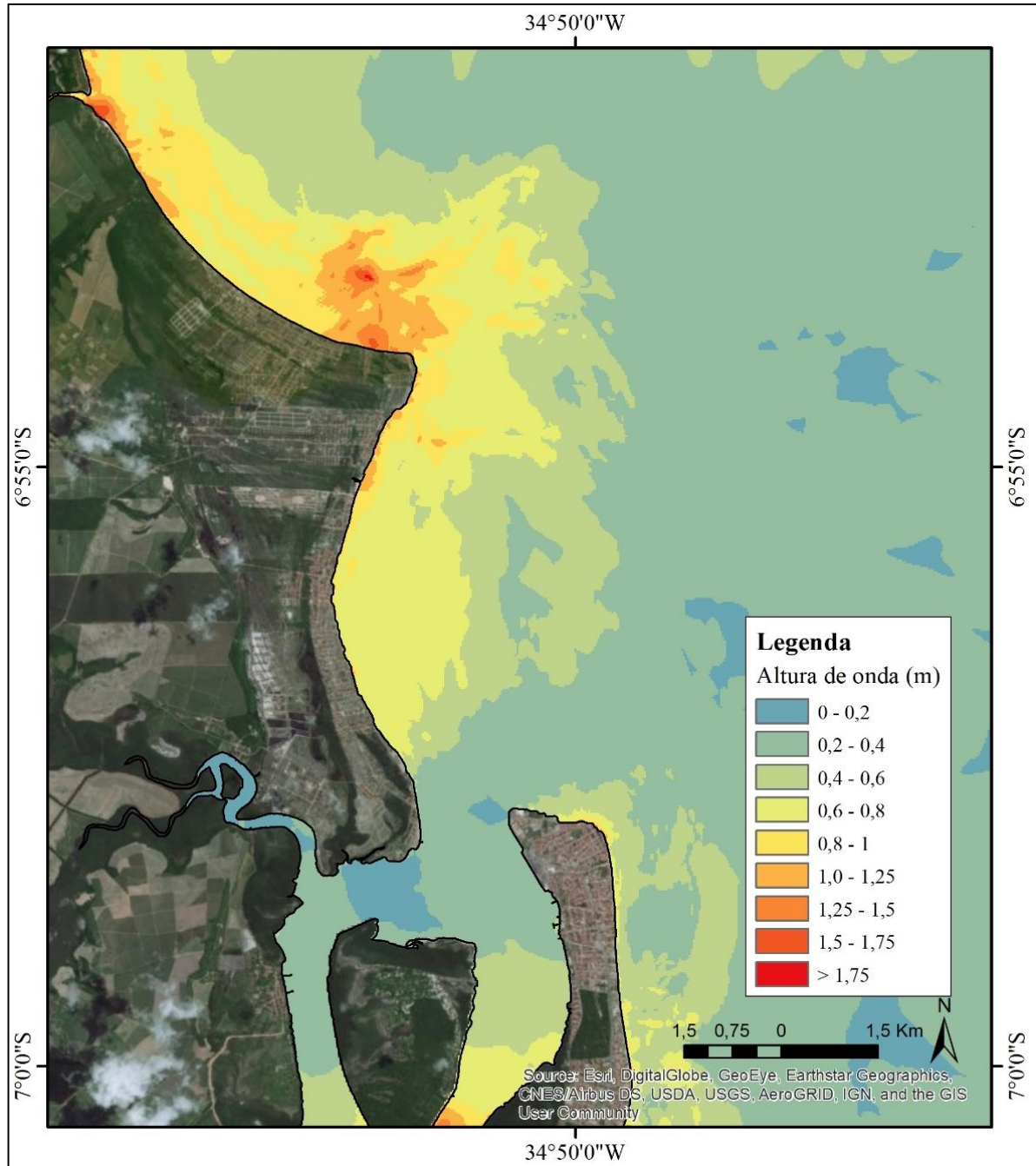
Os locais com valores significativos de inundação, são compatíveis com as regiões com maiores valores de altura de onda. Tais áreas alvo, principalmente nas proximidade de Cabedelo e norte da praia de Lucena são urbanizadas, e os resultados obtidos nos modelos evidenciam o potencial de risco para esses locais, assim como para toda a área costeira nos entornos da cidade de Lucena e João Pessoa.

Figura 11 - Mapa de tempo de viagem de onda do tsunami (TTT), da fonte do tsunami de 1755 até a costa norte e nordeste brasileira.



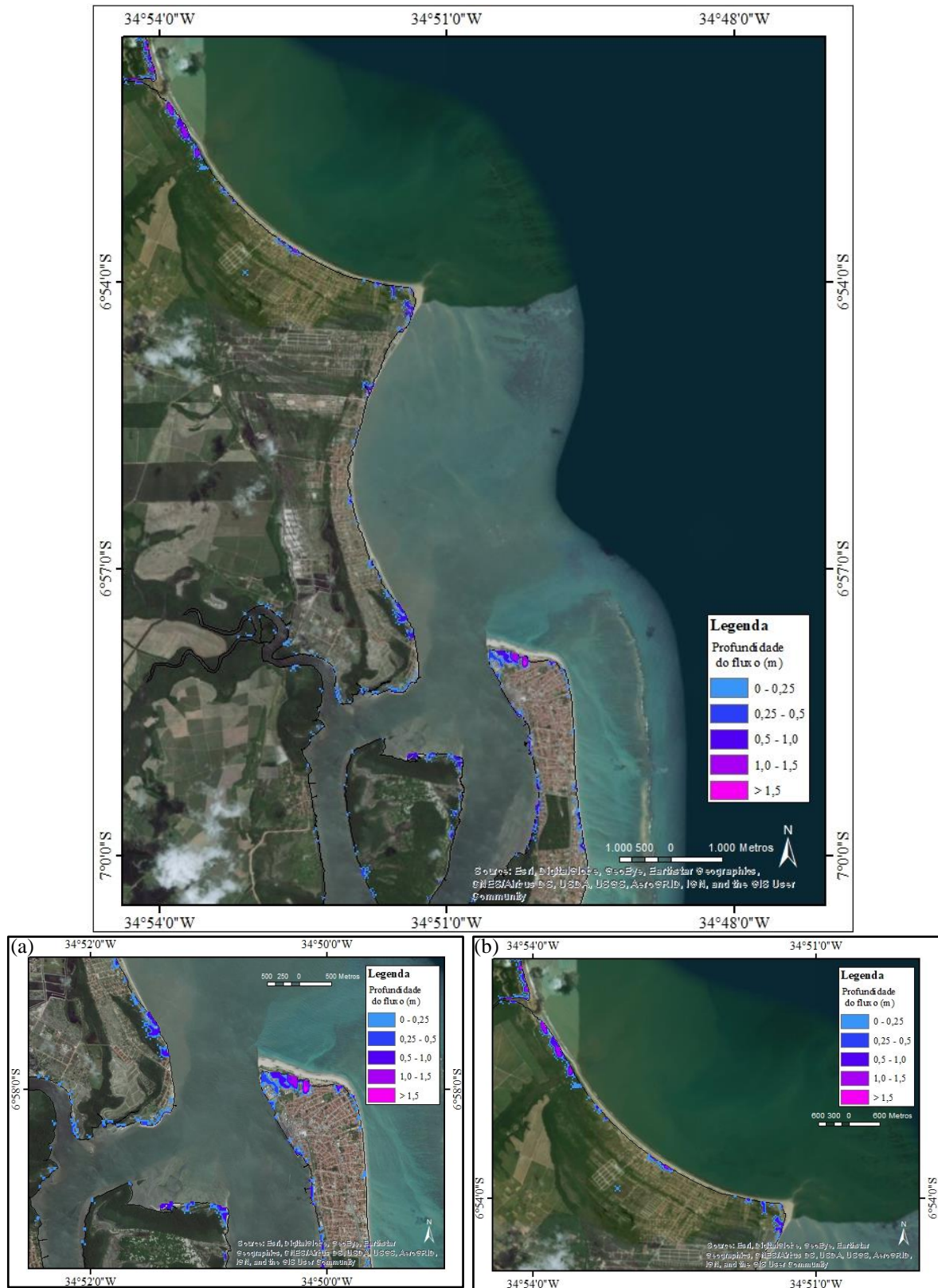
Fonte: A autora, 2018.

Figura 12 - Mapa de altura de onda para um panorama atual na costa de Lucena, Paraíba, tendo como fonte o Cenário 2 (FC).



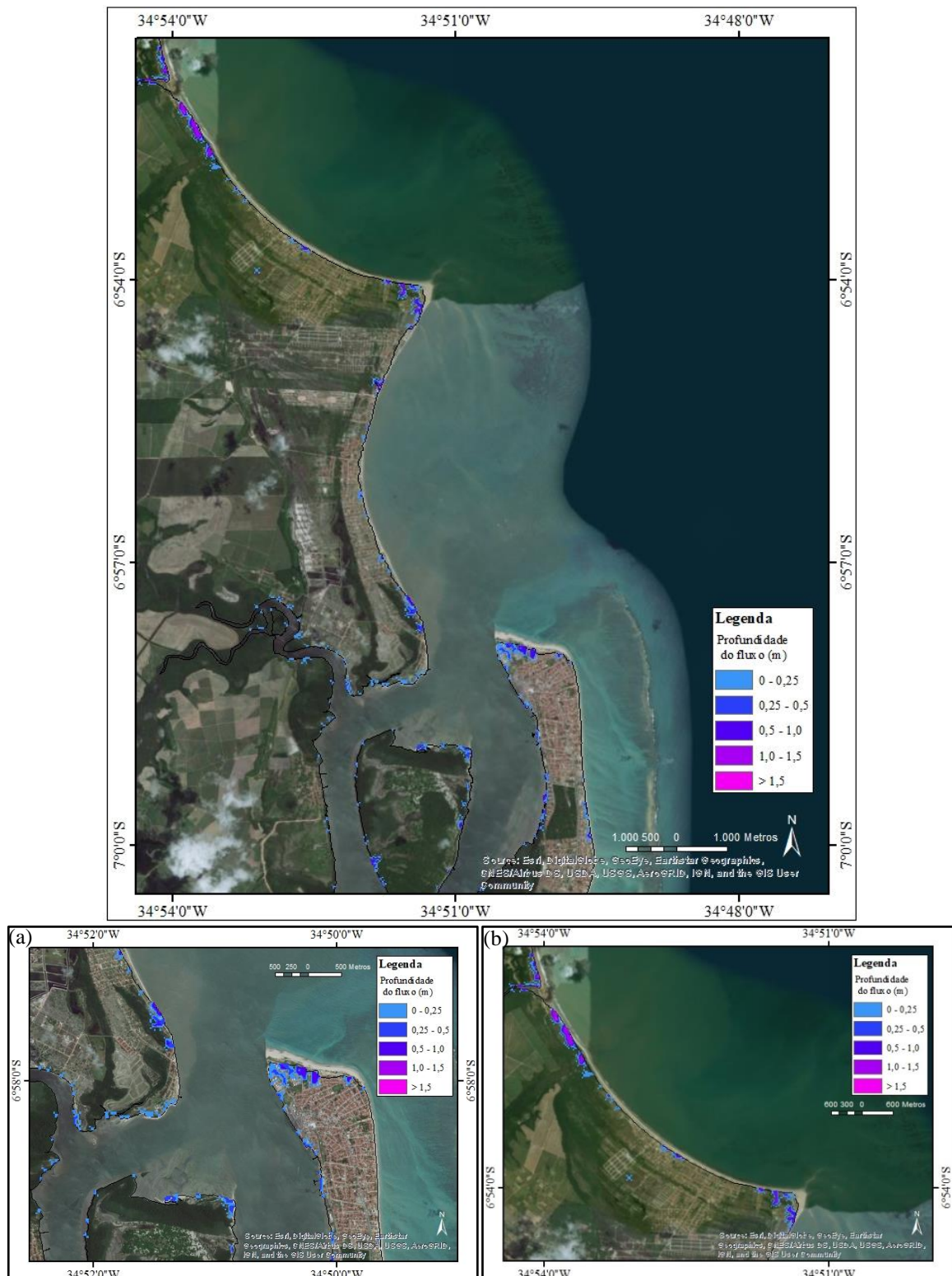
Fonte: A autora, 2018.

Figura 13 - Mapa de inundação da região de Lucena, para fonte tsunamigênica como o Cenário 1 (FMP+FF)



Legenda: (a) Detalhe de inundação para a porção sul da área e (b) para a porção norte da área de Lucena.
Fonte: A autora, 2018.

Figura 14 - Mapa de inundação da região de Lucena, para fonte tsunamigênica o Cenário 2 (FC).



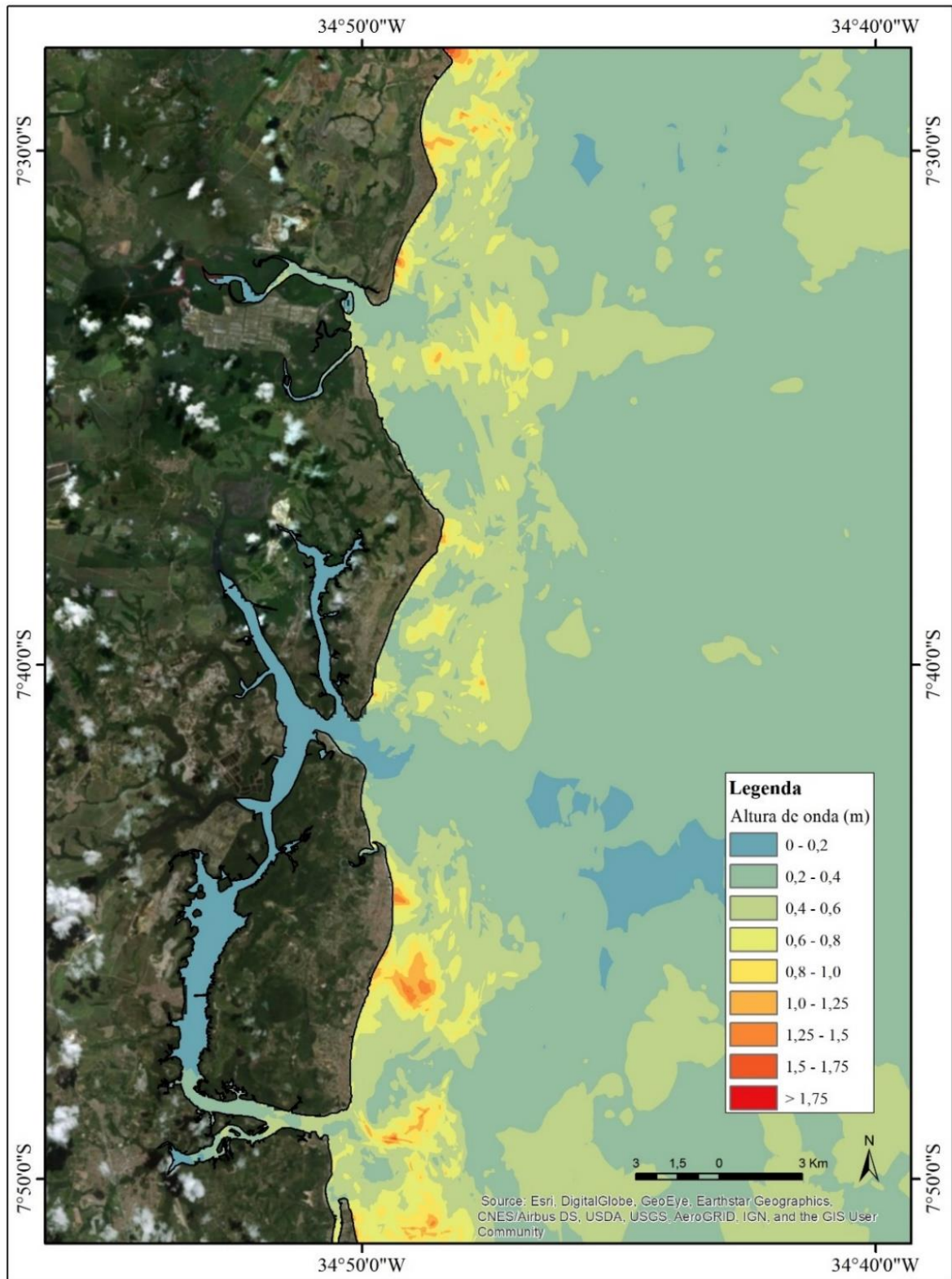
Legenda: (a) Detalhe de inundação para a porção sul da área e (b) para a porção norte da área de Lucena.
Fonte: A autora, 2018.

5.3.2 Pitimbu

A área de Pitimbu está localizada na fronteira entre os estados de Pernambuco e Paraíba, abrangendo toda a área da Ilha de Itamaracá (PE), a qual foi afetada pelas águas do tsunami de 1755, de acordo com os registros históricos (Veloso 2015). Os valores de altura máxima de onda na costa são de 1,5 metros para o Cenário 1 (FMP+FF) de fonte tsunamigênica (Figura 15), e de 1,1 metros para o Cenário 2 (FC) (Figura 16).

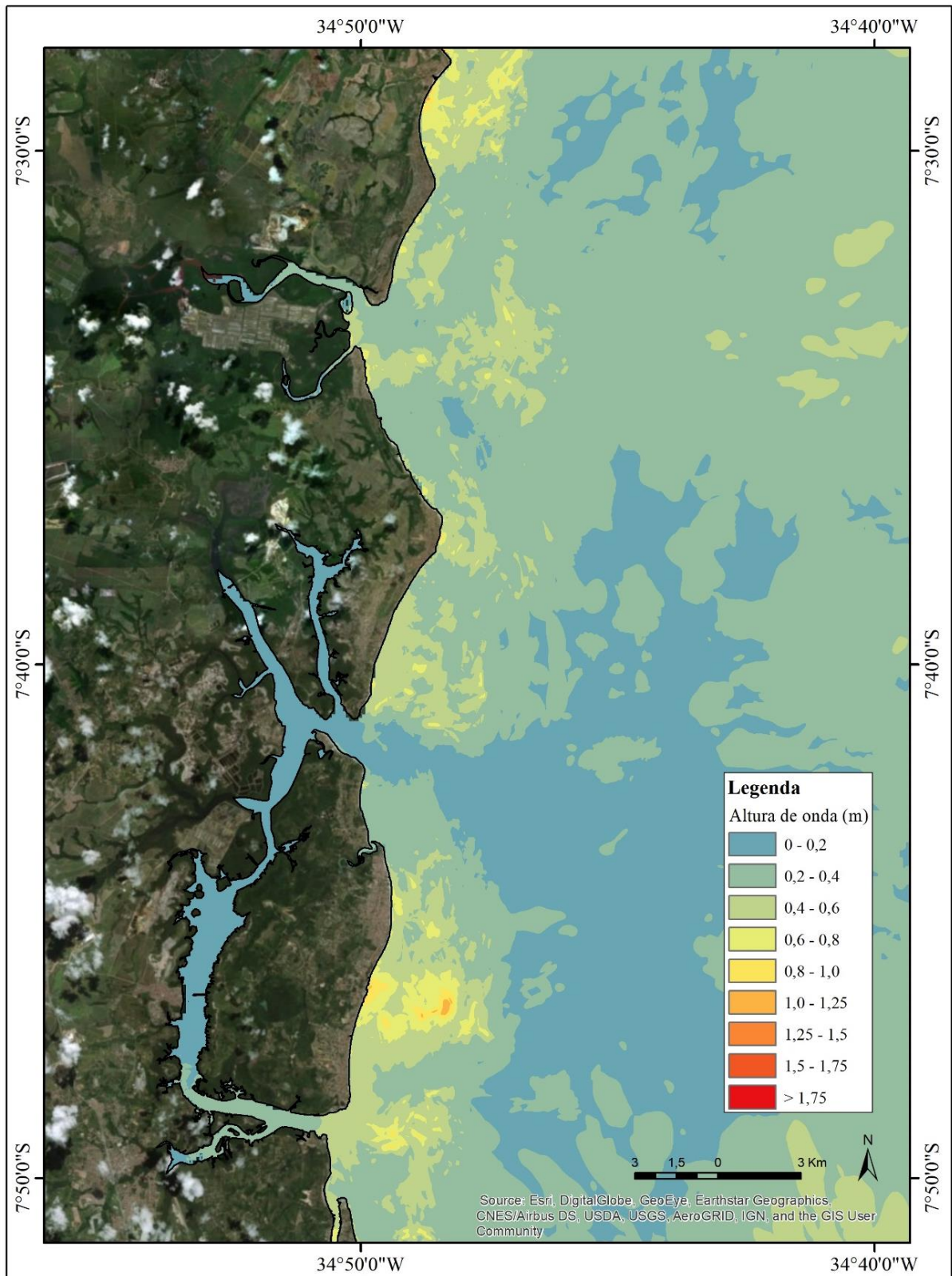
Em relação a inundação, o modelo mostrou bons resultados nas proximidades da Ilha de Itamaracá, principalmente em canais de rios e suas margens, assim como áreas alagadas. O valor de *run in* chega a valores de até 4 quilômetros nessa região, com resultados similares para os dois cenários (Figura 17 e Figura 18). Esses valores validam este modelo, pois os registros históricos relatam que a “[...] enchente do terremoto entrou pela terra dentro, couza de huma legoa [...]” (citado por Veloso, 2015, p. 125), sendo uma légua equivalente entre 4 e 5 quilômetros. O ofício relata a chegada das ondas nas terras de Lucena e Tamandaré, porém as praias desertas da Ilha de Itamaracá também são citadas em outro ofício e, mesmo sem relatos de valores de *run in* nesta ilha, é possível estimar os mesmos valores de inundação para essa área.

Figura 15 - Mapa de altura de onda para um panorama atual na costa de Pitimbu, Paraíba, tendo como fonte o Cenário 1 (FMP+FF) .



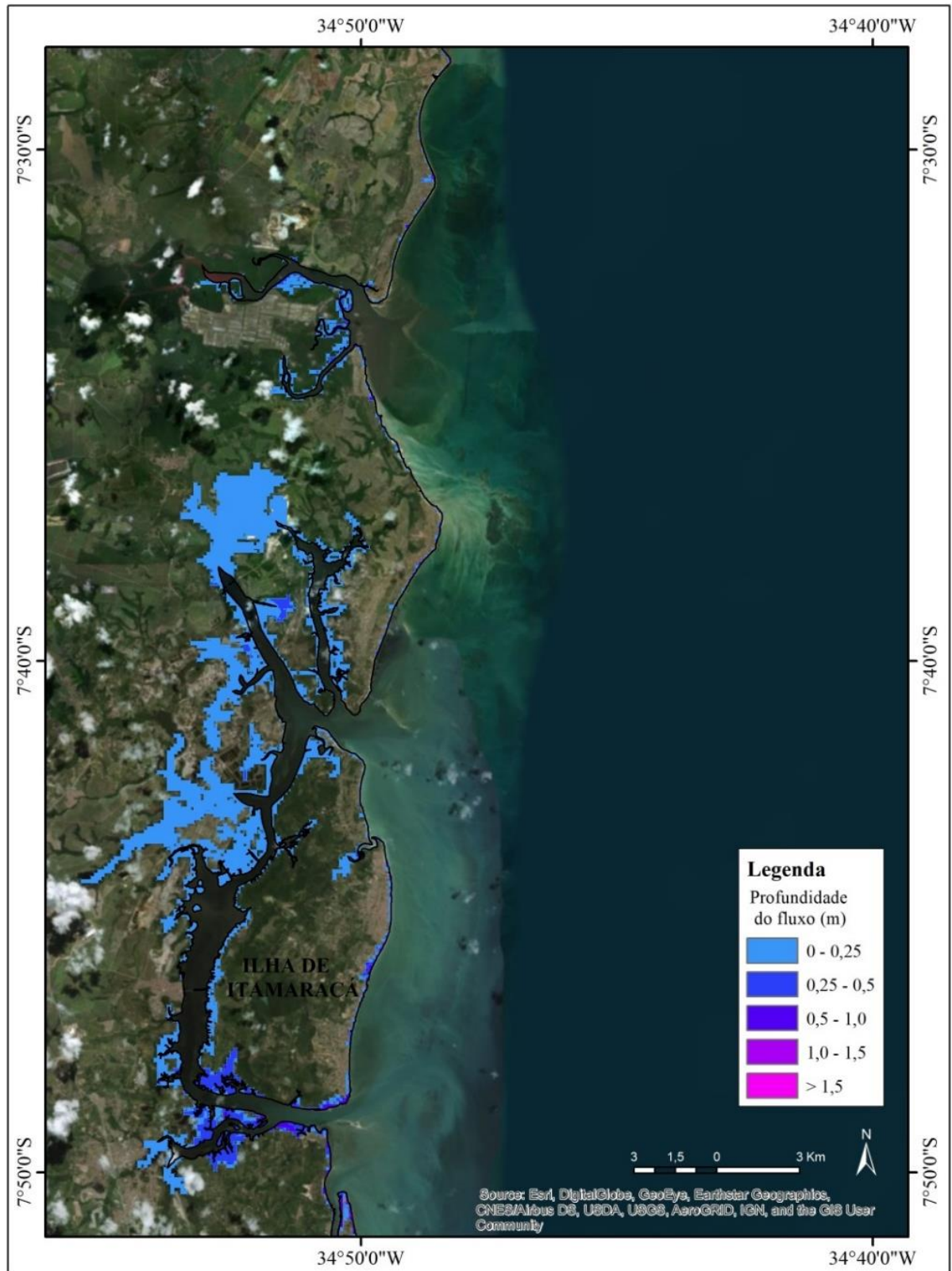
Fonte: A autora, 2018.

Figura 16 - Mapa de altura de onda para um panorama atual na costa de Pitimbu, Paraíba, tendo como fonte o Cenário 2 (FC).



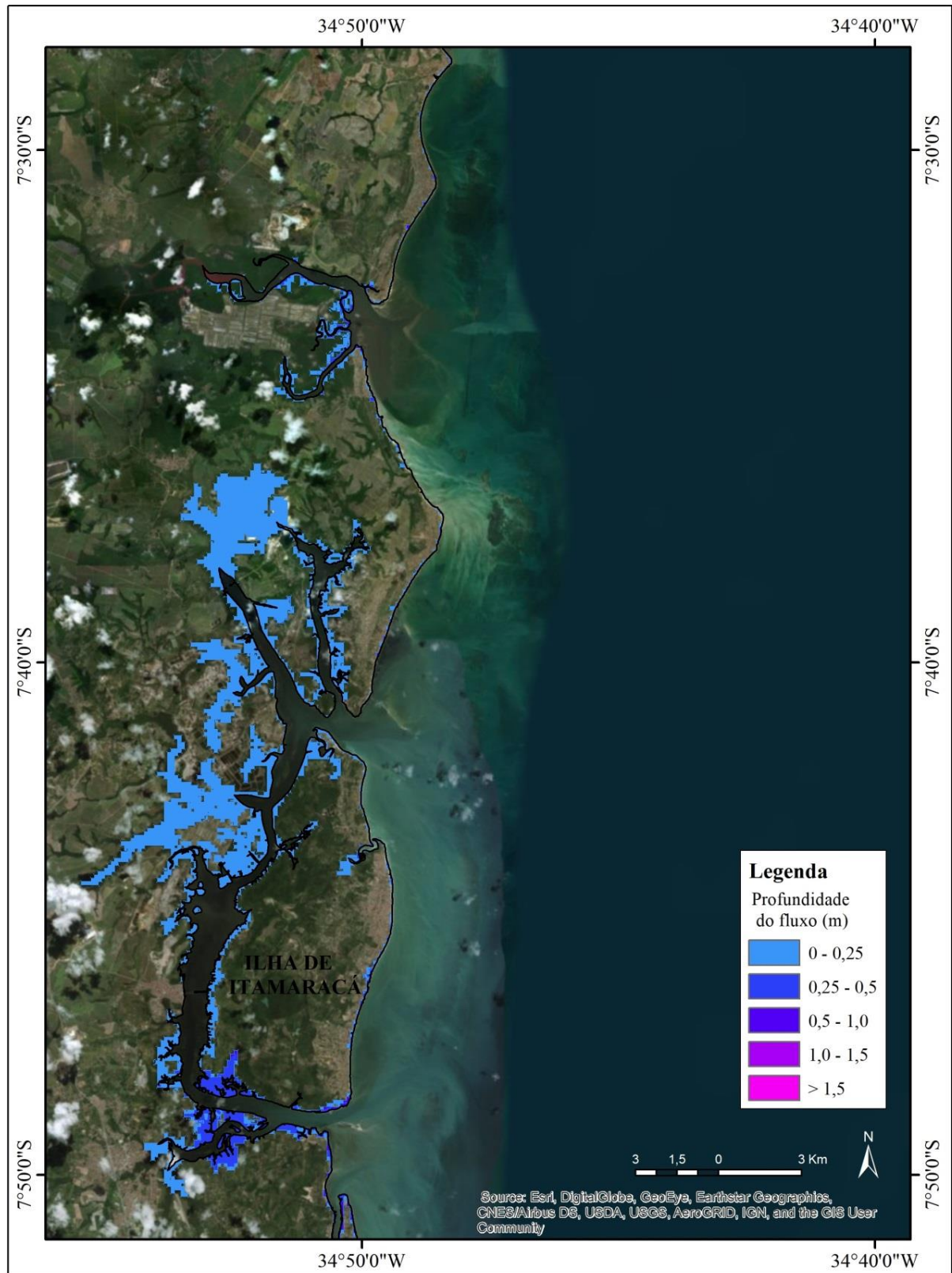
Fonte: A autora, 2018.

Figura 17 - Mapa de inundação da região de Pitimbu, para fonte tsunamigênica o Cenário 1 (FMP+FF).



Fonte: A autora, 2018.

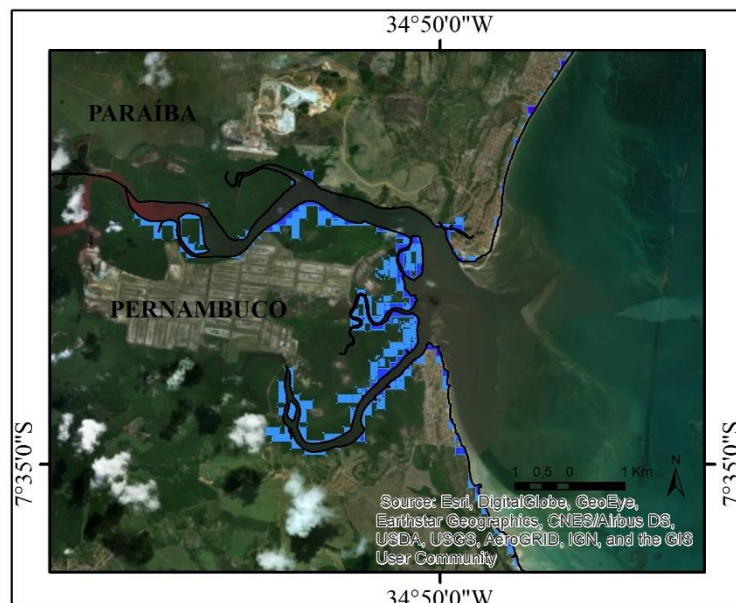
Figura 18 - Mapa de inundação da região de Pitimbu, para fonte tsunamigênica o Cenário 2 (FC).



Fonte: A autora, 2018

A criação do MDE de detalhe da região de Pitimbu abrange a fronteira entre os estados de Pernambuco e Paraíba, e devido a isso, foram utilizadas duas base de dados altimétrico, fato que influenciou nos valores de inundação gerados no modelo. A divisa entre os dois estados é marcada pela presença de um rio, sendo a sua margem direita localizada no estado de Pernambuco, e sua margem esquerda no estado da Paraíba. Como o estado da Paraíba apresenta resolução altimétrica de 30 metros, ou seja, uma resolução menor ou “baixa”, não foi observado inundação nessa margem de rio. Já na margem que está localizada em Pernambuco, que apresenta “alta” ou maior resolução de 1 metro, a qual foi adequada para realização da interpolação e criação do MDE, é observado uma área de inundação na margem do rio (Figura 19). Esse exemplo serve para exemplificar a importância de uma resolução de detalhe para a avaliação de áreas inundadas na criação de modelos de propagação e inundação. Modelos gerados com “boa” resolução de dados topográficos e batimétricos interfere nos valores de altura de onda na costa e de inundação no continente.

Figura 19 - Detalhe para dados de inundação na região de limite entre os estados de Pernambuco e Paraíba.



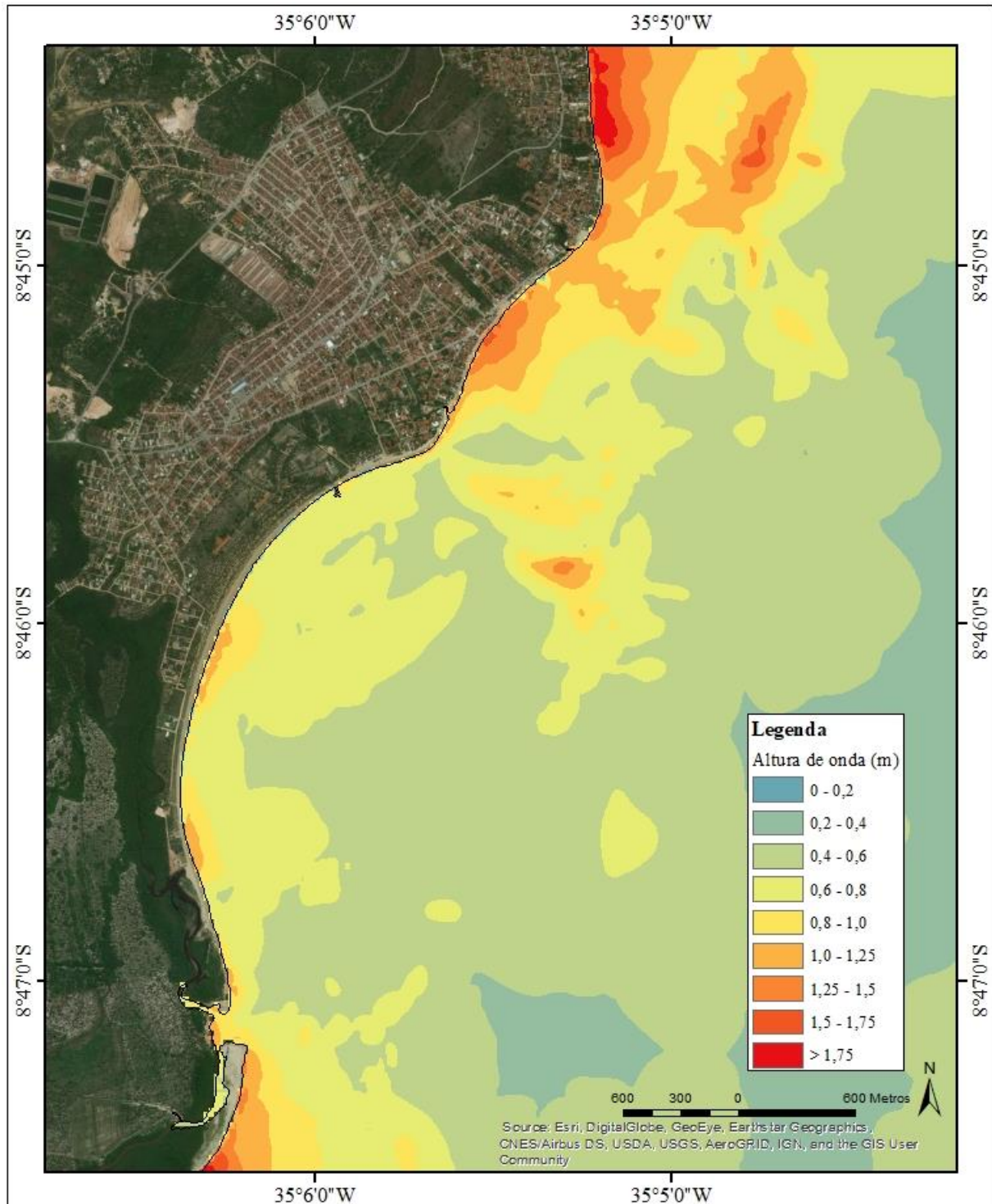
Fonte: A autora, 2018.

5.3.3 Tamandaré

A área de Tamandaré foi a que apresentou os maiores valores de altura de onda no modelo gerado. Como nos outros dois modelos gerados para as outras áreas, cada cenário de fonte tsunamigênica possui uma energia distinta que irá refletir no resultado da modelagem de propagação e inundação. Para o cenário 1 (FMP+FF) foram obtidos valores de altura de onda na costa de 1,9 metros (Figura 20) e para o cenário 2 (FC) de 1,8 metros (Figura 21).

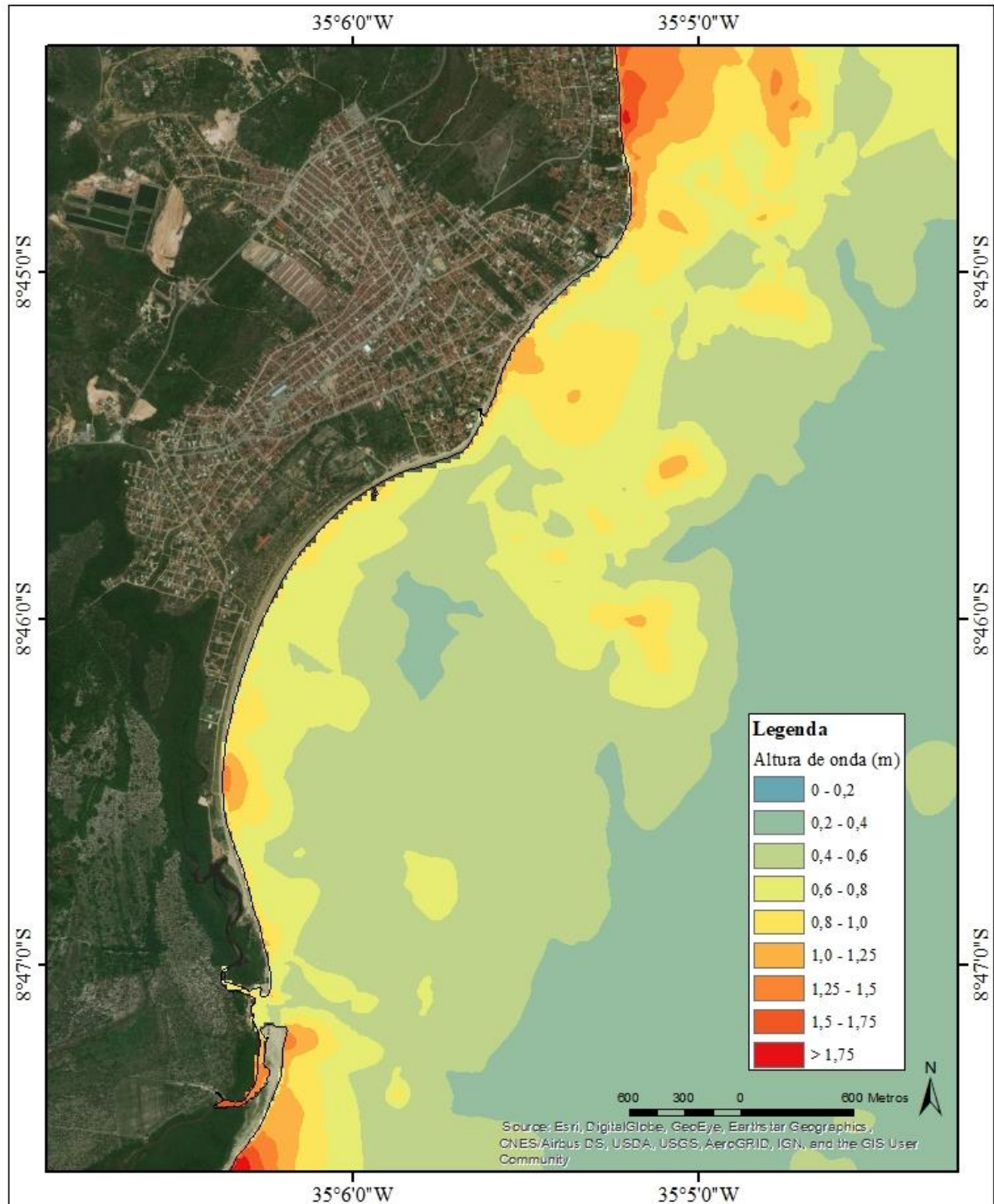
Com relação aos valores de inundação, a porção sul da área de Tamandaré apresentou um bom resultado devido a presença de um canal de rio, mostrando para o resultado do com base no Cenário 2 (FC) um valor de *run in* de até 800 metros (Figura 23). Para o Cenário 1 (FMP+FF), o valor de *run in* é de aproximadamente 300 metros (Figura 22). A inundação gerada pela fonte tsunamigênica com base no Cenário 2 (FC) mostrou maior energia de propagação, visto que a inundação apresentou valores de profundidade de fluxo, com valores superiores a 1,0 metro na região sul de Tamandaré. Em comparação, a inundação gerada no modelo com base em fonte no Cenário 1 (FMP+FF), o valor de profundidade de fluxo possui um valor médio de 0,5 metros.

Figura 20 - Mapa de altura de onda para um panorama atual na costa de Tamandaré, Pernambuco, tendo como fonte o Cenário 1 (FMP+FF).



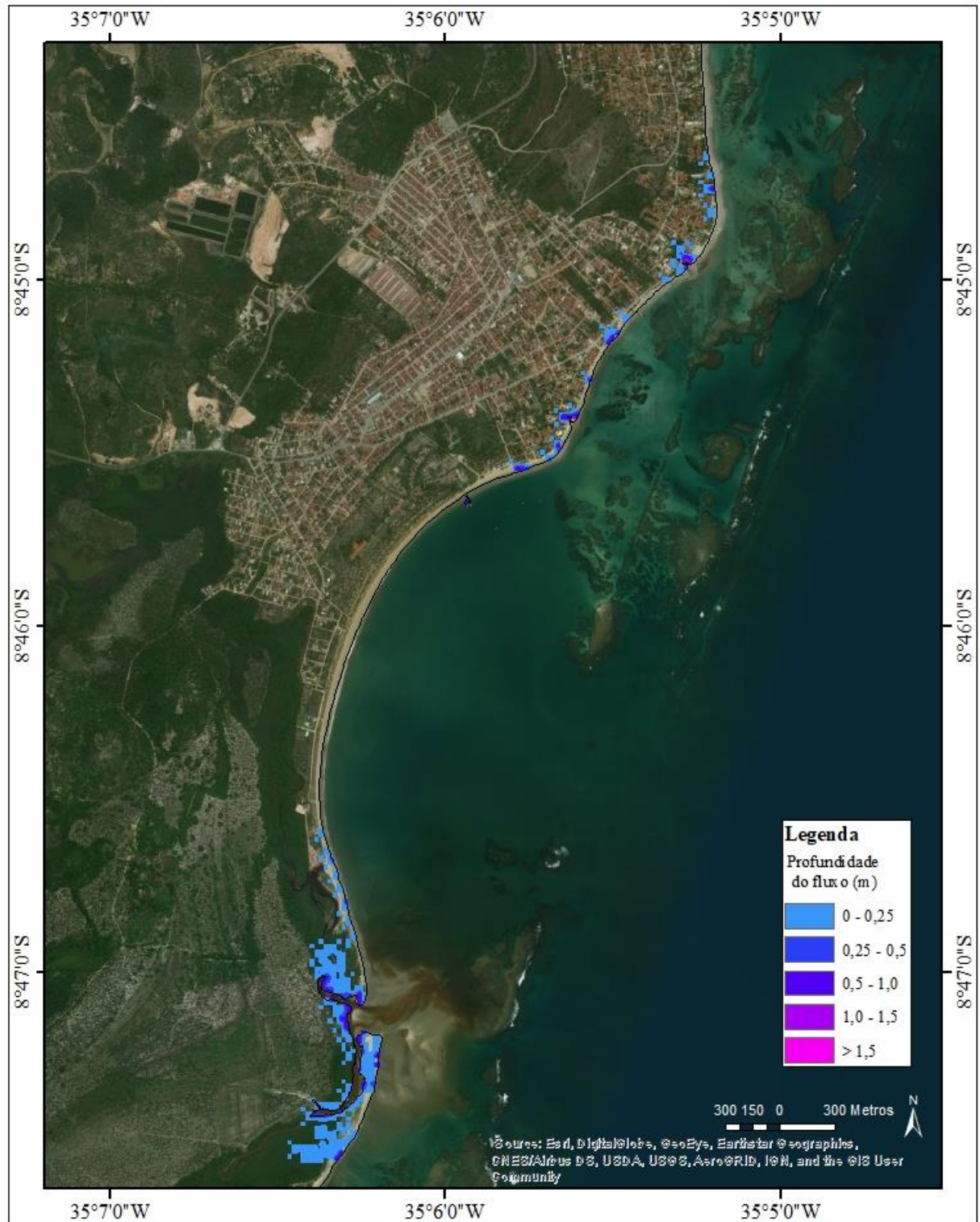
Fonte: A autora, 2018.

Figura 21 - Mapa de altura de onda para um panorama atual na costa de Tamandaré, Pernambuco, tendo como fonte o Cenário 2 (FC).



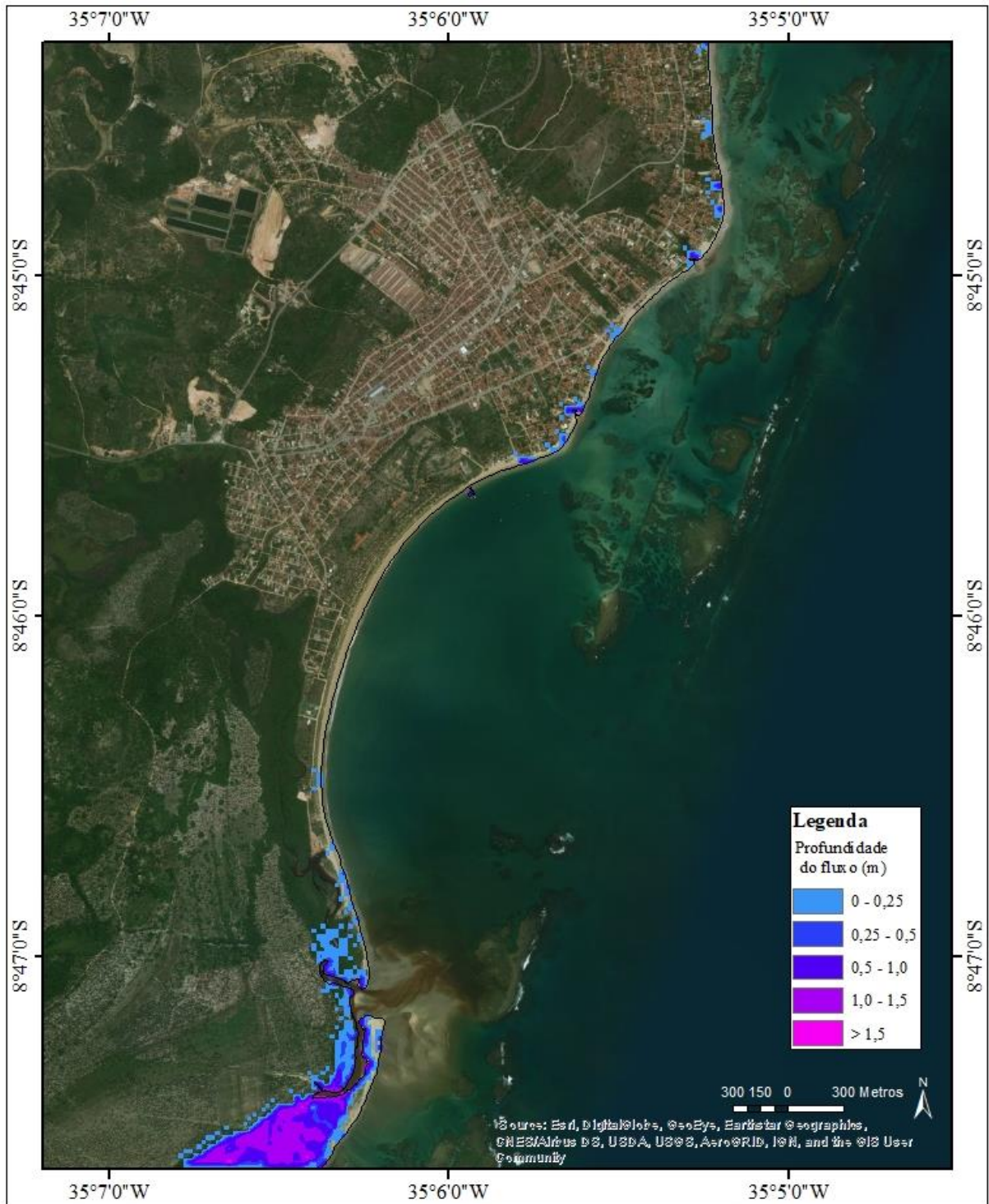
Fonte: A autora, 2018.

Figura 22 - Mapa de inundação de Tamandaré, com base no Cenário 1 (FMP+FF).



Fonte: A autora, 2018.

Figura 23 - Mapa de inundação de Tamandaré, com base no Cenário 2 (FC).

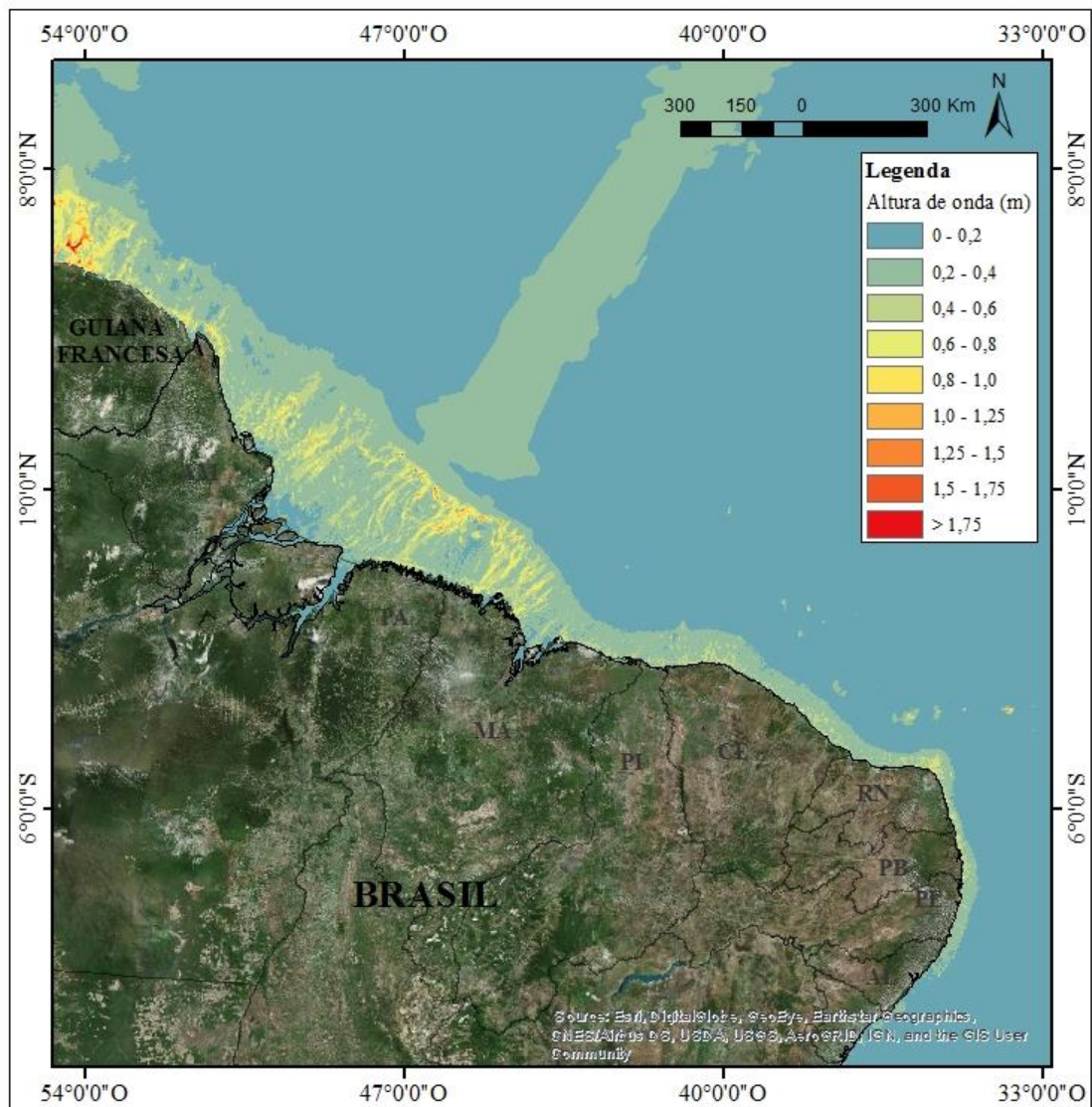


Fonte: A autora, 2018.

5.3.4 Costa norte e nordeste brasileira

Para estudo de comparação, também foi realizado um modelo de propagação e inundação que abrange toda a área costeira do nordeste do Brasil, mas nesse caso com grid de resolução maior. Foram utilizados como base um grid que abrange o Oceano Atlântico, a partir da fonte sísmica, de resolução de 1 quilômetro para toda a região costeira norte e nordeste brasileira. A fonte sísmica utilizada no processo de modelagem, foi baseada no cenário 1 (FMP+FF).

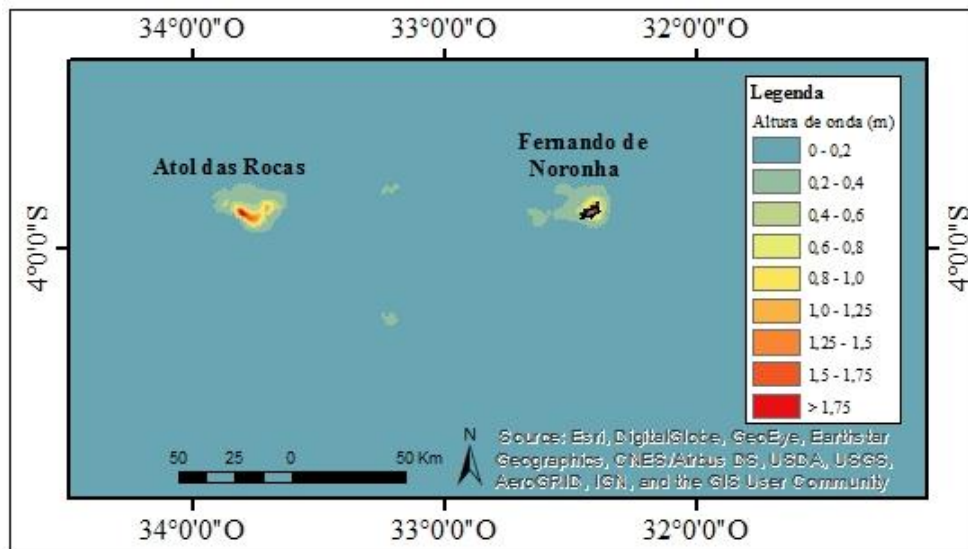
Figura 24 - Mapa de altura de onda para a região norte e nordeste brasileiro.



Fonte: A autora, 2018.

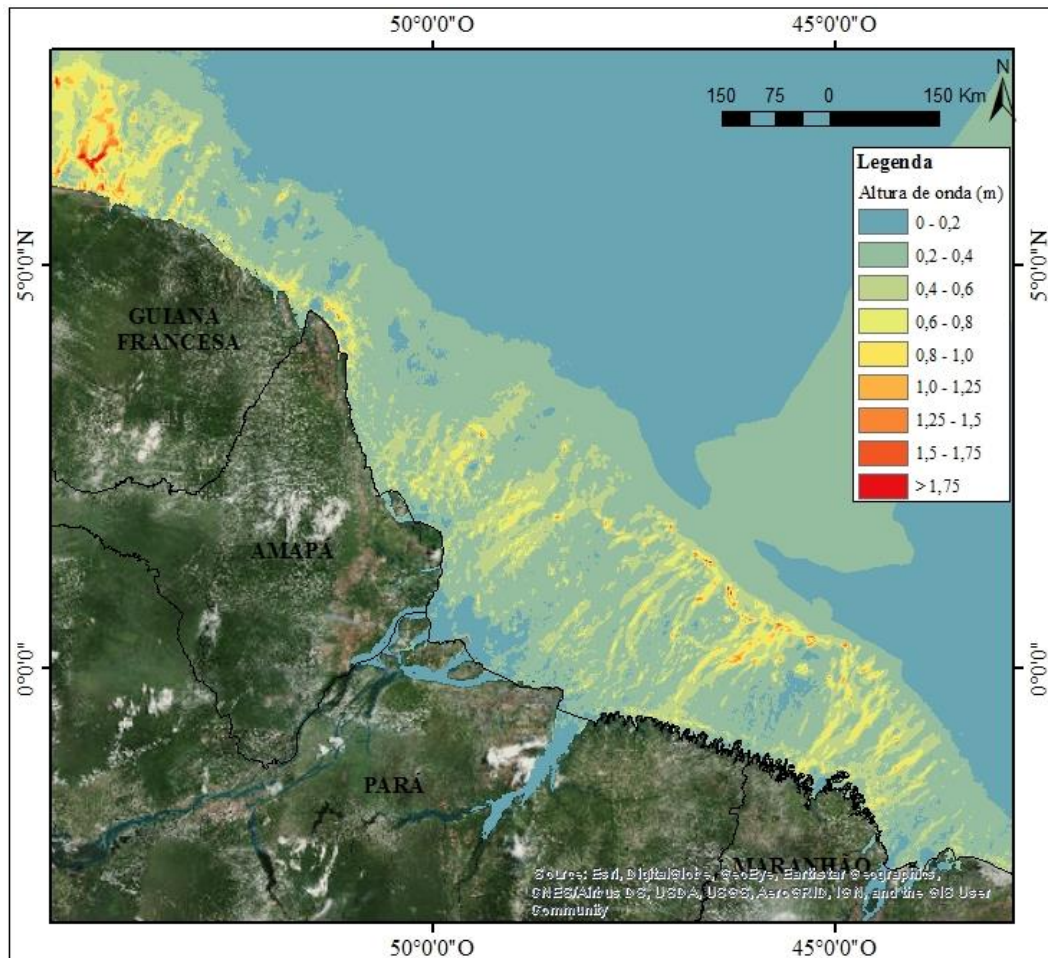
De maneira geral, é possível observar que a altura de onda para essa área obtém uma média de valores de altura de onda na costa que variam de 0,2 até 1,5 metros (Figura 24), com valores superiores a 2,0 metros observados nas Ilhas de Atol das Rocas e de Fernando de Noronha, localizadas em oceano aberto (Figura 25), e na porção norte, nas proximidades da costa dos estado do Amapá, Pará e Maranhão, assim como na costa da Guiana Francesa (Figura 26). Nessa simulação gerada com grid de resolução de 1 quilômetro, não foram obtidos resultados significativos de inundação em toda a costa.

Figura 25 - Detalhe de mapa de altura de ondas para a região de Atol da Roca e Fernando de Noronha.



Fonte: A autora, 2018.

Figura 26 - Detalhe de mapa de altura de onda da porção extremo norte brasileira, abrangendo porção da costa da Guiana Francesa



Fonte: A autora, 2018.

5.3.5 Comparação de resultados e a importância de MDEs de detalhe

Para estudo de comparação, quando analisado em detalhe as áreas de estudo, é possível visualizar bem a diferença entre os resultados obtidos entre a simulação realizada com grid de menor resolução (1 quilômetro) e aqueles resultados obtidos a partir do MDE de detalhe, para o cenário 1 (Figura 27). Em comparação com os resultados obtidos nas simulações para os dois cenários, os resultados gerados a partir da utilização dos MDEs de detalhe mostraram mais variações para cada área, em resposta a fonte tsunamigênica e boa resolução da topografia e batimetria.

Tabela 4 - Comparação dos resultados gerados em simulações com grid de maior resolução (MDE de detalhe) e com grid de menor resolução (1km), com base no cenário 1 e 2.

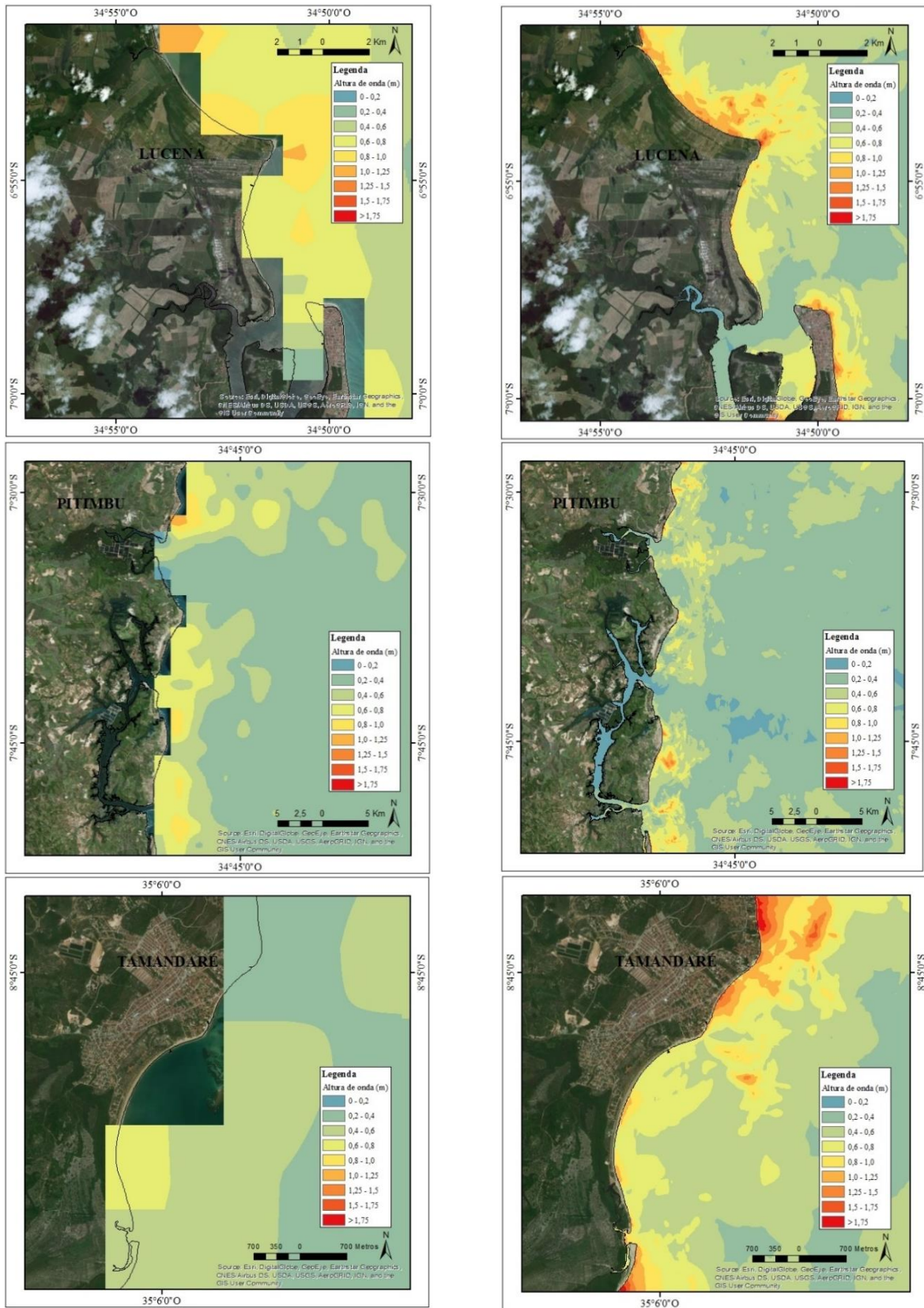
	Lucena			Pitimbu			Tamandaré		
	MDE	1 km		MDE	1 km		MDE	1 km	
Cenário	1	2	1	1	2	1	1	2	1
Máxima altura de onda (m)	1,8	1,7	~ 1,5	1,5	1,1	~1,2	1,9	1,8	~1,0
Inundação Máxima (m)	300	300	-	4000	4000	-	300	800	-

Fonte: A autora, 2018.

A diferença mais notável é observada na região de Tamandaré, no qual a maior altura de onda observada foi de até 1,0 metro no grid de baixa resolução, enquanto que na simulação de detalhe, foram obtidos valores de altura de onda superiores a 1,75 metros. Nas áreas de Lucena e Pitimbu, o grid gerado com baixa resolução não mostrou resultados de altura de onda nas porções de reentrâncias do terreno na costa (parte de ilha voltadas para o continente), enquanto que na simulação de detalhe, para ambas as áreas, foram obtidos valores em toda a porção submersa do modelo, devido a presença de dados batimétricos detalhados nessas porções. Em síntese, os resultados obtidos a partir dos modelos gerados com MDEs de detalhe apresentaram mais características e informações de altura de onda e da maneira como ocorreu a propagação das ondas nessa região.

Esses fatos observados confirmam a necessidade de dados com boas resoluções para criação de MDEs de detalhe para uma avaliação confiável e condizente com a realidade de cada área de estudo. Para estudos de gerenciamento de riscos associados a eventos costeiros, por exemplo, o uso de dados com boa qualidade em estudo de modelagem e simulações refletem em uma melhor análise e perspectiva de eventos passados para previsão de eventos futuros.

Figura 27 - Comparação entre os resultados de mapa de altura de onda para diferentes resoluções.



Legenda: A coluna da esquerda mostra a simulação feita com grid de resolução de 1 quilômetro, e a coluna da direita mostra o resultado com utilização de MDE de detalhe, ambas para o cenário 1

Fonte: A autora, 2018.

CONCLUSÕES

A energia do fluxo do tsunami é constante e o trajeto da propagação das ondas é sensível em relação a morfologia do assoalho oceânico, por isso, é necessária a criação de Modelos Digitais de Elevação (MDE) de detalhe para as áreas de estudo quando o objetivo é além da avaliação da propagação, a consequente inundação provocada pelas ondas na região costeira. Os estudos realizados nesta dissertação destacam a importância de dados com maior resolução na criação de MDEs para o processo de modelagem matemática de propagação, inundação e altura de ondas.

A resolução topográfica de detalhe de dados LIDAR de 1 metro se mostrou eficiente para o cálculo de inundação nas áreas de detalhe, mesmo após a reamostragem (diminuindo a resolução espacial para ajustar à resolução espacial da batimetria da região) dos dados, como foi observado nos resultados de inundação nas áreas de Tamandaré e porção sul da área de Pitimbu. Diferentemente dos resultados obtidos em áreas com resolução topográfica de dados SRTM de 30 metros, como no caso de Lucena e porção norte da área de Pitimbu, nos quais os modelos gerados não apresentaram resultados significativos de inundação e *run in*.

Cada cenário de fonte sísmica apresenta características geométricas particulares e mesmo resultando a mesma magnitude, foram observados resultados distintos para cada cenário. De maneira geral, os resultados obtidos nos modelos gerados com base na fonte tsunamigênica para o cenário 1 (FMP + FF) mostraram valores de altura de onda e de inundação maiores. Para todas as áreas de estudo os maiores valores de alturas de onda foram observados nos modelos gerados com base neste cenário, com valores superiores a 1,75 metro para as áreas de Lucena e Tamandaré. Os resultados gerados com MDEs de maior resolução apresentaram resultados com os maiores valores de *run in* e foram obtidos nas proximidades da Ilha de Itamaracá. A chegada das ondas do tsunami, na data e horário previstos são confirmados pelos relatos históricos. Em relação aos valores de profundidade de fluxo de inundação, os maiores valores foram obtidos na porção sul de Tamandaré, associados a simulação gerada pelo cenário 2 (FC).

Este trabalho trata-se de uma análise de dados e, no caso de um tsunami real, equivalente ao evento de 1755, como mostrado, as simulações para cada cenário apontam

valores de altura de onda e de inundação significativos para áreas costeiras urbanizadas e habitadas, entre os estados de Pernambuco e Paraíba. Mesmo com a baixa ocorrência de eventos dessa magnitude na costa brasileira, é importante enfatizar que existe uma situação de perigo nessas regiões que pode afetar a comunidade e as propriedades locais.

Na costa norte e nordeste brasileira, a simulação mostrou valores elevados de altura de onda em pontos localizados em oceano aberto, e em porção setentrional, indicando que valores significativos podem ser obtidos na costa leste de países localizados na porção norte da América do Sul, assim como na América Central e em toda a área do Mar do Caribe. A exposição de áreas costeiras na porção sul do Oceano Atlântico, em especial para a área do continente Sul-Americano, é pouco estudada no meio científico, principalmente pelo fato de a porção sul do Atlântico não possuir tantas fontes tsunamigênicas de origem tectônicas bem identificadas. Entretanto, o Mar do Caribe está situado em um segmento tectônico que abrange o contato entre as placas do Caribe, Norte-Americana e Sul-Americana, ativa atualmente e com registro de atividade sísmica, visto como exemplo o terremoto que ocorreu no Haiti, em 2010, que destruiu grande parte do país. A ocorrência de um sismo com magnitude suficiente e geometria para geração de um tsunami é uma possibilidade real e o estudo de simulação de eventos nessa região é de grande importância para o estudo de áreas expostas a chegada de ondas de tsunamis.

A modelagem matemática de propagação e inundação de ondas é um estudo que pode contribuir na identificação de depósitos sedimentares originados por tsunamis, podendo ser muito bem aproveitada também no estudo e caracterização de outros tipos de eventos extremos. Os modelos também podem ser utilizados para quantificação de eventos relacionados a variações climáticas, podendo estimar as áreas e as profundidades de fluxo de inundação, em regiões costeiras, por exemplo.

A criação de modelos é utilizada como uma abordagem na prevenção e estudo de eventos passados, para assim poder fazer uma estimativa e quantificação de um evento extremo, sendo muito utilizado para gerenciamento de risco. Mas é necessário lembrar que a modelagem de um evento leva em consideração, na maioria dos casos, dados e informações de eventos passados. A utilização de modelos é de grande importância para a quantificar e qualificar tais tipos de estudos, mas no caso da modelagem de riscos desencadeados por causas naturais, os resultados obtidos são uma estimativa do que aconteceu e acontecerá. É de grande importância a validação dos modelos com informações e fatos reais para que a sua aplicação seja a mais correta possível.

REFERÊNCIAS

- Albertão, Gilberto A.; Martins, P. P. 1996. "A Possible Tsunami Deposit at the Cretaceous-Tertiary Boundary in Pernambuco, Northeastern Brazil." *Sedimentary Geology*, v.104, no 1-4, p. 189–201.
- Andrioni, L. L.; Candella, R. N.; Elias, L. M. C. 2013. "Modelagem da propagação do tsunami de Sumatra, 2004, na Baía de Guanabara, Rio d Janeiro, RJ". *A Ressurgência – Institutos de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira – Marinha do Brasil*, n.7, p. 44-46
- Araújo, A. C.; Cardoso, J. L.; Monteiro, N. G.; Rossa, W.; Serrão, J. V. 2007. *O Terramoto de 1755: Impactos Históricos*. Lisbon: Livros Horizonte, p. 141-163. Disponível em <https://www.academia.edu/1870541/Os_impactos_econ%C3%B3micos_do_Terramoto_de_1755>. Acesso em 06 de julho de 2017.
- ArcGis. How Top to Raster Works. Apresenta informações gerais sobre ferramentas do ArcGis. Disponível em <<http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/3d-analyst/how-top-to-raster-works.htm>>. Acesso em: 27 de junho de 2018.
- Baptista, M. A., J. M. Miranda, F. Chierici, and N. Zitellini. 2003. New Study of the 1755 Earthquake Source Based on Multi-Channel Seismic Survey Data and Tsunami Modeling. *Natural Hazards and Earth System Science*, v.3, p.333–40.
- Baptista, M. A., P. M. Miranda, J. M. Miranda, L.Mendes Victor. 1998. Constrains on the Source of the 1755 Lisbon Tsunami Inferred from Numerical Modelling of Historical Data on the Source of the 1755 Lisbon Tsunami. *Journal of Geodynamics*, v.25, no 2, p.159–74.
- Baptista, M A et al. 1998. The 1755 Lisbon Tsunami; Evaluation of the Tsunami Parameters. *Journal of Geodynamics*, v. 25, no 1–2, p. 143–57.
- Candella, Neder. 2014. Statistical and Spectral Characteristics of the 2011. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 32, p. 235–40.
- Candella, R. N., Alexander B. Rabinovich, and R. E. Thomson. 2008. The 2004 Sumatra Tsunami as Recorded on the Atlantic Coast of South America. *Advances in Geosciences*, v.14, p. 117–28.

- Carmo, J. S. A. 2005. Geração e propagação de um tsunami: contribuição para a minimização do risco. 2005. 12 p. Disponível em: <<https://www.researchgate.net/publication/256293316>> Acessado em: 04 maio. 2018.
- Costa, P.J.M., Suzanne A.G. Leroy, S. Kershaw, and J. Dinis. 2002. Tsunamis: Causes, Behaviour and Sedimentary Signature. Studies on the Ad 1755 (Portugal). Meteoritos e Geologia Planetaria, p. 151–71.
- Costa, P. J. 2012. Sedimentological Signatures of Extreme Marine Inundations. Doutoramento em Geologia (especialidade em Geologia Económica e do Ambiente), p.245.
- Dewey, J. F. et al. 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications, v.45, no 1, p. 265–83.
- Dragani, Walter C. et al. 2009. Vulnerability of the Atlantic Patagonian Coast to Tsunamis Generated by Submarine Earthquakes Located in the Scotia Arc Region. Some Numerical Experiments. Natural Hazards, v. 49, no 3, p. 437–58.
- Duarte, J. C. et al. 2010. Crescent-Shaped Morphotectonic Features in the Gulf of Cadiz (Offshore SW Iberia). Marine Geology, v. 271, no3–4, p. 236–49.
- Farr, T et al. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. Reviews of Geophysics, v.45, no 2005, p. 1–33.
- França, Carlos A.S., and Afranio R. Mesquita. 2007. The December 26th 2004 Tsunami Recorded along the Southeastern Coast of Brazil. Natural Hazards, v. 40, no 1, p. 209–22.
- Gutscher, M. A., Malod, J., Rehault, J. -P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W. 2002. Evidence for Active Subduction beneath Gibraltar. Geology, v.30, no 12, p. 1071–74.
- Gutscher, M. A. 2004. What Caused the Great Lisbon Earthquake? Science, v. 305, p. 1247-1248.
- Gutscher, M. A., Baptista, M. A., Miranda, J. M. 2006. The Gibraltar Arc Seismogenic zone (part 2): Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provide by tsunami modeling nad seismic intensity. Tectonophysics, v. 426, p. 153-166.
- Hutchinson, M. F. 1989. A New Procedure for Gridding Elevation and Stream Line Data with

- Automatic Removal of Spurious Pits. *Journal of Hydrology*, v. 106, no 3–4, p. 211–32.
- Imamura F. 1995. Review of tsunami simulation with a finite difference method, Long-Wave runup models. World Scientific, p. 25–42
- Kajiura K. 1970. Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation. *Bull. Earthquake Research Institut* v. 48, p.835–869
- Klitgord, K. D.; H. Schouten. 1986. Plate Kinematics of the Central Atlantic. *The Geology of North America M*, p. 351–78.
- Levin, B.; Nosov, M. 2009. *Physics of Tsunamis*. Springer Science, p. 333.
- Liu, P. L-F., Woo, S-B., Cho, Y-S. 1998. Computer programs for tsunami propagation and inundation. Technical report, Cornell Universit.
- López-Venegas, A. M.; Chacón, S., Zamora, N., Audermand, F., Dondin, F., Clourad, V., Lovholt, F., Harbtiz, C. B., Vanacore, E., Huérfano, V. 2015. Tsunamis from Tectonic Sources along Caribbean Plate Boundaries. AGU Meeting of the Americas, Conference Paper.
- Luis, J. F. 2007. Mirone: A Multi-Purpose Tool for Exploring Grid Data. *Computers and Geosciences*, v. 33, no 1, p. 31–41.
- Mabesoone, J.K. & Alheiros, M.M. 1988. Origem da Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18, no 4, p. 476-482.
- Mansinha, L., Smylie, D. E. 1971. The Displacement Fields of Inclined Faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 61, no 5, p. 1433–40.
- Matos, A. C. O. C. 2005. Implementação de Modelos Digitais de Terreno Para Aplicações Na Área de Geodésia e Geofísica Na América Do Sul.
- Melo, C., Rocha, C. 2005. Sumatra tsunami detected in Southern Brazil. Maritime Hydraulics Laboratory, Federal university of Santa Catarina, Brazil. Texto não publicado, 4 p.
- Miranda, M., Luis, J., Reis, C., Baptista, M. A., Rachid, O. (2014). Validation of NSWING, a multi-core finite difference code for tsunami propagation and run-up. Poster.
- Mohriak, W.U. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J.H. Gonçalves (eds.) CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília. 692 p.

Monna, S.; Argani, A.; Cimini, G.B.; Frugoni, F.; Montuori, C. 2015. Constraints on the geodynamic evolution of the Africa – Iberia plate margin across the Gibraltar Strait from seismic tomography. *Geoscience Frontiers*, v. 6, p. 39-48.

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration. 2017. Tsunami Sources 1610 B.C. to A.D. 2017 from Earthquakes, Volcanic Eruptions, Landslides, and Other Causes. Poster. Disponível em: < <https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/data/publications/tsunami-sources-2017.pdf>> Acesso em : 02 de junho de 2018.

Nogueira, J. D. L.; Amaral, R. F. 2009. Comparação Entre Os Métodos de Interpolação (Krigagem e Topo to Raster) Na Elaboração Da Batimetria Na Área Da Folha Touros - RN. XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, p. 4117–4123.

Nurnberg, D. & Müeller, R.D. 1991. The tectonic evolution of South America from Late Jurassic to present. *Tectonophysics*, v. 191, p. 27-53.

Okada, Y. 1986. “Surface Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space.” *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, v. 23, no 4, p. 128.

Omira, R. 2010. Modeling Tsunamis Impact in Northwestern Morocco and Southwestern Iberia.. Tesis of Doctorate in Geophysics (Natural Risk Management), p. 207.

Omira, R., Baptista, M A., Miranda, J.M., Toto, E. Catita, C., Catalão, J. 2010. Tsunami vulnerability assessment of Casablanca-Morocco using modeling and GIS tools. *Natural Hazards*, v. 54, p. 75-95.

Omira, R., Matias, L., Baptista, M. A. 2016. Developing na Event-Tree Probabilistic Tsunami Inundation Model for NE Atlantic Coasts: Application to a Case Study. *Pure and Applied Geophysics*, v. 173, p. 3775 - 3794.

Ruffman, A. 2006. Documentation of the farfield parameters of the November 1, 1755 “Lisbon” tsunami along the shores of the western Atlantic Ocean. Program and Abstracts, *International Tsunami Society Third Tsunami Symposium*. Honolulu, HI, p. 23–25.

Ruffman, A.; Veloso, J. A. V. 2012. Archival documentations of the 1755 Maremoto de Lisboa, on the shoreline of Brasil. *Atlantic Geoscience Society, 38th Annual General Meeting & Colóquim*. February 3-4, Moncton, New Brunswick, Canada, p. 32-33.

Santos, A.; S. Koshimura. 2013. Estimating the Tsunami Parameters of the 1755 Lisbon

Tsunami in Portugal by the Interpretation of the Historical Accounts. IX Congresso da Geografia Portuguesa, p. 828–33.

Sartori, R., Torelli, N., Zitellini, D., Peis & E. Lodolo. 1994. Eastern segment of the Azores-Gibraltar Line (Central-Eastern Atlantic): an oceanic plate boundary with diffuse compression deformation. *Geology*, v. 22, p. 555-558.

Srivastava, S. P. et al. 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from Detailed Aeromagnetic Measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, v. 184, no 3–4, p. 229–60.

Terrinha, P., Matias, L., Vicente, J., Duarte, J., Luís, J., Pinheiro, L., Lourenço, N., Diez, S., Rosas, F., Magalhães, V., Valadares, V., Zitellini, N., Roque, C., Mendes-Victor, L. 2009. Morphotectonics and Strain Partitioning at the Iberia-Africa Plate Boundary from Multibeam and Seismic Reflection Data. *Marine Geology*, v. 267, no 3–4, p. 156–74.

Terrinha, P., Pinheiro, L. M., Henriot, J-P., Matias, L., Ivanov, M. K., Monteiro, J. H., Akhmetzhanov, A., Volkonskaya, A., Cunha, T., Shaskin, P, Rovere, M. 2003. Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin, *Marine Geology*, v. 195, p. 55-73.

Titov, V. 2005. The Global Reach of the 26 December 2004 Sumatra Tsunami. *Science*, v. 309, no 5743, p. 2045–48.

Titov, V. V., Gonzalez, F. I. Implementation and Testing of the Method of Splitting Tsunami (MOST) Model. NOAA Technical Memorandum ERL PMEL-112 .

Truccolo, E. C.; Schettini, C. A. F.; Almeida, D. 2012. The 2004 Sumatra Tsunami Effect on the Itajaí-Açu Estuary Water Level, Santa Catarina, Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, v. 60, no 3, p. 461–66.

Veloso, José Alberto Vivas. 2011. Tsunamis No Brasil ? *Revista Usp* v. 91, p. 40-55.

Veloso, J. A. V. 2015. *Tremeu a Europa e o Brasil também*. 1ª Edição, Chiado Editora, p. 412

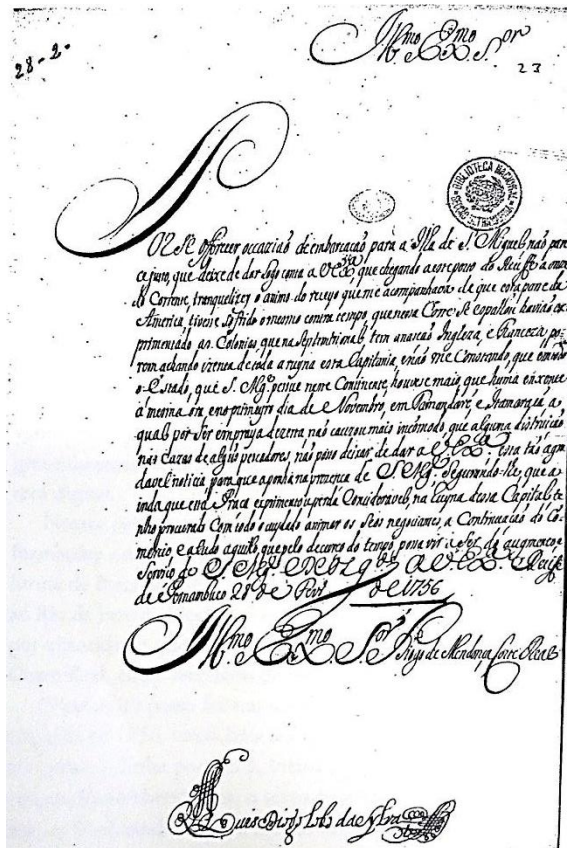
Wang, X. 2009. User Manual for Comcot Version 1.7 (First Draft). Technical report, Cornell Universit.

Zitellini, N.; Chierici, F.; Sartori, R.; Torelli, L. 1999. The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunamis. *Annali di Geofisica*, v. 42 no 1, p. 49-55.

Zitellini, N.; Mendes, L.A.; Cordoba, D.; Danobeitia, J.; Nicolich, R.; Pellis, G.; Ribeiro, A.; Sartori, R.; Torelli, I.; Bartolome, R.; Bortoluzzi, G.; Calafato, A.; Carrilho, F.; Casoni, L.; Chierici, F.; Corela, C.; Carregiari, A.; Della Vedova, B.; Gracia, E.; Jornet, P.; Landuzzi, M.; Ligi, M.; Magagnoli, A.; Marozzi, G.; Matias, L.; Penitenti, D.; Rodriguez, P.; Rovere, M.; Terrinha, P.; Vigliotti, L.; Ruiz Zahinos, A. 2001. Source of 1755 Lisbon Earthquake and Tsunami Investigated. *Eos*, v. 82, no 26, p. 285-291.

ANEXO - Cópias dos ofícios e respectivas transcrições

Figura 28 - Réplica do ofício escrito por Luis Diogo Lobo da Silva, Governador e Capital General de Pernambuco, em 28/12/1756. Ao lado direito, transcrição verbatim do ofício



D.6689

Il.^{mo}. e Ex.^{mo}. S.^{na}. [Illustrissimo e Excelltissimo Senhor]

Por se offerecer occasião de embarcação para a Ilha de S. Miguel não parece justo, que deixe de dar logo conta a V. Ex.^a. [Vossa Excelência], que chegando a esse porto do Recife a onze

do corrente, tranqüilizey o animo do recėjo que me acompanhava de que esta parte da América, tivesse soffrido o mesmo contratempo que nessa Corte se espalhou haviao experimentado as Colônias, que na Septentrional tem a nação Inglesa e Franceza, pôrem achando izenta de toda a ruyna essa Capitania, e não me constando, que em todo o Estado, que S. Mg.^a [Sua Magestade] possue nesse Continente, houvese mais que huma enxente a mesma ora e no primeiro dia de Novembro, em Tamandaré, e Itamaracá, a qual por ser em praya dezerta, não causou mais incomodo, que alguma distruição nas cazas de alguns pescadores, não posso deixar de dar ao V. Ex.^a.; essa tão agra dável notícia para que a ponha na presença de S. Mg.^a. segurando-lhe que a inda que essa Praça experimento perda considerável, na ruina dessa Capital tenho procurado com todo o cuydado animar os seus negociantes a continuação do commercio e a tudo aquillo que pelo decurso do tempo possa vir a ser do augmento, e Serviço de S. Mg.^a. a V. Ex.^a [guarda a Vossa Excelência] Recife de Pernambuco 28 de Fevr.^a. [Fevereiro] de 1756.

Il.^{mo} e Ex.^{mo} Sr Diogo de Mendonça Corte Real

Luis Diogo Lobo da Silva [assinatura original]

Figura 29 - Réplica do ofício escrito por João de Mello em 04/03/1756. Ao lado direiro, transcrição verbatim do ofício

1756
4 Onças

Ilmo. e Exmo. Sr.

Sahi desa Cid^a [Cidade] em tres de Jan^o [Janeiro] comboado de dezais Navios hum p^a [para] Cacheo, outro p^a Angolla tres p^a a parahiba e honze p^a este porto e montando a Ilha da Madr^a [Madeira] em cinco dias e tendo dez dias de calma na linha cheguei a esta terra em dez de Fe^o. [Fevereiro] gastando trinta e outro dias em a viag^m. [viagem] e no dia honze desembarcou o Governador e thomou posse no dia dezais e dahi a dois dias mandou botar bando p^a a partida da frota em vinte de Mayo, a safra nesta terra dizem he Má por não haver mais de quatro p^a cinco mil caixas nas vezinhenças desta terra donde chamão Lusena e tamaranda [sic = Tamandare] chegou a enchente do Tarramoto [sic = Terremoto] as dez horas dizem q^e [que] entrou pela terra dentro, couza de huma legoa e levou algumas cazas de palhosas e q^e falta hum Rapas e huma molher e hé só a noticia q^e aqui corre de toda America eu pelo regim^{to}. [regimento] me ordena Sua Mag^d. [Majestade] siga a ordem ultima q^e mandou p^a as regulasoens da partida da frota q^e he a mesma q^e o Governador expressou no bando, querendo D^s. [Deos] e o mesmo Sr^r estimarei tendo dado a V. Ex^a [Vossa Excelencia] huma feliz saude. D^s. [Deos] e G^o. [Guarda] a V. Ex^a. m^a [muitos] an^{os}. [anos]. 4 de Março de 1756 an^o

De V. Ex^a
M^o. Venerador
João de Mello

D.6691

Ilmo. e Exmo. Sr. [Illustrissimo e Exellentissimo Senhor]

Sahi desa Cid^a [Cidade] em tres de Jan^o [Janeiro] comboado dezais Navios hum p^a [para] Cacheo, outro p^a Angolla tres p^a a parahiba e honze p^a este porto e montando a Ilha da Madr^a [Madeira] em cinco dias e tendo dez dias de calma na linha cheguei a esta terra em dez de Fe^o. [Fevereiro] gastando trinta e outro dias em a viag^m. [viagem] e no dia honze desembarcou o Governador e thomou posse no dia dezais e dahi a dois dias mandou botar bando p^a a partida da frota em vinte de Mayo, a safra nesta terra dizem he Má por não haver mais de quatro p^a cinco mil caixas nas vezinhenças desta terra donde chamão Lusena e tamaranda [sic = Tamandare] chegou a enchente do Tarramoto [sic = Terremoto] as dez horas dizem q^e [que] entrou pela terra dentro, couza de huma legoa e levou algumas cazas de palhosas e q^e falta hum Rapas e huma molher e hé só a noticia q^e aqui corre de toda America eu pelo regim^{to}. [regimento] me ordena Sua Mag^d. [Majestade] siga a ordem ultima q^e mandou p^a as regulasoens da partida da frota q^e he a mesma q^e o Governador expressou no bando, querendo D^s. [Deos] e o mesmo Sr^r estimarei tendo dado a V. Ex^a [Vossa Excelencia] huma feliz saude. D^s. [Deos] e G^o. [Guarda] a V. Ex^a. m^a [muitos] an^{os}. [anos]. 4 de Março de 1756 an^o

De V. Ex^a. [Vossa Excelência]

M^o. Venerador

João de Mello (assinatura original)

Figura 30 - Réplica das duas partes do ofício escrito pelo governador da “Parahyba”, coronel Luiz Antonio de Lemos Britto, em 10/05/1756. Abaixo, transcrição verbatim do ofício

N.º do Ex.º Sr.º

*D*ou graças a Deos e a V.º Ex.º, apparendo de ser do senhor número dos que livrarão do fatal estrago do Primeiro dia de Novembro que tanto se parece com o ultimo do mundo; deste successo tive mos avizos antes das noticias, por que as agoas transcederão os seus limites, de modo que assustarão e fizerão fugir os habitantes das prayas, e como foi no mesmo dia parece sem duvida que esta parte da terra se abalou quando tremoe a outra, e que seria de nós se a Divina omnipotencia, não preservasse o nosso fidelissimo Monarcha, para nos servir!

Agradeço a V.º Ex.º a benevolencia com que me trata, de que lhe sendo humildemente as graças, cujo favor só posso merecer pela veneração que tenho a V.º Ex.º, e pelo zelo com que me emprego no serviço de S. Mag.ª [Sua Magestade] o que me anima (e supporta a extincção deste Governo no fim do meo tempo) a pedir a V.º Ex.º, queira favorecer a minha cauza porque como o dito tempo se pode julgar acabou completou os tres annos imploro desde agora

...me queira (mandar?) para minha cauza, ou querendo S. Mag.ª e sendono Brazil, que seja de exemplo dos meus antecessores, L...da Maya ...P., de de Castelbranco, e Francisco Pedro de Mendonça, que todos preparão a Governanza de cuja graza me devo persuadir não sou desmerecedor, porque tenho cuidado neste emprego, em me constituir hábil no seu leal serviço, para outros mayores; posto que me simillantes por mais que se trabalhe nada que instruyr as tropas, que achei bizonhas; cuidar em evitar com com os abuzos que havia na distribuição e arrecadação da sua leal fazenda, de que se tem visto perfeito tendo extinguido quanto posso os favorecimentos de de se não deve só prizão de justissas. Estas circunstancias e as que háo de constar por favor de Deos sem que eu as alegue, com que devo a V.º Ex.º, e segue desse devedor meo sogro o Sr. Antonio Teyxeira Alvez. me fazem inferir que os favores de V.º Ex.º. háo de as minhas esperanças

A Il.ºm. de V.º Ex.º. G.º Deos m....an. Parahyba 10 de Mayo de 1756.

Il.ºm. e Ex.ºm. Sr.º Diogo de Mendonça Corte Leal.

Obrigadissimo Venerado ...

Luiz Antonio de Lemos de Britto

D. 1481

Il.ºm. e Ex.ºm. Sr.º, [Illustrissimo e Excellentissimo Senhor]

Dou graças a Deos e a V.º Ex.ª [Vossa Excelência] os parabéns de ser do senhor número dos que livrarão do fatal estrago do Primeiro dia de Novembro que tanto se parece com o ultimo do mundo; deste successo tive mos avizos antes das noticias, por que as agoas transcederão os seus limites, de modo que assustarão e fizerão fugir os habitantes das prayas, e como foi no mesmo dia parece sem duvida que esta parte da terra se abalou quando tremoe a outra, e que seria de nós se a Divina omnipotencia, não preservasse o nosso fidelissimo Monarcha, para nos servir.

Agradeço a V.º Ex.ª a benevolencia com que me trata, de que lhe sendo humildemente as graças, cujo favor só posso merecer pela veneração que tenho a V.º Ex.ª, e pelo zelo com que me emprego no serviço de S. Mag.ª [Sua Magestade] o que me anima (e supporta a extincção deste Governo no fim do meo tempo) a pedir a V.º Ex.ª, queira favorecer a minha cauza porque como o dito tempo se pode julgar acabou completou os tres annos imploro desde agora

D. 1481 - continuação

a V.º Ex.ª me queira (mandar?) para minha cauza, ou querendo S. Mag.ª e sendono Brazil, que seja de exemplo dos meus antecessores, L...da Maya ...P., de de Castelbranco, e Francisco Pedro de Mendonça, que todos preparão a Governanza de cuja graza me devo persuadir não sou desmerecedor, porque tenho cuidado neste emprego, em me constituir hábil no seu leal serviço, para outros mayores; posto que me simillantes por mais que se trabalhe nada que instruyr as tropas, que achei bizonhas; cuidar em evitar com com os abuzos que havia na distribuição e arrecadação da sua leal fazenda, de que se tem visto perfeito tendo extinguido quanto posso os favorecimentos de de se não deve só prizão de justissas. Estas circunstancias e as que háo de constar por favor de Deos sem que eu as alegue, com que devo a V.º Ex.ª, e segue desse devedor meo sogro o Sr. Antonio Teyxeira Alvez. me fazem inferir que os favores de V.º Ex.ª. háo de as minhas esperanças

A Il.ºm. de V.º Ex.ª. G.º Deos m....an. Parahyba 10 de Mayo de 1756.

Il.ºm. e Ex.ºm. Sr.º Diogo de Mendonça Corte Leal.

Obrigadissimo Venerado ...

Luiz Antonio de Lemos de Britto

Figura 31 - Réplica do ofício escrito pelo Arcebispo da Bahia, em 12/05/1856. Abaixo, transcrição verbatim do ofício.

terremoto, q' nella houve, tivesse tão bem compreendido esta America, dou mais parte a V. Exa. q' suposto não houvesse novide. [novidade], que se contasse, nem em q' se reparasse no dia primeiro de Novembro, contudo logo depois de chegarem dessa Corte as lamentaveis e horrosoras noticias do terremoto, q' no d°. [dito] dia a arruinou, se começou a publicar, q' nella houvera alteração nos mares, e chegarão as Suas agoas onde nunca se virão, como fora ao Cruzeiro da Boa Viagem &c. [etc]. O mesmo se conta por certo succedera no Bispa do de Pernambuco, onde se diz levava algumas senzalas dos Pescadores. Doe [sic = Do] Rio se publica o mesmo, e que em certas prayas se ouvia hú grande ronco, que dera o mar, de q' os animais espantados fugirão sem parar athé o mais alto dos montes.

A pessoa de V. Exa. a quem fielm^{te} me offereço g°. [garde] Deos muytos anos. Bahia 12 de Mayo de 1756.

De V. Exa. M^o obrig^o [muito obrigado] vener^o [venerador] a seruo

Ex^{mo} e R^{mo} S^o [Excellentíssimo e Reverendíssimo Senhor] Diogo de Mendonça Corte Real

Arcebispo da Bahia

2077

De V. Exa. a quem fielm^{te} me offereço g°. [garde] Deos muytos anos. Bahia 12 de Mayo de 1756.

De V. Exa. M^o obrig^o [muito obrigado] vener^o [venerador] a seruo

Ex^{mo} e R^{mo} S^o [Excellentíssimo e Reverendíssimo Senhor] Diogo de Mendonça Corte Real

D.2077

Ex^{mo} e R^{mo} S^o [Excellentíssimo e Reverendíssimo Senhor]

Pela pre^z [presente] Nao de Licença, q[ue] se acha partir brevem^{te} [brevemente], passo por esta a dar conta a V. Exa. [Vossa Excelência] q[ue] se acha oitenta dias de jornada chegado o Ex^{mo} Conde dos Arcos à Villa da Cachoeiram q[ue] dista desta Cid^{ade}. [Cidade] por agoa quatorze legoas, onde prontam^{te} [prontamente] o foy buscar o Chanceller deste Estado, como meo companheiro, q' era no Governo, e chegando a essa Cid^{ade}. no dia vinte e duas de Dezembro, da hua para as duas horas da tarde, eu foy receber ao ultimo degrão de Cais da Ribeira, com a Relação, Camara, Cabildo, Prelados das Religioes, Nobreza, e m^{uita} [muita] parte do Povo, de donde o condury como hé estulo ao Collegio da Companhia: e por ser tanto nas vesporas da sesta e p^{ar} [para] poder antes dela tomar posse do Governo e presidencia da Relação, lhe dey posse e entreguey o Governo na tarde seguinte de vinte e três de Dez^{embro}. [Dezembro], para assim poderem virnte e quatro tomalla na Relação tudo se fez com a formalid^{ade}. [formalidade], costumada, e geral applauso.

Dos q' tem os olhos abertos, e os sabem pôr nas matérias, como hé justo, não há quem não espere dele há felicissimo Governo, porq[ue] tem m^{uita}. [muitas] e boas prendas para nelle se desempenhar: Hé Impissimo de mãos, com claro entendimento para resolver, resolução para executar, e sem demora por ser incansavel na expedicao do governo, dando se a temer, e respectar, sem nelle haver sombra de soberba, nem execucao de castigo por meyo de procedimentos de facto, e sem embarço da sua continua Vida, se está vendo nelle hú grande temor de Deos, e operações de verdadeyro catholico.

No governo Geral cuido, q' não houve açao nem procedim^{to}. [procedimento], q' se lhe possa extrahar, e a não haver sido hua, e a primeyra figura dele, muyto se me offerecia, q' dizer em seo abono

Como me conste, q' nessa Corte se entendeo q' o horrosoro

D. 2077 continuação

terremoto, q' nella houve, tivesse tão bem compreendido esta America, dou mais parte a V. Exa. q' suposto não houvesse novide. [novidade], que se contasse, nem em q' se reparasse no dia primeiro de Novembro, contudo logo depois de chegarem dessa Corte as lamentaveis e horrosoras noticias do terremoto, q' no d°. [dito] dia a arruinou, se começou a publicar, q' nella houvera alteração nos mares, e chegarão as Suas agoas onde nunca se virão, como fora ao Cruzeiro da Boa Viagem &c. [etc]. O mesmo se conta por certo succedera no Bispa do de Pernambuco, onde se diz levava algumas senzalas dos Pescadores. Doe [sic = Do] Rio se publica o mesmo, e que em certas prayas se ouvia hú grande ronco, que dera o mar, de q' os animais espantados fugirão sem parar athé o mais alto dos montes.

A pessoa de V. Exa. a quem fielm^{te} me offereço g°. [garde] Deos muytos anos. Bahia 12 de Mayo de 1756.

De V. Exa. M^o obrig^o [muito obrigado] vener^o [venerador] a seruo

Ex^{mo} e R^{mo} S^o [Excellentíssimo e Reverendíssimo Senhor] Diogo de Mendonça Corte Real

Arcebispo da Bahia

Fonte: Veloso, 2015.