# REAL INSTITUTO Y OBSERVATORIO DE LA ARMADA EN SAN FERNANDO BOLETÍN ROA N.º 1/2018

ÁPLICACIÓN DE LAS TÉCNICAS DE LOCALIZACIÓN DE ARRAY A LAS SEÑALES REGISTRADAS POR LAS ANTENAS SÍSMICAS DEL REAL OBSERVATORIO DE LA ARMADA DE SAN FERNANDO (CÁDIZ)

> Fundación Alvargonzález Real Instituto y Observatorio de la Armada



**MINISTERIO DE DEFENSA** 

Araceli García Yeguas Roberto Cabieces Díaz



Araceli García Yeguas y Roberto Cabieces Díaz

#### CATÁLOGO GENERAL DE PUBLICACIONES OFICIALES

http://publicacionesoficiales.boe.es/

Edita:



© Autor y editor, 2018



https://publicaciones.defensa.gob.es/

NIPO: 083-18-126-3 (impresión bajo demanda) NIPO: 083-18-125-8 (edición en línea) Fecha edición: mayo 2018

Las opiniones emitidas en esta publicación son de la exclusiva responsabilidad del autor de la misma.

Los derechos de explotación de esta obra están amparados por la Ley de la Propiedad Intelectual. Ninguna de las partes de la misma puede ser reproducida, almacenada ni transmitida en ninguna forma ni por medio alguno, electrónico, mecánico o de grabación, incluido fotocopias, o por cualquier otra forma, sin permiso previo, expreso y por escrito de los titulares del © *Copyright*.

Foto portada:

Fachada del Edificio Principal del Real Instituto y Observatorio de la Armada en San Fernando (siglo XVIII).

Índice	3
Prólogo	5
1. Introducción	7
1.a. ¿Qué es un <i>array</i> sísmico?	10
1. b. Aplicaciones de los arrays sísmicos	11
2. Marco geológico de la zona de estudio	13
3. Datos	17
<b>3.a. Experimento: ALERTES-RIM</b>	17
3.a.1. Consorcio de OBSs FOMAR	18
3.a.2. Descripción del OBS tipo LOBSTER.	20
3.b. Procesado de datos	21
4. Metodología	24
4.a. Técnicas de <i>array</i>	24
4.b. Técnicas aplicadas: descripción	26
4.b.1. Técnica DIA	26
4.b.2. Técnica del Detector	30
4.c. Resolución del array	32
4.d. Aplicación de las técnicas de array a los datos	34
4.d.1. Aplicación de la técnica DIA	34
4.d.2. Aplicación del método Detector	39
5. Resultados e Interpretación	43
5.1 Resultados para el método Detector	45
5.1.a. Resultados para las anomalías en backazimut	45

5.1.b. Resultados para la lentitud aparente				
5.2 Resultados para el método DIA	46			
5.2.a. Resultados para las anomalías en backazimut	46			
5.2.b. Resultados para la lentitud aparente	47			
6. Conclusiones	48			
Agradecimientos	50			
Referencias	51			

# Prólogo

Este libro nace de la colaboración surgida entre investigadores del Real Observatorio de la Armada de San Fernando (Cádiz) y la Universidad de Cádiz.

El entorno geodinámico en el que se enmarca el sur de la península Ibérica tiene un gran interés tanto a nivel nacional como internacional. Los fenómenos que se producen tienen un marco único que hacen que cualquier estudio geofísico en la zona despierte un gran interés.

En el año 2015-2016 se realizó un experimento en las inmediaciones del Cabo de San Vicente con el objetivo de conocer mejor la dinámica de esta área, así como del Estrecho de Gibraltar, sur de la península ibérica y el norte de Marruecos.

La sismicidad en esta zona no suele tener magnitudes muy altas y por tanto se podría pensar que hay un riesgo sísmico bajo, pero a lo largo de la historia han ocurrido terremotos grandes, como el llamado Terremoto de Lisboa de 1755 que fue muy destructivo, dando lugar a un tsunami que llegó a afectar a las costas de Cádiz.

Se han realizado numerosos estudios, pero aún quedan muchas incógnitas por desvelar. En este sentido se realizó un despliegue pionero de una antena sísmica (*array* sísmico) de OBSs (*Ocean Bottom Seismometers*, sismómetro que se ponen en el lecho oceánico). Es pionero, porque aunque los *arrays* sísmicos se llevan usando desde los años 50, en plena Guerra Fría, la complejidad del uso del *array* de OBSs ha hecho que se hayan usado poco.

Este trabajo pretende avanzar en el conocimiento de las técnicas de *array* aplicadas a antenas sísmicas de OBSs, así como progresar en la comprensión de la geodinámica de esta zona tan singular.

### 1. Introducción

La sismología es la rama de la geofísica encargada del estudio de las ondas sísmicas producidas por fenómenos que se originan en el interior de la Tierra, que comprenden desde terremotos a eventos de largo período (relacionados con movimientos de fluido y de especial interés en volcanes), asociados a distintos fenómenos. La palabra Terremoto procede del latín terraemotus (tierra en movimiento). Un terremoto tiene lugar al producirse una ruptura en rocas que soportan una gran presión, liberando la energía acumulada, que mueve el suelo al propagarse las oscilaciones desde su epicentro. Antes de estudiar la forma de onda de un evento sísmico, es necesario conocer su posición tanto en espacio como en tiempo. Para ello se utilizan las redes sísmicas. Para localizar estos eventos se identifican los tiempos de viaje de las ondas P y S y se realiza una inversión de los mismos en un modelo de tierra conocido que puede ser en una dimensión (1D) o tres dimensiones (3D). Para realizar esta tarea es necesario que el terremoto se haya producido en el interior de la red sísmica, es decir, que haya sido rodeado por un número mínimo de estaciones. Por otro lado, tienen que ser distinguibles las fases P y S del evento. ¿Qué sucede si no se dan estas condiciones?

Ese fue el planteamiento que se hicieron en los años 50 del siglo pasado durante la Guerra Fría. En esta época se cernía sobre la Tierra una gran amenaza: las bombas nucleares. Tras observar los efectos que éstas provocaban decidieron controlar su uso, que cada vez daba más poder al país que más desarrollo en este campo tenía. Con el control por parte de algunos países las pruebas comenzaron a hacerse bajo tierra y en muchas ocasiones en fallas, con el fin de camuflarlas con un terremoto. Esto originó un nuevo planteamiento en la detección de las señales sísmicas, ya que las redes convencionales no eran capaces de desarrollar esta tarea. Para ello en los años 50 se desarrolló un nuevo tipo de herramienta en sismología que tenía como objetivo disminuir el umbral de detección de los terremotos y las explosiones nucleares. Esta nueva herramienta se denominó antena sísmica (de aquí en adelante *array*<sup>1</sup> sísmico o *array*, en inglés).

La sismología de *arrays* nació el 19 de septiembre de 1957. Ese día, una explosión nuclear, cuyo nombre clave era Rainier, fue detonada bajo el desierto de Nevada. El

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> En este texto se usarán muchos términos en inglés de los que no haremos su traducción. Son conocidos habitualmente por su expresión en inglés, más que su expresión en español. Se usara cursiva para destacarlo.

objetivo principal era explorar la capacidad de una prueba subterránea, libre del clima y las preocupaciones sobre la lluvia radioactiva, para establecer las necesidades de un programa de prueba de armas nucleares. Los datos sismológicos fueron estudiados intensamente tanto en círculos científicos como políticos, estableciendo un patrón que aún prevalece. Rainier y las subsiguientes pruebas subterráneas también demostraron que la única forma efectiva de detectar tales explosiones era por medios sísmicos (Litehiser, 1989).

El resultado de este experimento hizo que la sismología tuviera un papel muy importante en una cuestión política: la prohibición de todas las pruebas con armas nucleares. En el caso de bombas, como la de Nagasaki e Hiroshima, apenas era necesario realizar pruebas, sin embargo, en las de tercera y cuarta generación se debían de realizar entre veinte y treinta pruebas, por lo que su detección hace que sea posible conocer dónde se está desarrollando una nueva arma nuclear (Massé, 1987).

En agosto de 1958 se reunieron en Ginebra expertos de EEUU, la antigua Unión Soviética y el Reino Unido para realizar la vigilancia de explosiones nucleares mediante vigilancia sísmica, usando arrays, como parte del Tratado de Prohibición de Ensayos Nucleares. Fue entonces cuando países como Estados Unidos y Reino Unido, sobre todo, invirtieron gran cantidad de dinero en el diseño y la instalación de arrays sísmicos. Inicialmente se propusieron arrays de pocos kilómetros de apertura, localizando diez de ellos en el fondo marino (Figura 1A). No fue hasta unos años más tarde cuando se abarató el coste de las estaciones, así como su peso y el avance de los ordenadores, que se comenzaron a instalar arrays con objetivos más amplios que el de detectar explosiones nucleares y sustituir los arrays de pequeña apertura por otros de gran apertura. Entre 1964 y 1965 se instaló en Montana (EEUU) el LASA (Large Aperture Seismic Arrays), un array de gran apertura. Éste dejó de funcionar en 1978. En 1971 se emplazaría el NORSAR (Norwegian Seismic Array), en Noruega, que aún está en funcionamiento, pero con un tamaño más reducido (Figura 1B). Por parte del Reino Unido se instalaron arrays de tamaño medio en Escocia, Canadá, India y Australia que aún están en funcionamiento. En España se instaló el array de Sonseca en 1957, tras un acuerdo entre España y Estados Unidos para el control de las armas nucleares. Actualmente es el Instituto Geográfico Nacional quien se encarga de su mantenimiento.



**Figura 1**. **A)** Configuraciones de varios *arrays* construidos para evaluar las capacidades de detección de estaciones similares a las recomendadas por la Conferencia de Expertos, Ginebra (Romney, 1985). **B**) *Array* NORSAR. Cada círculo representa un *array* que está formado por seis estaciones de corto período y un instrumento de tres componentes de largo período. Todos los *subarrays* estuvieron en funcionamiento desde 1971 hasta el 1 de octubre de 1976. Los únicos que siguen en funcionamiento hasta la actualidad son los que están representados por un círculo negro. (Figuras de Litehiser, 1989).

La pregunta que nos hacemos ahora es: ¿en qué consiste un *array* sísmico. Un *array* sísmico consiste en un número de estaciones sísmicas emplazadas en una zona concreta con una configuración determinada.

¿Por qué es esta herramienta tan potente? Inicialmente se construyeron para detectar explosiones nucleares durante la Guerra Fría, como hemos apuntado anteriormente. La ventaja que presentan los *arrays* sísmicos es que permiten estudiar la fuente sísmica, discriminando entre explosiones nucleares y terremotos (generados de forma natural). Además tienen un umbral de detección que los hace capaces de detectar explosiones nucleares de 1kt e incluso menos (Douglas, 2002). En el campo de la sismología los *arrays* sísmicos han permitido redefinir la estructura del interior de la Tierra, mediante tomografías sísmicas de alta resolución a escalas regionales (Arlitt et al., 1999; Ritter et al., 2001), así como la detección de estructuras más pequeñas en el manto (Krüger et al., 2001), en la discontinuidad núcleo-manto (Thomas et al., 1999) y heterogeneidades en el núcleo interno (Vidale y Earle, 2000), entre otros.

### 1.a. ¿Qué es un array sísmico?

Hemos definido anteriormente qué es un *array* sísmico, pero en este apartado lo vamos a describir con más detalles.

Un array sísmico es un dispositivo compuesto por:

a) un grupo numeroso de sensores sísmicos de respuesta conocida dispuestos en un espacio reducido y homogéneo de terreno según una configuración espacial determinada. Los *arrays* se caracterizan por la apertura que tengan (la distancia entre las estaciones más alejadas), pudiendo ser de gran apertura (100 km o más), de media apertura (50-80 km) y de pequeña apertura (pocos kilómetros). Esto dependerá del tipo de señal que estemos interesados en detectar. Para telesismos será idóneo usar *arrays* con cientos de kilómetros de apertura, ya que la longitud de onda característica tendrá esas dimensiones. Por otro lado, es muy importante que el terreno donde se ponga el *array* sea lo más homogéneo posible para que la señal no se vea afectada por las propias anomalías del terreno. Otro factor a tener en cuenta es el número de estaciones que conforman el *array* y su disposición. Esto nos va a determinar la resolución del *array* (más adelante veremos qué es la resolución).

b) un sistema de registro sincronizado en el tiempo. Es muy importante que los datos estén bien sincronizados, ya que los métodos de análisis, que veremos más adelante, se basan en comparar unas señales con otras.

Los *arrays* sísmicos se muestran como una opción interesante a las redes sísmicas convencionales. En lo que respecta al análisis de señales, lo que define un *array* es el procesado colectivo de las formas de onda de todos los sensores. Para ello se usan técnicas de análisis de señales. Como las estaciones están muy cercanas entre sí, las formas de onda registradas en cada sensor procedentes de un evento lejano (en comparación con las dimensiones de la antena), serán muy parecidas (excepto por el retraso temporal y el ruido). Así, las señales procedentes del evento estarán correlacionadas, frente al ruido que no lo estará.

Desde el punto de vista logístico, las ventajas de los *arrays* frente a las redes sísmicas son importantes. Las dimensiones reducidas de estos dispositivos en relación a las de una red sísmica, hacen que la instalación sea más sencilla. Esto implica una indudable

ventaja en el caso de tener que realizar una intervención rápida si se produce una crisis sísmica.

### 1.b. Aplicaciones de los arrays sísmicos

Aunque el objetivo inicial fuera el estudio de las explosiones nucleares, debido a su capacidad de realizar un muestreo tanto temporal como espacial, se han podido realizar otras aplicaciones como las que describimos a continuación.

Como anotábamos anteriormente, los arrays sísmicos han permitido redefinir la estructura interna de la Tierra, refinando los modelos ya existentes, pero aparte de esto tienen otras aplicaciones como la localización de señales, aunque sean débiles o estén afectadas por el ruido. Julian et al., (1972) detectaron la fase PKJKP y así la rigidez del núcleo interno, Engdahl y Flinn, (1969), Husebye et al., (1976), Paulssen, (1985), Niu y Kawakatsu, (1995) descubrieron fases convertidas y reflejadas en el manto superior a diferentes profundidades, lo que permitió conocer la existencia de discontinuidades en esta estructura, que han sido interpretadas en base a un cambio en su composición. Otros estudios más recientes son los que mencionamos anteriormente como la detección de estructuras más pequeñas en el manto (Krüger et al., 2001), la discontinuidad núcleo-manto (Thomas et al., 1999) y heterogeneidades en el núcleo interno (Vidale y Earle, 2000), entre otros. También se han realizado análisis sobre la coda, que ha permitido estudiar las heterogeneidades que han afectado a la onda en el camino seguido. El estudio realizado por García-Yeguas et al., 2010 hizo un análisis aplicando técnicas de array a señales de sísmica activa. Estos autores concluyeron que los frentes de onda pueden verse altamente afectados por el medio que recorren, pudiendo dar una localización muy distinta a la real (Figura 2). Otros campos de estudios son los microtemblores y las señales volcánicas (para un estudio más detallado se puede consultar la tesis de Almendros, 1999).



**Figura 2.** Esta figura extraída de García-Yeguas et al., (2010) muestra las anomalías de azimut que se observaron al localizar las explosiones (representadas con puntos). Por anomalía entendemos la diferencia entre el azimut esperado (en la dirección de la explosión) y el azimut observado (el localizado mediante de *arrays*) en el volcán Isla Decepción de la Antártida.

# 2. Marco geológico de la zona de estudio

La zona de estudio comprende el sur de la península Ibérica, el mar de Alborán, estrecho de Gibraltar, Cabo de San Vicente y Norte de África. Esta zona tiene un gran interés en la comunidad científica debido a la gran cantidad de terremotos que se producen. En esta zona convergen las placas africana y euroasiática, provocando la existencia de numerosas fallas que dan lugar a gran cantidad de sismicidad. Habitualmente los sismos que se producen no tienen una magnitud (Mw) muy superior a 3 y la mayoría ni siquiera son sentidos por la población (ver por ejemplo, Grevemeyer et al., 2015). Sin embargo, se han dado terremotos destructivos, llegando a provocar un violento tsumani, siendo éste el caso del Terremoto de Lisboa de 1755. Éste se produjo en el Cabo de San Vicente y el tsunami que causó llegó hasta las costas de Cádiz.



**Figura 3.** Mapa geológico y batimétrico del Golfo de Cádiz (De Gutscher et al., 2012). En el mapa están indicados distintos elementos geológicos como las fallas más relevantes (dientes en negro), los volcanes de lodo (puntos negros) o la cuña de acreción.

La región del Golfo de Cádiz, Estrecho de Gibraltar y Cabo de San Vicente están situados en una zona de fractura Azores-Gibraltar, formando parte del contorno entre las placas africana y euroasiática (Figura 3).

Desde el Oligoceno, la evolución geodinámica de la región oeste del Mediterráneo se ha caracterizado por una lenta convergencia de África hacia Eurasia (dirección norte a noroeste) con extensión simultánea y formación de cuencas "*back-arc*<sup>2</sup>" causadas por el rápido "*roll-back*<sup>3</sup>" de lajas estrechas de la litosfera oceánica que subduce (Faccena et al., 2004; Gutscher et al., 2012; Jolivet et al., 2008) (Figura 4). Una de las cuencas jóvenes, a las que nos hemos referido anteriormente, la forma el Mar de Alborán, que



**Figura 4**. Modelo 3D de la estructura litosférica de la región Ibero-Magrebí. Las líneas discontinuas indican los bordes de placas. Los dientes en verde representan la deformación del frente de la cuña de acreción y los rojos el frente activo Rif-Bético. (De Gutscher et al., 2012).

 $<sup>^2</sup>$  Cuenca *back-arc*: Las cuencas trasarco se producen cuando la placa oceánica subduce bajo la corteza (oceánica o continental) de otra placa, oprimiéndola y fundiendo su material basal. En la zona del antearco encontraremos una fosa oceánica que marca el límite entre las dos placas. En el otro lado se encuentra una cuenca trasarco o *back-arc*. Las cuencas trasarco aumentan su tamaño por extensión, debido a la subducción del área.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Roll-back: Retroceso de la placa en subducción hacia la trinchera, por efecto de un aumento del ángulo de subducción, es decir, la laja de la placa retrocede y se sitúa de forma más vertical.

#### Araceli García Yeguas y Roberto Cabieces Díaz

tiene una corteza delgada, un alto flujo de calor y un espesor de sedimentos del Neógeno mayor a 10 km. Se encuentra rodeado por el cinturón de pliegues y cabalgamientos más al oeste Alpino, las Béticas al norte y noroeste y el Rif africano al oeste, sur y suroeste.

En esta zona se produce sismicidad moderada, que se extiende 200 km de norte a sur y bajo el mar de Alborán (Figura 5).



**Figura 5**. Sismicidad en la región sur de la península Ibérica, incluyendo los mecanismos focales de los terremotos más recientes de mayor magnitud (Stich et al., 2006, 2007). Los dientes en verde representan la deformación del frente de la cuña de acreción y los rojos el frente activo Rif-Bético. También se muestran los movimientos relativos entre África, Iberia y el bloque Rif-Bético-Alborán (Gutscher, 2004; y Gutscher et al., 2012).

En el sur de España (cerca de Granada) han ocurrido algunos terremotos a profundidades superiores a 600 km incluyendo un evento de M7.1 en 1954 y otro ocurrido en 2010 de M6.3 (Buforn et al., 1991, 2011). La tomografía sísmica realizada en esta zona mostró una anomalía de alta velocidad de onda P en el manto superior que se interpretó como un cuerpo frío, denso asociado con la sismicidad a altas profundidades en Granada, pero sin una conexión clara con la sismicidad que se

produce en profundidades intermedias y superficiales (Calvert et al., 2000). El flujo de calor y la extremada delgadez de la corteza y la litosfera en el Mar de Alborán, así como la anomalía de velocidad de onda P negativa en el manto superior (relacionada con una astenosfera caliente) fueron interpretadas como soporte para la evolución geodinámica de la zona (Calvert et al., 2000).

Otro modelo geodinámico alternativo que ha intentado explicar la mayoría de estas observaciones tiene en cuenta la subducción hacia el este de un corredor estrecho de la litosfera oceánica de Tetis. En este modelo la subducción se produce como una migración por el proceso de "roll-back" de la laja de una posición mucho más al este, causando una extensión "back-arc" en la placa superior (Gutscher et al., 2002). Trabajos posteriores han propuesto que esta zona de subducción está aún activa. Los autores de este modelo argumentan que la fuente de grandes terremotos y tsunamis, como el producido el famoso terremoto de Lisboa de 1755, se debería al plano de falla que estaría bloqueado (Gutscher, 2004). La existencia de esta zona de subducción aún activa bloqueada, capaz de generar megaterremotos de M8-9, tiene implicaciones muy importantes en la evaluación del riesgo sísmico de la zona. Esta hipótesis se presentó en 2002 y está basada en varias predicciones que se pueden comprobar: i) la presencia de una laja al este que se sumerge en la litosfera oceánica; ii) procesos activos de deshidratación en la cuña de acreción; iii) deformación tectónica activa a lo largo de los bordes de la cuña de acreción; iv) la micro-placa de Alborán que se mueve en dirección oeste a suroeste, impulsado por el proceso de "roll-back" de la laja (Gutscher et al., 2012).

# 3. Datos

Para realizar este trabajo se han usado datos procedentes de los OBSs emplazados en la zona del Cabo de San Vicente en el experimento ALERTES-RIM. A continuación haremos un breve resumen de este experimento y de las características de los datos usados.

# **3.a. Experimento: ALERTES-RIM**

El objetivo general del proyecto fue proveer leyes de escala para la determinación de la magnitud para esta área, estimar nuevas correlaciones y ecuaciones para predecir el PGV (*peak ground velocity*: velocidad de pico terrestre), desarrollar un Sistema de Alerta Temprana de Terremotos incluyendo aproximaciones in-situ y regionales basadas en el software SeisComP3 y Earthworm, para estudiar la viabilidad de integrar datos de GPS para esta propuesta, y finalmente, estudiar los efectos de sitio del lugar para corregir los efectos de amplificación.

Otro aspecto del proyecto incluía el emplazamiento de nuevas estaciones de banda ancha en tierra para mejorar la cobertura azimutal y la instalación de seis OBSs (*Ocean Bottom Seismographs*: Sismógrafos de fondo marino) próximos al epicentro del terremoto de Lisboa de 1755, con intención de obtener datos sobre el evento más importante a lo largo de la historia en esta zona.



Figura 6. OBS tipo LOBSTER.

## 3.a.1. Consorcio de OBSs FOMAR

Del 1 al 5 de septiembre de 2015 se emplazaron 6 OBSs tipo LOBSTER de banda ancha en el suroeste del Cabo de San Vicente. En la figura 6 se puede ver la imagen de un OBS LOBSTER.

Los OBSs fueron emplazados por el barco de la Armada Española "Vigía" en las posiciones indicadas en la Tabla 1, formando un hexágono a una profundidad bajo el mar entre 4500 y 4900 m (Figura 7).

	Latitud	Longitud
OBS01	36.216977°	-10.528834°
OBS02	35.923568°	-10.344001°
OBS03	35.597212°	-10.555726°
OBS04	35.595410°	-10.968754°
OBS05	35.906396°	-11.179363°
OBS06	36.220157°	-10.968502°

 Tabla 1. En esta tabla se indican las posiciones de las estaciones OBS emplazadas en el experimento

 ALERTES-RIM.



Figura 7. Localización de los OBSs en el área del Cabo de San Vicente.

Los OBSs estaban alimentados con baterías de Litio con una duración de 8 meses registrando datos continuamente (a 50 muestras/s) de un sismómetro de banda ancha de 3 canales y un hidrófono.

Los OBSs fueron recuperados del 25 al 28 de abril de 2016 por el barco de la Armada Español "Mar Caribe" (Figura 8). Una vez que el barco llegaba a cada posición GPS, una señal acústica de 12 kHz se transmitía para establecer comunicación y posteriormente se ordenaba una señal de liberación. Los OBSs tardaron sobre hora y media en alcanzar la superficie. Cuando el OBS alcanzaba la superficie se recuperaban a bordo, se resincronizaban y se descargaban los datos sin procesar.



Figura 8. Muestra la recuperación de un OBS en el barco de la Armada Española "Mar Caribe".

Todos los OBSs respondieron a las señales acústicas, excepto el OBS04. Aunque se envió la señal de liberación y se realizó un estudio (durante más de 8 horas) para observar si el OBS había alcanzado la superficie, éste no pudo ser recuperado. Finalmente, el "Mar Caribe" regresó a su base de Cádiz el 28 de abril de 2016.

Se realizó un nuevo intento para recuperar el OBS04 el 29 de junio de 2016, pero tampoco se pudo recuperar debido a las malas condiciones del tiempo.

## 3.a.2. Descripción del OBS tipo LOBSTER.

A continuación vamos a realizar una descripción técnica más detallada de los OBS tipo LOBSTER.

Estos OBSs se usan para el estudio de tsunamis y terremotos. Este OBS consiste en un sistema de banda ancha con marco de titanio. (Para más información: http://www.kum-kiel.de/en/products/ocean-bottom-seismometer/lobster/).

El instrumento se compone de un sismómetro de banda ancha, el registrador y baterías, cada uno en un tubo de presión de titanio, así como unidades flotantes hechas de espuma, un hidrófono, luz intermitente, radiobaliza y bandera de señal. Estos son los aparatos que conforman el OBS tipo LOBSTER.

Tiene un diseño simple, es fácil de manejar y ofrece múltiples formas de modificación. Los componentes individuales se montan/desmontan rápidamente, lo que permite también ahorrar espacio durante el transporte y el almacenamiento. Los OBSs usados en este experimento operan hasta una profundidad de 6000 m de profundidad y se pueden desplegar durante largos y cortos periodos.

El anclaje y el flotador se diseñan asimétricamente: el SISM (OBS) asciende a la superficie del agua en posición vertical, mientras que desciende al lecho marino y se queda allí para registrar los datos en posición horizontal.

Las características principales del OBS Lobster son:

- Sistema modular: montaje y desmontajes rápidos y sencillos, las unidades de flotación se pueden añadir o eliminar, según se requiera.
- Estabilidad y resistencia a los golpes garantizados a través de espuma.
- Los tubos de presión y el marco están hecho de titanio de alta calidad (menos peso y más resistencia a la corrosión).
- El diseño plano reduce el ruido en el lecho marino, incluso si la corriente es fuerte.
- Manejo simplificado en cubierta y despliegue con grúa gracias al gancho de titanio.
- Se puede modificar el sistema a voluntad.
- Longitud: 1650 mm (2800 con la bandera).

- Anchura: 1300 mm.
- Altura: 720 mm.
- El OBS equipado para 14 meses con 1 tubo de presión (sin anclaje) tiene un peso en el aire de unos 300 kg; y un peso en el agua de aproximadamente 30 kg.

### 3.b. Procesado de datos

Se han analizado 10 terremotos regionales situados en la zona del Golfo de Cádiz, Estrecho de Gibraltar y Cabo de San Vicente. Éstos fueron registrados desde el 7 de septiembre de 2015 al 7 de marzo de 2016 (Tabla 2 de los resultados y Figura 9).



**Figura 9**. En están representadas las estaciones correspondientes al *array* como triángulos amarillos, los terremotos estudiados como círculos rojos y el centro del *array* en azul.

Los datos fueron registrados en el formato MiniSeed a una frecuencia de 50 muestras/segundo.

Para realizar el procesado de los datos a analizar se siguieron los pasos que describiremos a continuación en los que incluiremos los nombres de los programas que se han realizado en Matlab para cometer este estudio. En caso de querer usas estos códigos se pueden poner en contacto con Roberto Cabieces del ROA en rcabdia@roa.es o con Araceli García Yeguas, de la Universidad de Cádiz en araceli.garcia@uca.es.

Para comenzar generaremos una carpeta para el estudio con el nombre que queramos y dentro crearemos las siguientes subcarpetas: *Procesamiento, Beamforming, terremoto y postproces*. Se copian los datos correspondientes a la componente Z y el día que se produjo el evento de interés en la carpeta *terremoto* que está al mismo nivel que *Procesamiento*.

Un ejemplo de nombre de los datos es el siguiente: WM.OBS01..SHZ.D.2016.067.

En este título podemos leer lo siguiente:

WM: Western Mediterranean.
OBS01: indica el OBS.
SHZ.D: indica la componente Z.
2016: año de registro de la señal.
067: día de registro de la señal (año 2016).

Para realizar la deconvolución de la señal a velocidad usaremos la transformada *Z*. De este modo eliminaremos la respuesta instrumental y pasaremos de cuentas/segundo a nm/segundo.

Dentro de la carpeta *Procesamiento*:

El programa principal usado ha sido *Decon.m.* Para este programa seleccionaremos una hora de señal entorno al evento de interés, usando el fichero *variables.txt*.

El fichero variables.txt tiene siguientes líneas:

245: Primer día de despliegue de los OBS (2 de septiembre de 2015).

12: hora de inicio de la franja de señal donde se incluye el evento a estudiar.

25: minuto de inicio de la franja de señal.

0: Segundo de inicio de la franja de señal.

Al tratarse de un OBS corregiremos la deriva del reloj usando un ajuste lineal.

Fichero *skew.txt:* La deriva del tiempo.

Fichero total.txt: Número total de días que estuvieron funcionando los OBSs.

El programa *rober2.m* es un fichero auxiliar que lee los ficheros de la carpeta *Poles&Zeros* donde están incluidos un fichero por OBS con las características de cada

#### Araceli García Yeguas y Roberto Cabieces Díaz

OBS para poder procesar los datos. Este programa además usa el código de *rm\_instrum\_resp.m* para eliminar la respuesta del instrumento usando los datos dados en Poles&Zeros.

El programa auxiliar *mkmseed.m* escribe los ficheros ya procesados con una duración de una hora en formato mseed.

Una vez que hemos procesado los datos y los tenemos en formato mseed procedemos a aplicar las técnicas de *array* que describiremos a continuación.

# 4. Metodología

# 4.a. Técnicas de array

¿En qué se basan los análisis de *arrays* sísmicos? Los principios matemáticos que se aplican son los mismos que se emplean en radioastronomía o ciencia radar (Harjes and Henger, 1973). Las ventajas que tienen frente a una red de estaciones convencional es la mejora en la razón señal-ruido (*SNR* en inglés). Para realizar el análisis realizamos la suma de las señales, por lo tanto, en las zonas donde exista ruido se destruirá la señal y donde exista un evento, se sumará, haciendo que sea más sencilla su detección. Además, nos permiten obtener la dirección de la que provienen las señales sísmicas usando un solo *array* sísmico.

La mayoría de los métodos de *array* asumen que el frente de onda que llega al *array* es plano. Esta aproximación es adecuada para frentes de ondas de telesismos, pero puede ser un problema cuando estudiamos fuentes más cercanas al *array*. Los parámetros que describen la propagación de las ondas a través de la Tierra son:

i) El ángulo de incidencia vertical *i* (Figura 10A). En la práctica el parámetro que obtenemos es la lentitud aparente, que es la inversa de la velocidad aparente del frente de onda a través del *array* (ecuación 1).

$$s = \frac{1}{v_{app}} = \frac{\sin i}{v_0} \qquad (1)$$

donde *s* es la lentitud aparente,  $v_{app}$  es la velocidad aparente, *i* el ángulo de incidencia vertical y  $v_0$  es la velocidad del medio bajo el *array*.

ii) El ángulo de back azimut  $\theta$  (Figura 10B), que es el ángulo medido desde el norte visto desde el receptor a la fuente.

Combinando ambos parámetros obtenemos el vector lentitud  $\vec{s}$ . En coordenadas esféricas queda como

$$\vec{s} = (s_x, s_y, s_z) = \left(\frac{\sin\theta}{v_{app}}, \frac{\cos\theta}{v_{app}}, \frac{1}{v_{app}}\tan i\right) =$$
$$= s_{hor} \left(\sin\theta, \cos\theta, \frac{1}{\tan i}\right) = \frac{1}{v_0} (\sin i \sin\theta, \sin i \cos\theta, \cos i) \qquad (2)$$

En la figura 11 podemos observar una representación de las componentes del vector lentitud  $\vec{s}$ .



**Figura 10**. A. Representación del ángulo de incidencia vertical *i*. Los triángulos representan las estaciones que forman el *array* sísmico y las flechas de trazo discontinuo el frente de la onda incidente. B. Representación del ángulo de backazimut  $\theta$  para el frente de onda representado con flechas de trazo discontinuo. Los puntos representan las estaciones que forman el *array* sísmico (De Rost y Thomas, 2002).



**Figura 11.** Representación cartesiana de las componentes del vector lentitud  $\vec{s}$ . También están representados los parámetros del ángulo incidente *i* y el backazimut  $\theta$ . El vector lentitud es normal al frente de onda de la onda incidente (Modificada de Rost y Thomas, 2002).

Las componentes del vector lentitud apuntan en la dirección de la propagación de la onda. El módulo de la lentitud es el inverso de la velocidad de la onda. A partir de estos parámetros podemos definir el parámetro de rayo de la onda *p* como:

$$p = \frac{r \sin i}{v} = \frac{R_0 \sin i}{v_0} = R_0 s_{hor}$$
 (3)

donde  $R_0$  es la distancia del punto de retorno del rayo desde el centro de la Tierra.

Existen distintas técnicas que se pueden aplicar a los arrays, unas trabajan en el dominio del tiempo y otras en el de la frecuencia. Entre las que trabajan en el dominio del tiempo podemos destacar la técnica de beamforming (Douglas, 1998). Su objetivo principal es separar las partes coherentes de las ondas de las incoherentes. Otras técnicas son el Vespa Process-Slant Stacks (Davies et al., 1971), Nth Root Process (Kanasewich et al., 1973; Muirhead y Datt, 1976; McFadden et al., 1986), Source Stacks (Niazi, 1969; Goldstein et al., 1992), Phase Weighted Stack (Schimmed y Paulssen, 1997), double beam (Krüger et al., 1993, 1996; Scherbaum et al., 1997), ZLCC (Frankel et al., 1991; Del Pezzo et al., 1997, Almendros et al., 1997). Algunas técnicas que trabajan en el dominio de la frecuencia son el análisis Frecuency-Wave Number (Capon, 1973; Harjes y Henger, 1973; Aki y Richards, 1980). Este análisis, a diferencia de los anteriores, puede medir la lentitud aparente y el backazimut a la vez. Otras técnicas que miden en el dominio de la frecuencia son el método de la Cofase (Cophase) (Posmentier y Herrmann, 1971), el método Beaman (King et al., 1976), entre otros. Si se desea conocer estas técnicas con más detalle u otras, se puede consultar el trabajo de Rost y Thomas, (2002).

### 4.b. Técnicas aplicadas: descripción

En este trabajo hemos aplicado dos técnicas de *array*, la técnica DIA (en el dominio del tiempo) y el método Detector (en el dominio de la frecuencia), a continuación describimos sus características principales.

#### 4.b.1. Técnica DIA

La técnica desarrollada por Gibbons et al., (2008) detecta fases usando una estimación espectral continua sobre *array*s incoherentes y parcialmente coherentes. La vamos a denominar DIA (*Detection on Incoherent Arrays*).

Esta técnica se basa en el análisis del espectrograma. Un espectrograma o sonograma es una imagen que representa la energía contenida en las diferentes frecuencias a lo largo del tiempo (Figura 12).



**Figura 12.** Ejemplo del espectrograma de una señal sísmica (Gibbons et al., 2008). En el eje x está representado el tiempo, en el eje y la frecuencia en Hz. La energía está calculada como el logaritmo en base 10 de la amplitud de la densidad espectral.

El espectrograma consiste en la estimación espectral calculada en ventanas de tiempo sucesivas que se solapan. Para calcular el espectro se usa el método *multitaper* de Thomson (1982), por considerarse más robusto. El código que hemos usado está basado en el descrito en el trabajo de Prieto et al. (2009). A partir del espectro se calcula una función que tiene valores altos cuando la razón entre la energía en el sismograma en la ventana t y la anterior t-L presenta un máximo. A esta función la vamos a llamar D (f, t). A continuación explicamos cómo obtenerla. Denotaremos como L a la longitud de la ventana temporal donde realizaremos la estimación espectral. Vamos a llamar A (f, t, L) (la denominaremos A (f)<sub>t+</sub>) a la amplitud de la densidad espectral estimada en una ventana de longitud L y A (f, t-L, L) (la llamaremos A (f)<sub>t-</sub>) a la calculada en la ventana anterior, donde f es la frecuencia y t el tiempo. La función D (f, t) la vamos a calcular como:

$$D(f,t) = \log_{10}[A(f)_{t+}] - \log_{10}[A(f)_{t-}] \quad (4)$$

de esta función obtenemos la función:

$$\overline{D}([f_1:f_2],t) = \exp\left[\frac{1}{N_f}\sum_{f=f_1}^{f_2} D(f,t)\right]$$
(5)

donde  $N_f$  es el número de frecuencias entre  $f_I y f_2 (N_f = \sum_{f=f_1}^{f_2} 1)$ .

La función  $\overline{D}([f_1:f_2],t)$  se define en función del tiempo porque facilita la clasificación de las fases. Se toma la exponencial para convertir en positivo los posibles números negativos. Sin embargo, si observamos la representación de  $D(f, t) \neq \overline{D}([2:16], t)$  en la figura 13a, de Gibbons et al. (2008), podemos observar que el ruido de esta función varía significativamente, provocando que un algoritmo pudiera no detectar alguna fase. Por esta razón se define otra función denominada S(f,t) como

$$S(f,t) = (\log_{10}[A(f)_{t+}] - \log_{10}[A(f)_{t-}]) \log_{10}[A(f)_{t+}]$$
(6)

asociada a ésta definimos



$$\bar{S}([f_1:f_2],t) = \exp\left[\frac{1}{N_f} \sum_{f=f_1}^{f_2} S(f,t)\right] \quad (7)$$

Figura 13. a. Representación de las funciones  $D(f, t) \neq \overline{D}([2:16], t)$  para el espectrograma representado en la figura 12. b. Representación de las funciones S (f, t) y  $\overline{S}([2:16], t)$  para el espectrograma representado en la figura 12. (Gibbons et al., 2008).

Esta función favorece las regiones del espectrograma con alta energía y un alto contraste de energía. Podemos observar esta mejora en la figura 13b (Gibbons et al., 2008).

Si las señales no son muy emergentes es necesario tener en cuenta un retardo  $\varepsilon$  para evitar que la influencia de una señal emergente llegue demasiado pronto. Así la estimación espectral quedará como  $A(f)_{t+} = A(f, t, L) y A(f)_{t-} = A(f, t-L-\varepsilon, L)$ .

Una vez que hemos calculado la función  $\bar{S}_i([f_1:f_2],t)$  en cada una de las estaciones *i* que componen el *array*, formamos los haces de acuerdo a un tiempo de retraso predicho  $\tau_i$ . Si suponemos que tenemos N canales (estaciones que forman el *array*), quedará como

$$\bar{S}_{beam}([f_1:f_2],t) = \sum_{i=1,N} \bar{S}_i([f_1:f_2],t+\tau_i) \quad (8)$$

Para calcular  $\tau_i$  aplicamos la técnica del *beamforming* (Ringdal & Kværna, 1989).

Para nuestro *array* hemos tomado la aproximación de frente de onda plano, ya que los eventos que hemos analizado son terremotos regionales y permiten hacer esta aproximación. Por tanto, podremos realizar el análisis de *array* en base a los parámetros backazimut ( $\theta$ ) y la lentitud aparente *s*. El frente de onda lo podemos definir como

$$s_x = s \cdot \sin \theta$$
 (9)  
 $s_y = s \cdot \cos \theta$  (10)

con el vector lentitud *s* en función de la velocidad aparente ( $v_{app}$ , que definimos anteriormente)  $s = 1/v_{app}$ . Seleccionamos una posición de referencia definida por  $\vec{r}_0$ (puede coincidir con una estación o el centro del *array*, por ejemplo) con respecto a la que se van a medir los tiempos de llegadas y las lentitudes aparentes. Si consideramos que un frente de onda plano llega a la referencia  $\vec{r}_0$  en un tiempo  $t_0$ , éste llegará a cada estación i en un tiempo  $t_i = t_0 + \tau_i$ , donde el tiempo de retraso  $\tau_i$  viene dado por  $\tau_i = -\vec{s} \cdot \vec{r}_i$ , siendo  $\vec{s}$  el vector lentitud ( $s_x, s_y$ ) y  $\vec{r}_i$  es ( $x_i, y_i$ ), el vector posición para el lugar *i* respecto a la localización de referencia. De este análisis obtendremos un mapa de lentitud aparente como el mostrado en la figura 14. La escala de colores es el resultado obtenido al aplicar la técnica de *beamforming*. Ésta varía desde 0 (la suma de las funciones  $\bar{S}_i([f_1:f_2],t)$  es mínima) hasta 1 (la suma de las funciones  $\bar{S}_i([f_1:f_2],t)$  es máxima). El máximo está situado en las coordenadas  $(s_x, s_y)$  que corresponden a la lentitud de la onda y el ángulo de backazimut.



**Figura 14.** Representación de mapas de lentitud aparente para distintas fases a), b) y c). (Gibbons et al., 2008).

Las transformaciones dadas por S(f,t),  $\overline{S}([f_1:f_2],t)$ ,  $A(f)_{t+}$  y  $A(f)_{t-}$  son empíricas y experimentales. No obstante, este método ha demostrado que reduce significativamente el umbral para detectar llegadas regionales débiles en *arrays* incoherentes.

En este estudio hemos usado esta técnica por las características del *array* empleado en este trabajo. La apertura del *array* es de 80 km aprox. y está compuesto por cinco OBSs con un espacio entre ellos de varios kilómetros. Esto hace que las señales de terremotos regionales fuesen difíciles de localizar con otras técnicas, debido a la incoherencia de las señales en las altas frecuencias.

### 4.b.2. Técnica del Detector

El método del Detector usa el algoritmo clásico STA (*short time average*) / LTA (*long time average*) (promedio a corto plazo / promedio a largo plazo) en lugar de tener en cuenta la estimación de detección espectral y la aplicación del *beamforming* en el dominio del tiempo. Posteriormente se aplica el *beamforming* en el dominio de la frecuencia por el método convencional de banda ancha Frecuencia-Número de onda (f-k) (Capon, 1969).

El algoritmo STA mide la amplitud "instantánea" de la señal sísmica (Trnkoczy, 2012) mientras que el LTA se encarga del ruido sísmico promedio. Esta estrategia permite determinar el instante preciso del cambio abrupto de energía entrante desde el frente de

Araceli García Yeguas y Roberto Cabieces Díaz

onda. En este sentido, las formas de onda STA / LTA son bastante similares entre sí. A pesar de la presencia de ruido marino (Webb, 1999) que enmascara el inicio de onda P, la señal sísmica emergente puede detectarse eligiendo un conjunto de parámetros correctos (como la duración de la ventana de tiempo STA / LTA).

Por otro lado, podemos usar la envolvente de la forma de onda STA/LTA, en vez de esta particular "forma de onda" para realizar la localización. La envolvente se calculará como el módulo de la señal sísmica.

A continuación describimos los pasos que vamos a seguir para aplicar este método.

- i) El primer paso del método Detector es aplicar un filtro de paso alto a la señal del terremoto estudiado para cada OBS, con una frecuencia de 1 Hz.
- ii) En segundo lugar, seleccionamos un procedimiento STA/LTA óptimo. Para nuestro trabajo, hemos elegido el algoritmo clásico STA/LTA (Whiters et al., 1998), que es muy robusto.
- iii) Finalmente, la relación STA/LTA dependiente del tiempo se analiza con el método convencional de banda ancha *frecuencia-número de onda*. La técnica *frecuencia-número de onda* estudia el campo de ondas planas de frecuencia f y número de onda  $\vec{k}$  en función del espectro  $f \cdot \vec{k}$ , es decir, pasa de estudiar la velocidad del suelo en función de la posición y del tiempo  $u(\vec{r}, t)$  a hacerlo en función de la frecuencia y el número de ondas  $U(\vec{k}, f)$  (Almendros, 1999). Para pasar de un dominio a otro, usaremos la transformada de Fourier:

$$U(\vec{k},f) = \iint u(\vec{r},t)e^{i(2\pi ft - \vec{k}\cdot\vec{r})}d\vec{r}dt \quad (11)$$

A partir de  $U(\vec{k}, f)$  calcularemos el espectro de potencia  $P(\vec{k}, t)$  que es el módulo al cuadrado de  $U(\vec{k}, f)$ . Posteriormente hallamos los máximos del espectro de potencia y así las componentes que predominan en los registros que estamos analizando.

Para implementar este método con éxito, debemos establecer la duración del tiempo más conveniente para el STA y el LTA, que son los parámetros más importantes. La ventana de tiempo STA elegida ha sido 1s. Este valor ha sido elegido en base a la sensibilidad, que es suficientemente alta como para detectar la señal sísmica al inicio y al mismo tiempo este valor evita falsos activadores alrededor de los picos. Para la ventana LTA hemos seleccionado 40 s, lo que permite tener en cuenta varios periodos del ruido oceánico típico. Por otro lado, la duración de la ventana de 40 s, permite detectar ondas P débiles en comparación con las ondas S y las ondas S cuando están contaminadas por ondas P.

### 4.c. Resolución del array

La función de la respuesta del *array* (FRA) nos ayuda a evaluar la potencia del haz obtenido por un *array* para un frente de onda particular. En este sentido, se pueden analizar diferentes configuraciones de *array* y diseñar uno que sea ideal. La FRA es una herramienta adecuada para optimizar la resolución del *array* y evitar problemas de *aliasing* (este efecto provoca que las señales continuas no se puedan distinguir al ser muestreadas digitalmente).

La respuesta del *array* se puede estimar en el dominio del número de onda ( $\bar{k} = 2\pi f$ ) o en el de la lentitud aparente. Uno de los parámetros más importantes a tener en cuenta es la apertura del *array* (A). Este parámetro determinará la resolución del *array* y la longitud de onda máxima (Tokimatsu, 1995) que será capaz de resolver. Por otro lado, la distancia máxima entre sensores determinará el rango de lentitud aparente máxima sin otro máximo relativo.

El método que hemos usado en este caso es el de las Correlaciones Cruzadas (*Cross Correlation Array Response Function*, CC ARF) (Ruigrok et al., 2016). En la figura 15 se muestra la respuesta de *array* usando Correlaciones Cruzadas para: a) un frente de onda plano con una lentitud de onda P de 0.1 s/km, un backazimut de 0° y frecuencia de 0.3 Hz. b) frente de onda plano con una lentitud de onda P de 0.1 s/km, un backazimut de 45° y frecuencia de 0.3 Hz. c) frente de onda plano con una lentitud aparente para la onda P de 0.1 s/km, un backazimut de 0° y frecuencia de

Para el array de OBS hemos aplicado la siguiente relación:

$$pRes = \frac{1}{4Af'}, \qquad (12)$$

Siendo *pRes* (respuesta en lentitud aparente para onda P) y A(apertura) = 70 km y f' = 0.15 y 0.3 Hz obtenemos una lentitud de 0.02 y 0.01 s/km, respectivamente de anchura para la parte central del lóbulo.



**Figura 15**. Respuesta del *array* usando Correlaciones Cruzadas para: *A*. Un frente de onda plano con una lentitud de onda P de 0.02 s/km, un backazimut de 0° y frecuencia de 0.15 Hz. *B*. Un frente de onda plano con una lentitud aparente para la onda P de 0.02 s/km, un backazimut de 45° y frecuencia de 0.15 Hz. *C*. Un frente de onda plano con una lentitud aparente para la onda P de 0.02 s/km, un backazimut de 0° y frecuencia de 0.01 s/km, un backazimut de 0° y frecuencia de 0.3 Hz. *D*. Un frente de onda plano con una lentitud aparente para la onda P de 0.01 s/km, un backazimut de 45° y frecuencia de 0.3 Hz.

Respecto al *aliasing* espacial:

$$pRes = \frac{1}{4af},\tag{13}$$

Usamos a = 35 km (distancia entre dos estaciones), f' = 0.15 y 0.3 Hz y obtenemos una lentitud aparente de 0.05 y 0.02 s/km, respectivamente. Estos resultados nos indican que teóricamente el *array* de OBS en bajas frecuencias tiene una configuración óptima para localizar telesismos. Para frecuencias más altas, como pueden corresponder a los terremotos regionales y locales, que aquí estamos estudiando, la resolución puede no ser tan buena y esa es una de las razones por las que estamos usando las técnicas DIA y el método del Detector que hemos descrito anteriormente.

## 4.d. Aplicación de las técnicas de array a los datos

Una vez que conocemos las técnicas que vamos a usar y la resolución del *array*, vamos a aplicarlas a los terremotos regionales a los que nos hemos referido en el apartado de los datos. Los valores de backazimut y lentitud aparente para todos estos eventos los resumiremos en una tabla 2 en el apartado resultados, pero para ilustrar el proceso que hemos seguido, incluyendo los programas e imágenes, vamos a aplicarlo a un terremoto que fue registrado el día 2 de marzo de 2016 en el Golfo de Cádiz, con una magnitud de mb 4.88 a 230 km del centro del *array* y 45 km de profundidad.

### 4.d.1. Aplicación de la técnica DIA

Los pasos que hemos seguido para aplicar la técnica DIA a los datos (una vez ya procesados) se explican a continuación.

Los ficheros correspondientes a cada uno de los OBS se copian en una carpeta que estará al mismo nivel que *Procesado* llamada *postproces*.

Una vez que tenemos los ficheros procesados con nombre, por ejemplo para el evento del 2 de marzo de 2016 (más datos en la Tabla 2) sería "WM.OBS01..SHZ.2016.062", cuya interpretación es la siguiente:

WM: Western Mediterranean
OBS01: indica el OBS.
SHZ: indica la componente Z.
2016: año de registro de la señal.
067: día de registro de la señal (año 2016).

Los pasos seguidos para realizar este análisis han sido los siguientes:

 i) En la carpeta *Beamforming* hay un programa llamado *beamformingloop.m*. Este programa tiene que ir acompañado de un fichero llamado *parametros2.txt*. Cada columna se refiere a un intervalo de frecuencia que vamos a analizar.

Tiempo L para la función S(f,t	) 0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Frecuencia inferior (Hz)	2	2	2	4	4
Frecuencia superior (Hz)	8	б	4	б	8

En este programa también tendremos que importar las coordenadas locales respecto al OBS01 en el fichero *localcoor.xyzn*. Las coordenadas vienen dadas en km, donde la primera columna es la coordenada X y la segunda columna la coordenada Y. La estación que hemos tomado con referencia es la qué situada más al noroeste. En el programa *beamformingloop.m* cambiamos las líneas 35 y 36:

```
startTime = [fecha, ' 13:40:00'];
endTime = [fecha, ' 13:44:30'];
```

en starTime pondremos la hora con un minuto aprox. previo al tiempo origen. En endTime pondremos la hora sumando cuatro minutos al tiempo origen. Ésta va a ser la ventana de tiempo en la que aplicaremos el método *DIA* y el *beamforming* para obtener el backazimut y la lentitud aparente. Obtendremos las imágenes de la función S(f, t) (similar a la figura 14) y los valores de la potencia, el backzimut y la lentitud aparente (similar a la figura 15) para cada intervalo de frecuencias. De este modo podremos elegir qué intervalo de frecuencias nos conviene para cada evento, comparando los resultados obtenidos con los calculados teóricamente.

ii) De nuevo en la carpeta *Beamforming* tenemos un programa llamado *beamformingxylocal.m.* Igual que con el programa *beamformingloop.m* importamos las coordenadas locales respecto al OBS01 en el fichero *localcoor.xyzn* y cambiamos las líneas 35 y 36, como hicimos anteriormente.

startTime = [fecha, ' 13:40:00']; endTime = [fecha, ' 13:44:30'];



**Figura 16**. Sismogramas de un evento registrado el día 2 de marzo de 2016 en al Golfo de Cádiz, con una magnitud (mb) de 4.88.

Ejecutamos el programa y la primera imagen que obtenemos es la de los sismogramas en la ventana de tiempo que hemos seleccionado (Figura 16).

Modificamos los parámetros para las frecuencias b1 y b2 (límite inferior y límite superior, líneas 100 y 101), según los resultados obtenidos con el programa *beamformingloop.m*. En este caso lo hemos realizado entre 2 y 8 Hz.

iii) A continuación calculamos el espectrograma para cada OBS del *array* usando el método *multitaper* de Thomson (1982) y el código publicado por Prieto et al. (2009). Con el programa *dibujarspectrogramas.m* se hace el dibujo de los espectrogramas. Éste es llamado por el programa *beamformingloop.m*. Observamos en dónde está el cambio en la potencia y seleccionamos el entorno a esa discontinuidad (líneas negras de la Figura 17). Es posible observar varias fases, sin embargo, en este trabajo nos vamos a centrar en la onda P (Figura 17).



**Figura 17**. Espectrograma de los sismogramas registrados en los OBS del *array*. La señal ha sido filtrada entre 2 y 8 Hz, donde se encuentra nuestra región de interés. La líneas negras indican la ventana seleccionada para calcular la función S(f,t).

iv) A partir del espectro se calcula la función  $S(f,t) \operatorname{como} S(f,t) = (\log_{10}[A(f)_{t+}] - \log_{10}[A(f)_{t-}]) \log_{10}[A(f)_{t+}], \operatorname{con} A(f)_{t+} = A(f, t, L) \ y \ A(f)_{t-} = A(f, t-L, L).$  La longitud *L* de la ventana temporal que hemos seleccionado es de 0.5 s (Figura 18).



**Figura 18**. Functiones S([2:8],t) calculadas para los espectrogramas mostrados en la figura 16. Se pueden observar los mínimos donde se localiza la llegada de onda P.

- v) Una vez que hemos calculado S([2:8],t) para cada uno de los OBS que componen el *array* realizamos un *beamforming*, es decir, la suma de las señales moviendo éstas para distintos retrasos. Estos retrasos  $(\tau_i)$  están relacionados con los parámetros de backazimut  $(\theta)$  y lentitud aparente  $(\vec{s})$  por  $\tau_i = -\vec{s} \cdot \vec{r_i}$  donde  $\vec{s} = (s_x, s_y), s_x = s \cdot \sin \theta, s_y = s \cdot \cos \theta$  y  $\vec{r_i}$  es  $(x_i, y_i)$  (la posición de los OBSs que componen el *array*) como explicamos en la metodología. Cuando hay ruido, la potencia (la suma de las señales) será mínima y cuando existe señal la potencia será máxima. La Figura 19 muestra los resultados para la fase P analizada. La potencia sigue una escala de colores, donde el azul es mínima y el rojo es máxima. El intervalo donde la potencia es máxima es donde localizamos la solución para el backazimut y la lentitud aparente. Se observa que no existe un único punto para la solución, por tanto, seleccionamos un intervalo de valores para backazimut y lentitud aparente donde la potencia es máxima. En la Figura 19 podemos ver este intervalo entre las líneas negras.
- vi) Para obtener la distribución de la lentitud aparente y el backazimut en un tiempo en concreto usaremos el programa *dibujarxylocal.m*. En éste cambiaremos la línea 3 for i=XX:YY, donde XX e YY son los puntos correspondientes al instante que vamos a analizar en muestras.



**Figura 19**. Representación de la lentitud aparente (s/km), backazimut (°) y potencia en la ventana analizada. La potencia también viene indicada en el color de los puntos. El rojo oscuro es la máxima potencia y el color azul la mínima. Las líneas negras indican la ventana de valores que se ha tomado para calcular el backazimuth (°) promedio así como la lentitud aparente (s/km). En este caso el eje X tiene su inicio del tiempo en el inicio de la ventana seleccionada para el análisis en la Figura 17.



**Figura 20**. Representación de la lentitud aparente Sx (s/km) en función de Sy (s/km) para el segundo 20 de la Figura 19. La flecha negra nos indica donde está el máximo para la lentitud aparente y el backazimuth (°).

### 4.d.2. Aplicación del método Detector

El segundo método que hemos aplicado a los datos, una vez procesados, es el método Detector basado en los algoritmos STA/LTA.

El evento que vamos a analizar es el mismo que para el método DIA. Como apuntamos anteriormente, este terremoto fue registrado el día 2 de marzo de 2016 en el Golfo de Cádiz, con una magnitud (mb) de 4.88 a 230 km del centro del *array* y 45 km de profundidad (más datos en la Tabla 2).

Este método se puede aplicar de dos formas distintas:

#### Método Detector usando forma de onda STA/LTA

i) El primer paso será aplicar un filtro paso alto a las señales de frecuencia 0.5 Hz. Además, seleccionamos la longitud de la ventana en segundos. En este caso, para el STA tiene una longitud de 10 s y para el LTA de 40 s. Es muy importante tomar una parte de la señal previa y posterior al evento suficientemente grande para hacer correctamente este análisis.

ii) Obtendremos unas formas de onda correspondientes al análisis STA/LTA (Figura 21 izquierda). A estas formas de onda se le aplica un filtro paso bajo de 0.05 Hz, para eliminar las altas frecuencias de la señal (Figura 21 derecha).

iii) A continuación se aplica la técnica de banda ancha f-k a todos los OBSs y obtenemos los resultados indicados en la Figura 22. La referencia tomada ha sido el centro del *array*. En este paso es muy importante establecer bien los parámetros. Por un lado, el tiempo de la ventana tiene que ser del mismo orden que el periodo de la onda. Habitualmente se seleccionan 24 s. Por otro lado, es importante elegir una ventana de análisis de frecuencia estrecho. Para este estudio hemos seleccionado el intervalo [0.05, 0.1] Hz.

#### Método Detector usando la envolvente de la forma de onda STA/LTA

En este caso utilizaremos la envolvente de la señal. La ventaja que presenta es la similitud entre envolventes de las señales del *array* para aplicar el análisis **f-k**. Los pasos seguidos son los mismos que hemos descrito para el método del STA/LTA, con ligeras diferencias. En el paso ii) se aplica un filtro paso bajo de 0.05 Hz, como

se hizo para el método STA/LTA (Figura 23 izquierda). En el paso iii) a estas formas de ondas se les aplica el método *f-k* para calcular el backazimut y la lentitud aparente. El filtro que se usa es un paso banda en un intervalo de frecuencias [1, 4] Hz (Figura 23 derecha). La figura 24 muestras los resultados para este evento usando este método. La referencia usada ha sido el centro del *array*.



**Figura 21**. En el panel de la izquierda están representados los resultados de la aplicación del método STA/LTA para cada OBS. En el panel de la derecha, se muestran las formas de onda después del filtro paso bajo a la onda STA/LTA.

#### Araceli García Yeguas y Roberto Cabieces Díaz



**Figura 22**. En la figura superior se muestran los resultados del *f*-*k* para la potencia relativa (rel. Power), la potencia absoluta, el backazimut (baz) y la lentitud aparente (slow). En las figuras de abajo se muestra el mapa de lentitud aparente para la onda P (izquierda) y onda S (derecha).



**Figura 23**. En el panel de la izquierda se muestra la señal para cada OBS con su envolvente en rojo. En el panel de la derecha podemos observar la envolvente después de aplicar el filtro paso bajo



**Figura 24**. En la figura superior se muestran los resultados del f-k aplicado a las envolventes para la potencia relativa (rel. Power), la potencia absoluta, el backazimut (baz) y la lentitud aparente (slow). En las figuras de abajo se muestra el mapa de lentitud aparente para la onda P (izquierda) y onda S (derecha).

## 5. Resultados e interpretación

Se han analizados 10 terremotos. En la Tabla 2 se indican los datos correspondientes a estos eventos, fecha, tiempo origen, profundidad, magnitud (Mw), lentitud aparente y el backazimut calculados con el método del Detector y la técnica DIA, así como el backazimut teórico correspondiente a la referencia usada en cada método. La última columna indica el intervalo de frecuencias usado para el método DIA.

Información del evento					Método Métod Detector DIA			todo NA	do		
Fecha	Tiempo origen	Mw (mb)	Epicentro	Prof. (km)	Lentitud (s/km)	Backazi (º)	Backazi. Teórico (*)	Lentitud (s/km)	Backazi (9)	Backazi. Teórico (9)	[fmín, fmáx] Hz
17-9-2015	15:11:45	4.93	35.65 N 6.99 O	53	0.10	103	094	0.11	106	94	[2,8]
25-9-2015	18:14:25	3.47	36.66 N 9.85 O	17	0.09	060	046	0.11	41	35	[2,8]
6-10-2015	5.07:12	3.44	36.39 N 11.31 O	34	0.12	310	315	0.12	305	297	[2,4]
21-10-2015	08:39:59	4.02	37.35 N 8.52 O	11	0.14	052	051	0.12	48	52	[2,8]
24-10-2015	20:31:17	3.21	36.41 N 11.48 O	42	0.09	305	312	0.09	313	294	[2,4]
7-11-2015	18:11:59	3.76	36.56 N 5.51 O	68	0.07	077	078	0.12	81	82	[2,8]
18-11-2015	13:13:16	3.0	36.83 N 7.19 O	29	0.09	073	072	0.14	87	74	[2,8]
01-12-2015	11:10:01	3.6	36.84 N 11.94 O	58	0.05	312	313	0.11	316	301	[2,8]
07-02-2016	14:57:58	4.2	36.58 N 11.05 O	56	0.07	324	330	0.08	337	315	[2,8] Linicial=2s
2-3-2016	18:41:11	4.88	36.29 N 8.03 O	10	0.12	0.78	0.80	0.12	85	81	[2,8]

**Table 2**. En esta tabla se muestran los siguientes datos: Evento: la fecha, el tiempo origen (Hora), la magnitud (Mw), epicentro (en coordenadas geográficas) y la profundidad (km). Resultados calculados a partir del Método Detector: Lentitud aparente (Lentitud), backazimut (Backazi), backzimut teórico (Backazi, Teórico). Resultados calculados a partir del Método DIA: Lentitud aparente (Lentitud), backazimut (Backzi), backzimut teórico (Backazi, Teórico) y el intervalo de frecuencia usado para el cálculo, frecuencia máxima y frecuencia mínima ([fmin, fmáx]).

Para realizar un análisis de los resultados hemos representado las anomalías correspondientes al backazimut y los valores para las lentitudes aparentes correspondientes a los métodos Detector y DIA, respectivamente (Figuras 25 y 26). Los triángulos negros representan las estaciones del *array* y los círculos coloreados simbolizan los terremotos y los valores correspondientes al parámetro representado.

Las anomalías en backazimut las hemos calculado como:

$$\Delta \theta = \theta_{te\acute{o}rico} - \theta_{experimental} \quad (14)$$

donde  $\Delta \theta$  es la anomalía en backazimut,  $\theta_{teórico}$  es el backazimut teórico y  $\theta_{experimental}$  es backazimut experimental.



**Figura 25**. Izq. En esta figura se muestran las anomalías de backazimut calculadas para los resultados obtenidos con el método Detector. Los círculos representan los terremotos analizados, el color indica la anomalía asociada al evento, los triángulos negros las estaciones correspondientes al *array* y el cuadrado la referencia respecto a la que se ha calculado el backazimut con este método. Drch. Se muestra la lentitud aparente calculada con el método Detector. Los círculos representan los terremotos analizados, el color el valor de la lentitud aparente y los triángulos las estaciones que componen el *array*.



**Figura 26**. A. En esta figura se muestran las anomalías de backazimut calculadas para los resultados obtenidos con el método DIA. Los círculos representan los terremotos analizados, el color la anomalía asociada al evento, los triángulos negros las estaciones correspondientes al *array* y el cuadrado la referencia respecto a la que se ha calculado el backazimut con este método. B. Se muestra la lentitud aparente calculada con el método DIA. Los círculos representan los terremotos analizados, el color el valor de la lentitud aparente y los triángulos las estaciones que componen el *array*.

Vamos a analizar los resultados obtenidos para cada método.

### 5.1 Resultados para el método Detector

#### 5.1.a. Resultados para las anomalías en backazimut

Las anomalías mostradas en la Figura 25.A han sido calculadas respecto al centro del *array*. Los valores varían desde -14° a 7°. Estos valores están dentro del intervalo de error asociado a la resolución de este *array*, teniendo en cuenta el tamaño del *array* y los terremotos que estamos localizando, que son locales. Se observa una tendencia en la distribución de las anomalías. En la región al oeste del *array* los valores de las anomalías son positivos y varían desde 7° a -1°. La región al este del *array* muestra valores negativos, que varían desde -14° a -1°. Estas variaciones podrían ser debidas al error asociado a la resolución del *array*, a la estructura interna de la zona, las localizaciones de los terremotos o incluso a la calidad de las señales. Al tratarse de un *array* de una apertura de 80 km aprox., también la estructura interna de la zona sobre la que está emplazada cada estación puede provocar que las señales tengan diferencias importantes entre ellas. En la Figura 27 podemos observar una capa del modelo de tomografía en 3D de la región a 8 km de profundidad. Aunque las estaciones están situadas en una zona de baja velocidad, los terremotos situados al oeste se produjeron sobre en una zona de muy alta velocidad, denominado montaña submarina de Gorringe.



**Figura 27.** Imagen de la tomografía sísmica en 3D de velocidad de onda P del área en torno al Cabo de San Vicente a una profundidad de 8 km. Los cuadrados y los círculos indican los epicentros de algunos de

los terremotos localizados en esta zona. Los triángulos verdes son las estaciones que componen el *array* sísmico.

Esto podría explicar que la anomalía calculada para estos terremotos sea menor. Los terremotos situados al este se producen en una zona de velocidad de onda P intermedia y posteriormente atraviesan una zona de velocidad más baja. Esto podría estar relacionado con el valor de la anomalía también.

#### 5.1.b. Resultados para la lentitud aparente

Los valores de lentitud aparente que observamos en la Figura 25.B varían desde 0.05 a 0.14 s/km. Si nos fijamos en la ecuación (1) observamos que la lentitud aparente es la inversa de la velocidad aparente. Ésta está a su vez relacionada con el ángulo de incidencia i y la velocidad del medio  $v_0$ . Para un valor de la velocidad de la onda  $v_0$ constante, si el ángulo de incidencia i (Figura 10.A) se acerca a la recta normal al suelo, la velocidad aparente se hace mayor, y por tanto la lentitud menor. Por otro lado, a igual ángulo de incidencia *i*, cuando la velocidad del medio se incrementa, la velocidad aparente crece y la lentitud aparente disminuye. Si observamos la distribución que siguen los eventos, observamos que el evento que presenta una lentitud menor está situado en la región oeste del array y el que tiene mayor lentitud en la zona éste. Esto tiene sentido si no perdemos de vista que los eventos situados al oeste se han producido sobre una zona de alta velocidad (Figura 27), lo que implica una lentitud menor. En la región este presentan un valor de lentitud mayor, si bien, el terremoto producido en Cádiz tiene un valor más bajo. Si nos fijamos en la figura 27 esa región presenta una velocidad menor que la de la estructura que la rodea, a esto podría deberse esa variación en la lentitud.

### 5.2 Resultados para el método DIA

### 5.2.a. Resultados para las anomalías en backazimut

Las anomalías de backazimut han sido calculadas respecto a la estación que está dentro de un cuadrado en la Figura 26. Los valores de las anomalías varían de -22° a 4°. Estos valores, al igual que sucede para el método Detector, están dentro del error esperado para este *array*. Si analizamos las anomalías por regiones, los eventos situados al oeste del *array* tienen una anomalía que varía desde -22° a -8°. Si lo comparamos con los resultados para el método Detector, éstos son un poco mayores y además negativos,

Araceli García Yeguas y Roberto Cabieces Díaz

mientras que para la técnica Detector son positivos. Esto podría ser debido a diversos factores como la estructura interna de la zona donde está situado el *array* y donde se producen los eventos, las localizaciones de los terremotos, las señales sísmicas y también la referencia, que no es la misma. Los eventos situados al este del *array* tienen una anomalía en backazimut que varía desde los -18° hasta los 4°. En este caso, cuatro de los eventos presentan una anomalía muy pequeña, entre -7° y 4°, y solamente dos de ellos tienen una anomalía cercana a -18°; ambos están situados cerca de la Bahía de Cádiz, uno dentro de ella y otro al sur del primero, alineado con el Estrecho de Gibraltar. Las anomalías en esta región no muestran una tendencia tan clara como en el método Detector. Esto puede ser debido también al cambio de referencia. No obstante, estas anomalías, como apuntamos anteriormente, están dentro del error asociado a la resolución del *array*.

#### 5.2.b. Resultados para la lentitud aparente

La figura 26.B. muestra los valores para la lentitud aparente. Éstos varían desde 0.08 a 0.14 s/km. Como vimos anteriormente, teniendo en cuenta la ecuación (1), la lentitud está relacionada con la velocidad del medio  $v_0$  y el ángulo de incidencia *i*. Anteriormente señalamos que para un ángulo de incidencia *i* pequeño o una velocidad de la onda grande  $v_0$ , la lentitud toma valores pequeños. Si nos fijamos en la figura 27, observamos que la región situada al este del *array* presenta alta velocidad y los eventos situados en esa zona son los que menor valor para la lentitud tienen. La región este tiene una velocidad menor y la lentitud asociada a estos eventos es mayor. Estos resultados son los esperables en una región cuya estructura tenga estas características. En este caso, simplemente usando el modelo de velocidad podemos explicar el valor de la lentitud para la mayoría de los eventos.

# 6. Conclusiones

El problema planteado en este estudio es de gran complejidad, pero su resolución plantea grandes avances en el estudio con *arrays* sísmicos que pueden permitir analizar la estructura interna de muchas zonas de la Tierra, que aún no se conocen.

Por un lado, el *array* que se ha usado en este estudio tiene solamente 5 estaciones, recordemos que una de ellas no se pudo recuperar (como indicamos en la parte del experimento). Por otro lado, la apertura del *array* es de 80 km aprox., lo que implica que no se puedan usar las técnicas más habituales para *arrays* como el ZLCC (Frankel et al., 1991). A esto, se añade otra dificultad, y es el hecho de que este *array* esté compuesto por OBSs. Como indicamos en la introducción, los *arrays* de OBSs son un tema aún por estudiar en el campo del análisis se señales usando *arrays*, por las particularidades que presentan los OBSs, haciendo este estudio más complejo.

Las principales conclusiones que podemos extraer de este estudio son las siguientes:

i) La zona de estudio es de gran interés, por tanto, este trabajo y los siguientes que hagan partiendo del mismo, podría arrojar luz sobre la geodinámica de esta zona.

ii) Los datos que se han usado en este estudio pertenecen a diez terremotos, distribuidos al este y oeste del *array*.

iii) Las metodologías usadas han sido: Método DIA (Gibbons et al., 2008), en el dominio del tiempo y método Detector, en el dominio de la frecuencia. Estas técnicas han sido elegidas debido a las características del *array* y el tipo de eventos que se pretendían localizar.

iv) Los resultados han mostrado que es posible localizar terremotos locales usando un *array* de OBSs de gran apertura. Esta conclusión tiene grandes implicaciones, ya que puede abrir el camino para estudios realizados con *arrays* de OBSs en regiones marinas de gran interés y usando un *array* de gran apertura que permita localizar tanto telesismos como terremotos regionales y locales.

v) Los valores de backazimut y lentitud aparente muestran coherencia con la estructura de la zona.

Araceli García Yeguas y Roberto Cabieces Díaz

vi) Este trabajo supone un avance en el estudio con *arrays* sísmicos usando OBSs. Esto va a permitir conocer mejor la geodinámica de la zona del Cabo de San Vicente realizando experimentos futuros con configuraciones similares, así como en otras regiones del mundo. Este conocimiento puede permitir establecer sistemas de alerta temprana en caso de tsunamis, como el acaecido en el año 1755, conocido como terremoto de Lisboa.

# Agradecimientos

En primer lugar me gustaría dar las gracias a la Fundación Alvargonzález. En la actualidad la investigación en España se encuentra en un momento de crisis. Muchas/os investigadoras/es han tenido que irse fuera de España para poder trabajar en lo que les gusta, la investigación. Aquí es muy difícil conseguir financiación para realizar una investigación de calidad. Es triste pensar que se forman grandes científicos y luego aportan lo aprendido y sus grandes avances a otros lugares del mundo donde se les reconoce. En este marco la Fundación Alvargonzález hace una gran labor al financiar un trabajo de investigación cuando en ocasiones, los científicos nos vemos abocados a trabajar gratis o en condiciones laborales que no nos corresponden, por querer permanecer en el país. Para mí ha supuesto una gran ayuda, sobre todo, pensar que alguien valora tu investigación y quiere ayudar a que se realice. También agradezco que esta beca esté asociada a un trabajo de investigación del Real Instituto y Observatorio de la Armada en San Fernando. Creo que ha hecho una gran labor a lo largo de la historia y es muy importante que se le reconozca. Reitero mi agradecimiento.

Agradecer su apoyo al Real Observatorio de la Armada, por haberme dado esta oportunidad e iniciar así una andadura de colaboración en investigación que espero siga en un futuro. Gracias por darme la oportunidad de abrir nuevas líneas en las que investigar y disfrutar.

Por supuesto quiero dar las gracias al Capitán de Fragata Antonio Pazos y al Capitán de Navío José Martín Dávila del Real Observatorio de la Armada por darme la oportunidad de trabajar con ellos y confiar en mí.

No puedo olvidar dar las gracias al Teniente de Navío Roberto Cabieces del Real Observatorio de la Armada. Sin su ayuda este trabajo no hubiera llegado tan lejos. Gracias por todo el tiempo que le has dedicado, ideas, programas y todo cuanto ha aportado.

Dar las gracias a mis amigos, a mi familia y, especialmente a mi marido, por su apoyo.

## Referencias

- Aki, K., y Richards P. G. (1980). *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, vols. I and II, W. H. Freeman, New York.
- Almendros, J., Ibáñez, J.M., Alguacil, G., Del Pezzo, E. & Ortiz, R. (1997). Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica, Geophys. Res. Lett., 24, 3069–3072.
- Almendros, J. (1999). Análisis de señales sismo-volcánicas mediante técnicas de array. Tesis doctoral. (Universidad de Granada). Arlitt, R., E. Kissling, J. Ansorge, and TOR Working Group. (1999). 3-D crustal structure beneath the TOR array and effects on teleseismic wavefronts, Tectonophysics, 314, 309–319.
- Buforn, E., Udias, A., Madariaga, R. (1991). Intermediate and deep earthquakes in Spain. Pure and Applied Geophysics 136, 375–393.
- Buforn, E., Pro, C., Cesca, S., Udias, A., del Fresno, C. (2011). *The 2010, Granada, pain deep earthquake*. Bulletin of the Seismological Society of America 101, 2418–2430. <u>http://dx.doi.org/10.1785/0120110022</u>.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N. (2000). *Geodynamic evolution of the lithosphere and* upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography. Journal of Geophysical Research 105, 10871–10898.
- Capon, J. (1969). *High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis*. Proc. IEEE, 57: 1408-1418.
- Capon, J. (1973). Signal processing and frequency-wavenumber spectrum analysis for a large aperture seismic array, Methods Comput. Phy., 13, 1–59.
- Davies, D., Kelly, E. J., y Filson, J. R. (1971). Vespa process for analysis of seismic signals, Nature Phys. Sci., 232, 8–13, 1971.

- Del Pezzo, E., La Rocca, M. y Ibáñez, J. (1997). Observations of high frequency scattered waves using dense arrays at Teide Volcano, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 1637–1647.
- Douglas, A. (1998). Making the most of the recordings from short period seismometer arrays, Bull. Seismol. Soc. Am., 88, 1155–1170.
- Douglas A., Bowers, D., Marshall, P. D., Young, J. B., Porter, D. y Wallis. N. J. (1999). *Putting nuclear-test monitoring to the test*, Nature, *398*, 474–475.
- Engdahl E. R., Flinn E. A. (1969). Seismic Waves Reflected from Discontinuities within Earth's Upper Mantle. Science. 63(3863):177-9. DOI: 10.1126/science.163.3863.177.
- Faccenna, C., Piromallo, C. Crespo-Blanc, A. Jolivet, L. y Rossetti F. (2004), Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs, Tectonics, 23, TC1012, doi:10.1029/2002TC001488.
- Frankel, A., Hough, S., Friberg, P. & Busby, R. (1991). Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California, Bull. seism. Soc. Am., 81, 1900–1922.
- García-Yeguas, A., Almendros, J. Abella, R., Ibáñez. J. M. (2010). Quantitative analysis of seismic wave propagation anomalies in azimuth and apparent slowness at Deception Island volcano (Antarctica) using seismic arrays, Geophysical Journal International, Volume 184, Issue 2, Pages 801–815, <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04864.x</u>
- Gibbons, S., Ringdal, F., Kværna, T. (2008). Detection and characterization of seismic phases using continuous spectral estimation on incoherent and partially coherent arrays, Geophysical Journal International, Volume 172, Issue 1, Pages 405–421, https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03650.x
- Goldstein, P., Walter, W. R. y Zandt, G. (1992). Upper mantle structure beneath central Eurasia using a source array of nuclear explosions and waveforms at regional distances, J. Geophys. Res., 97, 14,097–14,115, 1992.

- Grevemeyer, I., Gràcia, E., Villaseñor, A., Leuchters, W. y Watts A. B. (2015). Seismicity and active tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an offshore-onshore seismological network and swath bathymetry data, J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, 8348–8365, doi:10.1002/2015JB012073.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W. (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. Geology 30, 1071–1074.
- Gutscher, M. A. (2004). What caused the Great Lisbon Earthquake? Science 305, 1247–1248.
- Gutscher, M. A., Dominguez, S., Westbrook, G. K., Le Roy, P., Rosas, F., Duarte, J. C., Terrinha P., Miranda, J. M., Graindorge, D., Gailler, A., Sallares, V., Bartolome, R. (2012). *The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data*. *Tectonophysics*574-575.72-91. <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.038</u>
- Harjes, H.P., y Henger M. (1973). Array-Seismologie, Z. Geophs., 39, 865–905.
- Husebye, E. S, y King, D. W. (1976). *Precursors to PKIKP and seismic wave scattering near the core-mantle boundary*, J. Geophys. Res., 81, 1870–1882.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmele, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A. (2008). Subduction, convergence, and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. Bulletin de la Societe Geologique de France 179 (6), 525–550.
- Julian B.R., Davies D., y Sheppard R. M. (1972). *PKJKP*. Nature 235: 317–318.
- Kanasewich, E. R., Hemmings, C. D. y Alpaslan, T. (1973). Nth root stack nonlinear multichannel filter, Geophysics, 38, 327–338, 1973.
- King, D. W., Husebye, E. S. y Haddon, R. A. W. (1976). Processing of seismic precursor data, Phys. Earth Planet. Inter., 12, 128–134, 1976.

- Krüger, F., Weber, M., Scherbaum, F. y Schlittenhardt, J. (1993). Double beam analysis of anomalies in the core-mantle boundary region, Geophys. Res. Lett., 20, 1475– 1478, 1993.
- Krüger, F., Scherbaum, F., Weber, M. y Schlittenhardt, J. (1996). Analysis of asymmetric multipathing with a generalisation of the double-beam method, Bull. Seismol. Soc. Am., 86, 737–749.
- Krüger, F., Baumann, M., Scherbaum, F. y Weber. M. (2001). Mid mantle scatterers near the Mariana slab detected with a double array method, Geophys. Res. Lett., 28, 667–670.
- Litehiser, Joe J., editor. (1989). Observatory Seismology: A Centennial Symposium for the Berkeley Seismographic Stations. Berkeley: University of California Press, c1989. <u>http://ark.cdlib.org/ark:/13030/ft7m3nb4pj/</u>. Eight. Array Seismology: Past, Present and Future Developments. E. S. Husebye and B. O. Ruud.
- Massé, R. P. (1987). Seismic Verification of Nuclear Test Limitation Treaties: Workshop 2. Identification. Office of Technical Assessment, Congress of the United States, Washington, D. C.
- Muirhead, K. J., y Datt, R. (1976). *The N-th root process applied to seismic array data,* Geophys. J. R. Astron. Soc., 47, 197–210.
- Niazi, M. (1969). Use of source arrays in studies of regional studies. Bull. Seismol. Soc. Am., 59, 1631–1643, 1969.
- Niu F., and H. Kawakatsu. (1995). Direct evidence for the undulation of the 660-km discontinuity beneath Tonga: Comparison of Japan and California array data, Geophys. Res. Lett., 22, 531-534.
- Ringdal, F. y Kværna, T. (1989). A multi-channel processing approach to real time network detection, phase association, and threshold monitoring, Bull. seism. Soc. Am., 79, 1927–1940.
- Ritter, J. R. R., M. Jordan, U. Christensen, and U. Achauer. 2001. *A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany*, Earth Planet. Sci. Lett., 186, 7–14.

Araceli García Yeguas y Roberto Cabieces Díaz

- McFadden, P. L., Drummond, B. J. y Kravis S. (1986). *The Nth root stack: Theory, applications, and examples*, Geophysics, 51, 1879–1892, 1986.
- Paulssen, H. (1985). Upper mantle converted waves beneath the Nars array. Geophys.Res. Lett. 12, 10, 1944-8007. http://dx.doi.org/10.1029/GL012i010p00709.
- Posmentier, E. S., y Herrmann R. W. (1971). *Cophase: An ad hoc array processor*, J. Geophys. Res., 76, 2194–2201, 1971.
- Prieto G. A., Parker R. L. y Vernon III, F. L. (2009). A Fortran 90 library for multitaper spectrum analysis. Computer and Geosciences. Vol. 35, 8. Pag. 1701-1710. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.06.007.
- Romney, C. F. (1985). VELA Overview: The early years of the seismic research program. In A. U. Kerr, ed., *The VELA Program. Twenty-five years of Basic Research.* Executive Graphics Services, Defense Advanced Research Projects Agency.
- Rost, S., y Thomas, C. (2002). Array seismology: Methods and applications, Rev. Geophys., 40 (3), 1008, doi:10.1029/2000RG0001002002.
- Ruigrok, E., Gibbons, S. y Wapenaar, K. (2017). Cross-correlation beamforming. J Seismol. (2017) 21: 495. https://doi.org/10.1007/s10950-016-9612-6.
- Scherbaum, F., Krüger, F., y Weber, M. (1997). Double beam imaging: Mapping lower mantle heterogeneities using combinations of source and receiver arrays, J. Geophys. Res., 102, 507–522, 1997.
- Schimmel, M., y Paulssen, H. (1997). *Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase weighted stacks*, Geophys. J. Int., 130, 497–505, 1997.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F.d.L., Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia– Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. Tectonophysics 426, 295–317. <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.004</u>.
- Stich, D., Mancilla, F.d.L., Pondrelli, S., Morales, J. (2007). Source analysis of the February 12<sup>th</sup> 2007, Mw 6.0 horseshoe earthquake: implications for the 1755 Lisbon earthquake. Geophys. Res. Letters, 34. <a href="http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030012">http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030012</a>.

- Thomas, C., Weber, M. Wicks, C., y Scherbaum. F. (1999). Small scatterers in the lower mantle observed at German broadband arrays, J. Geophys. Res., 104, 15,073–15,088.
- Thomson, D.J. (1982). Spectrum estimation and harmonic analysis, Proc. IEEE, 70(9), 1055–1096.
- Tokimatsu. K. (1995). Geotechnical site characterization using surface waves. In Ishihara (ed), editor, Proc. 1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering, volume 3, pages 1333–1368.
- Trnkoczy, A. (2012), Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm, in New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2), IS 8.1, 20 pp.
- Vidale, J. E., and P. S. Earle. (2000). *Fine-scale heterogeneity in the Earth's inner core*, Nature, 404, 273–275.
- Webb, C. (1999), Analysing qualitative data: computerized and other approaches. Journal of Advanced Nursing, 29: 323–330. doi:10.1046/j.1365-2648.1999.00892.x
- Withers, M., Aster, R., Young, C., Beiriger, J., Harris, M., Moore, S., y Trujillo, J. (1998). A comparison of selected trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection, Bull. Seismol. Soc. Am. 88, 95–106.

