



*Escuela Técnica Superior de Ingenieros de
Caminos, Canales y Puertos.*

UNIVERSIDAD DE CANTABRIA



Análisis de sensibilidad de la fuente de generación y de las condiciones de contorno en la evaluación de la inundación por tsunami en zonas costeras.

Trabajo realizado por:

Cristina Sánchez Jiménez

Dirigido:

Íñigo Aniel-Quiroga Zorrilla

Mauricio González Rodríguez

Titulación:

**Máster Universitario
en Costas y Puertos**

Santander, septiembre de 2022

TRABAJO FIN DE MASTER

Índice

1. Introducción	5
1.1. Objetivos.	6
1.1.1. Objetivos específicos.....	6
1.2. Organización del estudio	7
2. Marco Teórico	8
2.1. Introducción a los Tsunamis	8
2.2. Génesis de Tsunamis	10
2.3. Mapas de inundación	21
2.4. Sensibilidad de inundación	22
2.4.1. Mecanismos que afectan a la sensibilidad de inundación	22
2.4.2. Fuentes sismotectónicas	23
2.5. Modelación de tsunamis	25
3. Metodología	30
3.1. Esquema metodológico.....	30
3.2. Zona de estudio	31
3.2.1. Descripción de las fuentes sismotectónicas del Golfo de Cádiz	35
3.2.2. Topo-Batimetría de la duna regenerada	41
3.3. Modelación numérica	43
3.4. Descripción casos de simulación	46
4. Análisis de resultados.....	53
5. Conclusiones	68
6. Bibliografía.....	70

Análisis de sensibilidad de la fuente de generación y de las condiciones de contorno en la evaluación de la inundación por tsunami en zonas costeras.

Autor: Cristina Sánchez Jiménez

Directores del TFM: Íñigo Aniel-Quiroga Zorrilla
Mauricio Gonzáles Rodríguez

Convocatoria: 2021/2022

Palabras claves:

Tsunamis, modelación numérica de Tsunamis, peligrosidad por tsunamis, inundación por tsunami, sensibilidad de inundación, mapas de inundación, parámetros fuente sismo tectónica de Okada.

RESUMEN

Los desastres naturales son definidos por la Agencia Europea de Medio Ambiente (EEA) como aquellos cambios violentos, súbitos y destructivos en el entorno cuya causa no es debido a la actividad humana, sino por fenómenos naturales. El estudio de los tsunamis ha sido ampliamente abordado en las últimas décadas debido a que se presentan como eventos naturales relativamente poco frecuentes, pero con las mayores tasas de mortalidad.

La posibilidad de que se origine un maremoto que afecte las costas españolas es real y su ocurrencia es imprevisible. Es por tanto necesaria una gestión adecuada en los ámbitos de prevención y preparación. La importancia de estudios de la peligrosidad por tsunamis radica en que dan claridad respecto al grado de peligro al cual están expuestos los ciudadanos. Esta situación realza la necesidad de realizar estudios de riesgo de tsunamis, generar sistemas de alerta temprana y definir, tomar y fomentar estrategias de mitigación del impacto de tsunamis a escala local o regional, con el fin de proteger a la población expuesta a estos posibles eventos.

Es común que el análisis de la peligrosidad por tsunami se realice a través de modelaciones numéricas de eventos históricos o potenciales. En estas simulaciones es necesario caracterizar el terremoto generador del tsunami, lo cual se realiza a través de la definición de una serie de parámetros cuya variabilidad afecta al resultado de la simulación y al impacto sobre las zonas inundables.

En general, se acepta el modelo de Okada (1985) como un método adecuado para representar el desplazamiento de la superficie libre que genera un terremoto de unas determinadas características y geometría. El modelo de Okada caracteriza dicho terremoto con una serie de parámetros. En el siguiente estudio se evaluará la sensibilidad de la inundación por tsunamis en la zona costera ante los cambios en los valores de dichos parámetros.

Para ello, se ha tomado como referencia el trabajo previo de Padilla (2020) en el que se realizó un análisis de la peligrosidad de alta resolución para la localidad gaditana de Chipiona. Para dicho análisis, Padilla utilizó una fuente generadora del tsunami en el golfo de Cádiz, denominada, "Cádiz Wedge Fault", y utilizó el terremoto asociado a dicha fuente como base para la elaboración de mapas de inundación. En este estudio, se han

realizado variaciones a los parámetros de la fuente utilizada por Padilla, para evaluar la sensibilidad del resultado a cada uno de ellos, por comparación con el resultado de Padilla, y estimar de esta manera la relevancia de la variación de cada uno de ellos. Así, se efectuaron diferentes simulaciones con el modelo COMCOT (Wang *et al.*, 2011) de diversos escenarios reales e hipotéticos de propagación de tsunamis generados en dicha falla. Además, se realizó una simulación cambiando las condiciones de contorno presentes del caso inicial. Como resultado, se caracterizaron las zonas potencialmente inundables mediante mapas de inundación y gráficos de sensibilidad en los cuales se presentan datos normalizados de profundidad, velocidad, arrastre y arribo.

Los resultados indican que los parámetros de Okada más sensibles son la magnitud del sismo, el coeficiente de Manning y la posibilidad de presentar barreras naturales a lo largo de la costa con unas variaciones del más del 37% al 29% en el área inundada

Sensitivity analysis of the generation source and the boundary conditions in the evaluation of tsunami inundation in coastal areas.

Author: Cristina Sánchez Jiménez

TFM Directors: Íñigo Aniel-Quiroga Zorrilla.
Mauricio Gonzáles Rodríguez.

Announcement: 2021/2022

Keywords:

Tsunamis, tsunami numerical modeling, tsunami hazard, tsunami inundation, inundation sensitivity, inundation maps, Okada parameters.

ABSTRACT

Natural disasters are defined by the European Environment Agency (EEA) as those violent, sudden and destructive changes in the environment whose cause is not due to human activity, but natural phenomena. The study of Tsunamis has been widely addressed in recent decades because they occur as relatively infrequent natural events, but with the highest mortality rates.

The possibility of a tidal wave affecting the Spanish coast is real and its occurrence is unpredictable. Therefore, adequate management is necessary in the areas of prevention and preparedness. The importance of tsunami hazard studies lies in the fact that they provide clarity regarding the degree of danger to which citizens are exposed. This situation highlights the need to carry out tsunami risk studies, generate early advertencia systems and define, take and promote strategies to mitigate the impact of tsunamis at a local or regional scale, in order to protect the population exposed to these possible events.

It is common for tsunami hazard analysis to be carried out through numerical modeling of historical or potential events. In these simulations it is necessary to characterize the tsunami-generating earthquake, which is done through the definition of a series of parameters whose variability affects the result of the simulation and the impact on the flood zones.

In general, Okada's model (1985) is accepted as an adequate method to represent the displacement of the free surface generated by an earthquake of certain characteristics and geometry. Okada's model characterizes said earthquake with a series of parameters. In the following study, the sensitivity of tsunami inundation in the coastal zone to changes in the values of these parameters will be evaluated.

To do this, the previous work by Padilla (2020) has been taken as a reference, in which a high-resolution hazard analysis was carried out for the Cadiz town of Chipiona. For this analysis, Padilla used a tsunami-generating source in the Gulf of Cadiz, called the Cadiz Wedge Fault, and used the earthquake associated with said source as the basis for preparing flood maps. In this study, variations have been made to the parameters of the source used by Padilla, to evaluate the sensitivity of the result to each of them, by comparison with the result of Padilla, and thus estimate the relevance of the variation of each. one of them. Thus, different simulations were carried out with the COMCOT model

(Wang et al., 2011) of various real and hypothetical scenarios of propagation of tsunamis generated in said fault. In addition, a simulation was carried out changing the present boundary conditions of the initial case. As a result, the potentially floodable areas were characterized by means of flood maps and sensitivity graphs in which normalized data of depth, speed, drag and arrival are presented.

The results show that the most sensitive Okada parameters are the magnitude of the earthquake, the Manning coefficient and the possibility of presenting natural barriers along the coast with variations of more than 37% to 29% in the flooded area.

1. INTRODUCCIÓN

Una definición ampliamente aceptada caracteriza a las amenazas naturales como aquellos elementos del medio ambiente que son peligrosos para el ser humano y que están causados por fuerzas externas a él (Narváez, 2009). Si bien es cierto que han formado parte siempre de los procesos evolutivos de la Tierra, su frecuencia y drasticidad se ha visto incrementada en el siglo XXI.

Entre estos se destacan los Tsunamis, fenómenos poco frecuentes pero que pueden provocar un gran número de víctimas debido a que representan una mayor amenaza que los terremotos, huracanes y tornados (Synolakis y Bernard, 2006).

El estudio de los Tsunamis ha sido ampliamente abordado en las últimas décadas debido a que se presenta como uno de los fenómenos naturales con mayores tasas de mortalidad. Eventos recientes tales como los ocurridos en el Océano Índico en 2004, en Chile en 2010 y en Japón en 2011 (Cruz Roja, 2005, Baptista *et al.*, 1998, Synolakis y Kânoğlu, 2015) han puesto de manifiesto la necesidad de realizar más trabajos para conseguir reducir el riesgo.

El principal resultado del análisis de esta peligrosidad es la elaboración de mapas de inundación, que permitan identificar las zonas más expuestas. La importancia de esto radica en que dan claridad respecto al peligro al cual están expuestos los ciudadanos, aumentar la concienciación, para involucrarlos como participantes activos en el programa de mitigación, por lo que muchas vidas serán indudablemente salvadas (Otero, 2008).

El daño por tsunamis varía en función de la localización y las características del terremoto generador. La deformación de la superficie libre que puede generar el terremoto es comúnmente evaluada mediante el llamado modelo de Okada, el cual proporciona dicha superficie en función de una serie de parámetros. Estos diferentes parámetros tsunamigénicos (Conocidos como parámetros de Okada), determinan el tsunami generado. En general, los eventos causados por terremotos locales son más catastróficos que los causados por terremotos regionales o lejanos (Aniel-Quiroga, 2018).

Los parámetros presentes en el modelo de Okada permite estimar el movimiento del fondo marino a partir de factores del desplazamiento ocurrido en una falla. El estudio geológico que estima dichos parámetros sísmicos asociados a las fallas tectónicas provoca cierta incertidumbre que se ve reflejada en la realización de los mapas de inundación; por tanto, influye directamente a la hora de realizar los mapas de peligrosidad. Otras causas que pueden generar dicha incertidumbre serían la modificación de la fricción de fondo en el modelo de propagación o la modificación de las condiciones de contorno de la costa presentes en la zona de estudio debido a que puede haber ciertos elementos que pueden proteger de la inundación. Todos ellos son parámetros de entrada en el modelo de propagación del tsunami.

En España, el Golfo de Cádiz es la zona que se encuentra bajo una mayor amenaza de tsunami, debido a su cercanía respecto a los límites de las placas tectónicas, encontrándose próximo a la confluencia de las placas euroasiática y africana, donde se presentan límites convergentes y de fricción lo cual denota capacidad para generar este tipo de eventos. Un ejemplo es el caso del terremoto de Lisboa presente en el cabo de San

Vicente localizado a unos 400 km y que se produjo en el año 1755. Se documentó la muerte de más de 1200 personas registradas en Cádiz y Huelva debido al tsunami producto del terremoto (Baptista et al. 2011). La posibilidad de que se genere un maremoto que afecte las costas españolas es real y su ocurrencia es imprevisible. Es por tanto necesaria una gestión adecuada en los ámbitos de prevención y preparación, y llevar a cabo este tipo de estudios que disminuyan la incertidumbre de la amenaza, que son pilares fundamentales para desarrollar medidas más precisas con el objetivo de mitigar sus consecuencias.

Esta característica ha hecho que se establezcan diferentes planes (Nacionales e internacionales) como medidas preventivas ante la presencia de Tsunamis. A nivel nacional se cuenta con el Real Decreto 1053/2015, denominado “Plan de actuación de ámbito local ante el riesgo de maremotos”, la cual tiene como Directriz Básica la planificación de protección civil ante el riesgo de maremoto. A nivel internacional se tienen programas como el TsunamiReady, impulsado desde 2001 por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA), donde el objetivo final es conseguir u obtener comunidades costeras mejor preparadas ante estos eventos. Un ejemplo de esta iniciativa es el caso de Chipiona, donde ya se han hecho evaluaciones de peligrosidad en el marco del programa “TsunamiReady” y a través del trabajo de Padilla (2020). Esta evaluación y los mapas de inundación que de ella se derivaron servirá de base y punto de partida para este estudio.

Los estudios de peligrosidad requieren de parámetros sismotectónicos y de modelaciones tanto de contorno de la costa como de fricción que presenta cierta incertidumbre a la hora de definirlos. Por lo que, las preguntas que surgen ante esto, es conocer que tanto influyen estos cambios dentro de la realización de los mapas de inundación. Y, cuáles son los más relevantes en los que se debe tener cuidado a la hora de hacer los mapas de peligrosidad en la zona donde se desea realizar dicha evaluación. Por lo que, el objeto de este trabajo es responder estas preguntas realizando la evaluación de la sensibilidad de los parámetros de Okada, en la modificación de los contornos de la costa y modificación de la fricción debido a su incertidumbre en función de la peligrosidad por inundación en el municipio de Chipiona

1.1. Objetivos.

El objetivo del presente trabajo es evaluar la sensibilidad de inundación por medio de la variación de los parámetros que definen la fuente de generación sismotectónica y de las condiciones topográficas en la zona de costa.

1.1.1. Objetivos específicos

- Analizar la influencia de los parámetros del modelo sismo-tectónico de Okada en la inundación costera.
- Analizar la influencia del coeficiente de Manning (fricción por el fondo) del modelo de tsunamis COMCOT, en la inundación costera.
- Analizar la influencia de formaciones dunares a lo largo del litoral de Chipiona en la inundación en zonas terrestres.
- Complementar la formación como alumna del Máster en Costas y Puertos, aplicando las diferentes herramientas aprendidas.

1.2. Organización del estudio

El presente trabajo está organizado de la siguiente manera:

- **Primera parte. Introducción:** Descripción del motivo y de los objetivos presentes en el trabajo.
- **Segunda parte. Marco teórico:** En este apartado se desarrolla la definición del tsunami y se describen los diferentes conceptos básicos de los mecanismos de generación y propagación de las ondas de Tsunami en el océano hacia la costa. Además, se definirá el concepto de mapa de inundación, así como el concepto de sensibilidad de inundación.
- **Tercera parte. Generación y propagación de tsunamis:** En este apartado se explica los parámetros sismotectónicas que definen el tsunami y la aproximación metodológica del modelado numérico, COMCOT.
- **Cuarta parte. Metodología del trabajo:** En este capítulo se recoge el planteamiento del trabajo. Dividiéndose en un pequeño resumen de la zona de estudio con una descripción de la batimetría y topografía, nivel de marea y fuentes tsunamigénicos y, por último, la descripción de las mallas y parámetros usados para la realización de la modelación numérica COMCOT.
- **Quinta parte. Análisis de los resultados:** Aquí se lleva a cabo una descripción y análisis de los mapas de inundación, así como el análisis de las demás variables estudiadas.
- **Sexta parte. Conclusiones:** En este capítulo se describen las consumaciones obtenidas del trabajo del estudio de sensibilidad por inundación por Tsunamis.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Introducción a los Tsunamis

La palabra Tsunami (津波), de origen japonés, significa ola (なみ “nami”) en puerto (つ “tsu”). Se define como un tren de ondas largas causadas por un desplazamiento súbito y vertical una gran masa de agua. Los tsunamis se irradian hacia afuera en todas las direcciones desde el punto de origen y pueden atravesar cuencas oceánicas enteras perdiendo poca energía en su proceso de propagación en aguas profundas (Ramírez, 1986). Cuando llegan a la costa, pueden causar peligrosas inundaciones costeras y poderosas corrientes que pueden durar varias horas o días y que son capaces de erosionar grandes extensiones del litoral.

Estas ondas se propagan como ondas gravitacionales cuyos períodos largos oscilan entre los 5 y 30 minutos dependiendo del tipo de generación (Figura 1), como resultado, estas ondas pueden alcanzar grandes dimensiones y viajar por toda la cuenca oceánica perdiendo poca energía (Comisión Oceanográfica Intergubernamental, 2013.), donde la onda inicial o líder del grupo tiene una gran longitud de onda, con respecto a la profundidad de la fuente de generación (Otero, 2008).

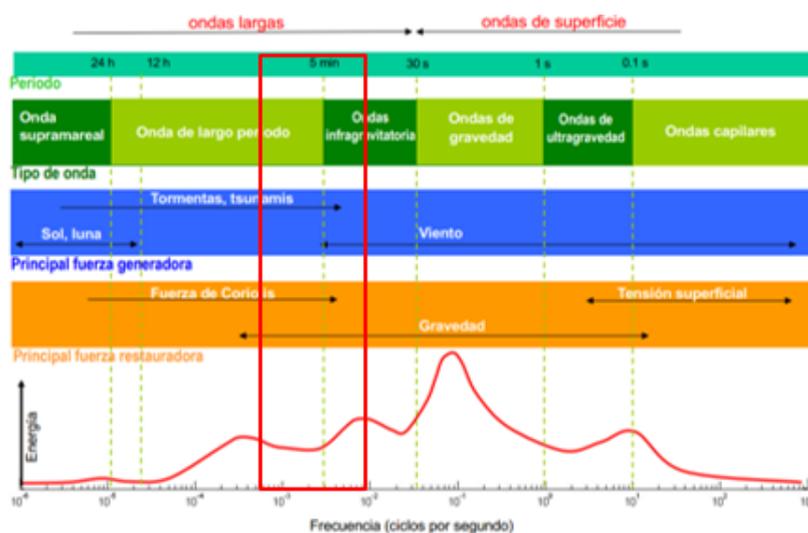


Figura 1. Clasificación de ondas según su espectro frecuencial y su espectro energética de las ondas de mar. Fuente de la imagen: Munk. (1949)

Como cualquier onda oceánica, viene descrita por los cuatro parámetros que determinan una perturbación ondulatoria siendo; período, longitud de onda, velocidad y amplitud (UNESCO/IOC-NOAA, 2010). Estos parámetros que gobiernan el movimiento de ondas en el agua son las siguientes:

Tabla 1. Parámetros que gobiernan el movimiento de ondas en el agua. Fuente de la tabla: Propia.

Altura de la onda	$H=2a$ (Donde a = amplitud de la onda)
Longitud de onda	L
Profundidad del agua local	H
Duración/período	T
Gravedad	g

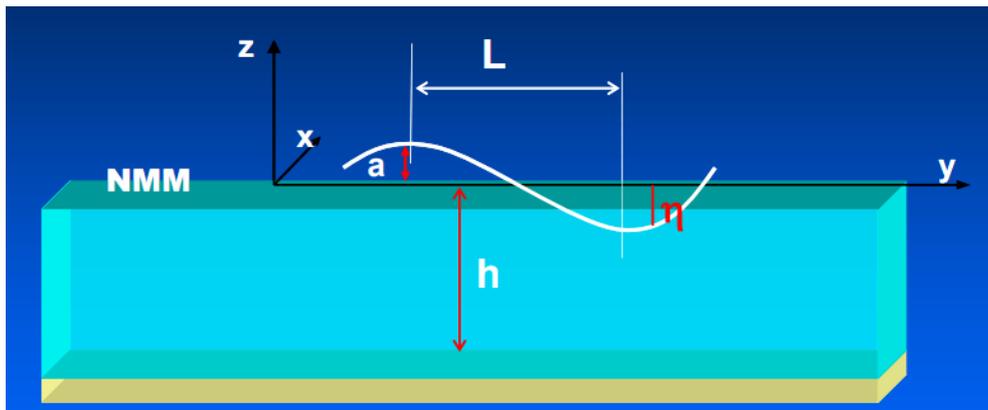


Figura 2. Representación gráfica de los parámetros que gobiernan el movimiento de ondas en el agua. Fuente de la imagen: Propia.

Los tamaños relativos de la longitud de onda (L), amplitud de la onda (a) y la profundidad relativa (h) determinan el comportamiento de las ondas y las aproximaciones más adecuadas a las ecuaciones. Por lo que para que algunas de estas dimensiones generen un gran tsunami se presentará de la siguiente forma:

Tabla 2. Tabla resumen de las dimensiones para la generación de tsunamis. Fuente de la tabla: Propia.

Algunas dimensiones para la generación de grandes tsunamis				
	Generación	Propagación en el océano	Asomeramiento	Run-up
Profundidad	10m - 6 km	2km - 4km	4km - 0m	-
Velocidad de la onda	-	140ms^{-1} - 200ms^{-1}	200ms^{-1} - 10ms^{-1}	20ms^{-1} - 0
Amplitud de la onda	1m - 5m	0.2m - 1m	1m - 10m	1m - 10m
Longitud de la onda para periodo de 20 minutos	más de 100km	200km - 400km	10km - 50k	-
Velocidad de la masa de agua	menor de $t=0$	Más de 0.1ms^{-1}	Más de 10ms^{-1}	Más de 10ms^{-1}
Desplazamiento de la masa de agua	-	Más de 100m	Más de 1km	Más de 1km

Los tsunamis se propagan en profundidades someras ya que su longitud de onda es mucho más grande que la profundidad por la que viajan siendo por tanto L mucho mayor que h , de manera que su profundidad relativa " μ " es baja ($\mu < 0.05$, con $\mu = \frac{h}{L}$, donde h es la profundidad y L es la longitud de onda). De esta manera, su velocidad de propagación depende únicamente de la profundidad del océano por donde está viajando $c = \sqrt{g * h}$, donde c es la celeridad de propagación, g la gravedad de la Tierra y h la profundidad del océano. Esto significa que en grandes profundidades la velocidad del tsunami puede llegar a alcanzar más de $500 \frac{km}{h}$ (Tabla 3). Si se colocan valores típicos del océano Atlántico, las velocidades rondan unos $800 \frac{km}{h}$ en alta mar (Ramírez, 1986).

Tabla 3. Profundidad contra velocidad de propagación de un tsunami en el océano. Fuente de la tabla: Propia.

Depth	Velocity	
	m/s	km/h
8000	280	1009
5000	222	798
2000	140	505
1000	99	357
500	70	252

2.2. Génesis de Tsunamis

Como se ha mencionado anteriormente, un tsunami es una onda o grupo de ondas generado por un movimiento súbito y vertical de una gran masa de agua (Bryant, 2014). Normalmente son generados por perturbaciones asociadas con terremotos que ocurren bajo el fondo oceánico o cerca de él, sin embargo, existen otros mecanismos que pueden dar origen a la generación de un tsunami (Figura 3), entre estos tenemos:

- Los producidos por sismos que representan el 72% de los Tsunamis registrados.
- Los generados por deslizamientos submarinos o costeros que son el 10%.
- Las erupciones volcánicas son responsables del 5%.
- Los meteotsunamis son el 2% de los tsunamis generados.
- Los tsunamis generados por fuentes desconocidas representan el 11%.

Estas perturbaciones repentinas en el océano causan una deformación prácticamente inmediata en la superficie del agua donde la energía potencial transmitida al volumen de agua es convertida en energía cinética por la fuerza gravitacional, la cual trabaja como fuerza restauradora del sistema (Otero, 2008).

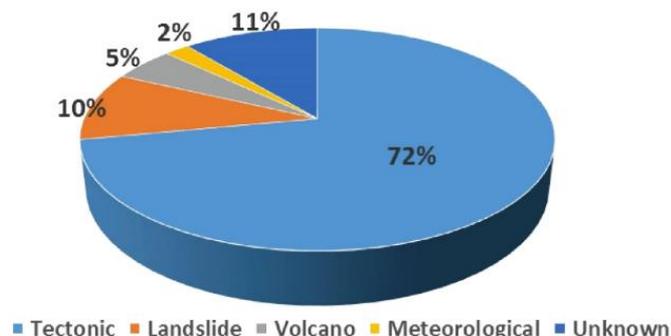


Figura 3. Porcentaje de los tsunamis generados por los diferentes mecanismos de generación. Fuente de la imagen: Aniel-Quiroga, 2018.

2.2.1. Deslizamientos

Los deslizamientos son producidos cuando las pendientes se vuelven inestables y la gravedad induce su fallo (Løvholt, 2015). Se dividen en aquellos que ocurren en el fondo marino o aquéllos que ocurren en tierra desplazando una gran masa de esta o de hielo dentro del agua. Los deslizamientos de tierra que generan tsunamis se dividen en submarinos y subaéreos. En el tsunami generado por un desplazamiento submarino se divide desde el área de generación una disminución del nivel medio del mar mientras que

en el tsunami generado por un desplazamiento subáreo se forma una cresta hasta llegar a su máxima altura en el momento en que la masa que falla llega a su fin. Estos casos suelen producirse cuando se altera el equilibrio inestable de los fondos marinos a consecuencia de movimientos sísmicos (Figura 4). Por ejemplo, el tsunami del 17 de julio de 1998 que ocurrió en la costa norte de Papúa Nueva Guinea fue generado por el desplazamiento de sedimentos. Sin embargo, la energía del tsunami generada por un desplazamiento de tierras se disipa rápidamente durante el viaje a través del océano.

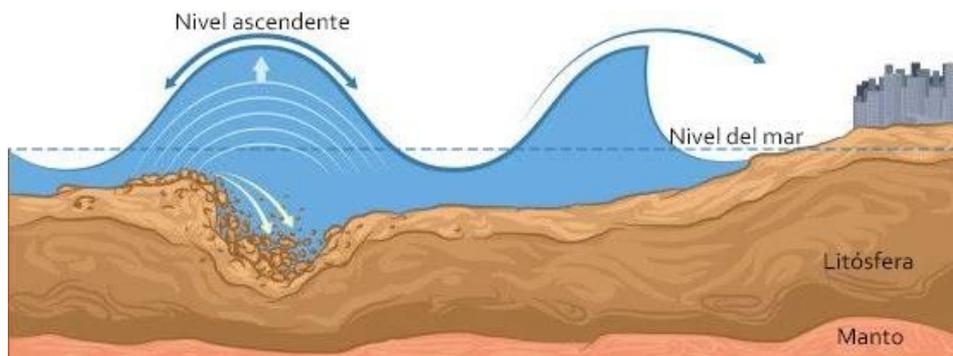


Figura 4. Tsunami generado por un deslizamiento submarino. Fuente de la imagen: Sullá, 2016.

2.2.2. Erupciones volcánicas

Los volcanes se asemejan a los anteriores ya que se genera nuevamente un deslizamiento (Figura 5). Sin embargo, se clasifican separadamente debido a que el mecanismo específico que desencadena dicho deslizamiento es la erupción de un volcán, siendo la caldera la parte que se ve colapsada (Paris, 2015). Un ejemplo de tsunami generado por una erupción volcánica fue la presente en el volcán Krakatoa de 1883, ubicado cerca de la costa de Java y Sumatra, generó olas gigantescas que alcanzaron alturas de 40 metros sobre el nivel del mar y alcanzando localidades en las costas de Sumatra, Java e islas pequeñas alrededor de ellas.



Figura 5. Esquema de los diferentes mecanismos de generación de tsunamis inducidos por una erupción volcánica. (1) desplazamiento de la columna de agua debido al impulso de la erupción volcánica. (2) Desplazamiento de la columna de agua debido al colapso de la caldera. (3) Desplazamiento de la superficie libre producido por un flujo de piroclastos. Modificado de Iglesias (2005)

Hay que añadir además la existencia de flujos piroclásticos, capaces de generar tsunamis al penetrar a altas velocidades sobre el mar (Freundt, 2003). Estos procesos no ocurren de manera independiente, por lo que la generación de ondas de tsunami por erupciones volcánicas es un proceso complejo, siendo además su potencial tsunamigénico muy alto.

2.2.3. Meteorológico

Los tsunamis de origen meteorológicos son causados por perturbaciones de la presión del aire, asociadas generalmente al movimiento rápido de sistemas meteorológicos como pueden ser las borrascas (Gracia, 2016). A su vez, se podría incluir en esta categoría a tsunamis producidos por el impacto de un meteorito o cuerpo estelar (Rodríguez, 2020). Son ondas oceánicas que tienen las mismas escalas temporales y espaciales que las ondas de tsunamis ordinarias. Las olas de un meteotsunami son pequeñas en su origen, pero crecen por resonancia, con tiempos de escala que van de minutos a horas, y pueden alcanzar un tamaño suficiente para causar daños en las zonas costeras. Estas variaciones transitorias del nivel del mar pueden alcanzar los dos metros de amplitud en pocos minutos. En los casos más habituales, las oscilaciones del nivel del mar son de 60 a 120 centímetros, con periodos de 10 minutos, pero se han llegado a alcanzar oscilaciones de hasta cuatro metros. Este fenómeno se produce por pequeños y súbitos cambios en la presión atmosférica (1-3 hPa) derivados del paso de frentes, ondas gravitatorias, líneas de turbonada y en general fenómenos asociados con la convección. El ejemplo que se puede dar para este tipo de generación de tsunamis es el caso de las rissagas en las islas Baleares (Vela et al., 2010, 2014).

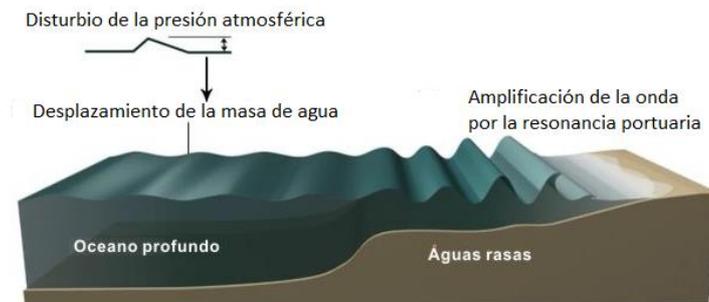


Figura 6. Tsunami causado por un disturbio de la presión atmosférica. Fuente de la imagen: Propia

2.2.4. Impactos meteoríticos

Otro tipo de fuentes de generación de tsunamis es producto del impacto de un meteorito en el océano. Sin embargo, este fenómeno es muy poco común (Figura 7). Al impactar con la superficie marina, un meteorito produce un surco rodeado de una cresta circular que tiene una propagación radial. Se trata de una fuente de tsunamis sin registros atribuidos en el catálogo de la NOAA, sin embargo, son numerosos los eventos de este tipo registrados en cuerpos geológicos que han sido estudiados a partir del análisis de diferentes unidades depositadas.

Un ejemplo de tsunami generado por un impacto meteorítico fue el estudiado por Smelror (2014), empleando la modelización numérica de Glimsdal *et al.* de 2007. El impacto de meteorito que causó el cráter de Mjølnir, en el mar de Barents hace aproximadamente 142 millones de años, generó una amplitud de ola de tsunami de 200 metros. Con este tipo de ejemplo, junto con otros más estudiados, se evidencia el alto potencial tsunamigénico que tienen los impactos de meteoritos a pesar de tratarse de fenómenos de muy baja frecuencia (Smelror, 2014).

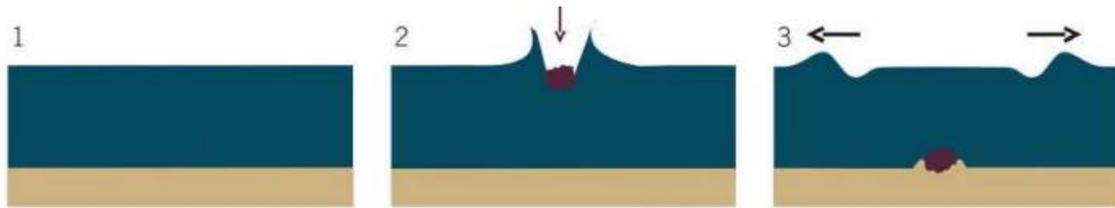


Figura 7. Esquema del mecanismo de generación de un tsunami por un impacto de meteorito, a partir de un estado de reposo inicial (1), el impacto y la deformación de la superficie libre (2) y la propagación de la perturbación (3)

2.2.5. Terremotos

De acuerdo con la base de datos de tsunamis históricos de la NOAA (NGDC/WDS, 2015) más del 70 % de los tsunamis ocurridos en los últimos 4000 años de los que se conoce su generación vienen generados por terremotos. Y, por tanto, se le dedica el siguiente apartado con respecto a este tipo de generación de tsunamis. Además, es el mecanismo generador usado para la modelación numérica.

La mayoría de los terremotos son de origen tectónico, que consiste en la liberación de energía de la corteza terrestre, que se origina principalmente en los bordes de placas cuando éstas se encuentran. Debido al rozamiento y la subducción entre ellas, producen una importante acumulación de tensión. Durante el terremoto esa tensión se libera y puede llegar a provocar la fractura de las placas, produciéndose un desplazamiento vertical, súbito, del fondo oceánico (Sánchez, 2006). Ese movimiento es transferido a la superficie a través de toda la columna de agua existente desde del fondo, generando una deformación de la superficie del agua que forma una ola de gran longitud y bajo peralte. Por lo que, por regla general, cuanto mayor sea el desplazamiento vertical mayor será la inundación provocada por el tsunami (Figura 8) (Kanamori y Anderson, 1977).



Figura 8. Esquema de generación y propagación por un tsunami. Fuente de la imagen: América, 2010

Sin embargo, no todos los terremotos generan tsunamis. Para que un terremoto sea capaz de generar un tsunami debe cumplir al menos una de estas tres condiciones (Figura 9):

- El epicentro del sismo, o una parte mayoritaria de su área de ruptura, esté bajo el lecho marino
- La magnitud debe ser mayor o igual a 6.5 grados en la Escala de Richter.
- El epicentro debe tener una profundidad menor a 60 km

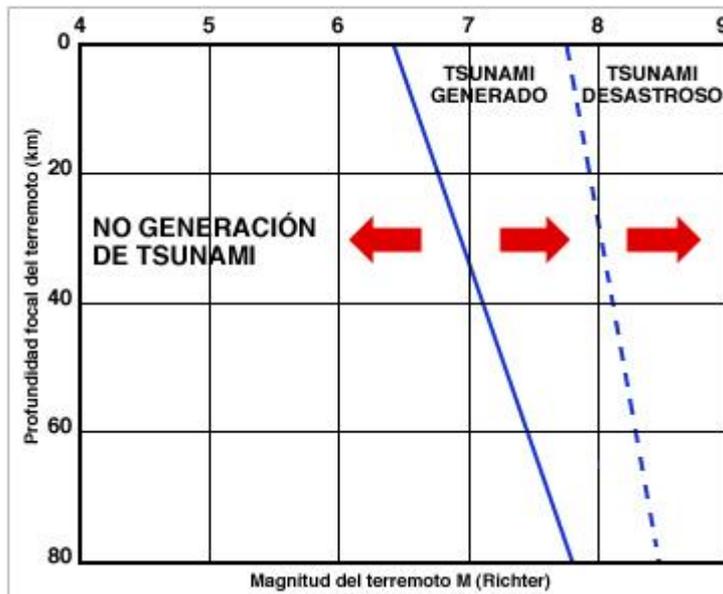


Figura 9. Esquema de la relación entre la Magnitud sísmica y la profundidad focal para la generación de un evento tsunamigénico.

Además, otro factor puede ser que el terremoto ocurra en una zona de hundimiento de borde de placas tectónicas, es decir, que la falla tenga movimiento vertical y no sea solamente de desgarre con movimiento lateral.

Actualmente existe un consenso generalizado sobre el momento sísmico (M_0) cuyo indicador es el mejor que estima el potencial tsunamigénico, se define con base en la equivalencia entre desplazamientos elásticos y fuerzas dobles acopladas (Steketee, 1958). Este parámetro es proporcional al producto del área del plano de falla y deslizamiento promedio sobre el mismo y por ende al volumen de agua desplazada por la zona de ruptura, lo que da un sentido físico en la caracterización del fenómeno.

$$M_0 = \mu * S * D$$

Siendo según Aki, 1972:

- M_0 , momento sísmico.
- S, el área desplazada.
- D, el desplazamiento medio vertical.
- μ , el módulo cortante.

El concepto de momento sísmico M_0 , se define con base en la equivalencia entre desplazamientos elásticos y fuerzas dobles acopladas (Steketee, 1958). Y, es el parámetro con mayor significado físico a la hora de describir el tamaño de un terremoto en función de los parámetros de la falla fuente (González, 2012). Una falla sísmica es modelada matemáticamente por el desplazamiento de corte vertical, a través de una superficie en un medio elástico. Dicho desplazamiento se debe a una distribución de esfuerzos sobre la superficie. Los parámetros iniciales fundamentales de la fuente del sismo que determinan la generación y las características del tsunami son: el momento sísmico, el mecanismo y profundidades focales

La magnitud del momento sísmico (M_w) se define a partir de la cantidad de energía liberada por un sismo a partir del momento sísmico (M_0). Además, es importante tener en cuenta el hipocentro del seísmo registrado, el cual viene definido por la longitud, latitud y su profundidad. A partir de estos datos se puede realizar una estimación de la magnitud momento máxima (M_w) asociada a la falla, basándose en correlaciones empíricas como las de Wells y Coppersmith (1994). Con la magnitud y los diferentes parámetros definidos anteriormente se determina el desplazamiento que tiene lugar en el plano de falla al producirse un terremoto de dicha magnitud. A su vez, conocida la magnitud del momento M_w , se puede obtener el momento sísmico (M_0) a partir de la relación de Hanks y Kanamori (1979):

$$M_w = \frac{2}{3} * (\log(M_0) - 6.07)$$

En la siguiente tabla se muestran las relaciones empíricas entre las magnitudes del sismo y las características del Tsunami, llegándose a observar que, para Tsunamis regionales, la magnitud debe ser mayor a $7.5M_w$.

Tabla 4. Clasificación del Tsunami de acuerdo con el momento sísmico (M_0). Fuente de la tabla: Jiménez y Ortega.

M_0 (Nm)	M_w	DESCRIPCIÓN
$M_0 < 10^{21}$	< 6.9	<i>No se genera Tsunami</i>
$10^{21} \leq M_0 < 5 \times 10^{21}$	$6.9 - 7.3$	<i>Tsunami pequeño</i>
$5 \times 10^{21} \leq M_0 < 2 \times 10^{22}$	$7.3 - 7.7$	<i>Tsunami potencialmente destructivo</i>
$M_0 \geq 2 \times 10^{22}$	> 7.7	<i>Tsunami grande y destructivo</i>

Para un Tsunami local, el sismo puede tener una magnitud de $6.5 M_w$ (UNESCO/IOC-NOAA, 2010). Es decir, las características del Tsunami en el campo lejano o cercano dependerán de la magnitud del sismo y del tiempo de viaje de las olas del Tsunami.

Los sismos con magnitudes mayores a $7.0 M_w$, presentan una mayor ocurrencia de los mecanismos que generan los Tsunamis, siempre y cuando ocurran en el fondo marino o muy cerca de él a profundidades focales menores a 60 km (Figura 9). Estos eventos se producen en regiones de convergencia de placas tectónicas que ocasionan el levantamiento y hundimiento de la corteza continental, tal como se muestra en la Figura 10.

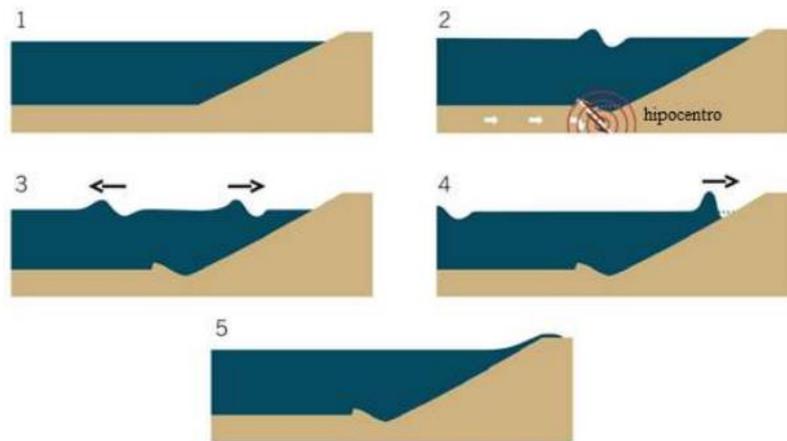


Figura 10. Esquema del mecanismo de generación de tsunamis por terremotos submarinos. A partir de un estado de reposo (1), se representa la formación de la perturbación superficial (2), su propagación (3), llegada a la costa (4) e inundación (5). Modificado de Iglesias (2005).

Propagación e inundación

La condición inicial del evento se genera por el desplazamiento de la superficie marina seguida del desplazamiento vertical debido a un terremoto. Tienen una gran longitud de onda y pueden recorrer grandes distancias, hasta llegar muy lejos del terremoto que los provocó, llegando a atravesar toda una cuenca oceánica si su energía inicial es suficiente.

Cuando recorren el océano, los tsunamis pueden medir más de 20 kilómetros de longitud, pero rara vez pasan de medio metro de altura. No obstante, se desplazan a velocidades superiores a 700 kilómetros por hora. Pudiendo pasar junto a los barcos sin ser advertidos. Cuando llegan a tierra aminoran la marcha debido a que a medida que disminuye la profundidad del fondo marino, disminuye la velocidad de la onda, acortándose sus longitudes, esto provoca que la energía se concentre, aumentando la altura de ola. Una vez que la ola ha llegado a costa se produce la retirada del agua provocando un efecto de succión.

A continuación, se explican los diversos procesos que se experimentan durante la propagación e inundación por un evento de tsunami.

2.2.5.1. Iniciación

Los temblores sísmicos que se producen cerca de las costas o que provocan el deslizamiento del fondo marino pueden desencadenar en el resultado de ondas elásticas que viajan a través de la tierra sólida (Figura 11). Sin embargo, cerca de la fuente de los terremotos submarinos, el fondo marino se eleva y baja "permanentemente", empujando la columna de agua entera hacia arriba y hacia abajo. La energía potencial que resulta de empujar el agua por encima del nivel medio del mar se transfiere a la propagación horizontal de la ola de tsunami (energía cinética).

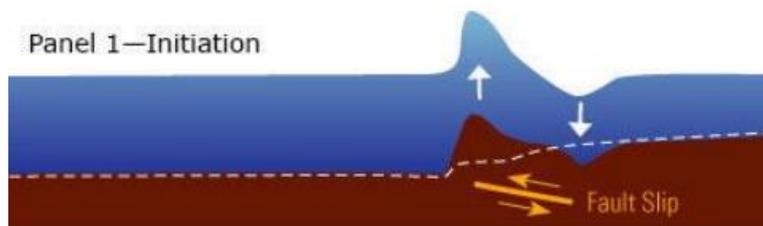


Figura 11. Esquematización del proceso de generación y propagación del Tsunami. Panel 1, Iniciación. Fuente de la imagen: USGS Fact Sheet 2006.

2.2.5.2. División

A los pocos minutos del terremoto, el tsunami inicial se divide en dos (Figura 11). Un tsunami que viaja al océano profundo denominado tsunami distante y otro tsunami que viaja hacia la costa cercana llamado tsunami local. La altura sobre un nivel medio de referencia de los dos tsunamis opuestos es aproximadamente la mitad que el tsunami original. La velocidad a la que viajan ambos tsunamis varía según la raíz cuadrada de la profundidad del agua. Por lo tanto, el tsunami de las profundidades oceánicas viajará más rápido que el tsunami local presente cerca de la costa.



Figura 12. Esquematización del proceso de generación y propagación del Tsunami. Panel 2. División. Fuente de la imagen: USGS Fact Sheet 2006.

2.2.5.3. Amplificación

Cuando el tsunami local viaja por la ladera continental lo más obvio es que la amplitud aumenta. Además, la longitud de onda disminuye. Se debe de tener en cuenta que la primera parte de la ola que llega a la costa local es una depresión, que aparecerá a medida que el mar retrocede lejos de la costa. Siendo esto una señal de advertencia natural común para los tsunamis, aunque puede no ocurrir en todos los casos ya que este retroceso del mar se produce cuando el tsunami se acerca a la costa en seno. Cabe resaltar que el tsunami del océano profundo viaje más lejos que el tsunami local debido a la mayor velocidad de propagación. A medida que el tsunami de las profundidades oceánicas se acerque a una costa distante, se producirá la amplificación y el acortamiento de la ola, tal como se muestra en el tsunami local (Figura 13).

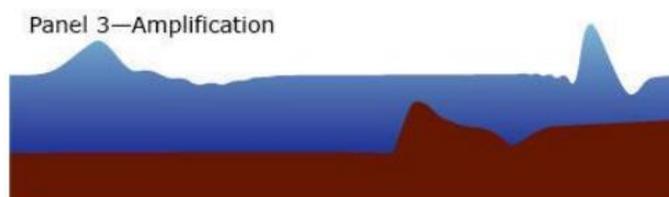


Figura 13. Esquematización del proceso de generación y propagación del Tsunami. Panel 3. Amplificación. Fuente de la imagen: USGS Fact Sheet 2006.

2.2.5.4. Propagación

Las ondas de tsunami en mar abierto, las partículas de agua describen movimientos orbitales, manteniendo la misma posición. La velocidad de fase es, por lo general, superior a la velocidad del tren de olas. Pero, presenta una diferencia entre ambas velocidades provocando una distorsión en la forma de la onda a medida que se propaga, tendiendo a reducir la amplitud y dividir cada onda solitaria en un tren de olas. La siguiente figura recoge cuatro series temporales registradas por boyas DART, las cuales están especialmente diseñadas para la detección de ondas de tsunami, instaladas en diferentes puntos del océano Pacífico durante el evento de Tohoku de 2011 en el cual se produjo un terremoto de 9 M_w frente a las costas orientales de la isla de Honshu causando la muerte de más de 18,000 personas y destruyó o dañó numerosas infraestructuras (ANSS, 2015). El efecto de la dispersión se puede apreciar a medida que aumenta la distancia entre la fuente y las boyas.

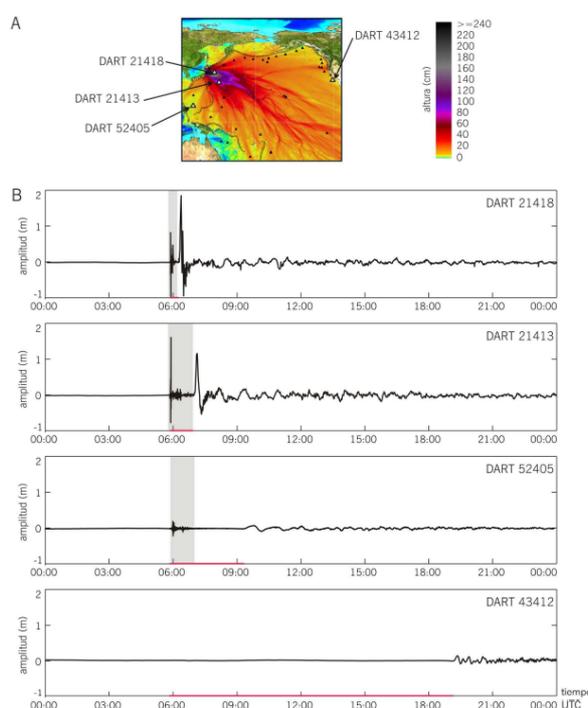


Figura 14. Propagación del tsunami de Tohoku de 2011. A) Distribución de alturas máximas de ola en el océano Pacífico obtenidas mediante modelización numérica (NGDC/WDS, 2015b), y situación de las boyas DART. B) Series temporales registradas en cuatro boyas DART (21418, 21413, 52405, 43412) publicadas por la NOAA en las que se observa la perturbación en la superficie libre. La primera variación corresponde a la onda sísmica (Heidarzadeh y Satake, 2013), sombreada en gris, y la segunda a la llegada del tsunami. Las líneas rojas representan los tiempos de llegada desde que se produce el terremoto (05:46 UTC) hasta la llegada del tsunami a la boya.

A medida que las olas se aproximan a la costa, desde la llanura abisal hasta el talud y la plataforma continentales, la profundidad de agua disminuye y por tanto la velocidad de fase se reduce. Si esta reducción no es homogénea, la parte de la onda que viaja por la zona más profunda lo hace más rápido que la zona cuya profundidad es más pequeña provocando que el frente de ola cambie de dirección. Este proceso, se le conoce como refracción y conlleva que el frente de olas se oriente paralelamente a las isóbatas. Además, la energía cinética se transforma gradualmente en energía potencial. De manera que al disminuir la velocidad de la fase aumenta la amplitud y disminuye la longitud de

la onda. Esta reducción de la velocidad implica que el tren de olas tienda a apilarse, ganando más altura. Este proceso es el que se entiende como asomeramiento o shoaling.

Además, cuando las ondas de tsunami se adentran en áreas semiconfinadas, como bahías, estuarios, puertos o incluso la propia plataforma continental, pueden producirse fenómenos de resonancia.

2.2.5.5. Inundación

Con la llegada del tsunami a las aguas más someras del litoral y a tierra firme, la onda colapsa y el movimiento de la masa de agua pasa de ser orbital a traslacional. La masa de agua se desplaza entonces sobre la costa como una inundación rápida, precedida por una pared vertical de agua turbulenta o tsunami bore (Peregrine, 1967). Al contrario que una ola de tormenta de altura similar, la gran longitud de onda de un tsunami le confiere al tsunami bore la capacidad de seguir avanzando tierra adentro empujando por la masa de agua que sigue desplazándose por aguas más profundas, llegando así a avanzar grandes distancias.

La inundación es producida por un flujo que es turbulento debido a la fricción con el fondo y a la presencia de obstáculos. Aunque gran parte de la energía se disipa a lo largo de este proceso, durante el retroceso de la ola también se produce arrastre de sedimentos y escombros. Asimismo, una parte de la onda puede ser reflejada en la línea de costa, especialmente cuando impacta contra superficies homogéneas orientadas perpendicularmente a su dirección de incidencia, generalmente estructuras antrópicas como diques o dársenas, puede entonces interferir con el resto de las olas del tren de ondas.

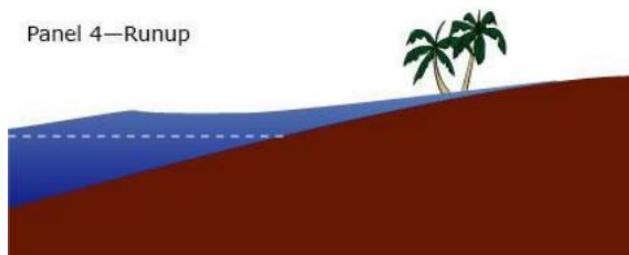
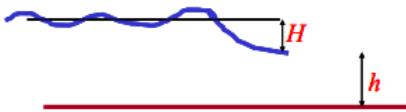


Figura 15. Esquematización del proceso de generación y propagación del Tsunami. Panel 4. Run.up. Fuente de la imagen: USGS Fact Sheet 2006.

A excepción de algunos eventos de tsunamis, como el ocurrido en el Océano Índico de 2004, no producen olas gigantes. Más bien, se presentan como inundaciones fuertes y de rápido movimiento. Provocando que gran parte del daño causado es debido a las fuertes corrientes y los escombros flotantes. Además, un pequeño número de tsunamis que rompen a menudo forma paredes verticales de aguas turbulentas llamadas bores y, cabe destacar que los tsunamis a menudo viajarán más tierra adentro que el oleaje presente en la playa de forma normal. Por lo que, a destrucción y los daños provocados por un tsunami son el resultado directo de tres factores: inundación, impacto de las ondas en las estructuras y erosión. (Comisión Oceanográfica Intergubernamental, 2013).

En cuanto se aproxima la línea de costa, los tsunamis rompen en circunstancias especiales si viajan grandes distancias en aguas reducidas. En estos casos los tsunamis

son similares a bores mareales. Por ejemplo, los tsunamis pueden tener períodos cercanos a la hora y las características del bore que se genera depende directamente de la siguiente relación:

$$\frac{\text{elevación del agua}}{\text{profundidad en el frente del bore}} = \frac{H}{h}$$


The diagram shows a blue wave profile above a red horizontal line representing the seabed. A vertical double-headed arrow labeled 'H' indicates the wave height from the trough to the crest. Another vertical double-headed arrow labeled 'h' indicates the depth of the water at the leading edge of the wave.

Figura 16. Formula y dibujo resumen de la aproximación del tsunami a la costa. Fuente de la imagen: Asignatura de análisis de riesgo geológico: Tsunamis.

Las olas de los tsunamis pueden penetrar por un río, arroyo o laguna costera y viajar a gran velocidad hasta 10 kilómetros tierra adentro. Estas olas de agua dulce se denominan bores y, debido a reflexiones múltiples sucesivas, provocan que la onda pueda propagarse río arriba. El bore puede ser turbulento, rompiendo/ondulatorio y ondulatorio, dependiendo del valor de la relación anterior:

Las ecuaciones de ondas largas en profundidades reducidas recogen una descripción simplificada del fenómeno.

$$\frac{H}{h} > 0.6$$

Bore turbulento



The diagram shows a blue line representing the water surface that slopes downward and then abruptly drops to a lower level, with a small, chaotic blue scribble at the point of the drop, indicating turbulence. A red horizontal line is below it.

Figura 17. Formula y dibujo resumen de la aproximación del tsunami a la costa para el bore turbulento. Fuente de la imagen: Asignatura de análisis de riesgo geológico: Tsunamis.

$$0.6 > \frac{H}{h} > 0.3$$

Bore rompiendo/ondulatorio

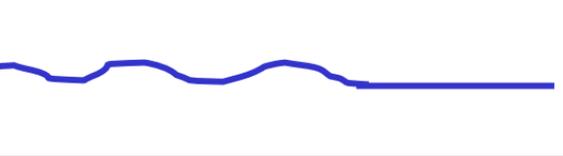


The diagram shows a blue wave profile with a crest that is breaking into a white foam. A vertical double-headed arrow labeled 'H' indicates the wave height, and another labeled 'h' indicates the depth. A red horizontal line is below it.

Figura 18. Formula y dibujo resumen de la aproximación del tsunami a la costa para el bore rompiendo/ondulatorio. Fuente de la imagen: Asignatura de análisis de riesgo geológico: Tsunamis.

$$0.3 > \frac{H}{h}$$

Bore ondulatorio



The diagram shows a blue wave profile with several small, regular ripples. A red horizontal line is below it.

Figura 19. Formula y dibujo resumen de la aproximación del tsunami a la costa para el bore ondulatorio. Fuente de la imagen: Asignatura de análisis de riesgo geológico: Tsunamis.

Esto probó que, las ondas de tsunami se pueden presenciar en océano abierto con alturas del orden de los centímetros y a medida que llegan a la costa comienzan a incrementar esta altura causando importantes daños en las comunidades costeras. (Cárdenas, 2012).

Los destrozos más grandes provocados por tsunamis ocurren durante la inundación (*run-up*) y flujo de retorno (*back-wash*) de áreas libres del impacto normal del mar. El *run-up* es una medida de la elevación del último punto al que llega dichas ondas de tsunami en su proceso de inundación medido por encima de un nivel de referencia (Figura 19). El “*Run-up*” se estima en función de la altura de ola, de si la ola del tsunami ha roto o no, de la profundidad del agua, de la pendiente media del perfil de la costa y de otros parámetros locales. A partir de esto se obtienen cotas de inundación máxima asociadas a dichas ondas de tsunami, que permiten sobre la cartografía local elaborar mapas de inundación (Aniel-Quiroga, 2018). En la Figura 20 se presenta de forma esquemática la definición del *Run-up*.

El tipo de *Run-up* varía dependiendo de acuerdo con como el tsunami llega en la línea de costa dando en un extremo una subida suave parecida a una marea normal mientras que en el otro extremo se produce de forma más violenta, con grandes ondulaciones pueden impactar en las estructuras.

2.3. Mapas de inundación

El principal resultado del análisis de la sensibilidad de inundación por tsunami es por medio de la elaboración de mapas de inundación, que permiten identificar aquellos parámetros que afectan mayormente a la inundación (Otero, 2008) a través de diferentes variables (Figura 20) como:

1. **Elevación máxima de altura de ola en el mar (η):** Definida como la altura que tiene la superficie libre del mar medida desde datum vertical de referencia que se realice la inundación (para este caso pleamar).
2. **Profundidad de inundación (h):** Elevación de la lámina de agua respecto al suelo, es decir, la diferencia entre la elevación máxima de altura de ola y el terreno.
3. **Velocidad de flujo (u):** Velocidad de las partículas.
4. **Arrastre (d):** Refleja el producto de las variables velocidad de flujo y profundidad de inundación. Dicha variable nos sirve para cuantificar el riesgo de arrastre de una persona.
5. **Run-up (Ru):** Es la elevación hasta el punto donde llegó la máxima inundación en tierra. (Elevación medida desde el nivel de referencia vertical). Dicho valor es igual al valor de la cota del terreno en el último punto del terreno inundado.
6. **Longitud de inundación (L):** distancia desde la línea de costa hasta el punto del terreno inundado más alejado.
7. **Tiempo de llegada (t):** Tiempo mínimo de la onda desde la generación al punto de estudio.

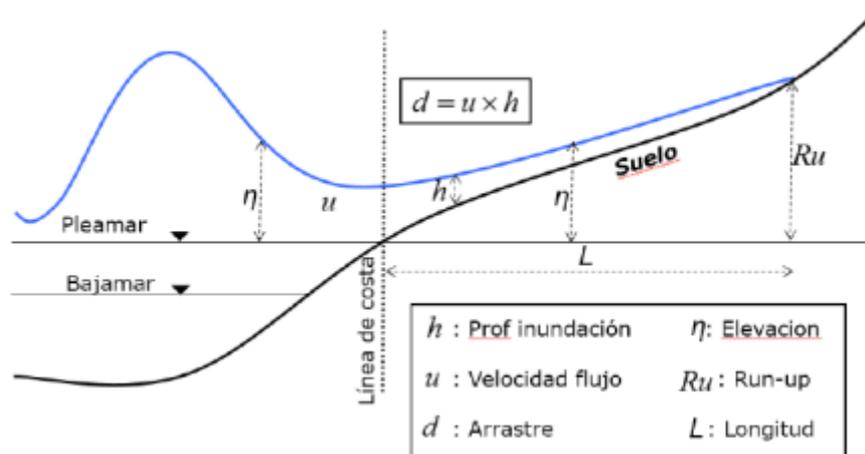


Figura 20. Definición de parámetros de inundación. Fuente de la imagen: Aniel-Quiroga, 2018

2.4. Sensibilidad de inundación

La sensibilidad de inundación ante un evento de tsunami se define como la apreciación de la variabilidad en los cambios ocurridos en la peligrosidad ante una modificación de los parámetros que gobiernan los tsunamis. De tal forma que, se estime la influencia de aquellos parámetros que definen el tsunami y se evalúe si los cambios de estos afectan en mayor o menor medida al área que ha sido afectada.

En el presente trabajo se realizó una evaluación de la sensibilidad que se basa en “el peor escenario creíble de tsunami” obtenido en el Trabajo de Padilla del 2020, el cual es usualmente seleccionado a partir de la simulación de diferentes escenarios con diferentes fuentes de generación de Tsunamis (Otero, 2008). Por lo que, se sugiere realizar análisis de sensibilidad respecto a aquellos parámetros que pueden crear cierta incertidumbre a la hora de realizar mapas de inundación como es, por ejemplo, la variación espacial de la ubicación del hipocentro, pero sujeto a la geometría del plano de falla, de forma tal de estimar la ocurrencia del evento de tsunami máximo creíble.

De acuerdo con lo anterior, los parámetros relativos para la modelación de la falla adolecen de incertidumbre en su determinación predictiva, siendo requerido un análisis de sensibilidad, por ejemplo, variando los valores de ubicación del centroide o distribución de deslizamiento (parámetros de Okada).

Otras causas que generan cierta incertidumbre en cuanto al conocimiento del área que puede llegar a ser inundada se deben a las condiciones que presenta la zona de estudio en cuanto a la fricción y/o las condiciones de contorno de la costa. Pues, las generalmente presentes barreras contra los tsunamis son las naturales como los arrecifes de coral o las islas. En Kanyakumari, por ejemplo, aun siendo una de las zonas más afectadas por el tsunami de 2004, vio reducido su impacto por tener grandes barreras de coral en sus costas, que redujeron la energía del tsunami y por tanto la inundación provocada.

2.4.1. Mecanismos que afectan a la sensibilidad de inundación

Los mecanismos que activan dicha sensibilidad de inundación se corresponden con la parametrización de las diferentes fuentes tsunamigenas asociadas a terremotos en

el fondo marino por fallas tectónicas. mecanismos que activan dicha sensibilidad serían los siguientes:

- Variaciones en la topobatimetría
- Variaciones en la fricción de fondo
- Fuentes sismotectónicas (Parámetros de Okada)

En función de la magnitud (M_w) se modifica geometría de la falla, lo que provoca una variación en la energía total que se libera en el momento de ruptura, desplazando mayor volumen de la columna de agua. Los tsunamis más destructivos generalmente son generados por terremotos superficiales de gran magnitud con epicentro o línea de falla cerca o en el fondo del océano (Figura 9). Una perturbación del fondo marino puede alterar abruptamente la superficie del mar.

2.4.2. Fuentes sismotectónicas

Se han parametrizado las diferentes fuentes Tsunamigenas asociadas a terremotos en el fondo marino por fallas tectónicas. El modelo de Okada, 1985, propone sus ecuaciones para calcular las deformaciones en superficie debido a una dislocación a una cierta profundidad en un semi-espacio elástico y homogéneo, permitiendo estimar el movimiento del fondo marino a partir de parámetros del desplazamiento ocurrido en una falla. El modelo asume este desplazamiento del fondo marino igual al de la superficie marina y por lo tanto propaga una onda de las mismas dimensiones.

Este tipo de modelos son adecuados para simular eventos en los que los movimientos del fondo marino ocurren en un tiempo menor al del periodo del tsunami. Los parámetros necesarios para obtener un desplazamiento de la superficie libre a partir del modelo de Okada 1985 (Figura 21), estos son:

- Posición del epicentro (lat, lon)
- Profundidad focal (hfoc)
- Longitud del plano de la falla (L)
- Ancho del plano de la falla (W)
- Dislocación (Rake slip)
- Rumbo de la falla (Strike θ)
- Inclinación de la falla (Dip δ)
- Angulo de dislocación (Slip λ)

Con:

- **Strike o rumbo de la falla (θ).** Se mide en sentido horario a partir del Norte. Indica la orientación de la falla sobre la superficie terrestre. Su valor puede variar de a 0 a 360 grados.
- **Dip o inclinación de la falla (δ).** Se mide a partir de la superficie de la tierra y describe la pendiente de la superficie de la falla. Su valor oscila entre los 0 y los 90 grados.
- **Rake, deslizamiento o ángulo de dislocación (λ).** Se mide con respecto al rumbo de la falla. Describe la dirección relativa del movimiento de la falla sobre la superficie de la tierra.

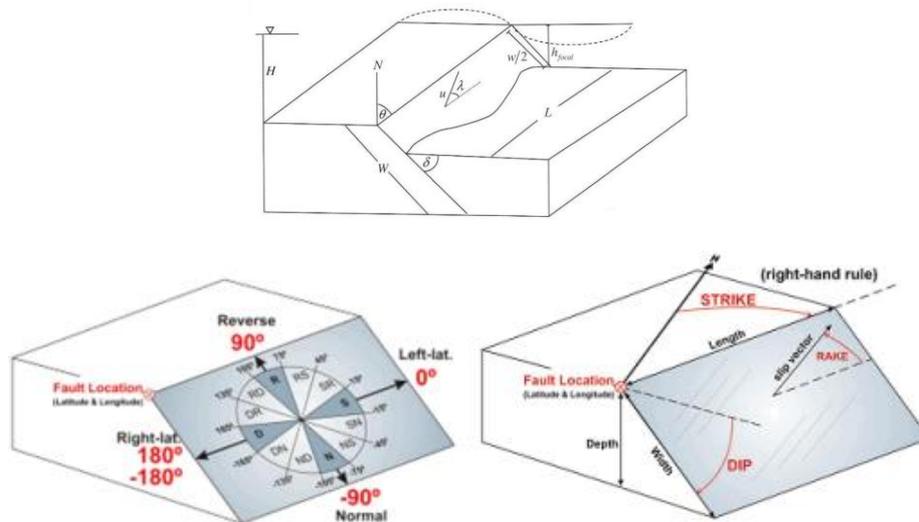


Figura 21. Esquematización de los parámetros de los mecanismos de generación de tsunamis por falla sísmica. Geometría de la falla. Fuente de la imagen: Otero, 2008.

Dependiendo del valor del ángulo de deslizamiento λ , el cual varía entre 0° y 360° , se pueden dar 4 diferentes tipos de fallas geológicas.

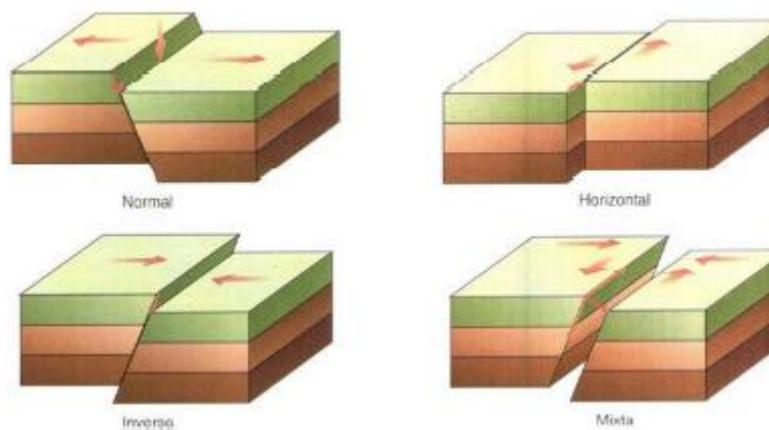


Figura 22. Tipos de fallas. Fuente de la imagen: GeotecniaFácil.com

- **Falla de desgarre o deslizamiento a lo largo del rumbo.** Los dos bloques de la falla se mueven horizontalmente, uno con respecto al otro.
 - Cuando $\lambda = 0^\circ$, el movimiento se llama lateral-izquierdo porque si estamos en un bloque de la falla, el otro bloque mueve hacia la izquierda.
 - Si $\lambda = 180^\circ$ el movimiento es lateral-derecho.
- **Falla normal.** El bloque de techo se desliza hacia abajo con $\lambda = 270^\circ$.
- **Falla inversa.** El bloque de techo se desliza hacia arriba con $\lambda = 90^\circ$.
- **Falla mixta.** El bloque de techo puede deslizarse tanto hacia arriba o hacia abajo, como también horizontalmente (a lo largo del rumbo de la falla).

En base a la geometría de falla propuesta anteriormente, la formulación de las Ecuaciones de Okada estarán regidas por la siguiente geometría en el que se plantea un sistema de coordenadas cartesiano, además se puede destacar lo siguiente:

- El semi-espacio elástico y homogéneo está en la región $z \leq 0$.
- El eje x va paralelo al rumbo de la falla.
- S_1 , S_2 y S_3 definen las componentes de una dislocación arbitraria y corresponden a las componentes del deslizamiento a lo largo del ángulo de la falla, del rumbo y la componente de tensión respectivamente.
- Cada vector representa el movimiento del bloque techo relativo al bloque piso.
- L y W corresponden al largo y ancho de la falla respectivamente, a una profundidad $z = -d$, y con un ángulo de inclinación de la falla δ .

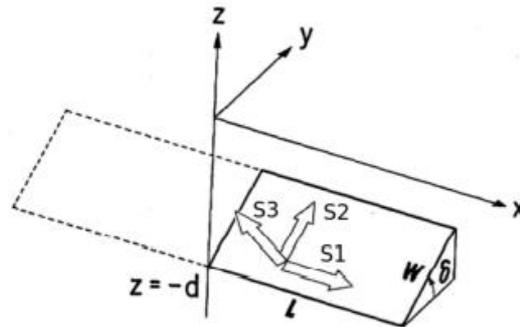


Figura 23. Geometría de la falla. Fuente de la imagen: Okada, 1985

2.5. Modelación de tsunamis

La modelización numérica de tsunamis busca simular sistemas físicos a partir del cálculo numérico realizando una simplificación apropiada de la realidad, basándose en un conjunto complejo de ecuaciones relacionadas entre sí, donde las variables adquieren diferentes valores a lo largo del espacio y del tiempo. La utilidad de la modelización numérica en el estudio de la generación y propagación de los tsunamis viene demostrada por numerosos autores, constituyendo en muchos casos la única manera de comprender eventos con registro histórico científico muy reducido o inexistente. Resulta a su vez una de las herramientas principales y más útiles a la hora de realizar previsiones futuras.

La modelización de tsunamis sigue tres etapas principales generalmente. En primer lugar, la modelización de la génesis de la perturbación en la columna de agua, seguido de la modelización de la propagación de la perturbación desde la fuente hasta su llegada a la costa y por último la modelización de la inundación provocada por el impacto del tsunami en la costa.

Cabe diferenciar entre modelos acoplados, los cuales abordan la continua generación, propagación-inundación, y los desacoplados, los cuales se realizan en muchos casos en dos modelos que modelizan las tres etapas. El primero de ellos se emplea para conocer la perturbación de la superficie libre basándose en el tipo y las características de la fuente que la produce, mientras que en el segundo modelo se realiza una propagación de la perturbación inicial, calculándose la inundación en la costa. Los modelos desacoplados son los más empleados debido a la mayor sencillez que tiene su resolución. Cuando se trata de una fuente tsunamigénica de poca duración, como pueden ser terremotos, la simplificación de la modelización puede ser mayor asumiendo que el proceso de generación ha acabado una vez se inicia la propagación del tsunami. De este modo se realiza una descripción de la perturbación inicial empleando fórmulas empíricas

en las que se sustituyen las variables por valores reales, y tan solo se emplea la simulación numérica para describir la fase de propagación e impacto. Generalmente en el caso de fuentes sísmicas se calcula la deformación del lecho marino analizando los parámetros de la falla, siendo el método más extendido el modelo de Okada (1985) y el empleado en el presente estudio para recrear las simulaciones de tsunamis en el área de estudio.

A la hora de desarrollar un modelo numérico se emplean tres pasos fundamentales. En primer lugar, se definen las ecuaciones de gobierno a emplear, seguido de un diseño del esquema numérico a emplear para poder solucionarlas y por último se transforma a un lenguaje de programación para su resolución. En la actualidad la mayoría de los modelos numéricos utilizados emplean aproximaciones de las ecuaciones de Navier-Stokes para describir la propagación de ondas de tsunami. Se basan a su vez estas ecuaciones en las ecuaciones de Euler, realizando una descripción del movimiento de un fluido viscoso a partir de las derivadas parciales de su presión, densidad, temperatura y velocidad. En ocasiones se incluyen las tensiones viscosas y las tensiones turbulentas, lo cual incrementa la complejidad de las ecuaciones del modelo de propagación.

Las diferentes aproximaciones que se realizan a las ecuaciones de Navier-Stokes en la actualidad para el estudio de propagación de tsunamis, fueron definidas y ampliamente estudiadas por Peregrine (1967), validadas por Hammack (1972). Cabe destacar que las primeras modelizaciones de tsunamis, realizando un estudio centrado en su propagación, se dieron en los años 50 y 60. Destacan los estudios de Hall y Watts (1953) y Carrier y Greenspan (1958), basados en el movimiento vertical de olas solitarias en pendientes someras, así como estudios de propagación de ondas con una proyección más numérica como los de Whitham (1959) o Meyer y Taylor (1963) entre otros. Sin embargo, la primera modelización numérica centrada en la direccionalidad de la fuente generadora de tsunami la realizan Ben-Menahem y Rosenman (1972), mostrando la estrecha relación entre la amplitud de las ondas de tsunami generados por sismos y los parámetros sísmicos de las fallas que lo generan, alegando la necesidad de datos batimétricos de alta resolución sobre las zonas de aguas profundas del océano Pacífico para poder realizar buenas modelizaciones de propagación de tsunamis. Resulta también importante la modelización de inundación de Synolakis (1987), capaz de realizar una buena aproximación de la invasión en costa de trenes de ondas de gran amplitud y periodo.

Las distintas aproximaciones a las ecuaciones de Navier-Stokes pueden clasificarse en tres grandes grupos. Por un lado, las Ecuaciones de Aguas Someras, SWE de su denominación en inglés Shallow Water Equations, son la aproximación más simplificada. Esta aproximación considera que, al tratarse de ondas largas, los tsunamis siempre tendrán una propagación propia de olas en aguas someras. De este modo se asume que la escala vertical es mucho menor que la escala horizontal, es decir la amplitud de la onda es mucho mayor que la profundidad de la columna de agua, de este modo la presión en cualquier punto de la masa de agua es equivalente a la presión ejercida por la columna de agua que reposa sobre ese punto. En esta aproximación desaparecen los términos dispersivos, ya que se asume un perfil vertical de velocidades homogéneo, al igual que las tensiones viscosas, cuya magnitud es muy inferior a los otros términos de la ecuación, siendo despreciados.

También se realiza otro nivel de aproximación como son las Ecuaciones No Lineales de Aguas Someras, NSWE, en las que no hay una supresión de los términos no

lineales, como puede ser la fricción que se da con el lecho marino. Al no despreciarse los parámetros no lineales se da una simulación más realista de la naturaleza de las ondas de tsunami, especialmente en zonas de aguas someras de la plataforma continental (Zahibo et al., 2006).

Por último, la tercera aproximación se compone por las ecuaciones de tipo Boussinesq (1872). En esta aproximación se analiza la estructura horizontal y vertical de flujos con velocidad, empleando la velocidad vertical para toda la columna de agua. Como resultado se da un sistema de ecuaciones no lineales con términos dispersivos integrados.

Con las tres aproximaciones se obtiene un sistema de ecuaciones diferenciales parciales con una solución analítica de excesiva complejidad. La solución se obtiene mediante métodos de diferencias, volúmenes o elementos finitos (Iglesias *et al.*, 2012). Generalmente el método más empleado es el de diferencias finitas, en el cual debe cumplirse la condición de Courant (Lax, 1967). La condición de Courant se basa en que el paso del tiempo debe de ser menor a un cierto valor crítico determinado por el tamaño de celda.

El empleo de una aproximación u otra tiene una estrecha relación con el tiempo de computación, cosa que explica la mayor extensión de las aproximaciones de tipo SWE o NSW frente a las de tipo Boussinesq, la cual requiere un mayor tiempo de computación y complejidad de resolución.

Los diferentes modelos de simulación del oleaje en las proximidades de la costa son una de las herramientas más utilizadas hoy en día. La gran variedad de modelos desarrollados, ponen de manifiesto la complejidad de los procesos e interacciones que sufren las ondas de tsunamis en su viaje hacia las costas, dificultando de este modo la selección del modelo a seguir. La variedad de modelos, teorías y aproximaciones, la tipología del estudio y las características de la franja costera, la disponibilidad de datos previos de oleaje, viento y batimetría, así como el conocimiento del usuario y la calibración del mismo modelo son algunos de los aspectos clave recogidos por los autores analizados que garantizan el éxito en el uso de este tipo de técnicas de análisis.

Disminuir el tiempo de computación para la modelización de tsunamis es el principal objetivo de los expertos en simulaciones. Generalmente la mayoría de los modelos numéricos se encuentran en lenguaje Fortran (Formula Translating System). Estos programas se ejecutan desde la unidad central de procesamiento de los distintos computadores, sin embargo, existe actualmente una fuerte tenencia a reformular estos códigos mediante el empleo del lenguaje CUDA (Compute Unified Device Architecture), específico para poder realizar simulaciones desde la unidad de procesamiento gráfico en vez desde la unidad central (Iglesias *et al.*, 2012), lo cual permite acelerar los cálculos en gran medida, tal y como demuestran en su estudio Castro et al. (2015). Esta nueva velocidad de cálculo permite obtener los resultados de la modelización en apenas segundos o minutos, lo cual conlleva importantes mejoras en los sistemas de alerta temprana.

El modelo numérico utilizado en el presente trabajo es el COMCOT, que permite simular la propagación de ondas de tsunamis en el que su comportamiento está gobernado por las ecuaciones de Navier-Stokes y, están regida por las siguientes tres reglas:

La segunda ley de Newton que, expresa que el cambio de movimiento es directamente proporcional a la fuerza motriz impresa y ocurre según la línea recta a lo largo de la cual aquella fuerza se imprime.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

- La ley de conservación de masa, la cual indica que en toda reacción la masa de los reactivos es igual a la masa total de los productos y de fluido incompresible.

$$\rho \frac{D\vec{u}}{Dt} = -\vec{\nabla}\rho + \rho\vec{F} + \frac{\partial\tau_{ij}}{\partial\tau_j}$$

- La ley de fluido incompresible en el que manifiesta que el flujo es incompresible si la densidad permanece aproximadamente constante a lo largo de todo el flujo.

En estas ecuaciones de Navier-Stokes se realizan ciertas simplificaciones, como la de no considerar términos viscosos ni gradientes verticales y se promedian las ecuaciones en vertical sobre la profundidad, se obtienen las ecuaciones en aguas someras o las Shallow Water Equations (SWE).

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho\eta)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho\eta u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho\eta v)}{\partial y} &= 0, \\ \frac{\partial(\rho\eta u)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho\eta u^2 + \frac{1}{2}\rho g\eta^2 \right) + \frac{\partial(\rho\eta uv)}{\partial y} &= 0, \\ \frac{\partial(\rho\eta v)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho\eta uv)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho\eta v^2 + \frac{1}{2}\rho g\eta^2 \right) &= 0. \end{aligned}$$

Donde:

- $H = (h + \zeta)$ Profundidad del agua (variables de pendientes del problema)
- ζ Elevación de la superficie libre
- h Profundidad del agua en reposo
- (x, y) Longitud y latitud de la tierra
- g Aceleración de la gravedad
- (τ_x, τ_y) Tensiones con el fondo
- f_c Parámetros de Coriolis
- (u, v) Velocidades promediadas en profundidad en las direcciones (x, y)

Si, además, las SWE mantienen los términos no lineales, se obtiene las ecuaciones no lineales NLSWE (Wang y Liu, 2006). La interpretación de estas ecuaciones permite conocer el comportamiento de los tsunamis desde su generación hasta la costa (Cárdenas y Carlos, 2012).

$$\frac{\partial(U * H)}{\partial t} + \frac{\partial(U^2 * H)}{\partial x} + \frac{\partial(U * V * H)}{\partial y} = f * V * H - g * H * \frac{\partial\eta}{\partial x} + \tau_{xz(-h)}$$

Esto hace que las ecuaciones de ondas largas en profundidades reducidas son apropiadas en un gran dominio de los tsunamis, pero en grandes peraltamientos puede llevar al crecimiento de ondulaciones y rotura de las ondas, y por tanto al fallo de la

aproximación. Si las escalas de a , h y L llegan a ser comparables en zonas de tierra o inundación generalmente, entonces estas aproximaciones no son adecuadas. Las ecuaciones totales de Euler necesitan ser resueltas, e incluso en este caso si existe rotura no son tampoco una buena aproximación. En tales casos es necesario aplicar aproximaciones de bores modelados como discontinuidades dentro de las ecuaciones de onda larga en profundidades reducidas.

Por lo que, en cuanto al asomeramiento (Shoaling) el paso típico de tsunamis del océano a zonas costeras es de profundidades de 4km a 100 m en la plataforma continental y a 0 en la línea de costa. Haciendo que la topografía de este cambio es relevante para:

- Una pendiente de aproximación fuerte debido a que existe una gran reflexión y las amplitudes no se incrementan tanto.
- Las batimetrías con fondo de perfil variando suavemente conllevan a grandes amplificaciones

Esto provoca que las bahías, puertos y bocanas de estuarios pueden entrar en resonancia con amplificaciones en amplitudes.

3. METODOLOGÍA

En el presente apartado se presenta la aproximación metodológica para obtener los mapas de sensibilidad de inundación y además de los diferentes datos e información utilizada para ello.

3.1. Esquema metodológico

La evaluación del potencial tsunamigénico de los deslizamientos investigados se ha realizado mediante modelización numérica, metodología que requiere datos precisos y de alta resolución tanto de la profundidad del lecho marino como del espesor de la masa deslizada. Dichos datos fueron adquiridos previamente durante diversas campañas oceanográficas mediante batimetría de multihaz y perfiles de sísmica de muy alta resolución. El modelo utilizado es el modelo numérico COMCOT desarrollado por la universidad de Cantabria.

Los mapas de sensibilidad de inundación obtenidos están basados en simulaciones de eventos de tsunami que se utiliza para simular la propagación transoceánica de tsunamis y la inundación de la zona costera. Como se muestra en la siguiente figura, el proceso metodológico inicia a partir de una condición base, las cuales presenta una topobatimetría y parámetros de generación de tsunami sismotectónico iniciales (definidas a partir del peor tsunami posible tsunami creíble. Falla CWF). Después se procede con la ejecución del modelo numérico y, por último, la generación de los mapas en los que se recogen diferentes variables mediante los resultados obtenidos del paso anterior.

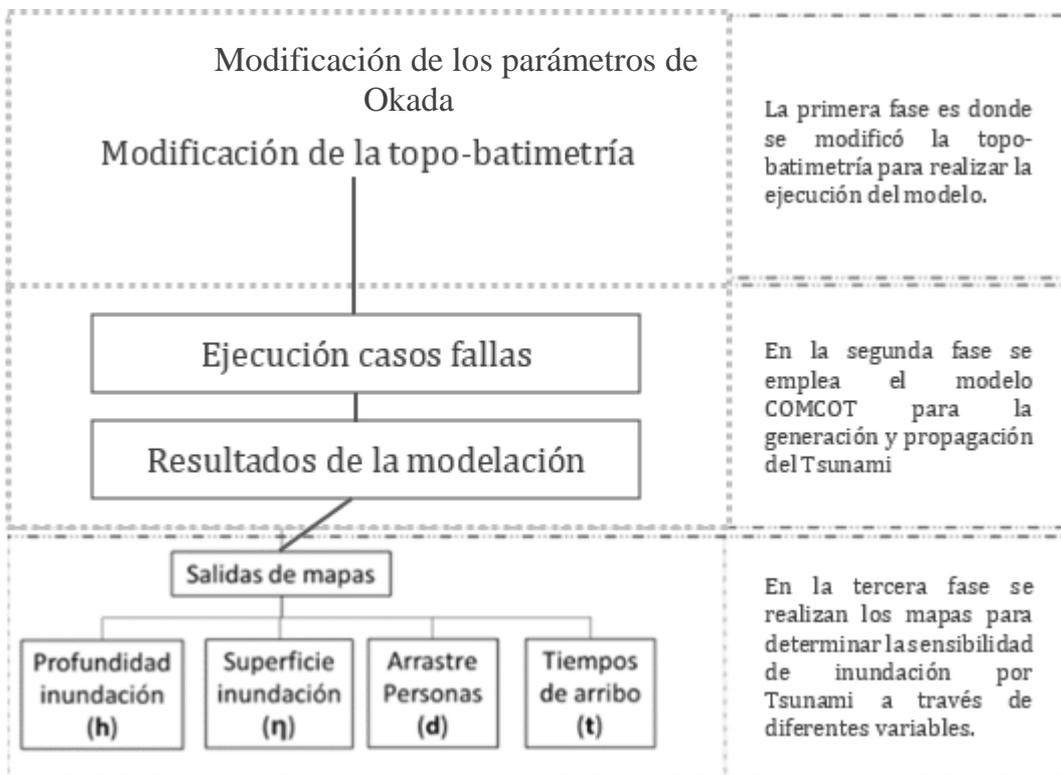


Figura 24. Flujo del programa seguido para la metodología del trabajo. Fuente de la imagen: Propia.

Como se ha comentado anteriormente, el relieve submarino condiciona ampliamente la propagación y el impacto de los tsunamis sobre la costa. De este modo es imprescindible una correcta descripción de la morfología, geología y diferentes accidentes geográficos de la zona en la que se va a realizar el estudio de sensibilidad en el presente Trabajo de Fin de Máster, siendo la costa de Chipiona en Cádiz la zona elegida para realizar el modelado. Esto se debe a que ya se han realizado otros estudios de modelados de propagación de tsunamis en la zona nombrada.

3.2. Zona de estudio

Chipiona es un municipio español situado en la provincia de Cádiz, en la comunidad autónoma de Andalucía. La extensión superficial del término municipal es de 32.92 km² y tiene una densidad de 573.90 Hab/km². Según el Instituto Nacional de Estadística (INE), a 1 de enero de 2020, Chipiona contaba con una población de 19,246 habitantes, la cual se multiplica hasta 4 veces en periodo estival. Como fue el caso del año 2016 cuya población aumentó de 19,095 habitantes a 84,580.

La villa se encuentra situada en la costa atlántica, a una altitud de 6 metros sobre el nivel del mar, entre las poblaciones de Rota y Sanlúcar de Barrameda y a 60 km de Cádiz, capital de la provincia (Figura 25).



Figura 25. Localización de la zona de estudio. Fuente de la imagen: Wikipedia.org

Descripción general y Local

La zona norte del área en la que se va a realizar la propagación del tsunami se encuentra la playa del Muelle que pertenece al municipio gaditano de Chipiona mientras que en el sur se encuentra la playa Ballena que limita con el municipio de Rota. El rango mareal presenta periodicidad semidiurna, con mareas vivas de hasta 3.22 m, por lo que se clasificaría como meso mareal (Anfuso y Benavente, 2006), con una pleamar máxima (PMVE) de hasta 1.86 m de altura sobre el nivel medio del mar (<https://portus.puertos.es/#/>). Para la descripción de la zona costera, se ha discretizado el municipio en 3 zonas de interés (Figura 26).



Figura 26. Área de estudio local, Casco urbano municipio de Chipiona. Fuente de la imagen: <http://pnoa.ign.es/> modificada por: Sergio Padilla

La **zona 1** es el primer tramo que se corresponde desde el morro del dique de abrigo del puerto hasta la punta del Perro. En este tramo se presentan las Playas Muelle, Cruz del Mar y Las Canteras. Estas presentan una longitud de 700 m y una anchura de 50 m, con mucha variación debido a las condiciones de marea local. En este tramo también se encuentran los corrales La longuera, Trapillo, Cabito y Nuevo. En la Punta del Perro se encuentra el Faro. En esta zona también se encuentra el puerto de Chipiona, el cual es un tipo de puerto deportivo-pesquero con bajo calado (2–3 m) en sus dársenas internas y áreas de atraque, dadas sus condiciones de uso.



Figura 27. (a), Ubicación de la playa Cruz del Mar. (b), Corrales de pesca y el Faro. Fuente de la imagen: Miteco.

La **zona 2** se corresponde con el segundo tramo que va desde el dique en Punta del Perro hasta la Punta del Camarón, donde se encuentra la Playa de Regla, la cual está ubicada en pleno centro urbano de Chipiona con aproximadamente 1.3 km de longitud y aproximadamente 60 m de anchura.



Figura 28. Localización de la Playa de Regla. Fuente de la imagen: Miteco.

Por último, la **zona 3** se corresponde con el tramo más al sur de la costa, empezando por la Punta del Camarón, hasta los límites Urbanos del municipio de Chipiona en la Playa Ballena. En esta zona se encuentran las playas de Camarón, las Tres Piedras y la Playa Ballena. En total tienen alrededor de un 1.5 km de longitud y 45 m de anchura, con una alta variación por las condiciones de marea presentes y también se tienen los diferentes corrales de pesca como Mariño, Canelita del Diablo, Chico y Hondo. En esta zona también se tiene un sistema dunar paralelo a la playa. Este se encuentra formado por un primer cordón dunar muy fragmentado y en muchas ocasiones ausente y un área de duna secundaria ocupada por un retamar o por ajardinamientos. El aporte de arenas al sistema dunar es muy bajo debido a la presencia de los corrales de pesca, situación que ha llevado a que actualmente el sistema dunar presente serios problemas de erosión. Presentando las siguientes características:

- Longitud de 2600 m
- Anchura Media de 85 m
- Altura Media entre 0.5 a 2.5 m, con máximos de hasta 4.5 m
- Superficie de 185,800 m² aproximadamente.



Figura 29. A y b, Playa de las tres piedras. c, Dumas. Fuente de la imagen: Miteco.

Los corrales de pesca de Chipiona son recintos cercados por un muro de contorno redondeado, de piedras porosas de construcción artesanal, distribuidos a lo largo del litoral. Las piedras están unidas por una conglomeración marina de ostiones, algas y bellota de mar que actúan como barreras de arrecife naturales. Pues, el corral se compone de una pared, levantada con grandes piedras de la mar en la base y a los lados y rellena de cascotes y grava. Al bajar la marea, el agua forma lagunas entre las rocas y escolleras. Cada laguna es conocida por los pescadores con un nombre alusivo a su situación o características peculiares. (ayuntamiento de Chipiona, <https://www.turismodechipiona.com/destinations/corrales>)

Además de las playas y el litoral, la geografía del término municipal se compone de abundantes pinares piñoneros (*Pinus pineas*); un monte bajo formado fundamentalmente por palmitos, lentiscos y acebuches; y una mezcla de dunas y matorral típico, con cañaverales, retamas, etc. Son muy conocidos los pinares de La Peritanda, La Tambora y Los Majadales. Estos ecosistemas son de gran importancia pues constituyen el hábitat de la principal colonia europea de camaleones.

En conclusión, el municipio de Chipiona cuenta con una costa baja con una longitud aproximada de 13 Km, con franja litoral arenosa (playas) y rocosa (Cabos y corrales de pesca). La geografía del término municipal se compone de abundantes pinares piñoneros (*pino pineas*); monte bajo y una mezcla de dunas con una altura media de (50 cm a 2.5 m) y matorral típico ubicado a lo largo de la zona 3. El casco urbano se encuentra edificado, presenta un terreno de baja pendiente a una altitud media de 6 m respecto al nivel medio del mar y sin presencia de sistemas montañosos.

3.2.1. Descripción de las fuentes sismotectónicas del Golfo de Cádiz

Cádiz se localiza en el límite entre dos placas tectónicas, la euroasiática y la africana. Provocando que se produzca una gran cantidad de fosos sísmicos. En toda esta zona no existe una alineación clara de los epicentros de los terremotos. Las placas africana y euroasiática presentan un entramado de fallas distribuidas en una banda de dirección Este-Oeste de unos 100-150 km de ancho paralela a la costa del sur de Portugal. La mayoría de los mecanismos focales en esta zona son de tipo inverso y de desgarre con una compresión horizontal máxima en dirección Noroeste-Suroeste. Se contempla que la profundidad de los terremotos alcanza en algunos casos los 50-60 km, aunque sin marcar claramente una zona de subducción.



Figura 30. Localización de las dos placas sísmicas presentes en la zona de estudio. Fuente de la imagen: abc.es

La mayoría de la sismicidad producida en el golfo de Cádiz ha provocado como consecuencia una serie de tsunamis que han azotado España, Portugal y Marruecos.

Al suroeste del cabo de San Vicente han ocurrido los terremotos de mayor magnitud. El más importante es el terremoto que sucedió en 1755, con una magnitud de 8.5. Este terremoto generó un tsunami con olas que alcanzaron alturas de 10 a 15 metros en el Golfo de Cádiz y en total se estima que causó alrededor de unas 15,000 víctimas. Además, destaca el terremoto 1356 y de 1761, este último provocó un tsunami que llegó a las costas de Portugal, España, Gran Bretaña e incluso Barbados. También cabe mencionar el terremoto de 1941 de magnitud de 6.7 y más recientemente los de 2007 y

Sismicidad en el Golfo de Cádiz		
Año	Magnitud	Tsunami
1356	-	No
1722	-	Si
1755	8.5	Si
1761	-	Si
1941	6.7	No
1964	6.6	No
1969	7.8	No
2007	6.1	No
2009	5.7	No

Tabla 5. Tabla resumen de los terremotos provocados en el gofo de Cadiz y si causaron un tsunami o no. Fuente de la tabla: Propia.

2009 de magnitudes de 6.1 y 5.7 respectivamente. Estos tres últimos no provocaron tsunamis.

En la zona del golfo de Cádiz, han ocurrido terremotos como el de 1722 en Tavira (Portugal), que devastó varias localidades del sur de Portugal, causó un tsunami local que inundó zonas someras de Tavira. En 1964 se registró un terremoto de magnitud 6.6.

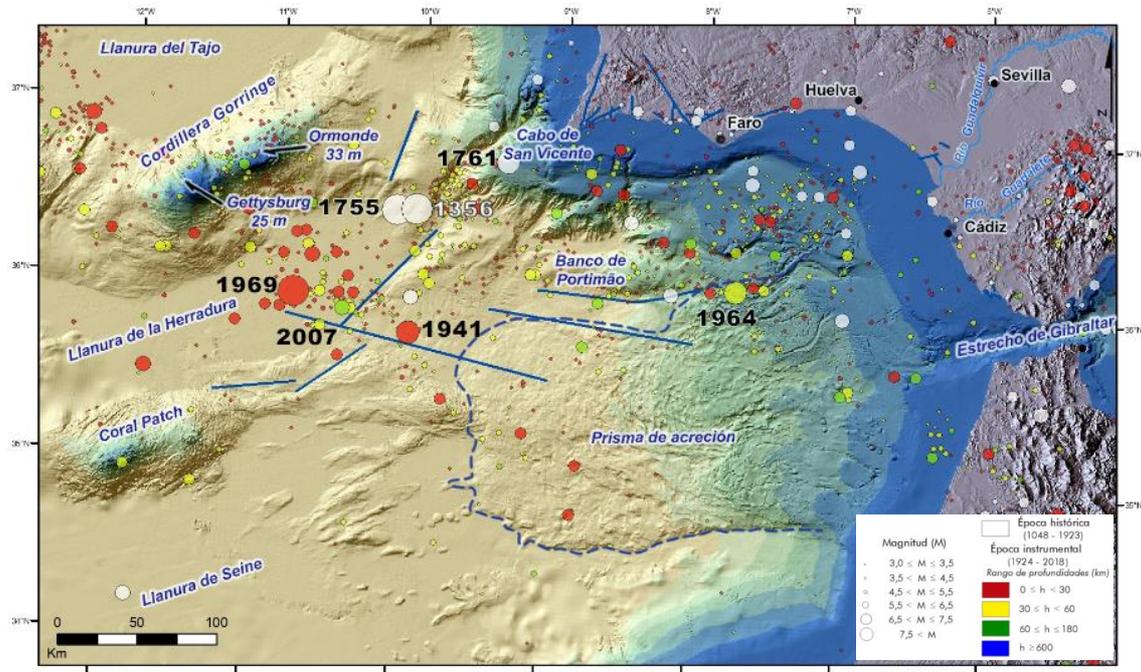


Figura 31. Mapa de los sismos producidos en el Océano Atlántico. Fuente de la imagen: ign.es

A pesar de que el más conocido tuvo lugar en el año 1755, asociado al terremoto de Lisboa, y que dio lugar a inundaciones en las costas de España, Portugal y Marruecos. Cabe destacar que el golfo de Cádiz sufrió otros cinco tsunamis antes del terremoto de 1755. El intervalo de recurrencia de estos eventos oscila entre 1,200 y 1,500 años.

Entre los múltiples enclaves del Golfo de Cádiz, en los que se han detectado depósitos sedimentarios atribuidos a la acción de tsunamis, se encuentran en Punta Umbría y las marismas de Doñana (Huelva), y la flecha litoral de Valdelagrana (Cádiz).

En el Trabajo de Padilla en 2020 se realizó un estudio bibliográfico sismotécnico en el Atlántico en el que se obtuvieron diferentes fuentes de generación y sus respectivos parámetros de Tsunamis. En la siguiente tabla y figura se presentan las deformaciones iniciales verticales obtenidas para las diferentes fuentes cercanas que se han propagado en dicho proyecto.

Tabla 6. Descripción de las fuentes tsunamigenas implementadas. Fuente de la tabla: Padilla, 2020

Número	Ref	Lenght	Width	Foc	Lat	Long	Strike	Dip	Rake	Slip	Mw
1	CWF	140000	200000	5000	34.53	-9.121	349.0	5	90	20	8.75
2	HSF	165000	70000	5000	35.796	-9.913	41.1	35	90	15	8.50
3	MPF	110000	70000	5000	36.656	-10.200	20.1	35	90	8	8.25
4	GBF	200000	80000	5000	36.283	-11.350	53.0	35	90	10	8.50

Donde:

- CWF: Cádiz Wedge Fault

- **HSF:** Horseshoe Fault
- **MPF:** Marqués de Pombal Fault
- **GBF:** Gorringe Bank Fault

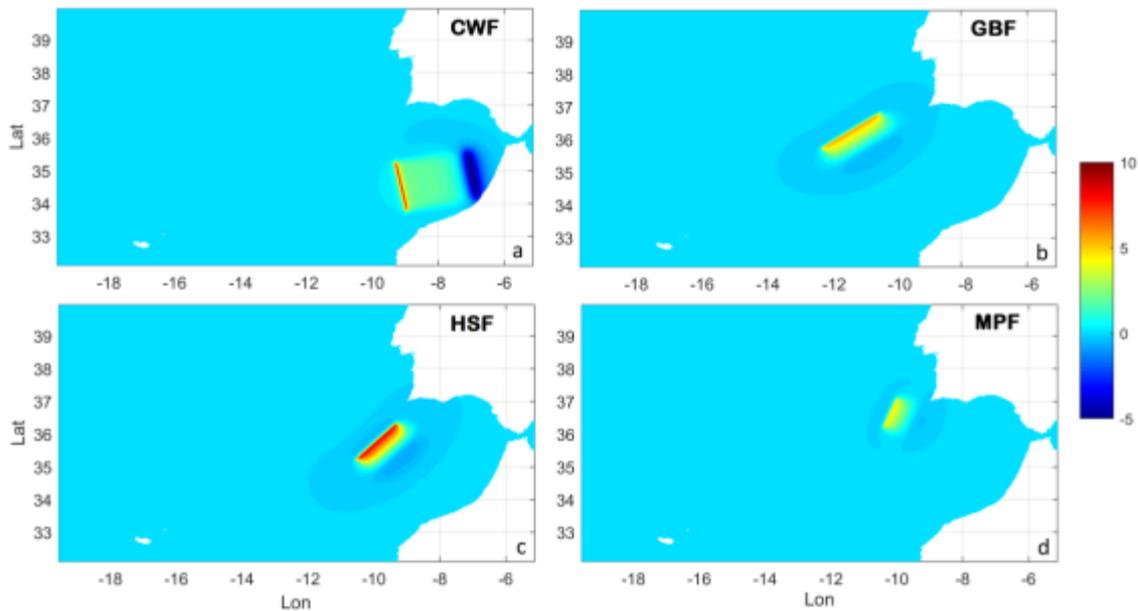


Figura 32. Deformaciones iniciales verticales obtenidas para las fallas: (a) Cádiz Wedge Fault, (b) Horseshoe Fault, (c) Marqués de Pombal Fault y (d) Gorringe Bank Fault. Fuente de la imagen: Padilla, 2020.

Los resultados en el trabajo de Padilla del 2020 muestran que la fuente que produce un mayor impacto la falla correspondiente a la fuente CWF.

Los modelos numéricos de propagación de tsunamis requieren de la incorporación de los datos que caracterizan el evento en cuestión por lo que la información relativa al mecanismo generador del tsunami serán los inputs que se introducirá en el programa COMCOT.

La siguiente figura representa el mapa de la profundidad de inundación de la falla a tratar en este trabajo, dicho mapa y ejecuciones fue realizados en el trabajo de Padilla de 2020 y a partir de estos datos se realizará el estudio de la sensibilidad de inundación.

Ilustración a, Profundidad inundación - Cádiz Wedge Fault (CWF).

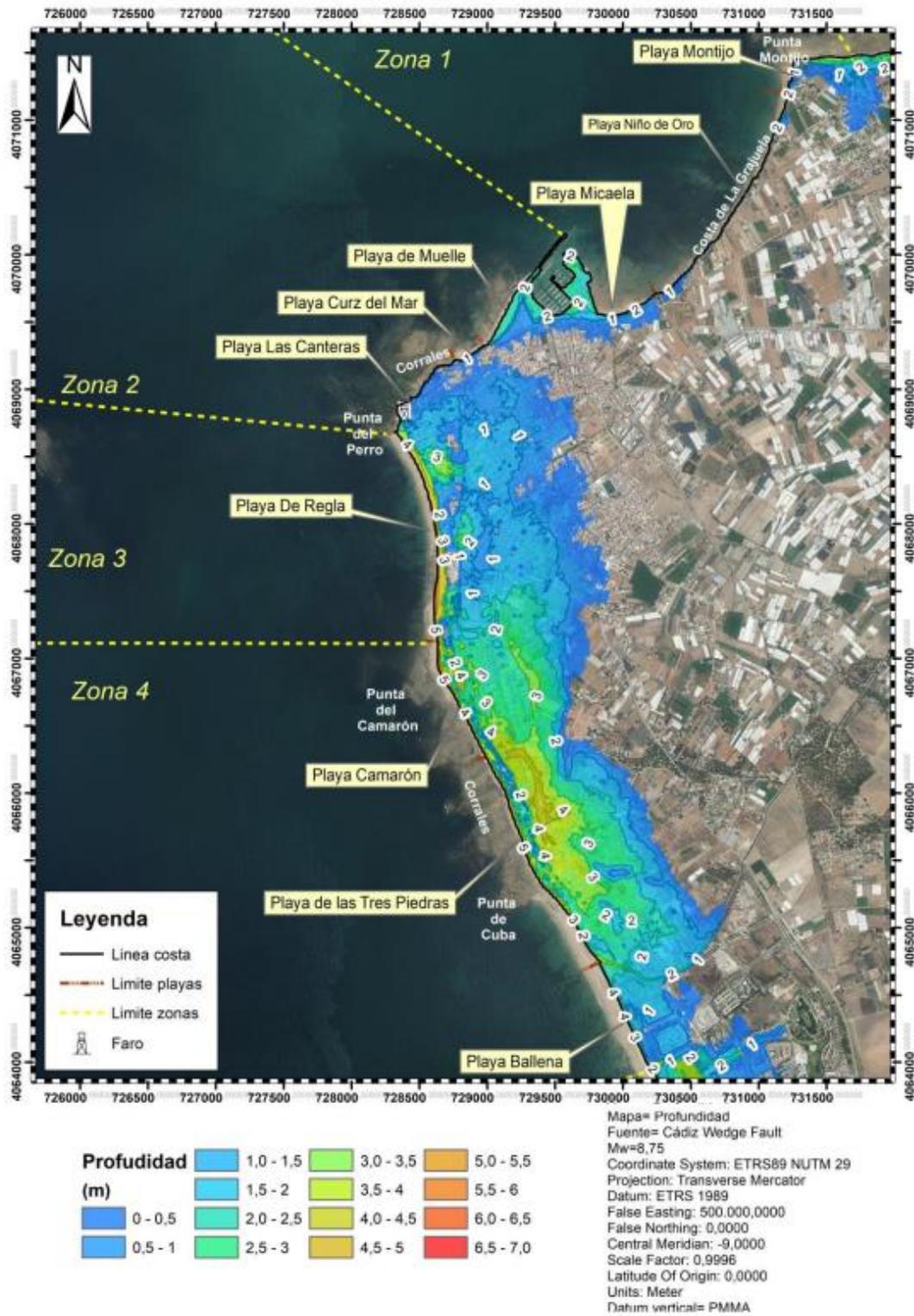


Figura 33. Profundidad de inundación (h) definida como la elevación de la lámina de agua respecto al suelo, es decir, la diferencia entre la elevación máxima de altura de ola y el terreno. Fuente de la imagen: Padilla, 2020.

Topo-Batimetría de la zona de estudio

La información batimétrica de la cuenca Atlántica fue obtenida mediante la base de datos EMODnet (The European Marine Observation and Data Network, <http://www.emodnet-seabedhabitats.eu/>). La resolución de dicha malla es de 200 metros. Además, se utilizó la base de datos GEBCO (<https://www.gebco.net/>) para completar la misma, resultando finalmente una malla interpolada entre las dos bases de datos. Estas mallas han sido realizadas por Garcia en el año 2016.

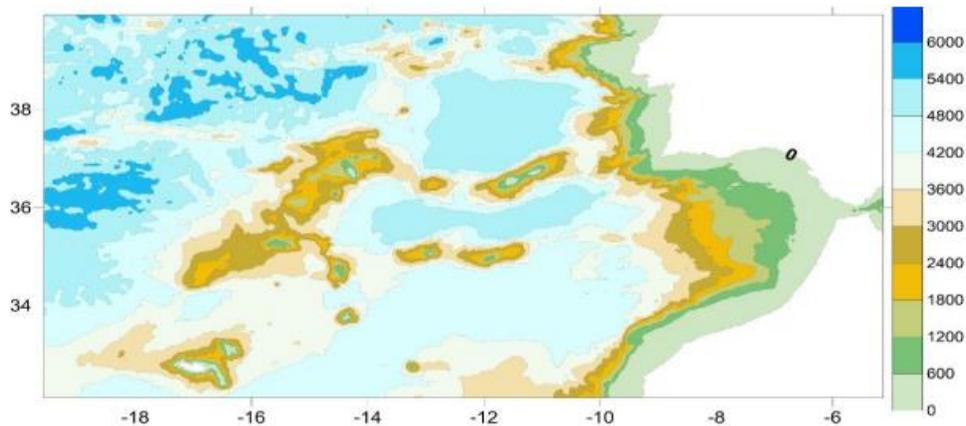


Figura 34. Batimetría general de la cuenca Atlántica. Fuente de la imagen: Garcia, 2016.

La batimetría de detalle de Chipiona, realizada por Padilla en 2020, se llevó a cabo para mejorar los resultados obtenidos. Esta malla se realizó por medio de la digitalización de las cartas náuticas 422 y 4421 con resolución 1:60,000 y 1:12,500 respectivamente.

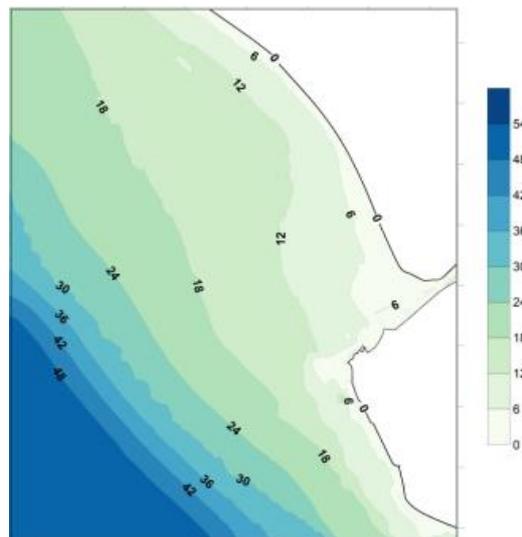
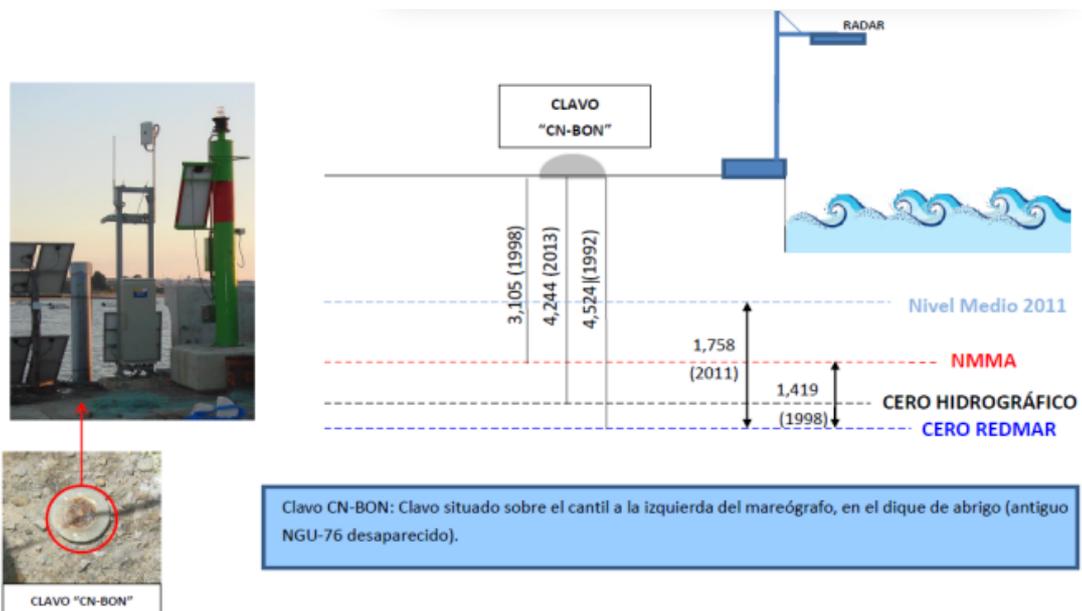


Figura 35. Resultados de la digitalización de las cartas náuticas 422 y 4421 en bajamar viva observada. Fuente de la imagen: Padilla, 2020.

Del mismo modo, la topografía ha sido proporcionada por los tutores del TFM. Se indicó que se empleó un modelo digital de elevación con resolución de 5m (<https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/index.jsp>). Con el fin de representar

de la mejor manera posible la inundación en la simulación numérica, proceso muy importante para la estimación correcta de la peligrosidad mediante los diferentes mapas de inundación.

Además, en el trabajo de Padilla del 2020 se realizó una corrección de la marea para la creación de las mallas. Para realizar este proceso se ha de tener en cuenta que cada uno de los diferentes planos (Topografía y Batimetría) se encuentran referidos a un nivel de marea diferente. Como muestra la siguiente figura, la información topográfica estaba referida al Nivel Medio del Mar en Alicante cuya cota es de 1.419 m con respecto al 0 del REDMAR, mientras que la batimetría se encontraba respecto a la Mínima Bajamar Astronómica cuya cota es de 0.190 con respecto al 0 del REDMAR. Por lo que, se subió las cotas del terreno topográfico y batimétrico a los 2.17 y 3.12 m respectivamente para tenerlas, ambas, en pleamar.



Nota: La posición relativa de Clavo y Mareógrafo está simplificada. NMMA: Cero IGN

Figura 36. Cotas de ceros de referencia del mareógrafo Bon2. Fuente de la imagen: Portus. <https://portus.puertos.es/#/>

De forma esquemática se muestra la figura 36 el proceso de corrección del nivel de marea realizado por Padilla en el año 2020. Donde se llevaron ambos planos a la pleamar máxima astronómica local antes de su respectiva unión para realizar la modelación tsunamigenica del peor caso posible.

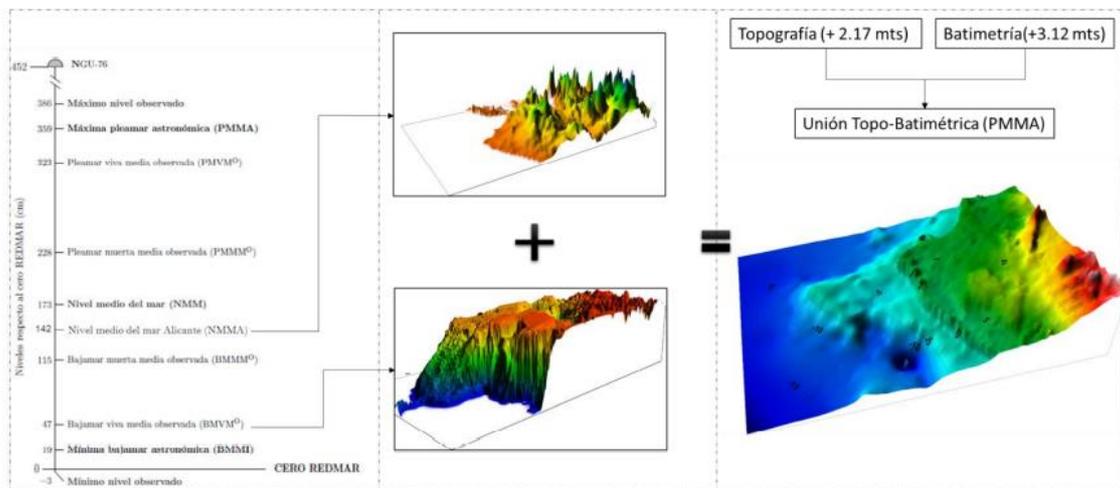


Figura 37. Descripción esquemática de la corrección del Nivel de Marea y su unión de la topografía y batimetría. Fuente de la imagen: Padilla, 2020

En la siguiente figura se presenta el mapa local resultante de la anterior unión topobatimétrica mediante curvas de nivel. De este modo ya se tiene información topo-batimétrica local a una mejor resolución que permitirá establecer con mayor precisión los resultados de las simulaciones.

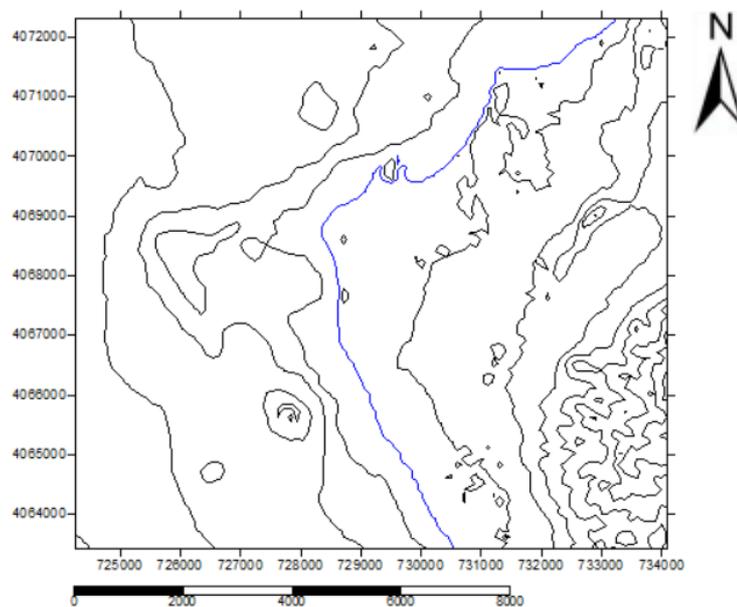


Figura 38. Topo-Batimetría en detalle de la zona de Chipiona. La línea azul representa la cota cero. Fuente de la imagen: Propia.

3.2.2. Topo-Batimetría de la duna regenerada

Las dunas sirven como amortiguadores naturales para la protección. Las playas al estar escarpadas generan una zona neutral previa. Por tanto, las dunas costeras poseen capacidad para atenuar la energía de la propagación de los tsunamis. Por último, las dunas aplanadas, que puedan tener lagunas en las crestas, facilitan también la mitigación de la onda. El director regional, Roberto Leslie, indicó que el tsunami que golpeó Chile en 2010 provocó que las olas que golpearon las dunas dejaran una huella marcada en los árboles.

De manera que las dunas actuaran como una primera barrera de defensa ante el impacto. A pesar de que el agua alcanzase la ciudad se consideró que las consecuencias fueron menores en comparación con aquellas zonas que no presentaban dicho cordón dunar (Priewer, 2011).

La batimetría actual en la zona de la costa se conserva un cordón dunar que transcurre desde la playa de Camarón hasta la playa de las Tres Piedras (Figura 38). El resto de las zonas del litoral de Chipiona o no presenta el cordón dunar o se encuentra deteriorada. En el presente trabajo se desea restaurar el cordón dunar en todo el litoral, para comprobar si la duna actuaría como una barrera natural y reduciría la energía incidente del tsunami y en consecuencia minimizaría la inundación del maremoto.



Figura 39. Topo-Batimetría en detalle de la zona de Chipiona. La línea de puntos naranja representa el cordón dunar conservado. Fuente de la imagen: Padilla, 2020.

Para la regeneración de la duna se utilizó el programa Surfer8. Se cargó la batimetría inicial y se fue modificando nodo a nodo la topografía. Esta modificación se realizó a 30 m aproximadamente desde la línea de costa. La regeneración de la duna llega desde la playa de la Ballena hasta el faro de Chipiona o punta del Perro. Elevado a una cota topográfica en toda su longitud de +5 metros Tal y como se muestra en la siguiente figura.



Figura 40. Topo-Batimetría en detalle de la zona de Chipiona. La línea naranja representa el cordón dunar que ha sido regenerado desde la playa de la Ballena hasta la Punta del Perro. Fuente de la imagen: Propia.

3.3. Modelación numérica

Los estudios de la forma de la onda solitaria en un canal de sección no uniforme indican que las crestas tienden a incrementarse en la dirección de la rotura para ondas propagándose en un canal ancho y taludes laterales en pendiente. (Peregrine, 1968, 1969) La velocidad orbital de las partículas del fluido y el flujo de momento asociado, son

pequeños en el océano (grandes profundidades). Sin embargo, cuando el tsunami alcanza la región costera, donde se reduce la profundidad del agua, la longitud de la onda disminuye y la amplitud de éste se incrementa. (Otero, 2008).

Hay varias situaciones donde las ondas del tsunami pueden incrementar su amplitud según la topografía cercana a la línea de costa, lo cual ocurre por asomeramiento y resonancia de volúmenes de agua. Debido a la configuración topográfica de la zona cercana a la línea de costa. El más visible es la producción de una convergencia suave en una bahía o canal. Otros ejemplos incluyen aquellos relacionados con efectos de asomeramiento debido a la concentración que generan elementos submarinos como bajos o arrecifes. O la combinación de asomeramiento y difracción como ocurre en islas, penínsulas o salientes. Efectos resonantes en cuerpos de agua como ocurre en las bahías o puertos entre otros.

Para conocer los mapas de inundación en el municipio de Chipiona y específicamente en el casco urbano debido a una amenaza por tsunami se ha implementado un sistema de mallas embebidas que permite simular adecuadamente este tipo de eventos de tsunamis que ocurren desde regiones muy lejanas a la zona de interés. Se incorporan mallas anidadas de diferentes dimensiones y resoluciones, de esta manera se puede utilizar una malla gruesa para simular un evento que se origina a grandes distancias y estudiar su efecto en una zona costera con una malla de detalle

Este intercambio de información entre mallas en ambas direcciones a cada paso de tiempo sigue un esquema como el siguiente:

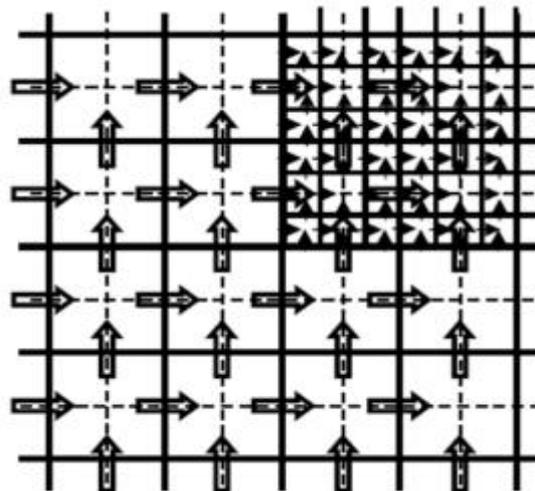


Figura 41. Esquema de anidamiento entre 2 mallas anidadas. Fuente de la imagen: Padilla, 2020

La información de la malla superior se traslada a la malla inferior por medio de interpolación lineal. Se resuelven las ecuaciones en la malla inferior ya que utiliza un paso de tiempo menor, hasta que se alcanza el paso de tiempo siguiente de la malla superior, entonces nuevamente, por interpolación lineal se obtienen valores para los nodos de la malla superior.

Se utiliza hasta 4 niveles de anidamiento de mallas, las cuales están en coordenadas cartesianas o geográficas. Siendo por tanto las mallas 01, 21 y 31 en coordenadas cartesianas y la malla 41 en coordenadas geográficas. Las mallas que cubren

las zonas más lejanas fueron construidas con base en la batimetría exterior comentada anteriormente. Por otro lado, la batimetría de mayor detalle, se empleó información de alta resolución topobatimétrico. En la siguiente figura se pueden observar las ubicaciones y extensiones de las mallas que fueron elaboradas por Padilla en el año 2020.

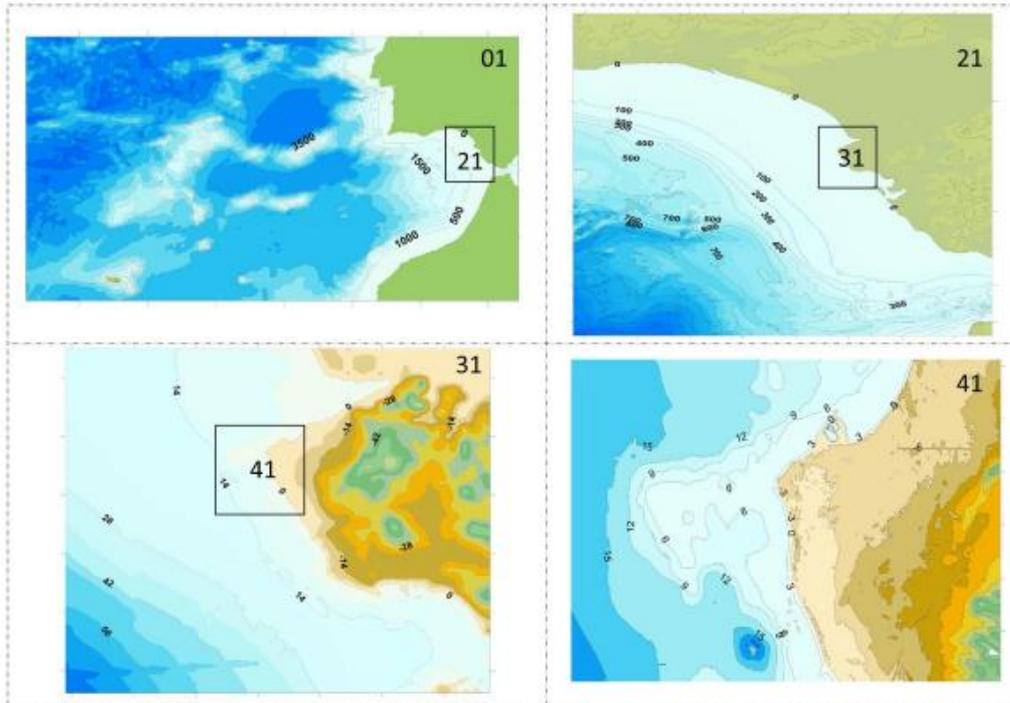


Figura 42. Ubicación de las mallas de propagación, siendo 4 mallas anidadas. Fuente de la imagen: Padilla, 2020.

Características de las mallas de propagación

Cabe resaltar que para que el modelo realice la inundación mediante las ecuaciones no lineales, la Malla “41” o de detalle, debe estar en coordenadas cartesianas, por ello se realizó la conversión del sistema de referencias al Datum WGS 29N. A continuación, se recogen las características de las cuatro mallas de propagación en la Tabla 7.

Tabla 7. Especificaciones de las mallas de propagación. Fuente de la tabla: Padilla, 2020.

Malla (id)	Número de nodos x (NX)	Número de nodos y (NY)	RATIO (Respecto a malla anterior)	RESOLUCIÓN (grados)	RESOLUCIÓN (m)
01	1446	785	--	0.01	1111.2
21	795	875	5	0.002	222.2
31	855	735	5	0.0004	44.4
41	1380	1000	5	0.00008	8.9

3.4. Descripción casos de simulación

Una vez se tienen todos los archivos de entrada necesario para la correcta ejecución numérica del modelo, se procede la ejecución de los diferentes mecanismos generadores de tsunamis identificados y parametrizados anteriormente.

En el presente Trabajo de Fin de Máster se realizó la propagación de 14 casos cuyos parámetros modificados se presentan en la siguiente tabla:

- **Caso 1:** Corresponde a la simulación de la falla CWF sin modificar ningún parámetro.
- **Casos 2 y 3:** Se realizaron modificaciones de la **magnitud sísmica M_w** en un rango de ± 0.5 con respecto al caso 1. Debido a que se modifica la magnitud también se ve afectado el momento sísmico M_0 , lo que afecta a los parámetros geométricos de la falla como la longitud L , la anchura W y la profundidad focal h_{foc} de manera proporcional, es decir, a mayor momento sísmico, mayores tendrán que ser dichos parámetros de forma en función de las ecuaciones descritas en el apartado 2.2.5
- **Casos 4 y 5:** Se modificó el **Strike** con un valor de $\pm 5^\circ$ con respecto al caso 1. Con estas variaciones se espera datar la influencia de la direccionalidad del plano de falla respecto al norte de la energía que libera la falla sismotectónica en el momento de la ruptura.
- **Casos 6 y 7:** Se modificó el **Dip** con valores de $\pm 3^\circ$ aproximadamente con respecto al caso 1. De esta forma se podrá determinar la influencia del ángulo del plano de falla respecto al lecho marino como lo muestra la Figura 21
- **Casos 8 y 9:** Se modificó el parámetro **Rake** con valores de 10° y 20° menos respecto al caso 1. De esta forma se espera determinar la influencia del tipo de ruptura que presente la falla sísmica como lo muestra la Figura 21, siendo el caso 1 asociado a una falla tipo normal
- **Casos 10 y 11:** Se modificó la profundidad focal h_{foc} con valores de ± 1000 metros de profundidad con respecto al caso 1.
- **Casos 12 y 13:** se modificó la fricción por fondo (**Manning**) con valores de ± 0.0065 con respecto al caso 1.
- Por último, el caso 14 presentan los mismos valores que en el caso 1 pero, se realizó una modificación con respecto a la topografía, donde se ha creado una **duna** a lo largo del litoral costero del municipio de Chipiona.

De esta forma se espera determinar las posibles variaciones en la inundación producidas por cada uno de los diferentes casos expuestos. Cabe resaltar que cada parámetro se ha hecho oscilar dentro de los rangos teóricamente aceptados para generar tsunamis creíbles, estandarizados y que permitan determinar su influencia de manera individual.

Tabla 8. Tabla resumen de los diferentes modelajes que se realizaran a continuación. Las casillas marcadas son los parámetros de Okada modificados. La simulación N°1 es la fuente original mientras que la simulación N°14 el cambio se produce en la topografía. Fuente de la imagen: Propia.

Nº	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
LENGTH	170000	293250	93500	170000	170000	170000	170000	170000	170000	170000	170000	170000	170000	170000
WIDTH	200000	345000	110000	200000	200000	200000	200000	200000	200000	200000	200000	200000	200000	200000
FOC	5000	15000	4800	5000	5000	5000	5000	5000	5000	6000	4000	5000	5000	5000
LAT	34.53	34.53	34.53	34.53	34.53	34.53	34.53	34.53	34.53	34.53	34.53	34.53	34.53	34.53
LONG	-9.12	-9.12	-9.12	-9.12	-9.12	-9.12	-9.12	-9.12	-9.12	-9.12	-9.12	-9.12	-9.12	-9.12
STRIKE	349	349	349	354	344	349	349	349	349	349	349	349	349	349
DIP	5	5	5	5	5	3	7	5	5	5	5	5	5	5
RAKE Slip an	90	90	90	90	90	90	90	70	80	90	90	90	90	90
SLIP	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
Mw	8.75	9.25	8.26	8.75	8.75	8.75	8.75	8.75	8.75	8.75	8.75	8.75	8.75	8.75
manning	0.013	0.013	0.013	0.013	0.013	0.013	0.013	0.013	0.013	0.013	0.013	0.02	0.0065	0.013
mapa	original	Duna												

En las siguientes figuras se pueden observar las deformaciones iniciales de la superficie del océano en cada caso, el cual varía según los parámetros iniciales propuestos. Se presentan los resultados para los eventos que pueden tener alguna variación en los parámetros que definen el plano de falla sismotectónica,

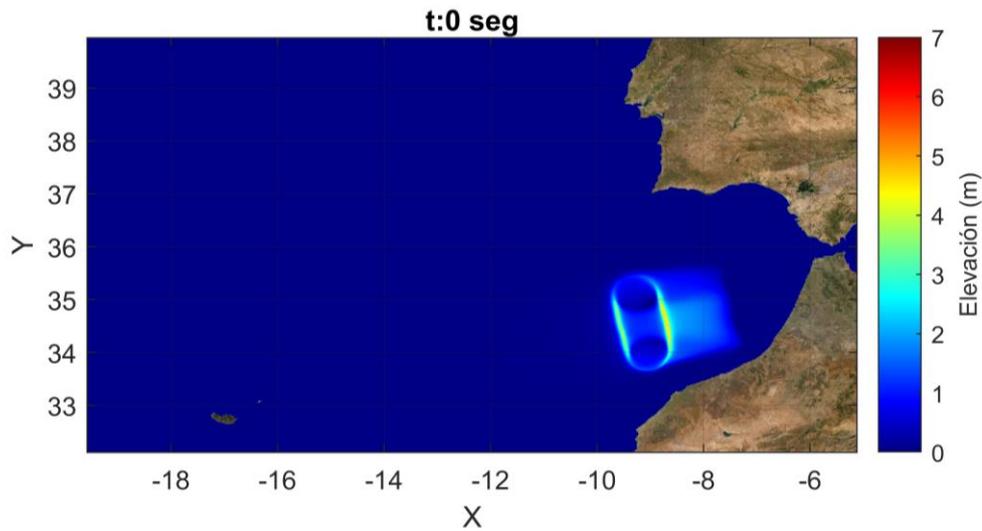


Figura 43. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso base. Fuente de la imagen: Propia.

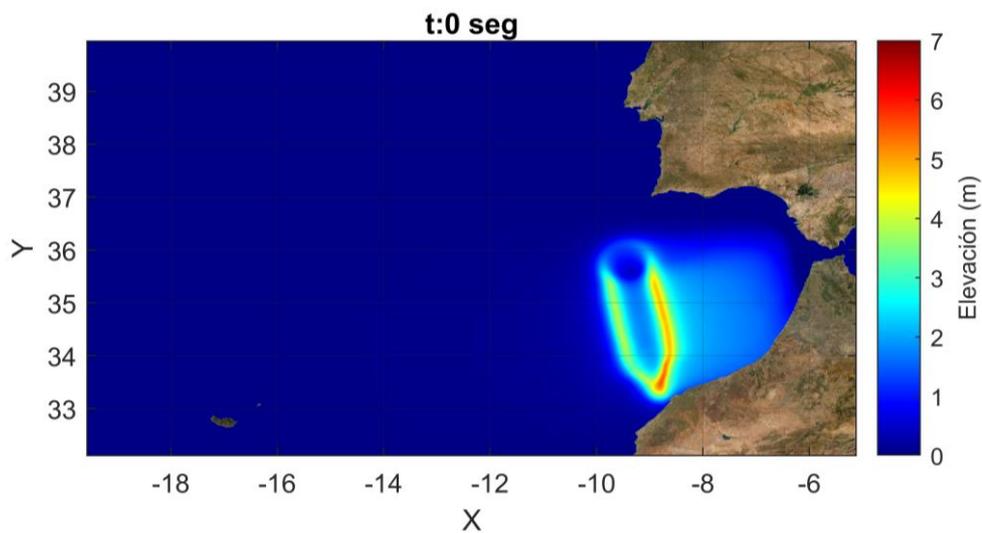


Figura 44. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 2. Fuente de la imagen: Propia.

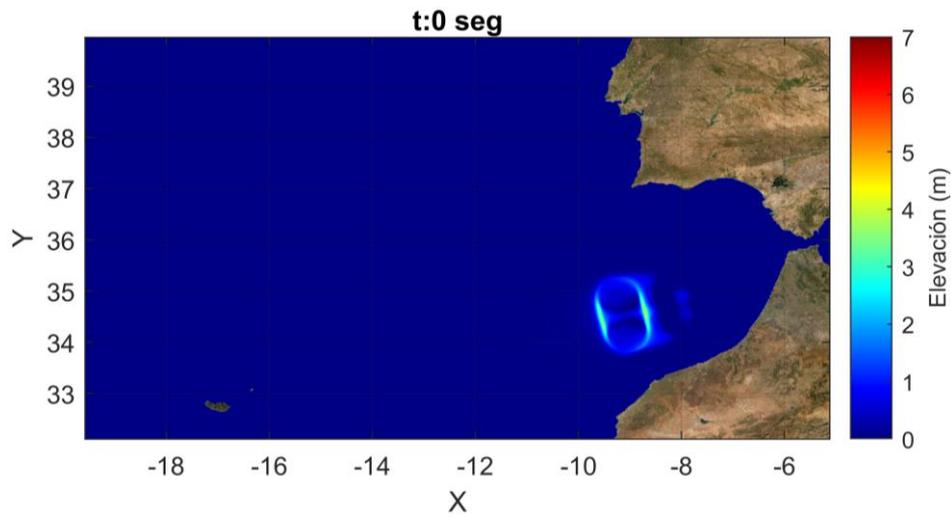


Figura 45. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 3. Fuente de la imagen: Propia.

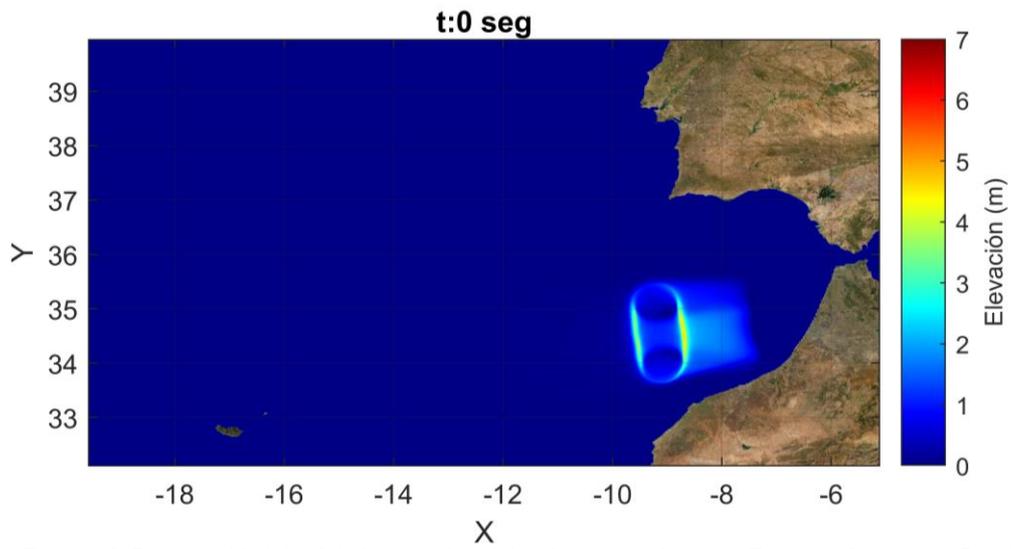


Figura 46. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 4. Fuente de la imagen: Propia.

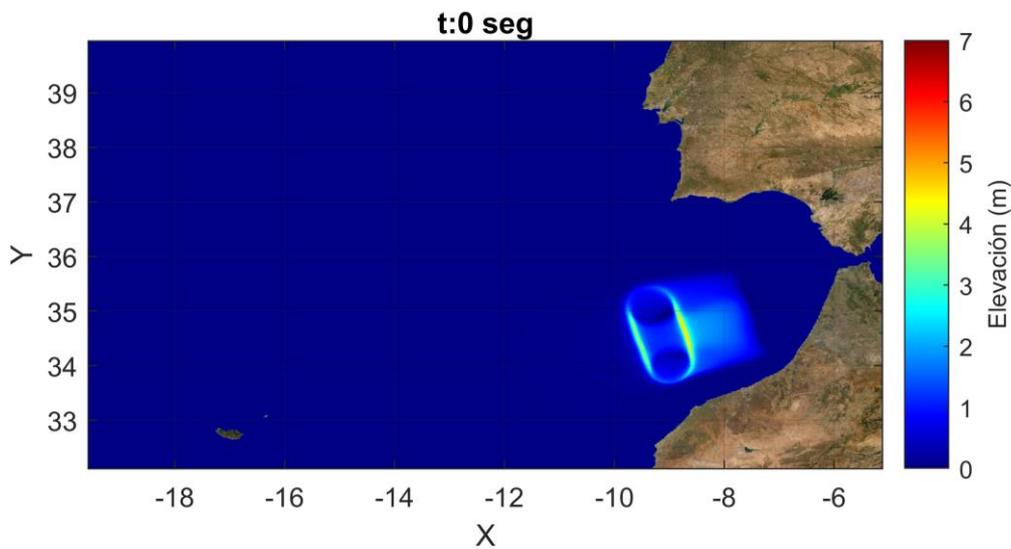


Figura 47. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 5. Fuente de la imagen: Propia.

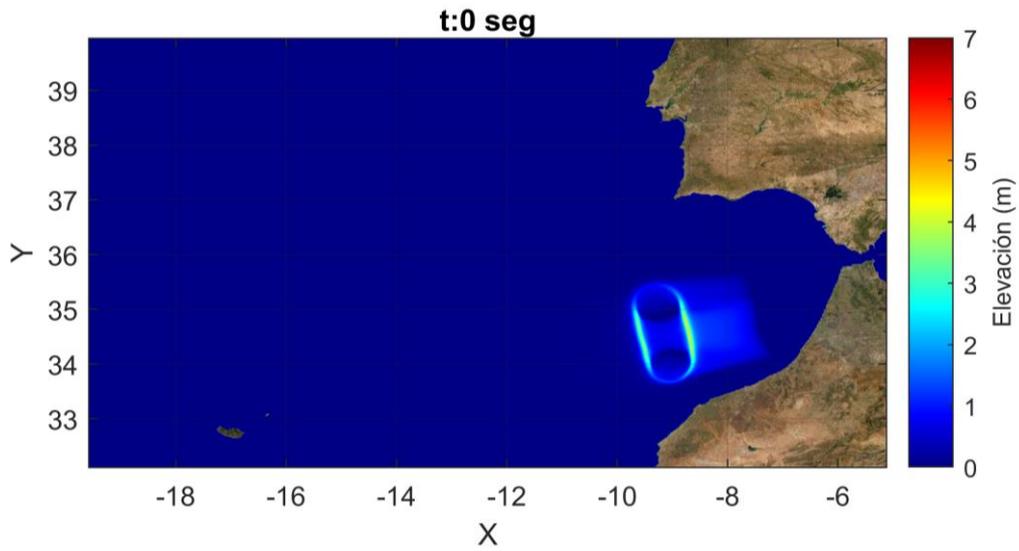


Figura 48. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 6. Fuente de la imagen: Propia.

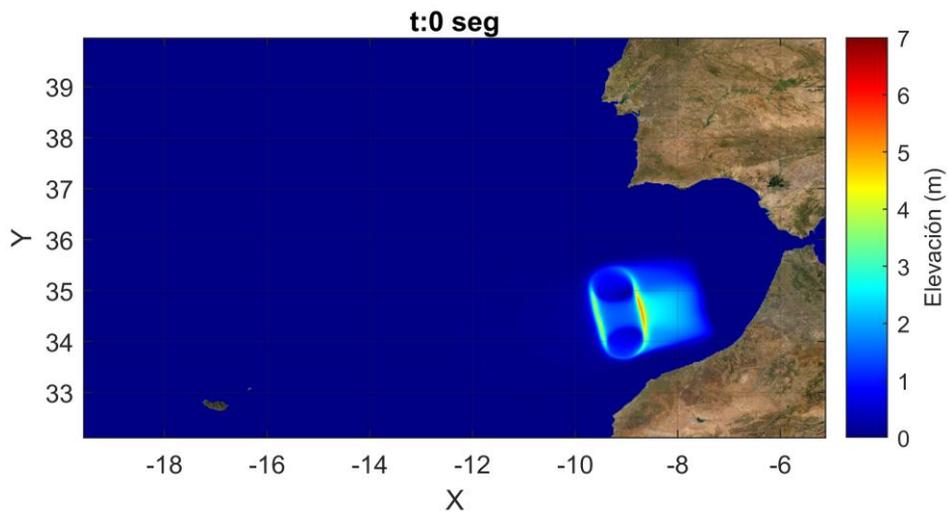


Figura 49. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 7. Fuente de la imagen: Propia.

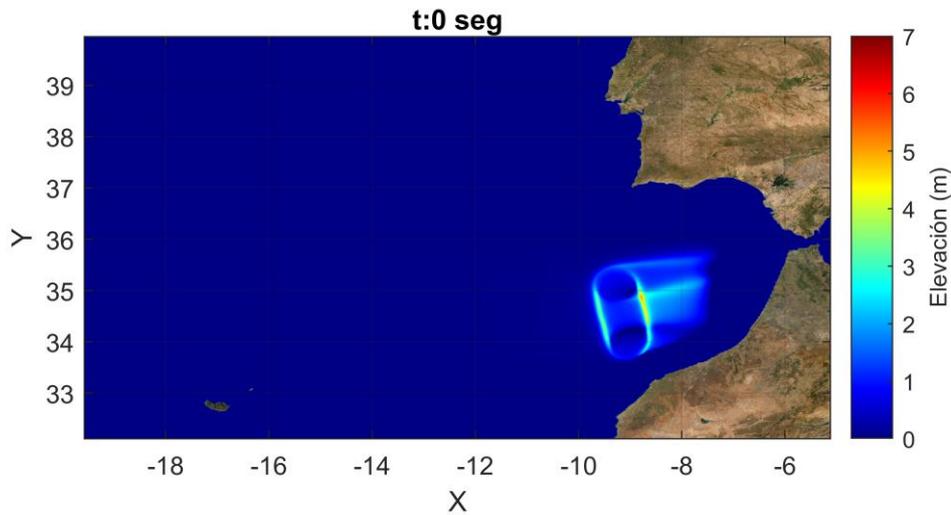


Figura 50. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 8. Fuente de la imagen: Propia.

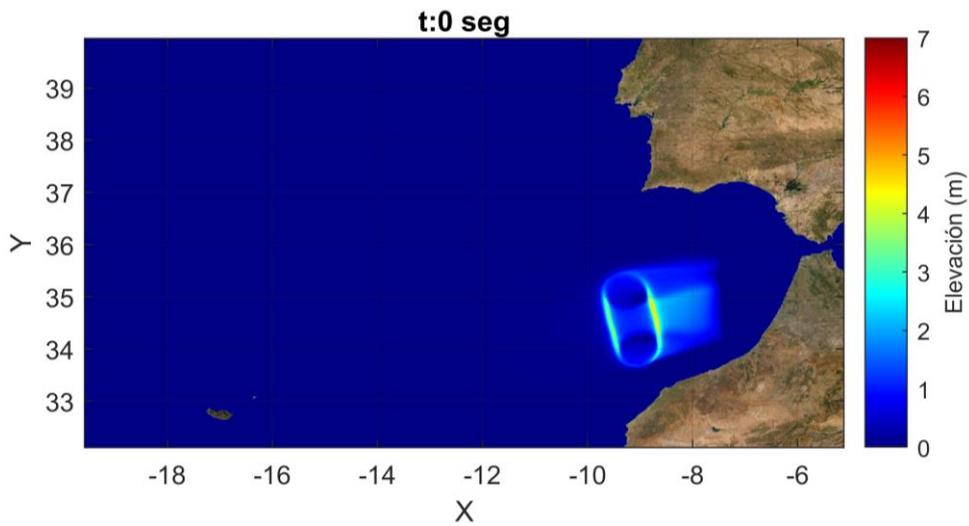


Figura 51. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 9. Fuente de la imagen: Propia.

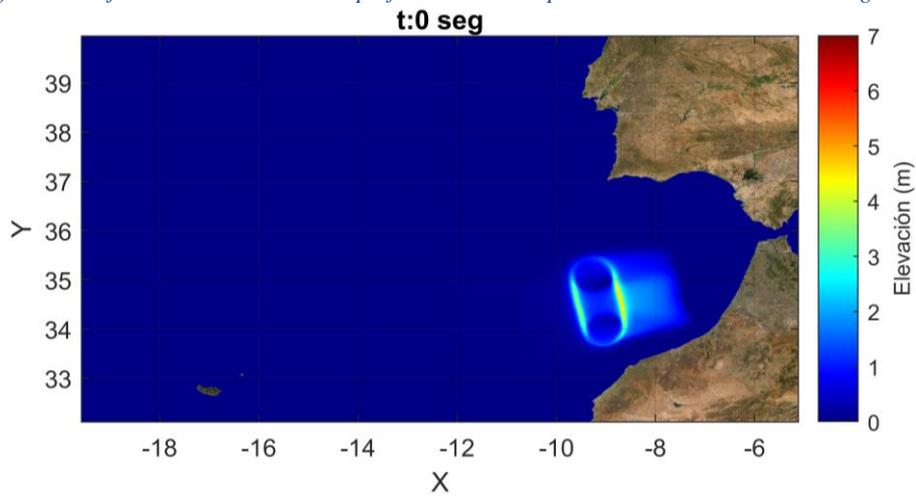


Figura 52. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 10. Fuente de la imagen: Propia.

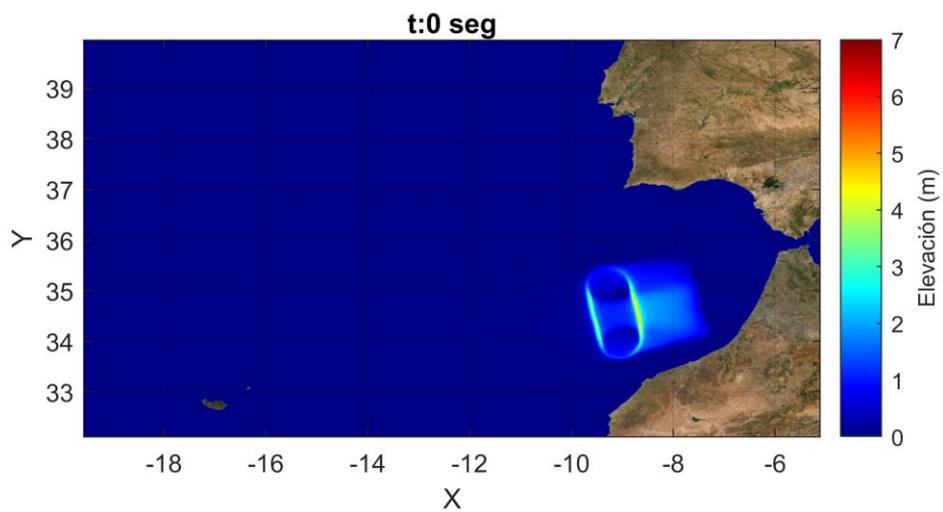


Figura 53. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 11. Fuente de la imagen: Propia.

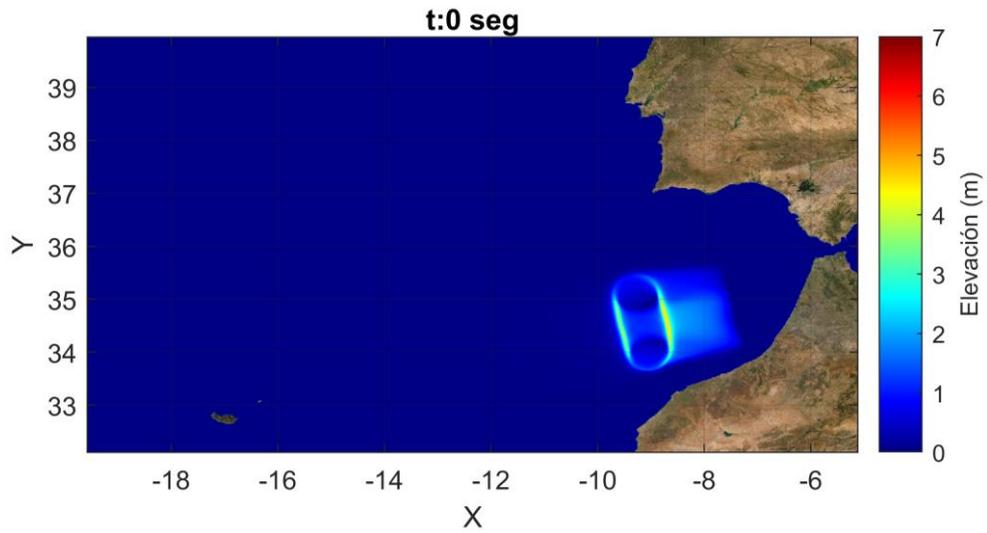


Figura 54. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 12. Fuente de la imagen: Propia.

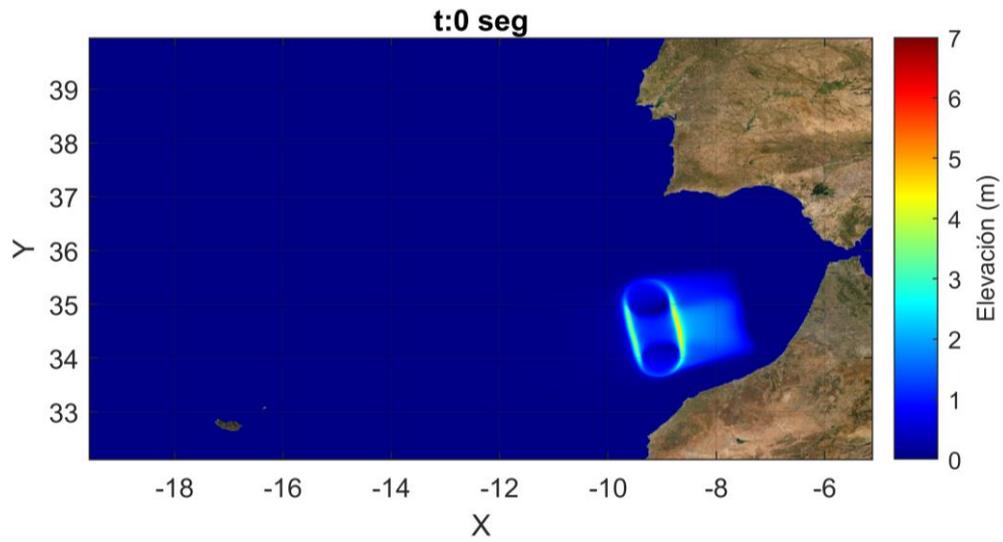


Figura 55. Deformación inicial de la superficie del océano para el caso 13. Fuente de la imagen: Propia.

4. ANÁLISIS DE RESULTADOS

En el presente apartado se muestran las salidas de las simulaciones de los diferentes escenarios nombrados anteriormente. Cabe resaltar que para este trabajo se está realizando un análisis de la sensibilidad de inundación. Los resultados se han dividido en una serie de mapas en los que se muestra aquellos parámetros que han sido modificados con respecto al caso original.

A la hora de realizar un análisis con respecto al área de inundación se graficó la siguiente figura, en el que se representa el área de inundación normalizada con respecto a los casos a estudiar. Cuando se realiza una comparación entre los parámetros, se observa que, para los casos en los que se modifica la magnitud, la sensibilidad presenta diferencias significativas pasando de 0.77 de área normalizada del caso 3 al 1.24 del caso 2. Siendo una diferencia de más de dos millones de m^2 y fluctúan respecto al caso base (caso 1). Siendo mayor de 37% del área inundada. Donde la magnitud se ha modificado con respecto al caso base ± 0.5 en el que cuanto mayor es la magnitud mayor es la intensidad y por tanto el área de inundación es mayor. Esto se debe a que para realizar una magnitud de 9.25 el área de la falla debe ser modificado del plano de falla, es decir, se ha aumentado los parámetros de forma de la falla, entregando más (o menos) energía a la columna de agua que se propaga hasta Chipiona.

Con respecto al caso 4 y 5 en los que se modifica rumbo de la falla o strike, lo que hace que la dirección media del flujo de energía esté más (o menos) dirigida hacia el área de estudio produciendo que se genere más (o menos) inundación. Al modificarse este parámetro entre el ángulo de 344° al 354° produce que también se observan diferencias significativas entre ellos en el que el caso con menor ángulo presenta un valor de 1.05 y aquel con mayor ángulo es de 0.87. Llegando a producir una inundación de un caso a otro de 448 mil m^2 . Sin embargo, si se comparan los casos con respecto al base esta diferencia es poco significativa rondando $\pm 500,000 m^2$ de área inundada.

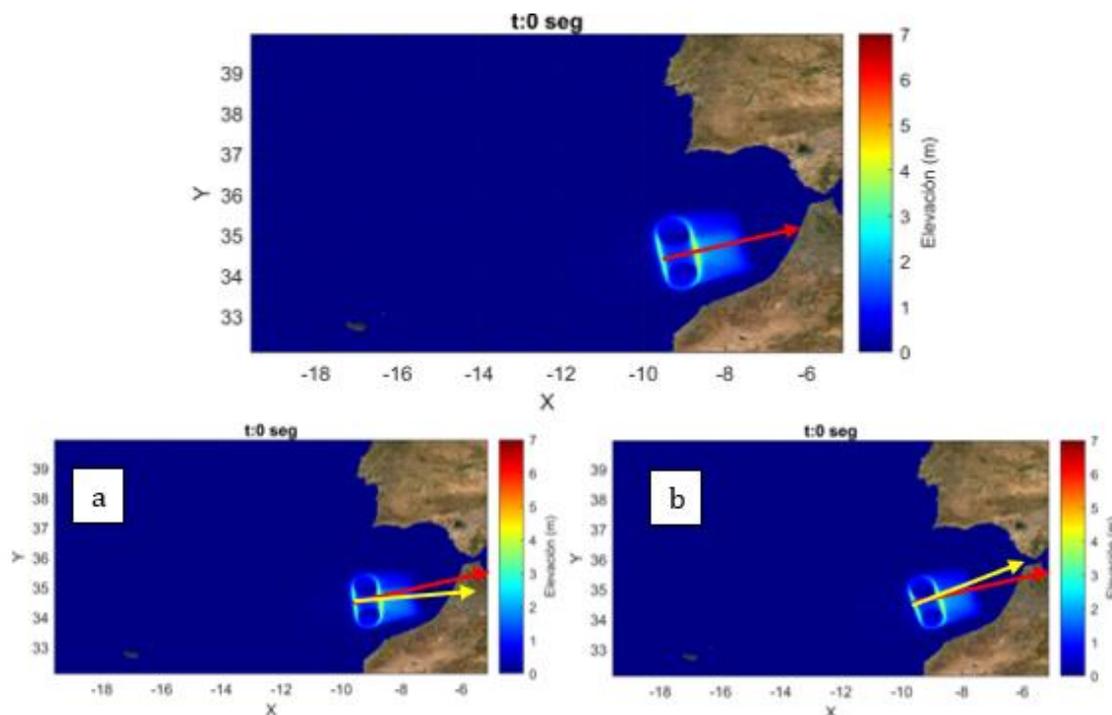


Figura 56. Representación de los mapas en el momento 0 del strike donde la flecha roja representa un strike de 349° con respecto al norte y la flecha amarilla representa el rumbo de la energía de un strike de 354° (a) y 344° (b). Fuente de la imagen: Propia.

En los casos 6 y 7 cuya modificación se produjo en el dip o inclinación de la falla se pasó de una inundación de casi 4 millones con respecto al caso 6 a una inundación de más de cinco millones. Esto es debido a que entre mayor ángulo de inclinación del plano de falla respecto al fondo oceánico mayor energía es entregada a la columna de agua puesto la fractura aumenta su desplazamiento en la componente vertical, la cual es la fundamental para producir eventos tsunamigénicos.

Los casos correspondientes al deslizamiento o ángulo de dislocación no presentan una gran variación entre ellos ya que los valores rondan entre los 0.85 y 0.90 por debajo de 1. Esto se debe a que el ángulo de dislocación que provocaría mayor inundación tendría el valor de 90° debido a que sería el que tiene un mayor movimiento vertical y por tanto la columna de agua es mayor. Como se mencionó anteriormente, la componente vertical del desplazamiento del fondo oceánico es la principal para producir tsunamis, esto es máximo cuando se tienen fallas de tipo Normal o inversa (figura 22). Debido que en ambos casos se disminuye el ángulo de dislocación se espera que sea menor en ambos casos. Siendo el caso 8 inferior al 9.

Los casos 10 y 11 la modificación se produjo en la profundidad focal no presenta grandes variaciones teniendo valores de 1.04 y 0.95 respectivamente debido a que entre menor sea la profundidad focal, más energía se le entregara a la columna de agua, produciendo tsunamis más devastadores y viceversa. Mientras que en el caso 12 y 13 se modificó la fricción presentando áreas de inundación normalizadas de 0.91 y 1.24 respectivamente por lo que si presenta una gran variación de la sensibilidad de inundación siendo el que presenta una mayor área el que presenta un menor número de fricción debido a que la ola no presenta un mayor rozamiento que con respecto al que si presenta una mayor fricción. Tal y como se observa en las siguientes ecuaciones:

$$F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2}$$

$$F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2}$$

Por último, el caso 14 en el que se modificaron las condiciones de contorno de la costa se presenta un área de inundación normalizada de 0.47. Esto se debe a que, como se ha mencionado anteriormente, la duna funciona como un elemento de protección de la costa y por tanto realiza dicha función. Esto se demuestra debido a que con respecto al caso 1, el caso 14 inunda la mitad que el caso base donde no se presenta dicho elemento de protección.

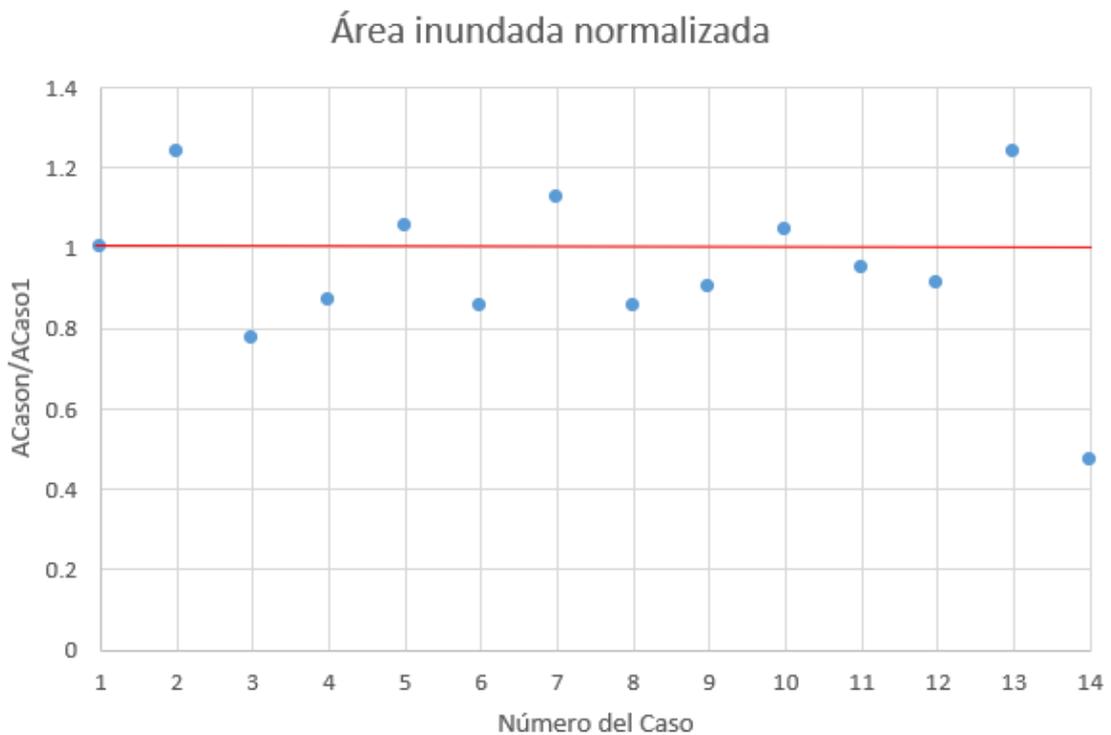


Figura 407. Gráfica representación del área inundada normalizada para cada caso. Fuente de la imagen: Propia.

A continuación, se muestran los mapas de inundación de los casos cuyos parámetros han sido modificados. Cabe destacar que, en todos ellos, el puerto presenta inundación y, la zona localizada más al sur presenta una menor área de inundación con respecto a las zonas más al norte de Chipiona a excepción de aquella cuya magnitud es el 9.25 referente en el caso 2 presente en la Figura 59 donde en la zona sur del mapa presenta una mayor área de inundación.

El siguiente mapa se representa los casos en los que se ha modificado la magnitud. Y, como se ha mencionado anteriormente, el área de inundación es mayor en el caso 2 que presenta una mayor magnitud con respecto a los demás.

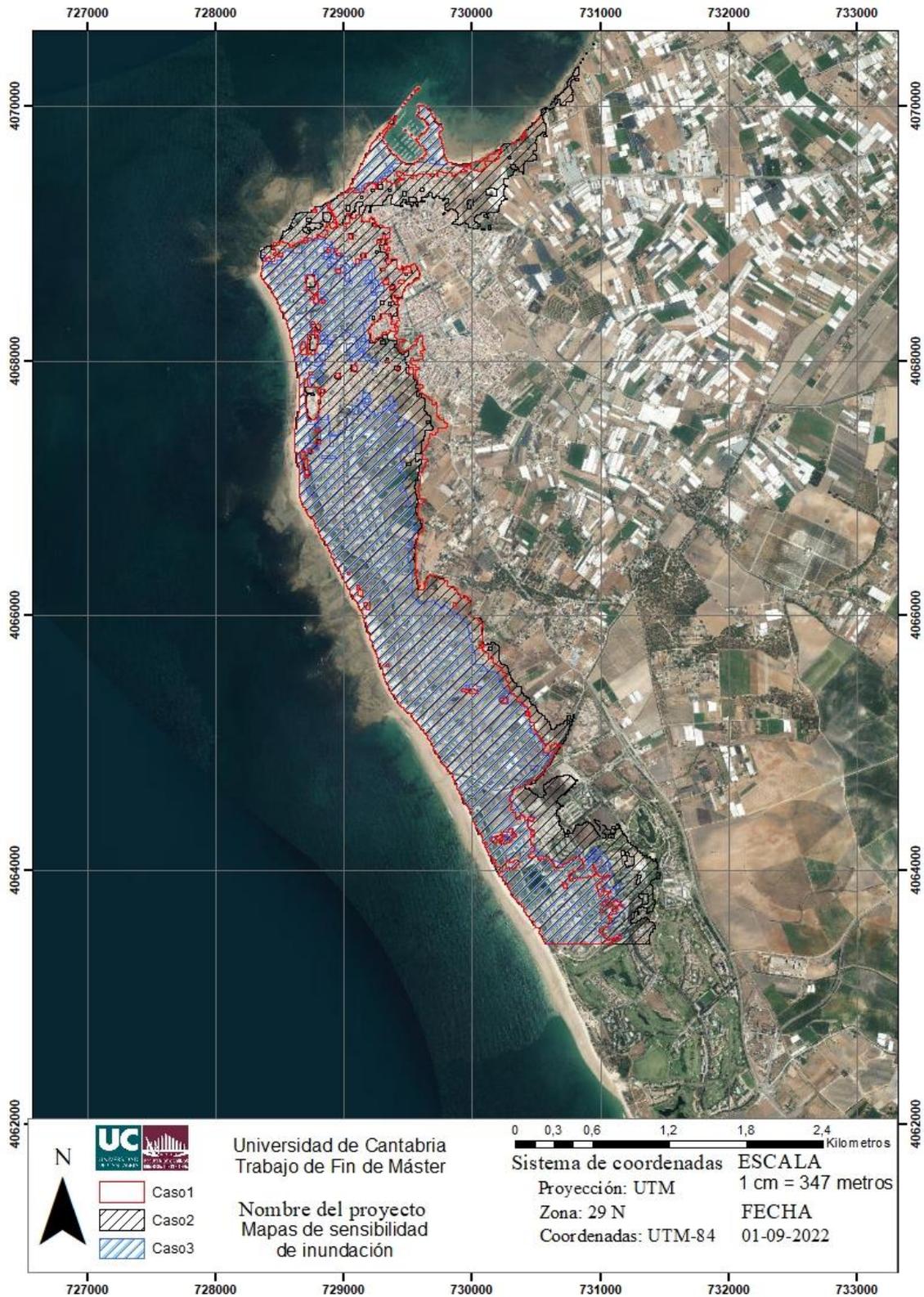


Figura 58. Mapas de sensibilidad de inundación en el que se representa la variación de la inundación debido a la intensidad de la magnitud. Fuente de la imagen: Propia.

El siguiente mapa se representa los casos en los que se ha modificado el ángulo del strike. Y, como se ha mencionado anteriormente, el área de inundación es parecida con respecto a los otros casos.

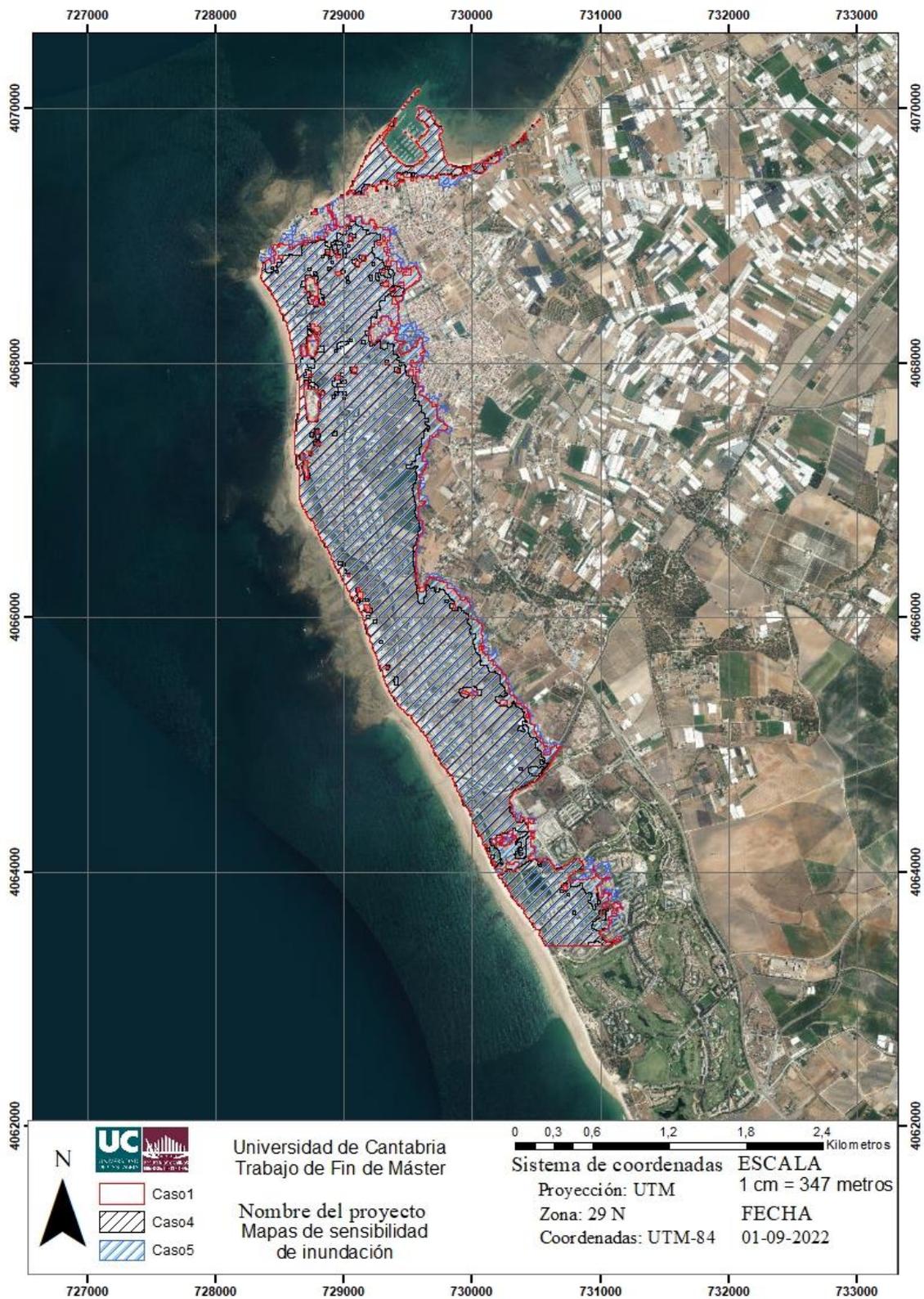


Figura 59. Mapas de sensibilidad de inundación en el que se representa la variación de la inundación debido al rumbo de la falla. Fuente de la imagen: Propia.

El siguiente mapa se representa los casos en los que se ha modificado el ángulo del dip. Y, como se ha mencionado anteriormente, el área de inundación es parecida con respecto a los otros casos.

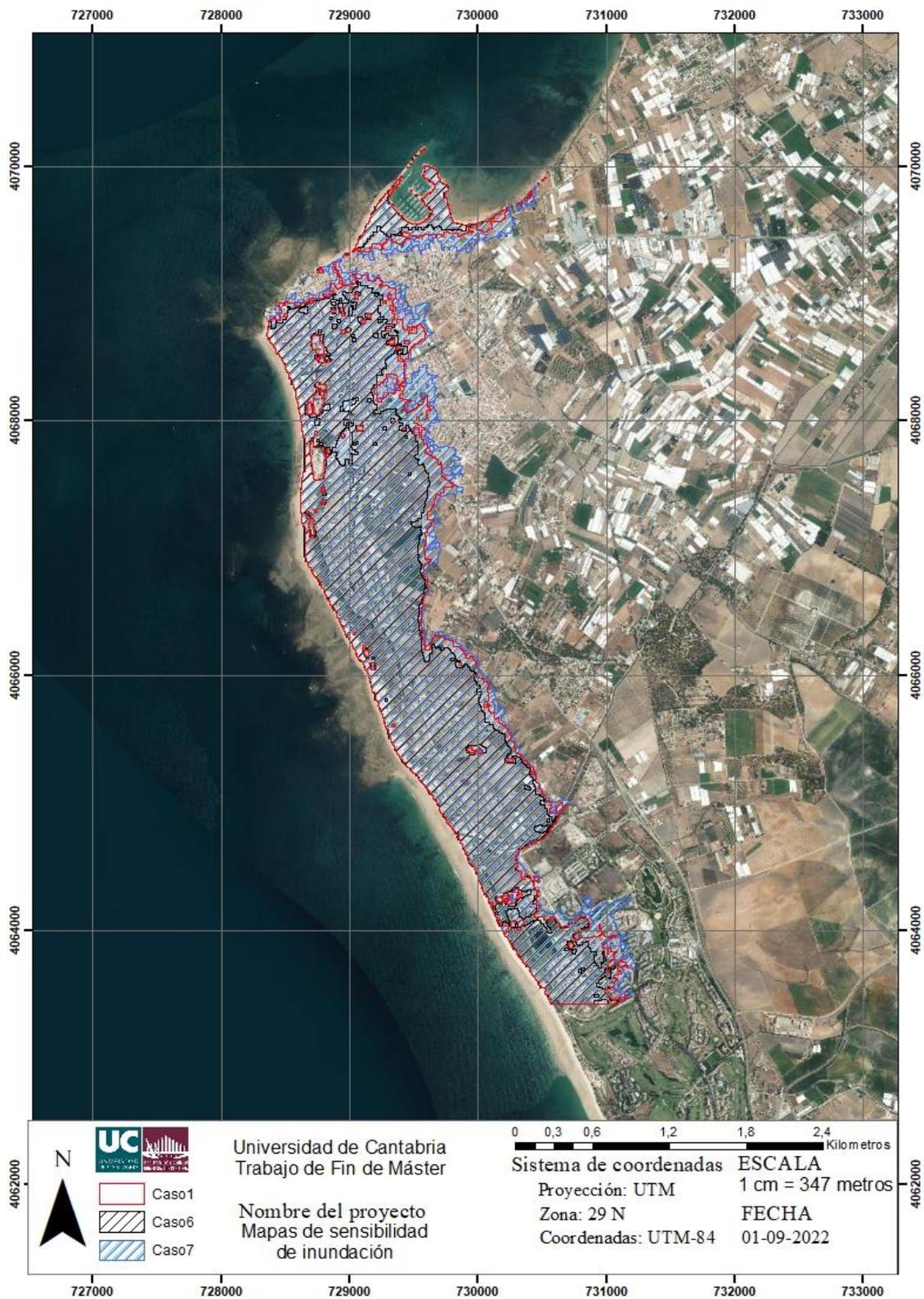


Figura 60. Mapas de sensibilidad de inundación en el que se representa la variación de la inundación debido a la inclinación de la falla. Fuente de la imagen: Propia.

El siguiente mapa se representa los casos en los que se ha modificado el ángulo del rake. Y, como se ha mencionado anteriormente, el área de inundación es prácticamente igual con respecto a los otros casos.

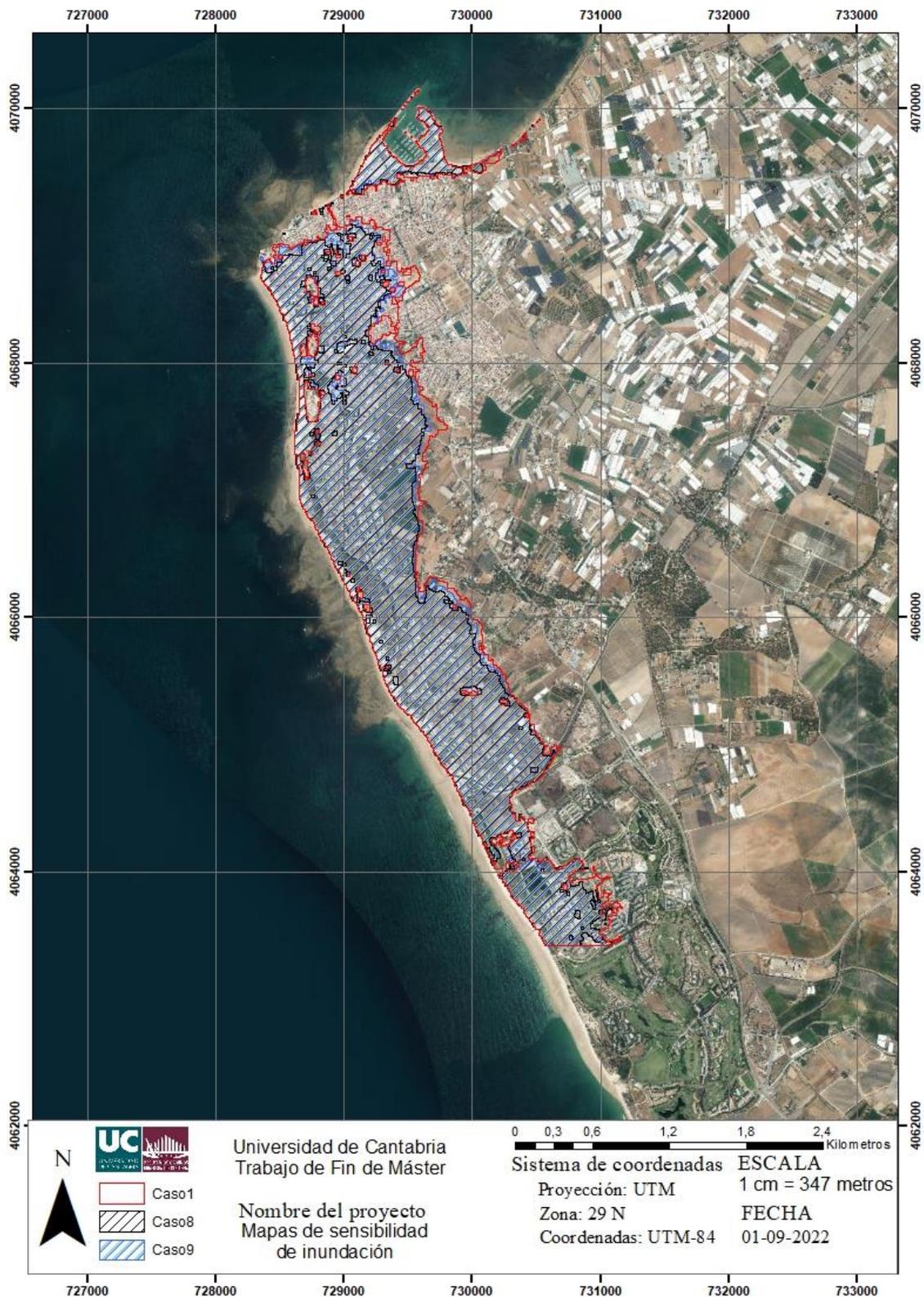


Figura 61. Mapas de sensibilidad de inundación en el que se representa la variación de la inundación debido al ángulo de dislocación. Fuente de la imagen: Propia.

El siguiente mapa se representa los casos en los que se ha modificado la profundidad focal. Y, como se ha mencionado anteriormente, el área de inundación es prácticamente igual con respecto a los otros casos, no presentando diferencias significativas.

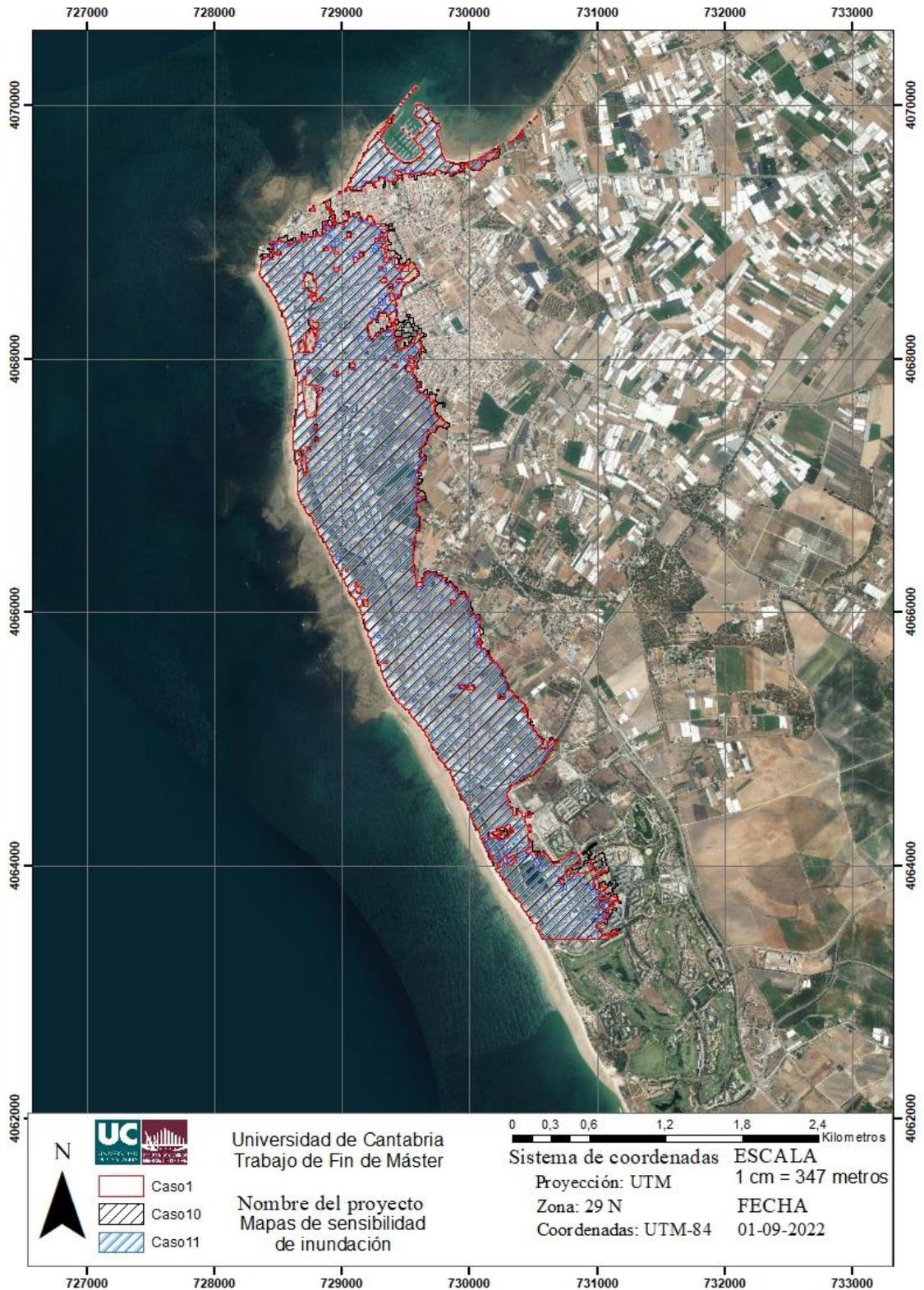


Figura 62. Mapas de sensibilidad de inundación en el que se representa la variación de la inundación debido a la profundidad focal. Fuente de la imagen: Propia.

El siguiente mapa se representa los casos en los que se ha modificado la fricción. Y, como se ha mencionado anteriormente, el área de inundación es sensiblemente mayor con respecto a los otros casos.

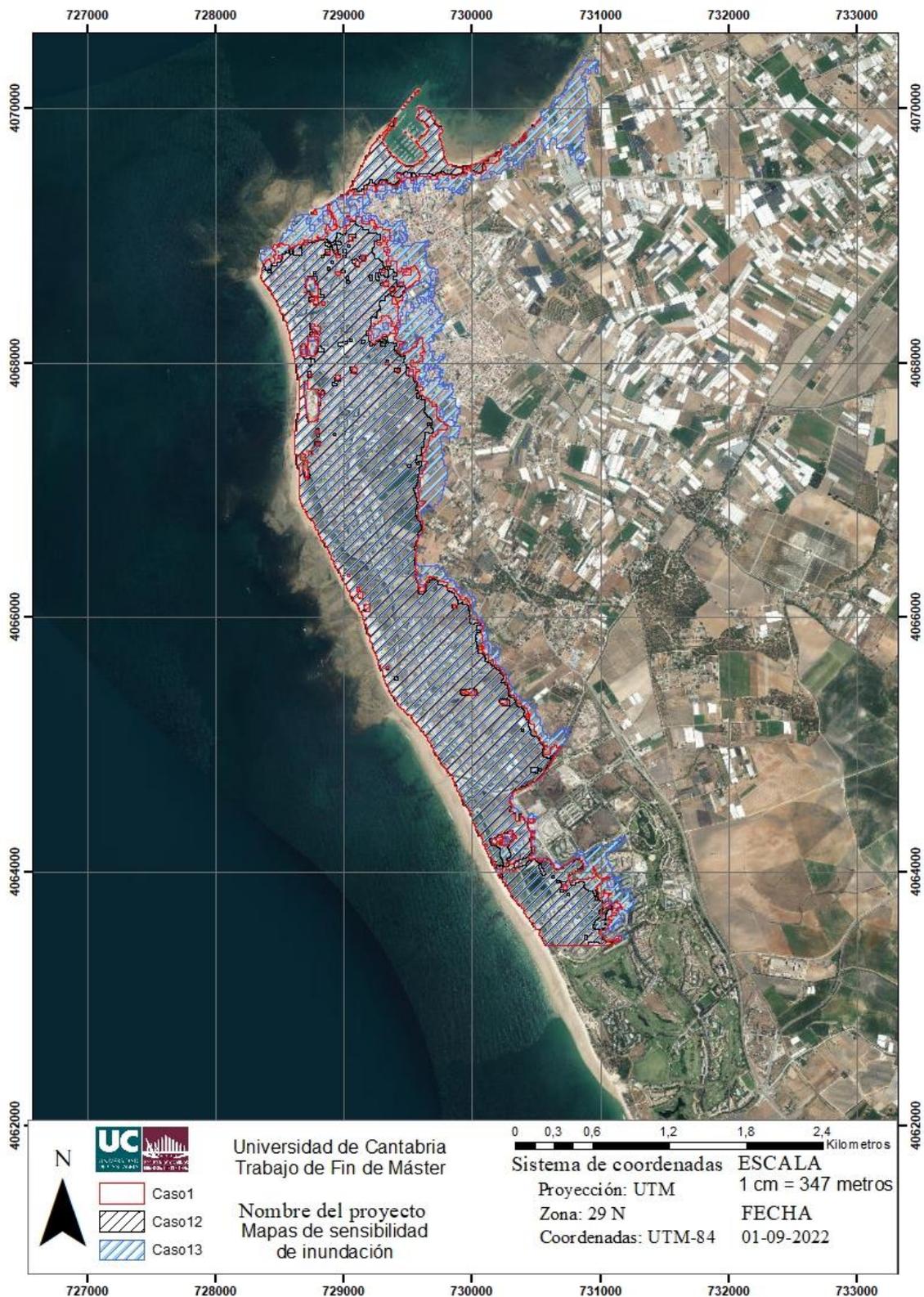


Figura 63. Mapas de sensibilidad de inundación en el que se representa la variación de la inundación debido a la fricción dada. Fuente de la imagen: Propia.

El siguiente mapa muestra el área de inundación del caso base con respecto a la topobatemetría modificada en el que se realizó la regeneración de la duna. Por lo que el caso 14 presenta una menor área de inundación con respecto al caso inicial. Sin embargo la zona del puerto presenta la misma inundación que el caso base debido a que en dicha zona la duna no ha sido regenerada y por tanto no presenta protección a estos eventos de inundación.

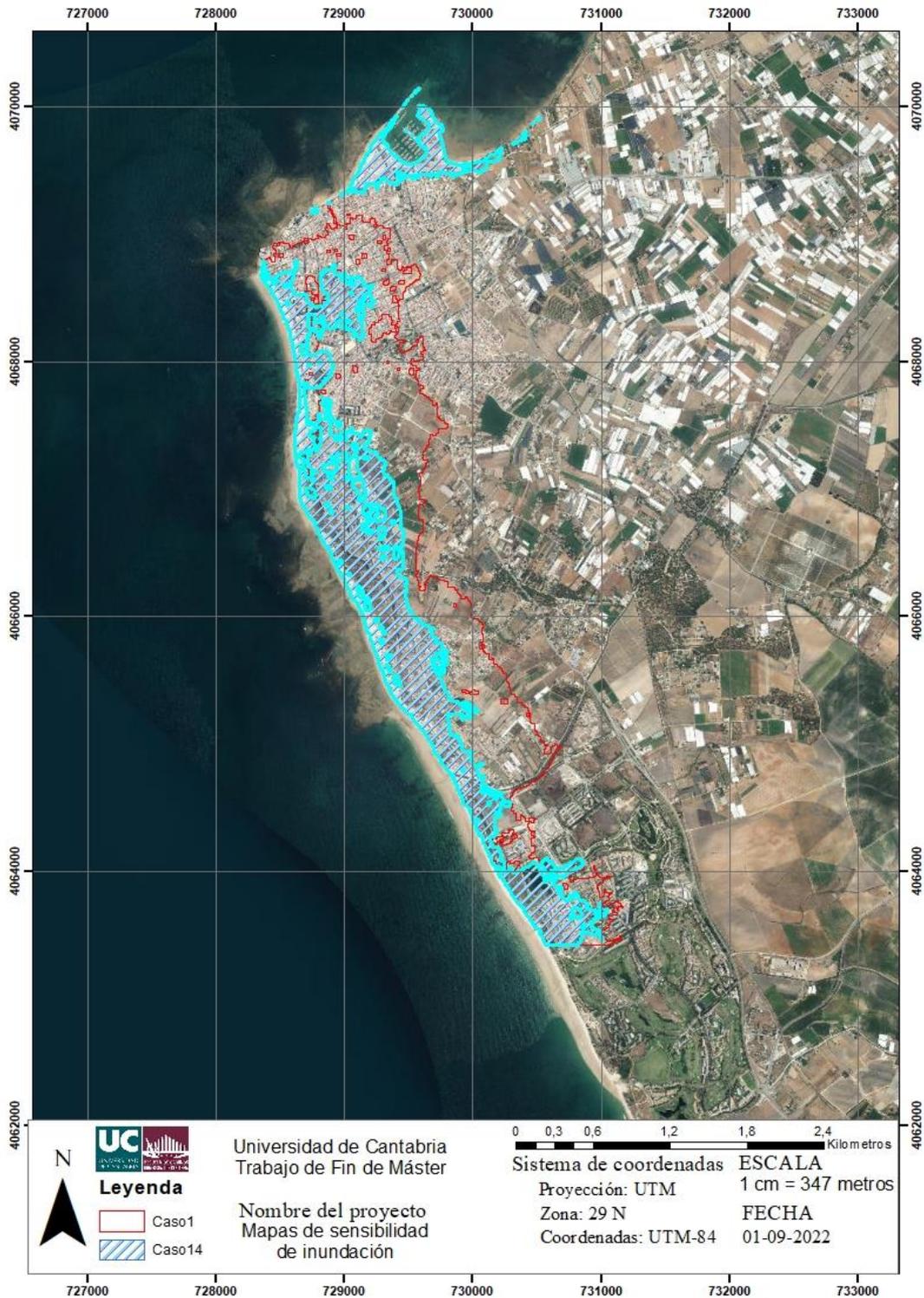


Figura 64. Mapas de sensibilidad de inundación en el que se representa la variación de la inundación debido a la modificación de las condiciones de contorno de la costa. Fuente de la imagen: Propia.

A continuación, se presenta un mapa de los perfiles y los puntos a estudiar en la siguiente figura en los que ha elaborado una serie de gráficas con respecto a las variables a estudiar siendo estas la velocidad de las partículas y el tiempo de arribo. La ubicación de los puntos está en función de la mancha de inundación del caso base, donde se han establecido a 20 metros hacia tierra de línea de costa y los otros a 50% y 90% de la longitud de inundación en tierra.



Figura 65. Mapas de representación de los perfiles y los puntos en los que se han realizado las gráficas para cada caso. Fuente de la imagen: Propia.

Esto se demuestra con las siguientes gráficas acerca de los perfiles de inundación que se representan a continuación. Estas gráficas presentan la distancia de inundación normalizada de los perfiles nombrados anteriormente con respecto al número del caso.

Primero, se realizará una descripción acerca de los datos de todas las gráficas en las que se demuestra que para todos los casos la distancia de inundación presente es menor con respecto al caso base o incluso idéntico. A excepción de una serie de casos en los que se realizó modificaciones con respecto a la magnitud, la fricción y las condiciones de contorno. Destacando aquella magnitud menor que el caso base presentando una distancia de inundación menor y en cuanto menor es la fricción, mayor es la distancia de

inundación. Por último, el caso en el que se modificó el contorno de la costa se observa que para todos los perfiles la distancia de inundación es menor con respecto al caso base.

Para esta gráfica se observa que todos los perfiles presentan una menor distancia de inundación siendo prácticamente iguales a 1 a excepción del caso 3, cuya magnitud es de 8.25, siendo -0.5 la intensidad con respecto al caso base y donde se observa por tanto que la distancia de inundación es menor. Además, destacan los casos en los que se ha modificado la fricción presentando distancias de inundación muy diferentes del orden de $\pm 50\%$ de inundación. Por último, el caso 14 en el que se realizó la modificación de la duna presenta una inundación menor del 40% con respecto al caso inicial.

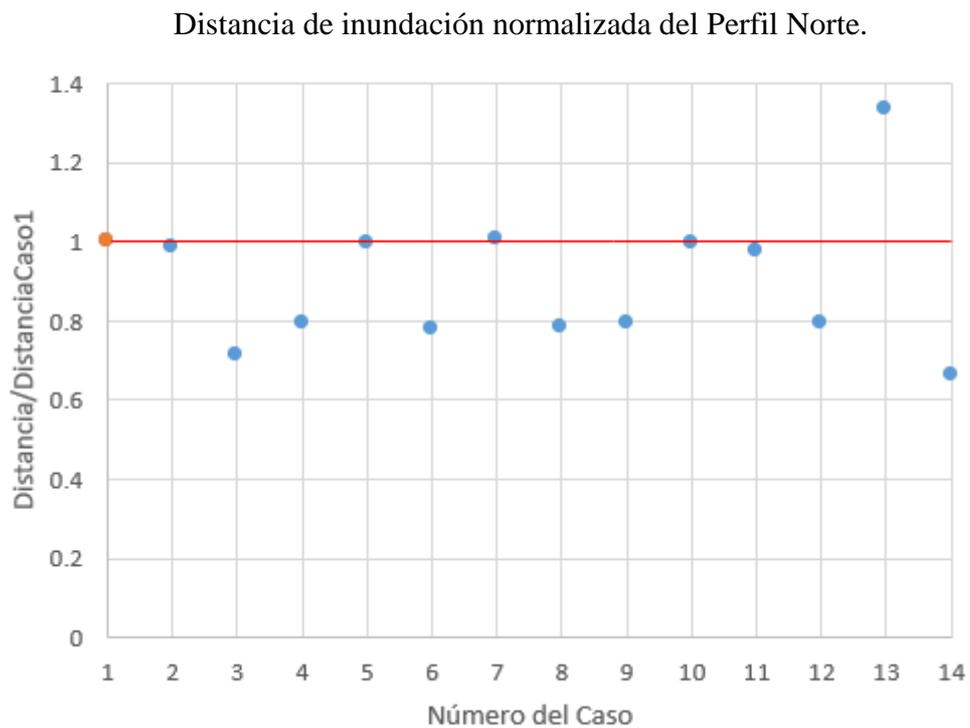


Figura 66. Gráfica representación de la distancia de inundación normalizada del Perfil Norte para cada caso. Fuente de la imagen: Propia.

Con respecto a esta gráfica, al encontrarse en zona urbana, no se observan diferencias en cuanto a los distintos casos. Por lo que la topobatimetría en dicha zona presenta importancia a la hora de producirse la inundación. Cabe destacar que el efecto de la magnitud (Caso 3) y el de la duna (Caso 14) sigue teniendo importancia presentando ordenes de distancias de inundación menores de 54 y 108 metros de distancia respectivamente.

Distancia de inundación normalizada del Perfil Central.

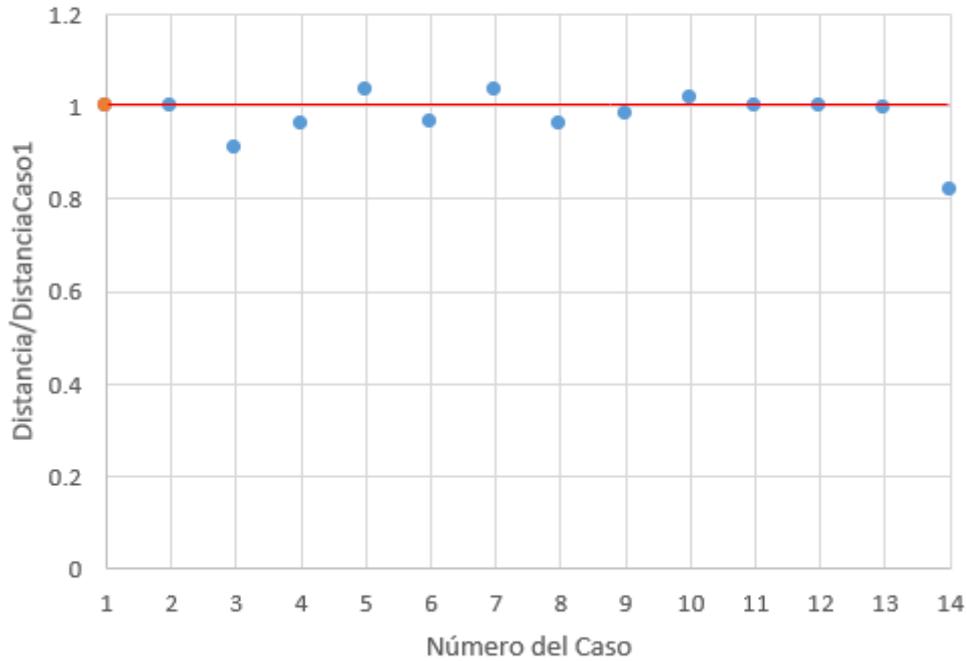


Figura 67. Gráfica representación de la distancia de inundación normalizada del Perfil Central para cada caso. Fuente de la imagen: Propia.

Por último y respecto al perfil sur de la inundación se observa que presenta una caracterización parecida con respecto al perfil norte en el que los casos que presentan mayor inundación son el que se expresó con una mayor magnitud teniendo una distancia de inundación mayor de 492 metros y el que presenta una fricción menor con una distancia de inundación de 212 metros. Además, el efecto de la duna sigue presente en dicha zona mostrando una inundación de menos de 100 metros con respecto al caso base. Esto se debe a que en dicha zona no se presenta contornos que puedan detener la inundación y por ello puede llegar a mayor distancia con respecto a los otros perfiles, en el caso de la fricción como no existe un mayor rozamiento provoca que inunde más.

Distancia de inundación normalizada del Perfil Sur.

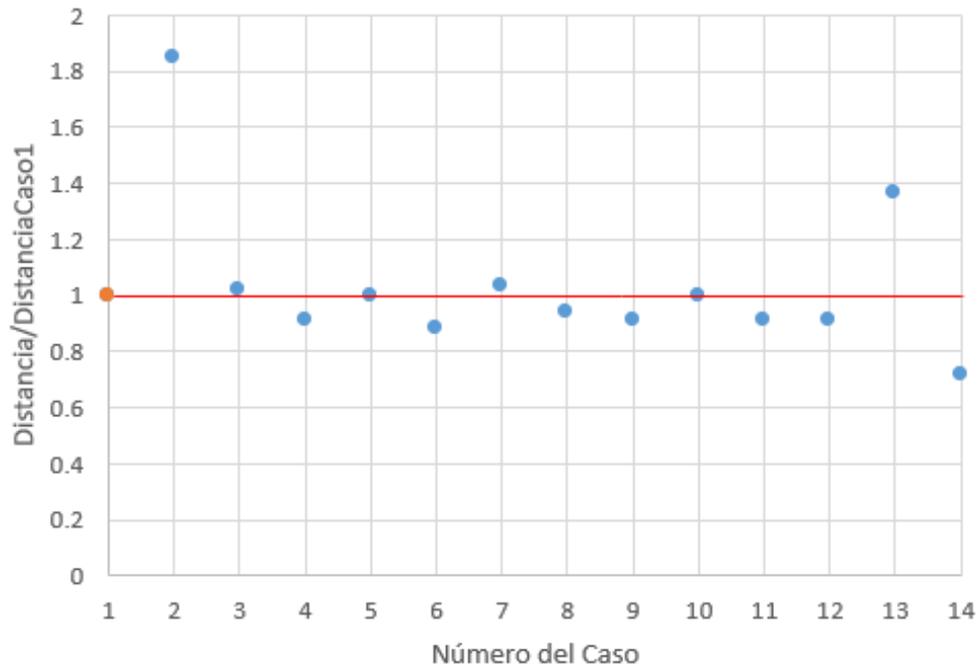


Figura 68. Gráfica representación de la distancia de inundación normalizada del Perfil Sur para cada caso. Fuente de la imagen: Propia.

Primero se realizará una mención con respecto al tiempo de arribo de los puntos presentes en el inicio de cada uno de los perfiles. Mostrando una clara diferencia en todas las gráficas que aquel caso cuya magnitud presente una mayor intensidad presenta tiempos de arriba menores que con respecto a los demás casos. Esto se debe a la intensidad de la energía que presenta. Además, cabe destacar que el caso 14 en el que se realizó la modificación de la topografía regenerando la duna presente en Chipiona muestra tiempos de arribo mayores.

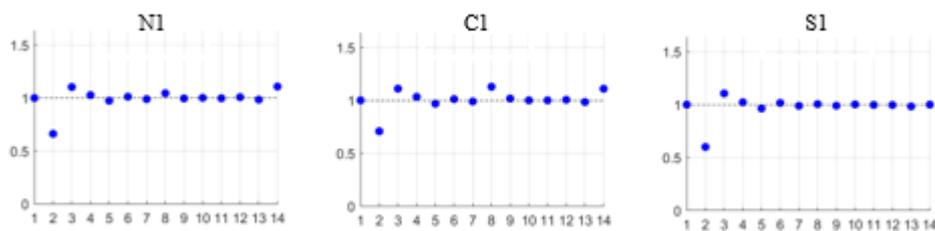


Figura 69. Representación del tiempo de arribo para los puntos 1, 4 y 9 para todos los perfiles. Fuente de la imagen: Propia.

Por último y para concluir con este análisis se aludirá a la velocidad de las partículas. En el que, para ellas y por la naturaleza de estas, se presentan rangos mucho mayores. Debido a que el COMCOT es un modelo que promedia la velocidad en la vertical. En aquellos puntos en los que se presenta ceros significa que la inundación no ha llegado en esas zonas para esos casos. En estas gráficas se muestran resultados para todos los casos parecidos a excepción del caso 2 cuya velocidad es mayor debido a que la intensidad del sismo es mayor y por lo tanto se presenta mayor energía. Además, en el

caso cuya fricción (Manning) es menor se presenta mayores velocidades pasando de prácticamente velocidades normalizadas de 1 a velocidades de 2 e incluso 6. Esto se debe a que principalmente este valor es dado por el factor no lineal sino cuadrática de fricción, tal y como se mostró en la formula anterior, la cual va a permitir en mayor (o menor) media la disipación del movimiento de los volúmenes de flujo y por tanto que se produzca una mayor o menor inundación debido a que presente o no contornos que provoquen la ralentización de la masa de agua. También se observa que para los puntos más dentro de la tierra para el caso 14 que representa la duna, no llega la inundación y por tanto no presenta velocidades.

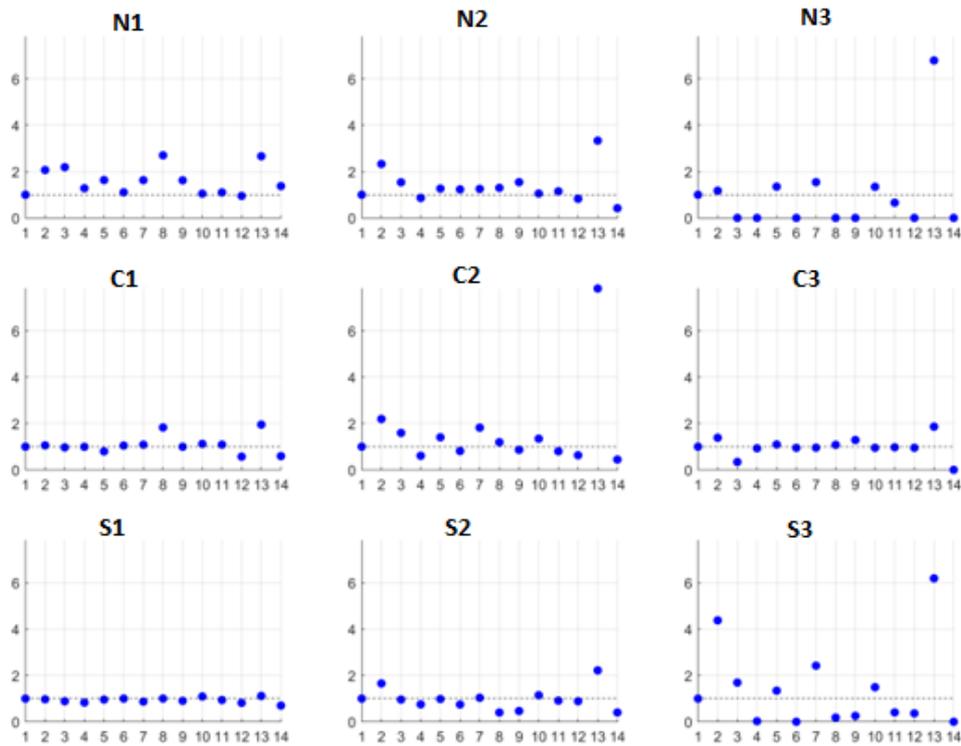


Figura 70. Representación de la velocidad de las partículas para todos los perfiles en todos los puntos. Fuente de la imagen: Propia.

Se debe dar importancia al Manning del que ya se ha hablado anteriormente pues este se define por medio del criterio del experto, por casos de laboratorio o por medio de datos históricos donde se ha tenido la inundación y ha permitido calibrar este parámetro. En muchos estudios se dan un rango estrecho de Manning, el cual no hay forma de validar y por tanto se recomienda hacer un análisis de sensibilidad generando una banda de inundación, para ver qué tan relevante o no puede ser el resultado y tenerlo en cuenta a la hora de hacer mapas de evacuación. Pues se ha observado en las distintas graficas que este componente cuanto más pequeño es más importancia representa ya que la inundación que forma en los resultados obtenidos es un 23% mayor que con respecto al caso base. Siendo más característico en aquellas zonas donde la topografía no presenta zonas con edificaciones tal y como se puede observar en los perfiles norte y sur de las figuras 68 y 66.

5. CONCLUSIONES

Se ha recopilado información bibliográfica asociada a la sismicidad del golfo de Cádiz, determinando que la falla creíble potencialmente más desastrosa para Chipiona es denominada Cadiz Wedge fault (CWF) ubicada al noroeste del golfo. Por ello y con respecto a esa falla se ha hecho una recolección de datos de partida como información topobatemétrica y definición de mallas de simulación, así como los parámetros de okada definidos en la bibliografía

Se han establecido una serie de casos estandarizados (13 en total más el caso base), fluctuando en un rango teóricamente admisible los parámetros de okada, además de la simulación con diferentes coeficientes de fricción que han ido desde 0.0065 hasta 0.02. Se ha generado en la malla de detalle una duna a lo largo de la costa desde la playa de La Ballena hasta el faro de Chipiona, formando una duna con una altura de más cinco metros.

Los resultados indican que los parámetros de Okada más sensibles son la magnitud del sismo, el coeficiente de Manning y la posibilidad de presentar barreras naturales a lo largo de la costa con unas variaciones del más del 37% al 29% en el área inundada

Por otro lado, se ha notado que el coeficiente de Manning es un parámetro muy importante tanto para la variable de inundación en la costa como la velocidad de las partículas con variaciones de inundación del más del 43% demostrando su no linealidad, lo que lo convierte en un parámetro muy exponencialmente sensible.

El caso 2 que presenta una magnitud de 9.25 presenta un 37% más de inundación en el municipio de Chipiona que el caso 3 cuya magnitud es de 8.75. Por lo que, se declara que cuanto mayor es la intensidad del terremoto mayores efectos de inundación se puede dar.

El rumbo de la falla o strike presentaría diferencias significativas con respecto a la orientación presente en la falla y por tanto la dirección incidente de la energía pasando de un porcentaje de inundación para un strike de 344 a 349 del 13% y de 349 al 354 del 5%.

Para un dip o rake diferente no presenta una mayor inundación que con el caso base por lo que no presenta diferencias significativas.

Con respecto a la profundidad focal sí que se muestran diferencias significativas conforme mayor profundidad se encuentre el sismo con una inundación mayor del 9% pasando del caso 11 al 10

La fricción también presenta inundaciones significativas, dando una mayor inundación en aquellos casos cuya fricción es pequeña. Siendo este porcentaje de inundación del 26%. Los lugares que presentan un mayor contorno la inundación no llegan tan lejos con respecto a aquellos casos que no presenta contornos y por tanto la fricción no es tan significativa.

Las protecciones costeras tales como dunas u otros elementos de protección producen una disipación de la energía significativa. Esto se demuestra en cuanto a la inundación

normalizada pasando de 1 en el caso 1 a 0.47 al caso 14. Siendo esto una disipación de más de la mitad de la energía.

En todos los mapas de sensibilidad de inundación se observa que el puerto presenta para todos los parámetros una inundación además en las zonas más al sur esta inundación es menor con respecto a la zona norte.

Con respecto al tiempo de arribo se observa que en todos los casos es similar a excepción del caso 2, que es el que presenta mayor magnitud y el caso 14 donde se modificó la condición de contorno de la costa.

Las otras variables, aunque han demostrado tener una correlación directa con la inundación, no presentan grandes cambios en sus resultados, es decir, poca sensibilidad. Lo que permite manejar mejor su incertidumbre, con diferencias en el área de inundación que pueden ir de +/- 5% a 11%

6. BIBLIOGRAFÍA

Anfuso, G, & Benavente, J. (2006). Las playas entre Chipiona y Rota (Cádiz, SO de España): Aproximación a su clasificación y comportamiento morfodinámico. *Ciencias marinas*, 32(4), 605-616. Recuperado en 13 de agosto de 2020, de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0185-38802006000700001&lng=es&tlng=es.

Aniel-Quiroga. impacto de tsunamis en la costa: cálculo de la máxima inundación y análisis de la estabilidad de diques rompeolas de materiales sueltos. 2018. (PhD thesis, Universidad de Cantabria, España). Dirigida por: GONZÁLEZ R, MAURICIO. VIDAL P. CÉSAR.

ANSS (Advanced National Seismic System), 2015. Comprehensive Catalog (Consultado: 2022). URL: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>.

América, Loza & Francisco, Calderón & Contreras-Rodríguez, Sergio & Eduardo, López & Miguel, Magaña & Frias, Hector & Raymundo, Ramírez & Sergio, Guerrero & Carlos, Barrera & Raymundo, Villavicencio & Garcia Velasco, Javier & Ruiz Corral, José & Isabel, Ramírez & Roberto, Maciel & Rubén, Langlé & Aurora, Rosas. (2010). Etapa de diagnóstico del ordenamiento ecológico local del municipio de Villa de Tututepec de Melchor Ocampo, Oaxaca. 10.13140/RG.2.1.1867.6649.

Baptista, M.A., Miranda, P.M.A., Miranda, J.M. y Victor, L.M., 1998. Constrains on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. *Journal of Geodynamics*, 25(1-2): 159-174

Baptista, M. a., Miranda, J. M., Omira, R., & Antunes, C. (2011). Potential inundation of Lisbon downtown by a 1755-like tsunami. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11, 3319–3326”

Ben-Menahem, A., Rosenman, M., 1972. Amplitude patterns of tsunami waves from submarine earthquakes. *Journal of Geophysucak Research* 77, 3097-3128. Doi: 10.1029/JB077i=017p03097.

Boussinesq, J., 1872. Théorie des ondes et des remour qui se propagent le lon 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* 17, 55-108.

Bryant, E. (2014). Tsunami dynamics. In *Tsunami* (pp. 19-32). Springer, Cham.

Cárdenas M., Carlos A. Evaluación de la inundación por tsunami en la zona costera de Valparaíso, V – Región Valparaíso, Chile. 2012. Tesis Maestría, Universidad de Cantabria. Dirigida por: González R. Mauricio.

Carrier, G.F., Greenspan, H.P., 1958. Water waves of finite amplitude on a sloping beach. *Journal of Fluid Mechanics* 4, 97-109. Doi: 10.1017/0022112058000331.

Castro, M.J., González-Vida, J.M., Macías, J., Ortega, S., De la Asunción, M., 2015. Tsunami-HySEA: A GPU-based model for Tsunami Early Warning Systems. Proceedings Of Te XXIV Congress On Differential Equations And Applications, XIV Congress On Applied Mathematics, 1-6. Cádiz, España.

Comisión Oceanográfica Intergubernamental. Glosario de tsunamis. Colección Técnica de la COI N° 85 rev. 2. París, UNESCO, 2013. Español/francés/inglés/árabe (IOC/2008/TS/85 rev. 2)

Cruz roja, 2005. [Publicación1 \(cruzroja.es\)](http://publicacion1.cruzroja.es)

Freundt, A., Strauch, W., Kutterolf, S., & Schmincke, H. U. (2007). Volcanogenic tsunamis in lakes: examples from Nicaragua and general implications. In *Tsunami and Its Hazards in the Indian and Pacific Oceans* (pp. 527-545). Birkhäuser Basel.

García A, Pablo, 2016. Análisis de la peligrosidad por tsunami en España. Tesis Maestría, Universidad de Cantabria. Dirigida por: Ernesto Mauricio González Rodríguez, Iñigo Aniel-Quiroga Zorrilla.

Glimsdal, S., Pedersen, G. K., Langtangen, H. P., Shuvalov, V., & Dypvik, H. (2007). Tsunami generation and propagation from the Mjølner asteroid impact. *Meteoritics & Planetary Science*, 42(9), 1473-1493.

González, Á. (2012). Terremotos y tsunamis. *ConCIENCIAS. digital: revista de divulgación científica de las Facultad de Ciencias de Zaragoza*, (10), 24-37.

Hall, J.V, Watts, G.M., 1953. Laboratory investigation of the vertical rise of solitary wave on impermeable slopes. DTIC Document, Army Coastal Engineering Research Center Washington D.C., 13 pp.

Hammack. J.L., 1972. Tsunamis-a Modelo f Their Generation and Propagation. Tesis de Doctorado. California Institute of Technology, 261 pp.

Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2348-2350.

Iglesias, O., Lastras, G., Canals, M., Olabarrieta, M., González, M., Aniel-Quiroga, Í., Otero, L., Durán, R., Amblàs, D., Casamor, J.L., Tahchi, E., Tinti, S., De Mol, B., 2012. The BIG'95 Submarine Landslide-Generated Tsunami: A numerical Simulation. *The Journal of Geology* 120, 31-48. Doi: 10.1086/662718

International Tsunami Information Center | A UNESCO/IOC-NOAA Partnership, 2022

Kanamori, H. and Anderson, D. L.: Importance of physical dispersion in surface wave and free oscillation problems: Review, *Rev. Geophys.*, 15(1), 105, doi:10.1029/RG015i001p00105, 1977.

Lax, M. (1967). Quantum noise. X. Density-matrix treatment of field and population-difference fluctuations. *Physical Review*, 157(2), 213.

Løvholt F, Pedersen G, Harbitz CB, Glimsdal S, Kim J. 2015 On the characteristics of landslide tsunamis. *Phil. Trans. R. Soc. A* 373: 20140376. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0376>

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135-1154.

OTERO D, Luis. METODOLOGÍA PARA EVALUAR LA PELIGROSIDAD, 2008, (PhD thesis, Universidad de Cantabria, España). Dirigida por: GONZÁLEZ R, MAURICIO. OLABARRIETA L, MAITANE

Narváez, L., Pérez Ortega, G., & Lavell, A. (2009). La gestión del riesgo de desastres. Un enfoque basado en procesos.

Padilla, S., 2020. Evaluación de la peligrosidad por tsunami en el municipio de Chipiona, Cádiz.

Paris R. 2015 Source mechanisms of volcanic tsunamis. *Phil. Trans. R. Soc. A* 373: 20140380. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0380>

Peregrine, D.H., 1967. Long wave son a beach. *Jorunal of fluid mechanics* 27, 815-827. Doi:10.1017/S0022112067002605

Priewer, Z., & Luis, J. (2011). Estrategias claves de Mitigación de Maremotos en Zonas Habitables. Estudio para una implementación en los sectores mas vulnerables del Borde Costero Chileno.

Ramírez, 1986. www7.uc.cl/sw_educ/geo_mar/html/h71.html

Rodríguez, M. O. C., Sarduy, A. G., & de León, D. B. C. (2020). *TSUNAMIS: LOS TSUNAMIS ENCICLOPEDIA BREVE E ILUSTRADA*. Mario Octavio Cotilla Rodríguez.

Sánchez, A., & Cheung, K. F. (2007). Tsunami forecast using an adaptive inverse algorithm for the Peru - Chile source region. *Geophysical research letters*, 34(13).

Shen, M.C., Meyer, R.E., 1963. Climb of a bore on a beach. Part3. Run-up. *Journal of Fluid Mechanics* 16. 113-125. Doi: 10.1017/S0022112063000628.

Smelror, M. (2014). Geology for tomorrow's society: some Nordic perspectives. *Earth and Environmental Sciences*, 83, 96.

Steketee, J. A. (1958). Some geophysical applications of the elasticity theory of dislocations. *Canadian Journal of Physics*, 36(9), 1168-1198.

Synolakis, C.E., 1987. The runup of solitary waves. *Journal of Fluid Mechanics* 185, 523-545. Doi: 10.1017/S002211208700329X

Synolakis, C.E. and Bernard, E.N., 2006. Tsunami science before and beyond Boxing Day 2004. *Philosophical Transactions of the Royal Society al-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 364(1845): 2231-2265

Synolakis C, Kânoğlu U. 2015 The Fukushima accident was preventable. *Phil. Trans. R. Soc. A* 373: 20140379. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0379>

UNIVERSIDAD VIÑA DEL MAR ESCUELA DE ARQUITECTURA Y DISEÑO - PDF Free Download (docplayer.es)

Vela, J., Pérez, B., González, M., Otero, L., Olabarrieta, M., Canals, M., & Casamor, J. L. (2010). Tsunami resonance in the Palma de Majorca bay and harbour induced by the 2003 Boumerdes-Zemmouri algerian earthquake (Western Mediterranean). *Coastal Engineering*, 2.

Vela, J., Pérez, B., González, M., Otero, L., Olabarrieta, M., Canals, M., & Casamor, J. L. (2014). Tsunami resonance in Palma bay and harbor, Majorca Island, as induced by the 2003 Western Mediterranean earthquake. *The Journal of Geology*, 122(2), 165-182.

Wang, X., & Liu, P. L. F. (2006). An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami. *Journal of Hydraulic Research*, 44(2), 147- 154.

Wang, J., Xu, J., & Bao, B. (2011). Analysis of pulse bursting phenomenon in constant-on-time-controlled buck converter. *IEEE Transactions on Industrial Electronics*, 58(12), 5406-5410.

Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002

Whitham, B., 1959. On the propagation of weak shock waves through regions of non-uniform area or Flow. *Journal of Fluid Mechanics* 4, 337-360. Doi: 10.1017/S0022112058000495

Zahibo, N., Pelinovsky, E., Talipova, T., Kozelkov, A., Kurkin, A., 2006. Analytical and numerical study of nonlinear effects at tsunami modeling. *Applied Mathematics and Computation* 174, 795-809. Doi: 10.1016/j.amc.2005.05.014.