

Deslizamientos submarinos y tsunamis en el Mar de Alborán. Un ejemplo de modelización numérica

Deslizamientos submarinos y tsunamis en el Mar de Alborán. Un ejemplo de modelización numérica

Instituto Español de Oceanografía
MINISTERIO DE ECONOMÍA Y COMPETITIVIDAD

Deslizamientos submarinos
y tsunamis en el Mar
de Alborán. Un ejemplo
de modelización numérica

Edita: Instituto Español de Oceanografía
Ministerio de Economía y Competitividad
Copyright: Instituto Español de Oceanografía
Corazón de María, 28. 28020 Madrid
Telf.: 915 974 443 / Fax: 915 947 770
E-mail: ieo@md.ieo.es
<http://www.ieo.es>

NIPO: 727-12-003-5

ISBN: 978-84-95877-25-3

Depósito legal: M-41.907-2012

Realización, impresión y encuadernación: DiScript Preimpresión, S.L.

Autores

Jorge Macías Sánchez
Luis Miguel Fernández Salas
José Manuel González Vida
Juan Tomás Vázquez Garrido
Manuel Jesús Castro Díaz
Patricia Bárcenas Gascón
Víctor Díaz del Río Español
Tomás Morales de Luna
Marc de la Asunción Hernández
Carlos María Parés Madroñal

Agradecimientos

Los resultados que se presentan en este libro son el fruto de la colaboración entre el Grupo EDANYA (Ecuaciones Diferenciales Análisis Numérico y Aplicaciones) de la Universidad de Málaga y el Grupo GEMAR (Geociencias Marinas) del Centro Oceanográfico de Málaga del Instituto Español de Oceanografía.

Estos resultados son una contribución al proyecto MOSAICO (P06-RNM-01594): *“Modelado, Simulación Numérica y Análisis del Transporte de Sedimentos en los Abanicos Submarinos de los Ríos de Andalucía Oriental”*, Proyecto de Excelencia Científica del Plan de Investigación de la Junta de Andalucía, y a los proyectos del Plan Nacional de I+D+I (2010-2012) HySEA2 (MTM2009-11923): *“Métodos Numéricos para Sistemas Hiperbólicos no Conservativos. Desarrollo de Algoritmos Eficientes y Aplicación a la Simulación de Flujos Geofísicos”*, MONTERA (CTM2009-14157-CO2-01): *“Los Montes Submarinos del Sur de Iberia: Tectónica y Sedimentación”* y TOPOMED (CGL 2008-03474-E) *“La Tectónica del Arco de Gibraltar y la Cordillera del Atlas: Causas Litosféricas y Efectos Topográficos”*.

Los datos que se han utilizado para la realización de este estudio han sido cedidos por el Instituto Español de Oceanografía (Ministerio de Economía y Competitividad) y por la Secretaría General de Pesca del actual Ministerio de Agricultura y Medio Ambiente.

Quisiéramos aprovechar esta ocasión para mostrar nuestro profundo afecto y expresar nuestro más sincero reconocimiento a la gran labor realizada por el *Prof. D. Antonio Valle Sánchez* como dinamizador de la Matemática Aplicada en España. Como fundador del grupo EDANYA en Málaga, tras haber creado otros grupos de investigación en las universidades de Santiago de Compostela y Sevilla, D. Antonio es el máximo responsable de que hace ya más de 20 años nuestros dos grupos de investigación iniciaran su andadura científica conjunta, de la cual este trabajo es un ejemplo en esta ya larga y fructífera colaboración.

Este volumen está dedicado al Catedrático Don Antonio Valle Sánchez, decidido impulsor de la cooperación científica entre el Instituto Español de Oceanografía y la Universidad de Málaga.

Índice

Prólogo	15
Capítulo 1. Tsunamis	23
1.1. Introducción.....	24
1.2. Características físicas de los tsunamis	26
1.3. Causas que pueden generar tsunamis	28
Capítulo 2. El Mar de Alborán y la generación de posibles tsunamis	33
2.1. Introducción	34
2.2. Contexto sismotectónico de la Cuenca del Mar de Alborán.....	36
2.3. Procesos tsunamigénicos en el Mar de Alborán.....	39
2.3.1. Zonas de fallas activas.....	40
2.3.2. Movimientos en masa	43
2.3.3. Escape de fluidos desde el subsuelo	45
2.4. Potenciales zonas tsunamigénicas	46
2.5. Registro histórico de tsunamis en el Mar de Alborán.....	48
Capítulo 3. Una hipótesis de trabajo: Deslizamiento submarino en la Dorsal de Alborán ..	53
3.1. Hipótesis de trabajo	54
3.2. El Sistema Cañón-Abanico Al-Borani.....	55
3.2.1. Cañón Submarino Al-Borani	56
3.2.2. Abanico submarino asociado.....	58
Capítulo 4. El Tsunami de Alborán. Modelado Matemático y Simulación Numérica	61
4.1. Simulación de tsunamis en ordenador.....	62
4.2. Datos para la simulación del deslizamiento.....	68
4.3. Datos topobatimétricos.....	70
4.4. Modelado matemático.....	71
4.5. Discretización	77
4.6. Potencia de cálculo	78
Capítulo 5. Simulación del Tsunami de Alborán. Descripción y discusión de los resultados	81
5.1. Introducción	82
5.2. Simulación de la avalancha submarina.....	84
5.3. Descripción de la generación de la onda	87
5.4. Descripción de la propagación del tsunami	89
5.5. Llegada a costa	95

5.5.1. Cabo Tres Forcas/Melilla	97
5.5.2. Costa Granadina-Almeriense	99
5.5.3. Costa Malagueña	102
5.6. Inundación de la franja costera	108
5.7. Análisis de las amplitudes máximas	113
Capítulo 6. Conclusiones y comentarios finales	119
6.1. Conclusiones	121
6.2. Comentarios finales	123
Bibliografía	125

Presentación

Prólogo

La historia de la Humanidad está salpicada de numerosos episodios catastróficos que han determinado cambios importantes en las ubicaciones de los asentamientos urbanos, así como, migraciones o modificaciones en los usos del territorio. Gran parte de estos episodios tienen su origen en los movimientos sísmicos que suceden en la corteza terrestre y en los procesos que desencadenan. En algunas ocasiones, como la que vamos a tratar en este trabajo, son mayores los desastres originados por los fenómenos que a su vez generan los terremotos, que los efectos del propio movimiento sísmico.

Una de las catástrofes más antiguas y mejor documentadas que ilustran este tipo de fenómenos es la que sucedió en la isla volcánica de Thera –en la actualidad el archipiélago de Santorini, en el Mar Egeo–, alrededor del año 1627 a.C., y que dañó muy seriamente la civilización minoica, con importantes consecuencias en la isla de Creta, núcleo cultural de aquella sociedad. El desplome en la caldera del volcán generó un colapso del conjunto montañoso de una magnitud ingente. La precipitación secuenciada sobre la superficie del mar de semejante volumen de rocas y piroclastos, produjo una sucesión de olas de grandes dimensiones que impactaron sobre la costa adyacente en el interior de la bahía, causando la práctica destrucción de cuantas infraestructuras existían en el litoral. El tren de olas así generado podría haber alcanzado alturas entre 14 y 18 metros, lo cual supondría que las aguas ascenderían hasta cotas de 50 metros de altura en las zonas acantiladas.

Esta primera referencia de un tsunami tan complejo, nos situá en un escenario relacionado con dos posibles fuentes tsunamigénicas: los colapsos o avalanchas de grandes cantidades de rocas sobre la superficie del mar, y los terremotos originados en los niveles superiores de la corteza terrestre en regiones marinas o próximas al mar. La explosión de la caldera de Thera tuvo que verse acompañada de varios terremotos de magnitud elevada. Se calcula que pudieron alcanzar una magnitud superior a 8. La zona tectónica de colisión de la placas litosféricas de África y Eurasia en la que se ubica dicho archipiélago, es una fuente continua de fuertes seísmos que evidencian el activo dinamismo que produce la Tectónica de Placas. Éste es un buen ejemplo que ilustra la capacidad destructiva que tienen los fenómenos desencadenados por los propios terremotos o los volcanes. Es más, uno de los hechos más espectaculares relacionados con este episodio, es que en las excavaciones realizadas en Akrotiri en 1967 por Nikolau Marinatos (Marinatos, 1970), no se encontró ningún cadáver atrapado por las ardientes nubes de cenizas volcánicas, mientras que las ciudades parecían haber sido abandonadas ordenadamente de manera paulatina ante los peligros de una inminente erupción, hecho que determinó la supervivencia de la mayor parte de la población. Sin embargo, los que consiguieron escapar por mar, a bordo de las embarcaciones fondeadas en la costa, perecieron todos ellos por el naufragio de las naves engullidas por los violentos tsunamis.

Un fenómeno, de no menor importancia, fue la erupción del Vesubio, el 24 de agosto del año 79 d.C., que sepultó las ciudades de Pompeya y Herculano en muy pocas horas, cubriéndolas de cenizas volcánicas abrasadoras. Pero lo que resultó letal para las poblaciones que huían del desastre fue el tsunami que se produjo como consecuencia de los seísmos que provocaron la expulsión de lavas y cenizas volcánicas. Las olas que invadieron las costas, según narra Plinio el Viejo, fueron tremendamente destructivas e hicieron naufragar las embarcaciones que evacuaban a los habitantes que habían logrado escapar de los efectos del volcán.

Otro caso singular, es el que encontramos en la floreciente ciudad de Baelo Claudia (actualmente Bolonia, Cádiz) durante los siglos I y II d.C. Esta ciudad tuvo una importante actividad comercial y una numerosa población que disfrutaba de una buena calidad de vida hasta que, al menos dos terremotos, el primero hacia la mitad del siglo I d.C. y, el segundo, en la segunda mitad del siglo IV d.C., destruyeron gran parte de la ciudad, desestabilizaron la pendiente sobre la que se había edificado y la llevaron a su abandono. Los desastres causados en el litoral y en el asentamiento urbano no parecen quedar suficientemente justificados por las diversas réplicas que acompañaron al seísmo principal. Así pues, se especula con la posibilidad de que a dicho movimiento sísmico le hubiera sucedido un tsunami que podría haber destruido todas las infraestructuras portuarias de Baelo Claudia y parte de las que existían en sus inmediaciones, como son las industrias de *garum* que proliferaban por la costa.

Más recientemente, encontramos otro episodio catastrófico vivido en el año 1755, con ocasión del terremoto que sacudió gran parte de la Península Ibérica y tuvo un mayor impacto en la ciudad de Lisboa. Los estudios científicos que se realizan para reconstruir las condiciones en la que se produjo el movimiento sísmico, y así comprender mejor la actividad sísmica del entorno del Golfo de Cádiz, ponen de manifiesto que el terremoto en cuestión pudo alcanzar una magnitud de 8,5 en la escala de Richter.

Este fenómeno produjo un tsunami con olas que llegaron a alcanzar, en algún caso, los 18 metros de altura y que impactaron en la costa occidental de Portugal, de forma especialmente grave sobre Lisboa y en todo el Golfo de Cádiz, causando destrozos adicionales a los originados por el propio terremoto. La firma más llamativa de este tsunami la podemos encontrar a lo largo de la costa ibérica sur-atlántica (Cabo de Trafalgar) en forma de desplazamientos de voluminosas rocas que han sido arrancadas del substrato marino y violentamente trasladadas varios metros tierra adentro.

Uno de los casos más llamativos por la complejidad del tsunami generado, es el de la Bahía de Lituya (Alaska, 1959), provocado por un deslizamiento de ladera de un ingente volumen de rocas de naturaleza esquistosa, que se ocasionó por un terremoto de magnitud 8,3 Mw. El tsunami que provocó, arrasó gran parte de la arboleda que poblaba las riveras de la bahía y ascendió varias centenas de metros (524 m) por la falda de la montaña situada en la orilla opuesta a la que sufrió el deslizamiento. Es la onda de tsunami de mayor amplitud de las registradas hasta la fecha.

Existen otros episodios más recientes ocurridos en Sumatra, Chile y Japón. Quizás el más violento y desolador ha sido el tsunami que originó el terremoto de Tohoku (11/3/2011) que sacudió la costa de Japón cebándose, particularmente, en el entorno de la ciudad de Fukushi-

ma. El seísmo de mayor magnitud, 9 Mw, se produjo a las 05:46 horas en un punto localizado a 177 km de la costa y a 32 km de profundidad en la corteza del archipiélago japonés. El tren de olas que generó el movimiento sísmico alcanzó los 14 metros de altura, desplazándose a gran velocidad y cargándose de sedimentos marinos, lo cual incrementó considerablemente su capacidad destructiva.

Por tanto, ante la inexorable ocurrencia de este tipo de fenómenos naturales, ha surgido la imperiosa necesidad del ser humano de adaptarse al medio, a veces hostil, en el que habita. Esto le ha obligado a tener que aprender de los desastres acaecidos en el pasado, para tratar de poner algún remedio a la irrupción de este tipo de fenómenos naturales catastróficos y así poder mitigar sus efectos devastadores.

En la actualidad, este conocimiento de nuestro entorno y de los fenómenos naturales que en él tienen lugar, es fundamental para asegurar una mejor calidad de vida que, en muchas regiones de nuestro planeta, es muy difícil de garantizar. Es precisamente en este punto, donde los modelos *matemáticos demuestran* tener una importante función social, y que cada día se muestran bastante más eficaces. La *simulación numérica* mediante ordenadores se ha convertido en una herramienta de predicción extremadamente potente y precisa, de la que la sociedad obtiene importantes beneficios. Su empleo está siendo un recurso científico fomentado desde todos los estamentos que financian la investigación científica y que trabajan en la prevención de riesgos, así como en previsión de procesos evolutivos naturales (p.e.: meteorología o clima marítimo).

Así pues, quedan expuestos los componentes del trabajo que nos ocupa: en primer lugar, nuestro interés por *conocer y estudiar determinados fenómenos naturales de consecuencias catastróficas*, en particular los tsunamis; en segundo lugar, identificar los útiles científicos que vamos a emplear para representar estos fenómenos. Por una parte, será necesario disponer de un profundo conocimiento de la región marina donde se produce el fenómeno, *conocimiento* que proviene del análisis de datos geológicos y geofísicos obtenidos en numerosas *campanas oceanográficas* y, por otra parte, haremos uso de la potencialidad de los *modelos matemáticos* que, junto a la creciente capacidad de cálculo que nos ofrecen los modernos *ordenadores* nos permitirán realizar *simulaciones numéricas* cada vez más precisas. La utilización de estos modelos para la obtención de simulaciones numéricas de creciente precisión, requiere de la implementación de algoritmos de gran complejidad. Este hecho hace que la aplicación a situaciones realistas en dominios de cálculo extensos, con una resolución espacial adecuada y sobre periodos de tiempo prolongados, haga necesaria la realización de un número de operaciones matemáticas enorme, inimaginable a veces, y que se generen una cantidad de datos ingente. Como resultado final, estos modelos y las simulaciones numéricas que nos proporcionan, pueden servir tanto para la *predicción* de los efectos que producen el tipo de fenómenos que estamos interesados, así como para reproducir, estudiar y comprender eventos que sucedieron en el pasado.

Por último, aplicaremos el conocimiento adquirido y los modelos matemáticos en una región que nos es particularmente cercana: el Mar de Alborán, la parte más occidental del Mar Mediterráneo, que se comunica con el Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar y que baña las costas andaluzas desde La Línea de la Concepción, en Cádiz, hasta el Cabo de Gata, en Almería, así como la costa de las ciudades de Ceuta y Melilla, toda la costa nororiental de Marruecos y la parte occidental de Argelia.

El interés que creemos que tiene esta experiencia, sobrepasa el ámbito científico, trascendiendo a las políticas de prevención de riesgos que se están implantando en todas las sociedades. Es bien sabido el hecho de que una gran parte de la población se asienta en la franja costera, ocupando un considerable espacio del territorio, siguiendo una tendencia iniciada en la segunda mitad del siglo pasado que redujo la población en núcleos urbanos del interior para desplazarse hacia la costa. Este acomodo en la ribera de los mares y océanos puede acarrear algunos riesgos adicionales derivados de episodios catastróficos naturales. Así, por ejemplo, el riesgo sísmico en regiones costeras reviste una mayor peligrosidad para sus núcleos urbanos que para poblaciones interiores, por el mero hecho de que, en las primeras, un seísmo, incluso de epicentro alejado, puede ser el mecanismo de disparo de otros fenómenos asociados, como pueden ser los deslizamientos, auténticos generadores de tsunamis.

Así pues, vivir cerca del mar, además de sus diversas ventajas, puede entrañar un cierto riesgo de sufrir los efectos de un tsunami, que no es el mismo en todas las regiones costeras, aunque la peligrosidad de sufrirlo sí que puede ser un rasgo de muchas regiones como la alboranesa. De hecho, los tsunamis que han impactado en tiempos geológicos recientes han estado ocasionados por los movimientos sísmicos producidos en la ribera africana, principalmente en Argelia, que es la zona sísmicamente más activa y más peligrosa. Esto no quiere decir que los tsunamis que se puedan generar como consecuencia de los seísmos producidos en la costa argelina vayan a impactar sobre el litoral español siempre en los mismos lugares y con los mismos efectos. Antes al contrario.

La simulación que ahora presentamos pone de manifiesto que uno de los factores que interfieren en la propagación del frente de ondas es la geomorfología del fondo marino, en especial, la profundidad de las cuencas marinas y la diversidad de los relieves que presentan estos fondos. Así que, en función de la posición del epicentro del seísmo, o bien de la posición de la avalancha sedimentaria que se produzca, o en todo caso de la ubicación del mecanismo tsunamigénico que se trate, la propagación del frente de olas tendrá su propia firma y será exclusivo de cada episodio. Más adelante comprobaremos como, por ejemplo, la situación en la que se encuentran los montes submarinos que constituyen la plataforma marginal de Motril-Djibouti forma una barrera submarina que amortigua la propagación de la onda expansiva, aminorando los efectos de la onda de choque cuando alcanza la costa malagueña. No ocurre lo mismo con otros puntos geográficos, tanto de la costa española como africana, donde el impacto parece ser superior debido a la ausencia de relieves submarinos prominentes que frenen el avance de las olas.

De lo expuesto anteriormente se concluye que no hay que restar importancia al hecho de prevenir este tipo de riesgos, por muy poco frecuentes que sean o por poco destructivos que, en la mayoría de los casos, puedan acabar siendo, y resultaría de interés analizar la peligrosidad que en cada caso pudieran tener, lo cual facilitaría la labor de prevención. Por otra parte, no todas las regiones costeras están expuestas de igual modo al riesgo de un tsunami. Así, en las costas del Océano Pacífico el riesgo es elevado: en Japón el riesgo de un tsunami de cierta intensidad puede ocurrir a una escala temporal de diez años. Afortunadamente, en el extremo opuesto se encuentran los mares y océanos que bañan las costas españolas: el Mar Mediterráneo y el Océano Atlántico. Pero no se puede olvidar que las regiones donde el riesgo es menor, han sido precisamente aquellas en las que, en el pasado reciente, las consecuencias de los tsunamis

han sido más devastadoras, debido en gran parte a la falta de prevención. Este es el caso de lo sucedido en el tsunami del 26 de diciembre de 2004, que nos mostró las consecuencias catastróficas de un terremoto en una región de riesgo más bajo como es el Océano Índico.

Por lo tanto, debemos concluir que, pese al carácter infrecuente de los tsunamis, sus consecuencias devastadoras hacen conveniente que establezcamos una estrategia para prevenir sus impactos sobre las costas y así prepararnos para poder mitigar sus efectos. Esto debería obligarnos a realizar un esfuerzo extraordinario en la predicción de sus eventuales consecuencias y llevarnos a implementar mecanismos de prevención adecuados. Una de las mejores herramientas para llevar a cabo esta prevención es, precisamente, la simulación mediante el empleo de potentes ordenadores, si bien resulta muy necesario disponer, no sólo de equipamiento para el cálculo sino también de una gran cantidad de datos geológicos y geofísicos de muy buena calidad, como ocurre en el caso que ahora analizamos.

En conclusión, a pesar de vivir en una región costera de bajo riesgo tsunamigénico, sería conveniente estar preparados para este tipo de eventualidad vinculada a la inestabilidad de la corteza terrestre, dado que la región objeto de estudio está encuadrada en un área de cierta sismicidad, como es de todos conocido. Resulta singular el hecho de que por no ser el riesgo sísmico muy alto, al igual que el riesgo tsunamigénico, esto haya tenido como consecuencia que se haya prestado muy poca atención a la simulación de este tipo de fenómenos en el Mar de Alborán.

En este trabajo se pretende acometer la empresa de simular el fenómeno y provocar así un debate científico o social sobre los efectos que muestra la simulación resultante. Este debate podría servir para dinamizar, tanto la investigación en la mejora de las herramientas científicas, como la discusión sobre la conveniencia de considerar los fenómenos catastróficos como un riesgo potencial, con independencia de la frecuencia con la que éstos se presenten en la región. En consecuencia, se hace necesario intensificar los esfuerzos para profundizar en el conocimiento de los mecanismos que disparan los tsunamis y los factores geológicos que intervienen en su génesis. De esta manera podremos mejorar los modelos numéricos introduciendo aquellos mecanismos que ayuden a representar de forma lo más realista posible este tipo de fenómenos naturales.

El objetivo de este trabajo es dar a conocer los resultados de la investigación que ha realizado un grupo, interdisciplinar y pluridisciplinar, de investigadores científicos pertenecientes a dos instituciones con larga tradición e implantación en la investigación marina, como son la Universidad de Málaga (UMA) y el Instituto Español de Oceanografía (IEO). La investigación aplicada que se presenta, tiene como fin último el modelado matemático y la simulación numérica de tsunamis provocados por diversos mecanismos geológicos, prestando especial atención a la propagación del tren de ondas que se genera (*tsunami per se*) y de los efectos de inundación que producen en los litorales.

Para finalizar, antes de dar paso al desarrollo de este trabajo, quisiéramos comentar dos cuestiones importantes, que deben tenerse en cuenta para comprender, de forma adecuada, la filosofía y las hipótesis que sustentan el trabajo de investigación que se presenta. En primer lugar, que la impredecibilidad de la ocurrencia de un terremoto, o de un deslizamiento, o más

aún si cabe de la conjunción de ambos procesos como mecanismos generadores de un tsunami, resulta en la imposibilidad de predecir un tsunami. Esto no imposibilita la capacidad de predecir los potenciales efectos que dicho tsunami pudiera tener sobre una zona del litoral, en el hipotético caso de presentarse.

Por otra parte, un aspecto especialmente útil y práctico de la simulación numérica, mediante el empleo de modelos matemáticos, consiste en que, no solamente se puede intentar predecir ciertos fenómenos naturales que puedan suceder en el futuro, sino que también sirven de herramienta para reproducir eventos que ocurrieron o que pudieron ocurrir en el pasado. Ésta es la aproximación que se ha seguido en este trabajo, consistente en la reconstrucción del mecanismo de generación de un tsunami originado como consecuencia de un episodio submarino de carácter catastrófico.

El ejercicio de investigación aplicada que ahora se presenta, tiene mucho interés para mejorar la comprensión de los mecanismos generadores y de propagación de los tsunamis. Entre los factores que condicionan la propagación del fenómeno destaca el papel que desempeña la geomorfología submarina de la cuenca en la que se forma el tren de ondas, así como la geometría de la línea de costa sobre la que impacta la onda del tsunami.

En cualquier caso, la interpretación de fenómenos catastróficos ocurridos en el pasado nos permite realizar una prospectiva sobre los efectos que puedan causar los fenómenos de carácter recurrente. En ese sentido, el presente trabajo adquiere una particular dimensión a efectos de predicción y prevención de catástrofes naturales.

El contenido de este trabajo está estructurado según se detalla a continuación:

- En el Capítulo 1 se realiza una introducción al fenómeno de los tsunamis, sus características físicas y las causas que pueden generarlos.
- En el Capítulo 2 se lleva a cabo una descripción geomorfológica y estructural del Mar de Alborán, analizando sus posibles zonas tsunamigénicas. Además, se enumeran aquellos tsunamis históricos que han tenido lugar en esta región.
- En el Capítulo 3 se justifica la elección de la zona concreta donde se localiza el foco del tsunami que se simula en este estudio y se recoge la hipótesis de trabajo que sustenta esta modelización. Se identifica el mecanismo de generación del tsunami en función de las características geomorfológicas del lugar en el que se encuentra el foco tsunamigénico. A continuación se describe el sistema Cañón Abanico Al-Borani, lugar en el que se produce el deslizamiento disparador del tsunami.
- En el Capítulo 4 se presenta una introducción al Modelado Matemático y Simulación Numérica de tsunamis. Seguidamente se describe, de forma breve y sencilla, cómo se realiza el modelado de las tres fases en las que se ha separado la vida de un tsunami (generación, propagación e inundación de zonas costeras). Con este fin, se analizan los datos batimétricos a partir de los cuales se han generado las condiciones iniciales para la determinación de la morfología del fondo marino antes del deslizamiento y del resto de

los datos topobatimétricos que se han utilizado. Antes de presentar la simulación numérica del tsunami, se recogen algunas curiosidades sobre la potencia de cálculo necesaria para obtener estos resultados.

- En el Capítulo 5 se lleva a cabo una descripción y discusión de los resultados que nos proporciona la simulación numérica, centrandó la atención en la generación, la propagación y en los efectos que produce el impacto de la onda del tsunami en las costas ibéricas y africanas.
- En el Capítulo 6 se recogen las principales conclusiones extraídas del trabajo realizado que pueden ser de interés para la prevención de desastres naturales de forma general y de manera específica de utilidad en la prevención de los efectos de tsunamis.

Este trabajo se acompaña de un DVD en el que se incluyen las animaciones de diversas simulaciones numéricas realizadas con los modelos matemáticos implementados y que se citan en el texto.

Málaga, 2 de mayo de 2012

Capítulo 1. Tsunamis

1.1. Introducción

1.2. Características físicas de los tsunamis

1.3. Causas que pueden generar tsunamis

1.1. Introducción

La percepción subjetiva que tenemos los seres humanos sobre el fenómeno de los tsunamis consiste en la irrupción de un frente de olas de grandes dimensiones que se desplazan a gran velocidad en dirección a la costa, que tienen una gran capacidad destructiva y que suceden en muchas ocasiones después de un gran terremoto acaecido en una región marina. Es más, en algunos medios de comunicación social, cuando tratan las noticias relativas a los desastres causados por un tsunami, acostumbran a utilizar, indistintamente, el término maremoto –para relacionarlo con un terremoto producido en el fondo del mar– y el de tsunami. En realidad, la palabra tsunami (Figura 1.1) deriva de un vocablo japonés que significa –ola de puerto– y se ha citado, en ocasiones, como ondas de marea aunque, ciertamente, no tengan ninguna relación con las mareas. Como veremos, estas olas –que alcanzan dimensiones muy variadas, desde centimétricas a métricas (Lander y Lockridge, 1989)– se originan por muy diversas causas, si bien la mayor parte de ellas tienen una génesis cortical.

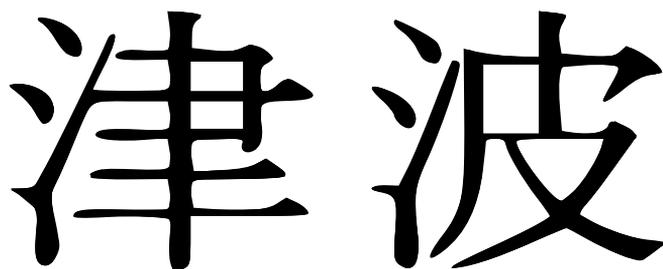


Figura 1.1. Tsunami, palabra japonesa formada por dos kanjis (caracteres utilizados en la escritura de lengua japonesa): (tsu)=“puerto” o “bahía” y (na)=“ola”.

Hemos de saber que existen grandes diferencias entre las olas de tipo tsunami (de traslación) y las que se producen habitualmente en la superficie de los mares y océanos (de oscilación), tanto en términos de generación como de propagación. La diferencia fundamental existente entre la génesis de unas y otras estriba en que el mecanismo que dispara los tsunamis es, principalmente, la dinámica cortical, de tal manera que a un fuerte desplazamiento vertical producido en la superficie del fondo marino le sucede un colapso y/o una sobre elevación de la superficie marina que genera una onda de traslación que desde el primer momento de su formación tiene rozamiento con el fondo marino, pues la ola afecta a toda la columna de agua. Esta onda se propaga a gran velocidad (entre 300 y 500 km/h, pudiendo alcanzar velocidades extremas de 1.000 km/h) y tiene un fuerte poder destructivo cuando impacta con la costa. Por su parte, el oleaje casi permanente que se produce en la superficie del mar está ocasionado

por la intervención de varios agentes exógenos a la dinámica cortical, como son el viento, las corrientes y las mareas, que pueden actuar individualmente o de manera conjunta. Las olas de oscilación se convierten en olas de traslación únicamente cuando tocan fondo en la zona litoral, formando la espuma que solemos ver en las playas y generando la corriente de resaca cuando el agua vuelve al mar. En los casos en los que convergen varios factores que generan oleaje, junto con episodios de fuertes tormentas o temporales, pueden ocasionarse olas de traslación destructivas cuyos efectos se asemejan a los de los tsunamis, pero que, en ningún caso, pueden relacionarse con ningún movimiento en la corteza terrestre.

Las imágenes tomadas en los tsunamis de Sumatra y Chile o en el más reciente de Japón (seísmo de Tohoku, 11 de marzo de 2011, de magnitud 9 que generó un tsunami que afectó a la ciudad de Fukushima), emitidas por todos los canales de televisión del mundo, nos han hecho percibir con inusitada proximidad los efectos devastadores que son capaces de producir. La capacidad destructiva del frente de agua propiciada por la gran velocidad con la que avanza, transformada en avalancha, se incrementa notablemente por la gran cantidad de carga sólida, que va incorporando a medida que se adentra en la costa, arrasando cuanto encuentra a su paso. La observación de los trenes de ondas alcanzando el litoral e invadiendo las áreas emergidas, nos ha ayudado a comprender mejor la forma en la que se produce esta devastación, con lo que hemos aprendido a adaptar las infraestructuras y proteger los litorales de manera más eficiente, con el fin de aminorar los efectos destructivos producidos por un tsunami.

El registro histórico de tsunamis, en el contexto regional que se trata en este trabajo, es bastante dilatado y se considerará más adelante con mayor extensión. No es de menor importancia el caudal de información científica sobre los paleotsunamis que han dejado su huella en el registro geológico. También se hará referencia a ellos y a su importancia como fuente de conocimientos que permitan mejorar los modelos matemáticos de simulación de tsunamis, diseñados para poder predecir sus efectos destructivos sobre las costas.

1.2. Características físicas de los tsunamis

La energía que acumula un tsunami es muy superior a la que posee un fuerte oleaje en momentos de tormentas. Esta energía se propaga desde el foco que haya provocado el tsunami a lo largo de toda la columna de agua, de manera que cuando las olas alcanzan la plataforma continental y, posteriormente la costa, disminuyen drásticamente su velocidad de propagación al tiempo que incrementan su altura (Mofjeld *et al.*, 1999). Este efecto de ralentización está forzado por la disminución de la profundidad que se va encontrando el frente de ondas a medida que se aproxima al litoral, facilitando así el rápido crecimiento de su altura e incrementándose, en consecuencia, su posterior precipitación brusca sobre la costa. Los tsunamis pueden describirse sobre la base de cuatro parámetros físicos: longitud de onda, periodo¹, velocidad y amplitud (Lander y Lockridge, 1989) –veáse la Figura 1.2–. Por otra parte, la descripción de un tsunami en términos de impacto debe considerar un nuevo parámetro que es la altura topográfica que puede alcanzar la masa de agua, cota que determinará la extensión de la superficie inundada en función de la topografía de la franja costera.

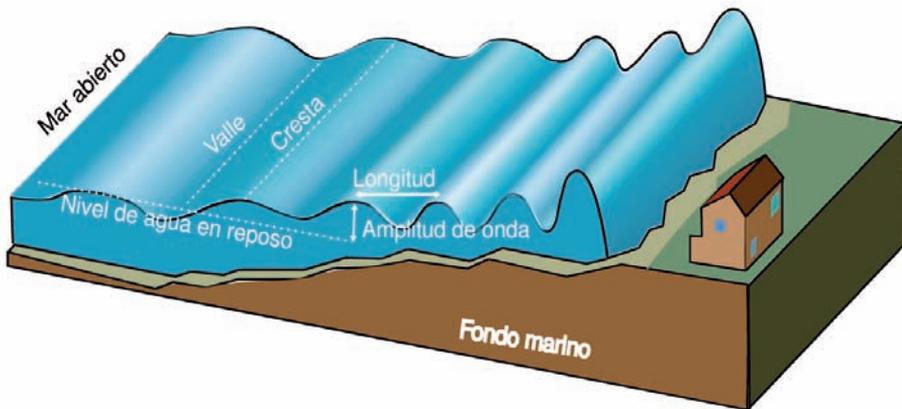


Figura 1.2. Esquema de las ondas producidas por un tsunami en su llegada a la costa, mostrando su amplitud y longitud de onda.

Los trenes de ondas de tsunami tienen, por lo general en mares abiertos y océanos, longitudes de onda bastante amplias (100 km) y periodos muy variables (de 10 minutos a 1 hora). Ya hemos apuntado que pueden alcanzar velocidades de propagación cercanas a los 1.000 km/h.

¹ Periodo es el tiempo que transcurre entre el paso de una cresta y la siguiente.

En océano abierto pueden ocasionar olas que alcanzan alturas máximas de 2 metros, siendo lo habitual valores mucho menores que no superan la unidad, de aquí que algunos tsunamis pasen inadvertidos para muchos buques que navegan en las aguas donde se está propagando. Las características de un tsunami en cuencas epicontinentales de menores dimensiones serán muy diferentes, como se verá en el caso de estudio del Mar de Alborán.

La amplitud de un tsunami decrece con la distancia al foco que lo originó, debido a factores geométricos (divergencia de las ondas en la superficie terrestre) y a la disipación de la energía (pérdida de energía por rozamiento, principalmente en aguas someras). Cuando el tsunami se acerca a la costa parte de la energía cinética que posee debido a la velocidad a la que se desplaza, se transforma en energía potencial mediante un aumento en la altura de la onda y una ralentización de su movimiento. Una vez que el tsunami alcanza la costa, la energía que transporta debe liberarse. Esta transformación puede llegar a ser “tranquila” aunque inexorablemente destructiva pero, por lo general, es de carácter violento, manifestándose con olas de ruptura brusca que se convierten en flujos turbulentos cuando circulan por la superficie inundada.

1.3. Causas que pueden generar tsunamis

Las unidades geológicas que componen el fondo del mar en un lugar determinado, constituyendo lo que en términos coloquiales podríamos llamar el “suelo marino”, han de desplazarse unas con respecto a otras, generando un vacío que se rellena súbitamente con la columna de agua que queda por encima. Este reacomodo de la masa de agua es el que inicia el desplazamiento violento, en forma de frente de ondas, que se desplaza hacia tierra produciendo los efectos destructivos que todos conocemos. Pues bien, cabe entonces preguntarse si el mecanismo que dispara un tsunami es, única y exclusivamente, la sismicidad o, si bien, existen otros mecanismos de disparo que produzcan los mismos efectos.

Los mecanismos que se proponen para explicar el origen de los tsunamis son cuatro: (1) un movimiento tectónico asociado a un fuerte terremoto, (2) una importante erupción volcánica, (3) un deslizamiento de tierras y (4) el impacto de un meteorito procedente del espacio. Ya sabemos que no se puede generar un tsunami si no se produce previamente un importante desplazamiento del fondo marino (erupciones volcánicas, deformaciones cosísmicas generadas en las zonas de subducción y, en general, la tectónica asociada a la convergencia de placas, etc.), o bien, un voluminoso y súbito transporte en masa de rocas y materiales sólidos que puede ser tanto aéreo (iniciado en la costa) como submarino (iniciado bajo la superficie del mar) que se mueven fundamentalmente a favor de la fuerza de la gravedad y son los llamados deslizamientos de tierras. Incluso en los casos de impactos de asteroides, se produciría un excepcionalmente intenso tsunami cuando el meteorito impactase contra el fondo del océano, de forma que la ola que se generara estaría en proporción con el volumen de materiales desplazado en el fondo oceánico.

En el ejemplo extremo del impacto meteorítico que se ha postulado como el desencadenante de la gran extinción de seres vivos, entre ellos los grandes reptiles terrestres (Dinosaurios), que se produjo al final del Cretácico Superior, hace 60 millones de años, el impacto del asteroide desplazó cerca de 10 km de corteza en el margen continental del Yucatán, de ahí la gran cantidad de materiales que se expulsaron a la atmósfera y que afectaron a todo el planeta, y la importante superficie de inundación que generó, llegando hasta los 1.000 m de altitud.

En fecha tan próxima como el 15 de febrero de 2010 fuimos testigos, a través de la televisión, de un fenómeno espectacular sucedido en las proximidades de la localidad de Maierato, en la región de Calabria al Sur de Italia, donde se produjo un inmenso y rápido deslizamiento de ladera que desmoronó una de las faldas de la montaña sobre la que se asienta el pueblo. Las impresionantes imágenes emitidas por televisión² dan idea de la capacidad destructiva que puede llegar a tener

² Un monte se mueve en Maierato, Italia en <http://youtube.be/XJoNnVPiMAM>.

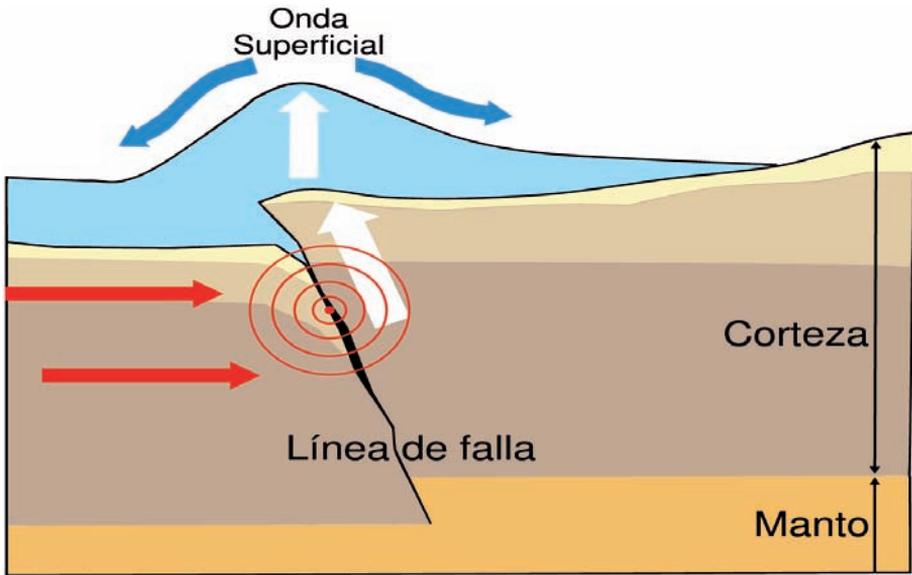


Figura 1.3. Esquema de la generación de un tsunami producido por un evento sísmico asociado al movimiento tectónico de una falla de compresión o inversa. (Figura modificada de <http://science.howstuffworks.com/nature/natural-disasters/tsunami2.htm>).

un deslizamiento. Imaginemos ahora que el mismo fenómeno tiene lugar junto a la costa y que el desplazamiento se produce de forma súbita. La entrada repentina en el mar de la masa desplazada produciría los efectos tsunamigénicos que se describirán en este trabajo.

Analizando algunos deslizamientos bien estudiados científicamente, como el sucedido el 13 de diciembre de 1999 en las Islas Marquesas (Polinesia Francesa), en las inmediaciones de la localidad de Omoa, donde se produjo la caída brusca de importantes masas de rocas al infralitoral (aproximadamente unos 5 millones de metros cúbicos). El fenómeno fue consecuencia del desmoronamiento de un escarpado acantilado volcánico que generó un tsunami que arrasó una amplia superficie del litoral y causó importantes daños en la población (Okal *et al.*, 2002). Otro caso a considerar puede ser la propia erupción del Vesubio (79 AD), cuyas coladas alcanzaron el mar y arrasaron extensas superficies próximas al volcán. Así pues, se puede concluir que ambos son buenos ejemplos que ilustran el hecho de que para que se genere un tsunami no es necesario que exista movimiento sísmico alguno, ni tan siquiera que la erupción volcánica (Soloviev *et al.*, 2000) que lo hubiera generado se localizara en el fondo del mar.

Se han estudiado diferentes causas por las que se producen desplazamientos del fondo del mar, entre las que cabe destacar, por su importancia, la generación de deslizamientos submarinos (Pickering *et al.*, 1989; Huhnerbach *et al.*, 2005; Locat y Mienert, 2003; Mosher *et al.*, 2010). Su efecto destructivo está en relación con factores sedimentarios, como el volumen de la masa desplazada, la velocidad a la que se desplaza ésta, el mecanismo de movimiento, la inclinación de la pendiente sobre la que se mueve, la naturaleza del material desplazado, etc. Ahora bien, ¿cuáles son las causas de los deslizamientos tsunamigénicos? Probablemente, a día de hoy,

se conozcan algunas de ellas, pero es seguro que habrá muchas más que se irán conociendo a medida que los científicos vayan aprendiendo más sobre los fondos marinos y los riesgos que entrañan. La casuística tsunamigénica en materia de deslizamientos es muy amplia, además, la inestabilidad de la zona puede incrementarse por efecto de la neotectónica y/o la sismicidad prácticamente en todos los casos e, incluso, pueden encadenarse varios procesos sucesivamente. Sin embargo, se pueden concretar algunas de las causas probadas:

1. El movimiento de fallas activas en los márgenes continentales, como las existentes en el Golfo de Cádiz, márgenes continentales de Perú y Costa Rica, etc.
2. El desarrollo de colapsos laterales producidos por desestabilizaciones a favor de la gravedad de islas volcánicas. Buenos ejemplos los tenemos en las Islas Canarias.
3. Colapsos en volcanes submarinos. Son más propios de zonas de subducción, un ejemplo lo encontramos en Papuá Nueva Guinea.
4. La rotura y desestabilización en plataformas carbonatadas. Los márgenes de las Islas Baleares y de Puerto Rico son algunos ejemplos.
5. Colapsos por sobrecarga sedimentaria en las zonas infralitorales o por la actividad del hombre.
6. Colapsos por sobrecarga en depósitos de borde de plataforma, con variaciones bruscas de pendientes, y también en depósitos situados ya en el talud continental. Esta tipología la encontramos en la Dorsal de Alborán.
7. Desestabilizaciones de los hidratos de gas que desplazan importantes masas de sedimento. Muy típicos en algunos márgenes continentales noratlánticos: Porcupine, Rockall, Storegga, Cádiz, etc.

En la actualidad se está imponiendo una línea de investigación que se centra en el estudio de los depósitos antiguos, principalmente materiales groseros (bloques centimétricos y métricos), que podrían haber sido generados por el impacto de un tsunami en la costa. Consisten en materiales que han sido desplazados desde las zonas submarinas hasta el dominio litoral, removilizados por la inmensa fuerza del frente de ondas tsunamigénico. Hay ejemplos muy notables en la costa gaditana (Cabo de Trafalgar) en la que se pueden apreciar grandes bloques que han sido arrancados de los afloramientos infralitorales y que han sido materialmente lanzados sobre la superficie de abrasión litoral, formando un depósito disperso en el que algunos bloques se encuentran imbricados, poniendo de manifiesto la inmensa energía que ha debido de desarrollarse para arrancar semejantes fragmentos y desplazarlos las distancias a las que podemos encontrarlos hoy en día (Gracia *et al.*, 2006).

Los científicos han estudiado la información disponible sobre los tsunamis históricos, por lo que se pueden saber las causas que los han originado. También se sabe que existen causas de carácter antropogénico que han podido intervenir en la generación de tsunamis, todas ellas derivadas de la capacidad de intervención del Hombre en el medio físico. A pesar de ser amplio

el conocimiento científico sobre los tsunamis, sobre los mecanismos de generación y sobre sus efectos devastadores, sigue siendo de gran interés práctico incrementar nuestro esfuerzo en el estudio de los riesgos geológicos y los mecanismos que los disparan, con el objetivo de mejorar los modelos matemáticos de generación y propagación.

El objetivo final de la investigación aplicada en el campo de la predicción y prevención de tsunamis, debe orientarse hacia la implementación de redes de observación oceánica, configuradas como redes de alerta temprana, cuyo fin ha de ser el de suministrar a los modelos matemáticos los datos necesarios para obtener, en tiempo real, una evaluación de las zonas que van a verse afectadas. Otra aplicación de los modelos consiste en la reproducción de tsunamis ocurridos en el pasado, para así obtener una información más amplia y detallada sobre su evolución e impacto, relacionando, por ejemplo, paleotsunamis con fenómenos catastróficos submarinos o continentales. Complementariamente a este objetivo, se plantea la realización de un catálogo de escenarios de riesgos tsunamigénicos y la simulación numérica de los efectos que producirían estos eventos. Las conclusiones que se obtendrían de la aplicación de esta estrategia, podrían tener una utilidad inmediata en la realización de planes de prevención de riesgos, de actuación en la costa, diseño de infraestructuras, etc., para la protección ambiental de la franja litoral y de sus núcleos de población.

Capítulo 2. El Mar de Alborán y la generación de posibles tsunamis

2.1. Introducción

2.2. Contexto sismotectónico de la Cuenca del Mar de Alborán

2.3. Procesos tsunamigénicos en el Mar de Alborán

2.3.1. Zonas de fallas activas

2.3.2. Movimientos en masa

2.3.3. Escape de fluidos desde el subsuelo

2.4. Potenciales zonas tsunamigénicas

2.5. Registro histórico de tsunamis en el Mar de Alborán

2.1. Introducción

El Mar de Alborán es el segmento más occidental del Mar Mediterráneo, abarca las costas meridionales de la Península Ibérica, desde el Estrecho de Gibraltar hasta el Cabo de Gata en Almería, y las costas septentrionales de África, desde la ciudad de Ceuta hasta la ciudad de Orán en Argelia (Cabo Figalo), de forma que el límite oriental de este mar quedaría definido por una línea que uniera los cabos de Gata y Figalo.

Los procesos geológicos de la Cuenca del Mar de Alborán están controlados por la influencia de tres factores principales (Vázquez, 2005):

1. La convergencia de las placas de Eurasia y África (Figura 2.1) que confiere a la región una importante actividad tectónica y sísmica (Figuras 2.2 y 2.3).
2. La configuración en el interior del orógeno, formado por la Cordillera Bética (Península Ibérica) y la Cordillera del Rif (Magreb), conjunto conocido como el Arco de Gibraltar. Sus unidades internas de naturaleza metamórfica constituyen el basamento de la cuenca (Platt, 2007), que produce una elevación general con respecto a otras cuencas marinas con presencia de corteza oceánica.
3. Las características oceanográficas de la cuenca. Se produce la interacción de las masas de agua atlántica, que entran por el Estrecho de Gibraltar, y las masas de agua mediterránea que salen a través de él hacia el Atlántico. Esta interacción ha controlado la importante dinámica oceanográfica de la región, en parte constreñida por la propia fisiografía de la cuenca que, a su vez, han influido sobre los procesos erosivos y sedimentarios desarrollados en ella (Ercilla *et al.*, 2002).

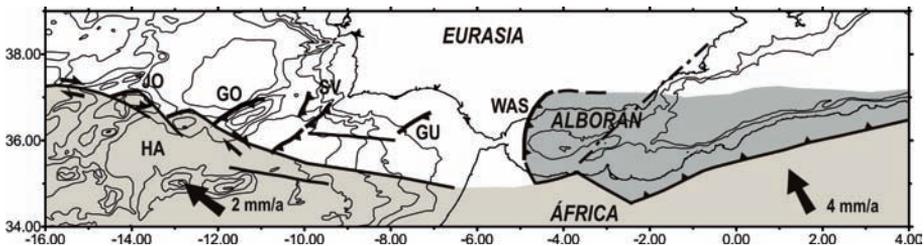


Figura 2.1. Esquema de límites de placas en la región del sur de Iberia. Las flechas indican la dirección y velocidad del movimiento relativo entre las placas de Eurasia y África. Modificada de Vázquez y Vegas (2000). GO: Banco de Goringe; JO: Banco de Josephine; GU: Banco del Guadalquivir; SV: Cabo de San Vicente; HA: Llanura abisal de La Herradura; WAS: Cuenca Occidental del Mar de Alborán.

La convergencia de estos tres factores ha generado una gran actividad geológica que ha controlado la fisiografía de la cuenca, tanto desde el punto de vista tectónico, con importantes deformaciones (Vázquez *et al.*, 2008), como del sedimentario, con el desarrollo de sistemas deposicionales muy activos (Estrada *et al.*, 2011; Palomino *et al.*, 2011).

2.2. Contexto sismotectónico de la Cuenca del Mar de Alborán

La sismicidad en esta zona se caracteriza por la presencia de un gran número de eventos que en su mayoría presentan magnitudes de bajas a moderadas (Figura 2.2), predominando aquellas inferiores a 5 (Bufo *et al.*, 2004). De igual manera, la mayor parte de los eventos registrados se generan a profundidades relativamente superficiales, principalmente inferiores a 20 km, si bien es llamativa la existencia de dos grupos de terremotos generados a mayores profundidades, el primero localizado a profundidades comprendidas entre 40 y 180 km, y el segundo a más de 600 km de profundidad. Por otra parte, los terremotos de mayor magnitud son más frecuentes en el margen africano de la cuenca, aunque en la costa ibérica puede señalarse el área comprendida entre la localidad de Adra (Provincia de Almería) y la parte occidental de la Cuenca de Motril como una zona de alta magnitud relativa.

La Cuenca del Mar de Alborán presenta una actividad sísmica superficial difusa, aunque los terremotos menos profundos se concentran en mayor número en los entornos de Adra y Alhucemas

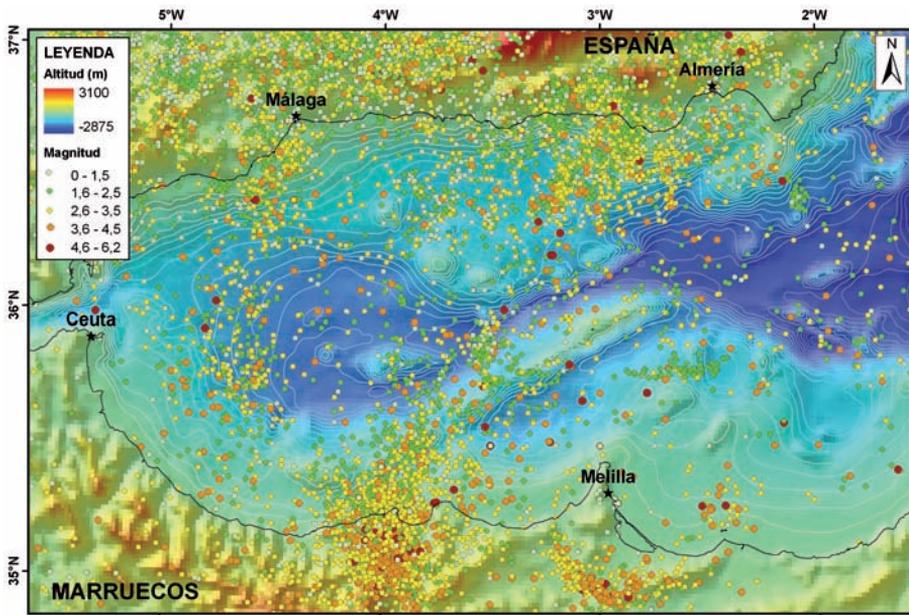


Figura 2.2. Distribución de los epicentros de terremotos, con respecto a la magnitud, en la Cuenca del Mar de Alborán, según la base de datos del I.G.N. actualizada a fecha de septiembre de 2010, sobre la base de datos topo-batimétrica ETOPO.

y en el sector más occidental del Canal de Alborán, de forma que estos tres focos sísmicos formarían, en conjunto, una alineación de dirección NNE-SSO (Figuras 2.2 y 2.3). En el resto de la cuenca los epicentros de los terremotos presentan una distribución algo más dispersa, si bien los hipocentros tienen tendencia a aparecer relacionados con los principales rasgos fisiográficos, destacando su asociación a la Dorsal de Alborán, al Escarpe de Yusuf-Habibas, a la Cuenca de Motril y a los bordes oriental y occidental de la Cuenca Occidental del Mar de Alborán (ver rasgos fisiográficos en la Figura 2.4). Estas características permiten señalar el origen tectónico de muchos de los rasgos morfológicos y de los límites fisiográficos de la cuenca, así que deben estar originadas, en parte, por la existencia de una cierta deformación actual en la región.

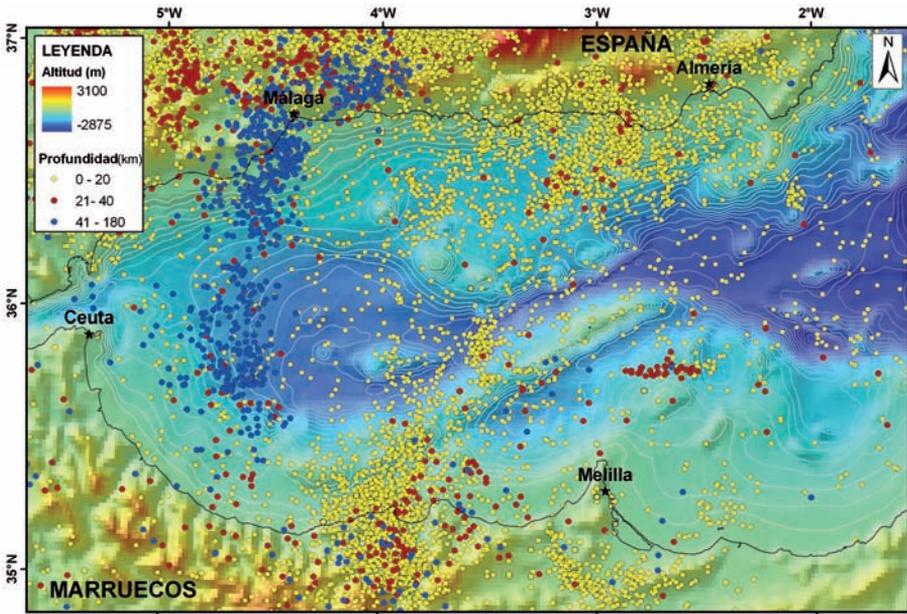


Figura 2.3. Distribución de los epicentros de terremotos, con respecto a la profundidad focal, en la Cuenca del Mar de Alborán, según la base de datos del I.G.N. actualizada a fecha de septiembre de 2010, sobre la base de datos topo-batimétrica ETOPO.

Se observa, en consecuencia, una buena correlación espacial entre la sismicidad superficial y las estructuras que compartimentan la cuenca (Figura 2.2 y 2.4), que se explica adecuadamente mediante un modelo de deformación distribuida del tipo cizalla pura¹ (Vegas *et al.*, 2008). En este modelo tiene mayor relevancia la actividad de dos familias de fallas de cizalla o de movimiento en dirección², la primera con orientación NE-SO dirigida hacia la izquierda, y la segunda de dirección ONO-ESE dirigida hacia la derecha (Figura 2.5), cuyo movimiento

¹ Cuando los esfuerzos tectónicos actúan en sentido opuesto sobre una superficie determinada y la deformación no va acompañada de rotación del elemento al que se le aplica los esfuerzos.

² El movimiento de la falla es paralelo a su dirección y se describe según se dirija hacia la derecha o hacia la izquierda.

responde al de la convergencia entre África e Iberia, que en este sector del límite de placas tiene una dirección comprendida entre NNO-SSE y NO-SE (Figura 2.1). Por el contrario, para profundidades intermedias (terremotos de profundidad comprendida entre 40 y 180 km en la Figura 2.3), la deformación se concentra en una franja concreta bajo la Cuenca Occidental del Mar de Alborán, de forma que la convergencia se resuelve para estas profundidades por medio de una subducción bastante vertical de la litosfera de Iberia bajo el Dominio de Alborán (Morales *et al.*, 1999).

2.3. Procesos tsunamigénicos en el Mar de Alborán

Los dos tipos principales de procesos activos, en tiempos recientes, capaces de generar tsunamis en la cuenca del Mar de Alborán son: (1) el movimiento de fallas activas y la sismicidad asociada (Álvarez-Gómez et al., 2011) y, (2) el desarrollo de procesos de inestabilidad sedimentaria que podrían generar deslizamientos submarinos. Un tercer tipo, de menor influencia en el desarrollo de tsunamis, es la posibilidad de generación de desestabilizaciones sedimentarias en relación con procesos de escape de fluidos desde el subsuelo.

2.3.1. Zonas de fallas activas

La presencia de fallas activas de distinto tipo está demostrada por la intensa actividad sísmica de la región (Figura 2.2 y 2.3), la marcada fisiografía que presentan los principales elementos del relieve de esta cuenca (Figura 2.4) y la detección por medio de perfiles sísmicos de reflexión³ (Vázquez *et al.*, 2008; Bartolomé *et al.*, 2010; Gràcia *et al.*, 2010; Martínez-García *et al.*, 2011) de estructuras tectónicas que afectan a la superficie actual del fondo marino (Figura 2.5). En este sentido, las principales fallas activas son:

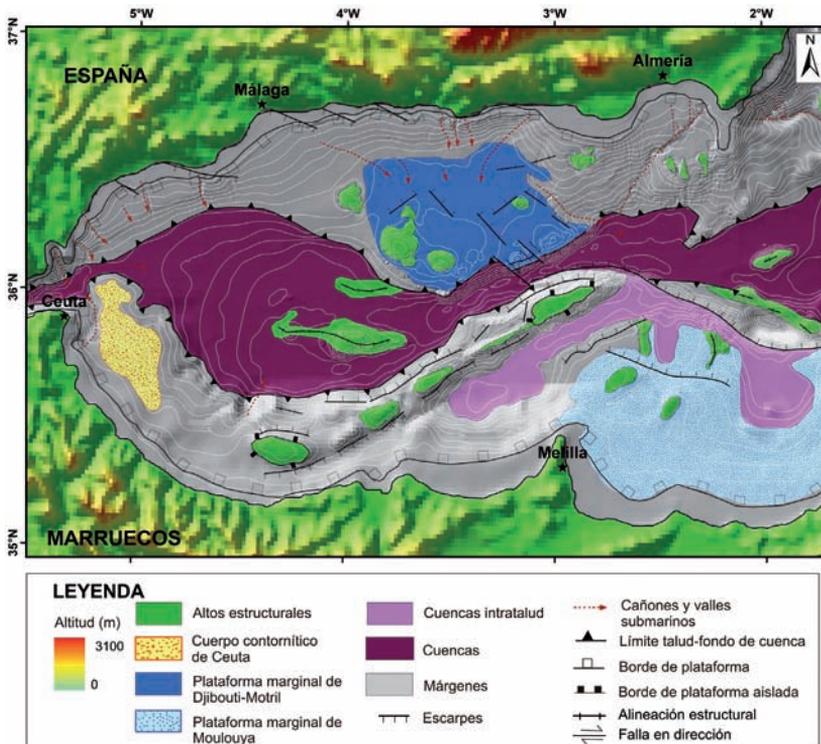


Figura 2.4. Esquema morfoestructural de la Cuenca del Mar de Alborán.

³ Una de las técnicas geofísicas más utilizadas para conocer las características geológicas de los fondos marinos, que se basa en la emisión desde un barco de ondas similares a las del sonido y observar cómo estas ondas se propagan por las distintas capas del subsuelo.

- Fallas de los flancos de la Dorsal de Alborán (1 y 2 en Figura 2.5). Los flancos de la Dorsal de Alborán se caracterizan por su trazo rectilíneo, que siguen una dirección NE-SO, y gran elevación (hasta 1600 m) con respecto al nivel de las cuencas adyacentes. Estas características han llevado a numerosos autores a proponer su actividad continuada desde el Mioceno superior (desde aproximadamente 11 M.a. hasta la actualidad) como fallas en dirección dirigidas hacia la izquierda y componente compresiva (Woodside y Maldonado, 1992), produciendo esta gran elevación submarina. En este sentido, el estudio de las diaclasas (fracturas sin movimiento) observadas en el mosaico de sonar de barrido lateral realizado por el IEO en el entorno de la Isla de Alborán ha permitido confirmar, al menos, la presencia de esta deformación de cizalla (Vázquez *et al.*, 2000; Maestro *et al.*, 2008). Por otro lado, la morfología arqueada del flanco nororiental en la zona de enlace con el Escarpe de Yusuf habría sido generado mediante su actividad como falla compresiva con transporte tectónico dirigido hacia el norte.
- La Dorsal de Alborán se encuentra compartimentada por fallas de cizalla de dirección NNE-SSO (3 en Figura 2.5) y dirigidas hacia la izquierda. Cabe señalar en este sentido, el sistema de fallas subparalelas que con esta dirección enlazaría los núcleos sísmicos de Alhucemas (en el margen marroquí) y Adra (en el margen ibérico), y que quedan muy marcadas en la morfología de la plataforma marginal de Motril-Djibouti (Palomino *et al.*, 2011). En la zona occidental del Canal de Alborán dicho sistema de fallas Alhucemas-Adra genera una estructura anticlinal que afecta a la morfología de la superficie del fondo y que es consecuencia de la componente compresiva que presenta dicha falla (Martínez-García *et al.*, 2011).

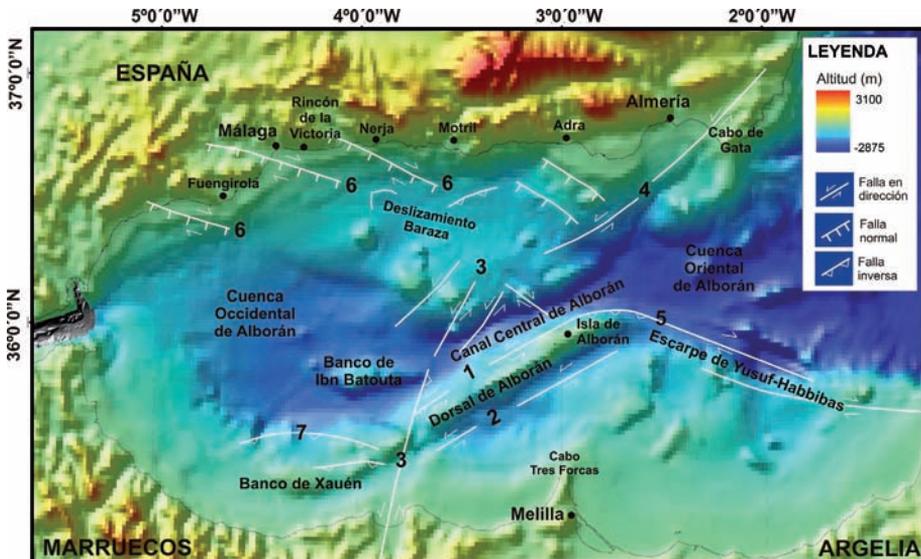


Figura 2.5. Distribución de las principales fallas activas y zonas de deslizamientos en la Cuenca del Mar de Alborán. La explicación de los números se encuentra en el texto.

- Falla de La Serrata o de Carboneras (4 en Figura 2.5). Se trata de una falla de dirección con orientación NE-SO dirigida hacia la izquierda, similar a la que presentan los flancos de la Dorsal de Alborán, que ha sido ampliamente descrita en el área emergida, donde afecta a formaciones sedimentarias y volcánicas de edad miocena del complejo volcánico de Cabo de Gata. Su traza se puede seguir mediante datos batimétricos y perfiles sísmicos hasta la plataforma marginal de Motril-Djibouti (Estrada *et al.*, 1997; Gràcia *et al.*, 2006).
- Falla de Yusuf-Habbibas (5 en Figura 2.5). Constituye el límite del margen norafricano hacia el este y marca su transición hacia la Cuenca del Mediterráneo Occidental, cuyo substrato es de naturaleza oceánica . La falla tiene una orientación ONO-ESE, y se trata de una falla en dirección con movimiento dirigido hacia la derecha y componente extensional, tal como queda avalado por la presencia de una importante cuenca de separación (Mauffret *et al.*, 1992; Mauffret *et al.*, 2007).
- Con esta misma dirección (6 en Figura 2.5), ONO-ESE, se han localizado una serie de fallas en el margen septentrional del Mar de Alborán que corresponden a fallas en dirección, dirigidas hacia la derecha, y componente extensional, entre ellas destacan las que afectan a la parte oriental de la plataforma marginal de MotrilDjibouti, así como, un conjunto de fallas que continuán en las zonas emergidas con estas mismas características, como las Fallas de Nerja, del Rincón de la Victoria y de Fuengirola (Vázquez *et al.*, 2008).
- Falla de Xauén (7 en la Figura 2.5). El Alto morfológico de Xauén es la terminación suroccidental de la Dorsal de Alborán. Su cima tiene una geometría ligeramente trapecoidal, con una orientación E-O que está condicionada por la presencia de una serie de fallas compresivas de la misma dirección, suavemente arqueadas y con movimientos hacia el norte que lo elevan con respecto a la Cuenca Occidental del Mar de Alborán (Bourgeois *et al.*, 1992).

2.3.2. Movimientos en masa

Las zonas que presentan no sólo el mayor número de deslizamientos, sino también más posibilidades de que estos procesos vuelvan a suceder, corresponden a las zonas de mayor pendiente en la cuenca, básicamente, los taludes de los márgenes continentales y los flancos de los principales montes submarinos y, en especial, de la Dorsal de Alborán dada su mayor entidad. La presencia de movimientos en masa se ve favorecida por la existencia de una alta sedimentación sobre el talud, junto con una intensa actividad sísmica y tectónica. A continuación se hace una relación de aquellos cuerpos de deslizamiento que han sido objeto de estudio en los últimos años, si bien existen otros todavía no suficientemente descritos en esta cuenca que están siendo objetivo de investigaciones científicas en la actualidad:

- En los taludes de los márgenes continentales el principal cuerpo originado por movimientos en masa corresponde al Deslizamiento Baraza (Ercilla *et al.*, 2009; Casas *et al.*, 2011). Este cuerpo se localiza en el margen septentrional de la cuenca, frente al sector de costa situado entre las localidades de Maro y La Herradura, para profundidades comprendidas entre 500 y 800 m (ver en Figura 2.5). El escarpe de cabecera tiene una dirección general E-O, una longitud de 14,6 km y un desnivel máximo de 53 m. Se extiende hacia el sur a lo largo de casi 10 km, abarcando un área aproximada de 116 km². El deslizamiento ha sido generado mediante sucesivas fases de ruptura en el Cuaternario Superior y su parte oriental aún permanece activa. No existen importantes cuerpos deslizados en otros sectores del margen, aunque la presencia de abanicos submarinos en diversos sectores del margen (Alonso y Ercilla, 2003) y su relación con fallas de diverso tipo no permite descartar la posible generación de deslizamientos en otros sectores del margen como el Golfo de Almería, o el sector comprendido entre Marbella y Fuengirola.
- En la Dorsal de Alborán se han descrito diversas áreas de deslizamiento que afectan tanto a su flanco septentrional como al meridional (Figura 2.6). En el flanco septentrional se ha identificado un amplio sector afectado por procesos de inestabilidad sedimentaria entre profundidades de 880 y 1.650 m (Martínez García *et al.*, 2009), que comprende un área de 230 km² y se caracteriza por una morfología escalonada. Esta estructura se extiende unos 20 km hacia el norte y el escarpe de su cabecera se encuentra en la parte superior de la Dorsal de Alborán. Según los autores citados, este deslizamiento se habría desarrollado al menos en tres fases. En el flanco meridional (Figura 2.6) se han identificado una gran variedad de procesos de movimientos en masa (Vázquez *et al.*, 2010), caracterizados tanto por la presencia de depósitos sedimentarios como por rasgos erosivos, que incluirían: deslizamientos aislados (caja 2 en la Figura 2.6), complejos de deslizamientos (cajas 1 y 4 en la Figura 2.6) y sistemas de cañón-abanico (Bárceñas *et al.*, 2000) (cajas 3 y 5 en la Figura 2.6). Los escarpes de cabecera se localizan en la parte

superior del talud, con pendientes medias de 20° y tienen longitudes comprendidas entre 1,5 y 7 km. Los complejos de deslizamientos alcanzan longitudes de hasta 6,6 km y generan cuerpos que se emplazan sobre el fondo de la Cuenca Meridional.

- Afectando a la parte occidental del Escarpe de Yusuf se han localizado varias cicatrices de deslizamiento que se encuentran a profundidades comprendidas entre 900 y 1.810 m, abarcan un área mínima de 70 km² y se ha estimado que afectaría a un volumen de 1,4 km³ (Martínez-García *et al.*, 2009).
- Por último, se han identificado deslizamientos menores afectando a los flancos de los diversos montes submarinos de la región, entre estos cabe señalar el que se ha descrito en la ladera suroriental del Monte de La Herradura (Palomino *et al.*, 2009), que es el monte de mayor área de los que se encuentran en la Plataforma marginal de Motril-Djibouti (Figura 2.4). Dicho deslizamiento presenta un escarpe de cabecera que llega a afectar prácticamente al borde de la cima del monte, alcanzando una extensión de 4 km en dirección sureste. La masa deslizada comprende un área de 13 km².

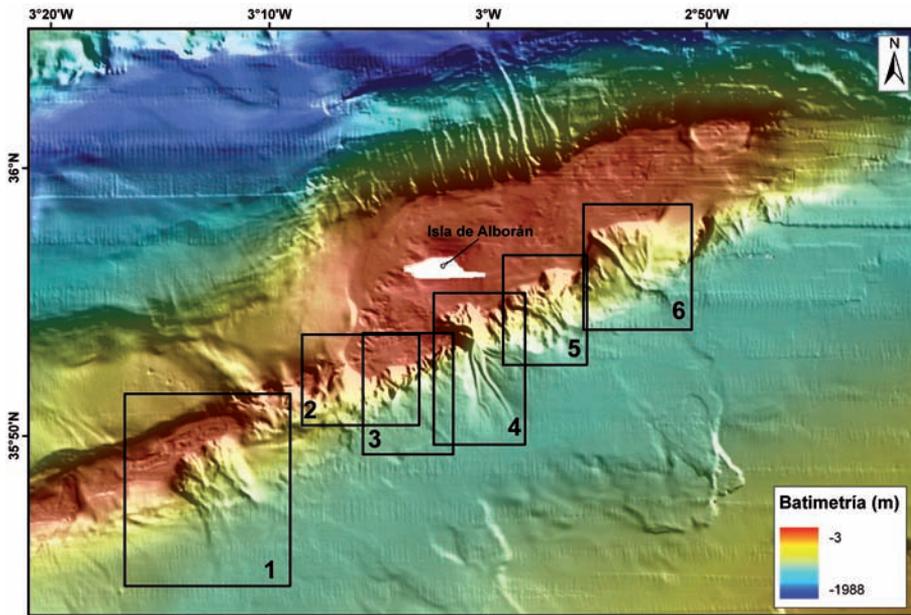


Figura 2.6. Distribución de los sistemas sedimentarios originados por movimientos en masa diferenciados en el flanco meridional de la Dorsal de Alborán (Vázquez *et al.*, 2010).

2.3.3. Escape de fluidos desde el subsuelo

En la Cuenca del Mar de Alborán se ha reconocido la presencia de diversos procesos asociados a la movilidad en el subsuelo, tanto de diapirismo⁴, principalmente en la Cuenca Occidental (Pérez Belzuz et al., 1997), como de procesos de migración y escape de fluidos, especialmente depresiones tipo –pockmarks– en el entorno de la Plataforma marginal de Motril-Djibouti (Múñoz et al., 2008; Palomino et al., 2010) y vulcanismo de fango en la Cuenca Occidental (Talukder et al., 2003) probablemente relacionados con las propias estructuras diapíricas. De todas formas las estructuras consideradas serían de pequeño tamaño y con una velocidad de formación demasiado lenta, como para producir una modificación de la superficie del fondo suficientemente significativa como fuente tsunamigénica.

⁴ Estructuras caracterizadas por su movimiento ascendente, normalmente vertical, que es generado por la diferencia de densidad que presentan algunos materiales del subsuelo (por ejemplo fangos y sales) con respecto al resto de los materiales sedimentarios de la cuenca.

2.4. Potenciales zonas tsunamigénicas

En principio, las características sísmicas de la región señalan que la deformación generada por la convergencia entre las actuales placas de Eurasia y África, de aproximadamente 205 mm/año (McClusky *et al.*, 2003), parece acomodarse de una forma continua, sin generar terremotos de grandes magnitudes y, por tanto, sin que existan importantes saltos en las fallas que pudieran producir esos posibles terremotos. De todas formas, el registro instrumental e incluso el histórico de la sismicidad pueden no ser suficientes para conocer adecuadamente el periodo de recurrencia de los grandes terremotos en esta región, por eso en la actualidad se está avanzado en el reconocimiento de los posibles grandes eventos que han ocurrido en cada región, mediante el análisis del registro geológico de los procesos que han tenido lugar en el margen continental.

En el caso de la Cuenca del Mar de Alborán hemos visto que dos son los procesos que podrían tener suficiente capacidad como para generar posibles tsunamis, por un lado las fallas activas, y la sismicidad asociada a éstas, factor que ha sido ya considerado en otros trabajos (Álvarez-Gómez *et al.*, 2011) y los movimientos en masa, principalmente los deslizamientos. A continuación se repasarán de forma separada las principales estructuras con capacidad tsunamigénica de cada uno de estos dos procesos.

Las fallas activas (Figura 2.5) cuya actividad tendría mayor importancia, desde el punto de vista tsunamigénico, serían:

- Sistema de fallas inversas de **Xauén**, pues dado su carácter compresivo podrían generar modificaciones en la superficie del fondo de la cuenca.
- Así mismo, habría que tener en cuenta la actividad de la terminación oriental de la falla del flanco septentrional de la **Dorsal de Alborán**, también con un carácter compresivo y la zona de enlace con la **Falla de Yusuf**.
- El sistema de fallas NNE-SSO que constituyen la **alineación Alhucemas-Adra** destacaría, primero, porque corresponde a tres de las zonas que generan más sismicidad en la Cuenca de Alborán y, segundo, porque en el caso de su sector central, el que coincide con la parte occidental del Canal de Alborán, también presenta asociadas deformaciones compresivas.

Por otro lado, siempre hay que tener en cuenta que las fallas de dirección o cizalla no presentan, a priori, un movimiento que pueda generar grandes desniveles sobre el fondo marino. Pero, su movimiento junto con la propagación de las ondas sísmicas asociadas al terremoto ge-

nerado al producirse el propio movimiento de la falla, sí pueden ser factores desencadenantes para la generación de deslizamientos.

En lo que se refiere a posibles áreas generadoras de deslizamientos, con capacidad tsunamigénica, las más favorables serían las siguientes:

- **Talud superior-medio del margen septentrional** en el sector comprendido aproximadamente entre Nerja y Almería, dada la elevada cantidad de factores que confluyen en la zona: numerosos eventos sísmicos, actividad de fallas de cizalla, continua elevación de las áreas emergidas e interferencia en el margen de la masa de agua mediterránea intermedia (LIW). Así mismo, la presencia de fallas extensionales en el talud superior, de origen gravitacional, y de abanicos submarinos en la cuenca adyacente, como ocurre en el sector comprendido entre Marbella y Fuengirola, también podría ser indicador de la generación de este tipo de procesos.
- **Flancos de la Dorsal de Alborán**, como se ha visto anteriormente son numerosos los ejemplos de deslizamientos considerados en este elemento fisiográfico en relación con la actividad de los elementos tectónicos que lo controlan, uno de los cuales será el que se analizará en este trabajo como fuente tsunamigénica.
- **Flancos de los Bancos de Xauén e Ibn-Batouta**, como en el caso anterior la actividad tectónica puede causar deslizamientos de las distintas unidades geológicas a favor de los gradiente de pendientes generados por dicha actividad.
- **Talud del margen suroccidental** de la cuenca. No presenta una gran actividad sísmica pero sí una importante tasa sedimentaria relacionada con la circulación de la masa de agua mediterránea profunda, que, junto a la existencia de procesos diapíricos, podrían ser factores de inestabilidad de las unidades sedimentarias.

2.5. Registro histórico de tsunamis en el Mar de Alborán

Una recopilación de datos conocidos de tsunamis en el Mar Mediterráneo revela que la información disponible de este fenómeno es escasa. La información de los tsunamis mediterráneos es variable a lo largo del tiempo, así, para los 8 últimos siglos a.C. sólo se conocen 1-2 tsunamis por siglo; una media de 3 tsunamis para los siglos del I al XIII, 8 para los s. XIV-XVI, 22 para el s. XVII, 32 tsunamis para el s. XVIII, 105 para el S. XIX, y sólo 43 tsunamis para el s. XX. Algunos de estos tsunamis afectaron a las costas ibérica y africana del Mar de Alborán. El periodo de recurrencia (T) o tiempo en el que es probable que vuelva a repetirse una ola de las mismas características para la costa ibérica es de aproximadamente 100 años. En cuanto a la intensidad máxima para dicha zona es de 3-5 (Soloviev et al., 2000) según la escala de Sieberg. Estos serían tsunamis de bastante fuertes a muy fuertes, que generarían daños en las zonas costeras, embarcaderos y estructuras sólidas, elevación del nivel del agua en ríos estuarinos, e incluso, gente ahogada cuando se alcanza la intensidad 5.

A continuación, se enumeran los tsunamis que han afectado históricamente a la costa mediterránea ibérica o, al menos, estos son de los que se han tenido constancia a través de diferentes escritos o publicaciones:

- **24 de julio de 365:** Las fuentes históricas hablan de un tsunami parecido, que es muy posible que fuese el mismo, pero lo datan en los años 355, 358, 362, 369 y 425. Se produjo un fuerte terremoto y un tsunami catastrófico cuya fuente se situó cerca de la Isla de Creta, generando un tsunami que afectó casi a toda la región Mediterránea (Tinti *et al.*, 2005). En Málaga, el mar retrocedió lejos de la costa, volviendo más tarde y arrojando los barcos contra los edificios. En este evento muchos ciudadanos se ahogaron. Otros autores han atribuido este tsunami a un terremoto que se produjo en el sur de Península Ibérica (Mongitore, 1743; Perrey, 1850; Mallet, 1850-1858; Antonopoulos, 1980; Moreira, 1988; Papazachos y Papazachou, 1997).
- **22 de mayo de 881:** Se produjo un sismo que provocó la formación de olas tsunamigénicas que afectaron a toda la costa de Andalucía (Navarro-Neuman, 1917). El epicentro se supone que se situó en un lugar no localizado del Mar Mediterráneo.
- **2 de enero de 1365:** Un terremoto destruye, casi completamente, la ciudad de Argel, produciéndose muchísimas víctimas mortales. El terremoto estuvo acompañado por aproximadamente cien sacudidas durante la noche. El tsunami asociado a este evento originó un gran oleaje que inundó parte de la ciudad de Argel, muriendo mucha gente ahogada (Ambraseys y Vogt, 1988; Yelles Chaouche, 1991).

- **22 de septiembre de 1522:** De acuerdo con la correspondencia enviada al Marqués de Vila Real, varias ondas de tsunamis se observaron en el Puerto de Almería (Figura 2.7, entre las 8:00 y las 9:00 a.m. Este tsunami está en relación con el terremoto de magnitud 605 ocurrido en 1522, que destruyó Almería y muchos pueblos cercanos. Posiblemente, estas mismas ondas se registraron en la ciudad de Málaga (Varela y Waldheim, 1948). La intensidad estimada en Almería para este evento fue de X en la escala de intensidad macrosísmica Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK).
- **9 de octubre de 1680:** El epicentro de este terremoto se localizó cerca de Málaga, afectando a la costa ibérica y al norte de Marruecos, donde llegaron unas olas de tsunamis de un gran tamaño. Estas ondas de tsunami aumentaron el nivel del mar en 5 m en el puerto de Málaga e igualmente ocurrió en la costa africana (El Mrabet, 1991).
- **6 de mayo de 1773:** Se observaron fuertes oscilaciones del nivel del mar en Tánger, aumentando el nivel unos 9 m durante 14 minutos. El nivel del mar en Argel aumento unos 2 m. Se observaron varias oscilaciones de altura decreciente (Heck, 1947).
- **24 de septiembre de 1774:** Un aumento y su posterior descenso de 005 m en el nivel del mar se observó en Málaga y Livorno (Italia) tres veces a lo largo una hora. No hay información sobre un terremoto asociado a este tsunami (Mallet, 1850-1858; Caputo y Faight, 1984).
- **9 de octubre de 1790:** Ocurrieron fuertes terremotos entre el 8 y 10 de octubre de 1790. El tsunami originado inundó la costa norte de África y la suribérica. El mar en Orán y Cartagena se elevó a una altura tal que las personas que estaban trabajando en un atraque se vieron obligadas a salir huyendo (Soloviev *et al.*, 1992).
- **7 (8) de noviembre de 1802, 10 h 45 m:** Un terremoto causó un daño extensivo en la Llanura de Mitidja. La dirección vertical de las sacudidas fue predominante.

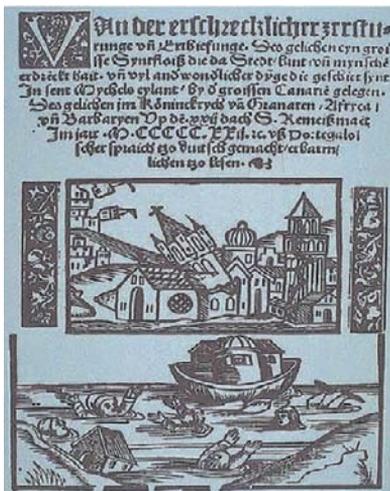


Figura 2.7. Evidencia histórica del terremoto de 1522 producido en Almería descrito en un grabado de un cronista alemán de Colonia. El texto dice: "Sobre la intensa destrucción debido a los terremotos. Y sobre una gran inundación la cual devastó la ciudad y la tierra y mató muchas personas... así ocurrió en la Isla de San Miguel cerca de las Canarias y el Reino de Granada, África y Berbería en el 22 de septiembre de 1522". (cortesía del National Information Service for Earthquake Engineering, University of California, Berkeley, USA a Reicherter y Hübscher (2007)).

Únicamente 6 casas y el templo de Ali Ben Embarak permanecieron en pie en Kolea (a 20 km al oeste de Argel), de las 900 casas censadas, muchísima gente murió. En la ciudad de Argel duró sobre 20 segundos y causó el derrumbe de casas viejas y dañó muchísimos edificios. El maremoto se sintió en un barco a 30 millas mar adentro. El oleaje en el puerto de Argel fue turbulento. Se sintieron fuertes réplicas en la costa ibérica que duraron 11 días con sus correspondientes noches, de manera que forzaron a sus habitantes a pasar aquellas noches fuera de sus casas (Ambraseys y Vogt, 1988; Yelles Chaouche, 1991).

- **22 de agosto de 1856, 11 h 40 m:** Un terremoto ocurrió en la cuenca Algero-Provenzal, cerca de la costa nororiental de Argelia. Todas las casas de Jifel se derrumbaron, permaneciendo en pie únicamente las casas construidas por el Ejército Francés, aunque sufrieron daños de diferente grado. Este terremoto se sintió en Mahón, donde produjo un incremento repentino del nivel del mar que fue muy significativo e inundó de forma instantánea todo el paseo marítimo con tal fuerza que rompió las cadenas de las anclas de muchos barcos (Senarmont, 1857; Perrey, 1859; Caputo y Faita, 1984).
- **9 de septiembre de 1954:** Un terremoto destructivo en Argelia, de magnitud 6,7, cuyo epicentro estuvo localizado tierra adentro, generó un débil tsunami en la costa suroriental ibérica. El epicentro macrosísmico del terremoto se localizó a 18 km de Orléansville; 1.243 personas murieron, unas 5.000 resultaron heridas, y sobre 20.000 casas fueron destruidas. En el sur de España, el tsunami se pudo registrar en los mareógrafos identificándose varias olas de tsunami. Fue difícil de determinar de manera fidedigna el momento de la llegada de las olas a Málaga (Figura 2.8), de forma que podría considerarse las 03 h 30 m como el momento de inicio de la oscilación más intensa posiblemente relacionada con la llegada de la ola, aunque algunas oscilaciones más débiles, supuestamente relacionadas con la onda directa del terremoto, se registraron a las 02 h 30 m.

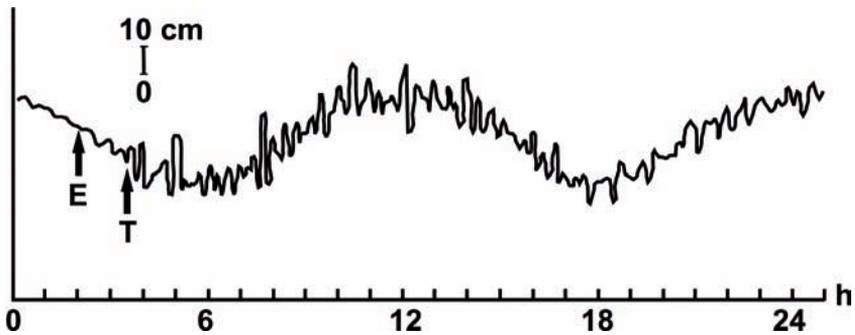


Figura 2.8. Registro del tsunami de 9 de septiembre de 1954 adquirido en el mareógrafo de Málaga. E indica la hora del terremoto y T el tiempo estimado de llegada del tsunami (Soloviev *et al.*, 1992).

Las oscilaciones del oleaje duraron más de 20 horas, amainando débilmente, y el periodo de las oscilaciones va aumentando gradualmente: aproximadamente de 15 a 25 min. La amplitud máxima alcanzada asciende a 33 cm a las 07 h 20 m. El tsunami ocurrió muy al comienzo de la llegada del refluo semidiurno. El tsunami llegó a Algeciras en la fase casi

completa del reflujo semidiurno, de forma que el nivel conservó muchas de las características parecidas a las oscilaciones de Málaga. Las características del tsunami en Ceuta fueron similares, a su vez, con las de Algeciras.

- **10 de octubre de 1980, 12 h 25 m:** Se observó un tsunami débil en octubre de 1980 en la costa suroriental ibérica. Éste tuvo su origen en un terremoto de magnitud 605 en Argelia. El epicentro se localizó a 45 km al sur de la costa mediterránea, ligeramente al sur del área focal del terremoto de 9 de septiembre de 1954 en El Asnam, en la zona de impacto de las placas litosféricas África-Eurasia. El terremoto se sintió, en las provincias de Murcia y Valencia con intensidad 4, y se notó en Córdoba y Barcelona, a una distancia de 570 km desde el epicentro. El único cable operativo sobre el fondo de la Cuenca Balear se rompió cerca de la ciudad de Argel después del terremoto.

El débil tsunami que generó el terremoto se registró en los mareógrafos del sureste de la Península Ibérica, instalados en las ciudades de Alicante, Cartagena, Almería, Málaga y Algeciras. El registro más evidente se produjo en Alicante, con una oscilación máxima de 15 cm.

Las olas del tsunami llegaron gradualmente a Málaga; el momento de la llegada y la marca de la ola directa no se pudieron determinar de forma precisa (Figura 2.9). Se puede asumir que las oscilaciones comenzaron a las 15 h 30 m, alcanzándose una amplitud máxima de 25 cm (a las 16 h 15 m), el periodo de las oscilaciones fue de 10 a 15 min, y duraron más de 10 horas. Las similitudes entre este tsunami y el de 1954, permite asumir que el tsunami de 1980 fue también producido por una fuerte corriente de turbidez en el talud norteafricano, causada por un poderoso deslizamiento submarino (Ambraseys, 1981; Yielding *et al.*, 1981; Campos-Romero, 1989; Soloviev *et al.*, 1997).

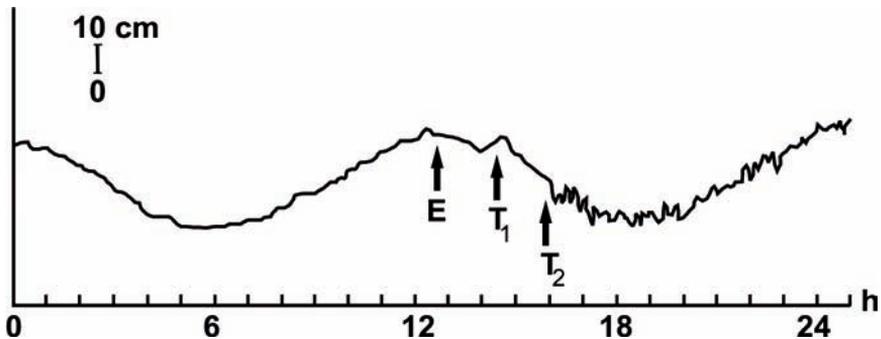


Figura 2.9. Registro del tsunami de 10 de octubre de 1980 adquirido en el mareógrafo de Málaga. E indica la hora del terremoto, T1 marca la llegada de la onda directa, y T2 el comienzo de las oscilaciones (Soloviev *et al.*, 1992).

- **21 de mayo de 2003:** En esta fecha se produjo un terremoto de magnitud 7 en Boumerdes (Argelia) a las 18:44 horas (GMT). Se generaron perturbaciones del nivel del mar que fueron perceptibles en toda la costa andaluza mediterránea, en el Levante Español, en las Islas Baleares y en la costa norte de África.

El mareógrafo de Palma de Mallorca, registró la hora y la amplitud del tren de olas que impactó contra la costa insular. Su estudio indica que la velocidad de propagación fue de 300 km/h, que puede considerarse relativamente baja, si la comparamos con las velocidades de propagación en cuencas oceánicas, pues las más frecuentes en estas regiones marinas rondan los 500 km/h, habiéndose registrado máximos de 950 km/h en el Océano Pacífico, pero es muy parecida a la velocidad de propagación que se obtiene en los resultados numéricos del modelo en el Mar de Alborán que se presentan en este trabajo. La firma del tsunami revela que estuvo compuesto por un tren de 31 olas, agrupadas en dos series: las de mayor rango fueron las once primeras, mientras que las 20 restantes fueron disminuyendo su amplitud progresivamente, hasta que se disiparon al cabo de 10 horas. La sexta ola alcanzó un máximo de 1010 m. Mantuvieron una periodicidad de 27 minutos, lo que hizo que tuviera un impacto tan destructivo.

Un análisis comparativo del registro mareográfico de Palma con los registros de la Red Mareográfica de Puertos del Estado, evidencia la distinta intensidad con la que el tsunami sacudió el litoral mediterráneo y su rápida disipación una vez que sobrepasó el promontorio balear. El resultado es el siguiente: Ibiza, 75 cm; Valencia, 73 cm; Barcelona, 35 cm y Málaga 23 cm. En consecuencia, el principal impacto lo recibió el archipiélago balear.

Durante las 10 horas en las que el tsunami afectó al litoral mallorquín, se registraron 153 terremotos, con el mismo epicentro, de magnitud superior a 3 (nueve de ellos superior a 5) y que, sin embargo, no generaron ningún tsunami. No obstante, se podrían haber producido importantes modificaciones en la geometría de los depósitos sedimentarios submarinos. Estas alteraciones podrían manifestarse a través de procesos de deslizamiento que generarían nuevos tsunamis más locales. Hay pues, razones suficientes como para especular con la posibilidad de que el origen del tsunami que afectó al puerto de Mahón, pudiera estar en la formación de algún deslizamiento de carácter local, próximo a la costa, cuestión que se mantendrá en una vidriosa incertidumbre al no poder contar con un registro mareográfico local que nos aporte el dato científico. No sería de extrañar, que los frecuentes terremotos de baja magnitud que se producen en el Mediterráneo Occidental, puedan desencadenar otros tsunamis, de carácter local, cuyas peligrosidades convendrá valorar científicamente.

Capítulo 3. Una hipótesis de trabajo: deslizamiento submarino en la Dorsal de Alborán

3.1. Hipótesis de trabajo

3.2. El Sistema Cañón-Abanico Al-Borani

3.2.1. Cañón Submarino Al-Borani

3.2.2. Abanico submarino asociado

3.1. Hipótesis de trabajo

El estudio y la observación del fondo marino en la región del Mar de Alborán conocida como Dorsal de Alborán, en las proximidades de la pequeña pero famosa Isla de Alborán, pone en evidencia la existencia de varios sistemas morfosedimentarios vinculados a los movimientos en masa. Entre ellos destacan los que están compuestos por un cañón submarino excavado en los flancos de esta dorsal y un cuerpo de depósitos que se extienden a los pies de los cañones. Este trabajo se centra en el Sistema Cañón-Abanico submarino Al-Borani que es, de todos estos sistemas, el que presenta una configuración morfogenética más clara. La hipótesis de partida que se plantea es que este cañón habría sido generado por un deslizamiento masivo de materiales que originariamente se encontraban en la parte superior de la vertiente meridional de la Dorsal, y que habría dado lugar a la formación del abanico sedimentario profundo, al depositarse todo el material desplazado sobre el fondo de la cuenca. Probablemente el deslizamiento estaría causado por un movimiento sismotectónico. El desplazamiento de materiales sólidos tuvo que producir una perturbación ambiental que afectó a toda la masa de agua, generando un tsunami cuyos efectos debieron afectar a las costas y poblaciones del litoral andaluz, entre ellas Málaga, Fuengirola, Torre del Mar o Adra, así como a la ciudad de Melilla.

El objetivo de este trabajo es el de reproducir, de la forma más precisa posible, el deslizamiento de materiales al igual que el tsunami que generó. Se pretende analizar, además, los efectos que el tsunami tuvo en las costas del Mediterráneo Occidental. En una segunda etapa resultará de gran interés poder comparar los efectos del tsunami reproducidos mediante la ayuda de los ordenadores, con el registro histórico de tsunamis, puesto que sería una aportación científica significativa poder asignar una fecha concreta para el evento estudiado.

3.2. El Sistema Cañón-Abanico Al-Borani

A partir de un estudio morfológico de la vertiente meridional del Banco de la Isla de Alborán se ha observado la presencia de, al menos, dos sistemas cañón-abanico submarino bien definidos, denominados respectivamente: Sistema Al-Borani y Sistema Piedra Escuela (Bárceñas *et al.*, 2000) (Figura 3.1).

El Sistema Al-Borani, situado al suroeste de la Isla de Alborán, es el más desarrollado de los dos. Tiene una longitud total aproximada de unos 10 km (Figura 3.1). Está constituido por dos tipos morfológicos bien definidos: (1) El Cañón Submarino Al-Borani, formado por un conjunto de canales erosivos, excavados en el borde de plataforma y que se extienden hasta el talud inferior y, (2) el cuerpo submarino asociado, de tipo sedimentario, depositado al pie del talud y que alcanza la llanura abisal de la Cuenca Meridional de Alborán, formando un depósito en forma de cono o abanico (Bárceñas *et al.*, 2000).

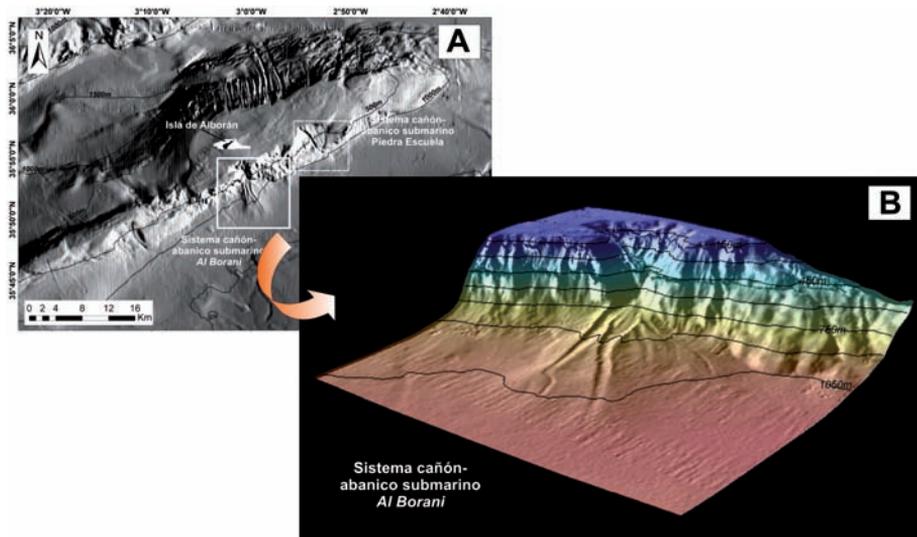


Figura 3.1. A. Encuadre geográfico del sistema Cañón-Abanico Submarino Al-Borani y Piedra Escuela, B. Modelo digital del terreno para el Sistema Al-Borani realizado a partir de datos de batimetría multihaz.

3.2.1. Cañón Submarino Al-Borani

El tipo morfológico predominante en los cañones submarinos se corresponde con formas abruptas, estrechas, con sección transversal en “V” o fondo plano, según predominen en ellos los procesos erosivos o deposicionales (Vanney, 1977). Son formas de erosión excavadas, preferentemente, sobre el talud y que constituyen sus elementos morfológicos más comunes.

El Cañón Al-Borani se caracteriza por presentar una cabecera en graderío con una geometría en planta muy marcada, en forma de herradura irregular y con una red de canales secundarios bien desarrollada sobre el depósito deslizado (Figura 3.2). Estos canales secundarios son conocidos como “gullies” y presentan una forma ramificada con respecto al canal principal. El canal o eje principal tiene dos tramos, ambos con carácter lineal y con distinta orientación, el tramo superior tiene dirección ONO-ESE y se localiza en la zona de cabecera, mientras que el tramo inferior tiene dirección NOSE y se encuentra ya en el curso medio del cañón. Por último, el segmento inferior se caracteriza por el desarrollo de un cuerpo sedimentario que en planta adopta la forma de abanico, situado ya sobre el fondo de la Cuenca Meridional, presentando un relieve prácticamente plano (Bárceñas *et al.*, 2000).



Figura 3.2. Descripción morfológica del sistema Cañón-Abanico Submarino Al-Borani.

La cabecera del sistema afecta netamente al borde de la plataforma del Banco de la Isla de Alborán y se extiende desde los 100 hasta los 350 metros de profundidad. El tramo medio transcurre hasta casi los 800 metros de profundidad, finalizando con el tramo inferior a 900 metros. La pendiente en la cabecera del cañón es de $9,2^\circ$, pasando a un valor medio de 15° en su curso medio, con un máximo de $34,4^\circ$ y un mínimo de $8,9^\circ$ y, por último, una pendiente media en el curso inferior de 4° . La longitud del arco de la cicatriz de despegue del deslizamiento es de 7 km.

3.2.2. Abanico submarino asociado

Los abanicos submarinos son cuerpos sedimentarios depositados al pie del talud continental, o de otros rasgos fisiográficos de los fondos oceánicos, en los que exista la suficiente pendiente como para alcanzar la llanura abisal. Este sería el caso de los montes submarinos. Están alimentados por uno o varios sistemas sedimentarios, predominantemente turbidíticos (Alonso y Ercilla, 2003). La morfología que presentan es de carácter lenticular lobulada, generalmente alargada aguas afuera. Su extensión y desarrollo es muy variable, estando en relación directa con:

1. su sistema de alimentación y naturaleza de los aportes sedimentarios,
2. el marco tecto-estructural y su actividad reciente, y
3. las variaciones relativas del nivel del mar en el área donde se ubican (Díaz del Río y Somoza, 1994).

El abanico submarino asociado al Cañón Al-Borani se sitúa sobre el fondo de la Cuenca Meridional de Alborán, que es prácticamente plano. Se extiende con una anchura máxima de 7 km (Figura 3.2) y una longitud de 7,7 km (Bárceñas, 2002). Se inicia a 600 metros de profundidad y continua hasta alcanzar los 1.100 metros. A lo largo de este cuerpo morfosedimentario aparecen varios canales de abanico, desarrollándose dos de ellos con mayor envergadura como canales principales. Uno de estos canales se corresponde con el desarrollo del canal principal del cañón, con dirección NNO-SSE y el otro se bifurca a partir de este canal principal, tomando una dirección NO-SE. Se observan numerosos canales secundarios excavados en el abanico submarino que pueden corresponder a distintos episodios de mayor transferencia sedimentaria a lo largo del sistema cañón-abanico submarino, acaecidos tras el depósito erosivo inicial.

El origen de los sistemas cañón-abanico submarino de la Dorsal de Alborán puede estar relacionado con tres factores principales:

1. La actividad tectónica que se refleja en la formación de la propia dorsal, con la presencia de estructuras recientes, una fuerte elevación morfológica respecto a las cuencas adyacentes y la existencia de una intensa actividad sísmica.
2. El régimen hidrodinámico que se caracteriza por la circulación superficial de la masa de agua atlántica (Bárceñas, 2002).
3. Los procesos erosivos que actuaron durante el periodo reciente de bajo nivel del mar.

La actividad sismo-tectónica es, probablemente, la responsable de la formación inicial de un deslizamiento que afectó a la parte superior del talud meridional de la Dorsal de Alborán, produciendo la movilidad de la mayor parte del cuerpo sedimentario que se encuentra hoy en día en la base del talud. Posteriormente, la actividad hidrodinámica y, en particular la Corriente Superficial Atlántica, ha proporcionado nuevos aportes sedimentarios que han ido rellenando los vacíos dejados por el movimiento en masa. Además, la movilidad pendiente abajo de los materiales sedimentarios por efecto gravitacional, está favorecida por la actividad de las masas de agua mediterránea que han podido ascender por el cañón. Estos nuevos aportes habrían retocado la morfología final del abanico sedimentario profundo, produciendo los canales que presenta la superficie del cuerpo sedimentario.

Capítulo 4. El Tsunami de Alborán. Modelado Matemático y Simulación Numérica

- 4.1. Simulación de tsunamis en ordenador
- 4.2. Datos para la simulación del deslizamiento
- 4.3. Datos topo-batimétricos
- 4.4. Modelado matemático
- 4.5. Discretización
- 4.6. Potencia de cálculo

4.1. Simulación de tsunamis en ordenador

La Simulación Numérica ha progresado a un ritmo vertiginoso en las últimas décadas y, en la actualidad, se utiliza de forma intensiva para analizar y predecir multitud de fenómenos físicos y ambientales (corrientes marinas, inundaciones, predicción meteorológica, evolución de vertidos y de contaminantes, etc.), entre otras muchas aplicaciones en todas las ramas de las Ciencias de la Tierra y de la Tecnología. En particular, esta potente herramienta matemática se ha convertido en uno de los métodos más efectivos para realizar la predicción de tsunamis y el diseño práctico de estructuras de protección contra sus efectos destructivos.

El progreso reciente en el campo de la simulación numérica de tsunamis se fundamenta en tres pilares básicos:

1. el desarrollo de la Sismología y los avances en el estudio geológico y geomorfológico de los fondos marinos;
2. la formulación de modelos matemáticos cada vez más precisos;
3. el aumento de la capacidad de cálculo gracias a la creciente potencia de los procesadores actuales y el incremento sustancial en la capacidad de almacenamiento de datos de los ordenadores.

La Sismología ha permitido determinar los mecanismos de generación de seísmos y, por otro lado, los avances de la Geología Marina, junto con una detallada observación de los fondos de mares y océanos, han permitido determinar tanto las zonas que presentan un desplazamiento tectónico del fondo marino, principal mecanismo generador de tsunamis, como las zonas de deslizamientos submarinos ocurridos en el pasado, segundo mecanismo generador de tsunamis. Dichos avances en el conocimiento científico de la dinámica de la Tierra, han permitido identificar las zonas de potencial riesgo de desplazamientos de fallas, así como las zonas susceptibles de sufrir avalanchas en masa de los materiales sedimentarios, denominados genéricamente deslizamientos. A veces, como se ha indicado en el Capítulo 1, la generación de un tsunami puede tener lugar por una combinación de estos dos mecanismos: podría ocurrir que el seísmo y el movimiento de la falla que lo produce, no fuera de la suficiente magnitud como para generar un tsunami por sí solo, pero que sí pudiera ser capaz de producir un deslizamiento submarino de materiales que sí tendría capacidad para generar un tsunami. Este mecanismo combinado se ha citado en diversas partes del mundo, como uno de los procesos que puede generar importantes tsunamis, particularmente en el caso de fallas que tienen el movimiento principal según su dirección, como por ejemplo ocurre en la región del Caribe (Hornbach *et al.*, 2010).

La generación de un tsunami y las fases que conforman su evolución se pueden resumir en tres etapas que se esquematizan en las Figuras desde 4.1 a 4.4:

1. **Generación.** Se conocen dos mecanismos fundamentales:

- a) **Movimiento sismotectónico submarino.** En este caso tiene gran importancia la magnitud del terremoto y la profundidad del foco sísmico, pero también el tipo de falla que ha generado el terremoto y los parámetros que definen su movimiento (salto de la falla y longitud del segmento activo) en el momento de su generación (Figura 4.1).

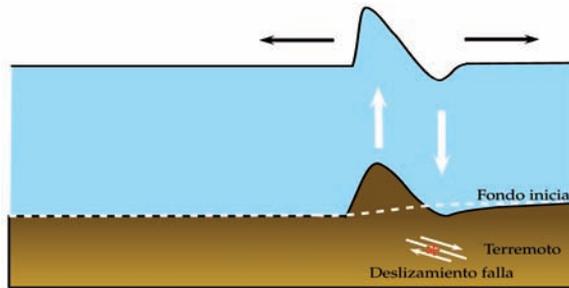
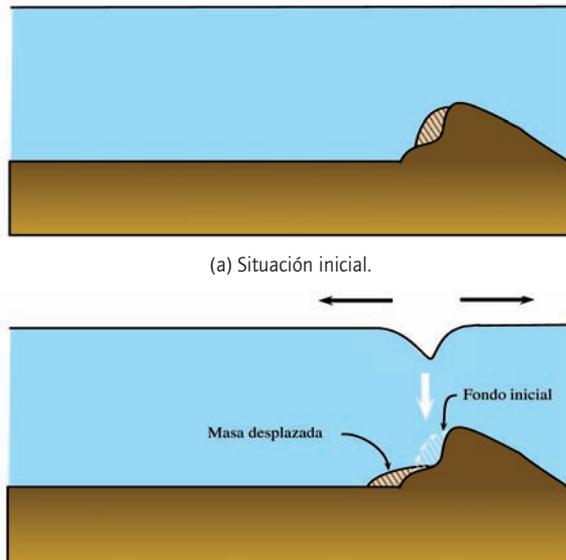


Figura 4.1. Generación de un tsunami debido a un movimiento sismotectónico.

- b) **Deslizamiento de materiales.** El tsunami se genera en este caso por el desplazamiento de una importante masa de materiales, normalmente sedimentarios, que caen por gravedad pendiente abajo a lo largo del talud (Figura 4.2). El volumen de materiales afectados por estos movimientos en masa y la rapidez con la que éstos se produzcan, son factores fundamentales que determinan la magnitud del tsunami.



(b) Situación tras el deslizamiento con onda de depresión en la superficie.

Figura 4.2. Generación de un tsunami por deslizamiento de materiales.

2. **Propagación.** La ola se propaga de una forma concéntrica con respecto al punto del fondo oceánico donde se generó el tsunami si el fondo marino fuera plano (Figura 4.3). Cabe señalar que desde el primer momento de su formación, el movimiento emprendido afecta a toda la masa de agua, por ello cualquier accidente fisiográfico de importancia en el fondo oceánico producirá anomalías en el patrón de propagación.

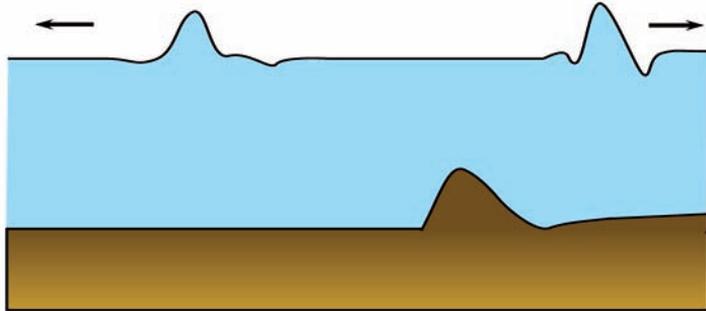


Figura 4.3. Propagación de la onda del tsunami.

3. **Inundación de la zona costera.** Cuando la ola llega a la zona costera reduce su velocidad al desplazarse sobre fondos menos profundos. Ello es debido a que la velocidad de propagación de las olas de traslación es proporcional a la profundidad del fondo marino sobre el que se desplazan. La mayor parte de la energía cinética que se pierde no se disipa sino que se transforma en energía potencial, que se traduce en un aumento en la amplitud de la ola. A pesar de su ralentización, la ola llegaría a la costa con suficiente velocidad y altura como para desarrollar una gran capacidad destructiva en toda la zona litoral que hubiera inundado. El impacto que se produzca dependerá, por una parte de la energía de la onda y, por otra, de las características geomorfológicas de la zona litoral como, por ejemplo, la presencia de deltas o estuarios en la desembocadura de los ríos, de llanuras costeras más o menos desarrolladas, o de zonas acantiladas que impidan su penetración.



Figura 4.4. Inundación de zonas costeras.

La *predicción de tsunamis y de sus efectos* en las costas mediante simulación numérica es un proceso largo y complicado que requiere, en primer lugar, el conocimiento de los mecanismos físicos que intervienen en el desarrollo de cada una de las fases en las que hemos dividido la evolución de un tsunami. En segundo lugar, estos mecanismos tienen que describirse mediante ecuaciones matemáticas: se trata del *Modelado Matemático* del fenómeno. Para una óptima predicción es necesario que dichas ecuaciones capturen los mecanismos esenciales del fenómeno que se pretende simular. No obstante, en la deducción de las ecuaciones se recurre a simplificaciones, de forma que el modelo resultante no sea tan complejo como la propia realidad que pretende representar.

A continuación, las ecuaciones del modelo, que generalmente son demasiado complicadas para ser resueltas de manera exacta, deben ser discretizadas¹ para obtener un *modelo discreto* aproximado, que sí puede ser resuelto. No obstante, se necesita una gran capacidad de cálculo, ya que los sistemas de ecuaciones que se deben resolver pueden ser de enormes dimensiones (del orden de millones de ecuaciones y de incógnitas).

Habrà, por tanto, que diseñar un *algoritmo* eficiente que permita implementar en un ordenador la resolución de este enorme sistema de ecuaciones. La utilización de algoritmos en un ordenador para obtener las soluciones del modelo discreto constituiría la fase de *Simulación Numérica*. En esta fase, el ordenador proporciona valores aproximados para cada una de las variables que se calculan (por ejemplo, la elevación de la superficie del mar, extensión inundada, etc.) a partir de otros datos conocidos (por ejemplo, la magnitud y localización del seísmo y las características de la falla que lo genera o la cantidad y localización del material sólido que se desplaza en el caso de un deslizamiento y, en cualquier caso, la batimetría sobre la que evoluciona la onda generada, etc.).

Posteriormente, haciendo uso de datos provenientes de observaciones de tsunamis históricos, hay que proceder a la validación del modelo matemático y analizar la precisión de las aproximaciones que se han hecho, para así evaluar la validez del método en su conjunto. Si los resultados obtenidos mediante este proceso de validación no son satisfactorios hay que reformular las ecuaciones del modelo o bien replantearse la discretización utilizada, o ambas cosas a la vez. En cualquier caso, hasta que este proceso de validación no sea superado de forma satisfactoria, el modelo numérico y las predicciones que proporcione no serán fiables. Cuando el proceso de validación se supera con éxito, se estará en condiciones de hacer uso de las simulaciones numéricas como:

1. Herramienta para alcanzar un **mejor conocimiento** de los mecanismos que se ponen en juego en el inicio, desarrollo y conclusión de un tsunami, como
2. **Instrumento de predicción** de sus efectos en poblaciones y núcleos urbanos costeros y, por último, como
3. Ayuda para la **implementación de políticas de prevención** de los riesgos asociados a un tsunami y diseño de rutas de evacuación efectivas en zonas susceptibles de producirse tsunamis (Figura 4.5).

¹ Discretización es el proceso de convertir un modelo continuo en un modelo discreto. En un modelo continuo las variables e incógnitas de las ecuaciones están definidas en todo punto geométrico y en todo instante de tiempo, mientras que en un modelo discreto sólo están definidas en determinados (por lo general muchos) puntos en el espacio e instantes de tiempo.



Figura 4.5. Señalización de rutas de evacuación en Ocean Shores, WA, EE.UU.

Resumiendo, el proceso que nos lleva a predecir la velocidad y amplitud de la ola producida, el tiempo de llegada a la costa y extensión de costa inundada por la masa de agua que mueve un tsunami, requiere (Figura 4.6):

1. Un profundo **conocimiento** de los diversos **mecanismos** de generación, propagación e inundación asociados a un tsunami;
2. El **Modelado Matemático** de cada uno de estos mecanismos, mediante ecuaciones matemáticas;
3. La **discretización de las ecuaciones** para pasar de un modelo continuo (que no se sabe resolver) a un sistema discreto para el que sí sabemos encontrar soluciones;
4. El diseño de un **algoritmo** que permita implementar en un ordenador la resolución del modelo discreto anterior;
5. La **Simulación** o **Experimentación Numérica** (que proporcionará valores aproximados de las variables que se quieren determinar);
6. La **Validación** de los resultados.

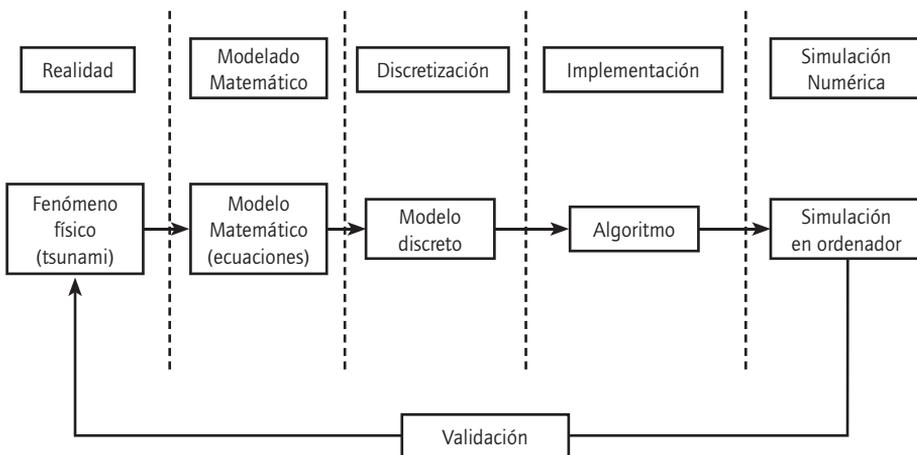


Figura 4.6. Diagrama esquematizando el proceso de Modelado Matemático y Simulación Numérica (apartados 2 a 6 del texto).

Todo ello permite su utilización como **herramienta de predicción y toma de decisiones** (Figura 4.7).

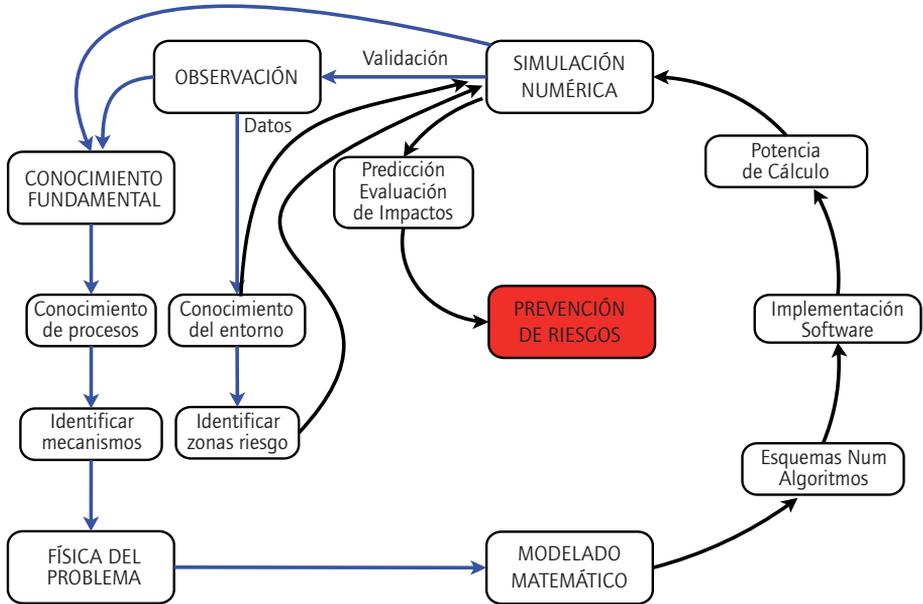


Figura 4.7. Esquema de cómo, desde el conocimiento fundamental y la observación del medio, se puede predecir impactos y prevenir riesgos asociados a tsunamis u otros desastres naturales mediante el desarrollo y utilización de modelos matemáticos y su implementación en un ordenador.

4.2. Datos para la simulación del deslizamiento

El procedimiento que se va a seguir para representar el deslizamiento de materiales que genera el tsunami consiste en reconstruir el escenario geomorfológico previo al deslizamiento. Este escenario constituirá el estado inicial de la simulación. A continuación, se permite que estos materiales reubicados se desplacen hasta volver a situarse en una posición lo más próxima posible a su estado actual. Para ello, es necesario disponer de unos datos batimétricos de buena calidad y alta resolución espacial.

Los datos que se han utilizado han sido adquiridos por el Instituto Español de Oceanografía (IEO) en las campañas oceanográficas Alborán-02 y Alborán-03 ambas a bordo del B/O Vizconde de Eza en los años 2002 y 2003, respectivamente. Estas campañas estaban enmarcadas en el proyecto denominado “Cartas de Pesca” como parte de un convenio de colaboración establecido entre el IEO y la Secretaría General de Pesca (SGP, MAGRAMA). El modelo de ecosonda multihaz utilizado para la adquisición de los datos batimétricos fue la Konsberg-Simrad EM-300, ecosonda que posee una gran exactitud, alta velocidad de adquisición de datos, fiabilidad y facilidad de operación.

Una vez procesados los datos con el *software* Caraibes (IFREMER) se exportaron a un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS 9.3.1) para la realización de los diferentes mapas batimétricos. En primer lugar, se realizó la extracción de la malla batimétrica perteneciente a la zona del cañón-abanico submarino Al-Borani. A partir de dicha malla se llevó a cabo, con diferentes resoluciones, el modelo digital del terreno de la batimetría actual (Figura 4.8-A). Las resoluciones utilizadas se establecieron en función de la profundidad: 10, 20 y 40 m para los intervalos de profundidades menores de 200 m, entre 200 y 500 m y mayores de 500 m, respectivamente. En segundo lugar, a partir de estos datos, se realizó una cartografía hipotética

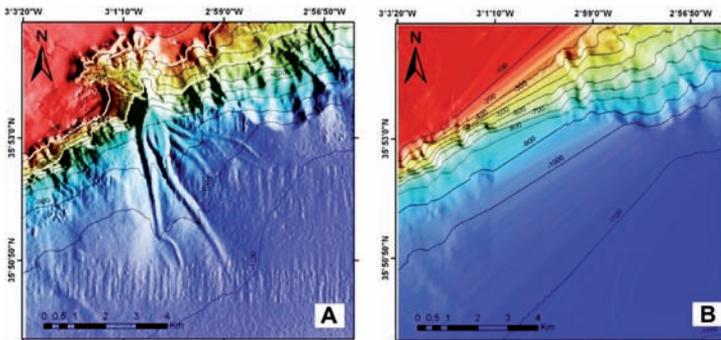


Figura 4.8. A. Batimetría actual del sistema cañón-abanico submarino y, B. Paleobatimetría superpuesta para la simulación *Al-Borani*.

de la paleobatimetría existente antes de la formación del cañón submarino y el depósito del abanico (Figura 4.8-B).

Con ambas batimetrías, y con la ayuda del Software ArcGIS 9.3.1, se ha llevado a cabo un cálculo de volúmenes, tanto de la erosión que se generó en la formación de la cabecera del cañón, como del volumen depositado en la sedimentación de dicho material (Figura 4.9) al pie del talud. Se ha calculado que, para el área asociada a la cicatriz del deslizamiento del cañón submarino estimada en 905 km², se erosionó un volumen de material de 1.000 millones de m³ aproximadamente (un volumen equivalente al que ocuparía 3.023 estadios de fútbol como el Santiago Bernabeu). Por otro lado, el volumen estimado asociado al depósito de ese material en forma de abanico submarino ha sido estimado en, aproximadamente, 900 millones de m³.

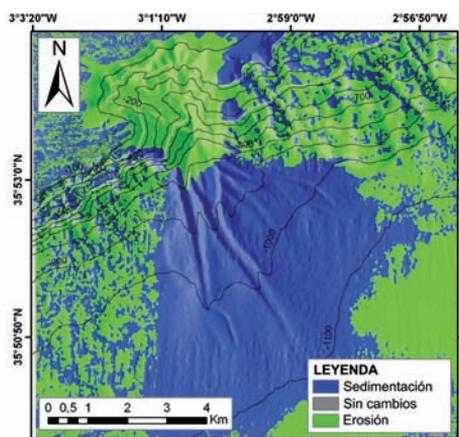


Figura 4.9. Representación del cálculo de volúmenes del sistema cañón-abanico submarino Al-Borani.

Tras estos cálculos se generaron dos ficheros de batimetrías, con las coordenadas espaciales x e y, por un lado, y la profundidad dada por la batimetría actual y por la paleobatimetría reconstruida, por otro. A partir de estos valores se ha definido un fondo no erosionable (véase la Figura 4.10 para tener una idea gráfica de la definición del concepto de fondo no erosionable para el modelo numérico), que es un dato necesario para el modelo matemático, junto con la paleobatimetría que representará la posición inicial del fondo marino justo antes de comenzar la simulación. La batimetría actual sirve para comprobar si el modelo reproduce de forma correcta la distribución de los materiales deslizados sobre el fondo no erosionable tras la avalancha, una vez que se ha formado el abanico submarino de sedimentos al pie del cañón submarino.

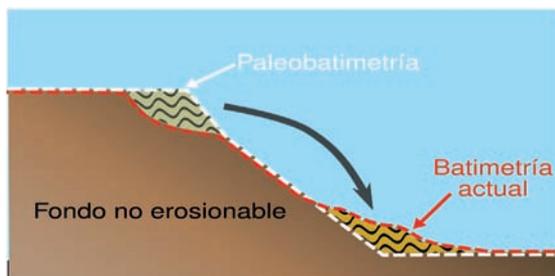


Figura 4.10. Esquema representando la batimetría actual (línea roja), la paleobatimetría reconstruida (línea blanca) y el fondo no erosionable (en marrón).

4.3. Datos topo-batimétricos

Para completar la información batimétrica y topográfica del resto del Mar de Alborán y zonas continentales adyacentes, se han añadido al modelo matemático, los siguientes datos:

- Batimetría de muy alta resolución (5 metros) obtenida mediante la utilización de una ecosonda EM-3000D de Kongsberg-Simrad en las campañas ESPACE-01, ESPACE-02 y ESPACE-03 ejecutadas por el Instituto Español de Oceanografía en el marco del Proyecto *Estudio de la Plataforma Continental*. Los datos utilizados en este trabajo corresponden a las hojas geológicas desde el número MC-52 a la MC-58. Estos datos pertenecen a la plataforma continental entre Almería y La Línea de la Concepción (Cádiz), entre los 5 y los 100 m de profundidad aproximadamente. Para completar las zonas a mayores profundidades se ha utilizado una malla batimétrica con una resolución de 70 metros obtenida con ecosonda multihaz en las campañas oceanográficas Alborán-02 y Alborán-03.
- Datos topográficos y batimétricos del DVD de la General Bathymetric Chart of the Oceans. Los datos topográficos utilizados se corresponden con la zona continental del norte de África, y la batimetría ha servido para completar aquellas zonas donde no existen datos de la ecosonda multihaz correspondientes a los proyectos descritos anteriormente. La resolución en este caso es de 2 kilómetros.
- Datos topográficos de la zona continental española. Corresponden a los datos del relieve en tierra de las provincias de Cádiz, Málaga, Granada y Almería extraídos del Modelo Digital del Terreno de Andalucía (Junta de Andalucía), versión DVD, generado a partir de fotografías aéreas a escala 1:20.000. Estos datos tienen una resolución de 10 metros.

A modo de curiosidad, diremos que la cantidad de datos topo-batimétricos utilizados para la generación de la geometría del dominio de cálculo completo (tanto zona marítima como terrestre) es superior a los 100 millones de puntos (100.880.950 para ser absolutamente precisos), ocupando un espacio en memoria de ¡casi 3 Gb!

4.4. Modelado matemático

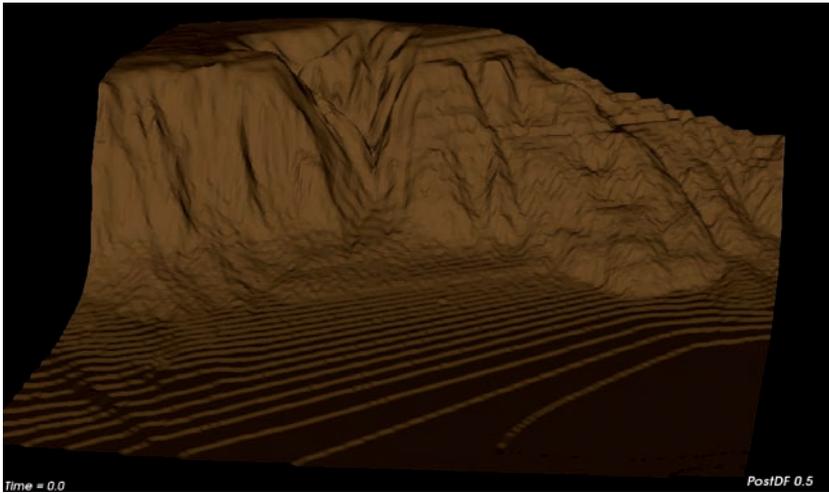
Con el fin de simular la evolución de un tsunami mediante un modelo matemático es necesario describir mediante ecuaciones los mecanismos que intervienen en cada una de sus tres fases: inicio o generación, desarrollo o evolución de la onda en la superficie del mar y conclusión o inundación de zonas costeras. Así pues se describirá brevemente como se han modelado cada una de estas fases.

(A) Generación

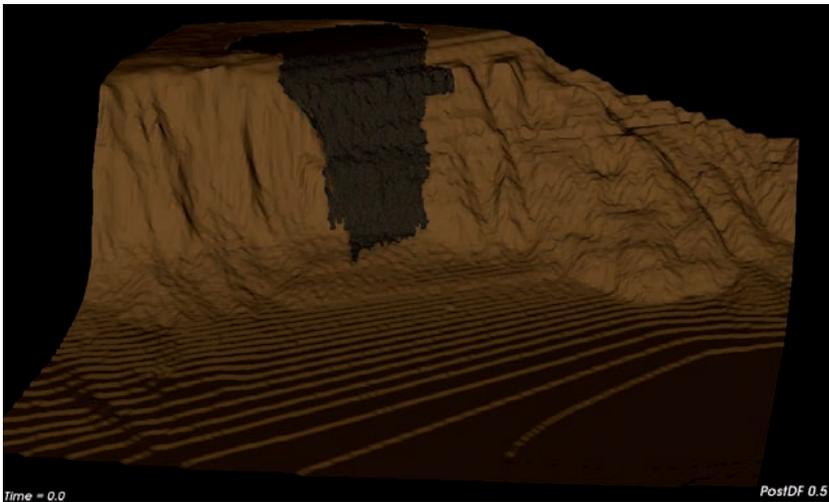
Lo primero que hay que tener en cuenta para modelar esta fase es identificar el mecanismo generador. Dicho mecanismo consiste en el deslizamiento de una gran masa de materiales en la zona del Cañón-Abanico de Al-Borani. Para poder modelarlo, hay que reconstruir el hipotético fondo que había antes de que se produjera el deslizamiento, tal y como se ha descrito en la Sección 4.2. Para ello, habrá que modificar el fondo actual en la zona donde se deben localizar los materiales que se desplazarán para crear el cañón submarino. Habrá que definir el fondo no erosionable, que se obtendrá como resultado de sustraer los sedimentos que componen el abanico submarino, en un volumen aproximadamente igual al necesario para rellenar el cañón submarino (Figura 4.11(a)). A continuación, la paleobatimetría se reconstruye reubicando estos materiales procedentes del abanico en su hipotética posición original antes de deslizarse (Figura 4.11(b)).

Una vez reconstruida la paleobatimetría hay que elegir un sistema de ecuaciones que representen, por un lado, el movimiento de la masa de materiales en el interior del mar y, por otro lado, el movimiento del agua producido por el deslizamiento. Se tratará, por tanto, de un modelo –acoplado– donde cada uno de los dos medios que intervienen en el desarrollo del fenómeno interactúan (los materiales desplazados producen el movimiento del agua, que se ve empujada por las fuerzas de presión y fricción y ésta, a su vez, influye en el movimiento de los materiales mediante la acción de la flotabilidad, presión, etc.).

El mecanismo generador de la onda inicial, responsable de la forma que se observa en los primeros instantes de la simulación, es el siguiente: los materiales sólidos al moverse bruscamente producen desplazamiento instantáneo de un gran volumen de fluido que tiende a ocupar el espacio desalojado por aquellos de forma repentina, esto genera una gran onda de depresión en la superficie marina sobre la zona del cañón. Por otro lado, en la zona al pie del cañón, donde se va a formar el abanico submarino, se produce un fenómeno opuesto, consistente en la generación de una onda de elevación, de menor amplitud, al irrumpir los materiales dotados de una gran energía cinética procedentes de su ubicación inicial.



(a) Fondo no erosionable para el modelo numérico.



(b) Reconstrucción del fondo.

Figura 4.11. Proceso de reconstrucción de la paleobatimetría.

La modelización y simulación numérica de esta fase es la más difícil de las tres etapas del desarrollo de un tsunami. El modelo que se ha considerado en este trabajo se ha descrito en la referencia Fernández Nieto *et al.* (2008). Se trata de un modelo determinista que, desde el punto de vista matemático, consiste en un sistema de ecuaciones en derivadas parciales no lineales.

A fin de reproducir de forma fiel el tsunami provocado por la avalancha submarina en el Cañón Al-Borani, se han ajustado los parámetros del modelo matemático empleado. Del valor de estos parámetros depende la cantidad de material que se desprende y la extensión del abanico submarino que se genera a los pies del cañón submarino.

Este último fenómeno viene determinado por la distancia a la que se transporta el sedimento fluidificado. Su ajuste se hará de forma que al reproducir la avalancha a partir de la paleobatimetría reconstruida, el abanico submarino que genera la simulación reproduzca, de la manera más fiel posible, la batimetría actual del fondo marino. Este es un paso necesario para poder confiar en los resultados suministrados por el modelo. El hecho de que se pueda comparar la posición final que ocupan los materiales que se han depositado mediante la simulación con el abanico submarino que se observa en la actualidad, permite realizar una primera fase de ajuste y validación del modelo para el módulo que reproduce el deslizamiento de materiales. Es necesario que esta primera etapa en la simulación del tsunami se lleve a cabo de la forma más precisa posible, si se quiere obtener una representación realista de los efectos del tsunami que el deslizamiento produce.

Si se compara la batimetría simulada (Figura 4.12(a)) con la real y actual (Figura 4.12(b)), se observa que la primera presenta una mayor simetría que la segunda, mientras que esta última está ligeramente desplazada hacia el oeste, debido a la acción de la corriente mediterránea profundidad, que se intensifica en las proximidades de la Dorsal de Alborán. Además, en la batimetría actual puede observarse claramente la presencia de dos surcos que recorren el abanico de noroeste a sureste (Figura 3.1). Estos canales se han formado por efecto de la erosión y la sedimentación producidas por el flujo de los materiales que circulan a lo largo del cañón. Por tanto, ambos aspectos están relacionados con procesos sedimentarios, cuyas escalas temporales son muy superiores a la de generación y propagación de un tsunami, es decir, se han producido por la acción sobre los depósitos a lo largo de un periodo de tiempo mucho mayor, probablemente de siglos, al periodo de tiempo que recoge la simulación de este tsunami, que es del orden de 1 hora desde el inicio del deslizamiento submarino hasta que sus efectos se disipan. Por otra parte los mecanismos causantes de estos rasgos morfológicos tampoco están incluidos en las ecuaciones del modelo.

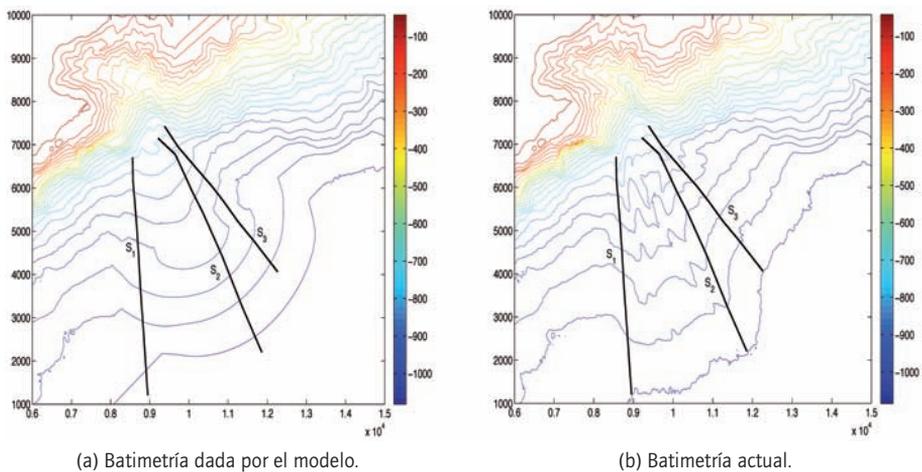
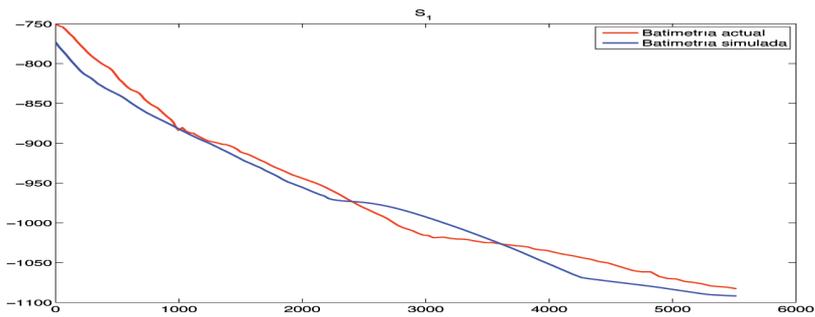
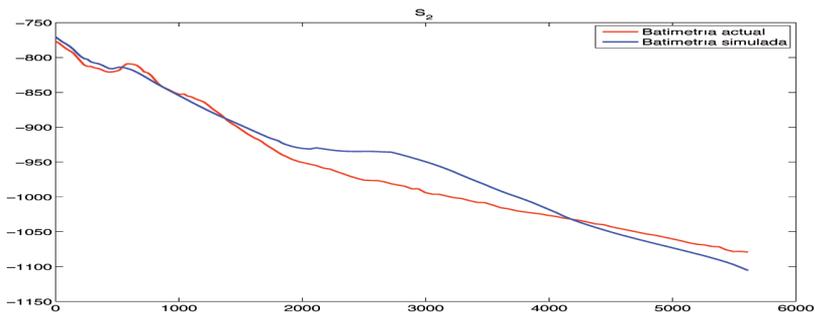


Figura 4.12. Batimetría obtenida en la simulación tras el ajuste de parámetros del modelo (a) y batimetría real (b), junto a las tres secciones de referencia. De izquierda a derecha S_1 , S_2 y S_3 .

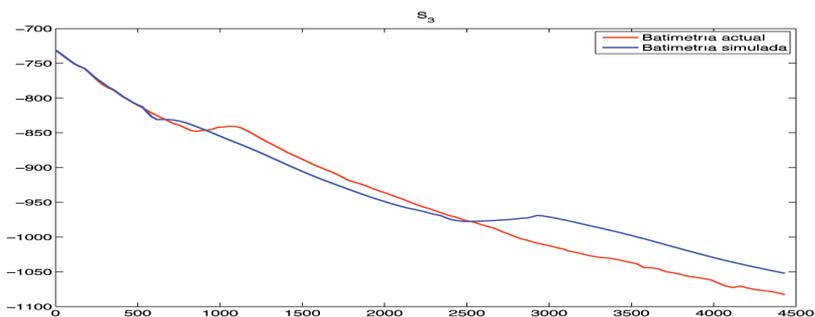
Al comparar, por medio de perfiles, la batimetría actual y la obtenida con la simulación (Figura 4.13) se observa que en el sector occidental del abanico sedimentario (Figura 4.13(a) y Figura 4.13(b), respectivamente) el ajuste entre la simulación y los datos reales es aceptable, si bien aparecen ciertas discrepancias en la forma del abanico en su zona central. En la parte oriental del depósito sedimentario (Figura 4.13(c)), el ajuste es bastante bueno en la zona más próxima al cañón, si bien presenta una mayor desviación en su tramo final. Esta desviación podría deberse a los procesos de erosión y depósito inducidos por la corriente profunda mediterránea que, como hemos mencionado, no se contemplan en este estudio.



(a) Sección S_1 .



(b) Sección S_2 .



(c) Sección S_3 .

Figura 4.13. Batimetría actual (rojo) y simulada (azul) en las secciones de referencia.

Se puede concluir que, en líneas generales, el abanico que se obtiene mediante la simulación de la avalancha submarina tiene dimensiones similares a la de la morfología actual, por lo que la simulación debería ajustarse al que, como hipótesis de trabajo, supuestamente se produjo en algún momento del pasado reciente.

(B) Propagación

Una vez que se ha generado la onda de superficie es necesario modelar su propagación. Como en muchas otras aplicaciones a la Oceanografía, se considera aquí un modelo de tipo *aguas poco profundas* o *aguas someras*, introducido por Adhémar Jean Claude Barré de Saint-Venant (1871). Es posible aplicar este tipo de modelos simplificados cuando la escala espacial característica en la dirección vertical del fenómeno que se quiere simular (en nuestro caso del orden de entre 100 m y 1 km) es mucho menor que la escala horizontal característica (entre 100 y 1.000 km). Estas ecuaciones proporcionan, al resolverlas, valores aproximados del promedio vertical de las velocidades del fluido y de la elevación de la superficie del mar.

La Figura 4.14 muestra un ejemplo de la propagación de la onda simulada en un instante próximo al de la generación del tsunami. En el próximo capítulo haremos una descripción detallada de la evolución de la onda del tsunami que se produce por este deslizamiento.



Figura 4.14. Instantes iniciales de la propagación de la onda. En azul se representa la onda de depresión y en rojo la onda de sobreelevación.

(C) Inundación

La última fase, que corresponde a la inundación de las zonas costeras, puede ser también simulada mediante el mismo tipo de modelo de aguas poco profundas que representa la propagación del tsunami. En este caso además será necesario, en primer lugar, disponer de una descripción batimétrica y topográfica muy precisa de la zona costera y, en segundo lugar, el modelo discreto y la implementación que se haga del mismo en el ordenador deben estar di-

señados de forma adecuada para realizar el tratamiento de zonas –seco-mojado-. ¿Qué quiere decir esto? Quiere decir que el modelo debe ser capaz de simular correctamente el avance del agua sobre zonas inicialmente secas (Figura 4.15), así como la retirada del agua del mar de la zona inundada, una vez que la onda del tsunami disipa su energía tras el impacto.



Figura 4.15. Alcance de la penetración de la onda del tsunami en las costas de la Bahía de Málaga en un determinado instante de la simulación.

4.5. Discretización

A fin de discretizar el modelo que se emplea en cada una de las tres fases, se ha utilizado un método de volúmenes finitos: la zona de estudio se divide en celdas de geometría sencilla. Al conjunto de celdas que recubren la zona de estudio se le denomina malla. La Figura 4.16 muestra un ejemplo de malla en la zona de generación. En cada una de las celdas se calculan los valores promedios de velocidades y elevaciones en una serie de instantes de tiempo, teniendo en cuenta las leyes de conservación de la masa y de la cantidad de movimiento (LeVeque, 2002 y Toro, 2009).

4.6. Potencia de cálculo

Para simular el tsunami utilizando la metodología propuesta, basada en métodos de volúmenes finitos, es necesario generar una malla de la zona de estudio. Para realizar la simulación numérica del “Tsunami de Alborán” se han construido tres mallas cuyas celdas son cuadriláteros: la primera de ellas, más grosera, con un paso de malla² de 100 m, la segunda con un paso de malla de 50 m y una tercera malla de cálculo con más alta resolución y 25 m de paso de malla. El dominio de cómputo es un rectángulo de 180 km en longitud por 190 km en latitud. Esto hace que el número de celdas sea de 3.420.000 para la malla más grosera, de 13.680.000 para la malla intermedia y 54.720.000 para la más fina. Esto supone que, dado que son 6 el número de variables que se calculan en cada volumen de la malla³ en cada iteración de tiempo (que es del orden de 0,6 seg. para la malla más grosera), haya que resolver, en el caso de la malla más fina, del orden de 330 millones de ecuaciones para obtener el valor aproximado para las 330 millones de incógnitas que queremos determinar (¡y eso para cada paso de tiempo!).



Figura 4.16. Ejemplo de malla para la zona de generación del deslizamiento.

² El paso de malla es la longitud del lado de cada uno de los cuadriláteros que componen la malla.

³ Las dos componentes de la velocidad para el fluido y los sedimentos hacen 4, más la posición de la superficie del mar y el espesor de los sedimentos. Si bien es cierto que las variables asociadas a los sedimentos no tienen que calcularse en la mayor parte del dominio.

Dado el tamaño de las mallas, compuestas por millones de volúmenes, a fin de poder realizar las simulaciones en un tiempo razonable, es necesario utilizar plataformas de cómputo de altas prestaciones. Una primera posibilidad consiste en hacer uso del denominado *Cálculo Paralelo*: los cálculos se ejecutan al mismo tiempo en múltiples ordenadores conectados entre sí que se reparten la tarea de una forma coordinada. Aún así, en el caso de la malla más fina sería necesario el uso de un supercomputador con centenares de procesadores para obtener resultados en plazos de tiempo aceptablemente cortos.

Una segunda posibilidad, que es la que aquí se sigue, consiste en utilizar cálculo intensivo en GPUs⁴ (Figura 4.17). Debido al fuerte crecimiento del mercado de los videojuegos se ha producido un incremento vertiginoso en la capacidad de cálculo de las tarjetas gráficas. Los procesadores de estas tarjetas tienen una enorme potencia computacional, que puede utilizarse para el cálculo científico. Por dar una idea básica, una GPU está formada por cientos de pequeños “cores” (núcleos de cálculo) que pueden resolver problemas matemáticos básicos de una forma masivamente paralela. Una implementación eficiente de un algoritmo numérico en este tipo de arquitectura puede proporcionar mejoras en los tiempos de cálculo de hasta dos órdenes de magnitud (lo cual significa, a grosso modo, dividir por 100 los tiempos de cálculo y, pasar así, de tener que esperar más de tres meses para ver los resultados de una simulación a tener que esperar sólo 24 horas, por poner un ejemplo ilustrativo de la mejora en los tiempos de cálculo). En concreto, la implementación del modelo de tsunamis que aquí se presenta en GPUs es 220 veces más rápida que en un procesador Xeon de última generación.



Figura 4.17. Modelo de tarjeta GPU con la que se han realizado las simulaciones en este trabajo.

Las simulaciones que se presentan en este trabajo han sido realizadas con tarjetas gráficas de última generación usando el clúster de computación del *Laboratorio de Métodos Numéricos de la Universidad de Málaga* (Figura 4.18). Los tiempos de cómputo para las simulaciones que

⁴ Se denomina GPU (Graphics Processing Unit) a los procesadores de las modernas tarjetas gráficas.

mostramos son de poco más de dos horas para las simulaciones en las que se emplea la malla de 100 metros de resolución, de poco más de 8 horas para las simulaciones en la malla intermedia y de unas 32 horas para la malla más fina empleando tarjetas gráficas de tipo GTX580 de nVidia. Para reducir, adicionalmente, el tiempo de cálculo en la simulación de más alta resolución se realizaron los cálculos en paralelo, haciendo uso de 4 GPUs, lo cual redujo el tiempo de computación de 32 a 12 horas.



Figura 4.18. Clúster de cálculo intensivo del *Laboratorio de Métodos Numéricos de la Universidad de Málaga* alojado en el Servicio Central de Apoyo a la Investigación (SCAI) de la UMA.

Cualquiera de las simulaciones que se muestran con la malla de 50 metros hubiera tardado más de 73 días si se hubiera usado un único procesador Xeon de última generación y casi 300 días para la malla más fina. A modo de curiosidad, la capacidad genérica de cálculo de una tarjeta GTX580 ronda los 1580 GigaFLOPS, es decir, alrededor de un 1.580.000.000.000 de operaciones por segundo (¡del orden de un billón y medio de operaciones!). Puesto que las simulaciones con la malla más fina tardan aproximadamente 32 horas en tiempo de cálculo en una sola GPU, esto significa que la simulación del –Tsunami de Alborán– resultante ha requerido del orden de... ¡180.000 billones de operaciones! ¡Todo esto para poder visualizar las imágenes de esta recreación...!

Capítulo 5. Simulación del Tsunami de Alborán. Descripción y discusión de los resultados

- 5.1. Introducción
- 5.2. Simulación de la avalancha submarina
- 5.3. Descripción de la generación de la onda
- 5.4. Descripción de la propagación del tsunami
- 5.5. Llegada a costa
 - 5.5.1. Cabo Tres Forcas/Melilla
 - 5.5.2. Costa Granadina-Almeriense
 - 5.5.3. Costa Malagueña
- 5.6. Inundación de la franja costera
- 5.7. Análisis de las amplitudes máximas

5.1. Introducción

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos en la simulación numérica del Tsunami de Alborán, centrandó la discusión en los efectos causados en tres zonas de las costas del Mediterráneo Occidental bañadas por el Mar de Alborán: una primera zona, situada en la costa africana, que contiene al Cabo Tres Forcas y a la ciudad de Melilla que es, además, la región costera donde la onda producida por el tsunami llega en primer lugar; una segunda zona entre Castell de Ferro y Roquetas de Mar, en la costa granadina-almeriense y, por último, otra zona en la costa malagueña, desde Punta Calaburras hasta Torre del Mar (Figura 5.1).

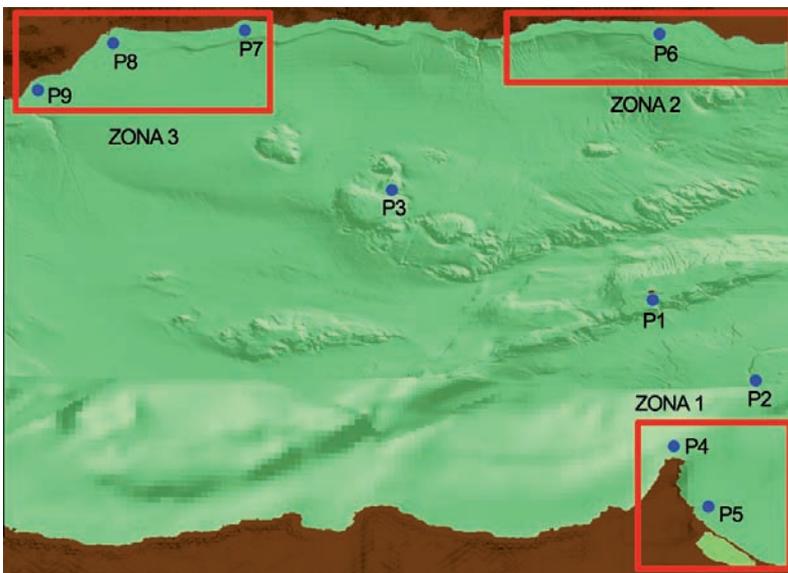


Figura 5.1. Localización de las tres zonas donde se centra el estudio, mostrando el dominio computacional considerado y los 9 puntos de control.

Además de las tres zonas ya indicadas, consideraremos 9 puntos adicionales de control (Figura 5.1): uno en la zona de generación (P1), dos en mar abierto (P2, P3) y los seis restantes próximos a la costa en el Cabo Tres Forcas (P4), Melilla (P5), Adra (P6), Torre del Mar (P7), la Bahía de Málaga (P8) y Fuengirola (P9), en los que se medirá la amplitud producida por el tsunami para las simulaciones numéricas. En la Tabla 5.1 se recoge la localización exacta de estos puntos, el tiempo de llegada de la onda desde el instante de la generación y las elevaciones, máxima y mínima, que alcanza la onda en cada uno de estos puntos.

Punto	C. x (UTM)	C. y (UTM)	T. llegada (min)	Elev. mín. (m)	Elev. máx. (m)
P1	497149	3975800	1,34	-12,93	4,55
P2	520618	3946967	5,83	-1,26	2,48
P3	437781	4011407	14,33	0,41	0,23
P4	501881	3924782	9,34	1,1	1,70
P5	509848	3904700	21,83	1,12	1,23
P6	498854	4065962	23,5	1,20	0,82
P7	404373	4067086	31	0,40	0,48
P8	374314	4061889	35,3	0,41	0,43
P9	356083	4046034	33,5	0,34	0,58

Tabla 5.1. Coordenadas UTM, tiempo de llegada y elevaciones máxima y mínima de la onda de tsunami en los puntos considerados.

Se describirán los resultados que proporciona el modelo numérico siguiendo una secuencia temporal, desde la generación del tsunami hasta la llegada a costa de las sucesivas ondas. Así, en primer lugar, se mostrará como el modelo representa la avalancha submarina. A continuación, se describirá la generación de la onda tsunamigénica, para posteriormente ver como se propaga y cuál es la morfología de las perturbaciones de la superficie del mar a su llegada a las áreas del litoral que se consideran. Se concluirá comentando los efectos de inundación de la franja costera en aquellas zonas donde la resolución espacial de los datos topográficos lo permitan.

5.2. Simulación de la avalancha submarina

En la Figura 5.2 puede verse el relieve prominente del flanco sur de la Dorsal de Alborán. En color marrón claro se representa el fondo marino no erosionable del modelo numérico, mientras que en un tono más oscuro se muestra el fondo marino susceptible de deslizarse. En dicha figura, al igual que en las tres siguientes, se presenta una vista submarina del deslizamiento y de la onda que genera, donde el observador se situá al sur del cañón y dirige su mirada en dirección N-NO. Sobre él se situá la superficie del mar, inicialmente en reposo –color verde–.

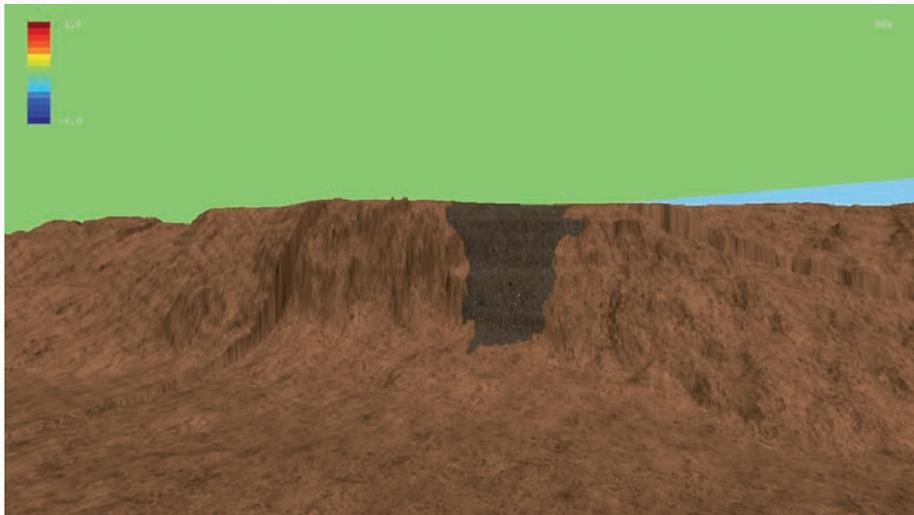


Figura 5.2. Simulación de la avalancha. Deslizamiento en $t = 0$ s.

Transcurrido el primer minuto posterior al inicio del deslizamiento (Figura 5.3), se observa como los materiales se desplazan verticalmente a lo largo del surco generado y se expanden lateralmente al entrar en contacto con el fondo de la cuenca. En la superficie del mar, puede observarse –en azul– el efecto de la propagación de la onda de depresión generada y –en rojo– la onda positiva.

A los 2 minutos de haberse desencadenado el deslizamiento (Figura 5.4) se observa como comienza a edificarse el abanico submarino al pie del talud. El patrón de las ondas positivas-negativas generadas en la superficie del mar se va haciendo cada vez más complejo debido, por un lado, a las interacciones producidas entre las propias ondas generadas por el deslizamiento y, por otro lado, a las interacciones de las ondas con la morfología del fondo marino.

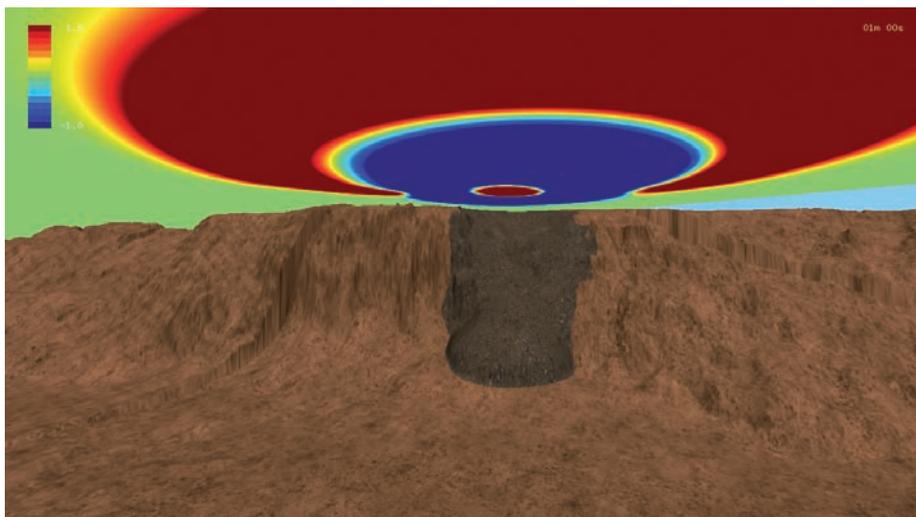


Figura 5.3. Simulación de la avalancha. Deslizamiento en $t = 1$ min.

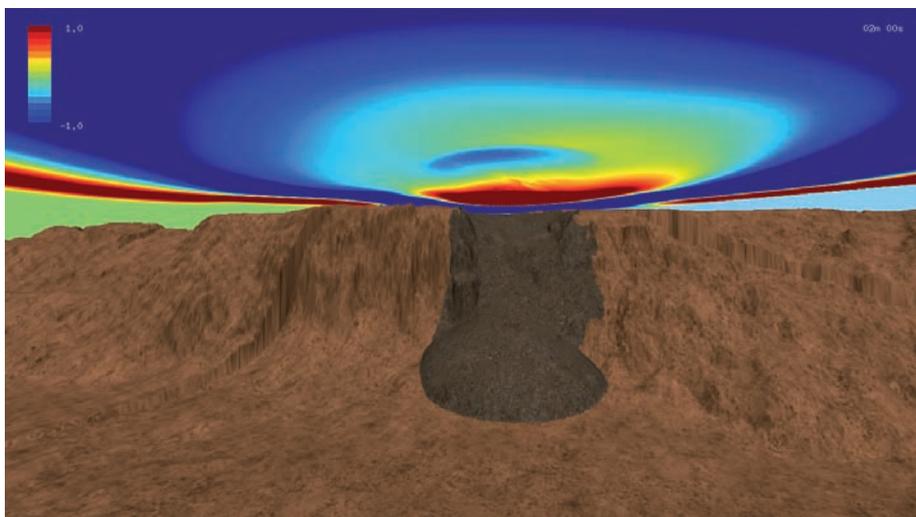


Figura 5.4. Simulación de la avalancha. Deslizamiento en $t = 2$ min.

Finalmente, a los 8 minutos (Figura 5.5), ya se ha formado el abanico submarino y los materiales desplazados se encuentran prácticamente en reposo en su nueva ubicación. A partir de este momento el deslizamiento no genera nuevas ondas. Sin embargo, en la superficie del mar permanecen las perturbaciones de las ondas generadas con anterioridad y que se han propagado en todas direcciones, con diferente forma y amplitud.

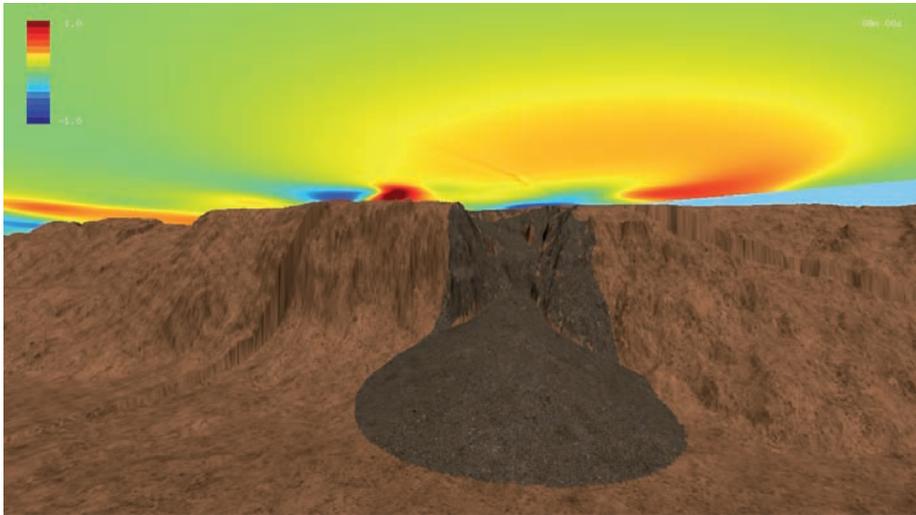


Figura 5.5. Simulación de la avalancha. Deslizamiento en $t = 8$ min.

5.3. Descripción de la generación de la onda

El movimiento repentino de los sedimentos situados en la parte más alta de la dorsal (A en la Figura 5.6) produce un vacío que tiende a ser inmediatamente ocupado por la masa de agua que se encuentra sobre esta ubicación, lo cual genera una onda de depresión (1) en la superficie del mar. Por otra parte, casi de manera sincrónica, el desplazamiento de los materiales hacia el fondo de la cuenca (B), empuja la masa de agua que ocupaba dicho espacio, produciendo nuevas fuerzas de presión y el desplazamiento del agua circundante hacia la superficie del mar y hacia el frente de avance de la avalancha sedimentaria. Estas fuerzas provocan una onda de sobreelevación (2) de menor amplitud que la onda de depresión. Posteriormente, estas dos ondas, (1) y (2), se mueven en direcciones opuestas, expandiéndose a lo largo de la superficie marina (véase la Figura 5.6 para ver este efecto en el modelo conceptual y la Figura 5.7 para comprobar como la simulación numérica lo reproduce). En la fase final de la generación, aparecen nuevas perturbaciones de menor amplitud en la superficie del mar, produciéndose la interacción entre las ondas que se están generando y las que ya se han generado. De esta manera se producen patrones complejos que son el resultado de la interacción no lineal de las ondas, donde la morfología del fondo desempeña un papel fundamental.

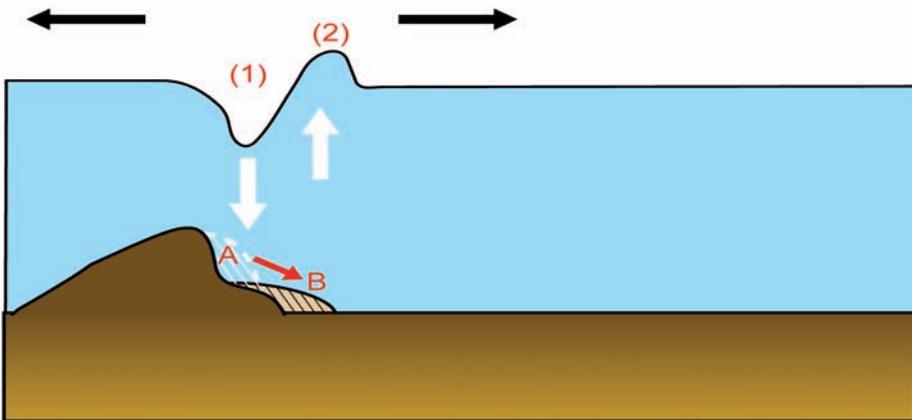


Figura 5.6. Esquema explicativo de la generación de la onda de superficie inicial.

En los primeros momentos de la generación del tsunami, contemplados por un observador situado ligeramente al norte del deslizamiento (punto P1), se ve como la primera onda que llega al punto de observación es de depresión (Figura 5.8), con una amplitud de unos 13 m (por debajo del nivel marino medio). A continuación llegan al punto de observación dos ondas

positivas consecutivas, siendo la segunda de mayor amplitud que la primera, alcanzando una sobreelevación máxima de unos 5 m. Trascurridos los primeros instantes de la propagación se observa como el desplazamiento del tren de ondas se realiza de manera diferente hacia el norte y hacia el sur. Este hecho está condicionado por la presencia de la Dorsal de Alborán, que es en sí misma un obstáculo para la propagación de las ondas hacia el norte.

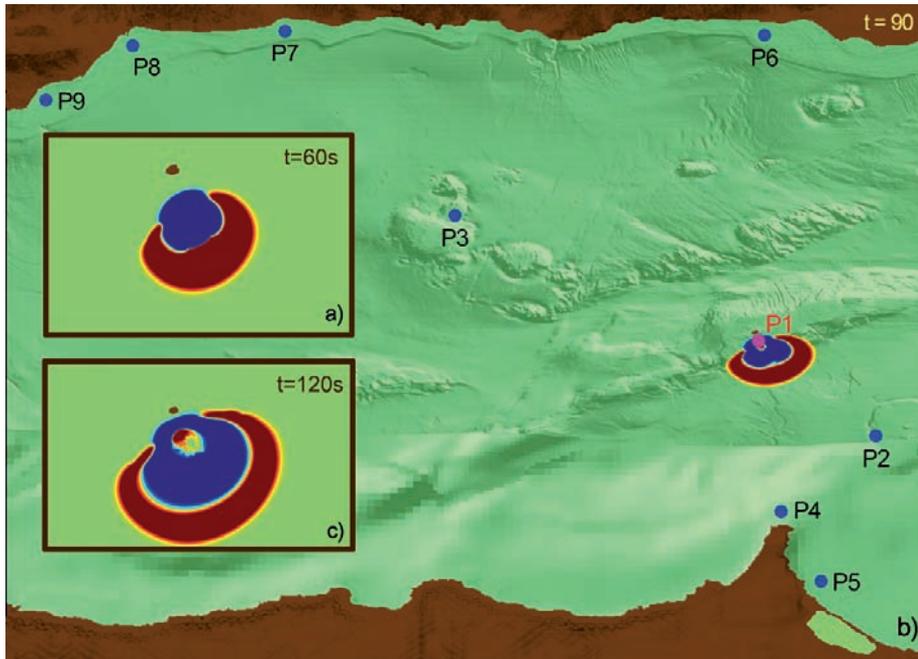


Figura 5.7. Vista en superficie de la onda de tsunami (a) zoom 1 min después del inicio del deslizamiento, (b) vista global al min y 30 seg y (c) zoom a los 2 min. Se observa el carácter expansivo de la onda hacia el sureste, mientras que hacia el noroeste se ve contenido por el efecto barrera que produce la Dorsal de Alborán.

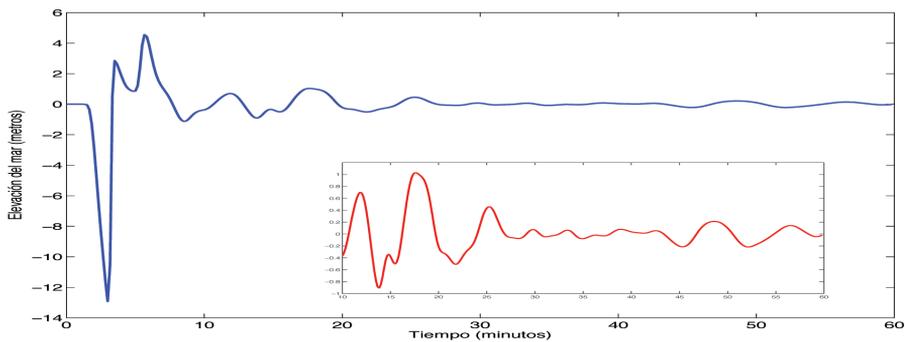


Figura 5.8. Serie temporal de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en las proximidades del punto de generación (Punto P1 en la primera hora (línea azul) y zoom a partir del minuto 10 (línea roja).

5.4. Descripción de la propagación del tsunami

La propagación del tsunami en mar abierto está caracterizada por dos parámetros: (1) la elevación de la superficie libre a su paso y (2) su velocidad de propagación. La elevación de la superficie libre viene determinada, en primer lugar, por la amplitud inicial de las perturbaciones que se generan, que a su vez están relacionadas con la energía liberada por el deslizamiento, es decir, su magnitud. En segundo lugar, la onda, en su recorrido por la superficie marina, verá disminuida su amplitud debido a los efectos de disipación de energía. Estos procesos difusivos y su intensidad dependen, fundamentalmente, de la distancia al punto de generación, del tiempo transcurrido desde el inicio del deslizamiento y de la morfología del fondo marino. La velocidad de propagación, por su parte, depende de la profundidad de la cuenca marina sobre la que la onda se desplaza, siendo esta velocidad igual a \sqrt{gh} , donde g es la aceleración de la gravedad y h la profundidad del lecho marino. Por tanto la ondas se propagan a mayor velocidad en las zonas más profundas y a menor en las zonas más someras.

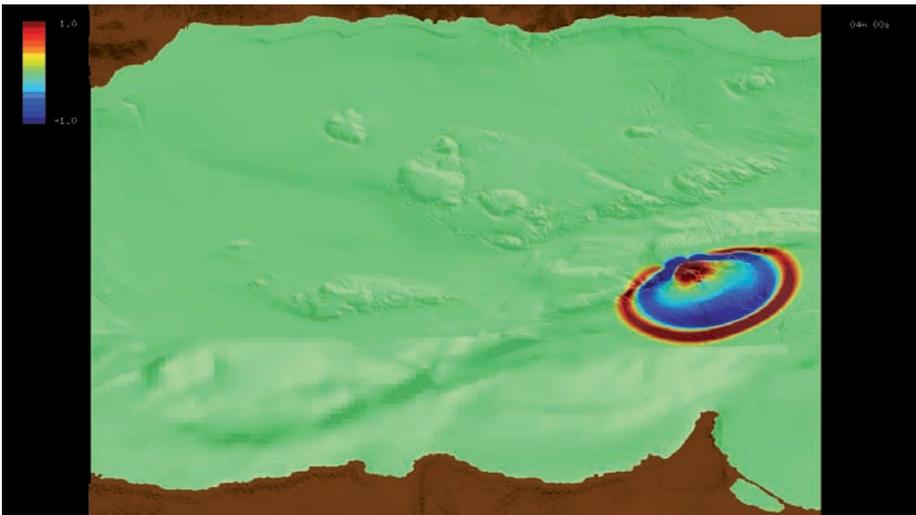


Figura 5.9. Vista aérea de la elevación de la superficie del mar en $t = 4$ min. En azul se representa la onda de depresión que se forma y en rojo la onda de sobreelevación.

La evolución de la onda del tsunami que reproduce el modelo, permite analizar su propagación por la superficie del mar en distintos instantes de tiempo tras el inicio del deslizamiento. La onda positiva se mueve a mayor velocidad hacia el sur de lo que lo hace la onda negativa hacia el norte (Figuras 5.7, 5.9 y 5.10). La diferencia en las velocidades de propagación de ambas ondas hace que la primera vaya “abrazando” poco a poco a la segunda (Figura 5.11).

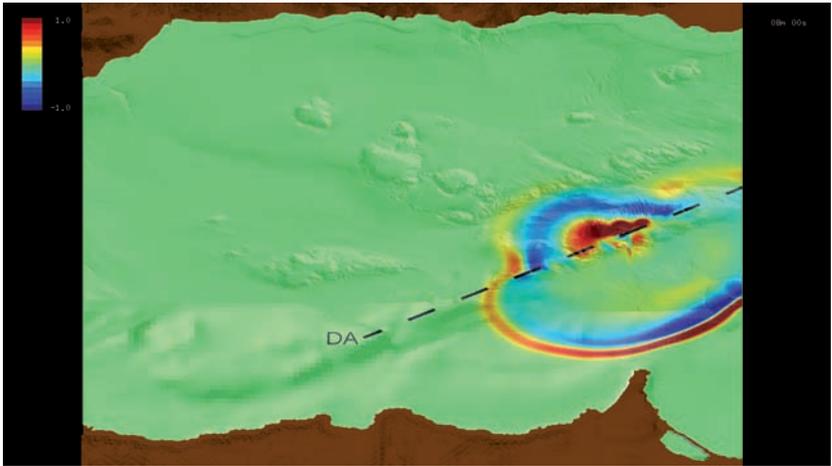


Figura 5.10. Vista aérea de la elevación de la superficie del mar en $t = 8$ min. La línea a trazos DA, corresponde a la elevación del fondo marino conocida como Dorsal de Alborán sobre la que se localiza la isla del mismo nombre.

En los primeros instantes (Figuras 5.7 y 5.9), se observa como la onda presenta una simetría respecto a un eje con orientación NO-SE y en cambio se propaga de una forma asimétrica según el eje de orientación NE-SO, como consecuencia de la ubicación de la Dorsal de Alborán. Esta circunstancia determina que la evolución de la onda positiva que se dirige hacia el sur, así como la onda de depresión que se mueve hacia el norte, vayan adquiriendo morfologías diferentes. En consecuencia, tanto la primera onda de sobreelevación como la primera onda de depresión verán dificultada su propagación hacia el NO por la presencia de dicha Dorsal.

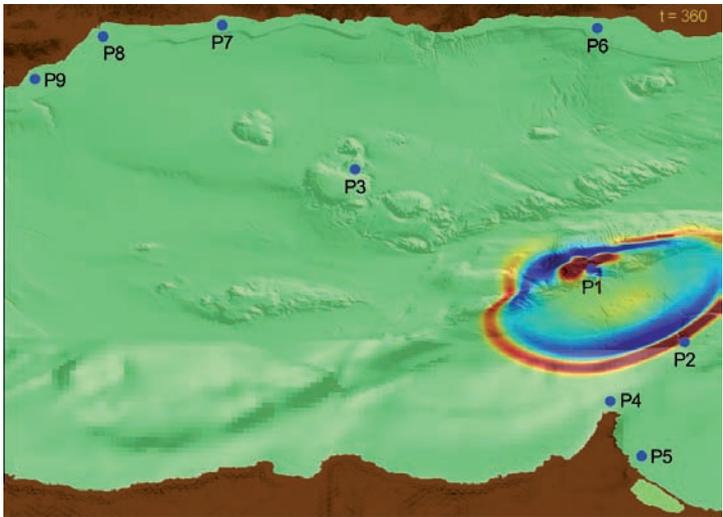


Figura 5.11. Vista en superficie de la onda de tsunami a su llegada a P2 (6 min).

A los 4 min del disparo del tsunami (Figura 5.9), la onda de depresión alcanza una amplitud máxima de 10 metros y la onda de sobreelevación 3,42 metros. En este instante la onda negativa ya ha alcanzado la Isla de Alborán, cuyo efecto se hace notar por la forma que adquiere la perturbación. Sin embargo, por el momento, la Isla de Alborán no se inunda, esto no ocurrirá hasta poco después, cuando impacte sobre ella la onda positiva, lo cual sucederá inexorablemente y la onda pase por encima de este pequeño promontorio emergido.

A los 8 min del inicio (Figura 5.10), se produce una atenuación de la amplitud de la onda de depresión (amplitud máxima de 0,95 m) y, en menor medida, de la onda de sobreelevación (2,49 m). También se observa ahora, con mayor claridad, la asimetría en la propagación del tsunami. La Dorsal de Alborán produce un segundo tren de ondas hacia el norte que se genera cuando la onda sobrepasa la cumbre de dicho accidente fisiográfico. El segundo tren de ondas tiene un configuración positiva-negativa (Figuras 5.10 y 5.11).

A los 10 minutos 20 segundos (Figura 5.12), la primera onda que se propaga hacia el sur llega hasta las costas del Cabo de Tres Forcas con una una amplitud máxima en el dominio de cálculo de unos 1,66 metros en la onda de depresión, mientras que en la onda de sobreelevación es de 1,28 metros. Simultáneamente, hacia el norte, las ondas van sufriendo diversas deflexiones en su propagación, que son la consecuencia de la presencia de nuevos rasgos prominentes en la fisiografía de la Cuenca del Mar de Alborán, como son los altos submarinos de Djibouti, la plataforma marginal de Motril-Djibouti, o el Cañón de Almería.

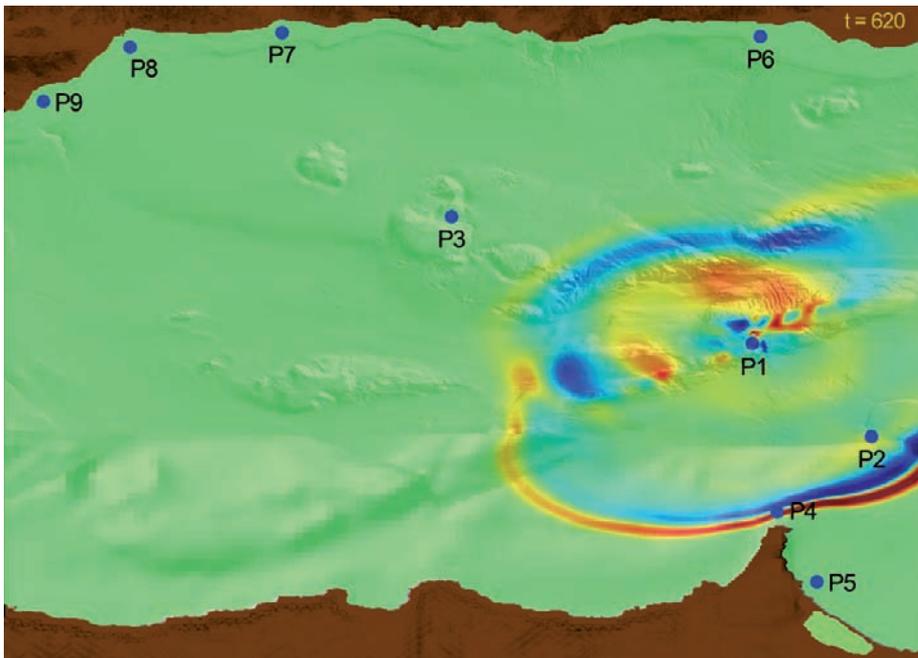


Figura 5.12. Vista en superficie de la llegada de la onda de tsunami al Punto P4 (10 min y 20 seg).

Atendiendo a la distribución espacial de los tiempos de llegada de la onda (Figura 5.13) se puede observar como las isolíneas de tiempo están más separadas en las zonas más profundas y se van aproximando en las zonas someras, a partir del borde de la plataforma, indicando, en este caso, una velocidad de propagación menor. En la zona de generación del tsunami la propagación es más rápida hacia el sur que hacia el norte.

Igualmente, es interesante destacar el efecto que los relieves submarinos provocan en el retardo de las ondas del tsunami. Este efecto se visualiza como irregularidades de las isolíneas de tiempo en forma de V, indicando los lugares en los que la onda se frena como consecuencia de la morfología del fondo (Figura 5.13).

Hay que hacer notar que los frentes de ondas adoptan una configuración paralela en las proximidades a la línea de costa. Este fenómeno se explica por la disminución de la velocidad en la franja costera, que hace que la parte de la onda que viaja por zonas más alejadas y, en general, más profundas, vayan alcanzando a las que se mueven por zonas más cercanas a la costa y, por tanto, más someras.

Así, por ejemplo, puede observarse cómo la onda, desde su impacto en Cabo Tres Forcas hasta su llegada a la costa melillense, se ve ralentizada de forma notable. Del mismo modo, en la costa ibérica, y debido a su desplazamiento sobre fondos menos profundos, la onda llega a la Bahía de Málaga más tarde que a otras zonas más alejadas como puede ser Fuengirola donde llega unos 4 min antes (Figura 5.13).

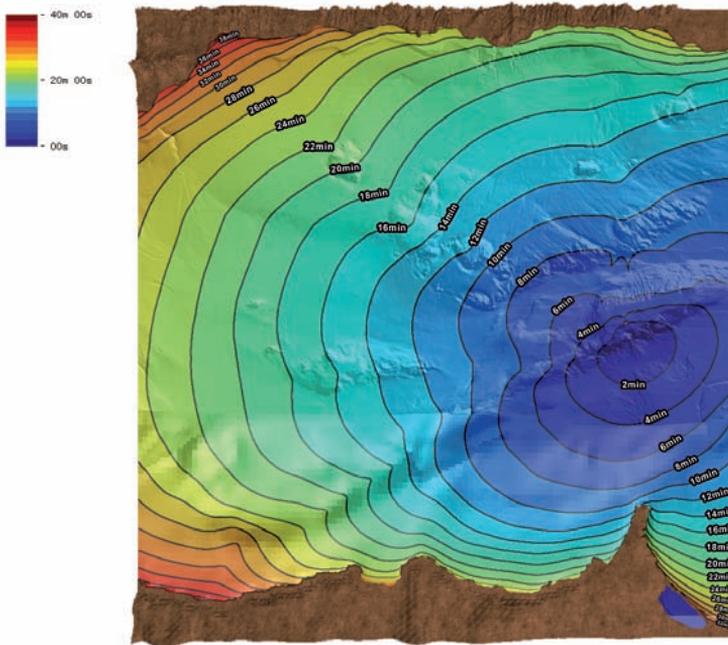
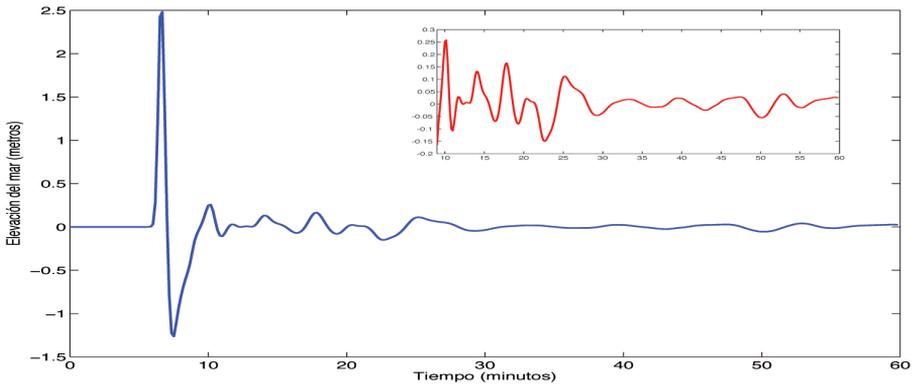
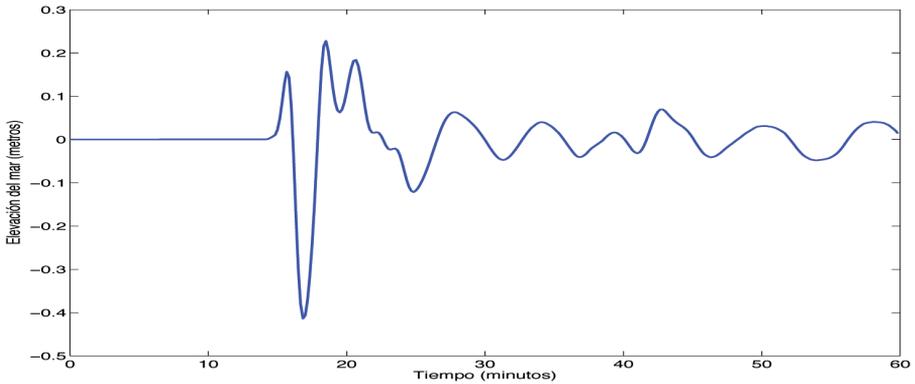


Figura 5.13. Tiempos de llegada del tsunami a las diferentes zonas del dominio.

Para estudiar la propagación del tsunami en mar abierto se han considerado dos puntos de control, P2 y P3. En el Punto P2 (Figura 5.14(a)), al sureste de la zona de generación, la onda tiene un patrón inverso al observado en el Punto P1, llegando a los 6 min una onda positiva de 205 metros, seguida de una onda de depresión de 103 metros. A continuación se forma una sucesión de ondas de mucha menor amplitud, de un orden de magnitud de la decena de centímetros, de forma que 22 minutos después de la primera llegada prácticamente desaparece en este punto la perturbación producida por el tsunami.



(a) Punto P2 (mar abierto al SE de la zona de generación), zoom a partir del minuto 10 en rojo.



(b) Punto P3 (mar abierto al NO de la zona de generación).

Figura 5.14. Serie temporal de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en los puntos de observación P2 y P3.

En el Punto P3, situado al noroeste de la zona de generación, las ondulaciones llegan a los 15 min y tienen menor amplitud que las observadas en los puntos P1 y P2. En primer lugar, llega una onda positiva de pequeña amplitud (Figura 5.14(b)), menos de 20 cm, que es consecuencia de la onda positiva que abrazaba a la onda de depresión. A continuación, llega una onda negativa con una amplitud superior a los 40 cm. Posteriormente llegan a este punto dos ondas positivas, la primera de 25 cm y la segunda de 20 cm que constituyen las ondas más importan-

tes del tsunami en este punto. Estas tres ondas aparecen en un intervalo de unos 6 min desde la primera llegada. Posteriormente y hasta la conclusión de la simulación se observa que persiste un patrón bastante homogéneo con la llegada de hasta 6 ondas positivas de amplitud comprendida entre 5 y 10 cm. Este patrón sucesivo de ondas positivas y negativas menores son el resultado de la propagación del tren de ondas en su desplazamiento hacia la costa, modulando su amplitud por efecto de la interacción con la morfología de la cuenca.

5.5. Llegada a costa

Los principales responsables de la forma y amplitud con que la onda llega a las costas y su impacto final en la franja litoral son: (1) el mecanismo que genera el tsunami, que es el responsable de la morfología inicial de la perturbación y (2) el relieve marino de la cuenca, que determina la posterior propagación de la onda inicial.

Los efectos de la onda del tsunami a su llegada a costa no sólo dependen de la amplitud con la que alcanza sus proximidades, ya que la morfología y orientación de la línea costa, su batimetría y, sobre todo, la topografía del litoral son también factores determinantes.

La configuración de la llegada del tsunami a la costa africana e ibérica presentan sensibles diferencias. Efectivamente, en la costa africana la secuencia de llegada corresponde a la configuración onda positiva-onda negativa, siendo de mayor amplitud la primera (Figura 5.15). Sin embargo, para la costa ibérica la configuración principal observada se corresponde con una onda positiva de pequeña amplitud seguida de dos ondas principales, la primera negativa, que produciría un efecto de retirada del mar a su llegada a la costa, y una segunda onda positiva de mayor amplitud que la primera que, en la mayoría de los casos, produce una inundación con mayor penetración en la franja costera (Figura 5.19). Posteriormente, siguen ondas que, en general, son de menor amplitud, salvo que, debido a fenómenos resonantes¹, aparezcan ondas de mayor amplitud, como es el caso de la Bahía de Málaga.

Es importante considerar que un aspecto significativo en el impacto costero de estas ondas positivas posteriores es que, a pesar de que sean en general de menor amplitud, poseen una mayor capacidad de penetración en la costa, haciéndolo, además, a mayor velocidad, al desplazarse sobre terrenos ya inundados donde los efectos de rozamiento se hacen menores, razón por la cual la penetración del tsunami y sus efectos destructivos serían mayores de los que la simulación presenta. Este comportamiento se puso de manifiesto mediante las grabaciones que se realizaron durante el megatsunami de Indonesia. A pesar del interés e importancia que tiene recoger este tipo de comportamiento en los modelos matemáticos, es algo que aún no se ha hecho. El modelo utilizado en este estudio tampoco recoge estos efectos, pero serán implementados en futuras versiones que se desarrollen.

Un efecto importante a tener en cuenta es la disminución de velocidad de la onda principal a su llegada a la costa. Esta reducción en la velocidad de propagación hace que las masas de agua

¹ Fenómeno por el cual dos o más ondas de igual frecuencia interaccionan entre sí de forma que sus efectos se amplifican produciendo una onda de mayor amplitud que las de partida.

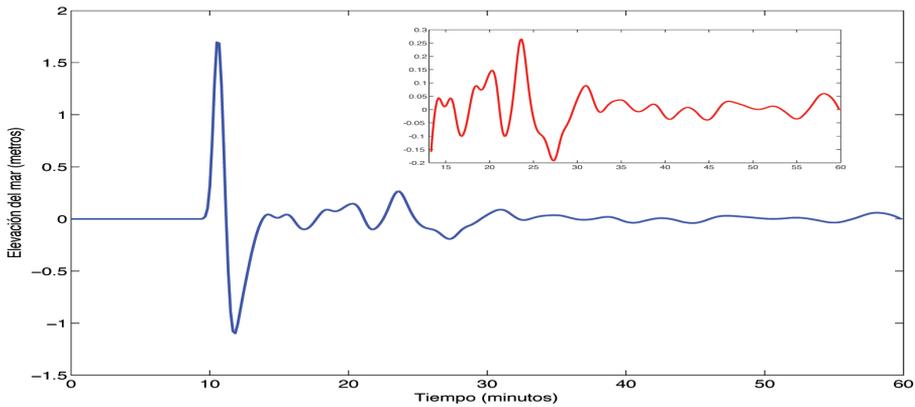


Figura 5.15. Serie temporal de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en el Punto P4 (Cabo Tres Forcas) en la primera hora (línea azul) y zoom a partir del minuto 13 (línea roja).

que se desplazan por detrás de ella a mayor velocidad, produzcan una acumulación vertical del agua, lo cual genera un aumento de la amplitud en los instantes previos a su impacto en la costa.

Un efecto importante a tener en cuenta es la disminución de velocidad de la onda principal a su llegada a la costa. Esta reducción en la velocidad de propagación hace que las masas de agua que se desplazan por detrás de ella a mayor velocidad, produzcan una acumulación vertical del agua, lo cual genera un aumento de la amplitud en los instantes previos a su impacto en la costa.

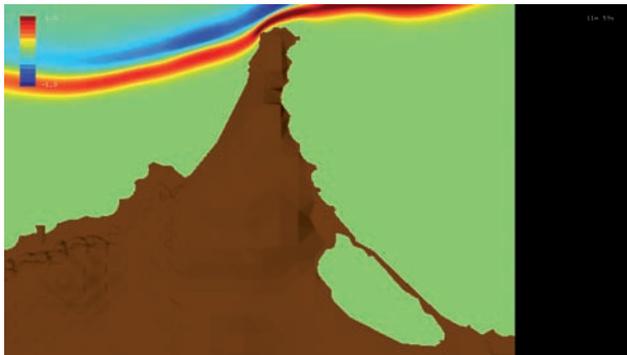
El frente del tsunami llega en primer lugar al Cabo Tres Forcas, unos 12 min después de la generación del tsunami, tras lo cual el frente va alcanzando, progresivamente, las diferentes regiones de la costa africana, llegando a la ciudad de Alhucemas a los 25 min (Figura 5.13). El frente del tsunami alcanza por primera vez la costa suribérica a los 22 min en el Cabo Sacratif (costa de Granada), a los 24 min al Campo de Dalias (costa de Almería), a los 28 min a Torrox, a los 34 min a Fuengirola y Benalmádena y a los 38 min a la ciudad de Málaga, todas ellas en la Costa del Sol.

Por último, hay que destacar que, una vez que la onda llega a la costa e impacta sobre ella, se producen reflexiones que, en función de la morfología de la línea de costa y de la batimetría, pueden provocar efectos resonantes, amplificando la amplitud de la onda de llegada y provocando, en ocasiones, una segunda inundación de mayores proporciones que la primera. Estos efectos son de especial relevancia en la Bahía de Málaga y la costa de Fuengirola y en algunas zonas de la costa granadina. Este fenómeno se puede también observar en las animaciones de las dos zonas que se comentan y que se incluyen en el DVD adjunto.

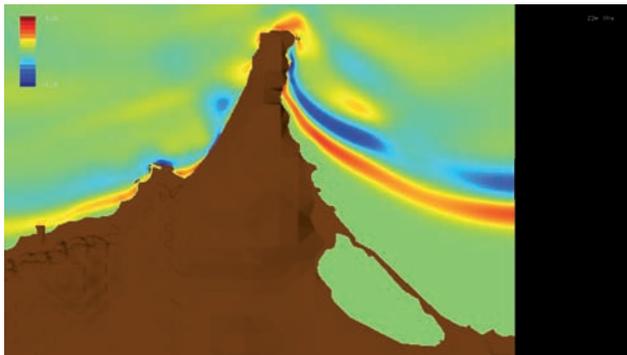
A continuación se describen las características de la llegada de la onda del tsunami a tres zonas costeras que se han considerado como más representativas (Zonas 1, 2 y 3 en la Figura 5.1), así como su geometría, su impacto y su deflexión y reflexión.

5.5.1. Cabo Tres Forcas/Melilla

El entorno al Cabo Tres Forcas es la primera zona sobre la que impacta el tsunami, alrededor de 11 minutos después de su generación (Figura 5.13). La primera onda que alcanza la costa corresponde a la onda positiva producida en el inicio del tsunami. En la Figura 5.15 que corresponde a la serie temporal de la elevación del nivel del mar en el punto de control P4, situado al norte del cabo, se observa este comportamiento. A los 10 min de la generación del tsunami llega una onda positiva que supera los 105 m de amplitud y es seguida de una segunda onda negativa o de depresión de aproximadamente 1 m de amplitud. Posteriormente, alcanza la costa un tren de ondas de pequeñas amplitudes.



(a) Tiempo $t = 12$ min.



(b) Tiempo $t = 22$ min.

Figura 5.16. Vista aérea de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en distintos instantes de tiempo en las proximidades de Cabo Tres Forcas/Melilla.

Se aprecian ciertas diferencias entre la llegada de las ondas al oeste y al este del Cabo Tres Forcas (Figura 5.16). Así al oeste, las ondas llegan antes a la costa (a partir de los 12 min de iniciarse el tsunami) y tienen un comportamiento más regular, mientras que al este las ondas se atrasan, llegando a partir de los 22 min, elevándose bajo la influencia del promontorio del Cabo Tres Forcas. A pesar de la rápida llegada del frente del tsunami a estas costas, la presencia de un promontorio submarino en la prolongación del cabo, produce un efecto de protección del entorno de la ciudad de Melilla al generar una deflexión en la geometría en planta que presenta el frente del tsunami, retrasando así su llegada unos 10 minutos.

El frente del tsunami no llegará al Punto P5, localizado en las proximidades de la Melilla, hasta aproximadamente 23 min de haberse producido (Figura 5.17), manteniendo un patrón de onda positiva-onda negativa. Se caracteriza por una elevación máxima inicial de 1,01 m y una depresión secundaria de 1,2 m, así como por la posterior llegada de un tren de ondas de menor amplitud (entre 0,25 y 0,1 m).

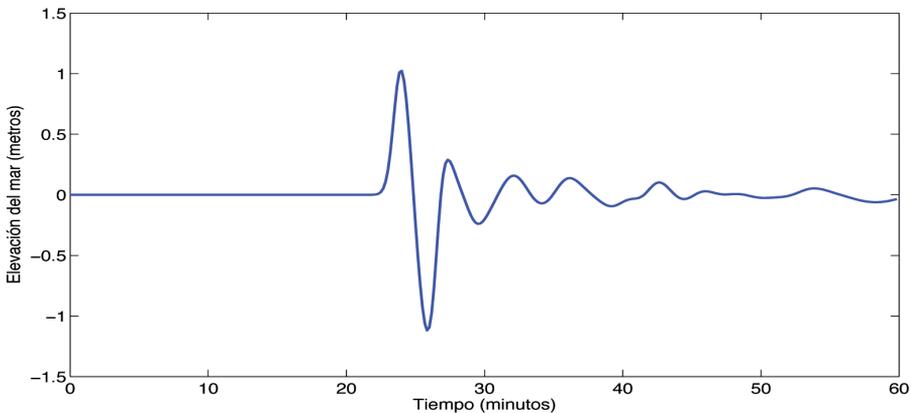


Figura 5.17. Serie temporal de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en el Punto P5 (Melilla).

5.5.2. Costa Granadina-Almeriense

La zona denominada costa granadina-almeriense comprende desde Calahonda, en las proximidades de Motril (Granada), a poniente, hasta Roquetas de Mar (Almería), a levante. La configuración del tren de ondas de tsunami que llega a esta costa corresponde al esquema onda positiva de pequeña amplitud seguida de la onda negativapositiva de mayor amplitud (Figura 5.18). Le suceden varias ondas de menor amplitud, tal como se puede observar en la serie temporal del Punto P6 (Adra) (Figura 5.19).

Las amplitudes de las ondas que llegan son de unos 20-30 cm para la primera onda positiva, alrededor de 103 m para la onda negativa y, posteriormente, de alrededor de 1 m para la siguiente onda positiva. El tiempo de llegada a costa se produce alrededor de los 22 minutos después del inicio del tsunami, alcanzándose en primer lugar la zona del entorno del Cabo Sacratif en la provincia de Granada, y a continuación el tramo costero oeste comprendido entre Motril y Adra (Figuras 5.18 y 5.20(a)).

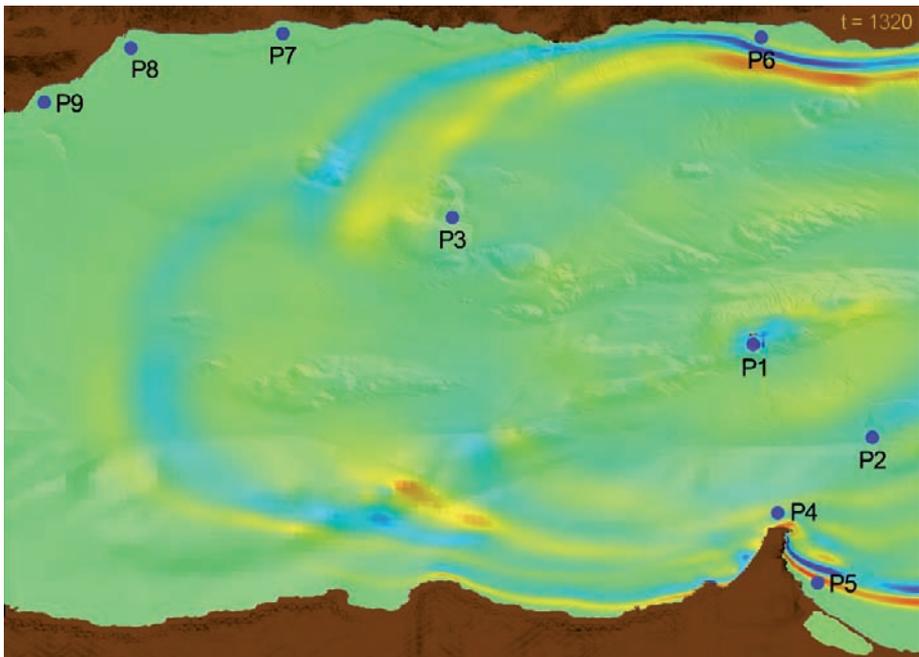


Figura 5.18. Vista en superficie de la llegada de la onda de tsunami a los Puntos P5-P6 (22 min).

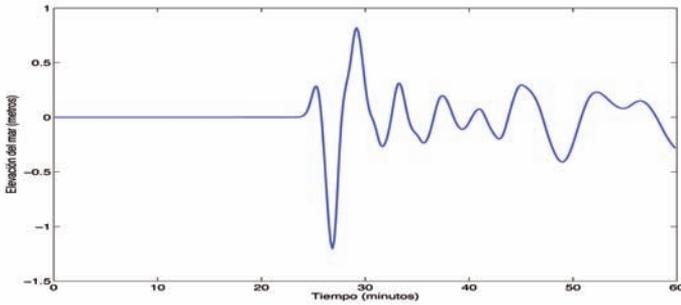
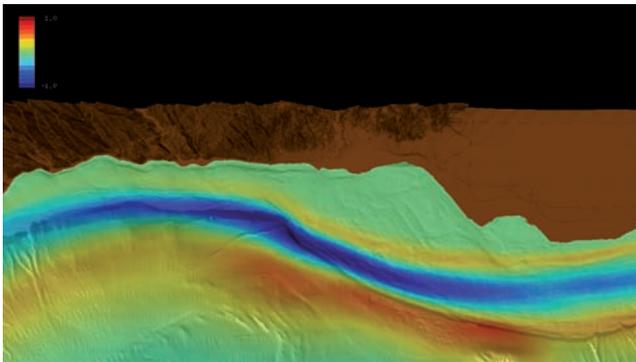
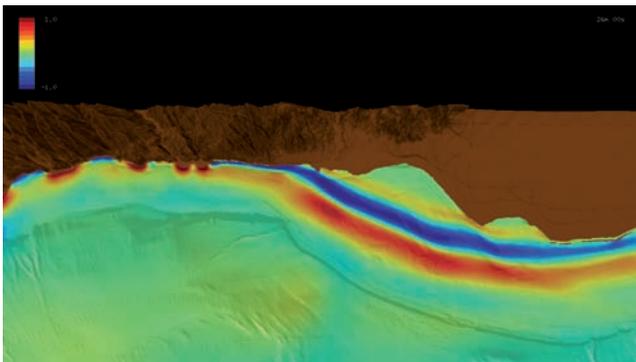


Figura 5.19. Serie temporal de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en el Punto P6 (Adra).

En esta zona, la abrupta orografía de la costa, caracterizada por la presencia de diversos cabos, produce reflexiones de las ondas que impactan en la costa y que en muchos casos alcanzan prácticamente la misma amplitud que las ondas incidentes iniciales (Figura 5.20(b) y 5.21).



(a) Tiempo $t = 22$ min.



(b) Tiempo $t = 26$.

Figura 5.20. Vista aérea de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en distintos instantes de tiempo en la Zona 2.

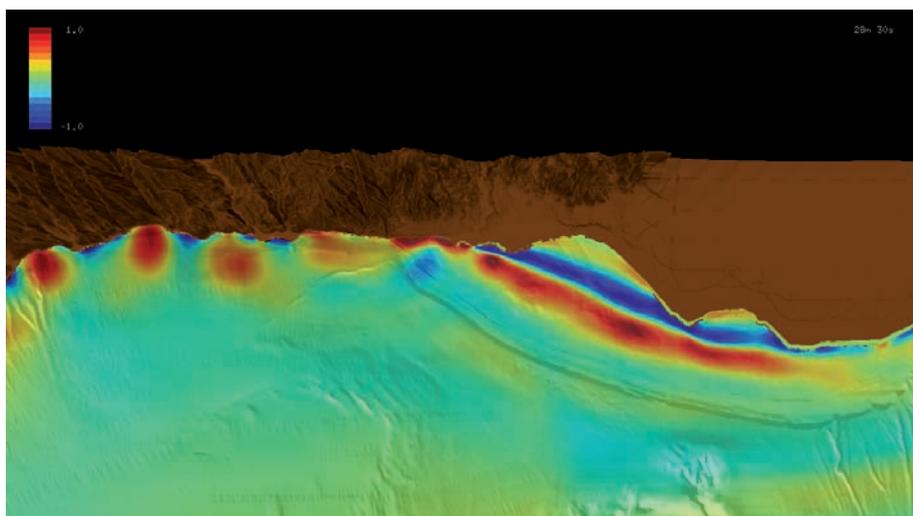


Figura 5.21. Vista aérea de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en la Zona 2. Tiempo $t = 28$ min y 30 seg.

5.5.3. Costa Malagueña

En esta sección se considera el tramo de costa comprendido entre Fuengirola, en el límite occidental del dominio computacional considerado, y la localidad de Torre del Mar al este. Para ello se han considerado tres puntos de control que de este a oeste son los puntos P7 (frente a la localidad de Torre del Mar), P8 (frente a la ciudad de Málaga) y P9 (frente a la población de Fuengirola) (Figura 5.22). En la Tabla 5.2 se indican las características de la onda del tsunami a su llegada a Málaga, el núcleo de población costero más importante de la zona de estudio.

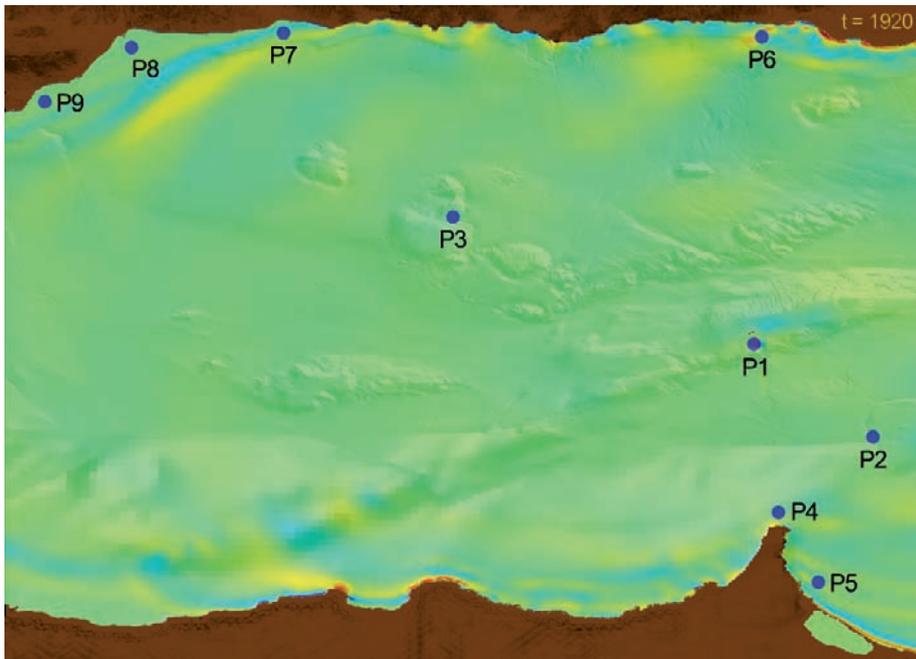


Figura 5.22. Vista en superficie de la onda de tsunami en el tiempo de llegada al Punto P7 (32 min).

La configuración del tren de ondas en este sector corresponde, básicamente, a una onda positiva de pequeña amplitud, seguida de una onda negativa y otra positiva de mayor amplitud, si bien el patrón es más complejo en el interior de la Bahía de Málaga, debido al desarrollo de diversas reflexiones tras la primera llegada.

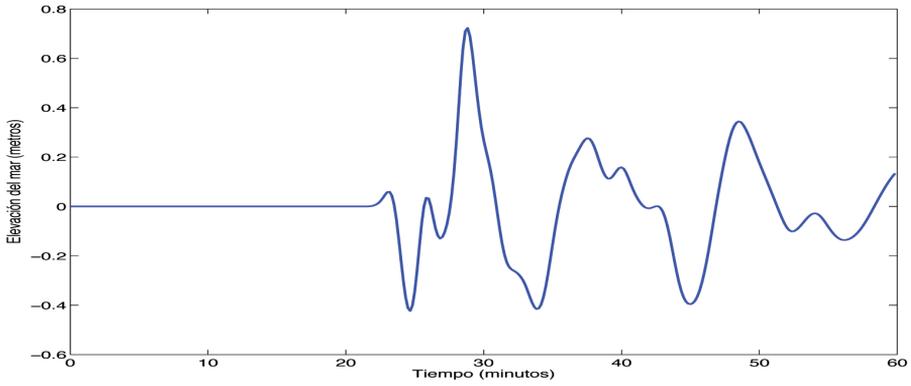
Distancia desde el origen de generación	≈ 160 km
Tiempo de llegada primera onda	38 min
Velocidad media de propagación	≈ 250 km/h
Velocidad máxima	≈ 400-420 km/h
Tiempos de llegada de las ondas positivas de mayor amplitud	42, 48 y 56 min.
Rango elevaciones superficie del mar (en P8)	-0,45/0,45 m.
Máxima elevaciones superficie del mar en costa	hasta unos 0,8 m.
Penetración en la línea de costa	200-300 m.

Tabla 5.2. Datos descriptores de la llegada de la onda a Málaga.

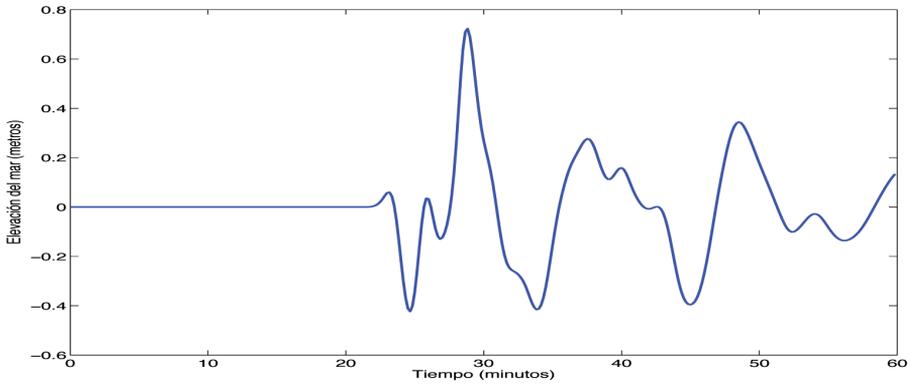
Aunque el esquema básico es similar en los tres puntos (Figuras 5.23(a), 5.23(b) y 5.23(c)) se observan ligeras pero significativas diferencias entre ellas. Las amplitudes de las primeras ondas positivas se encuentran aproximadamente entre 5 y 10 cm en los tres puntos, así mismo la siguiente onda negativa alcanza aproximadamente 40 cm en las tres estaciones, si bien se aprecian diferencias en la siguientes llegadas. La segunda onda positiva alcanza un valor próximo a 50 cm en el Punto P7 y de 35 cm en el Punto P8, pero sólo llega a 10 cm en el caso del Punto P9. Por otro lado, la tercera onda positiva se eleva hasta superar los 20 cm en el Punto P7, los 45 cm en el Punto P8 y prácticamente 60 cm en el Punto P9. Es importante destacar que en los dos últimos puntos es dicha onda que alcanza la mayor elevación.

Es interesante señalar que en Torre del Mar (Figura 5.23(a)) las ondas que llegan a la costa son las que tienen las mayores longitudes de onda de las que se han analizado. El aspecto diferencial más reseñable en la morfología de la onda a su llegada a la Bahía de Málaga (Figura 5.23(b)), es que la tercera onda positiva, que sucede a una segunda onda negativa, adquiere una amplitud superior a la anterior, contrariamente a lo que cabría esperar. Esta sobre elevación se debe a efectos resonantes de las ondas que chocan contra las proximidades de la costa para luego unirse y amplificar sus efectos. Asimismo, en el sector comprendido entre Fuengirola y Torremolinos el tren de ondas se caracteriza por la llegada inicial de dos ondas positivas de pequeña amplitud, tras las cuales llega la tercera onda positiva de mayor amplitud (Figura 5.23(c)).

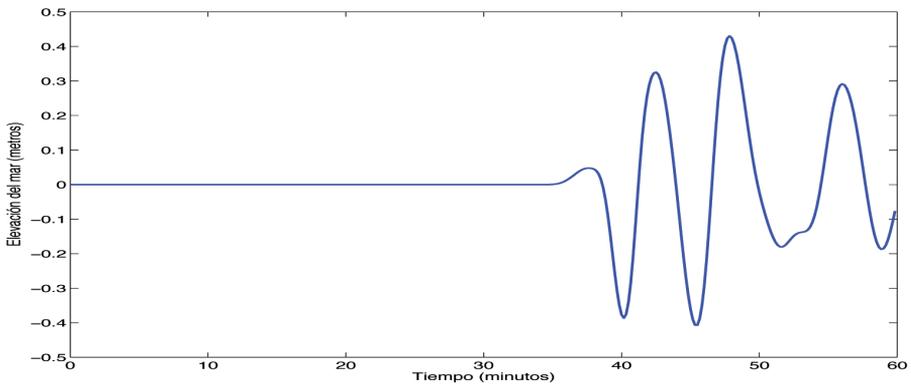
Atendiendo a los tiempos en los que se produce la llegada de las diferentes ondas del tsunami se observa como la llegada a la costa de la primera onda se produce a los 32 min del inicio alcanzándose, en primer lugar, en la zona costera próxima a Torre del Mar. En este sector la onda se propaga de este a oeste forzada por la orientación de la costa, dirigiéndose hacia la ciudad de Málaga. Aquí la onda llega unos minutos más tarde, a partir de los 36 min, con posterioridad a otros puntos situados más al oeste como, por ejemplo, Fuengirola a donde llega a los 32 min o a Torremolinos donde lo hace poco después, aproximadamente a los 33 min. (Figura 5.23).



(a) Punto P7 (Torre del Mar).



(b) Punto P8 (Bahía de Málaga).

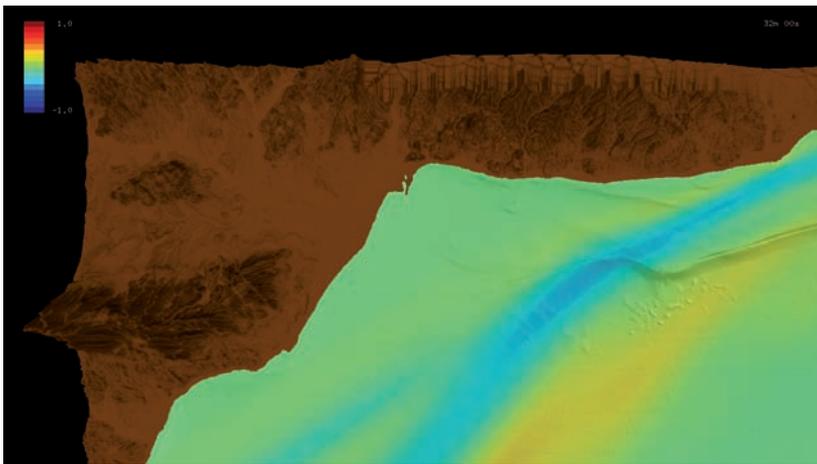


(c) Punto P9 (Fuengirola).

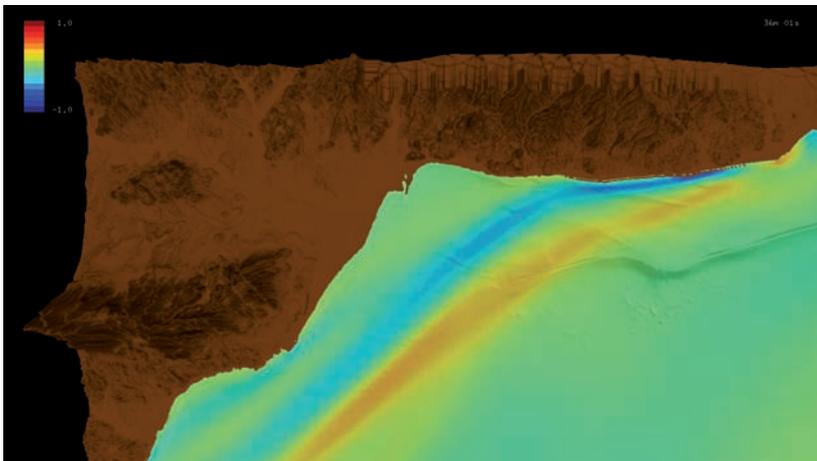
Figura 5.23. Serie temporal de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en los puntos de observación en la Costa del Sol.

La ola que corresponde a la máxima elevación llegaría a Torre del Mar 38 min después de haberse producido el tsunami formando parte de la segunda ola positiva, mientras que a Málaga llegaría a los 48 min, y a Fuengirola a los 43 min y en ambos casos corresponde a la tercera onda positiva.

Las diferencias de tiempos que se observan en las llegadas, y en especial el retraso con el que el tsunami llega a la ciudad de Málaga que se situá más próxima al punto de generación del tsunami que otras poblaciones localizadas más al oeste, se debe, fundamentalmente, a la presencia de una serie de altos submarinos que la onda del tsunami encuentra en su camino desde la zona de generación hasta la capital malagueña (Figura 5.24). El relieve de la cuenca,



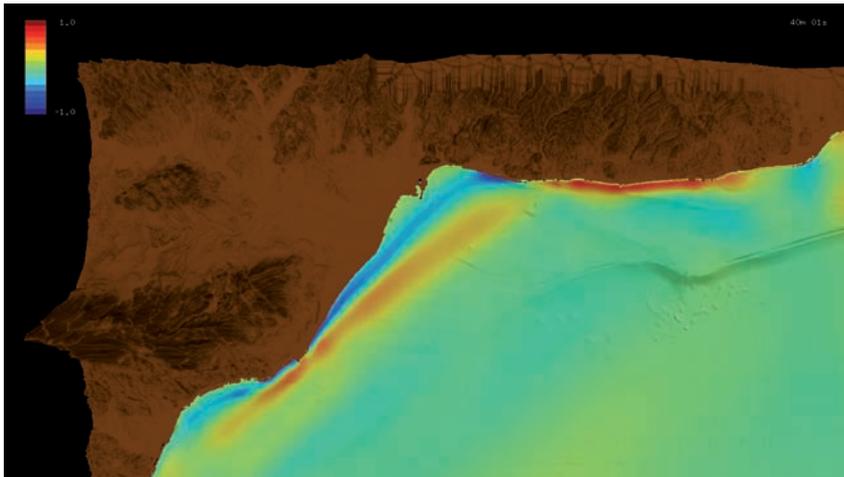
(a) Tiempo $t = 32$ min.



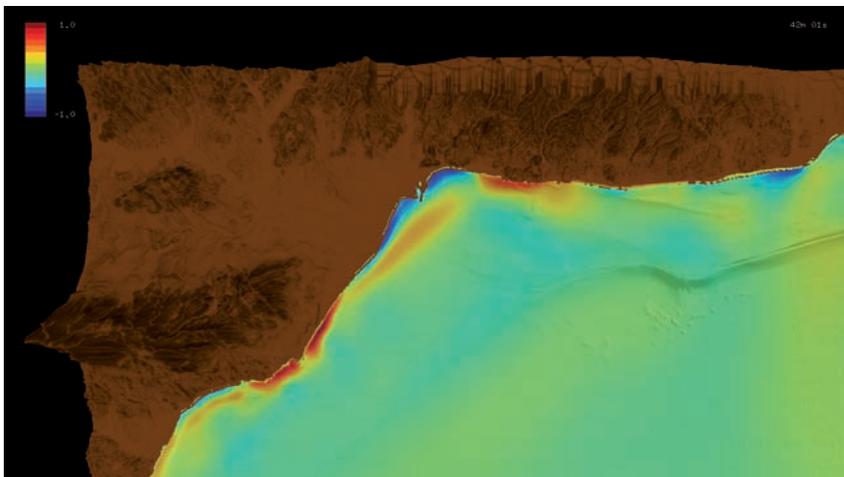
(b) Tiempo $t = 36$ min.

Figura 5.24. Vista aérea de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en distintos instantes de tiempo en la Zona 3 (Fuengirola-Málaga-Torre del Mar).

por tanto, hace que se ralentice la velocidad de la onda y se retrase su llegada unos minutos. Por otro lado, hay que indicar que el frente de ondas llega a esta zona con una orientación NE-SO influenciada por la anchura de la plataforma continental frente a la Bahía de Málaga. Por lo tanto la llegada se produce de forma oblicua en el tramo de costa comprendido entre Torre del Mar y Málaga de orientación E-O, mientras que lo hace de forma paralela a la costa en el tramo comprendido entre Málaga y Fuengirola. Además las diferencias de orientación de los dos tramos de costa genera diversas reflexiones en la zona de la Bahía de Málaga (Figuras 5.25 y 5.26). Estas ondas producidas como reflexiones constituyen la tercera llegada positiva y tienen mayor importancia a partir de los 42 min.

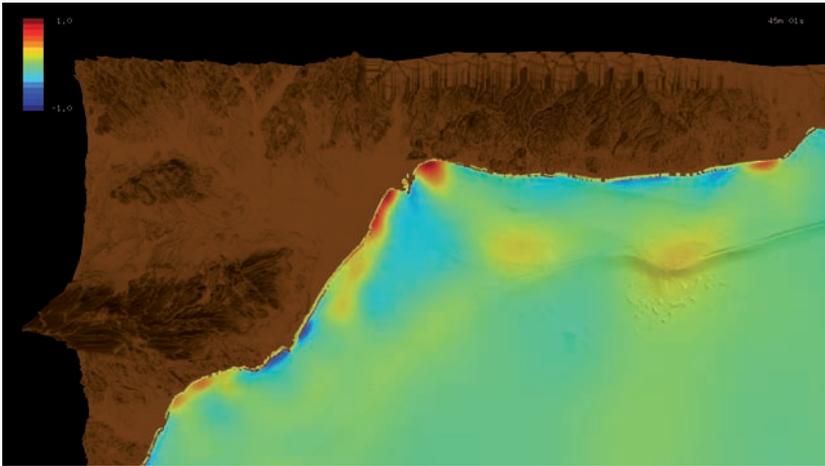


(a) Tiempo $t = 40$ min.

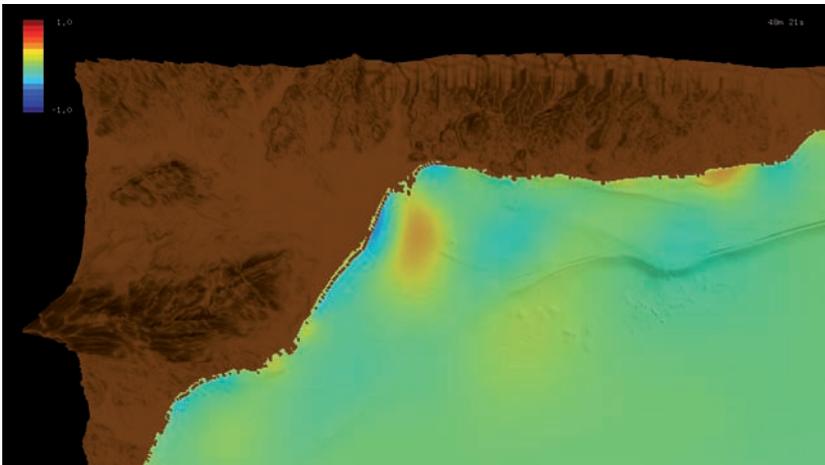


(b) Tiempo $t = 42$ min.

Figura 5.25. Vista aérea de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en distintos instantes de tiempo en la Zona 3 (Fuengirola-Málaga-Torre del Mar).



(a) Tiempo $t = 45$ min.



(b) Tiempo $t = 48$ min. 21 s.

Figura 5.26. Vista aérea de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en distintos instantes de tiempo en la Zona 3 (Málaga).

El diferente patrón de las ondas a su llegada a puntos tan próximos de la costa se produce por causa de la distinta orientación de la línea de costa, que hace que las ondas incidan de forma oblicua en unas zonas y de forma más paralela en otras. En ocasiones, las ondas se canalizan tras su impacto en la costa en una u otra dirección y, por ejemplo, en la Bahía de Málaga hace que esas dos ondas laterales confluyan y unan sus efectos en las aguas que bañan las costas frente a la capital malagueña. Con ello se vuelve a evidenciar que la morfología del fondo del litoral submarino en las proximidades de la costa desempeña un papel fundamental en la forma que adopta la onda a su llegada a la costa.

5.6. Inundación de la franja costera

Como se ha descrito en los apartados anteriores, las ondas que siguen a las que llegan en primer lugar son, en general, de menor amplitud, excepto en los casos en los que debido a fenómenos resonantes, como es el de la Bahía de Málaga, aparecen ondas secundarias de mayor amplitud. Hay que considerar que estas ondas positivas y de menor amplitud posteriores a la onda primaria tienen una mayor capacidad de penetración en la costa y tienen, por tanto, un impacto costero mayor, debido a que se desplazan sobre terrenos ya inundados donde los efectos de rozamiento se hacen menores. Este comportamiento se puso de manifiesto en las grabaciones que se realizaron durante el megatsunami de Indonesia. A pesar del interés e importancia que tiene el hecho de recoger este tipo de comportamiento en los modelos matemáticos, es algo que aún no se ha hecho. El modelo utilizado en este trabajo, tampoco recoge estos efectos, pero será implementarlos en futuras versiones. En conclusión, los efectos de la inundación de la franja costera en el caso estudiado, probablemente sean mayores que los obtenidos en esta primera modelización.

Hay que señalar, sin embargo, que no se puede entrar en el detalle de las inundaciones producidas en la costa africana, puesto que la resolución de los datos topobatemétricos utilizados en esta zona es relativamente baja y no permiten este tipo de discusión. En esta zona, se han usado datos de la General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) con una resolución de un minuto de arco², lo que equivale a una milla náutica (1.852 m).

En el entorno de Melilla, la penetración de la onda tsunamigénica es menor que en las costas ibéricas, debido a la naturaleza escarpada de la línea de costa. El hecho más llamativo es la desaparición casi completa de la barrera costera del lagoon de la Mar Chica, que se produce a los 40 min de haberse generado el tsunami, probablemente como consecuencia de la acción de olas secundarias reflejadas en la parte oriental del Cabo Tres Forcas (Figura 5.27). En cuanto a la inundación de la zona costera en la ciudad de Melilla, la onda ocuparía unos 350 m del litoral mientras que en el entorno del Cabo Tres Forcas este valor es prácticamente nulo, excepto en pequeñas calas donde la onda podría penetrar unos 100-150 m.

En la costa ibérica, entre Albuñol y Adra, la zona más afectada por las ondas es el Campo de Dalias, donde se inunda una franja costera de 900 m de anchura (Figura 5.28). Ya en Adra, donde se observan efectos resonantes, la inundación es menor, oscilando la inundación máxima entre los 400 y los 275 m. Es en la costa de Balerma y en la zona más oriental del delta del Río Adra, donde la inundación es más extrema.

² Las líneas de costa españolas y africanas han sido proporcionadas por el I.E.O. con una resolución de 10 m.

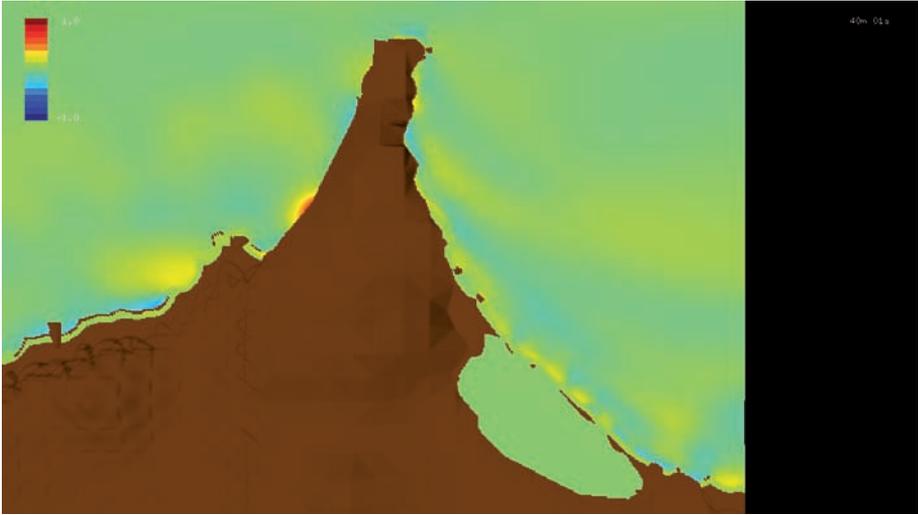


Figura 5.27. Vista aérea de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en las proximidades de Cabo Tres Forcas/Melilla. Tiempo $t = 40$ min.

En el tramo de costa entre Adra y Motril la inundación es mínima (Figuras 5.28 y 5.29), sólo destacan algunas pequeñas calas donde la onda puede penetrar unos 200 m. En la zona del Puerto de Motril y el delta del Río Guadalfeo, vuelve a aumentar la zona inundada, pero no llega a alcanzar los valores del Campo de Dalías. En el Puerto de Motril la inundación máxima llega hasta los 250 m.

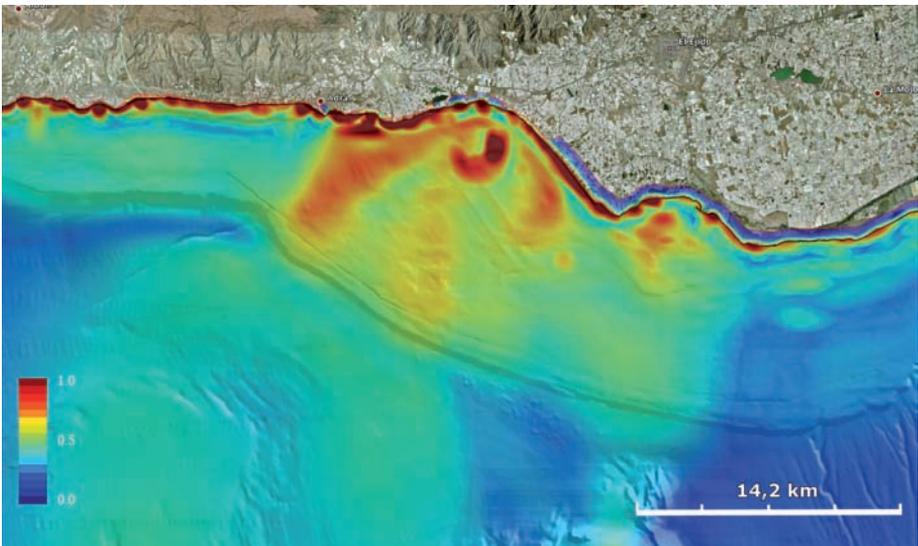


Figura 5.28. Representación de las amplitudes máximas en el sector de costa comprendido entre Albuñol y El Ejido

Desde aquí hasta Málaga, destacan dos zonas de máxima inundación: el delta del Río Torrox (Figura 5.30) y en el Rincón de la Victoria (Figura 5.31), con 180 m y 250 m de zona litoral inundada, respectivamente. Ya en las inmediaciones de la capital de la Costa del Sol, el barrio malagueño de la Malagueta, la zona de San Andrés y la desembocadura del Río Guadalhorce son los tramos de costa con una mayor inundación (Figuras 5.33, 5.34). En la Malagueta, la onda penetra 355 m como máximo, en San Andrés unos 350 m, y en el Río Guadalhorce llega incluso a los 400 m.

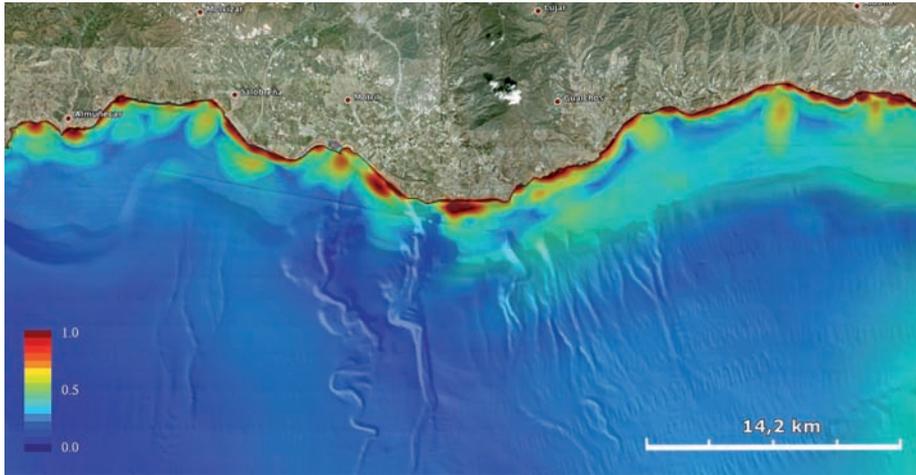


Figura 5.29. Representación de las amplitudes máximas en el sector de costa comprendido entre Almuñécar y Albuñol.



Figura 5.30. Representación de las amplitudes máximas en el sector de costa comprendido entre La Caleta y Almuñécar.

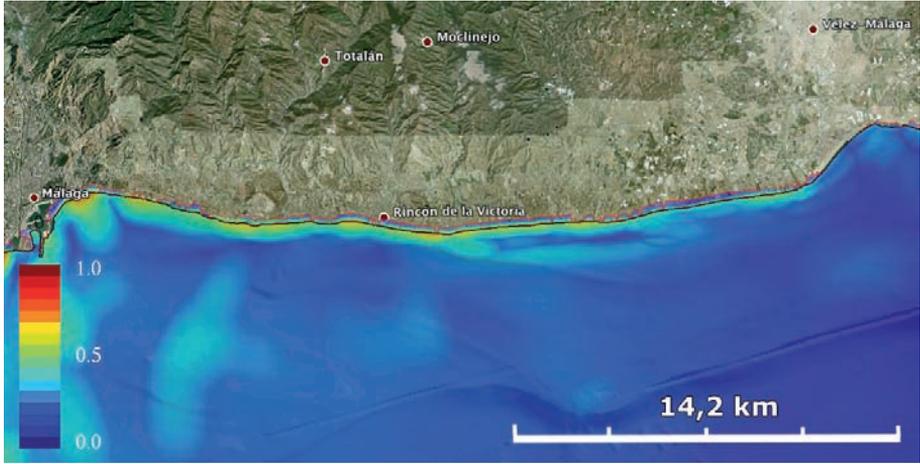


Figura 5.31. Representación de las amplitudes máximas en el sector de costa comprendido entre Málaga y La Caleta

En la zona occidental del área de estudio, al oeste del Río Guadalhorce, es donde se alcanzan mayores valores de inundación, unos 290-300 m del espacio litoral (Figura 5.32) en las localidades de Benalmádena y Fuengirola.

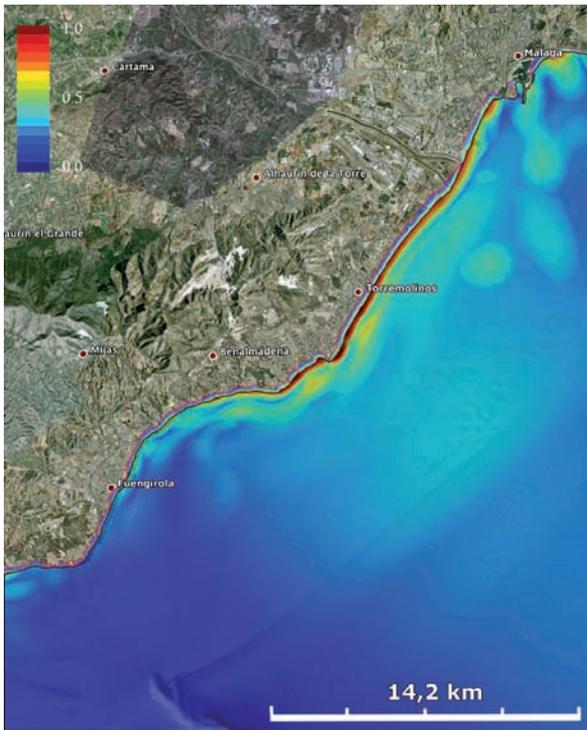


Figura 5.32. Representación de las amplitudes máximas en el sector de costa comprendido entre Fuengirola y Málaga.



Figura 5.33. Detalle de la zona inundada en la costa en las proximidades de la desembocadura del Río Guadalquivir (Málaga oeste) para $t = 45$ min.



Figura 5.34. Detalle de la zona inundada en la costa en las proximidades de la desembocadura del Río Guadalquivir (Málaga oeste) para $t = 49$ min.

5.7. Análisis de las amplitudes máximas

Un aspecto interesante de la simulación de este tsunami es el estudio de las amplitudes máximas obtenidas, esto es, las mayores elevaciones o depresiones que la onda alcanza a medida que avanza hacia la costa.

En primer lugar se han analizado los puntos donde se observan las mayores amplitudes positivas y negativas, a tenor del doble carácter (positivo-negativo) obtenido en el modelo de generación de la onda (Figuras 5.35 y 5.36). El punto donde se alcanza la máxima elevación está situado ligeramente al sur de la zona de generación. Es por tanto uno de los primeros puntos a los que llega la onda positiva que se desplaza en esta dirección. La amplitud máxima resultante en este punto llega a unos 16 m, y ello es consecuencia directa del elevado volumen de sedimento que se ha desplazado en un corto periodo de tiempo pendiente abajo. Esta amplitud máxima se reducirá posteriormente como consecuencia de los efectos de disipación de energía, distando bastante de las amplitudes máximas que se observan en las zonas lejanas al lugar de generación.

De forma similar se han estudiado las amplitudes en el punto donde se produce la máxima depresión y que también está cercano a la zona de generación pero en este caso se situó ligeramente al norte de ella. Considerando que la máxima depresión mencionada alcanza los 25 m (Figura 5.36), es fácil de imaginar el gran volumen de material que se está desprendiendo en una escala de tiempo muy pequeña. De nuevo se comprueba que estas amplitudes irán reduciéndose a medida que avanza el tiempo, debido a los mecanismos de disipación de energía.

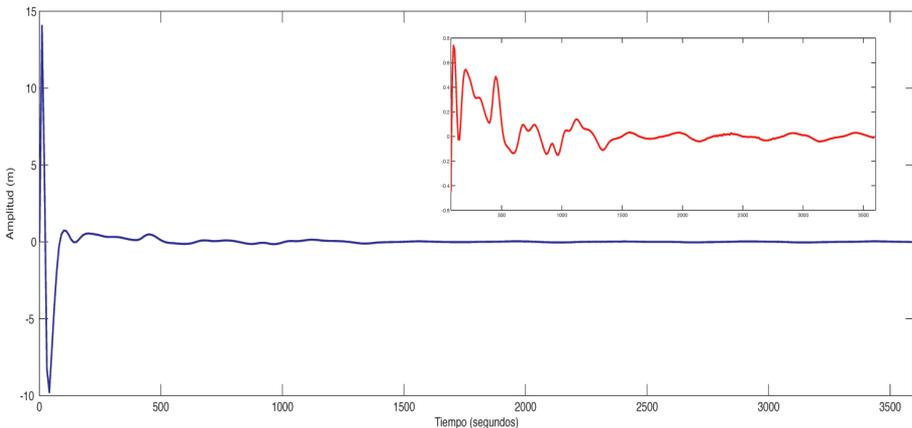


Figura 5.35. Serie temporal de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en el punto del dominio donde se alcanza la máxima sobreelevación (unos 14 metros).

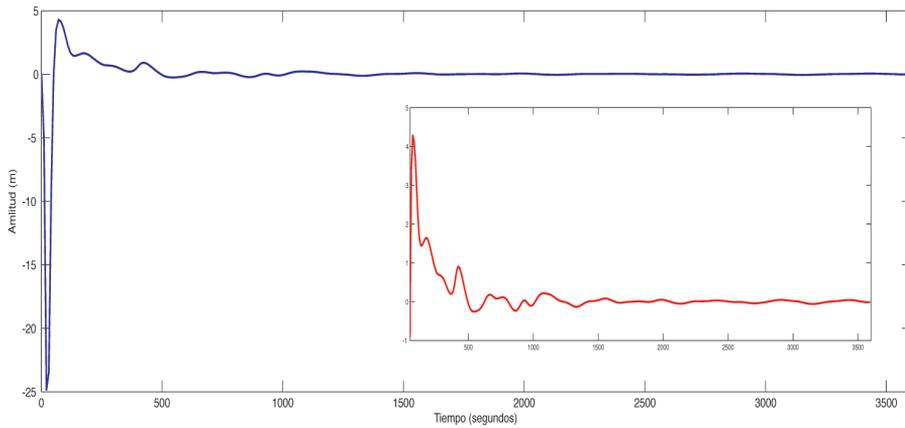


Figura 5.36. Serie temporal de la elevación de la superficie del mar producida por el tsunami en el punto del dominio donde se alcanza la máxima depresión (unos 25 m).

El análisis de la distribución de las elevaciones máximas obtenidas en todo el dominio a lo largo del tiempo total de simulación (Figuras 5.37 y 5.38), ofrece también interesantes contribuciones acerca de la propagación del tsunami a lo largo de la cuenca. Teniendo en cuenta que las elevaciones máximas en la zona próxima a la isla de Alborán son muy grandes en comparación con las obtenidas lejos del lugar de generación, se ha optado por truncar el rango de visualización hasta los 2 m, de forma que toda elevación igual o superior corresponde al color rojo. Esto se hace para poder apreciar las diferencias en zonas más próximas a la costa, que de otra manera no se observarían. De ello se deduce que las grandes elevaciones producidas inicialmente se van atenuando a medida que el frente del tsunami avanza hacia la costa. Sin embargo, en las proximidades de la costa se produce un incremento de las elevaciones de las ondas motivada por la disminución de la profundidad.

El estudio detallado de las amplitudes máximas muestra algunos aspectos llamativos, como es la aparición de zonas aisladas lejos de la costa, en donde la elevación máxima es superior a las observadas en algunas zonas próximas a la costa. Este hecho es una consecuencia inmediata de la batimetría de la cuenca (Figura 5.37), poniéndose de manifiesto que existe una estrecha relación entre la batimetría y las amplitudes máximas obtenidas por el modelo.

La gráfica de las amplitudes máximas presenta una distribución irregular. Las amplitudes máximas se encuentran en la propia zona de generación del deslizamiento, dispersándose desde esta zona hacia el sur y en el entorno de la Dorsal de Alborán.

Fuera de esta zona central alrededor de la área de generación se produce una rápida disminución, tanto hacia el norte como hacia el oeste, especialmente al propagarse en la Cuenca Occidental del Mar de Alborán (Figura 5.37). Hacia el norte y hacia el suroeste existen pequeños efectos de amplificación, que tienen lugar sobre cada uno de los montes submarinos localizados en la cuenca, tanto la propia Dorsal de Alborán, como los montes del margen septentrional e incluso los montes de la Cuenca Occidental. Además, el patrón de la distribución de las amplitudes máximas refleja no sólo la modulación de la amplitud sino el patrón de las deflexiones producidas por la interacción de las ondas con el relieve submarino.

Por otro lado, si se consideran las máximas amplitudes en los tramos próximos a la zona costera se observa una cierta amplificación de la señal que sucede en forma paralela a la morfología de la costa. Hay tres sectores donde se observa más claramente este efecto: en el entorno de la Bahía de Alhucemas, en el tramo de costa entre Calahonda y Adra, y en el tramo localizado entre Fuengirola y Torremolinos (Figura 5.37). Así mismo, en el entorno de Adra y en la Bahía de Málaga se observan amplificaciones relativamente importantes, especialmente en Adra, relacionadas con reflexiones secundarias y efectos de resonancia. Si analizamos el caso de la Bahía de Málaga (Figura 5.39) se comprueba que las elevaciones máximas mar adentro son pequeñas, del orden de 0,2 m, pero según se acercan a la costa se amplifican y llegan a alcanzar 1m de altura. Esta ola afecta de forma similar a toda la bahía. La generación de la máxima amplitud tiene tres componentes: una primera amplificación que se propaga en dirección noroeste desde

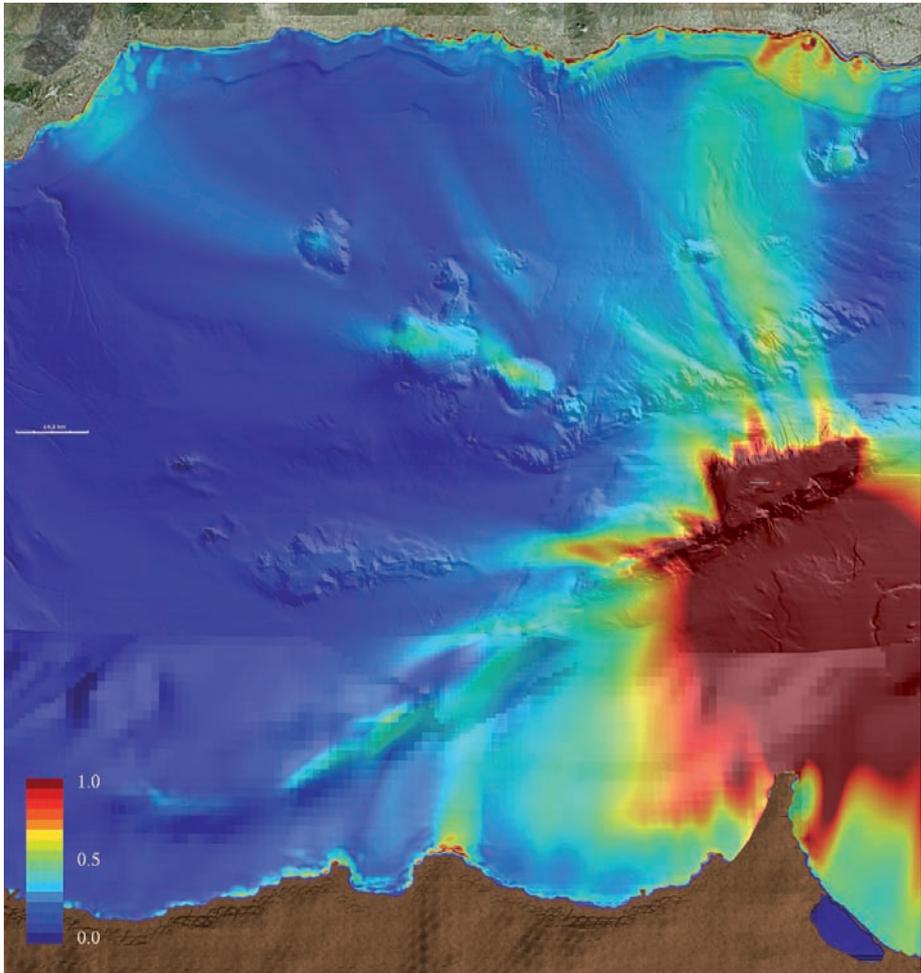


Figura 5.37. Amplitud máxima alcanzada por la onda del tsunami en cada uno de los puntos del dominio de cálculo. La escala varía entre 0 y 1,2 metros, representado el color rojo elevaciones por encima de los 2 m.

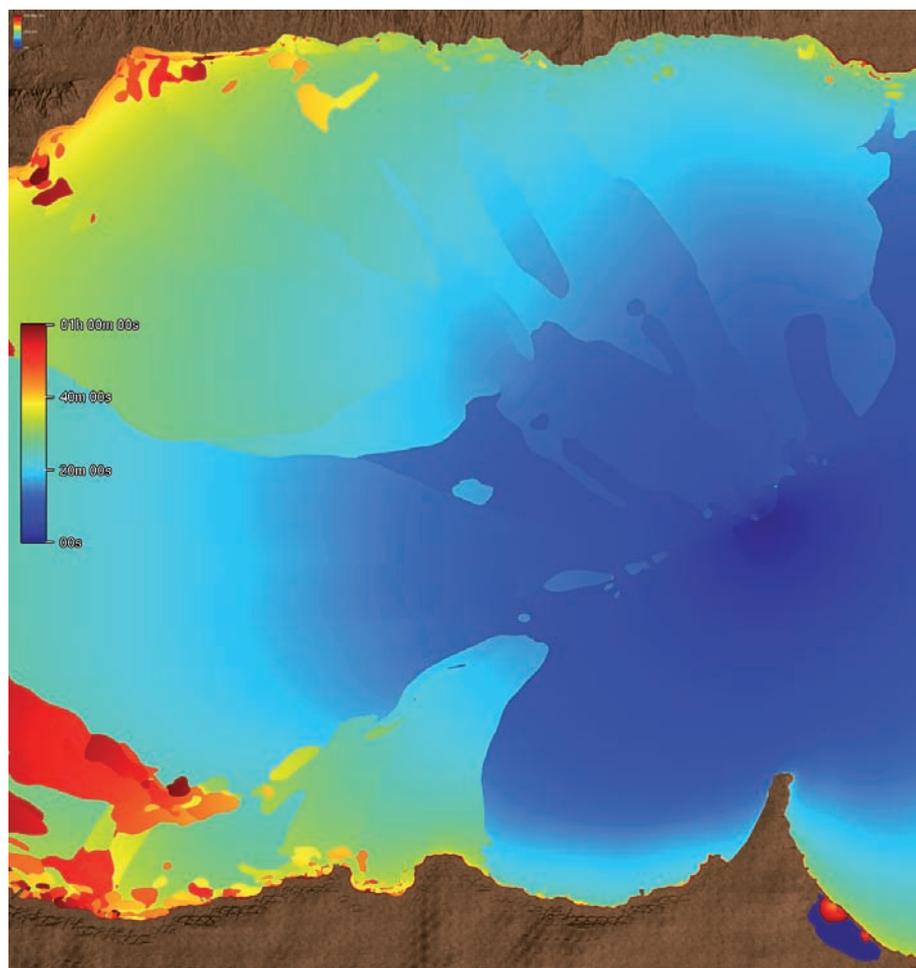


Figura 5.38. Instante de tiempo en el cual se alcanza la amplitud máxima para cada uno de los puntos del dominio de cálculo.

los montes submarinos de la Plataforma Marginal de Motril-Djibouti, una segunda amplificación se propaga hacia el oeste en forma paralela al sector norte de la costa de la bahía, y la tercera componente corresponde a olas de reflexión generadas en el tramo septentrional de la bahía, de forma que el efecto final sobre la costa corresponderá a la suma de estos tres efectos.

Las amplitudes máximas de las ondas que alcanzan los tramos costeros puede no parecer muy importante, especialmente si se compara con los efectos del reciente tsunami de Tohoku en 2011 donde se apreciaron olas de más de 7 m, pero es razonablemente alta debido a que las profundidades en la pequeña Cuenca del Mar de Alborán no son comparables con las del Océano Pacífico. Además, debe tenerse en cuenta que no es solamente la altura de la ola el único factor que determina la peligrosidad del tsunami, sino que también influyen de manera

considerable las grandes velocidades que alcanza, la longitud de la onda y en el volumen de agua desplazada, lo que determina los efectos destructivos del tsunami.

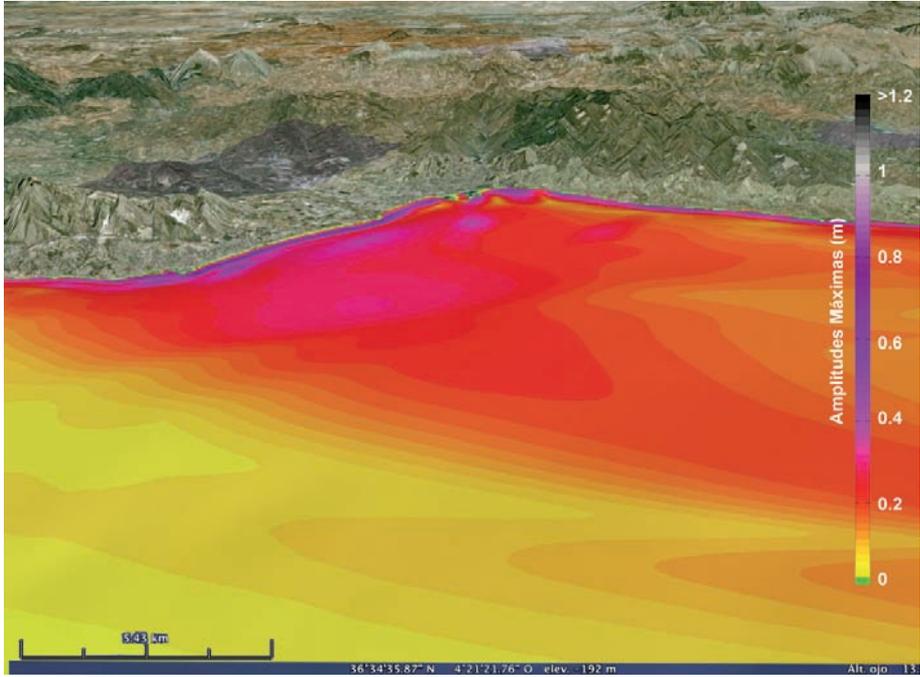


Figura 5.39. Amplitud máxima alcanzada por la onda del tsunami en la Bahía de Málaga. Penetración de la onda en costa.

Capítulo 6. Conclusiones y comentarios finales

6.1. Conclusiones

6.2. Comentarios finales

La simulación numérica de un tsunami provocado por un deslizamiento submarino en la Cuenca del Mar de Alborán permite extraer importantes conclusiones en materia de propagación de las ondas, así como, en el análisis de riesgos y peligrosidad para la estabilidad del litoral y de las poblaciones ribereñas. En el caso objeto de estudio se ha reconstruido el escenario en el que se produce un deslizamiento que provoca una profunda incisión en la Dorsal de Alborán, denominada Cañón Al-Borani.

La elección de este lugar reside en el hecho de que el estudio del episodio natural de carácter catastrófico que habría generado, permite hacer un análisis pormenorizado del tsunami que produjo el evento. Dicho estudio ha contemplado el análisis de los rasgos geológicos de la Cuenca del Mar de Alborán y la implementación de un modelo numérico que permite extraer las siguientes conclusiones.

6.1. Conclusiones

1. La posibilidad de que suceda un evento de naturaleza tsunamigénica está en relación directa con la complejidad geológica del área en la que se produzca. Los tres factores que determinan esta complejidad, y que influyen en la geomorfología submarina, son:
 - a) La sismicidad de la zona y la eventual inestabilidad de los depósitos sedimentarios.
 - b) La tectónica reciente.
 - c) Los sistemas deposicionales que existan en la cuenca.
2. Un aspecto que influye en la acumulación de depósitos en la cumbre de la Dorsal de Alborán es la oceanografía de la cuenca, hecho que repercute en la disponibilidad de sedimentos susceptibles de deslizarse.
3. La magnitud del impacto que produce el tsunami sobre la costa depende, entre otros factores, de:
 - a) La intensidad de la perturbación inicial generada, que está determinada por el volumen total y naturaleza de la masa deslizada y por la geometría del talud sobre el que se desplaza.
 - b) La geomorfología de la cuenca, que influye en la amplitud y la velocidad de las ondas de propagación del tsunami.
 - c) La distancia que separa la costa del foco generador del tsunami.
4. La simulación numérica pone de manifiesto la existencia de tres zonas con riesgos diferenciados:
 - a) El entorno de Cabo de tres Forcas, de mayor riesgo debido a su proximidad al foco tsunamigénico.
 - b) El entorno de Adra, de riesgo medio debido a que la pendiente de la plataforma continental incrementa localmente la amplitud de la onda.
 - c) El entorno de la Bahía de Málaga, de menor riesgo gracias al amparo que le ofrecen los relieves submarinos y a la mayor distancia que le separa del foco tsunamigénico, aunque la forma de la costa puede potenciar los efectos resonantes.

5. El volumen total desplazado es del orden de los 1.000 millones de m³ sobre un desnivel máximo de 1.000 metros, lo que determina el tamaño de la onda inicial generada, así como su impacto y penetración en el litoral.
6. La magnitud de la onda inicial generada es importante, alcanzando unos 14 m de elevación y hasta unos 25 m de depresión.
7. Los tiempos de llegada son siempre cortos, variando entre los 12 min para la zona más próxima, Cabo de Tres Forcas en la costa africana, y de los 22 a los 38 min en las costas suribéricas.
8. A pesar de la gran amplitud de la onda inicial generada, las perturbaciones que llegan a la costa son de una amplitud más modesta, siendo de magnitud importantes las que llegan a la costa africana (por encima de 1,7 m). Para las costas suribéricas la amplitud de llegada no sobrepasa nunca el metro, y en la zonas más alejadas (Fuengirola) está por debajo del medio metro.
9. Dependiendo de la localización de la zona costera, al sur o al norte del punto de generación, la morfología de las ondas que llegan es diferente. La forma inicial de la onda que se genera y la presencia de la Dorsal de Alborán son los dos factores que determinan esta diferente morfología.
10. La inundación de la franja costera está fuertemente influida, no sólo por la amplitud de la onda que llega, sino también por su topografía.

6.2. Comentarios finales

- a) Las avalanchas submarinas son fenómenos que se producen con baja frecuencia, casi imposibles de observar en la naturaleza y por tanto imposibles de monitorizar.
- b) Esto hace de la simulación numérica y/o en laboratorio sean las únicas herramientas efectivas para el conocimiento y predicción de los efectos de los deslizamientos submarinos.
- c) El riesgo de tsunamis en las costas españolas es muy bajo y sólo si el seísmo fuera acompañado de un deslizamiento submarino, los efectos serían relevantes.
- d) En cualquier caso, en cuencas epicontinentales, los tiempos de respuesta son muy cortos, lo cual conlleva la imposibilidad de simular el fenómeno en tiempo real, en consecuencia, activar los sistemas de alerta temprana.
- e) Por tanto, la utilidad del modelado y de la simulación en este escenario es el estudio de potenciales zonas de riesgo y la evaluación de las áreas que se verían afectadas, con el objetivo de asistir al diseño de planes de evacuación.
- f) A tenor de los resultados que ofrece el modelo sería necesaria la elaboración de un catálogo de potenciales escenarios de riesgo y peligrosidades.

Ante tales observaciones, un plan de trabajo para la prevención de riesgos asociados a tsunamis en esta región del Mediterráneo, podría contener las siguientes iniciativas:

- Identificar zonas de potencial riesgo.
- Monitorizar estas áreas críticas.
- Modelizar los escenarios de riesgo.
- Simular numéricamente sus consecuencias.
- Desarrollar estrategias de prevención o mitigación.

La Simulación Numérica puede ser de utilidad para la prevención de riesgos y análisis de peligrosidades asociados a la generación de tsunamis, en los siguientes aspectos:

- Facilita la evaluación/prevención/mitigación de riesgos, planes de actuación, etc.

- Refuerza la asistencia a la gestión y ordenación del medio litoral.
- Ayuda a la elaboración de catálogos de riesgos potenciales y sus peligrosidades.
- Permite evaluar las estrategias de actuación en casos de desastres naturales.
- Posibilita el diseño de obras de ingeniería más adecuadas a los riesgos naturales identificados, incrementando así la eficiencia de las obras.

Bibliografía

REFERENCIAS

- Alonso, B. y G. Ercilla:** *Small turbidite systems in a complex tectonic setting (SW Mediterranean): Morphology and Growth Patterns.* Marine and Petroleum Geology, 19:1225-1240, 2003.
- Álvarez-Gómez, J., I. Aniel-Quiroga, M. González, M. Olabarrieta y E. Carreño:** *Scenarios for earthquake-generated tsunamis on a complex tectonic area of diffuse deformation and low velocity: The Alboran Sea, Western Mediterranean.* Marine Geology, 284:55-73, 2011.
- Ambraseys, N. N.:** *The El-Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980: conclusions drawn from a field study.* Am. J. Eng. Geol., 1414, Part 2:143-148, 1981.
- Ambraseys, N. N. y J. Vogt:** *Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers.* Europ. Earthq. Eng., 3:16-29, 1988.
- Antonopoulos, J.:** *Data from investigation on seismic sea waves events in the Eastern Mediterranean from antiquity to 500 A.D.* Tsunami Newsletter XIII, 3:27-37, 1980.
- Bárceñas, P.:** *Morfología submarina y evolución reciente del Banco de la Isla de Alborán.* Tesis de Licenciatura. 2002.
- Bárceñas, P., J. T. Vázquez, V. Díaz del Río, L. M. Fernández-Salas, O. Tello y J. L. Sanz:** *La vertiente meridional del Banco de la Isla de Alborán: presencia de dos sistemas cañón-abanico submarino.* En *Geomorfología para el Tercer Milenio y Sociedad*, pág. 169, VI Reunión Nacional de Geomorfología, 2000.
- Bartolomé, R., E. Gracia, C. Lo Iacono, S. Martínez-Loriente, X. Moreno, H. Perea, E. Masana y EVENT-DEEP Teams:** *Seismic imaging of active faults in the southeastern Alboran Sea (SE Iberian Margin): First results of the 2010 EVENT-DEEP Cruise.* *Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica. IBERFAULT, Sigüenza, Spain, 2010.*
- Bourgeois, J., A. Mauffret, A. Ammar y A. Demnati:** *Multichannel Seismic Data Imaging of Inversion Tectonics of the Alboran Ridge (Western Mediterranean Sea).* Geo-Marine Lett., 12:117-122, 1992.
- Bufo, E., Bexxeghoud, A. M., Udias y C. Pro:** *Seismic sources in the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications.* Pure. Appl. Geophys., 161:623-646, 2004.
- Campos Romero, M. L.:** *Sismicidad de la costa sudoccidental de España. Análisis y valoración geográfica de los posibles riesgos como consecuencia de los tsunamis de la zona.* Tesis de Licenciatura, Univ. Complut. de Madrid, 1989.
- Caputo, M. y G. F. Faia:** *Primo catalogo dei maremoti delle coste Italiane.* Atti Accademia Nazionale Lincei, Memorie, Classe Scienze Fisiche, Matematiche, Naturali, XVII, Ser. 7:213-356, 1984.
- Casas, D., G. Ercilla, M. Yenes, F. Estrada, B. Alonso, M. García y L. Somoza:** *The Baraza slide. Model and dynamics.* Mar Geophys Res., 32(1):245-256, 2011.
- Díaz del Río, V. y L. Somoza:** *Geomorfología de los fondos marinos españoles.* En Gutiérrez, M. (ed.): *Geomorfología de España*, págs. 471-493. Ed. Rueda, Madrid, 1994.
- El Mrabet, T.:** *La sismicité historique du Maroc.* Tesis de Licenciatura, Faculté des Lettres et des Sciences Humaines, Université Mohammed V, Rabat, 1991.
- Ercilla, G., J. Baraza, B. Alonso, F. Estrada, D. Casas y M. Farran:** *The Ceuta Drift. The Alboran Sea, Southwestern Mediterranean.* Geological Society Memoir, 22(1):155-170, 2002.
- Ercilla, G., J. Baraza, B. Alonso, F. Estrada, D. Casas y M. Farran:** *The Baraza slide. Defining its dynamics.* En *International Conference on Seafloor Mapping for Geohazard Assessment*, 2009.
- Estrada, F., G. Ercilla y B. Alonso:** *Pliocene-Quaternary tectonic-sedimentary evolution of the NE Alboran Sea (SW Mediterranean Sea).* Tectonophysics, 282(1-4):423-442, 1997.
- Estrada, F., G. Ercilla, C. Gorini, B. Alonso, J. T. Vázquez, D. García-Castellanos, C. Juan, A. Maldonado, A. Ammar y M. Elabbassi:** *Impact of pulsed Atlantic water inflow into the Alboran Basin at the time of the Zanclean flooding.* Geo-Marine Letters, 31(5-6):361-376, 2011.
- Fernández, E., F. Bouchut, D. Bresh, M. Castro y A. Mangeny:** *A new Savage-Hutter type model for submarine avalanches and generated tsunami.* J. Comp. Phys., 227:7720-7754, 2008.
- Gràcia, E., R. Bartolomé, C. Lo Iacono, X. Moreno, S. Martínez-Loriente, H. Perea, E. Masana, R. Pallàs, S. Diez, J. J. Dañoibeitia, P. Terrinha y N. Zitellini:** *Characterizing active faults and associated mass transport deposits in the South Iberian Margin (Alboran Sea and Gulf of Cadiz): on-fault and off-fault paleoseismic evidence.* En J. M. Insua y F. Martín González (ed.): *Contribución de la Geología al Análisis de la Peligrosidad Sísmica, IBERFAULT 2010, Sigüenza, Spain*, págs. 163-166, 2010.
- Gràcia, E., R. Pallàs, J. I. Soto, M. Comas, X. Moreno, E. Masana, P. Santanach, S. Diez, M. García, J. J. Dañoibeitia y H. scientific party:** *Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin.* Earth. Planet. Sci. Letters, 241(3-4):734-749, 2006.
- Gracia, F. J., C. Alonso, J. Benavente, G. Anfuso y L. Del-Río:** *The different coastal records of the 1755 tsunami waves along the south Atlantic Spanish Coast.* Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, 146:195-220, 2006.
- Heck, N.:** *List of seismic sea waves.* Bull. Seism. Soc. Am., 37(4):269-286, 1947.
- Hornbach, M. J., N. Braudy, R. W. Briggs, M. Cormier, M. B. Davis, J. B. Diebold, N. Dieudonne, R. Douilly, C. Frohlich, S. P. S. Gulick, H. E. Johnson III, P. Mann, C. McHugh, K. Ryan-Mishkin, C. S. Prentice, L. Seiber, C. C. Sorlien, M. S. Steckler, S. J. Symithe, F. W. Taylor y J. Templeton:** *High tsunami frequency as a result of combined strike-slip faulting and coastal landslides.* Nature Geosci, 3(11):783-788, 2010.
- Huhnerbach, V., D. G. Masson, G. Bohrmann, J. M. Bull y W. Weinrebe:** *Deformation and submarine landslide caused by seamount subduction beneath the Costa Rica continental margin: New insights from high-resolution side scan sonar data.* Submarine Slope Systems: Processes and Products. Hodgson, D.M. & Flint, S.S. Geological Society, Special Publication, 244:195-205, 2005, London.
- Lander, J. F. y P. A. Lockridge:** *United States Tsunamis*, 1989.
- LeVeque, R.:** *Finite Volume Methods for Hyperbolic Problems.* Cambridge University Press, New York, 2002.
- Locat, J. y J. Mienert:** *Submarine Mass Movements and their Consequences. 1st Int. Symposium.* Kluwer Academic Publishers, 2003.
- Maestro-González, A., P. Bárceñas, J. T. Vázquez y V. Díaz del Río:** *The role of basement inheritance faults in the recent fracture system of the inner shelf around Alboran Island, Western Mediterranean.* Geo. Mar. Lett., 28(1):53-64, 2008.
- Mallet, R.:** *Reporto on the facts of earthquake phenomena.* J. Taylor Publ., 1850-1858.
- Marinatos, S.:** *Excavations at Thera, vol. 4 de Bibliothékê.* Archaiologikê Hetaireia, 1970.

- Martínez-García, P., M. C. Comas, J. I. Soto, L. Lonergan y S. Pérez-Hernández:** *Deslizamientos submarinos recientes en la Cresta de Alborán (Mar de Alborán)*. Geogaceta, 47:89-92, 2009.
- Martínez-García, P., J. Soto y M. Comas:** *Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics*. Geo-Mar. Lett., 31:19-36, 2011.
- Mauffret, A., A. Ammar, C. Gorini y H. Jabour:** *The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan Margin*. Terra Nova, 19:195-203, 2007.
- Mauffret, A., A. Maldonado y A. C. Campillo:** *Tectonic framework of the eastern Alboran and western Algerian basins, western Mediterranean*. Geo. Mar. Lett., 12(2/3):104-110, 1992.
- McClusky, S., R. Reilinger, S. Mahmoud, D. Ben Sari y A. Tealeb:** *GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions*. Geophys J Int, 155:126-138, 2003.
- Mofjeld, H. O., F. F. González y J. C. Newman:** *Tsunami Prediction in US Coastal Region*. En *Coastal Ocean Prediction*, págs. 353-375. Christopher N.K. Moores, 1999.
- Mongitore, A.:** *Historia cronologica de terremoti di Sicilia. Della Sicilia ricercata nelle cose più memorabili*. 2:345-445, 1743.
- Morales, J., I. Serrano, A. Jabalo, J. Galindo-Zaldívar, D. Zhao, F. Torcal, F. Vidal y F. González-Lodeiro:** *Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea*. Geology, 27 (8):735-738, 2011.
- Moreira, V. S.:** *Historical and recent tsunamis in the European area*. Science Tsunami Hazards, 6, (1):37-42, 1988.
- Mosher, D., C. Shipp, L. Moscardelli, J. Chaytor, C. Baxter, H. Lee y R. Urgeles:** *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. 4th International Symposium. Springer, 1st ed., 2010.
- Muñoz, A., M. Ballesteros, I. Montoya, J. Rivera, J. Acosta y E. Uchupui:** *Alborán Basin, southern Spain Part I: Geomorphology*. Mar. Petrol. Geol., 25:59-73, 2008.
- Navarro-Neumann, M. M.:** *Ensayo sobre la sismicidad del suelo español*. Boletín de la Real Sociedad de Historia Natural, págs. 83-109, 1917.
- Okal, E. A., G. J. Fryer, J. C. Borrego y C. Ruscher:** *The landslide and local tsunami of 13 september 1999 on Fatu Hiva (Marquesas Islands, French Polynesia)*. Bull. Soc. Geol. France, 173(4):359-367, 2002.
- Palomino, D., V. Díaz del Río, J. Vázquez, L. Fernández-Salas y N. López González:** *Fenómenos de inestabilidad en el banco de Djibouti: deslizamientos submarinos*. En Troncoso, J. S., I. Alejo y J. López (eds.): *ISMS09 II International Symposium in Marine Sciences. Resúmenes II Simposio Internacional de Ciencias del Mar, ISMS09*, Vigo, España. 27-30 Abril, 2009, págs. 280-281, 2009.
- Palomino, D., J. Vázquez, G. Ercilla, B. Alonso, N. López-González y V. Díaz del Río:** *Interaction between seabed morphology and water masses around the seamounts on the Motril Marginal Plateau (Alboran Sea, Western Mediterranean)*. Geo-Marine Letters, 31(5-6):465-479, 2011.
- Palomino, D., J. T. Vázquez, G. Ercilla, B. Alonso, N. López-González, V. Díaz del Río y L. Fernández-Salas:** *Influence of water masses on the seabed morphology around the seamounts of the Motril marginal shelf (Alboran Sea, Western Mediterranean)*. *Deep Water Circulation: Processes and Products*. Geo-Temas, 11:131-132, 2010.
- Papazachos, B. C. y C. B. Papazachou:** *The Earthquakes of Greece*. Editions ZITI, Thessaloniki, 1997.
- Perrey, A.:** *Mémoire sur les tremblements de terre ressentis dans la Péninsule Turco-Hellénique et en Syrie*. Mémoires courtois et mémoires des savants étrangers. Ac. Royale Sci., Lettres, Meaux-Arts de Belgique, XXIII, 1850.
- Perrey, A.:** *Notes sur les tremblements de terre en 1856, Avec suppléments pour, les années antérieures*. Pt.2. Bull. Acad Lett. Sci., 24, Ser. 2:64-128, 1859.
- Pickering, K. T., R. N. Hiscott y F. J. Hein:** *Deep Marine Environments: Clastic sedimentation and Tectonics*. Academic Division of Unwin Hyman Ltd., 1989.
- Platt, J.:** *From orogenic hinterlands to Mediterranean-style back-arc basins: a comparative analysis*. Journal of the Geological Society, 164(2):297-311, 2007.
- Pérez-Beluz, F., B. Alonso y G. Ercilla:** *History of mud diapirism and trigger mechanisms in the Western Alboran Sea*. Tectonophysics, 282(1-4):399-422, 1997.
- Reicherter, K. Y. y C. Hübscher:** *Evidence for a seafloor rupture of the Carboneras Fault Zone (southern Spain): Relation to the 1522 Almería earthquake?* Journal Seismology, 11:15-26, 2007.
- Saint-Venant, A. J. C. B. D.:** *Théorie du mouvement non-permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l'introduction des vagues dans leur lit*. C.R. Acad. Sci. Paris, 73:147-154, 1871.
- Senarmont, H.:** *Analyse des documents recueillis sur les tremblements de terre ressentis en Algérie du 21 Août au 15 Octobre 1856*. Comp. Ren. Acad. Sci., Paris, 44:586-594, 1857.
- Soloviev, S. L., C. N. Go y K. S. Kim:** *Catalog of Tsunamis in the Pacific, 1969-1982*. SGC AS USSR Publ. House, Moscow, 1992.
- Soloviev, S. L., C. N. Go, K. S. Kim, O. N. Solovieva y N. A. Shchetnikov:** *Tsunamis in the Mediterranean Sea; 2000 b.C.-1991 a.C*. 1997. Moscow.
- Soloviev, S. L., O. N. Solovieva, C. N. Go, K. S. Kim y N. A. Shchetnikov:** *Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 b.C.-2000 a.C*. 2000.
- Talukder, A. R., M. C. Comas y J. I. Soto:** *Pliocene to Recent mud diapirism and related mud volcanoes in the Alboran Sea (Western Mediterranean)*. En: Van Rensbergen, P., Hillis, R. R., Maltman, A. J. & Morley, C. K. (eds.), *Subsurface Sediment Mobilization*, Geological Society Special Publication, London, 2003.
- Tinti, S., A. Armigliato, G. Pagnoni, y F. Zaniboni:** *Scenarios of giant tsunamis of tectonic origin in the Mediterranean*. ISET Journal of Earthquake Technology, Paper 464, 4:171-188, 2005.
- Toro, E.:** *Riemann Solvers and Numerical Methods for Fluid Dynamics: A Practical Introduction*. Springer, 3rd edition, 2009.
- Vanney, J. R.:** *Géomorphologie des plates-formes continentales*. n Editeurs, Paris, 1977.
- Varela Hervías, E. y G. V. Waldheim:** *Una relación Alemana sobre el terremoto de Andalucía, Marruecos y Azores del año 1522*. fasc. 1. Madrid: Comisión de Cultura e Información, Artes Graficas Municipales, Hemeroteca Municipal de Madrid. Sección de Historia de la Prensa, 1948.
- Vázquez, J. T.:** *El Margen Continental del Mar de Alborán*. Memoria del Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000, págs. 189-198, 2005.
- Vázquez, J. T., P. Bárcenas, D. Palomino, B. Alonso, G. Ercilla, V. Díaz del Río, N. López-González, L. M. Fernández-Salas y M. Sayago-Gil:** *Sedimentary instabilities along the Southwestern Slope of the Alboran Ridge (SW Mediterranean)*. En 39th Ciesm Congress. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, vol. 39, pág. 76, 2010.
- Vázquez, J. T., J. L. Sanz, P. Bárcenas y V. Díaz del Río:** *Características morfoestructurales del entorno sumergido de la Isla de Alborán*. Geotemas, 1(4):235-238, 2000.

Vázquez, J. T. y R. Vegas: *Different styles of deformation in the Africa-Eurasia plate boundary, from the Horseshoe arc to the Alboran sea.* En *Proceedings of 2nd Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Portugal*, págs. 147-148, 2000.

Vázquez, J. T., R. Vegas y T. Medialdea: *Estructuras recientes de deformación en el margen continental Mar de Alborán (Sector Benalmádena-Adra).* *Geo-Temas*, 10 (S07029):595-598, 2008.

Vegas, R., T. Medialdea y J. T. Vázquez: *Sobre la naturaleza del límite de placas actual entre la Península Ibérica y el norte de (SP1010):1535-1538, 2008.* *África. Geo-Temas*, 10

Woodside, J. M. y A. Maldonado: *Styles of Compressional Neotectonics in the Eastern Alboran Sea.* *Geo-Marine Lett.*, 12:111-116, 1992.

Yelles Chaouche, A.: *Coastal Algerian earthquakes: A potential risk of tsunamis in Western Mediterranean? Preliminary investigation.* *Science Tsunami Hazards*, 9(1):47-54, 1991.

Yielding, G., J. Jackson, G. King, H. Sinvhal, C. Vita-Finzi y R. Wood: *Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity and rupture characteristics during the El-Asnam (Algeria) earthquake of 10 de October 1980.* *Earth Planet. Sci. Lett.*, 56:287-304, 1981.



Temas de Oceanografía, es una colección de textos de referencia, que el Instituto Español de Oceanografía (IEO) publica con el fin de mejorar la difusión de la información científica relativa a las ciencias del mar dentro de la propia comunidad científica y entre los sectores interesados en estos temas.

