

Dispersão de Frequência em Tsunamis do Tipo "Outer-Rise"

DIOGO MATOS GORITO

Dissertação submetida para satisfação parcial dos requisitos do grau de
**MESTRE EM ENGENHARIA CIVIL — ESPECIALIZAÇÃO EM HIDRÁULICA, RECURSOS
HÍDRICOS E AMBIENTE**

Orientador: Professor Doutor Paulo Alexandre de Avilez Rodrigues de Almeida Valente

MARÇO DE 2024

MESTRADO EM ENGENHARIA CIVIL 2023/2024

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL

Tel. +351-22-508 1901

✉ m.ec@fe.up.pt

Editado por

FACULDADE DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE DO PORTO

Rua Dr. Roberto Frias

4200-465 PORTO

Portugal

Tel. +351-22 508 1400

✉ feup@fe.up.pt

🌐 <http://www.fe.up.pt>

Reproduções parciais deste documento serão autorizadas na condição que seja mencionado o Autor e feita referência a *Mestrado em Engenharia Civil - 2023/2024 - Departamento de Engenharia Civil, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Porto, Portugal, 2024.*

As opiniões e informações incluídas neste documento representam unicamente o ponto de vista do respetivo Autor, não podendo o Editor aceitar qualquer responsabilidade legal ou outra em relação a erros ou omissões que possam existir.

Este documento foi produzido a partir de versão eletrónica fornecida pelo respetivo Autor.

Aos meus Pais

“A persistência é o menor caminho do êxito”

Charles Chaplin

AGRADECIMENTOS

Ao professor Paulo Avilez-Valente, pela dedicação, simpatia e disponibilidade que em muito me ajudaram na realização da dissertação.

Ao futebol e à minha equipa, por de ajudar a abstrair do mundo envolvente.

Aos meus amigos e colegas de curso que me acompanharam ao longo deste percurso, pelo companheirismo, força e apoio nos bons e maus momentos.

Por fim, não posso deixar de agradecer à minha família por todo o apoio que me deram durante os últimos 5 anos e durante a realização deste trabalho, que simboliza o término desta etapa. Sem o apoio dos meus pais e irmão, nada disto seria possível. Pela paciência, conselhos e incentivos, é a vós que dedico este documento.

RESUMO

A modelação de tsunamis é tradicionalmente efetuada utilizando equações de águas pouco profundas, sendo estas equações de ondas longas sem dispersão de frequência e com distribuição hidrostática de pressões.

Sendo a modelação numérica destes tsunamis importante para a compreensão, previsão e mitigação dos impactos destes eventos, pretende-se que esta modelação seja feita com a maior precisão possível. Para esse efeito, tem sido investigada a utilização de equações de ondas longas com dispersão de frequência e distribuição não hidrostática de pressões.

Esta dissertação fornece uma análise de dois tsunamis gerados por sismos do tipo *outer-rise*, com ênfase na aplicação da modelação numérica.

Na presente dissertação são feitas simulações dos tsunamis de Samoa, 2009, e Tohoku, 2011, usando modelos dispersivos e modelos não dispersivos de forma a perceber qual se assemelha mais ao acontecimento real.

No tsunami de Samoa 2009 utilizaram-se os dados de elevação de superfície livre medidos nas DARTs, de modo a avaliar a elevação de superfície e no tsunami de Tohoku 2011 utilizaram-se os dados de elevação de superfície livre medidos com DARTs e da velocidade da corrente medidos com ADCPs.

Este estudo contribuirá para perceber melhor o comportamento das ondas de tsunami, ajudar na preparação de populações costeiras para estes eventos catastróficos e ser útil para sistemas de alerta de tsunamis (mitigação e preparação).

PALAVRAS-CHAVE: Modelação numérica, *Tsunami*, DART, ADCP, dispersão de frequência.

ABSTRACT

Tsunami modelling is traditionally carried out using shallow water equations, which are long-wave equations with no frequency dispersion and with hydrostatic pressure distribution.

Since the numerical modelling of these tsunamis is important for understanding, predicting and mitigating the impacts of these events, the aim is to model them as accurately as possible. To this end, the use of long wave equations with frequency dispersion and non-hydrostatic pressure distribution has been investigated.

This dissertation provides an analysis of two tsunamis generated by outer-rise earthquakes, with an emphasis on the application of numerical modelling.

This dissertation uses simulations of the tsunamis of Samoa 2009, and Tohoku, 2011, using both a non-dispersive model and a dispersive model to see which is more similar to the real event.

In the 2009 Samoa tsunami, free surface elevation data measured with DARTs was used to evaluate the surface elevation and in the 2011 Tohoku tsunami, free surface elevation data measured with DARTs and velocities (horizontal and vertical) measured with ADCPs were used.

This study contributes to better understand the behaviour of tsunami waves, to help prepare coastal populations for these catastrophic events and to be useful for tsunami warning systems (mitigation and preparedness).

KEYWORDS: Numerical modelling, tsunami, DART, ADCP, frequency dispersion.

ÍNDICE GERAL

1 INTRODUÇÃO	1
1.1. IMPORTÂNCIA DA DISSERTAÇÃO	1
1.2. ÂMBITO DO ESTUDO	1
1.3. OBJETIVO DA DISSERTAÇÃO	2
1.4. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	2
2 TSUNAMIS E MODELOS DE PROPAGAÇÃO DE ONDAS	3
2.1. DEFINIÇÃO DE <i>TSUNAMI</i>	3
2.2. MECANISMO DE FORMAÇÃO DE <i>TSUNAMI</i>	3
2.3. PROPAGAÇÃO DE <i>TSUNAMIS</i>	5
2.4. CARACTERÍSTICAS DE <i>TSUNAMI</i>	6
2.5. INUNDAÇÃO DE <i>TSUNAMI</i>	7
2.6. TSUNAMIS E DISPERSÃO DE FREQUÊNCIA	8
2.7. TEORIA DE ONDA	9
2.8. IMPORTÂNCIA DA DISPERSÃO DE FREQUÊNCIAS EM ONDAS DE <i>TSUNAMI</i>	9
2.9. EQUAÇÕES DE ONDAS LONGAS	10
2.9.1. Modelo de Saint-Venant	10
2.9.2. Modelo de Boussinesq	11
2.9.3. Modelo de Stelling e Zijlema (SWASH)	11
3 SISMOS E TSUNAMIS	13
3.1. MODELO DE GERAÇÃO DE <i>TSUNAMIS</i>	13
3.1.1. Geração de um tsunami por um sismo	13
3.1.2. Parâmetros da falha	13
3.1.3. Momento sísmico e magnitude sísmica	14
3.1.4. Modelo de deformação	15
3.2. DEFINIÇÃO DO <i>TSUNAMI SAMOA 2009</i>	16
3.3. ANTECEDENTES DO <i>TSUNAMI SAMOA 2009</i>	17
3.4. DEFINIÇÃO DO <i>TSUNAMI 2011 TOHOKU</i>	18
4 MODELAÇÃO NUMÉRICA	21
4.1. <i>TSUNAMI SAMOA 2009</i>	21

4.1.1. Introdução	21
4.1.2. Batimetria e domínio computacional	21
4.1.3. Origem do Tsunami	23
4.1.4. Registos das DARTs	24
4.1.5. Parâmetros do Modelo Numérico	27
4.2. TSUNAMI TOHOKU 2011	28
4.2.1. Introdução	28
4.2.2. Batimetria e Topografia	28
4.2.3. Origem do tsunami	30
4.2.1. Registos das DARTs	31
4.2.2. Registos do Porto de Hilo	33
4.2.3. Modelo Numérico. Propagação Oceânica.....	35
4.2.4. Modelo Numérico. Porto de Hilo.....	36
5 ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	39
5.1. TSUNAMI SAMOA 2009.....	39
5.1.1. DARTs	39
5.1.2. Campo de amplitudes máximas	41
5.2. TOHOKU 2011	42
5.2.1. Grelha 1 — Propagação Oceânica.....	42
5.2.2. Grelha 2 — Propagação no Interior do Porto de Hilo.....	44
5.2.3. Cálculo de erro	46
5.3. DISCUSSÃO	48
6 CONCLUSÕES.....	51
7 BIBLIOGRAFIA.....	53

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1: Transformação da onda de <i>tsunami</i> .	3
Figura 2.2: Tipos de movimento das placas nas falhas tectónicas.	4
Figura 2.3: Movimento de subducção num sismo interplacas [37].	4
Figura 2.4: Características das ondas de <i>tsunami</i> consoante a profundidade [26].	7
Figura 2.5: Inundação em Toga [12].	8
Figura 2.6: Definição das variáveis espaciais nos modelos de ondas longas.	11
Figura 3.1: Parâmetros da falha [22].	14
Figura 3.2: Modelo de deformação [28].	15
Figura 3.3: (a) Posição das DARTs. (b) Detalhe da ilha de Tutuila [39].	17
Figura 3.4: Epicentro do sismo Samoa 2009 e eventos precedentes [31].	18
Figura 4.1: Grelha 1. Batimetria em metros, DARTs e epicentro (●).	22
Figura 4.2: Grelha 2. Batimetria em metros, DARTs e epicentro (●).	22
Figura 4.3: Samoa 2009. Falhas unitárias [16], à esquerda. Elevação inicial do tsunami (em metros), à direita.	23
Figura 4.4: Registo da DART 51425. Tempo referido ao instante do sismo.	25
Figura 4.5: Nível de maré na DART 51425. Tempo referido ao instante do sismo.	25
Figura 4.6: Registo do <i>tsunami</i> na DART 51425. Tempo referido ao instante do sismo.	25
Figura 4.7: Registo da DART 51426. Tempo referido ao instante do sismo.	26
Figura 4.8: Nível de maré na DART 51426. Tempo referido ao instante do sismo.	26
Figura 4.9: Registo do <i>tsunami</i> na DART 51426. Tempo referido ao instante do sismo.	26
Figura 4.10: Registo da DART 54401. Tempo referido ao instante do sismo.	27
Figura 4.11: Nível de maré na DART 54401. Tempo referido ao instante do sismo.	27
Figura 4.12: Registo do <i>tsunami</i> na DART 54401. Tempo referido ao instante do sismo.	27
Figura 4.13: Grelha 1. Batimetria em metros, DARTs e epicentro (●).	29
Figura 4.14: Grelha 2. Batimetria em metros. Posicionamento do ponto de controlo (CPT), do marégrafo (TDG) e dos ADCPs (H25 e H26).	29
Figura 4.15: Tohoku 2011. Falhas unitárias [43], à esquerda. Elevação inicial do tsunami (em metros), à direita.	30
Figura 4.16: Registo da DART 21413. Tempo referido ao instante do sismo.	32
Figura 4.17: Nível de maré na DART 21413. Tempo referido ao instante do sismo.	32
Figura 4.18: Registo do <i>tsunami</i> na DART 21413. Tempo referido ao instante do sismo.	32
Figura 4.19: Registo da DART 51407. Tempo referido ao instante do sismo.	33
Figura 4.20: Nível de maré na DART 51407. Tempo referido ao instante do sismo.	33
Figura 4.21: Registo do <i>tsunami</i> na DART 51407. Tempo referido ao instante do sismo.	33
Figura 4.22: Elevação da superfície livre registada no marégrafo de porto de Hilo. Tempo referido ao instante do sismo.	34
Figura 4.23: Componente u da velocidade da corrente na estação HA1125. Tempo referido ao instante do sismo.	34
Figura 4.24: Componente v da velocidade da corrente na estação HA1125. Tempo referido ao instante do sismo.	34
Figura 4.25: Componente u da velocidade da corrente na estação HA1126. Tempo referido ao instante do sismo.	35

Figura 4.26: Componente v da velocidade da corrente na estação HA1126. Tempo referido ao instante do sismo.....	35
Figura 4.27: Elevação da superfície livre registada pelo modelo não dispersivo no ponto CPT, na propagação oceânica.....	36
Figura 4.28: Elevação da superfície livre registada pelo modelo dispersivo no ponto CPT, na propagação oceânica.....	37
Figura 5.1: Elevação da superfície livre na DART 51425. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.....	40
Figura 5.2: Elevação da superfície livre na DART 51426. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.....	40
Figura 5.3: Elevação da superfície livre na DART 54401. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.....	40
Figura 5.4: Elevação máxima da superfície livre do tsunami Samoa 2009, nas três primeiras horas de propagação.....	41
Figura 5.5: Diferença relativa entre as amplitudes máximas obtidas nos modelos dispersivo e não dispersivo, calculada como $\eta_{\text{máx,D}} - \eta_{\text{máx,ND}}/\eta_{\text{máx,ND}}$	41
Figura 5.6: Elevação de superfície na DART 21413. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.....	42
Figura 5.7: Elevação de superfície na DART 51407. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.....	42
Figura 5.8: Elevação máxima da superfície livre do tsunami Tohoku 2011, nas 12 primeiras horas de propagação.....	43
Figura 5.9: Diferença relativa entre as amplitudes máximas obtidas nos modelos dispersivo e não dispersivo, calculada como $\eta_{\text{máx,D}} - \eta_{\text{máx,ND}}/\eta_{\text{máx,ND}}$	44
Figura 5.10: Elevação de superfície livre no marégrafo de Hilo (ponto TDG). Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo menos 7.5 h.....	44
Figura 5.11: Componente u (W-E) da velocidade da corrente na estação HA1125. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.....	45
Figura 5.12: Componente v (S-N) da velocidade da corrente na estação HA1125. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.....	45
Figura 5.13: Componente u (W-E) da velocidade da corrente na estação HA1126. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.....	46
Figura 5.14: Componente v (S-N) da velocidade da corrente na estação HA1125. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.....	46

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Erro na velocidade de propagação em função do número de camadas K e da profundidade adimensional local, kd , no SWASH.	12
Tabela 2: Parâmetros geométricos das falhas.....	14
Tabela 3: Diferença entre Modelo utilizado e tsunami real.	16
Tabela 4: Posicionamento das DARTs.....	23
Tabela 5: Parâmetros das falhas para o tsunami Samoa 2009.....	24
Tabela 6: Posicionamento das DARTs, marégrafo e ADCPs.	30
Tabela 7: Parâmetros das falhas para o tsunami Tohoku 2011.	31
Tabela 8: Tempo de chegada da primeira onda (crista e cava), após a ocorrência do sismo.	39
Tabela 9: Raiz do erro quadrático médio.	47
Tabela 10: Erro quadrático médio normalizado.	48
Tabela 11: Erro de desvio.....	48

INTRODUÇÃO

1.1. IMPORTÂNCIA DA DISSERTAÇÃO

O estudo da dispersão de frequências é de extrema importância para a compreensão do comportamento e propagação das ondas de *tsunami* em diferentes profundidades e distâncias. O comportamento destas ondas é de especial importância em zonas costeiras.

O estudo de frequência de dispersão é importante nos seguintes aspetos:

- **Modelação numérica mais precisa:** Entender este fenómeno permite melhorar os modelos numéricos de propagação de ondas, tornando-os mais precisos. Isto leva a uma melhor previsão de possíveis impactos e melhores medidas de mitigação.
- **Identificação de fontes e avaliação de riscos:** Ajuda a determinar as características das ondas de *tsunami*, o que se revela essencial na identificação das áreas mais vulneráveis e na avaliação do risco de *tsunami* em zonas costeiras.
- **Desenvolvimento de sistemas de alerta:** Estes sistemas dependem da rápida deteção e avaliação de zonas de perigo. O estudo de dispersão de frequências ajuda na otimização destes sistemas, tornando-os mais eficientes.
- **Interação com características costeiras:** As ondas de *tsunami* encontram diferentes características de fundo de mar e costa. O estudo de dispersão de frequências permite perceber melhor a interação entre a onda e estas características. Este fenómeno pode levar a outros mais complexos como ampliação e redução da onda em certas áreas.
- **Impacto na amplitude e energia do *tsunami*:** Com a dispersão de frequências, o conjunto de ondas propagam-se a velocidades diferentes. Tal leva à modificação das características de onda em diferentes pontos da costa. A dispersão de frequências leva à amplificação ou atenuação da energia dependendo da direção e características da costa, o que afeta diretamente a extensão dos danos.
- **Planeamento de medidas de mitigação:** É possível identificar áreas mais vulneráveis, o que permite um planeamento mais eficaz de medidas de mitigação, tais como o estabelecimento de rotas de evacuação, construção de estruturas de proteção costeira e prática de ordenamento territorial mais seguro.

1.2. ÂMBITO DO ESTUDO

A onda de *tsunami* é uma onda de gravidade e é diferente em três fases: geração, propagação e inundação. Os modelos laboratoriais são de difícil utilização devido a considerações de escala, tornando assim a modelação numérica a melhor abordagem para a simulação de *tsunamis*.

Esta dissertação centra-se na modelação numérica de ondas de *tsunami*. Para um melhor entendimento de *tsunamis* é necessário entender os mecanismos da sua geração. Nesse sentido, esta dissertação apresenta uma pequena introdução sobre a teoria da onda, as equações utilizadas para o cálculo destas ondas e os seus mecanismos de geração.

A motivação desta dissertação é analisar o efeito da dispersão de frequência na propagação do *tsunami* de Samoa de Setembro de 2009 e do tsunami de Tohoku de março de 2011. A literatura apresenta uma

grande variedade de informação e dados obtidos, tanto em artigos científicos como em instrumentos de medição, que registaram estes eventos. Estes dados permitiram não só a simulação das fases do *tsunami* e a comparação dos resultados obtidos no modelo numérico com os dados obtidos na realidade, como também a calibração do modelo. Foram vários os autores que publicaram estudos sobre estes *tsunamis*, bem como dados registados por marégrafos, dados de estações de registo e dados de inquéritos de campo.

1.3. OBJETIVO DA DISSERTAÇÃO

A preparação para desastres causados pela onda de tsunami requiere vários componentes como a rápida identificação de uma onda de *tsunami*, sistemas de alerta precoces para a população costeira e uma rápida preparação na resposta aos alarmes.

Apesar dos desenvolvimentos tecnológicos nos últimos anos, ainda não é possível fornecer avisos atempados em muitas zonas do mundo. São necessários melhoramentos em todas as componentes de combate à mitigação dos efeitos do *tsunami*, principalmente na identificação da onda de forma precisa e rápida. Uma rápida interpretação dos parâmetros da fonte do *tsunami* pode ajudar a mitigar os seus efeitos.

Neste trabalho pretende-se estudar o efeito da dispersão de frequência na propagação de *tsunamis* gerados por sismos do tipo “*outer-rise*”. Utilizar-se-ão modelos de propagação não dispersivos e dispersivos para simular os tsunamis de Samoa 2009 e Tohoku 2011. Os resultados numéricos serão comparados entre si e com os dados de campo existentes.

1.4. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

O primeiro capítulo serve como introdução da dissertação tratando pontos como a importância, objetivo e âmbito do tema estudado.

O segundo capítulo fornece informação prévia sobre *tsunamis* e as suas fases, tais como, a sua origem, movimentos de terra que os originam, a propagação e os modelos matemáticos que se podem utilizar para o seu estudo, quer em águas profundas quer em zonas costeiras, e inundação. É também fornecida informação sobre as características principais do tsunami e como estas variam nas diferentes fases do mesmo.

No capítulo 3 é analisada a relação entre os tsunamis e os sismos que lhe dão origem.

No capítulo 4 é apresentada a modelação numérica dos tsunamis de Samoa 2009 e Tohoku 2011. São descritos os dados existentes para a modelação da sua geração e os dados de campo disponíveis para a verificação dos resultados, nomeadamente das DARTs (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis ou, em português, Boia de Avaliação e Notificação de Tsunamis), marégrafos e ADCPs (Acoustic Doppler Current Profiler, ou, em português Perfilador Acústico de Correntes por Efeito Doppler).

No capítulo 5 são descritos e discutidos os resultados dos modelos numéricos aplicados para a análise dos tsunamis de Samoa 2009 e Tohoku 2011.

No sexto capítulo são apresentadas conclusões e sugerido algum trabalho futuro.

TSUNAMIS E MODELOS DE PROPAGAÇÃO DE ONDAS

2.1. DEFINIÇÃO DE TSUNAMI

Um *tsunami* ou maremoto é uma série de ondas de água causada pelo deslocamento de um grande volume de um corpo de água, como um oceano ou um grande lago (ver Figura 2.1). *Tsunamis* são uma ocorrência frequente no Oceano Pacífico, onde aproximadamente 195 eventos desse tipo já foram registados. Devido aos imensos volumes de água e energia envolvidos, os *tsunamis* podem devastar regiões costeiras [27].

Sismos, erupções vulcânicas e outras explosões submarinas (detonações de artefactos nucleares no mar), deslizamentos de terra e outros movimentos de massa, impactos e outros distúrbios acima ou abaixo da água têm o potencial para gerar um *tsunami*.

Os *tsunamis* podem inundar de forma abrupta as costas, causando danos devastadores e perda de vidas. No oceano profundo, o comprimento de onda pode ser da ordem de centenas de quilómetros ou superior, mas com uma altura de onda de apenas algumas dezenas de centímetros ou inferior. Portanto, é difícil detetar e reconhecer o *tsunami* por observações visuais antes de atingir águas pouco profundas. Embora as ondas do *tsunami* geralmente não sejam mais altas do que as ondas geradas pelo vento em mar aberto, elas são muito mais perigosas quando se propagam para a costa [38].

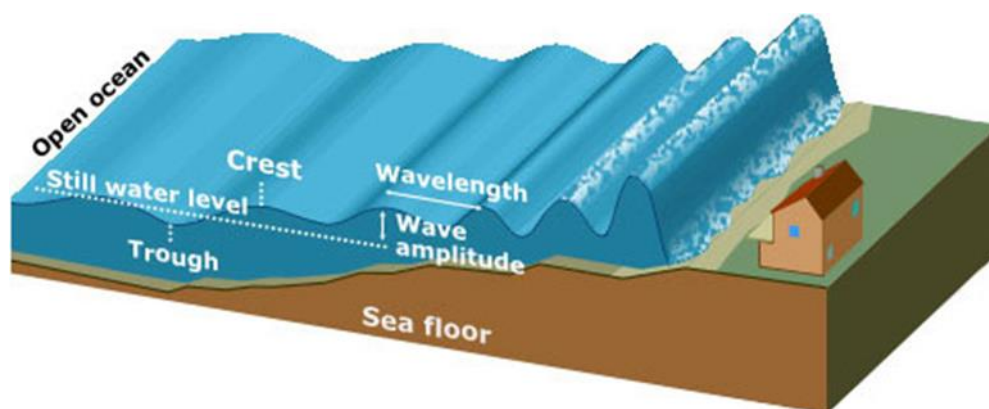


Figura 2.1: Transformação da onda de *tsunami*.

2.2. MECANISMO DE FORMAÇÃO DE TSUNAMI

Existem várias causas dos *tsunamis*, como processos gerados por atividades vulcânicas e o depósito abrupto de um grande material de rochas ou gelo no mar. Contudo, o principal fator para a formação de *tsunamis* é a atividade tectónica.

Uma zona de falha tectónica ou encontro entre duas placas tectónicas é uma área geologicamente extremamente instável, proporcionando o surgimento de eventuais sismos, resultantes da libertação de

energia acumulada nos pontos de contato entre ambas. Quando isso ocorre no oceano, há um soerguimento das águas oceânicas que, com isso, agitam-se e são capazes de gerar fortíssimas ondas, os *tsunamis* [38].

Quanto maior a intensidade, maior tende a ser o volume de água deslocada, gerando efeitos ainda mais catastróficos nas áreas litorâneas atingidas. Para além disso, quanto maior a velocidade de movimentação das placas, maiores serão os seus efeitos [4]. Na Figura 2.2, estão exemplificados os tipos de movimentos das placas tectônicas nas zonas das falhas. Os sismos são classificados de acordo com estes movimentos.

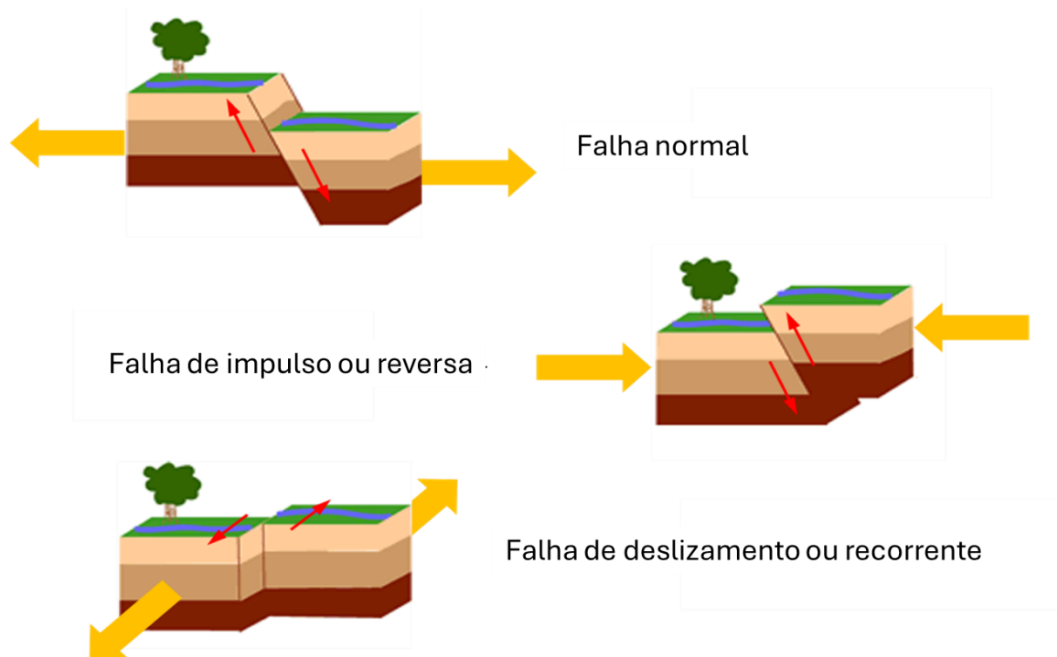
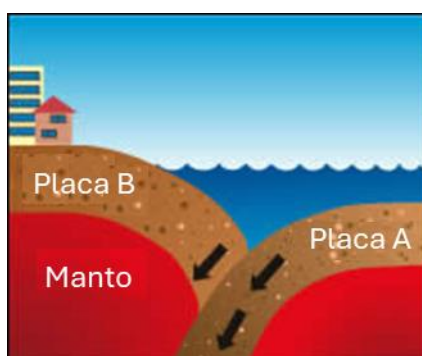
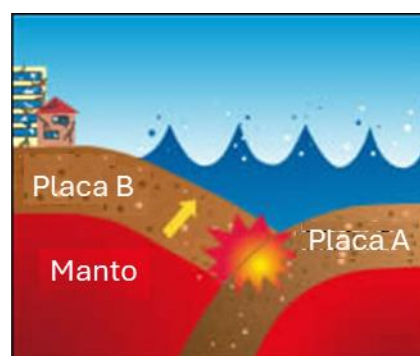


Figura 2.2: Tipos de movimento das placas nas falhas tectônicas.



(a) A placa A desliza sob a placa B, arrastando a placa B consigo.



(b) A placa B tenta regressar à sua posição original provocando um sismo.

Figura 2.3: Movimento de subducção num sismo interplacas [37].

Os sismos do tipo *outer-rise* (ou de elevação externa) ocorrem algum tempo após um sismo interplacas (com falha de impulso), como resultado da deformação da placa subdutora (placa A) na zona de encontro das placas tectônicas (ver Figura 2.3). O sismo ocorre por reativação ou criação de uma série de falhas

normais (ver Figura 2.2) na crosta oceânica e na litosfera, próximo da zona de subducção. Quando suficientemente profundas, estas falhas podem provocar a entrada de água do mar na litosfera. Alguns destes eventos deram origem a sismos de elevada magnitude, como por exemplo Showa-Sanriku 1933, $M_w = 8.4$, $M_w = 8.3$, Kuril 2007, $M_w = 8.1$, Bonin 2010, $M_w = 7.3$, Samoa 2009, $M_w = 8.0$, Tohoku 2011, $M_w = 9.1$, sendo M_w a magnitude sísmica. O intervalo de tempo entre os sismos interplaca e os sismos outer-rise, pode variar. Nalguns casos a ocorrência é quase simultânea, noutros casos pode ocorrer um intervalo de dezenas de anos. Em regra, os sismos interplaca e os sismos outer-rise que se lhes sucedem têm magnitudes semelhantes [7, 21].

2.3. PROPAGAÇÃO DE TSUNAMIS

A velocidade de propagação do *tsunami* depende da profundidade da água e a precisão da previsão dessa velocidade depende da qualidade dos dados batimétricos e topográficos. Para cálculos de propagação de *tsunamis* e inundações, as equações de Navier-Stokes, as equações governantes universais do fluxo de fluidos poderiam, em teoria, ser utilizadas para prever com precisão os movimentos da água do mar durante os *tsunamis*. No entanto, a resolução numérica destas equações é praticamente impossível em domínios geográficos de dimensão oceânica. Recorre-se neste caso a formulações mais simples, tendo em conta as características do fenómeno em estudo. Por um lado, a água do mar pode ser tratada como um fluido incompressível e não viscoso. Por outro, um *tsunami* pode ser aproximado por uma onda longa, dado que o comprimento da falha sísmica que gera um grande *tsunami* é de várias centenas de quilómetros, enquanto a profundidade do oceano é de apenas cerca de 5 km [6].

As ondas de *tsunami* viajam radialmente, num movimento centrífugo, para fora da área onde foram geradas com forte direccionalidade de propagação da energia principal e são modificadas à medida que passam pela variação da batimetria oceânica.

Na teoria das ondas lineares, as equações generalizadas da velocidade de fase, C_s , e velocidade de grupo, C_g , para ondas de *tsunami* podem ser expressas como:

$$C_s = \sqrt{gd \frac{\tanh(kd)}{kd}} \quad (1)$$

$$C_g = \frac{C_s}{2} \left[1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right] \quad (2)$$

onde d é a profundidade da água e $k = 2\pi/\lambda$ é o número da onda, sendo λ o comprimento da onda. Quando a profundidade de água é pequena ou a onda tem grande comprimento, kd tende para 0. Portanto, as equações (1) e (2) podem ser simplificadas quando $kd \ll 1$ como

$$C_s = C_g = \sqrt{gd} \quad (3)$$

Nestas condições, a velocidade da onda é não dispersiva, ou seja, não depende do comprimento da onda. Portanto, um *tsunami* viajaria a uma velocidade relacionada apenas com a profundidade da água. No entanto, a frente de onda do *tsunami*, tendo um elevado declive, dá origem a componentes harmónicas de comprimento de onda mais curto e que, a grande profundidade, podem dar origem a um trem de ondas dispersivas [5].

A rotação da Terra, através do efeito de Coriolis, tem também um efeito dispersivo na velocidade de propagação das ondas. No caso de uma onda longa propagando-se ao longo de uma linha de paralelo, isto é, a latitude constante, a sua velocidade seria dada por [2]:

$$c_s = \pm \sqrt{\left(\frac{f}{k}\right)^2 + gd} \quad (4)$$

onde $f = 2\Omega \sin \phi$ é o coeficiente de Coriolis, sendo ϕ a latitude local e $\Omega = 7.29 \times 10^{-5}$ rad/s a velocidade de rotação da Terra. Para ondas curtas, os efeitos da rotação são insignificantes, tornando-se em ondas puramente gravíticas. Para ondas muito longas, o efeito da gravidade diminui e o movimento torna-se uma oscilação inercial.

Enquanto o fluxo de energia do *tsunami*, que depende tanto da velocidade quanto da altura da onda, permanece quase constante, no oceano profundo a sua velocidade é da ordem de grandeza da velocidade de um avião a jato e a sua altura é reduzida a apenas alguns centímetros, podendo chegar a um metro. Quando um *tsunami* se aproxima da costa, a sua velocidade diminui à medida que a sua altura aumenta. Assim como outras ondas, os *tsunamis* começam a perder lentamente energia à medida que avançam para a costa. Parte da energia das ondas é refletida no fundo do mar, enquanto uma pequena parte da energia das ondas que se propaga em direção à costa é dissipada por fricção e turbulência no fundo [5].

2.4. CARACTERÍSTICAS DE TSUNAMI

Os *tsunamis* agem de maneira muito diferente das típicas vagas de onda: apresentam imensa energia, propagam-se em altas velocidades e podem percorrer grandes distâncias transoceânicas com pouca perda total de energia. Um *tsunami* pode causar danos a milhares de quilômetros de distância de sua origem, portanto, pode haver várias horas entre a sua geração e o seu impacto numa costa.

As ondas de *tsunami* sofrem frequentemente uma amplificação anormal na região costeira, o que leva a uma aceleração inesperadamente elevada. A energia de um *tsunami* incidente pode ser redistribuída no tempo e no espaço com características diferentes da onda original (incidente). Estas alterações são induzidas pela dinâmica não-linear das águas pouco profundas e pelas variações da batimetria da plataforma continental (ver Figura 2.4).

As ondas refletidas das fronteiras podem também interagir com as ondas diretas do *tsunami*, bem como com as ondas internas. As peculiaridades geográficas locais podem levar à formação de seiches ou ondas estacionárias, que podem amplificar os danos em terra.

Os *tsunamis* propagam-se radialmente a partir da sua fonte, pelo que as costas situadas na "sombra" das massas de terra afetadas são geralmente bastante seguras. No entanto, as ondas de *tsunami* podem por efeito de difração contornar essas massas de terra, e mudar de direção por efeito de refração no fundo, pelo que não são necessariamente simétricas. As ondas de *tsunami* podem ser muito mais fortes numa direção do que noutras, dependendo da natureza da fonte e da geografia circundante [26].

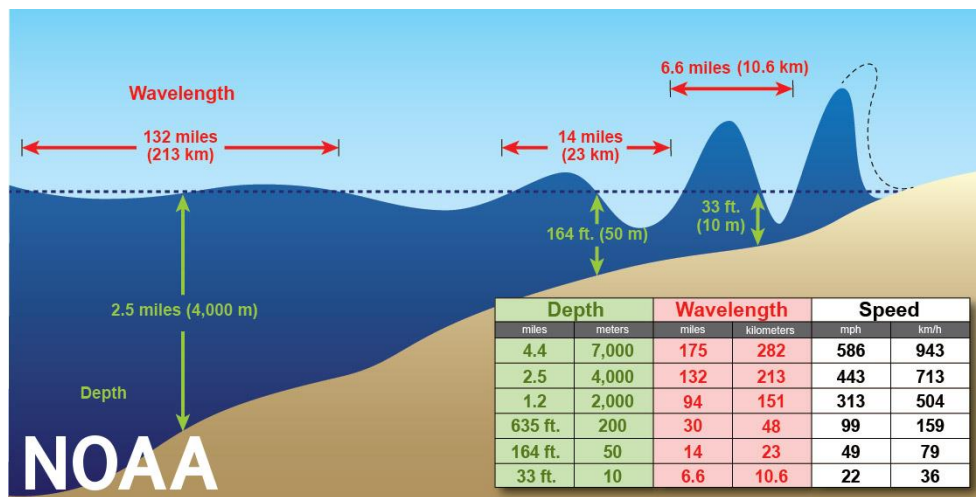


Figura 2.4: Características das ondas de *tsunami* consoante a profundidade [26].

2.5. INUNDAÇÃO DE *TSUNAMI*

Evidências passadas sugerem que as ondas de *tsunami* consistem num trem de várias ondas grandes, aproximadamente sinusoidais, com cerca de 1 metro de altura, que se movem no oceano profundo a uma velocidade aproximada de 210 m/s na profundidade média do Oceano Pacífico de 4500 m, tendo períodos entre 10 e 30 min e comprimentos de onda que variam entre os 200 e os 600 km. Na fase de propagação, todos os modelos numéricos de ondas de *tsunami* assumem que o fluxo é descrito pelas equações de águas pouco profundas. As equações de águas pouco profundas são em geral derivadas no pressuposto básico de que o escoamento tem uma distribuição hidrostática de pressões ou que a aceleração vertical das partículas de água é negligenciável (ondas não dispersivas). Pequenas alterações a estas hipóteses conduzem a equações dispersivas de águas pouco profundas. A altura máxima do *tsunami* pode ocorrer somente várias horas após a chegada da primeira onda, podendo este facto resultar da reflexão das ondas na costa ou da ressonância numa baía, em resposta à forma e à batimetria da costa local.

Quando o *tsunami* chega a terra, continua a avançar, causando danos graves a todos os obstáculos no seu caminho. As ondas de *tsunami* normalmente não rebentam na costa, continuando a deslocar-se até que a energia seja finalmente dissipada pelo atrito com o fundo ou pelo impacto com obstáculos, e ainda devido ao aumento da inclinação do terreno [7].

Objetos de grandes dimensões, como navios e pedras, podem ser transportados pela onda de inundação para o interior a partir da costa, por várias centenas de metros ou quilómetros. Em certos casos, a primeira onda tem uma amplitude negativa, levando o mar a retirar-se e a esvaziar os portos, o que pode atrair a população para a zona costeira e para situações de grande risco de vida, uma vez que a recessão do mar é inevitavelmente seguida pela chegada da crista de uma onda de *tsunami*.

O tempo que um *tsunami* leva a atingir uma costa depende da localização da fonte do *tsunami* em relação ao local onde pode atingir a terra. Por conseguinte, os *tsunamis* são frequentemente designados por locais ou distantes.

A fonte de um *tsunami* local está próxima da costa e esta pode ser atingida em menos de uma hora ou por vezes em apenas alguns minutos [25]. Os *tsunamis* de origem local ou de campo próximo, representam a maior ameaça porque a concentração de energia por unidade de área é ainda muito

elevada, dando origem a ondas de grande amplitude, e há pouco tempo para emitir avisos oficiais e evacuar. Para além disso, o aviso oficial de *tsunami* pode não chegar rapidamente ou não chegar de todo se a fonte não for um sismo ou se a infraestrutura de aviso estiver danificada.

Contrariamente, a origem de um *tsunami* distante está longe da costa, por vezes no outro lado do oceano, o que significa que existe mais tempo para emitir e responder aos avisos [12].



Figura 2.5: Inundação em Toga [12].

Os *tsunamis* têm um grande potencial de erosão, retirando das areias das praias e destruindo árvores e outra vegetação costeira. As massas de água em movimento rápido associadas ao *tsunami* de inundação podem esmagar casas e outras estruturas costeiras (ver Figura 2.5). As mortes e os danos causados pelos *tsunamis* resultam principalmente das forças impulsivas exercidas pelas ondas tanto no seu avanço como durante o recuo e do impacto dos detritos flutuantes [26].

2.6. TSUNAMIS E DISPERSÃO DE FREQUÊNCIA

Grandes terremotos (com magnitudes sísmicas de pelo menos 8) geralmente envolvem o deslizamento abrupto de massas rochosas numa fronteira entre placas tectónicas. Essas ruturas interplacas produzem mudanças de tensões dinâmicas e estáticas que podem ativar réplicas nas intraplacas próximas.

A dispersão de frequência é a propagação de energia na direção do avanço da onda devido à diferença na velocidade das ondas para modos de comprimentos diferentes. Para ondas gravitacionais planas e lineares que se propagam num fluido com baixa viscosidade e a profundidade uniforme, existem soluções na forma de modos harmónicos [17].

Identifica-se um único parâmetro, denominado "tempo de dispersão", para o efeito integrado da dispersão de frequência. Esse parâmetro depende do comprimento de onda, da profundidade da água durante a propagação e da distância ou tempo de propagação.

Verifica-se que esse parâmetro é útil como uma primeira indicação de quando a dispersão de frequências é importante, embora a ambiguidade em relação à definição do comprimento de onda possa ser um problema para casos complexos [38].

Tsunamis provenientes da maioria dos deslizamentos e sismos moderados tendem a apresentar comportamento dispersivo, pelo menos em algumas direções. Por outro lado, nos megaeventos da última década, a dispersão durante a propagação em águas profundas é mais perceptível para a propagação transoceânica.

2.7. TEORIA DE ONDA

A teoria de onda refere-se à propagação de qualquer onda, curta ou longa, num meio líquido. Os *tsunamis* normalmente são causados por distúrbios subaquáticos, como terremotos, deslizamentos de terra ou erupções vulcânicas que geram ondas grandes, poderosas e que viajam grandes distâncias. Os princípios-chave da teoria das ondas podem ser aplicados a *tsunamis* incluindo a sua formação, propagação e características.

No que toca à sua formação, os *tsunamis* são gerados quando existe um deslocamento vertical repentino do fundo do oceano, sendo este deslocamento normalmente uma consequência de movimentos de placas tectónicas. Quando o fundo do oceano se move, desloca um grande volume de água criando assim uma série de ondas que irradiam para longe da fonte.

Uma vez gerados, os *tsunamis* propagam-se pelo oceano com enormes quantidades de energia. Ao contrário de ondas geradas pelo vento que movem partículas de água em movimentos circulares, os *tsunamis*, tendo um comprimento de onda muito longo, têm um efeito de transporte de massas de água a grande distância. Ao propagarem-se em zonas muito profundas, os *tsunamis* alcançam velocidades de várias centenas de quilómetros por hora, o que permite que atravessem oceanos inteiros.

A maior dificuldade no estudo de movimentos de ondas é o facto de o limite da superfície livre ser desconhecido. Os movimentos de água são tão variados e complexos que qualquer tentativa de os classificar pode ser incorreto. Todas as definições correspondem a uma situação idealizada que nunca acontece. No entanto, existe um conceito matemático conveniente que é fisicamente aproximado a um tanque com paredes paralelas. Efeitos da camada superior limite e componentes transversais ainda existem, embora sejam pequenas e negligenciados em muitas aplicações teóricas. Essencialmente existem dois tipos de ondas: ondas oscilatórias e ondas de translação. Numa onda oscilatória não existe transporte de massa e/ou fluidos e uma onda de translação envolve o transporte de fluido na direção em que a onda se desloca.

Por exemplo, uma onda de maré num estreitamento é uma onda de translação. Uma onda oscilatória pode ser progressiva ou estacionária. Numa onda de translação a água é transportada na direção do deslocamento da onda. Num sistema de coordenadas euleriano, um problema de onda de superfície normalmente envolve três incógnitas: a elevação da superfície livre (ou profundidade total), a pressão e a velocidade das partículas. As equações da dinâmica dos fluidos são representações das leis de conservação de massa, momento e energia aplicadas a um fluido [8, 9, 20].

2.8. IMPORTÂNCIA DA DISPERSÃO DE FREQUÊNCIAS EM ONDAS DE TSUNAMI

O estudo do efeito da dispersão de frequências em ondas de *tsunami* é crucial, de forma a entender o comportamento e propagação de *tsunamis* no oceano. A dispersão de frequência refere-se ao fenómeno onde diferentes componentes da onda viajam a diferentes velocidades. Este fenómeno tem implicações significantes nas características e potenciais danos causados pelo *tsunami*.

Algumas razões da importância do estudo dos efeitos de dispersão de frequências são:

1. Evolução da forma de onda: Os *tsunamis* podem ser gerados por várias formas como sismos, deslizamento de terras subaquáticos ou erupções vulcânicas. À medida que estas ondas se propagam pelo oceano, a dispersão de frequências leva a que a forma da onda evolua com o tempo. Ao perceber como as diferentes componentes de frequência interatuam e mudam ao longo do percurso da onda ajuda os cientistas a prever como o *tsunami* se irá comportar ao chegar à costa, incluindo a sua dimensão, velocidade e potencial para atenuação.

2. Ampliação costeira: A dispersão de frequências tem também um papel importante na ampliação costeira, onde certas regiões experienciam alturas de *tsunami* maiores quando comparados com outros. Tal ocorre devido à interação entre a onda de *tsunami* e a batimetria local. A compreensão de dispersão de frequências permite ajudar os cientistas a identificar zonas propensas a ampliação costeira e avaliar com mais precisão o risco do *tsunami*.
3. Sistemas de alerta de tsunamis: Avisos de *tsunamis* precisos e oportunos são vitais para salvar vidas e mitigar os impactos destas ondas. Para melhorar a eficácia destes sistemas de alerta, é crucial ter em conta o efeito da dispersão de frequências. Ao incorporar modelos dispersivos nos sistemas de alerta, os cientistas conseguem prever com mais precisão o comportamento da onda, fornecendo avisos prévios às comunidades costeiras e facilitar medidas de evacuação apropriadas.
4. Rebentação de onda: Quando o *tsunami* se aproxima de águas superficiais perto da zona costeira, passa por um processo chamado rebentação da onda. A dispersão de frequência afeta o comportamento da rebentação, influenciando a maneira como a energia é dissipada e como varia a altura de onda e a sua velocidade. Ao estudar os efeitos da dispersão de frequência, é possível obter informação sobre o processo de rebentação de onda que é essencial para prever a extensão da costa inundada e potenciais danos.

Em suma, estudar os efeitos de dispersão de frequências em ondas de *tsunami* fornece informações importantes sobre o comportamento, rebentação e amplificação costeira das ondas e sistemas de alerta de *tsunamis* [38, 39].

2.9. EQUAÇÕES DE ONDAS LONGAS

2.9.1. MODELO DE SAINT-VENANT

O modelo de ondas longas não dispersivo é o modelo de Saint-Venant [33], o qual se aplica ao escoamento com superfície livre de fluidos incompressíveis. Este modelo resulta da integração analítica das equações de Navier-Stokes, na direção vertical, assumindo uma distribuição de pressões hidrostática. Considerando uma distribuição espacial constante da pressão atmosférica e a não existência de tensões tangenciais à superfície provocadas pelo vento, as equações de Saint-Venant, para a conservação da massa e para a conservação da quantidade de movimento, são [34]

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv) = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{h} \nabla \cdot (h \varepsilon \nabla u) - \frac{c_f}{2h} \|\mathbf{u}\|u \quad (6)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} - fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{1}{h} \nabla \cdot (h \varepsilon \nabla v) - \frac{c_f}{2h} \|\mathbf{u}\|v \quad (7)$$

onde u e v são as componentes do vector velocidade horizontal da partícula (constantes em profundidade) nas direções Ox e Oy , respetivamente, $h = d + \eta$ é a profundidade total, d é a profundidade em relação ao nível médio do mar e η é a elevação da superfície livre, g é a aceleração da gravidade, f é o coeficiente de Coriolis, ε é um coeficiente de viscosidade turbulenta, e c_f é um coeficiente adimensional de atrito no fundo (ver Figura 2.6). O coeficiente de atrito adimensional, relaciona-se com o coeficiente de atrito de Manning, n , através da relação

$$c_f = g \frac{n^2}{h^{1/3}} \quad (8)$$

Por apenas considerar as componentes horizontais da velocidade, este modelo é classificado como sendo do tipo 2DH, isto é, a duas dimensões horizontais.

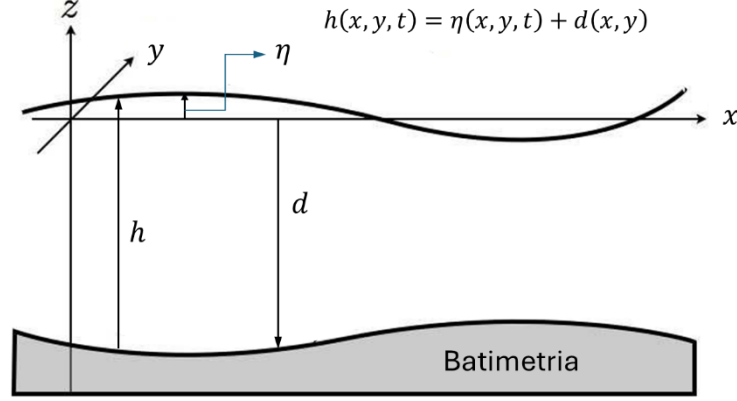


Figura 2.6: Definição das variáveis espaciais nos modelos de ondas longas.

2.9.2. MODELO DE BOUSSINESQ

O primeiro modelo de ondas longas dispersivas foi o modelo de Boussinesq [10]. Este modelo não foi utilizado neste trabalho, pelo que não é aqui apresentado. Trata-se também de um modelo 2DH, que admite, no entanto, perfis de velocidades horizontais e de pressões que são quadráticos, isto é, parabólicos, em profundidade [13]. Inclui termos em terceiras derivadas de u , v e η . A velocidade de propagação das ondas no modelo de Boussinesq modelo é dada por

$$c_s = \sqrt{gd \frac{1}{1 + \frac{1}{3}(kd)^2}} \quad (9)$$

sendo um aproximante de Padé de ordem [0,2] [13] da velocidade de fase dada pela equação (1).

2.9.3. MODELO DE STELLING E ZIJLEMA (SWASH)

O modelo de ondas dispersivas utilizado neste trabalho é baseado no trabalho de Stelling e Zijlema [35, 41], e está integrado no modelo SWASH [36]. Este modelo pode ser formulado como um modelo 2DH, ou como um modelo 3D, neste segundo caso com uma discretização em camadas na vertical. Neste trabalho, apenas a formulação 2DH foi utilizada. As equações 2DH de conservação da massa e da quantidade de movimento do modelo são

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv) = 0 \quad (10)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{2} \frac{\partial q_b}{\partial x} - \frac{1}{2} \frac{q_b}{h} \frac{\partial(\eta - d)}{\partial x} + \frac{1}{h} \nabla \cdot (h \varepsilon \nabla u) - \frac{c_f}{2h} \|\mathbf{u}\|u \quad (11)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} - fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{2} \frac{\partial q_b}{\partial y} - \frac{1}{2} \frac{q_b}{h} \frac{\partial(\eta - d)}{\partial y} + \frac{1}{h} \nabla \cdot (h \varepsilon \nabla v) - \frac{c_f}{2h} \|\mathbf{u}\|v \quad (12)$$

em que u e v são os valores médios, em profundidade, das componentes do vector velocidade horizontal e onde q_b é a pressão não hidrostática no fundo, normalizada pela densidade, isto é, $q_b = p_b/\rho$, sendo p_b a pressão no fundo e ρ a densidade da água.

Dada a consideração da pressão no fundo, é necessária a introdução de três outras equações

$$\frac{\partial u}{\partial t} = 2 \frac{q_b}{h} - \frac{\partial w_b}{\partial t} \quad (13)$$

$$w_b = -u \frac{\partial d}{\partial x} - v \frac{\partial d}{\partial y} \quad (14)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{w_s - w_b}{h} = 0 \quad (15)$$

e mais duas variáveis, w_s e w_b que são, respetivamente, as velocidades verticais à superfície e no fundo.

Embora Stelling e Zijlema não apresentem uma fórmula para a velocidade de propagação das ondas, segundo o manual do SWASH, o erro em relação à equação (1) é dado pela Tabela 1, conforme o número de camadas, K , considerado. Na versão 2DH, $K = 1$.

Tabela 1: Erro na velocidade de propagação em função do número de camadas K e da profundidade adimensional local, kd , no SWASH.

K	Alcance	Erro
1	$kd < 0.5$	1 %
1	$kd < 2.9$	3 %
2	$kd < 7.7$	1 %
3	$kd < 16.4$	1 %

SISMOS E TSUNAMIS

3.1. MODELO DE GERAÇÃO DE TSUNAMIS

Modelar a geração de *tsunami* envolve prever o processo e as características de uma onda de *tsunami* a partir de sua fonte de geração inicial, normalmente um sismo submarino ou deslizamento de terra.

Os detalhes da deformação sísmica têm incertezas substanciais. As ambiguidades e dificuldades de interpretar os dados sísmicos distintos para eventos de *tsunami* são refletidas pelos modelos de fonte (geração) substancialmente diferentes, derivados dos diferentes conjuntos de dados observados. Por exemplo, as medições do campo geodésico e os dados do Sistema de Posicionamento Global podem fornecer uma interpretação da fonte, enquanto os estudos de inversão dos dados do *tsunami* por satélite oferecem outra versão da mesma fonte. A delineação da fonte é limitada pela precisão dos tempos de chegada observados, pelos dados de batimetria utilizados nas simulações numéricas e pelos efeitos não lineares e dispersivos. Verifica-se ainda que, utilizando o mesmo conjunto de dados com diferentes métodos de dedução, os padrões de origem são diferentes.

3.1.1. GERAÇÃO DE UM TSUNAMI POR UM SISMO

Durante a fase de geração, os mecanismos de geração podem ser explicados da seguinte forma: o sismo provoca uma perturbação da manto e crosta terrestre que deforma instantaneamente a superfície do fundo do oceano. Assume-se que o deslocamento da superfície do mar é também instantâneo e igual à componente vertical do deslocamento do fundo do oceano, devido à incompressibilidade da água. Um modelo desenvolvido por Okada [28]. permite calcular a distribuição de soerguimento cossísmico e subsidência resultante do movimento da falha tectónica.

3.1.2. PARÂMETROS DA FALHA

Os parâmetros de falha necessários para calcular a deformação do fundo do oceano são: localização do epicentro, área da falha, os ângulos de direcção, obliquidade e inclinação, e o comprimento de regeito na falha (ver Tabela 2 e Figura 3.1).

Tabela 2: Parâmetros geométricos das falhas.

Parâmetro	Designação		Definição
	EN	PT	
d	Depth	Profundidade	Profundidade da falha em relação ao fundo do mar.
β	Strike	Direção	Ângulo da falha (no plano horizontal) em relação ao Norte.
ψ	Rake	Obliquidade	Ângulo, sobre o plano da falha e em relação a um plano horizontal, formado pelo vetor deslocamento entre dois pontos previamente adjacentes no plano da falha.
φ	Dip	Inclinação	Ângulo do plano da falha com um plano horizontal.
L	Length	Comprimento	Comprimento da falha.
W	Width	Largura	Largura da falha.
L_s	Slip	Rejeito total	Distância final entre dois previamente pontos adjacentes no plano de falha.

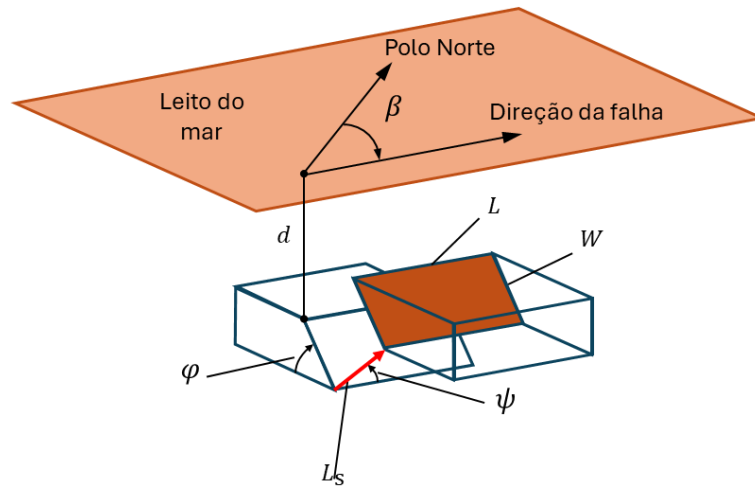


Figura 3.1: Parâmetros da falha [22].

3.1.3. MOMENTO SÍSMICO E MAGNITUDE SÍSMICA

O momento sísmico, M_0 , é o trabalho mecânico realizado no movimento das placas tectónicas e pode ser calculado como [1]

$$M_0 = G L_s A_f \quad (16)$$

onde G é o módulo de distorção do material da crosta terrestre e $A_f = L W$ é a área superficial da falha. Admite-se, geralmente que $G = 32$ GPa.

A magnitude sísmica, M_w , é uma medida da energia libertada pelo sismo. Baseia-se no momento sísmico e é dada por [19]

$$M_w = \frac{2}{3} (\log_{10} M_0 - 9.1) \quad (17)$$

quando M_0 é expresso em unidades do S.I. (isto é, em N m).

3.1.4. MODELO DE DEFORMAÇÃO

Para o cálculo dos deslocamentos causados por um sismo, o autor utilizou o modelo de Okada [28]. Este modelo fornece uma representação matemática da deformação a partir da falha sísmica [28].

O modelo de Okada descreve o campo de deformações de um meio isotrópico homogêneo e semi-infinito, devido a uma fonte pontual, associada a uma falha de corte, retangular e de dimensão finita.

Neste modelo, é adotado um sistema de coordenadas cartesiano, como mostra a Figura 3.2. O meio elástico ocupa a região de $z \leq 0$ e o eixo dos x é considerado paralelo à direção da falha. São definidos deslocamentos U_1 , U_2 e U_3 de modo a corresponderem às componentes de deslizamento por mergulho e tração no movimento das placas tectónicas na região da falha.

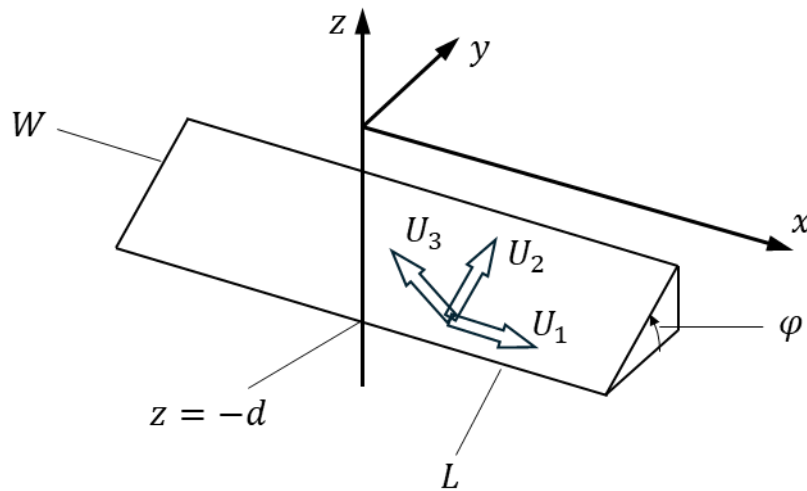


Figura 3.2: Modelo de deformação [28].

Okada formulou um modelo para as três componentes de movimento. A sua solução permite obter os deslocamentos na superfície da crosta terrestre, a partir dos quais as deformações e inclinações podem ser também adquiridas por diferenciação [28].

A hipótese de igualdade entre o deslocamento vertical do fundo do mar e o deslocamento instantâneo da superfície do mar não é perfeita. Por um lado, o movimento do fundo oceânico não é instantâneo. Por outro lado, este movimento ascendente gera uma corrente inicial que é ignorada na simulação. Na Tabela 3, estão explicitadas algumas diferenças entre o modelo de onda inicial proposto e um *tsunami* real.

Tabela 3: Diferença entre Modelo utilizado e tsunami real.

Número	Modelo de deformação Okada	Tsunami real
1	Deformação vertical linear da Terra	Deformação não linear da Terra
2	Sem deformação horizontal	Pode ser até três vezes mais importante que a componente vertical
3	A água é incompressível	A água é compressível
4	Crosta terrestre comporta-se de forma elástica	Deformação envolve combinação de processos elásticos e não elásticos
5	Condições de fronteira idealizadas	Interação entre segmentos de falha
6	Geometria simplificada para a fonte do <i>Tsunami</i>	<i>Tsunamis</i> podem ser gerados por vários tipos de fonte
7	Uma onda	Séries de ondas
8	Onda sem corrente inicial	Onda com corrente inicial

3.2. DEFINIÇÃO DO *TSUNAMI SAMOA 2009*

A sequência de três grandes sismos em Samoa-Tonga ocorreu em 29 de setembro 2009, às 06:48, hora local, 17:48 UTC (Tempo Universal Coordenado). O primeiro sismo, de magnitude $M_w = 8.1$, com uma falha do tipo normal, ocorreu com epicentro no ponto de coordenadas (15.51 °S, 172.03 °W), ao largo da região norte da zona de subducção de Tonga (ver Figura 3.3), cerca de 170 km ao sul de Samoa e 190 km a sudoeste da Samoa Americana. Cerca de 2 min após o primeiro sismo, dois outros sismos de magnitude $M_w = 7.8$ ($M_w = 8.1$ de magnitude combinada) ocorreram no mesmo local. Ondas de *tsunami* com vários metros de altura varreram todos os lados de Tutuila, com elevações localizadas de até 12 m. As chegadas do *tsunami* foram amplamente registradas pelas DARTs em alto mar e em marégrafos em vários pontos nas costas do Pacífico. A rapidez com que as ondas se propagaram deixou pouco tempo para que os residentes se preparassem ou evacuassem adequadamente.

As Ilhas Samoa estão localizadas a 200 km ao norte da curva na fronteira da placa do Pacífico, marcando o término da zona de subducção Kermadec-Tonga. A fronteira convergente que expressa a subducção da placa do Pacífico sob a placa australiana dá lugar a um regime de deslocamento lateral ao longo de uma falha transformante ao norte das Ilhas Fiji e ligada através de um centro de expansão na Bacia das Fiji a um sistema semelhante nas Ilhas Loyalty, conectando eventualmente a zona de subducção de Vanuatu. Durante a transição da subducção de Tonga para a transformante de Fiji, a placa do Pacífico passa por uma rutura lateral descrita em [18] como um Propagador de Borda de Transformação de Subducção (STEP, na sigla em inglês). A sismicidade relevante apresenta falhas normais e foi documentada em ambientes comparáveis, especialmente nas Ilhas Loyalty e nas Ilhas South Sandwich [18, 29].

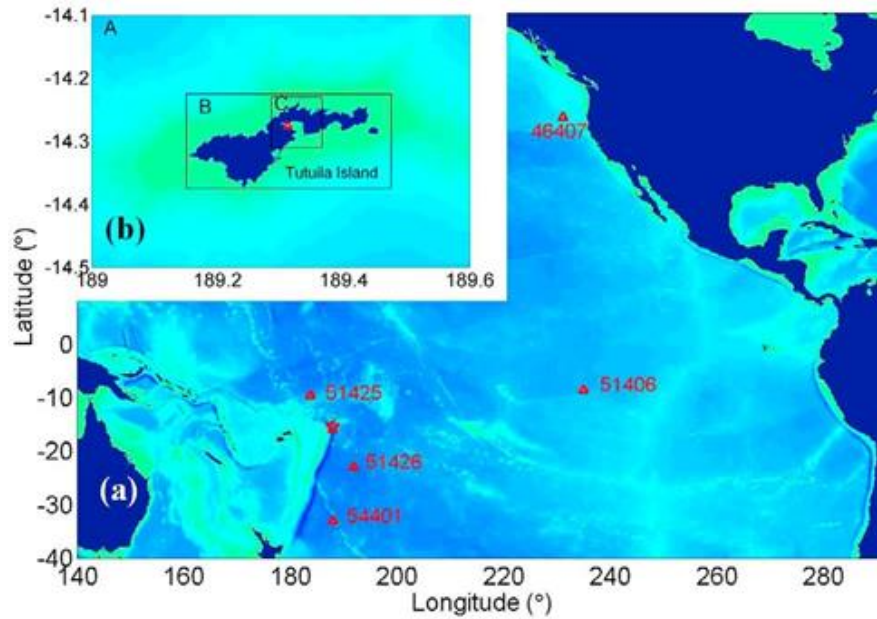


Figura 3.3: (a) Posição das DARTs. (b) Detalhe da ilha de Tutuila [39].

3.3. ANTECEDENTES DO TSUNAMI SAMOA 2009

O sismo de Samoa em 2009 não teve antecessor comparável na era da instrumentação sísmica moderna, ou seja, nos últimos 50 anos, com um momento sísmico $M_0 = 1.8 \times 10^{21}$ N m, a que corresponde a magnitude $M_w = 8.1$. O terremoto mais forte durante esse período é o de 1 de setembro de 1981, cujo momento é 10 vezes menor ($M_0 = 1.9 \times 10^{20}$ N m) e que gerou um *tsunami* relativamente fraco, causando algumas inundações em Savai'i, mas sem danos estruturais ou vítimas.

Tsunamis de baixa intensidade também foram registados em marégrafos com amplitudes no máximo decimétricas durante os terremotos de 26 de dezembro de 1975, 2 de abril de 1977, 6 de outubro de 1987 e 7 de abril de 1995. Esses eventos encontram-se representados como quadrados pretos na Figura 3.4.

Contudo, os arquivos históricos mencionam um violento *tsunami* a 26 de junho de 1917, na sequência de um terremoto que, neste caso, pode ser considerado um antecessor do evento de 2009. A o epicentro mais provável é nas coordenadas (14.37 °S, 173.35 °W) [32], mas dada a imprecisão do conjunto de dados existentes, a elipse de confiança é muito grande e inclui o epicentro de 2009 (ver Figura 3.4). As magnitudes do manto obtidas dos registos de Wiechert em Uppsala [30] e registos de Galitzin em De Bilt (referidos por Okal et al. [31]), sugerem um momento $M_0 = 8.5 \times 10^{20}$ N m e $M_w = 7.5$, dentro de um fator multiplicativo ou divisivo de 2.5. Este intervalo inclui o momento sísmico de 2009. No entanto, é improvável que os terremotos de 1917 e 2009 sejam eventos repetidos envolvendo ruturas subsequentes do mesmo material, uma vez que as estimativas de tempos repetidos para terremotos intraplaca e, em particular, eventos de ascensão externa, são geralmente consideravelmente mais longos.

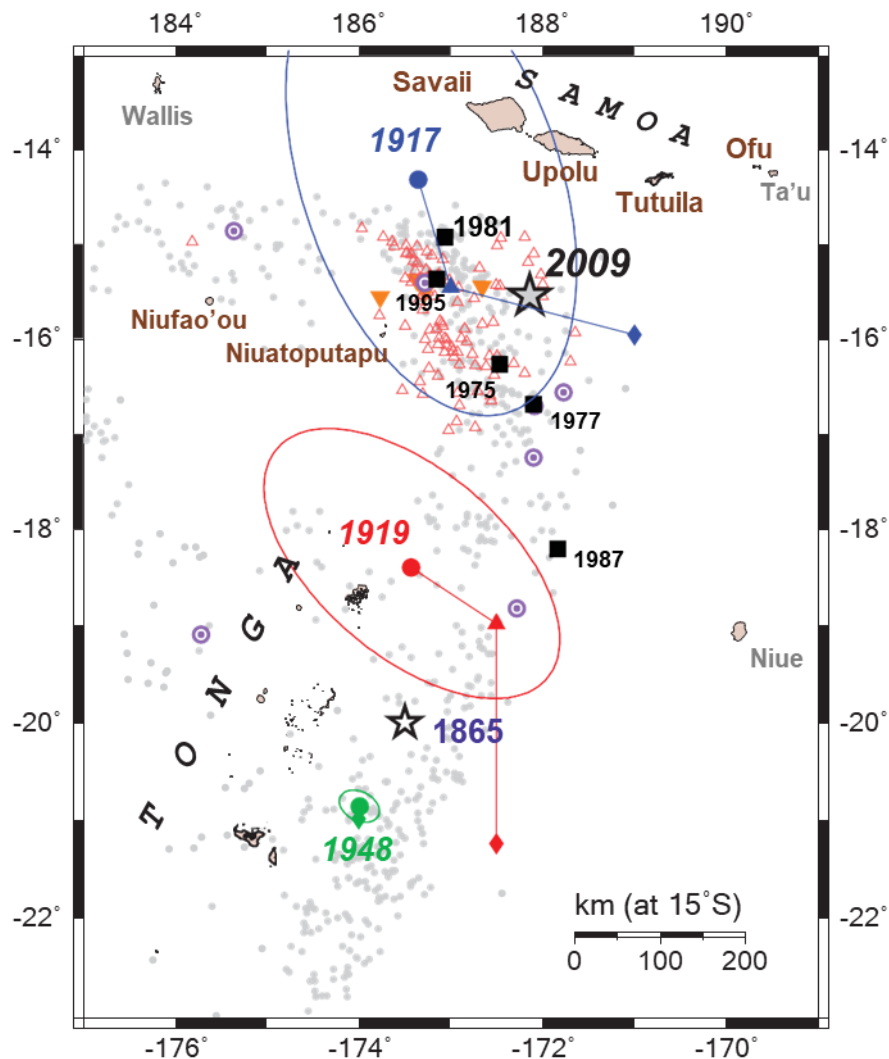


Figura 3.4: Epicentro do sismo Samoa 2009 e eventos precedentes [31].

3.4. DEFINIÇÃO DO TSUNAMI 2011 TOHOKU

Às 14:46, hora local (05:46 UTC), do dia 11 de março de 2011, ocorreu um terremoto de magnitude $M_w = 9.0$ ao longo da costa do nordeste do Japão. Este terremoto levou à geração de um *tsunami* que atingiu o Japão e vários locais ao redor do Oceano Pacífico. A área de ruptura foi de aproximadamente $450 \text{ km} \times 200 \text{ km}$, e foi dos maiores *tsunamis* dessa década [23].

O *tsunami* atingiu a parte continental do Japão 20 min após o sismo e afetou uma extensão de aproximadamente 2000 km da costa do Pacífico. O *tsunami* inundou mais de 400 km^2 de terra. A 8 de março de 2022, o número oficial de vítimas mortais era de 19759, 6242 feridos e 2553 desaparecidos [14]. A principal causa de morte foi o *tsunami*, e a sua maioria ocorreu em Tohoku [11].

Anteriormente a este acontecimento, assumia-se que existiria um risco elevado de sismo e *tsunami* ao largo da costa de Tohoku. O governo japonês informara que se previa a ocorrência de um sismo com magnitude 7.4 com 99% de probabilidade num período de 30 anos, pelo que Tohoku era uma das áreas mais bem preparadas para um *tsunami*. No entanto, as medidas de segurança contra este foram

insuficientes no evento de 2011. As barreiras anti-*tsunami* foram danificadas, muitos edifícios foram destruídos e verificou-se que os mapas de inundação estavam subestimados em alguma zonas [11, 23].

4

MODELAÇÃO NUMÉRICA

4.1. TSUNAMI SAMOA 2009

4.1.1. INTRODUÇÃO

Nesta dissertação foi testado o estudo realizado por Zhou et al. [39] da propagação do tsunami gerado pelo sismo de Samoa 2009, na bacia do Pacífico. Os resultados obtidos foram comparados com os registos nas DARTs com números 51425, 51426, 54401 e 51406.

A simulação foi realizada considerando a origem do tsunami com base num modelo compósito de 5 falhas unitárias simultâneas. Segundo Zhou et al [39], o modelo composto é necessário para que os resultados numéricos reproduzam as medições das DARTs.

4.1.2. BATIMETRIA E DOMÍNIO COMPUTACIONAL

Para que todas as DARTs de interesse pudessem ser incluídas no domínio de cálculo, este teria de se estender de 180 °E a 240 °E e -40 °N a 0 °N. Com um domínio tão vasto, o custo computacional seria demasiado elevado para os meios disponíveis. Nestas condições, optou-se por realizar os cálculos em duas grelhas distintas, uma orientada na direção S–N (Grelha 1) e outra orientada na direção W–E (Grelha 2). Em ambas as malhas, a discretização espacial foi de 2'×2' (cerca de 3.6 km × 3.7 km à latitude de -16 °N). A informação batimétrica foi obtida da GEBCO 2022 [16] , com uma definição de 15''×15''. O posicionamento das DARTs está indicado na Tabela 4.

4.1.2.1. Grelha 1

A Grelha 1 foi definida entre as latitudes -40 °N e -5 °N, e as longitudes -180 °E e -160 °E (1050×400 células). A profundidade máxima foi de 10715 m na fossa das Marianas. A esta profundidade, uma onda não dispersiva tem uma velocidade de propagação de 324 m/s (1167 km/h), muito próxima da velocidade de propagação do som no ar (ver Figura 4.1).

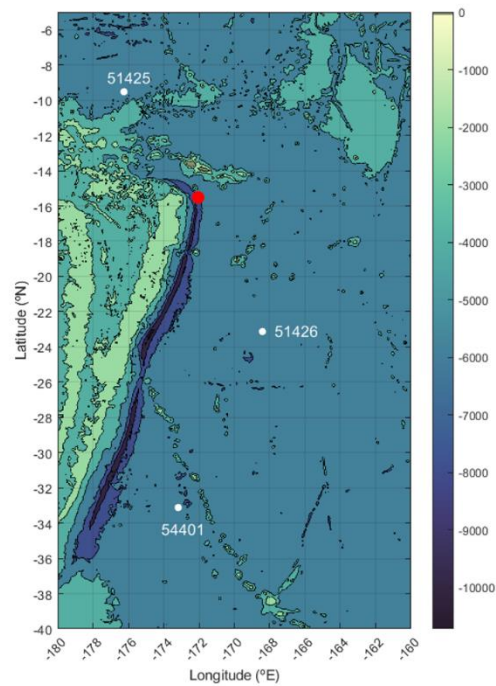


Figura 4.1: Grelha 1. Batimetria em metros, DARTs e epicentro (●).

4.1.2.2. Grelha 2

A Grelha 2 foi definida entre as latitudes -20°N e 0°N , e as longitudes -178°E e -120°E (600×1740 células). A profundidade máxima foi de 9522 m na fossa das Marianas. A esta profundidade, uma onda não dispersiva tem uma velocidade de propagação de 306 m/s (1100 km/h), muito próximo da velocidade do som no ar (ver Figura 4.2).

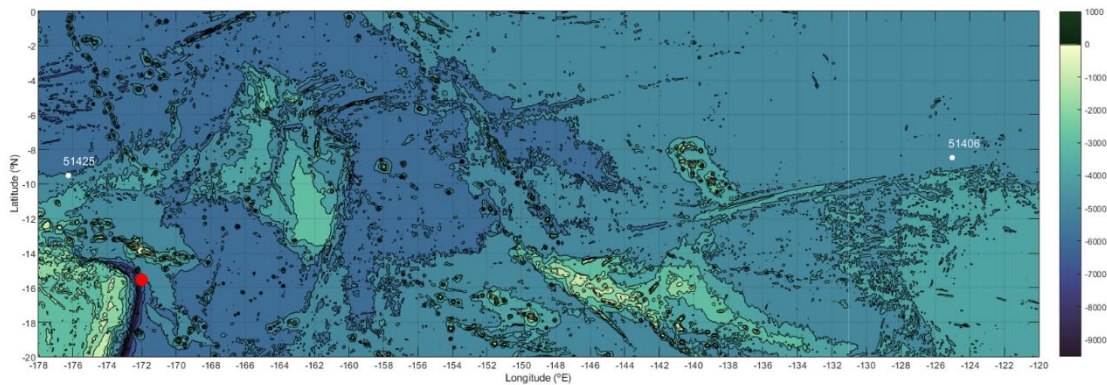


Figura 4.2: Grelha 2. Batimetria em metros, DARTs e epicentro (●).

Tabela 4: Posicionamento das DARTs.

DART	Latitude	Longitude	Profundidade local
	(°N)	(°E)	(m)
51425	-9.511	-176.258	4998
51426	-23.111	-168.385	(*)
54401	-33.109	-173.155	5796
51406	-8.480	-125.027	4450

(*)Informação não disponível.

4.1.3. ORIGEM DO TSUNAMI

Fritz et al [15] e Zhou et al [39] argumentam que apenas um modelo compósito, com várias falhas dos tipos normais e de impulso, pode reproduzir o tsunami originado pelo sismo Samoa 2009. Neste trabalho, o autor utiliza o modelo compósito sugerido em [39], com 5 falhas unitárias (falhas com áreas de $100 \text{ km} \times 50 \text{ km}$), sendo três delas do tipo normal (obliquidade de 90°) e duas do tipo de impulso (obliquidade de -90°). Os parâmetros destas falhas estão indicados na Tabela 5. Estes parâmetros destinam-se à reprodução da elevação inicial da onda de tsunami, pelo que podem não representar corretamente as características do sismo. A deformação dos fundos para cada uma das falhas é calculada recorrendo ao modelo de Okada [28]. A elevação inicial da superfície livre é obtida por combinação linear das deformações do fundo provocadas por cada uma das falhas (ver Figura 4.3).

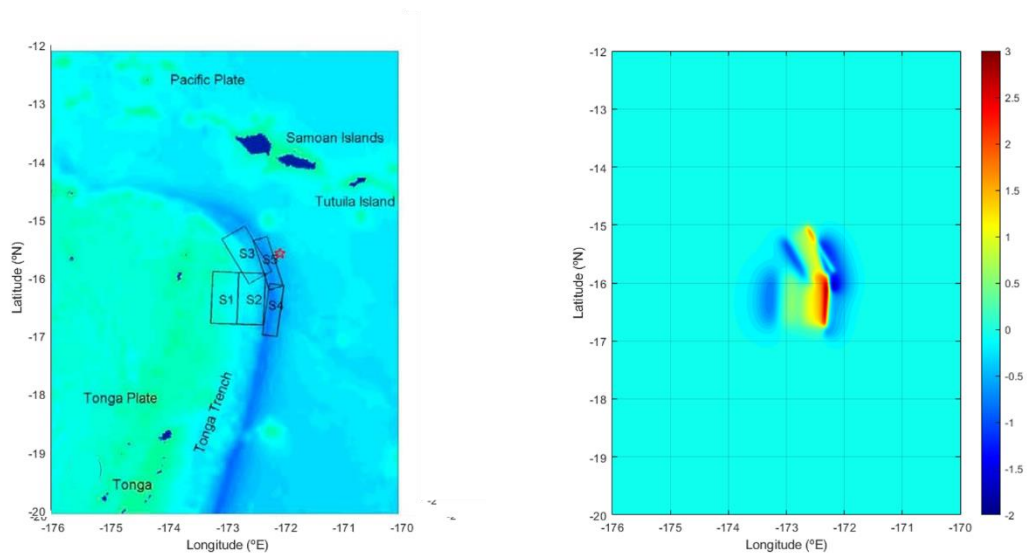


Figura 4.3: Samoa 2009. Falhas unitárias [16], à esquerda. Elevação inicial do tsunami (em metros), à direita.

Tabela 5: Parâmetros das falhas para o tsunami Samoa 2009.

Falha		S1	S2	S3	S4	S5
Comprimento	(km)	100	100	100	100	100
Largura	(km)	50	50	50	50	50
Inclinação (φ)	(°)	15.0	9.68	8.24	57.06	57.06
Obliquidade (ψ)	(°)	90.0	90.0	90.0	-90.0	-90.0
Direção (β)	(°)	182.13	182.13	149.85	7.62	342.45
Rejeito total (L_S)	(m)	4.7	6.5	4.5	1.5	3.6
Profundidade ^(*)	(km)	13.41	5.00	5.00	6.57	6.57
Latitude ^(**)	(°S)	16.26	16.28	15.64	16.50	15.63
Longitude ^(***)	(°E)	186.78	187.23	187.19	187.97	187.88 ^(***)

^(*)Profundidade referida ao ponto médio da aresta mais próxima da superfície.

^(**)Coordenadas referidas ao ponto médio da aresta mais funda.

^(***)Coordenada corrigida. Informação confirmada com o Dr Y. Wei.

4.1.4. REGISTOS DAS DARTs

Todos os dados observados nas DARTs foram extraídos do website da NOAA [24]. A informação recolhida consiste na elevação do nível do mar, em relação ao nível médio, a cada 15 min, 1 min ou 15 s, dependendo da perturbação detetada pela DART. Na ocorrência de um *tsunami*, a periodicidade de aquisição é de 15 s. O nível do mar registado pela DART inclui a maré, pelo que é necessário remover esta componente, não incluída nos modelos numéricos. Para tal recorre-se a um polinómio de 4º grau, do tipo

$$\eta_M(t) = a t^4 + b t^3 + c t^2 + d t + e \quad (18)$$

onde $\eta_M(t)$ é o nível da maré, ajustado por mínimos quadrados ao sinal da DART. Assume-se que este polinómio corresponde ao sinal da maré, sendo depois subtraído ao sinal da DART. O sinal resultante corresponderá ao *tsunami*.

4.1.4.1. DART 51425

A DART 51425 está localizada nas coordenadas (9.511 °S, 176.258 °W), à profundidade local de 4998 m. O sinal da DART está reproduzido na Figura 4.4. Após ser subtraída a elevação devido à maré (ver Figura 4.5), o sinal da onda de *tsunami* é apresentado na Figura 4.6.

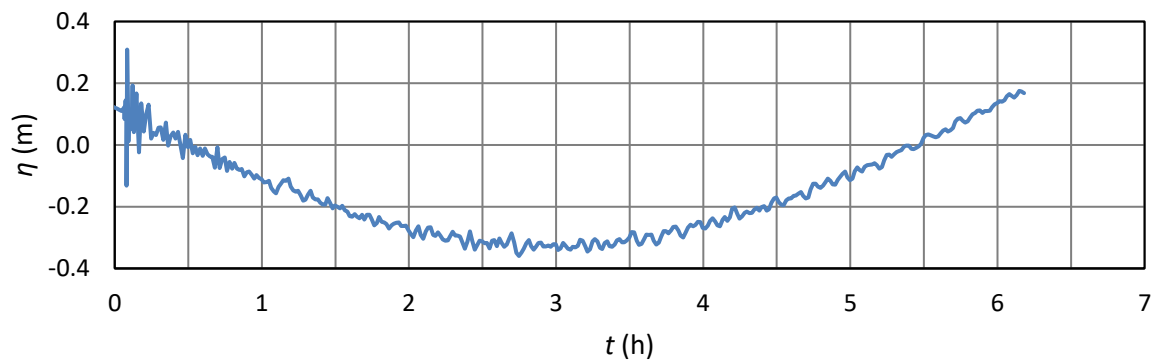


Figura 4.4: Registro da DART 51425. Tempo referido ao instante do sismo.

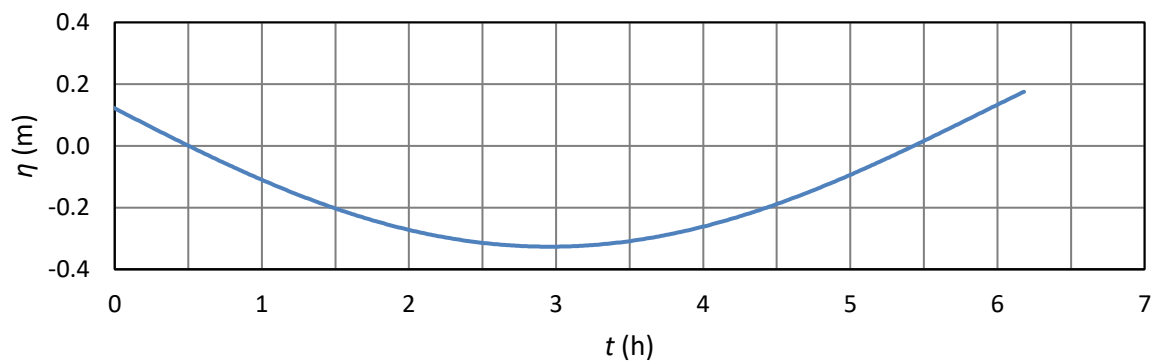


Figura 4.5: Nível de maré na DART 51425. Tempo referido ao instante do sismo.

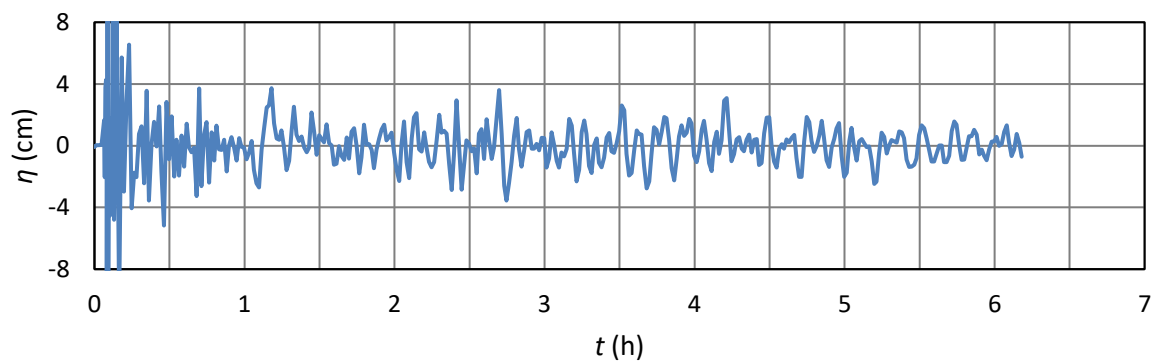


Figura 4.6: Registro do tsunami na DART 51425. Tempo referido ao instante do sismo.

4.1.4.2. DART 51426

A DART 51426 está localizada nas coordenadas (23.110 °S, 168.385 °W). A profundidade local não está disponível no *site* da NOAA. O sinal da DART está reproduzido na Figura 4.7. Após ser subtraída a elevação devido à maré (ver Figura 4.8), o sinal da onda de *tsunami* é apresentado na Figura 4.9.

Dispersão de Frequência em Tsunamis do Tipo “Outer-Rise”

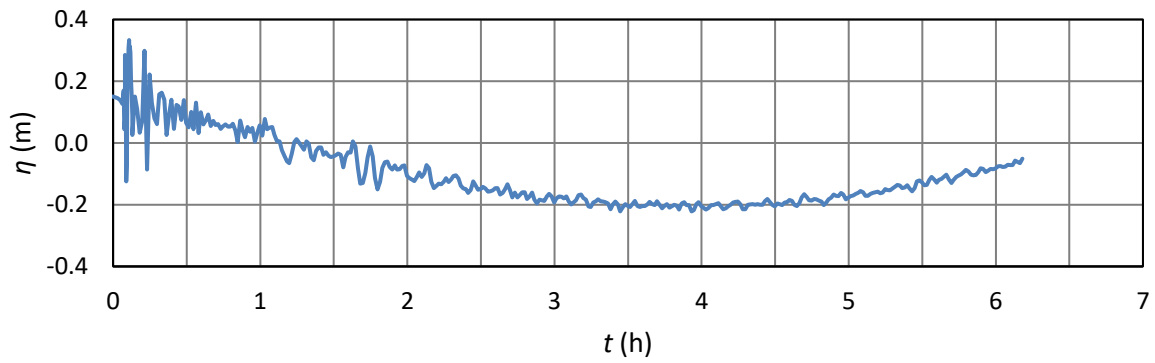


Figura 4.7: Registro da DART 51426. Tempo referido ao instante do sismo.

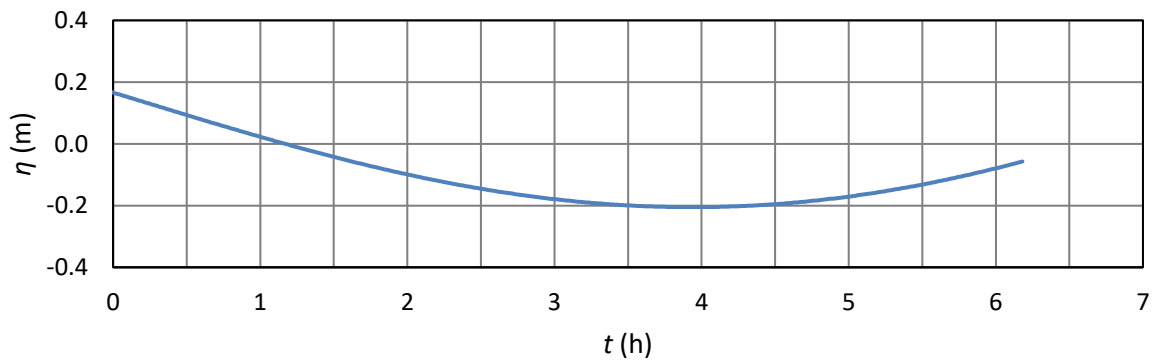


Figura 4.8: Nível de maré na DART 51426. Tempo referido ao instante do sismo.

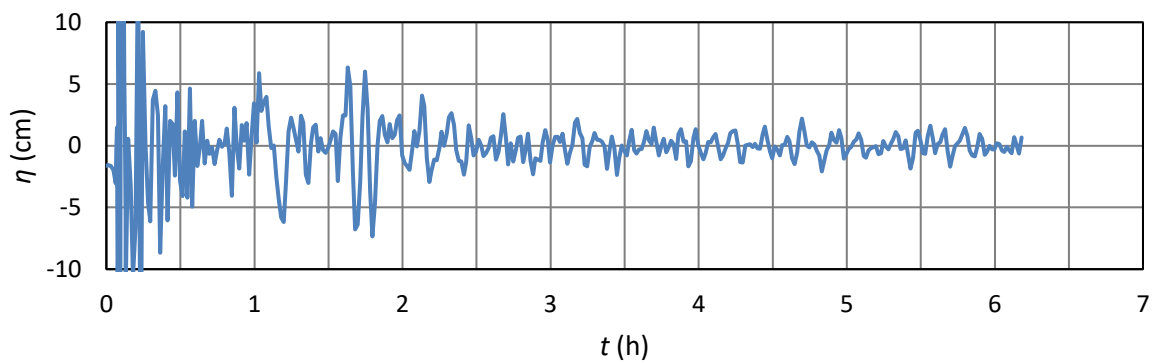


Figura 4.9: Registro do tsunami na DART 51426. Tempo referido ao instante do sismo.

4.1.4.3. DART 54401

A DART 54401 está localizada nas coordenadas (33.109 °S, 173.155 °W), à profundidade local de 5796 m. O sinal da DART está reproduzido na Figura 4.10. Após ser subtraída a elevação devido à maré (ver Figura 4.11), o sinal da onda de tsunami é apresentado na Figura 4.12.

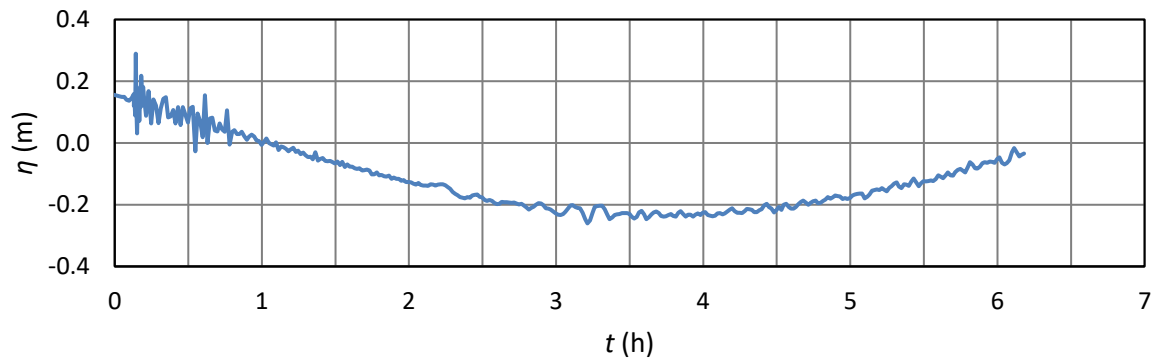


Figura 4.10: Registro da DART 54401. Tempo referido ao instante do sismo.

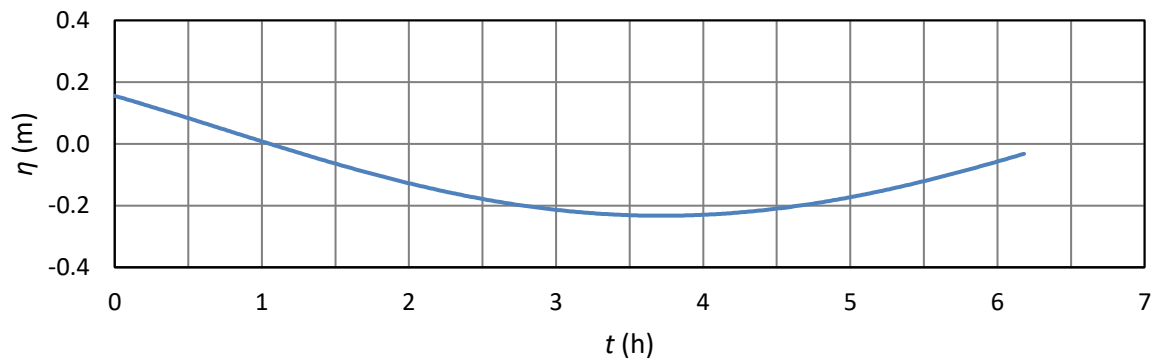


Figura 4.11: Nível de maré na DART 54401. Tempo referido ao instante do sismo.

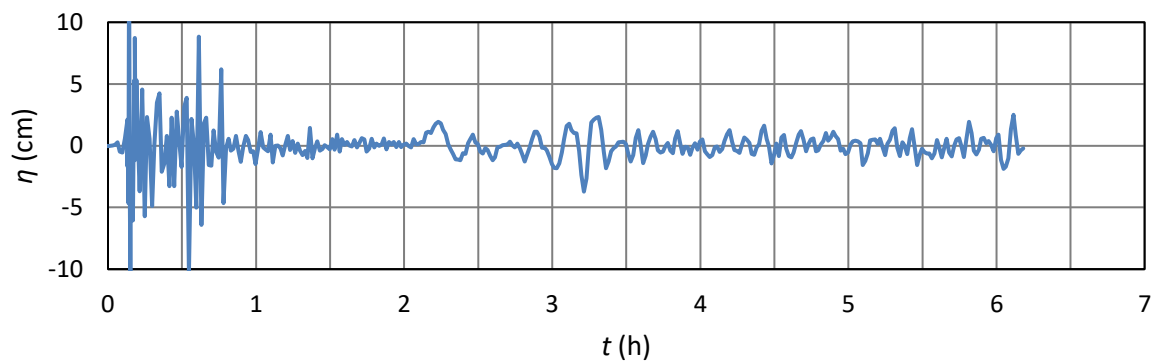


Figura 4.12: Registro do *tsunami* na DART 54401. Tempo referido ao instante do sismo.

4.1.5. PARÂMETROS DO MODELO NUMÉRICO

4.1.5.1. Condições iniciais

As condições iniciais correspondem a uma elevação da superfície livre dada pelo modelo de Okada (ver Figura 4.3), com velocidade da corrente nula em todo o domínio.

4.1.5.2. Condições de Fronteira

As fronteiras externas do domínio têm de permitir a saída da onda, pelo que terão de ser não refletoras. Para tal, impôs-se uma condição de radiação de Sommerfeld nas quatro fronteiras. Foi também implementada uma região de dissipação de energia do tipo esponja, com uma largura de 100 km, junto a cada fronteira externa.

Verificou-se que estas duas condições não eram suficientes para garantir a não existência de reflexões na fronteira. Este facto deve-se à menor eficácia da condição de radiação em zonas muito profundas. Dessa forma, alterou-se a batimetria dentro da região de esponja, para que a profundidade variasse suavemente até a uma profundidade de 2400 m, constante ao longo das fronteiras.

4.1.5.3. Processos físicos

Foi considerada a dissipação do atrito no fundo, tendo-se imposto um coeficiente atrito de Manning $n = 0.019 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$, constante em todo o domínio. Este valor do coeficiente de Manning é consistente com fundos arenosos. Não foi considerada a existência de qualquer termo de dissipação por viscosidade turbulenta. Foi ativada a dissipação por rebentação da onda, para evitar o surgimento de ondas artificialmente altas junto às fronteiras sólidas internas (ilhas). Em nenhuma das simulações foi considerado o efeito de Coriolis.

4.1.5.4. Duração das simulações e time-steps

A simulação sobre a Grelha 1 teve uma duração de 3 h, com início no instante de ocorrência do sismo, enquanto a simulação sobre a Grelha 2 teve uma duração de 8 h, com início no mesmo instante. O *time step* imposto originalmente foi $\Delta t = 1 \text{ s}$, mas o modelo SWASH considerou um *time-step* de 2 s e de 4 s durante o cálculo em ambas as grelhas.

4.1.5.5. Dispersividade

Foram considerados três casos: modelo não dispersivo, com uma camada vertical; modelo dispersivo $K = 1$, com uma camada vertical; modelo dispersivo $K = 2$, com duas camadas verticais.

4.2. TSUNAMI TOHOKU 2011

4.2.1. INTRODUÇÃO

Nesta secção, é analisada a propagação do tsunami gerado pelo sismo de Tohoku 2011. Para este tsunami existem registos de elevação da superfície livre na DARTs 21413 e 51407, no marégrafo do Porto de Hilo (Hilo Harbor), na ilha do Havai, e de dois ADCPs, estações HA1125 e HA1126, no mesmo porto. Os resultados obtidos foram também comparados com resultados de outros autores [2, 3, 11] .

4.2.2. BATIMETRIA E TOPOGRAFIA

O estudo compreende duas partes, com simulações e grelhas separadas, uma para a propagação da onda de tsunami no Oceano Pacífico, desde o epicentro do sismo até à ilha do Havai (Grelha 1), e outra para a propagação da onda para o interior do Porto de Hilo (Grelha 2). O posicionamento das DARTs, marégrafo (TDG) e ADCPs (HA1125, ou H25, e HA1126, ou 26) está indicado na Tabela 6.

4.2.2.1. Grelha 1

A Grelha 1 foi definida entre as latitudes 12°N e 46°N , e as longitudes 134°E e 212°E . A discretização espacial foi de $3' \times 3'$ (cerca de $4.8 \text{ km} \times 5.6 \text{ km}$ à latitude de 30°N) a que corresponde 680×1560 células (ver Figura 4.13).

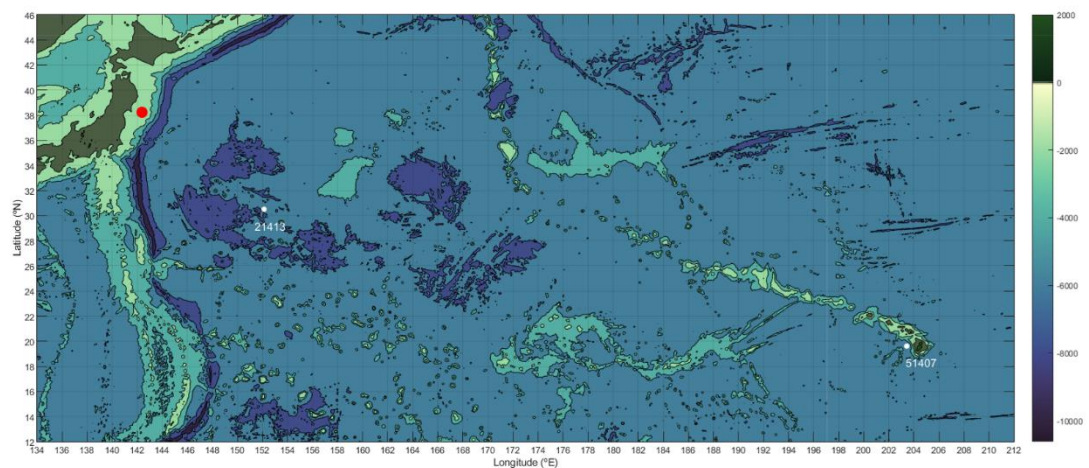


Figura 4.13: Grelha 1. Batimetria em metros, DARTs e epicentro (●).

4.2.2.2. Grelha 2

A Grelha 2 foi definida com origem nas coordenadas (19.71 °N, 204.90028 °E) e tem 691×700 células, com um espaçamento de $(1/3)'' \times (1/3)''$, cerca de 10 m × 10 m (ver Figura 4.14). Na fronteira norte desta grelha, a profundidade foi limitada a 30 m no máximo.

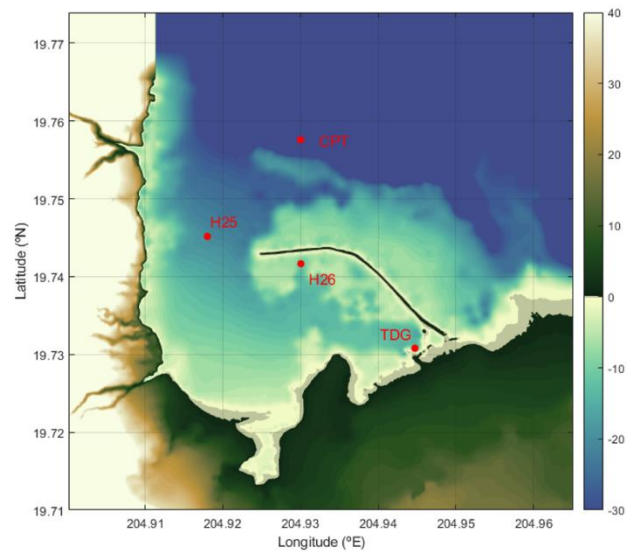


Figura 4.14: Grelha 2. Batimetria em metros. Posicionamento do ponto de controlo (CPT), do marégrafo (TDG) e dos ADCPs (H25 e H26).

Tabela 6: Posicionamento das DARTs, marégrafo e ADCPs.

Pontos	Latitude	Longitude	Profundidade local
	(°N)	(°E)	(m)
DART 21413	30.514	152.123	5817
DART 51407	19.613	203.429	4794
CPT	19.7576	204.93	30.0
TDG	19.7308	204.9447	11.3(*)
HA1125	19.74517	204.9180	19.5(*)
HA1126	19.74167	204.9300	10.0(*)

(*)Medida sobre a grelha.

4.2.3. ORIGEM DO TSUNAMI

Neste trabalho, e seguindo Zhou et al [40], utiliza-se um modelo compósito, com 10 falhas unitárias (falhas com áreas $L \times W = 100 \text{ km} \times 50 \text{ km}$) do tipo normal (obliquidade de 90°) Os parâmetros destas falhas estão indicados na Tabela 7. Estes parâmetros destinam-se à reprodução da elevação inicial da onda de tsunami, pelo que podem não representar corretamente as características do sismo. A deformação dos fundos para cada uma das falhas é calculada recorrendo ao modelo de Okada. A elevação inicial da superfície livre é obtida por combinação linear das deformações do fundo provocadas por cada uma das falhas (ver Figura 4.15).

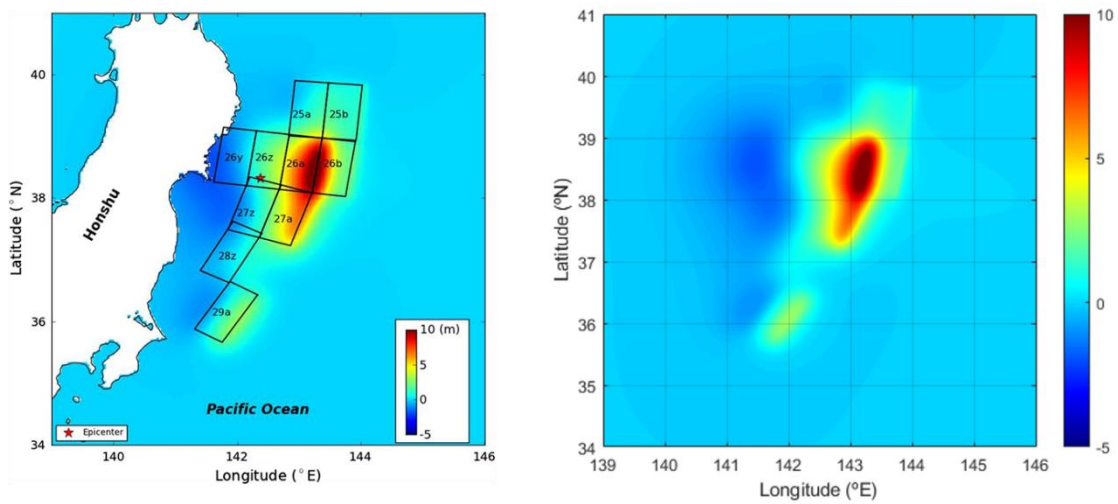


Figura 4.15: Tohoku 2011. Falhas unitárias [43], à esquerda. Elevação inicial do tsunami (em metros), à direita.

Tabela 7: Parâmetros das falhas para o tsunami Tohoku 2011.

Falha	Latitude	Longitude	φ	ψ	β	L_s	d
	(°N)	(°E)	(°)	(°)	(°)	(m)	(km)
S01 (25b)	39.418	143.425	19.0	90.0	185.0	2.7	5.00
S02 (25a)	39.454	142.884	21.0	90.0	185.0	5.0	21.28
S03 (26b)	38.525	143.293	19.0	90.0	188.0	3.4	5.0
S04 (26a)	38.584	142.762	21.0	90.0	188.0	27.3	21.28
S05 (26z)	38.642	142.231	21.0	90.0	188.0	22.6	39.20
S06 (26y)	38.700	141.699	21.0	90.0	188.0	18.0	57.12
S07 (27a)	37.783	142.532	21.0	90.0	198.0	15.9	21.28
S08 (27z)	37.913	142.027	21.0	90.0	198.0	11.2	39.20
S09 (28z)	37.223	141.667	21.0	90.0	208.0	3.7	39.20
S10 (29a)	36.264	141.597	21.0	90.0	211.0	8.6	21.28

Profundidade referida ao ponto médio da aresta mais próxima da superfície.

Coordenadas referidas ao ponto médio da aresta mais funda.

4.2.1. REGISTOS DAS DARTs

Todos os dados observados nas DARTs foram extraídos do website da NOAA [24]. A informação recolhida consiste na elevação do nível do mar, em relação ao nível médio, a cada 15 min, 1 min ou 15 s, dependendo da perturbação detetada pela DART. Na ocorrência de um *tsunami*, a periodicidade de aquisição é de 15 s. O nível o mar registado pela DART, inclui a maré, pelo que é necessário remover esta componente, não incluída nos modelos numéricos. Para tal recorre-se a um polinómio de 4º grau, do tipo

$$\eta_M(t) = a t^4 + b t^3 + c t^2 + d t + e \quad (19)$$

onde $\eta_M(t)$ é o nível da maré, ajustado por mínimos quadrados ao sinal da DART. Assume-se que este polinómio corresponde ao sinal da maré, sendo depois subtraído ao sinal da DART. O sinal resultante corresponderá ao *tsunami*.

4.2.1.1. DART 21413

A DART 21413 está localizada nas coordenadas (30.514 °N, 152.123 °E), à profundidade local de 5817 m. O sinal da DART está reproduzido na Figura 4.16. Após ser subtraída a elevação devido à maré (ver Figura 4.17), o sinal da onda de *tsunami* é apresentado na Figura 4.18.

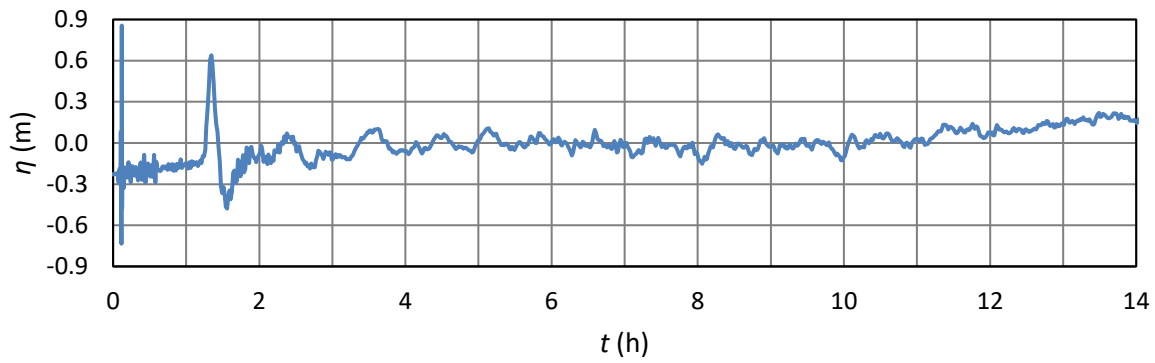


Figura 4.16: Registro da DART 21413. Tempo referido ao instante do sismo.

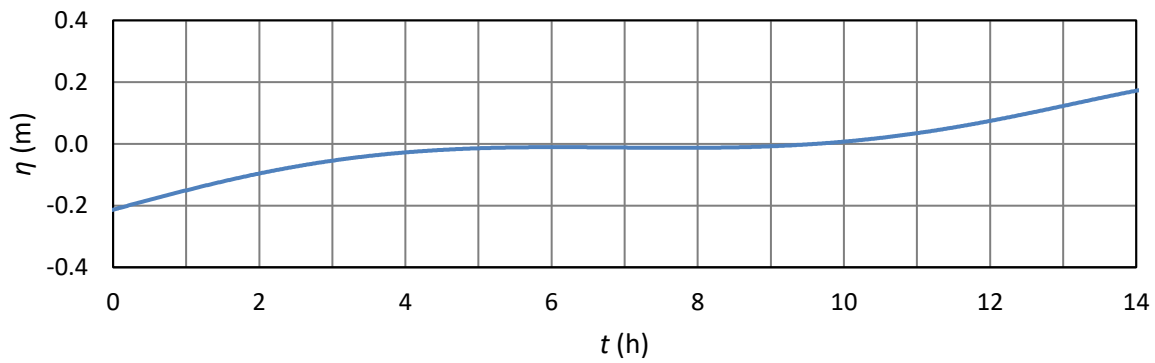


Figura 4.17: Nível de maré na DART 21413. Tempo referido ao instante do sismo.

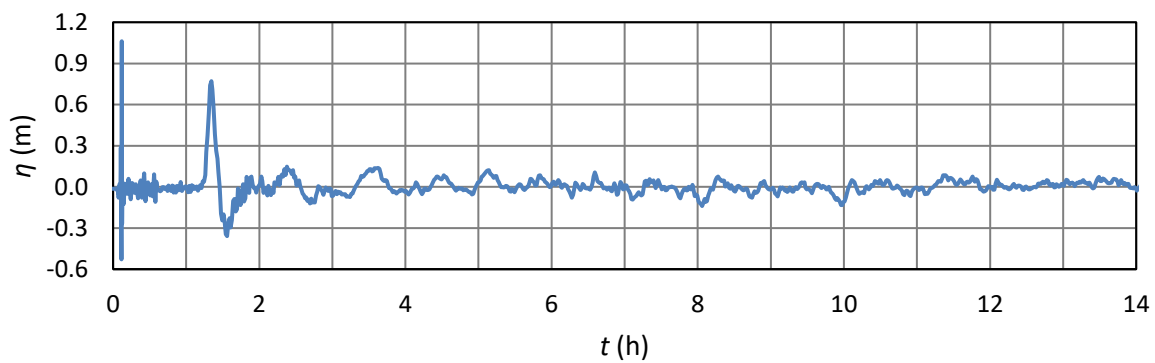


Figura 4.18: Registro do *tsunami* na DART 21413. Tempo referido ao instante do sismo.

4.2.1.2. DART 51407

A DART 51407 está localizada nas coordenadas (19.614 °N, 156.562 °W), à profundidade local de 5817 m. O sinal da DART está reproduzido na Figura 4.19. Após ser subtraída a elevação devido à maré, (ver Figura 4.20), o sinal da onda de *tsunami* é apresentado na Figura 4.21.

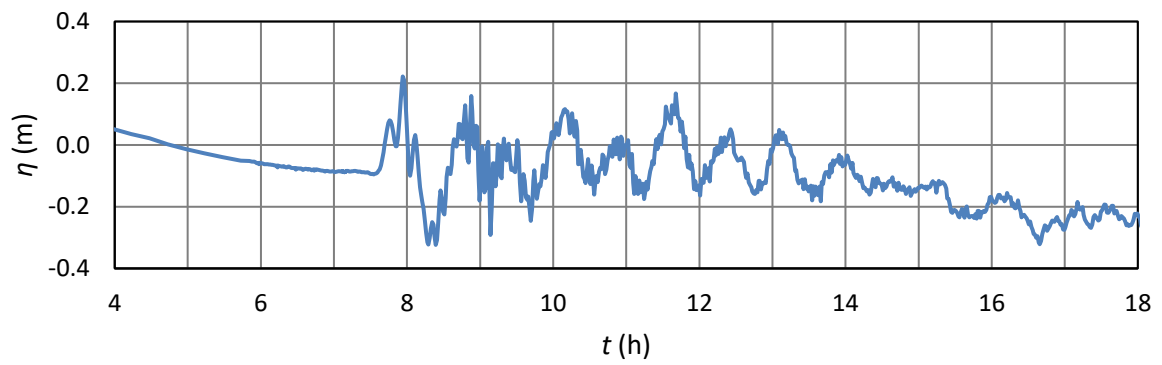


Figura 4.19: Registro da DART 51407. Tempo referido ao instante do sismo.

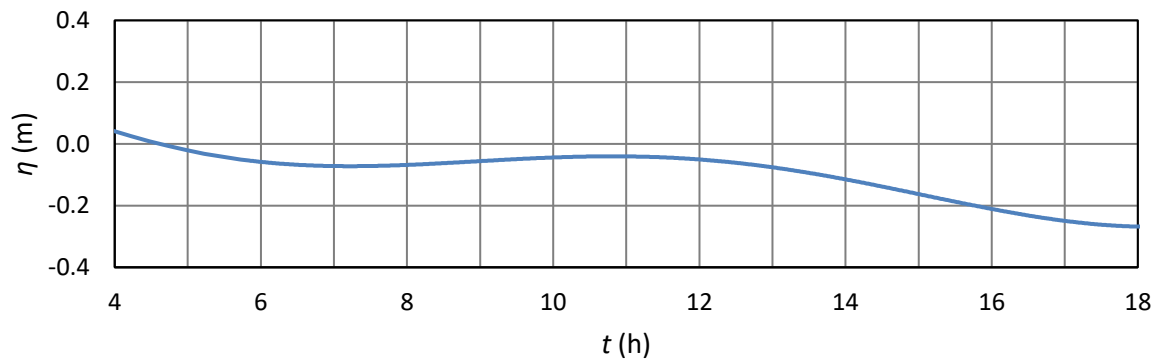


Figura 4.20: Nível de maré na DART 51407. Tempo referido ao instante do sismo.

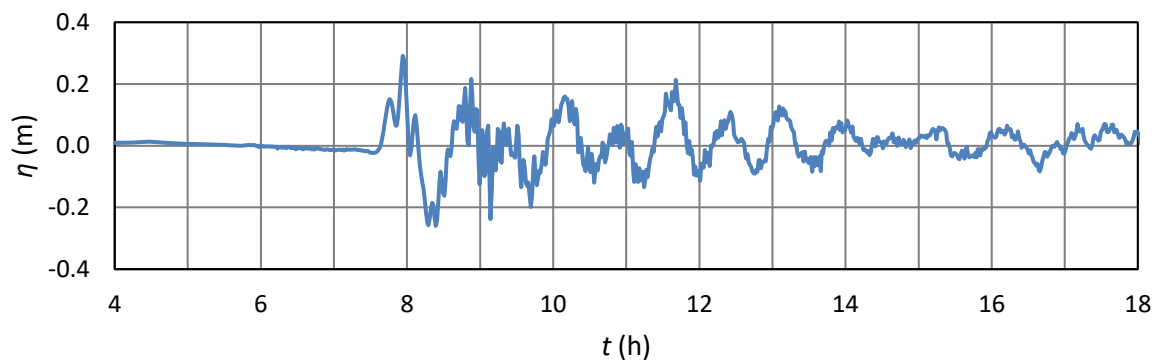


Figura 4.21: Registro do *tsunami* na DART 51407. Tempo referido ao instante do sismo.

4.2.2. REGISTOS DO PORTO DE HILO

Os registos existentes do efeito do tsunami no Porto de Hilo incluem a elevação do nível do mar no marégrafo, TDG, e das componentes da velocidade horizontal da corrente, a vários níveis de profundidade, nos ADCPs, HA1125 e HA1126. No âmbito de um exercício de benchmarking preparado

pelo Dr Sonni Astani (University of Southern California), foram disponibilizados o registo do marégrafo e as séries temporais das médias verticais das componentes (u,v) da velocidade horizontal nos ADCPs.

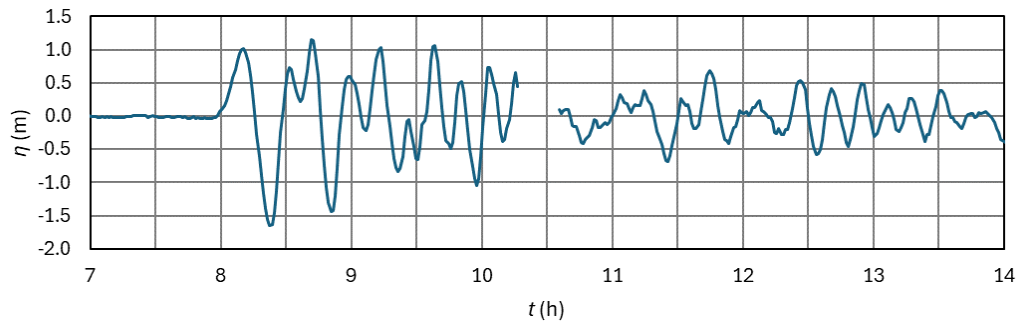


Figura 4.22: Elevação da superfície livre registada no marégrafo de porto de Hilo. Tempo referido ao instante do sismo.

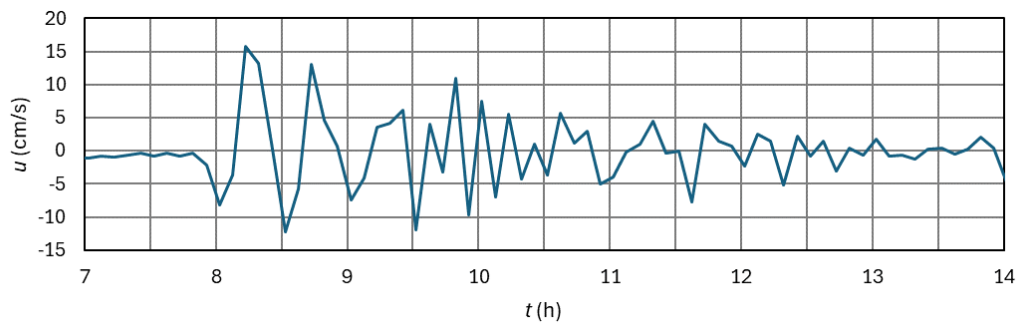


Figura 4.23: Componente u da velocidade da corrente na estação HA1125. Tempo referido ao instante do sismo.

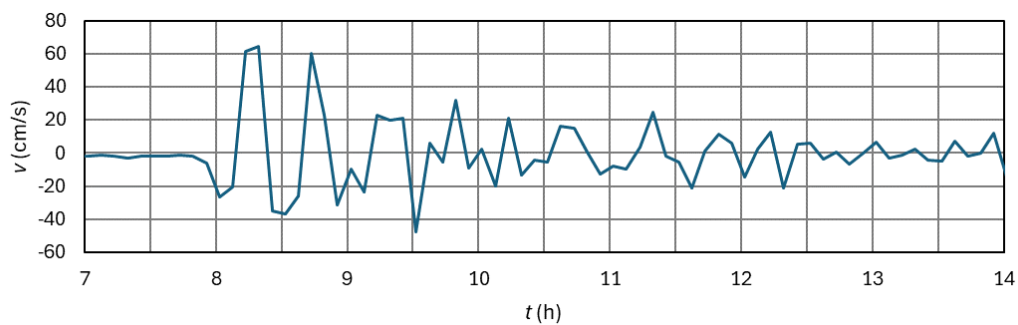


Figura 4.24: Componente v da velocidade da corrente na estação HA1125. Tempo referido ao instante do sismo.

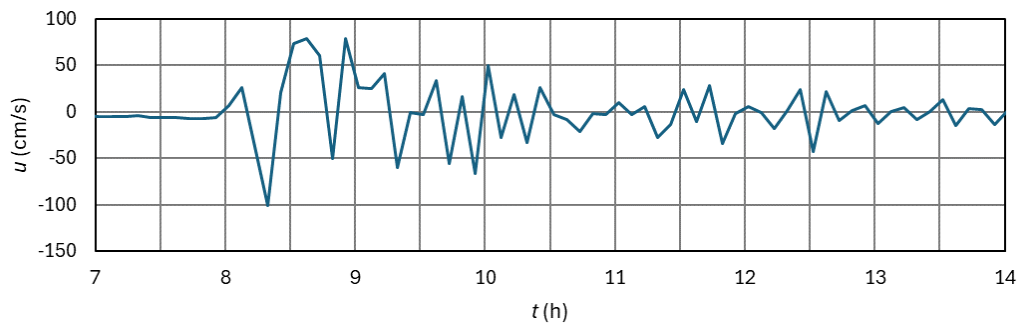


Figura 4.25: Componente u da velocidade da corrente na estação HA1126. Tempo referido ao instante do sismo.

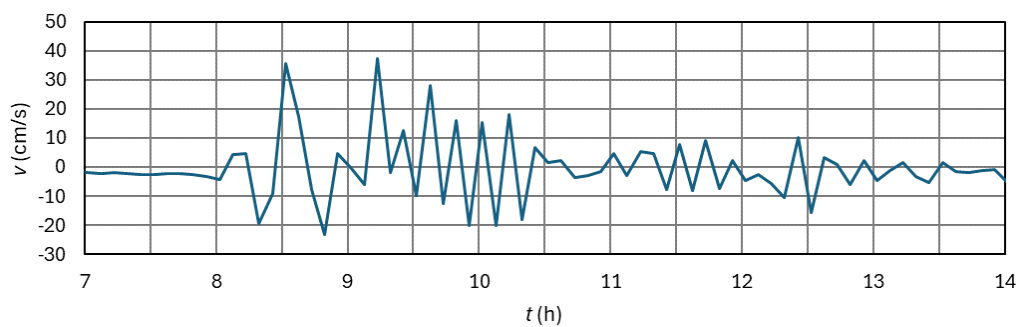


Figura 4.26: Componente v da velocidade da corrente na estação HA1126. Tempo referido ao instante do sismo.

4.2.3. MODELO NUMÉRICO. PROPAGAÇÃO OCEÂNICA

4.2.3.1. Condições iniciais

As condições iniciais correspondem a uma elevação da superfície livre dada pelo modelo de Okada (ver Figura 4.15), com velocidade da corrente nula em todo o domínio.

4.2.3.2. Condições de fronteira

As fronteiras externas do domínio têm de permitir a saída da onda, pelo que terão de ser não refletoras. Para tal, impôs-se uma condição de radiação de Sommerfeld nas quatro fronteiras. Foi também implementada uma região de dissipação de energia do tipo esponja, com uma largura de 200 km, junto a cada fronteira externa.

Verificou-se que estas duas condições não eram suficientes para garantir a não existência de reflexões na fronteira. Este facto deve-se à menor eficácia da condição de radiação em zonas muito profundas. Dessa forma, alterou-se a batimetria dentro da região de esponja, para que a profundidade variasse suavemente até a uma profundidade de 2400 m, constante ao longo das fronteiras.

4.2.3.3. Processos físicos

Foi considerada a dissipação do atrito no fundo, tendo-se imposto um coeficiente atrito de Manning $n = 0.019 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$, constante em todo o domínio. Este valor do coeficiente de Manning é consistente com fundos arenosos. Não foi considerada a existência de qualquer termo de dissipação por viscosidade

turbulenta. Foi ativada a dissipação por rebentação da onda, para evitar o surgimento de ondas artificialmente altas junto às fronteiras sólidas internas (ilhas). Em nenhuma das simulações foi considerado o efeito de Coriolis.

4.2.3.4. Duração das simulações e time-steps

A simulação sobre a Grelha 1 teve uma duração de 12 h, com início no instante de ocorrência do sismo. O *time step* imposto originalmente foi $\Delta t = 5$ s, que o SWASH manteve durante toda a simulação.

4.2.4. MODELO NUMÉRICO. PORTO DE HILO

4.2.4.1. Condições iniciais

As condições iniciais correspondem a uma situação de elevação nula em relação ao nível médio do mar e velocidade da corrente nula em todo o domínio.

4.2.4.2. Condições de fronteira

Na fronteira norte, considerou-se a entrada de uma onda progressiva de norte para sul, com elevação da superfície livre com uma série temporal conhecida. Foram usadas três séries: série fornecida no âmbito do *benchmark* anteriormente referido e referido ao ponto de coordenadas (19°45'27" N 204°55'48" E); séries obtidas com os modelos não dispersivo e dispersivo para o ponto de coordenadas (19.75 °N, 204.95 °E). Este ponto será designado por ponto de controlo (CPT) (ver Figura 4.27 e Figura 4.28, respectivamente).

Na fronteira leste, foi considerada uma condição fronteira do tipo parede sólida com reflexão total.

Nas fronteiras oeste e sul, foi considerada uma condição de radiação de Sommerfeld, para permitir que uma onda de inundação pudesse sair do domínio.

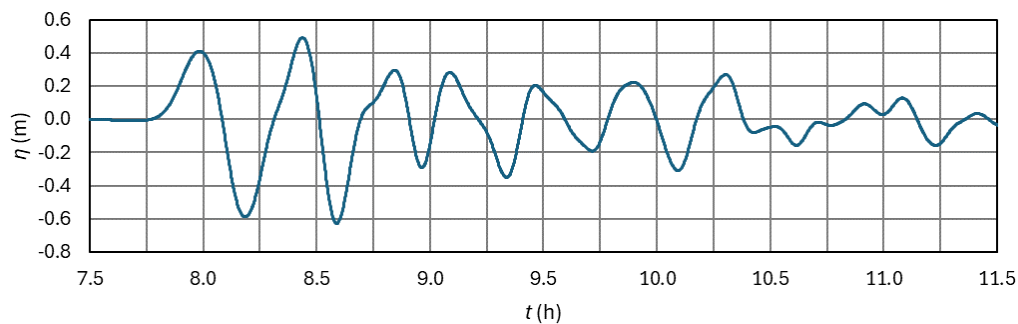


Figura 4.27: Elevação da superfície livre registada pelo modelo não dispersivo no ponto CPT, na propagação oceânica.

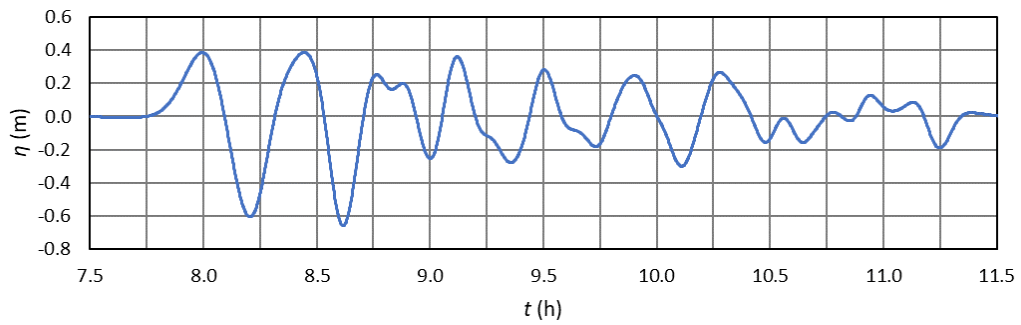


Figura 4.28: Elevação da superfície livre registrada pelo modelo dispersivo no ponto CPT, na propagação oceânica.

4.2.4.3. Processos físicos

Foi considerada a dissipação do atrito no fundo, tendo-se imposto um coeficiente atrito de Manning $n = 0.025 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$, constante em todo o domínio. Este valor do coeficiente de Manning é consistente com fundos em zonas portuárias. Não foi considerada a existência de qualquer termo de dissipação por viscosidade turbulenta. Foi ativada a dissipação por rebentação da onda, por se tratar de uma zona de pequena profundidade. Não foi considerado o efeito de Coriolis.

4.2.4.4. Duração das simulações e time-steps

A simulação sobre a Grelha 2 teve uma duração de 4 h, com início 7.5 h após o instante de ocorrência do sismo. O *time step* imposto originalmente foi $\Delta t = 0.3 \text{ s}$, tendo o SWASH alternado entre 0.3 s e 0.15 s, durante a simulação.

ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.1. TSUNAMI SAMOA 2009

5.1.1. DARTs

5.1.1.1. Tempos de chegada da primeira onda

O sismo que deu origem ao tsunami ocorreu às 17:48:10 UTC. A onda original propagou-se radialmente em todas as direções. Esta onda é registada cerca de 70 min depois, e quase simultaneamente, nas DARTs 51425 e 51426 (ver Tabela 8). Após cerca de mais 1 h, a onda é detetada na DARTs 54401. A DART 54406 não foi considerada, porque o sinal do sismo é ali de muito pequena amplitude.

O sinal de alta frequência registado nas DARTs antes da chegada do tsunami resulta da perturbação causada pela onda sísmica, bastante mais rápida do que o tsunami.

A amplitude da primeira onda (primeira crista e primeira cava) e o seu tempo de chegada variam com a capacidade dispersiva do modelo. No entanto, as variações são muito pequenas e a ordem de magnitude não se altera (ver Tabela 8). Quando se comparam os resultados numéricos com as observações na DART, não é evidente que um modelo seja melhor do que os outros.

A partir deste ponto, não voltará a haver qualquer referência ao modelo dispersivo $K = 2$ por se considerar que os resultados são muito semelhantes aos dos outros dois modelos.

Tabela 8: Tempo de chegada da primeira onda (crista e cava), após a ocorrência do sismo.

DART	Não dispersivo		Dispersivo $K = 1$		Dispersivo $K = 2$		Observado	
	t	η	t	η	t	η	t	η
	(min)	(cm)	(min)	(cm)	(min)	(cm)	(min)	(cm)
51425	65	-4.3	63	-4.0	65	-4.1	66	-2.7
	68	+2.9	70	+2.5	69	+3.4	71	+3.7
51426	62	+5.5	59	+5.3	61	+5.3	62	+5.9
	69	-4.1	68	-6.2	69	-4.2	71	-6.2
54401	133	+1.5	131	+1.9	132	+1.5	134	+1.9
	139	-1.8	136	-1.2	139	-1.8	143	-1.8

5.1.1.2. Comparação entre cálculos e dados observados nas DARTs no tsunami Samoa 2009

Na Figura 5.1, na Figura 5.2 e na Figura 5.3 são apresentados os gráficos de elevação da superfície livre para as DARTs 51425, 51426 e 54401, respetivamente. São comparados os resultados obtidos com os dois modelos numéricos e o registo da DART (após remoção da maré). Da observação dos gráficos, pode concluir-se que o modelo não dispersivo descreve melhor a chegada da primeira onda.

Dispersão de Frequência em Tsunamis do Tipo “Outer-Rise”

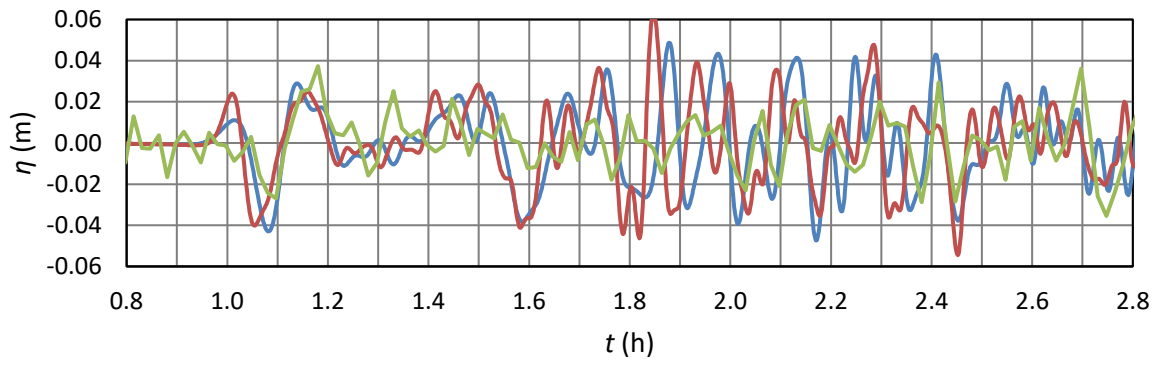


Figura 5.1: Elevação da superfície livre na DART 51425. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—).
Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.

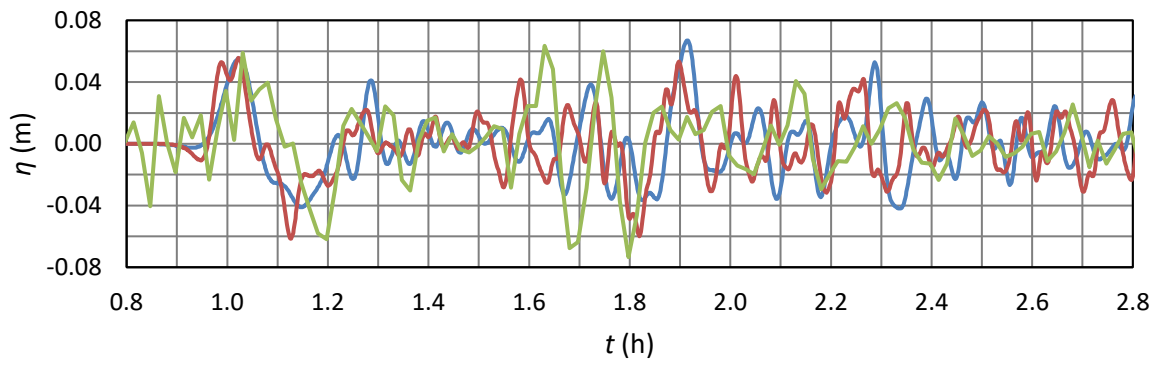


Figura 5.2: Elevação da superfície livre na DART 51426. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—).
Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.

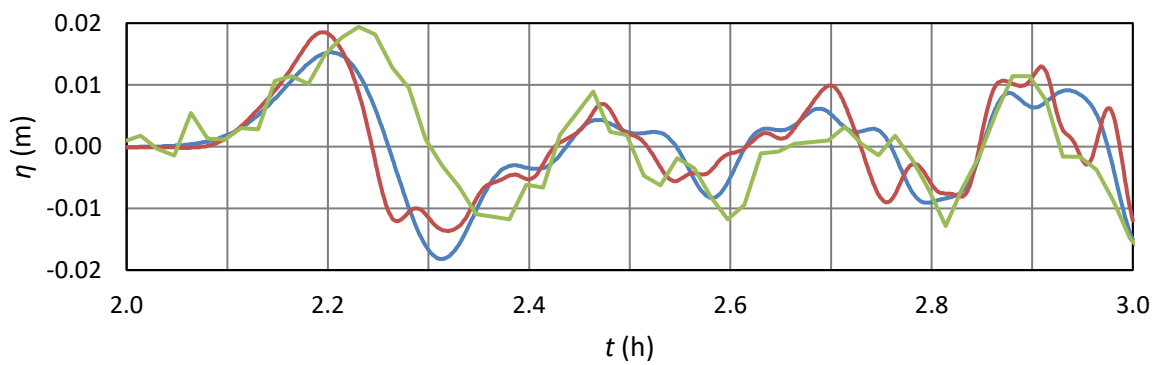


Figura 5.3: Elevação da superfície livre na DART 54401. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—).
Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.

5.1.2. CAMPO DE AMPLITUDES MÁXIMAS

Na Figura 5.4 e na Figura 5.5 estão representados os valores máximos da elevação da superfície livre na propagação sobre a Grelha 1, e as suas diferenças relativas, calculadas como $(\eta_{\text{máx,D}} - \eta_{\text{máx,ND}}) / \eta_{\text{máx,ND}}$. É evidente que o modelo não dispersivo conduz a uma maior amplitude da onda durante a sua propagação, o que está de acordo com os resultados obtidos por Zhou et al [16]. O modelo dispersivo apenas conduz a amplitudes mais elevadas em zonas de muito baixa amplitude da onda.

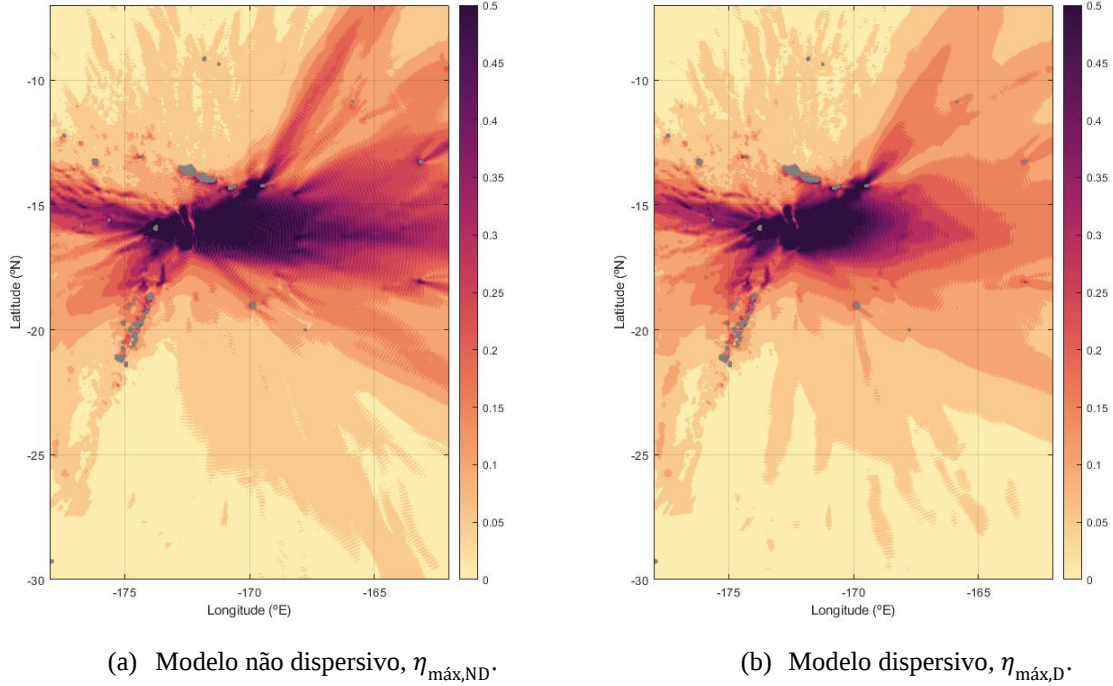


Figura 5.4: Elevação máxima da superfície livre do tsunami Samoa 2009, nas três primeiras horas de propagação.

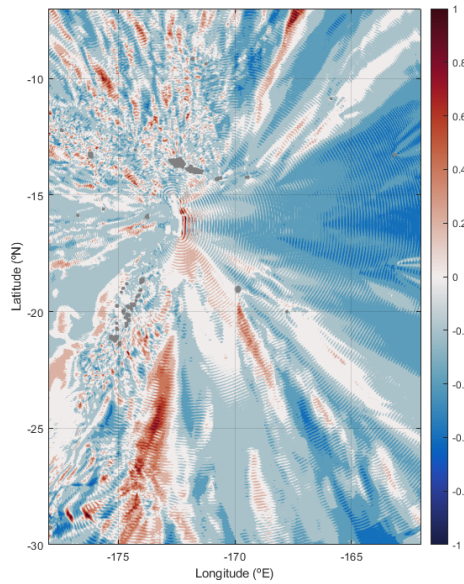


Figura 5.5: Diferença relativa entre as amplitudes máximas obtidas nos modelos dispersivo e não dispersivo, calculada como $(\eta_{\text{máx,D}} - \eta_{\text{máx,ND}}) / \eta_{\text{máx,ND}}$.

5.2. TOHOKU 2011

5.2.1. GRELHA 1 — PROPAGAÇÃO OCEÂNICA

5.2.1.1. DARTs

Na Figura 5.6 e na Figura 5.7 são apresentados os gráficos de elevação da superfície livre para as DARTs 21413 e 51407, respetivamente. São comparados os resultados obtidos com os dois modelos numéricos e o registo da DART (após remoção da maré). Da observação dos gráficos, pode concluir-se que, para a DART 21413, os dois modelos, não dispersivo e dispersivo, têm resultados muito semelhantes, praticamente coincidente com as observações. Para a DART 51407, os dois modelos antecipam a chegada da onda, o modelo dispersivo sobrestima um pouco a amplitude da primeira onda, enquanto o modelo não dispersivo a subestima.

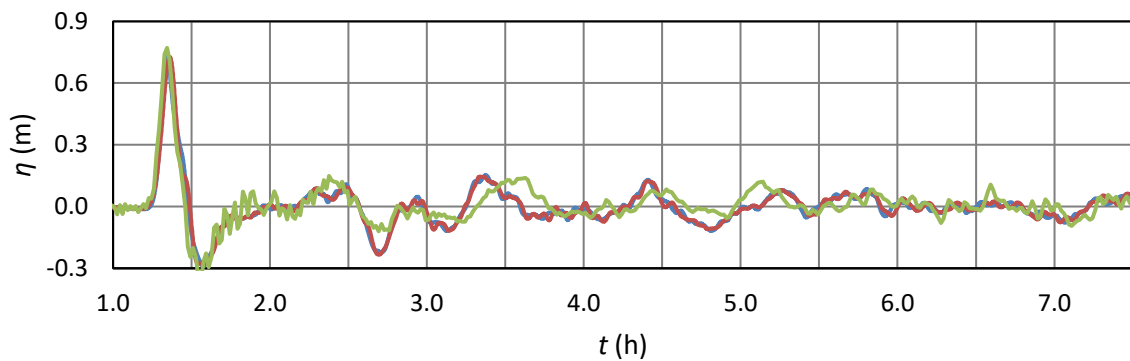


Figura 5.6: Elevação de superfície na DART 21413. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—).
Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.

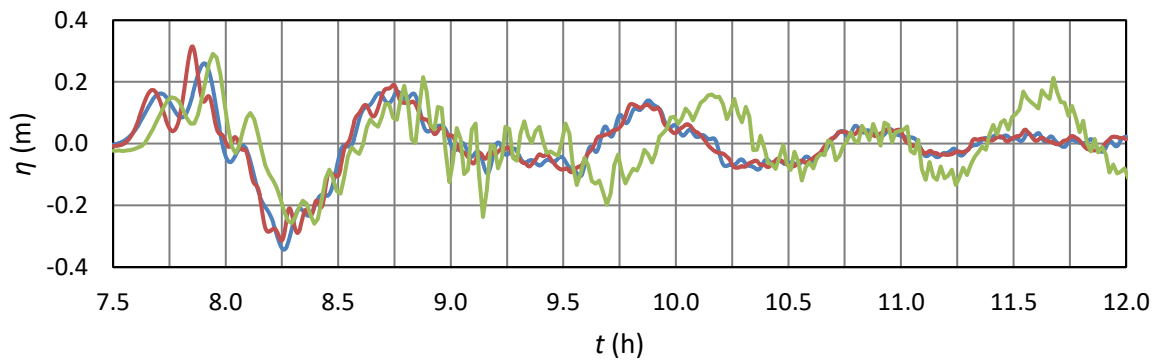


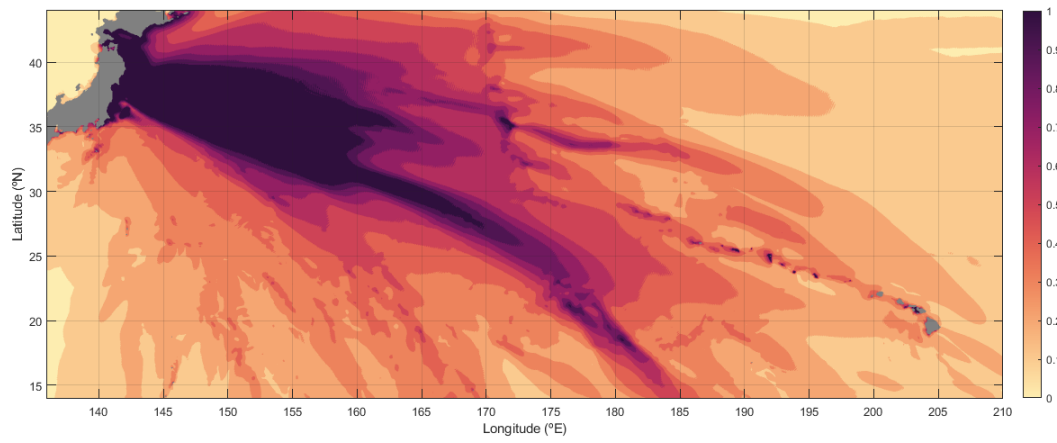
Figura 5.7: Elevação de superfície na DART 51407. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—).
Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.

5.2.1.2. Campo de amplitudes máximas

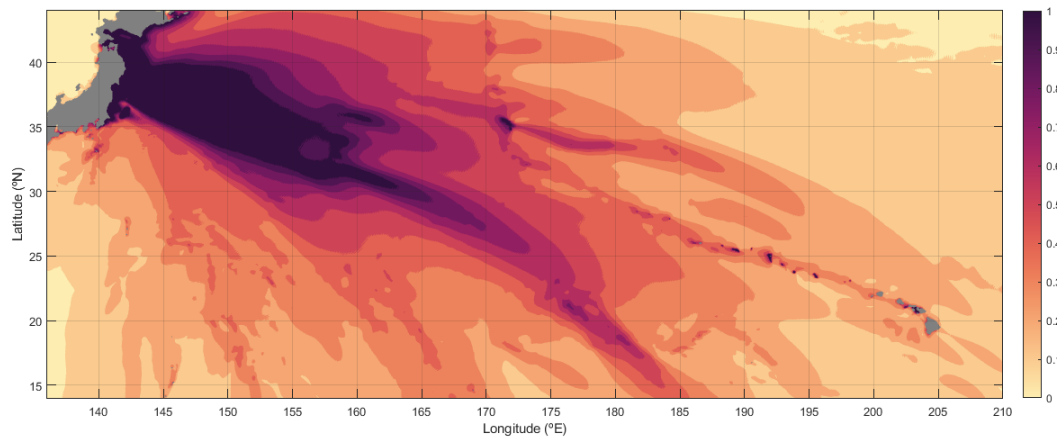
Na Figura 5.8 e na Figura 5.9 estão representados os valores máximos da elevação da superfície livre na propagação sobre a Grelha 1, e as suas diferenças relativas, calculadas como calculada como $(\eta_{\text{máx,D}} - \eta_{\text{máx,ND}}) / \eta_{\text{máx,ND}}$. É evidente que o modelo não dispersivo conduz a uma maior amplitude da

Dispersão de Frequência em Tsunamis do Tipo “Outer-Rise”

onda durante a sua propagação, o que está de acordo com os resultados obtidos por Zhou et al [12]. O modelo dispersivo apenas conduz a amplitudes mais elevadas em zonas de menor amplitude da onda.



(a) Modelo não dispersivo, $\eta_{\text{máx,ND}}$.



(b) Modelo dispersivo, $\eta_{\text{máx,D}}$.

Figura 5.8: Elevação máxima da superfície livre do tsunami Tohoku 2011, nas 12 primeiras horas de propagação.

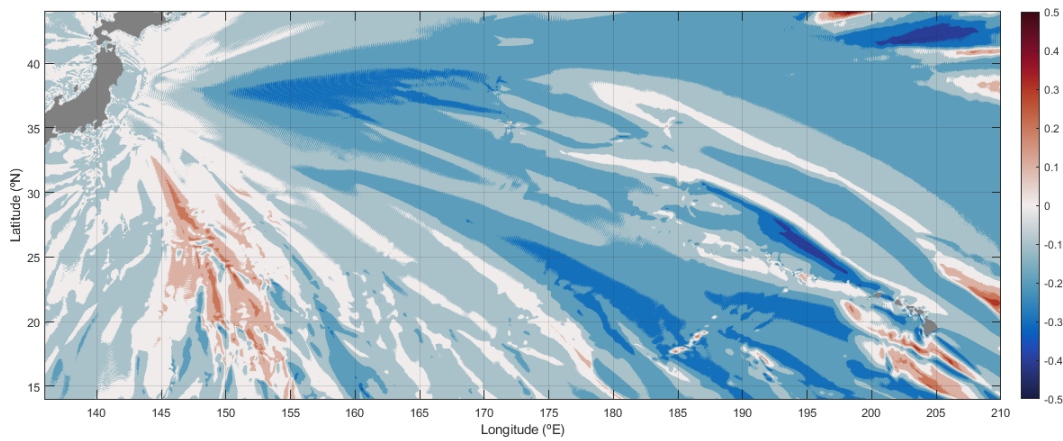


Figura 5.9: Diferença relativa entre as amplitudes máximas obtidas nos modelos dispersivo e não dispersivo, calculada como $(\eta_{\text{máx,D}} - \eta_{\text{máx,ND}})/\eta_{\text{máx,ND}}$.

5.2.2. GRELHA 2 — PROPAGAÇÃO NO INTERIOR DO PORTO DE HILO

A Figura 5.10 apresenta as elevações da superfície livre calculadas pelos modelos dispersivos e não dispersivos, bem como os valores observados, no marégrafo do Porto de Hilo. A primeira conclusão é a de que os dois modelos apresentam resultados muito semelhantes. Ao comparar os resultados das simulações com as observações, pode também concluir-se que a captura da primeira crista é bem realizada, bem como a velocidade de propagação da harmônica principal. No entanto, ambos os modelos sobrestimam a amplitude da onda de tsunami, tanto em crista como em cava.

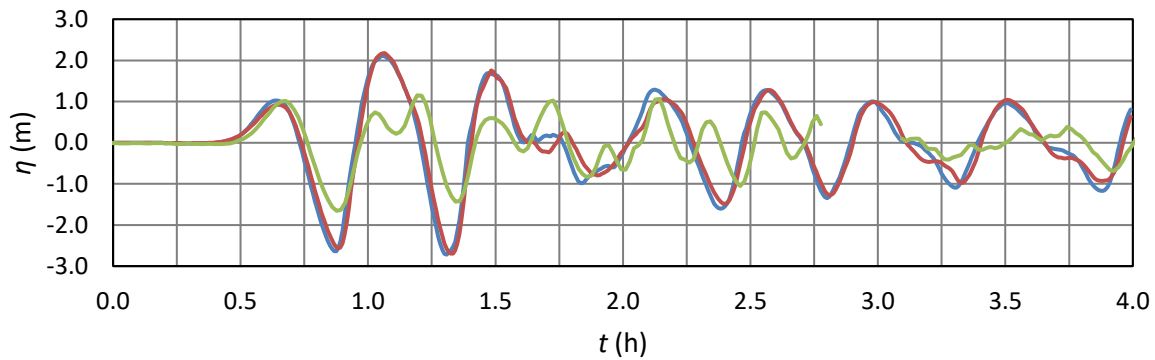


Figura 5.10: Elevação de superfície livre no marégrafo de Hilo (ponto TDG). Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo menos 7.5 h.

A velocidade da corrente foi medida (ADCPs) nas estações HA1125 e HA1126. Na Figura 5.11 e na Figura 5.12 (HA1125) e na Figura 5.13 e na Figura 5.14 (HA1126) são comparadas as componentes u (W-E) e v (S-N) calculadas pelos dois modelos com as velocidades observadas.

Na estação H1125, a fase e amplitude da primeira onda é corretamente reproduzida para a componente u , mas a partir de $t = 8.5$ h, a amplitude das velocidades calculadas é muito superior à observada. A componente v , tem a fase correta nas simulações, mas a amplitude é muito superior à observada.

Dispersão de Frequência em Tsunamis do Tipo “Outer-Rise”

Na estação H1126, a amplitude da componente u , é da mesma ordem de grandeza da observada, mas por vezes em oposição de fase com a observada. A componente v , tem a amplitude muito superior à observada.

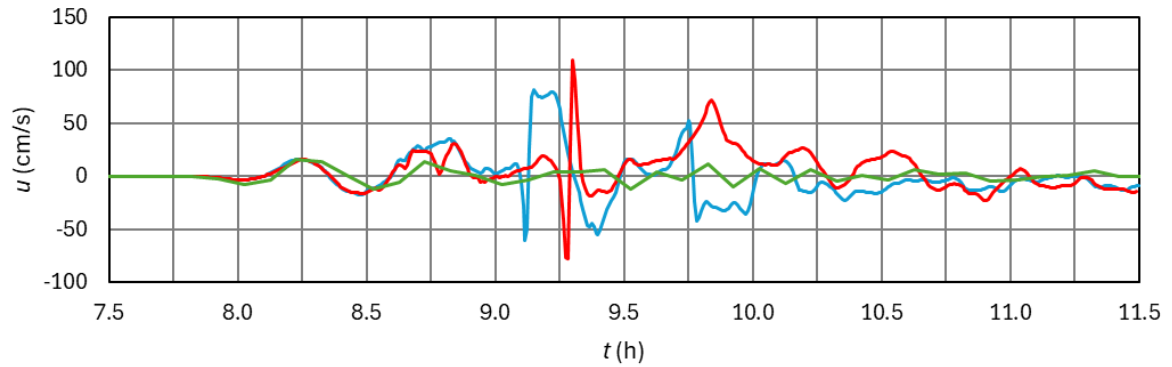


Figura 5.11: Componente u (W-E) da velocidade da corrente na estação HA1125. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.

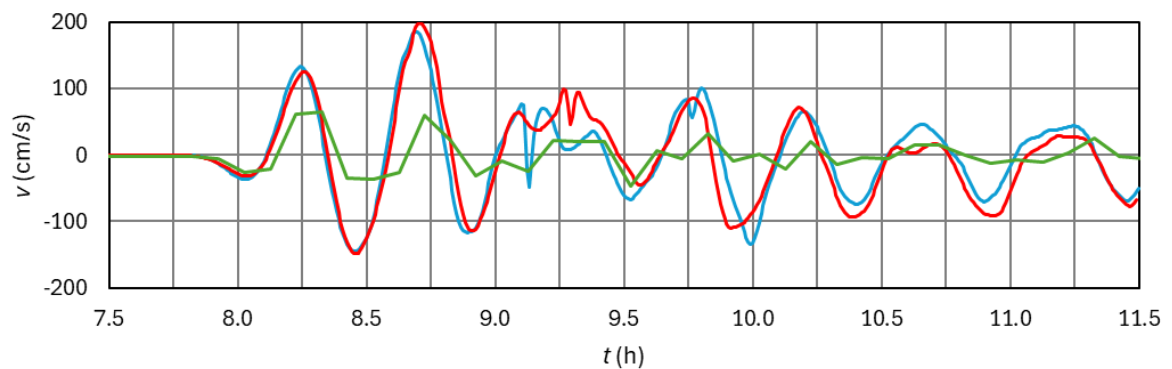


Figura 5.12: Componente v (S-N) da velocidade da corrente na estação HA1125. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.

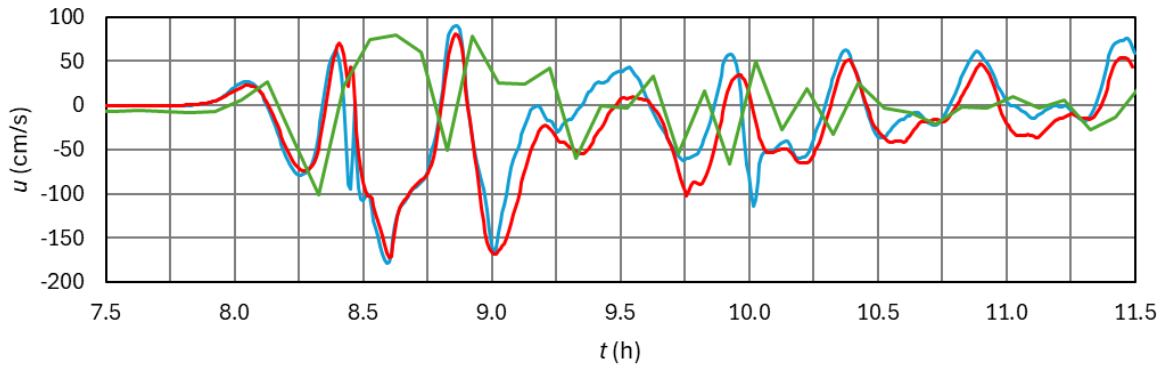


Figura 5.13: Componente u (W-E) da velocidade da corrente na estação HA1126. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.

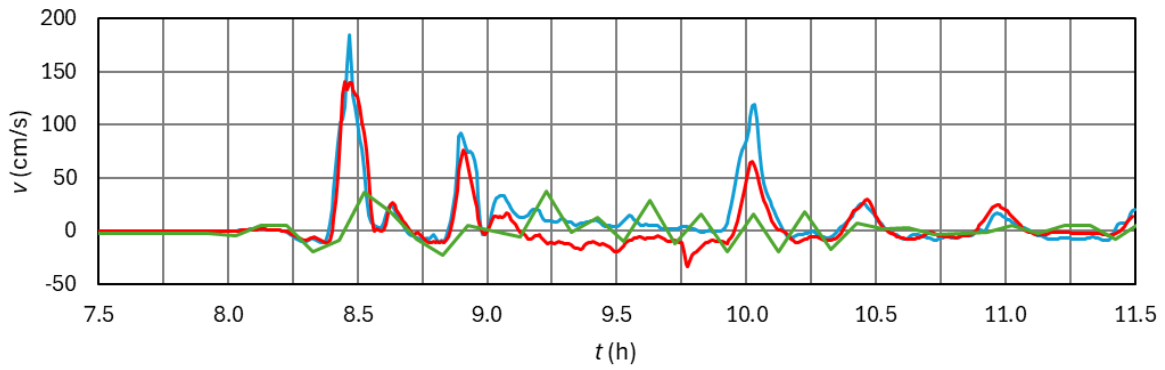


Figura 5.14: Componente v (S-N) da velocidade da corrente na estação HA1125. Não dispersivo (—), dispersivo (—), observado (—). Tempo referido ao instante de ocorrência do sismo.

5.2.3. CÁLCULO DE ERRO

O erro entre os valores calculados e os valores observados nas DARTs foi calculado com base em três métricas padrão, raiz do erro quadrático médio, erro quadrático médio normalizado e desvio. Foram calculados num trecho de cerca de 60 min a 90 min a partir da chegada da onda à DART em causa. Como após as primeiras ondas, os valores calculados se desviam dos valores das observações, os erros são elevados.

5.2.3.1. Raiz do erro quadrático médio

A raiz do erro quadrático médio, RMSE (*Root Mean Square Error*), é uma medida de erro que permite comparar a distância entre os resultados dos modelos e as observações. O RMSE depende da escala, pelo que não pode ser utilizado para comparar resultados de diferentes conjuntos de dados. Representa a raiz quadrada da média quadrática das diferenças entre os valores calculados e os valores observados:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(y_i^{(c)} - y_i^{(o)} \right)^2} \quad (20)$$

onde N é o número de observações $y_i^{(o)}$ os dados observados e $y_i^{(c)}$ os dados simulados.

O RMSE é sempre não-negativo, e um valor de 0 indicaria um ajuste perfeito aos dados. Em geral, um valor mais baixo de RMSE é indicação de um desempenho melhor dos modelos numéricos. Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 9. Os resultados parecem ser aceitáveis, mas, dada a pequena amplitude das ondas, é preferível apresentar um erro normalizado (adimensional).

Tabela 9: Raiz do erro quadrático médio.

Tsunamis	Locais de medição	Não Dispersivo	Dispersivo
		RMSE	RMSE
		(m)	(m)
Samoa 2009	DART 51425	0.016559	0.012598
	DART 51426	0.021879	0.027715
	DART 54401	0.009443	0.005355
Tohoku 2011	DART 21413	0.221344	0.221212
	DART 51407	0.127228	0.127158

5.2.3.2. Erro quadrático médio normalizado

O erro quadrático médio normalizado, NRMSE (*Normalized Root Mean Squared*), é uma medida normalizada de erro, e, portanto, permite comparar resultados de diferentes conjuntos de dados, definida como:

$$\text{NRMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(y_i^{(c)} - y_i^{(o)} \right)^2}{\sum_{i=1}^N \left(y_i^{(o)} \right)^2}} \quad (21)$$

Ao dividir os erros por uma medida da amplitude das ondas, o erro deixa de estar condicionado pelo tamanho da onda.

Valores mais baixos do NRMSE são uma indicação de melhor desempenho do modelo. Como regra geral, digamos que para *NRMSE* entre 5 % e 10 %, os resultados são considerados muito bons. Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 10. Os erros são elevados, principalmente para o tsunami de Tohoku 2011.

Tabela 10: Erro quadrático médio normalizado.

Tsunamis	Locais de mediação	Não Dispersivo	Dispersivo
		NRMSE	NRMSE
		(—)	(—)
Samoa 2009	DART 51425	0.887440	0.772629
	DART 51426	0.984378	1.176953
	DART 54401	0.939597	0.723603
Tohoku 2011	DART 21413	36.07406	36.03210
	DART 51407	40.62993	41.63610

5.2.3.3. Desvio

O desvio, b , é uma representação do erro médio a longo prazo do modelo, em que o seu valor indica uma sobrestimação média (positiva) ou uma subestimação média (negativa) em comparação com as medições. É definido como:

$$b = \frac{1}{N} (y_i^{(c)} - y_i^{(o)}) \quad (22)$$

O desvio pode ser utilizado para corrigir as previsões do modelo ou as condições de modelação. Os resultados obtidos para o desvio estão representados na Tabela 11.

Tabela 11: Erro de desvio.

Tsunamis	Locais de medição	Não Dispersivo	Dispersivo
		b	b
		(m)	(m)
Samoa 2009	DART 51425	0.00311	0.001935
	DART 51426	-0.00264	0.001498
	DART 54401	0.00044	0.00087
Tohoku 2011	DART 21413	0.038827	0.038825
	DART 51407	0.006648	0.006350

5.3. DISCUSSÃO

A modelação de *tsunamis* é tradicionalmente efetuada o modelo de Saint-Venant de águas pouco profundas, sendo este um modelo para ondas longas sem dispersão de frequência.

Durante a propagação de ondas em águas em que a hipótese de pequena profundidade (comparada com o comprimento da onda) não seja razoável, os efeitos dispersivos são importantes.

Na verdade, a onda de *tsunami* é composta por diferentes componentes espectrais que se propagam a velocidade diferentes, o que resulta numa mudança das características da onda ao longo do tempo. A utilização de equações dispersivas na modelação numérica de *tsunamis*, possibilita a obtenção de resultados mais precisos na previsão da altura de onda, no tempo de chegada da onda e na distribuição espacial. Isto é importante para zona costeiras, onde os *tsunamis* podem causar danos significativos e impactes sociais.

As primeiras ondas dos dois modelos são muito similares, com amplitudes semelhantes e próximas das observadas nos registos. Não foram encontradas diferenças significativas no tempo de chegada, mas uma análise sobre todo o domínio de propagação permitiu concluir que o modelo dispersivo conduz a menores amplitudes da onda quando comparado com o modelo não dispersivo.

Na comparação das alturas de onda e de amplitude de velocidades dentro do porto de Hilo, para o *tsunami* de Tohoku 2011, os valores calculados pelos dois modelos são significativamente maiores do que os valores registados pelos instrumentos (marégrafo e ADCPs). Uma razão para esta grande diferença pode estar relacionada com a direção de entrada da onda no domínio de cálculo. Não foi utilizada a real direção de propagação da onda, mas assumiu-se que a onda se propagava na direção N-S. Embora o modelo dispersivo apresente novamente valores de amplitude (de altura e de velocidade) mais baixos do que o modelo não dispersivo, isso não pode ser considerado como uma melhor aproximação aos dados observados, dada o erro inerente à direção da entrada da onda.

Foram calculadas três métricas para estimar os erros cometidos nas DARTs. Após serem feitos os ajustes das elevações de superfície máximas e mínimas entre os modelos calculados e os valores observados, o RMSE apresenta valores baixos para ambos os modelos. No entanto, quando comparados os dois modelos, o modelo dispersivo geralmente apresenta valores mais baixos. No entanto, o RMSE é um erro não normalizado e, portanto, depende da amplitude das ondas. Se as ondas são pequenas, um RMSE baixo pode não ser indicador de um bom resultado.

O NRMSE, é um erro normalizado, independente da amplitude do sinal. Verificou-se que ambos os modelos apresentam erros muito altos sendo o mínimo de 38 % (um erro entre 5 % e 10 % seria considerado bom). Estes valores altos devem-se em parte a oscilações que ocorrem em tempos anteriores à chegada da onda à DART e às diferenças entre os valores calculados e os observados após as primeiras ondas. Seria conveniente limitar a base do cálculo a um intervalo mais pequeno em torno da chegada da onda e filtrar os dados observados para eliminar oscilações de elevada frequência. No entanto, na comparação dos dois modelos, o modelo dispersivo conduz a valores mais baixos.

Para o desvio, b , é conveniente que os modelos não subestimem a amplitude das ondas, por uma questão de segurança. Isso apenas aconteceu com o modelo não dispersivo para a DART 51426. No entanto, a análise da propagação sobre todo o domínio, tanto no sismo Samoa 2009 como no Tohoku 2011, mostra que o modelo dispersivo subestima a amplitude da onda, quando comparado com o modelo não dispersivo, nas regiões onde a amplitude da onda é mais elevada.

6

CONCLUSÕES

Neste trabalho foi estudada a importância da dispersão de frequência em ondas de *tsunami*, originadas por sismos do tipo “outer-rise” comparando as simulações com registos de DARTs, de um marégrafo e de duas estações de medição da velocidade da corrente. Os sismos analisados foram o de Samoa 2009 e de Tohoku 2011.

Foi utilizado o modelo de propagação de ondas SWASH, que incorpora a possibilidade de consideração da inclusão ou exclusão dos efeitos dispersivos.

Face às comparações realizadas, pode concluir-se que:

- o modelo de geração do tsunami — elevação instantânea da superfície livre igual ao deslocamento vertical das placas — é demasiado simples, afastando-se da realidade, o que condiciona a forma do tsunami;
- quando as elevações de superfície são comparadas, o modelo dispersivo é fiável;
- foram obtidos valores um pouco mais curtos nos tempos de chegada da onda às DARTs, quando utilizado um modelo dispersivo, o que recomenda a utilização do modelo dispersivo. No entanto, a diferença para o modelo não dispersivo é pequena;
- a comparação da velocidade da corrente no interior do porto de Hilo não permite tirar conclusões sobre o efeito da dispersão na aproximação à realidade. Isto porque a imposição da entrada da onda de tsunami na direção N-S, levou a que as amplitudes calculadas fossem em ambos os modelos, muito superiores às observadas.
- no cálculo de erros, o modelo dispersivo apresenta melhores valores quando comparado com modelos não dispersivos;
- o modelo não dispersivo conduz em regra a alturas de ondas superiores às calculadas pelo modelo dispersivo, o que é um fator positivo, em termos de segurança.

Em suma, em termos de segurança, o modelo não dispersivo é preferível, por conduzir a ondas de maior altura. No entanto, uma melhoria na reprodução das condições hidrodinâmica das condições iniciais do tsunami, em termos da elevação da superfície livre e da velocidade inicial da corrente (que se considerou nula), e da hipótese de elevação instantânea do fundo do mar, pode fazer aumentar em a precisão dos resultados dos modelos. Com resultados mais próximos da realidade, a utilização de modelo dispersivos pode evitar a sobrestimação do risco e, portanto, uma economia de recursos nas medidas de proteção costeira e de mitigação de possíveis danos.

Como trabalho futuro, sugere-se:

- a utilização de modelos de geração multi-falhas com um número muito maior de falhas unitárias;
- a utilização de modelos de ondas que permitam representar a evolução do fundo do mar ao longo do tempo, em vez da consideração da elevação instantânea da superfície livre no instante inicial;
- O estudo de outros tsunamis, para além dos de Samoa 2009 e de Tohoku 2011.

BIBLIOGRAFIA

- [1] K Aki, "Generation and propagation of G waves from Niigata earthquake of June 16, 1964, II, Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum," *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, vol. 44, pp. 73-88, 1966.
- [2] MEM Arcos and RJ LeVeque, "Validating velocities in the GeoClaw tsunami model using observations near Hawaii from the 2011 Tohoku tsunami," *Pure and Applied Geophysics*, vol. 172, no. 3, pp. 849-867, 2015.
- [3] S Astani, "Experimental condition and data: benchmark problem for Hilo Harbor," 2014.
- [4] P Avilez-Valente, "Earthquake," Lecture Notes, 2022.
- [5] P Avilez-Valente, "Shallow Water Equations," Lecture Notes, 2022.
- [6] T Baba, N Chikasada, K Imai, Y Tanioka, and S Kodaira, "Frequency dispersion amplifies tsunamis caused by outer-rise normal faults," *Scientific Reports*, vol. 11, no. 1, p. 20064, 2021.
- [7] T Baba, N Chikasada, Y Nakamura, G Fujie, K Obana, S Miura, and S Kodaira, "Deep Investigations of Outer-Rise Tsunami Characteristics Using Well-Mapped Normal Faults Along the Japan Trench," *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, <https://doi.org/10.1029/2020JB020060> vol. 125, no. 10, p. e2020JB020060, 2020.
- [8] A Bandyopadhyay, S Manna, and D Maji, "Hydrodynamic aspects of tsunami wave motion: a review," *Ocean Dynamics*, vol. 71, no. 5, pp. 613-629, 2021/05/01 2021.
- [9] J Beavan, S Samsonov, M Motagh, L Wallace, S Ellis, and N Palmer, "The Darfield (Canterbury) earthquake: Geodetic observations and preliminary source model," *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, vol. 43, no. 4, pp. 228-235, 12/31 2010.
- [10] J Boussinesq, "Théorie des ondes et des remous qui se propagent le long d'un canal rectangulaire horizontal, en communiquant au liquide contenu dans ce canal des vitesses sensiblement pareilles de la surface au fond," *Journal de Mathématiques Pures et Appliquées*, vol. 2, no. 17, pp. 55-108, 1872.
- [11] KF Cheung, Y Bai, and Y Yamazaki, "Surges around the Hawaiian islands from the 2011 Tohoku tsunami," *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 118, no. 10, pp. 5703-5719, 2013.
- [12] I Didenkulova, "Tsunami runup in narrow bays: The case of Samoa 2009 tsunami," *Natural Hazards*, vol. 65, no. 3, pp. 1629-1636, 2013/02/01 2013.
- [13] MW Dingemans, *Water Wave Propagation Over Uneven Bottoms. Part 2 - Non-linear Wave Propagation* (Advanced Series on Ocean Engineering). Singapore: World Scientific, 1997.
- [14] FDMA, "2011 Tohoku-Pacific Ocean Earthquake (Great East Japan Earthquake)," 2021, vol. 161 Available: <https://www.fdma.go.jp/en/post1.html>.
- [15] HM Fritz, JC Borrero, CE Synolakis, EA Okal, R Weiss, VV Titov, BE Jaffe, S Foteinis, PJ Lynett, IC Chan, and PLF Liu, "Insights on the 2009 South Pacific tsunami in Samoa and Tonga from field surveys and numerical simulations," *Earth-Science Reviews*, vol. 107, no. 1, pp. 66-75, 2011.
- [16] GEBCO. (2022, 15/07/2023). *The GEBCO_2022 Grid*. Available: https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_2022/
- [17] S Glimsdal, GK Pedersen, CB Harbitz, and F Løvholt, "Dispersion of tsunamis: does it really matter?," *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, vol. 13, no. 6, pp. 1507-1526, 2013.
- [18] R Govers and MJR Wortel, "Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones," *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 236, no. 1, pp. 505-523, 2005.
- [19] TC Hanks and H Kanamori, "A moment magnitude scale," *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 84, no. B5, pp. 2348-2350, 1979.

- [20] T Kakinuma, "A Numerical study on distant tsunami propagation considering the strong nonlinearity and strong dispersion of waves, or the plate elasticity and mantle fluidity of Earth," *Fluids*, vol. 7, no. 5, p. 150. doi: 10.3390/fluids7050150
- [21] M Lefeldt and I Grevenmeyer, "Centroid depth and mechanism of trench-outer rise earthquakes," *Geophysical Journal International*, vol. 172, no. 1, pp. 240-251, 2008.
- [22] ARP Magalhães, "Simulação Numérica do Tsunami de Lisboa de 1755," Tese de Mestrado, Engenharia Civil, Universidade do Porto, 2016.
- [23] N Mori, T Takahashi, T Yasuda, and H Yanagisawa, "Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up," *Geophysical Research Letters*, vol. 38, no. 7, p. L00G14, 2011.
- [24] NOAA. (2023, 21/04/2023). *DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis)*. Available: <https://nctr.pmel.noaa.gov/Dart/>
- [25] NOAA. (2023, 21/04/2023). *Tsunami Inundation*. Available: <https://www.noaa.gov/jetstream/tsunamis/tsunami-inundation>
- [26] NOAA. (2023, 21/04/2023). *Tsunami Propagation*. Available: <https://www.noaa.gov/jetstream/tsunamis/tsunami-propagation>
- [27] NOAA. (2023, 21/04/2023). *What is a Tsunami?* Available: <https://oceanservice.noaa.gov/facts/tsunami.html>
- [28] Y Okada, "Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space," *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 75, no. 4, pp. 1135-1154, 1985.
- [29] E Okal and C Hartnady, "The South Sandwich Islands earthquake of 27 June 1929: Seismological study and inference on tsunami risk for the South Atlantic," *South African Journal of Geology*, vol. 112, pp. 359-370, 2009.
- [30] EA Okal, "Use of the mantle magnitude M_m for the reassessment of the moment of historical earthquakes," *Pure and Applied Geophysics*, vol. 139, no. 1, pp. 17-57, 1992.
- [31] EA Okal, HM Fritz, CE Synolakis, JC Borrero, R Weiss, PJ Lynett, VV Titov, S Foteinis, BE Jaffe, PLF Liu, and Ic Chan, "Field survey of the Samoa tsunami of 29 September 2009," *Seismological Research Letters*, vol. 81, no. 4, pp. 577-591, 2010.
- [32] EA Okal and CE Synolakis, "Source discriminants for near-field tsunamis," *Geophysical Journal International*, vol. 158, no. 3, pp. 899-912, 2004.
- [33] AJCB Saint-Venant, "Theorie du mouvement non-permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit," *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences*, vol. 73, pp. 147-154 and 237-248, 1871.
- [34] H Segur, "The Shallow-Water Equations," in *2009 Program of Studies: Nonlinear Waves*, vol. WHOI-IO-01 O Buhler and K Helfrich, Eds. Woods Hole, Massachusetts 02543: Woods Hole Oceanographic Institution, 2009, pp. 71-79.
- [35] G Stelling and M Zijlema, "An accurate and efficient finite-difference algorithm for non-hydrostatic free-surface flow with application to wave propagation," *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, vol. 43, no. 1, pp. 1-23, 2003.
- [36] Swash, *SWASH User Manual*. Delft, The Netherlands: Delft University of Technology, 2023, p. viii+150.
- [37] ST Warning. (2024). *SMS Tsunami Warning: Earthquakes: intra & inter-plate events*. Available: <https://www.sms-tsunami-warning.com/pages/intra-inter-plate-events>
- [38] J Xie, "Numerical Modeling of Tsunami Waves," M.A.Sc. Thesis, Civil Engineering, University of Ottawa, 2007.
- [39] H Zhou, Y Wei, and VV Titov, "Dispersive modeling of the 2009 Samoa tsunami," *Geophysical Research Letters*, vol. 39, no. 16, 2012.
- [40] H Zhou, Y Wei, L Wright, and VV Titov, "Waves and currents in Hawaiian waters induced by the dispersive 2011 Tohoku tsunami," *Pure and Applied Geophysics*, vol. 171, pp. 3365-3384, 2014.
- [41] M Zijlema, G Stelling, and P Smit, "SWASH: An operational public domain code for simulating wave fields and rapidly varied flows in coastal waters," *Coastal Engineering*, vol. 58, no. 10, pp. 992-1012, 2011.