



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Estrategias del procesado y análisis espectral de datos sísmicos para el estudio de procesos dinámicos en oceanografía física

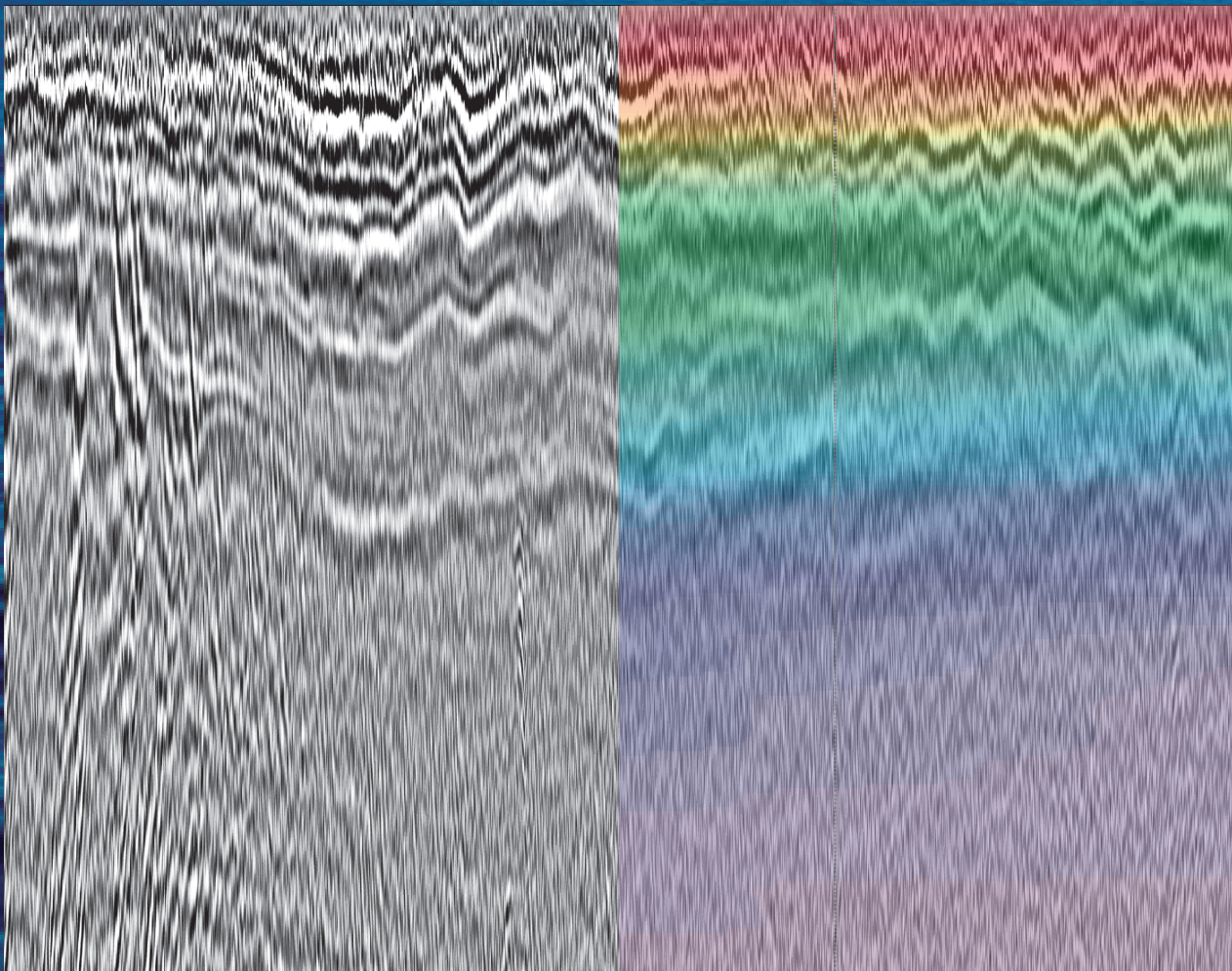
Jhon Fredy Mojica Moncada

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

**ESTRATEGIAS DEL PROCESADO Y ANÁLISIS ESPECTRAL
DE DATOS SÍSMICOS PARA EL ESTUDIO DE
PROCESOS DINÁMICOS EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**



JHON FREDY MOJICA MONCADA
BARCELONA, SEPTIEMBRE 2015

Barcelona – Center for Subsurface Imaging

Departament de Geociències Marines

Institut de Ciències del Mar (CSIC)

Programa de doctorat de Ciències del Mar de la Universitat de Barcelona

**ESTRATEGIAS DEL PROCESADO Y ANÁLISIS ESPECTRAL DE
DATOS SÍSMICOS PARA EL ESTUDIO DE PROCESOS DINÁMICOS
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

Memoria de tesis presentada por Jhon Fredy Mojica Moncada

Para optar al grado de doctor por la Universidad de Barcelona

Director

Dr. Valentí Sallarès Casas

Co-directora

Dr. Berta Biescas Gorriz

Tutor

Dr. Miquel Canals Artigas

A mis padres Aracelly y Libardo por dejarme decidir lo que quería hacer.

A Mis hermanos Libardo, Diego y Tatiana por ayudarme a crecer.

A Cata y Valentí que me hacen pensar que siempre hay un futuro mejor.

“Un viajero marino tiene incluso una
impresión más vivida de que el océano
está hecho de ondas en lugar de materia”

Arthur Eddington

(1882 – 1944)

AGRADECIMIENTOS


El desarrollo de esta tesis ha incidido en mí tanto profesional como personalmente. Me trajo a vivir a un lugar muy lejos de mi tierra natal, que me abrió los ojos y la mente al mundo. Me siento muy agradecido por esta oportunidad, la cual me brindó el compartir experiencias con gente de muchos rincones del mundo y me permitió aprender lo importante y valioso que es una amistad.

Gracias al Dr Valentí Sallarès Casas, que me dio la oportunidad de realizar la presente investigación, por su dirección continua e implicación, que ha sido esencial para alcanzar el objetivo que ahora se ha hecho realidad. De igual forma me permitió ingresar al grupo de trabajo del Barcelona – Center for Subsurface Imaging (B-CSI), donde tuve un gran espacio y un excelente ambiente para trabajar, rodeado de grandes profesionales que siempre estaban dispuestos a brindar una mano en cualquier momento.

También quiero agradecer a mi co-directora, la Dra Berta Biescas Gorriz, por su constante seguimiento y asesoría a lo largo de la elaboración de este trabajo, proporcionándome las herramientas y haciéndome cuestionar de las cosas que supuestamente sabemos, lo cual me permitió mejorar tanto académica como moralmente.

Quiero agradecer al gran equipo de trabajo con el que compartí esta etapa de mi vida, quienes me apoyaron en distintos momentos, en especial me gustaría nombrar a Guillermo Bornstein, Manel Prada, Sergi Costa, Alejandra Lagos, Sara Martínez, Claudia Grass, Slaven Begovich, por la ayuda académica y moral que me prestaron en los muchos y diversos momentos del desarrollo de este trabajo.

El agradecimiento más especial va a mi familia, por su apoyo incondicional al momento de emprender esta aventura. Aunque estemos lejos físicamente, el simple hecho de saber cómo se encuentran, me llena de energía y motivos para seguir adelante, sintiéndolos más cerca que nunca.

Mi gratitud a ti Cata, por tu apoyo sincero e incondicional en todos los momentos difíciles y también los buenos, por permitirme sentir la dicha de ser padre y brindarme un motivo más para seguir endavant Valentí Mojica Gonzalez. 

FINANCIACIÓN

El autor fue financiado en el marco del proyecto POSEIDON (CTM2010-25169) y APOGEO (CTM2011-16001-E/MAR), financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad español (MINECO). Este trabajo ha sido realizado también gracias a los proyectos OCEANSEIS (FP7-PEOPLE-2010-IOF-271936) financiado por la Unión Europea y SEISMARE-RITMARE (FP7-PEOPLE-2012-COFUND-600407) cofinanciado por la Unión Europea y el Consiglio Nazionale delle Ricerche. El autor ha trabajado en el marco del grupo de investigación de la Generalitat de Catalunya 2009SGR146: Barcelona Center for Subsurface Imaging (B-CSI) del Instituto de Ciencias del Mar (CSIC). La colección de los datos sísmicos e hidrográficos presentados en el capítulo 3 y 6, fueron financiados por el proyecto IMPULS (CTM2003-05996-MAR), EVENT (CGL2006-12861-C02-02), y SAGAS (CTM2005-08071-C03-02/MAR), también financiados por MINECO.

TABLA DE CONTENIDOS

| | Pág. |
|---|-----------|
| ÍNDICE DE FIGURAS | i |
| ÍNDICE DE TABLAS | xiv |
| ÍNDICE DE ECUACIONES | xv |
| LISTADO DE ABREVIACIONES | xvii |
| RESUMEN | xviii |
| ABSTRACT | xxi |
| | |
| 1 INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1. CONTEXTO DEL TRABAJO | 3 |
| 1.1.1. La cascada energética entre la macro-escala y la pequeña-escala | 3 |
| 1.1.2. ¿Por qué el Mar de Alborán? | 5 |
| 1.2. PROBLEMA CIENTÍFICO, MOTIVACIÓN E HIPÓTESIS DE TRABAJO | 8 |
| 1.3. OBJETIVOS | 13 |
| 1.4. ESTADO DEL ARTE DE LA OCEANOGRAFÍA SÍSMICA | 14 |
| 1.4.1. Conceptos básicos de la Oceanografía Sísmica | 14 |
| 1.4.2. Estudios previos de Oceanografía Sísmica | 17 |
| 1.4.2.1. Visualización y descripción de procesos y estructuras oceanográficas | 18 |
| 1.4.2.2. Determinación de propiedades físicas de la columna de agua mediante técnicas de inversión de datos | 21 |
| 1.4.2.3. Caracterización y estudio de procesos dinámicos a partir del análisis espectral de los datos MCS | 23 |
| 1.5. ESQUEMA DE LA TESIS | 25 |
| | |
| 2 CONTEXTO OCEANOGRÁFICO DEL MAR DE ALBORÁN | 27 |
| 2.1 CIRCULACIÓN EN EL MAR DE ALBORÁN | 28 |
| 2.2 PRINCIPALES PROCESOS Y ESTRUCTURAS | 34 |
| 2.2.1 Macroescala [$10^9 - 10^6$ m] | 34 |
| 2.2.1.1 Marea superficial | 34 |

| | | |
|---------|--|-----------|
| 2.2.1.2 | Marea interna | 35 |
| 2.2.1.3 | Jet de Agua Atlántica | 36 |
| 2.2.2 | Mesoescala [$10^6 - 10^2$ m] | 36 |
| 2.2.2.1 | Surgencias | 36 |
| 2.2.2.2 | Giros de Alborán | 38 |
| 2.2.2.3 | Solitones | 39 |
| 2.2.2.4 | Ondas internas | 40 |
| 2.2.3 | Escala intermedia [$10^2 - 10^1$ m] | 44 |
| 2.2.3.1 | Inestabilidades | 44 |
| 2.2.3.2 | Vórtices laminares | 47 |
| 2.2.3.3 | Interacción entre ondas inerciales gravitacionales | 48 |
| 2.2.3.4 | Disipaciones de interfaz | 49 |
| 2.2.4 | Pequeña escala [$10^1 - 10^{-1}$ m] | 49 |
| 2.2.4.1 | Turbulencia | 49 |
| 2.2.4.2 | Capa de mezcla | 51 |
| | | |
| 3. | ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE DATOS OCEANOGRÁFICOS Y SÍSMICOS (CAMPAÑA IMPULS) | 55 |
| 3.1 | MÉTODOS OCEANOGRÁFICOS CONVENCIONALES | 57 |
| 3.1.1 | XBTs adquiridos en la campaña IMPULS | 57 |
| 3.1.2 | XCTD adquirido en la campaña IMPULS | 58 |
| 3.1.3 | Datos registrados satelitalmente durante la campaña IMPULS | 59 |
| 3.1.4 | Datos de boyas registrados durante la campaña IMPULS | 62 |
| 3.2 | DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL | 63 |
| 3.2.1 | Introducción al Sistema de Sísmica de Reflexión Multicanal (MCS) | 63 |
| 3.2.2 | Componentes de los sistemas de MCS marinos | 64 |
| 3.2.2.1 | Fuente | 66 |
| 3.2.2.2 | Streamer | 68 |
| 3.2.3 | Resolución espacial y temporal en los sistemas de MCS | 70 |
| 3.2.3.1 | Resolución horizontal | 70 |
| 3.2.3.2 | Resolución vertical | 71 |
| 3.2.3.3 | Comparación entre la resolución de los principales sistemas de MCS | 72 |

| | | |
|-----------|--|------------|
| 3.2.3.4 | Resolución temporal y sinopticidad en los datos MCS | 74 |
| 3.2.4 | Adquisición y procesado de datos de sismica de reflexión multicanal de alta resolución (HR-MCS) | 76 |
| 3.2.4.1 | Sistemas de adquisición de la campaña IMPULS 2006 | 76 |
| 3.2.4.2 | Procesado de datos de MCS | 79 |
| 3.2.4.2.1 | Introducir la geometría del sistema | 81 |
| 3.2.4.2.2 | Filtrado en frecuencias | 82 |
| 3.2.4.2.3 | Corrección de la divergencia esférica | 84 |
| 3.2.4.2.4 | Mitigación de la onda directa | 84 |
| 3.2.4.2.5 | Agrupación por punto medio común (CMP) | 86 |
| 3.2.4.2.6 | Corrección hiperbólica mediante “Normal Move Out” | 89 |
| 3.2.4.2.7 | Suma de trazas en cada CMP, apilamiento o “Stack” | 91 |
| 3.2.4.2.8 | Conversión en profundidad | 92 |
| 3.2.4.3 | Visualización de los perfiles de MCS | 93 |
| 3.3 | CAMPAÑAS Y ESTUDIOS OCEANOGRÁFICOS COMPLEMENTARIOS RELEVANTES PARA ESTA TESIS | 95 |
| 3.3.1 | Campaña SAGAS | 95 |
| 3.3.2 | WOA2013 | 97 |
| 4. | ANÁLISIS DE DATOS OCEANOGRÁFICOS Y SÍSMICOS (CAMPAÑA IMPULS) | 99 |
| 4.1 | ANÁLISIS HIDROGRÁFICO TRADICIONAL (CAMPAÑA IMPULS) ... | 100 |
| 4.1.1 | XCTD | 100 |
| 4.1.2 | XBT | 104 |
| 4.1.3 | Datos de satélites y boyas | 105 |
| 4.2 | COMPARACIÓN ENTRE DATOS HIDROGRÁFICOS TRADICIONALES Y DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL ... | 110 |
| 4.3 | ANÁLISIS DE LA RELACIÓN SEÑAL-RUIDO EN DIFERENTES BANDAS FRECUENCIALES | 113 |
| 4.4 | IDENTIFICACIÓN DE LOS REFLECTORES ACÚSTICOS | 115 |
| 4.5 | ANÁLISIS ESPECTRAL DE LOS DESPLAZAMIENTOS VERTICALES DE LOS REFLECTORES ACÚSTICOS DIGITALIZADOS | 120 |

| | |
|--|------------|
| 5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS | 127 |
| 5.1 CARACTERIZACIÓN DE LOS REGÍMENES IDENTIFICADOS EN FUNCION DE SU ESCALA HORIZONTAL | 128 |
| 5.1.1 Rango espacial I: Mesoescala | 128 |
| 5.1.2 Rango espacial II: Escala intermedia | 133 |
| 5.1.3 Rango espacial III: Pequeña escala | 140 |
| 5.1.4 Rango espacial IV: “Ruido” | 142 |
| 5.2 ESTIMACIÓN DE LAS TASAS DE MEZCLA Y DIFUSIVIDAD | 144 |
| 5.2.1 Tasas de disipación | 144 |
| 5.2.1.1 Tasa de disipación en el campo de ondas internas | 145 |
| 5.2.1.2 Tasa de disipación en el régimen turbulento | 146 |
| 5.2.1.3 Tasa de disipación en el rango transicional | 148 |
| 5.2.1.4 Variabilidad espacial de las tasas de disipación | 150 |
| 5.2.2 Estimación de la difusividad diapicna | 152 |
| 5.2.2.1 Difusividad diapicna en el campo de ondas internas | 152 |
| 5.2.2.2 Difusividad diapicna en el régimen turbulento | 153 |
| 5.2.2.3 Difusividad diapicna en el rango transicional | 154 |
| 5.2.2.4 Distribución espacial de la difusividad diapicna | 155 |
| 5.2.2.5 Difusividad diapicna vertical | 157 |
| 5.3 COMPARACIÓN DE RESULTADOS CON OTROS SISTEMAS SÍSMICOS DE ADQUISICIÓN Y OTROS TRABAJOS RELEVANTES .. | 160 |
| 6. ANÁLISIS DE DATOS DE LA CAMPAÑA EVENT-DEEP Y COMPARACIÓN CON LOS RESULTADOS DE IMPULS | 169 |
| 6.1 DATOS HIDROGRÁFICOS DE LA CAMPAÑA EVENT-DEEP | 171 |
| 6.1.1 Análisis de los CTDs adquiridos en la campaña EVENT-DEEP | 172 |
| 6.1.2 Análisis de los XBTs y SVP adquiridos en la campaña EVENT- DEEP | 177 |
| 6.1.3 Análisis de datos de satélite registrados durante la campaña EVENT-DEEP | 178 |
| 6.1.4 Análisis de datos de boyas registrados durante la campaña EVENT-DEEP | 180 |
| 6.2 DATOS SÍSMICOS ADQUIRIDOS EN LA CAMPAÑA EVENT-DEEP ... | 182 |

| | |
|--|------------|
| 6.3 ANÁLISIS DE LOS DATOS SÍSMICOS (CAMPAÑA EVENT-DEEP) | 186 |
| 7. CONCLUSIONES | 193 |
| 8. PERSPECTIVAS | 199 |
| BIBLIOGRAFIA | 205 |
| ANEXOS | 221 |
| ANEXO 1 - PARÁMETROS HIDROGRÁFICOS CONSIDERADOS EN ESTE TRABAJO | 223 |
| ANEXO 2 – PERFILES SÍSMICOS | 225 |
| ANEXO 3 – TABLAS DE LOS PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LAS LÍNEAS SÍSMICAS Y DESPLIEGUE DE LAS SONDAS HIDROGRÁFICAS | 249 |
| ANEXO 4 – PERFILES XBT | 257 |
| ANEXO 5 – ANÁLISIS DE RUIDO | 265 |
| ANEXO 6 – GLOSARIO | 269 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | Pág. |
|--|-------------|
| Figura 1.1. Mapa general de la circulación termohalina oceánica | 2 |
| Figura 1.2. Diagrama del espectro de la densidad de energía cinética como función del número de onda horizontal | 4 |
| Figura 1.3. Localización geográfica del Mar Mediterráneo y todas sus cuencas | 5 |
| Figura 1.4. Localización geográfica del Mar de Alborán y sus principales características geográficas | 6 |
| Figura 1.5. Diagrama de las diferentes masas de agua que circulan por el estrecho de Gibraltar y el Mar de Alborán | 7 |
| Figura 1.6. (A) Esquema de la localización espacial horizontal y vertical de los diferentes procesos y estructuras vistos en el océano. (B) Las zonas sombreadas representan las escalas que pueden ser registradas por los métodos de medición más comunes | 9 |
| Figura 1.7. Diagrama conceptual del flujo de energía asociado a la circulación oceánica y sus posibles rutas | 10 |
| Figura 1.8. Imagen de la estructura fina del océano, obtenida con los datos de MCS a partir de la impedancia acústica generada en los contrastes termohalinos (Biescas et al., 2010) | 11 |
| Figura 1.9. Imagen de la estructura fina del océano, obtenida con datos de MCS a partir de la impedancia acústica generada en los contrastes termohalinos (Buffett et al., 2009) | 14 |
| Figura 1.10. Propagación de la onda acústica sobre diferentes límites termohalinos. Ley de Snell | 15 |

| | |
|---|-----------|
| Figura 1.11. Esquema básico del sistema de adquisición de sísmica de reflexión multicanal | 16 |
| Figura 1.12. Esquema del proceso de convolución entre los coeficientes de reflexión del medio y la ondícula generada por la fuente sísmica. El resultado de la convolución es la traza sísmica | 17 |
| Figura 1.13. Perfil sísmico adquirido durante la campaña IAM el 29 de agosto de 1993, donde se identifica un Meddy (Biescas et al., 2008) | 19 |
| Figura 1.14. Movimiento relativo entre el sistema de detección y las estructuras termohalinas (Klaeschen et al., 2009) | 20 |
| Figura 1.15. (A) Imagen de reflexión sísmica del agua Mediterránea en el Golfo de Cádiz, donde se identifica un Meddy. (B) Modelo de velocidad del sonido obtenido a partir XBT simultáneos. (C) Modelo de temperatura después de un proceso de inversión utilizando datos sísmicos e hidrográficos (Papenberg et al., 2010) | 22 |
| Figura 1.16. Modelos real e invertido para las estrategias TS, K-GO y K-Thalasa, en un diagrama de temperatura conservativa contra densidad potencial (Bornstein et al., 2013) .. | 23 |
| Figura 2.1. Mapa del estrecho de Gibraltar y su batimetría (color). Datos obtenidos de la European Marine Observation and Data Network (EMODnet) | 29 |
| Figura 2.2. Modelo de la circulación superficial del Mar de Alborán, donde identifica la entrada de AW superficial y la presencia de los giros de Alborán | 31 |
| Figura 2.3. Diagrama T-S de dos estaciones en la entrada y salida del Mar de Alborán adquiridos durante verano | 32 |
| Figura 2.4. Perfiles de distribución de temperatura y salinidad de los primeros 300 m, para diferentes épocas del año ($36^{\circ}N$, $5^{\circ} - 2^{\circ}W$) | 33 |

| | |
|--|-----------|
| Figura 2.5. Esquema de la generación del pulso de marea interna en el estrecho de Gibraltar | 35 |
| Figura 2.6. Principales zonas de afloramiento en el Mar de Alborán | 37 |
| Figura 2.7. Imagen de la temperatura superficial del Mar de Alborán, registrado por el satélite ERS-2 con el SAR el 2 de diciembre de 1996 | 38 |
| Figura 2.8. Solitón generado sobre el umbral de Camarinal, registrado con XBTs, y batimetría del fondo marino en el estrecho de Gibraltar donde fue generado | 39 |
| Figura 2.9. (A) Imagen obtenida con el satélite ERS-1, de la propagación de ondas internas provenientes del estrecho de Gibraltar en el Mar de Alborán el 26 de Mayo de 1994. (B) Mapa del Mar de Alborán, donde se muestran ondas internas observadas en diferentes épocas del año | 41 |
| Figura 2.10. Espectro de Garrett-Munk de ondas internas en el océano | 43 |
| Figura 2.11. (A) Imagen de un campo de densidades creado a partir de una simulación, donde se identifican las estructuras que generan la inestabilidad de Holmboe y K-H. (B) Respectivos esquemas de perfiles de velocidad y densidad | 46 |
| Figura 2.12. Variaciones de temperatura en un flujo de marea, donde se identifican vórtices laminares | 47 |
| Figura 2.13. (A) Simulación numérica de un fluido de dos capas, fluyendo en direcciones opuestas, al cual se le aplica una perturbación. (B) Al paso del tiempo se convierte en un régimen turbulento | 50 |
| Figura 2.14. Espectro de energía de la temperatura y la velocidad del fluido para números de onda en el rango de turbulencia | 51 |

| | |
|---|-----------|
| Figura 3.1. Mapa del Mar de Alborán con la localización de los perfiles sísmicos adquiridos en la campaña IMPULS | 56 |
| Figura 3.2. Mapa del Mar de Alborán con la localización de los datos hidrográficos obtenidos en la campaña IMPULS | 57 |
| Figura 3.3. Perfiles de temperatura, salinidad y velocidad del sonido en profundidad obtenidos a partir del XCTD, registrados en la campaña IMPULS | 59 |
| Figura 3.4. Velocidades geostróficas y topografía dinámica absoluta presente en el Mar de Alborán el 17 de mayo de 2006 | 60 |
| Figura 3.5. Mapa de temperatura superficial y clorofila presente en el Mar de Alborán el 17 de mayo de 2006 | 61 |
| Figura 3.6. Rosa de vientos presentes, calculada en la estación boya de cabo de Gata en el Mar de Alborán en mayo de 2006 | 62 |
| Figura 3.7. Esquema básico del método sísmico de reflexión utilizado en tierra | 63 |
| Figura 3.8. Esquema básico de los principales componentes del sistema de adquisición sísmica multicanal marina | 65 |
| Figura 3.9. Esquema de reflexión crítica y refracción | 66 |
| Figura 3.10. Esquema básico de un cañón de aire utilizado en la adquisición de datos acústicos de MCS | 67 |
| Figura 3.11. Ondícula de la fuente según el ángulo de incidencia y su espectro en función de la frecuencia | 68 |
| Figura 3.12. Esquema básico de un <i>streamer</i> utilizado en la adquisición de datos acústicos de MCS | 69 |

| | |
|--|-----------|
| Figura 3.13. Esquema de la propagación de la onda reflejada en una interfaz de impedancia acústica, donde se determina la máxima resolución horizontal de la señal o primera zona de Fresnel | 71 |
| Figura 3.14. Esquema sobre el criterio de Rayleigh. Dos señales pueden resolverse siempre que la distancia entre sus dos máximos sea mayor que $\lambda/4$ | 72 |
| Figura 3.15. Imagen sísmica obtenida con un sistema LR-MCS, donde se identifica la interacción de la corriente Mediterránea y la montaña submarina del banco de Gorringe, Golfo de Cádiz (Biescas et al., 2010) | 73 |
| Figura 3.16. Imagen sísmica obtenida con un sistema de HR-MCS donde se identifican reflectores relacionados con la termoclina estacional (Piété et al., 2013) | 74 |
| Figura 3.17. Diseño de cañones y <i>streamer</i> utilizados en la campaña IMPULS-2006 | 77 |
| Figura 3.18. Espectro de frecuencias de la fuente utilizada en la adquisición de datos de alta resolución en la campaña IMPULS | 78 |
| Figura 3.19. Esquema de la secuencia de procesado aplicada a los datos sísmicos de la campaña IMPULS. El procesado fue desarrollado específicamente para obtener información de la capa de agua | 80 |
| Figura 3.20. Curvas de Wenz. Describen el espectro de ruido de fondo del océano | 83 |
| Figura 3.21. Datos crudos del disparo 1000 registrado en el perfil IMPULS 3 y filtrado paso alto 240 Hz, donde se eliminan las bajas frecuencias | 83 |
| Figura 3.22. Diagrama de corrección de divergencia esférica | 84 |
| Figura 3.23. Transformación del vector propio principal (Eigen-vector) | 85 |

| | |
|--|-----------|
| Figura 3.24. Datos del disparo 1000 registrado en el perfil IMPULS 3, registro identificado con el filtro de KL, y datos obtenidos al aplicar el filtro de KL | 86 |
| Figura 3.25. Comparación entre las magnitudes de la reflexión sísmica generada en la capa de agua y la tierra solida | 87 |
| Figura 3.26. Método del CMP, muestra el camino de los rayos a través de diferentes caminos, entre la fuente, el CMP y los receptores | 88 |
| Figura 3.27. Esquema donde se muestra una estructura con inclinación en la cual el CMP y el CDP no se localizan en el mismo punto | 88 |
| Figura 3.28. Esquema de selección de CMP's, a lo largo de la misma línea. Al sumar más datos, se realza la señal, visualizando estructuras laterales coherentes | 89 |
| Figura 3.29. CMP-gather. Modelo de velocidades analizado a partir del análisis de semblanza | 90 |
| Figura 3.30. Disparo antes y después de aplicar el NMO corrigiendo el tiempo de llegada de las distintas fases | 91 |
| Figura 3.31. Agrupamiento de los primeros 3000 CMPs después de realizar el apilamiento o <i>stack</i> en el perfil IMPULS 3, únicamente para la capa de agua | 91 |
| Figura 3.32. Perfil sísmico IMPULS 3 antes y después de la conversión en profundidad .. | 92 |
| Figura 3.33. Perfiles sísmicos obtenidos al procesar los datos de las líneas IMPULS 1, 2, 3 y 4 | 93 |
| Figura 3.34. Plan de campaña SAGAS. Localización de los sectores con datos registrados | 95 |
| Figura 3.35. Perfiles de velocidad obtenidos con el ADCP en la campaña SAGAS, registrado en el Bloque alto de Djibouti | 96 |

| | |
|---|------------|
| Figura 3.36. Diagrama T-S y secciones de temperatura y salinidad obtenidas a partir de datos del World Ocean Atlas 2013 en el Mar de Alborán | 97 |
| Figura 4.1. Diagrama T-S a partir de datos de XCTD (campana IMPULS) | 100 |
| Figura 4.2. Perfil de la anomalía y del gradiente de anomalía de densidad potencial obtenido a partir de los datos XCTD | 101 |
| Figura 4.3. Frecuencia de flotabilidad (N), obtenida a partir de datos de XCTD | 102 |
| Figura 4.4. Ángulo de Turner obtenido a partir de datos de XCTD | 103 |
| Figura 4.5 Sección de temperatura y velocidad del sonido en profundidad interpolado, a partir de datos de XBTs | 105 |
| Figura 4.6. Localización de las líneas IMPULS y su sentido de adquisición sobre los mapas de velocidades geostróficas y topografía dinámica | 106 |
| Figura 4.7. Localización de las líneas IMPULS y su sentido de adquisición sobre los mapas de temperatura superficial y clorofila | 108 |
| Figura 4.8. Superposición de temperatura y velocidad del sonido interpolada obtenida a partir de los XBTs sobre los datos sísmicos en el perfil IMPULS 3 | 110 |
| Figura 4.9. Gradiente de temperatura obtenido a partir de los XBTs según su localización de despliegue y superposición con los datos sísmicos del perfil IMPULS 2 | 112 |
| Figura 4.10 Modelo sintético de dos temperaturas con un gradiente lateral predominante y otro con un gradiente vertical predominante, obteniendo un modelo de reflectividad acústica sintética diferente para cada caso (Biescas et al., 2014) | 115 |
| Figura 4.11. Superposición de reflectores picados manualmente sobre el perfil sísmico IMPULS 2 | 116 |

| | |
|--|------------|
| Figura 4.12. Superposición de reflectores picados manualmente sobre el perfil sísmico IMPULS 3 | 117 |
| Figura 4.13. Superposición de reflectores picados automáticamente sobre el perfil sísmico IMPULS 2 | 118 |
| Figura 4.14. Superposición de reflectores picados automáticamente sobre el perfil sísmico IMPULS 3 | 119 |
| Figura 4.15. Diagrama del espectro de densidad de energía en el océano, en función del número de onda | 121 |
| Figura 4.16. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes de las líneas IMPULS 2 e IMPULS 3 y su correspondiente intervalo de confianza del 95% ... | 123 |
| Figura 4.17. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes de los perfiles individuales IMPULS 2 e IMPULS 3 | 124 |
| Figura 5.1. Perfil batimétrico de la región donde se registraron los datos de los perfiles IMPULS 2 y 3 | 129 |
| Figura 5.2. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes IMPULS 2 y 3 en relación al modelo teórico de GM79 para ondas internas | 130 |
| Figura 5.3. Serie temporal de corriente de marea, corriente, salinidad y presión atmosférica sobre el umbral de Camarinal | 131 |
| Figura 5.4. Zoom del perfil IMPULS 3 donde se identifican ondas internas | 132 |
| Figura 5.5. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes IMPULS 2 y 3 en relación a vórtices laminares generados a partir de inestabilidades K-H . | 135 |

| | |
|---|------------|
| Figura 5.6. Espectro de energía horizontal de un vórtice en una simulación (Waite, 2011) | 136 |
| Figura 5.7. Simulación numérica directa de la evolución de un campo de densidades afectado por una cizalla constante | 137 |
| Figura 5.8. Simulación numérica directa donde se observan vórtices laminares y su espectro energético en dos tiempos distintos de su evolución | 138 |
| Figura 5.9. (A) Zoom del perfil IMPULS 3 donde se identifican rugosidades de pequeña escala identificadas como inestabilidades K-H. (B) Variaciones de temperatura en un flujo de marea donde se describe el comportamiento de las inestabilidades K-H | 139 |
| Figura 5.10. Zoom del perfil IMPULS 3 donde se identifican vórtices laminares con una proporción 7/1 entre sus escalas horizontal y vertical | 140 |
| Figura 5.11. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes IMPULS 2 y 3 en relación al modelo de Batchelos59 para el régimen turbulento | 141 |
| Figura 5.12. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes IMPULS 2 y 3 en relación al ruido blanco presente a pequeña escala | 142 |
| Figura 5.13. Transición de las tasas de disipación en todo el rango espacial, en relación al modelo de Gregg89 (Gregg, 1989) para ondas internas | 146 |
| Figura 5.14. Transición de las tasas de disipación en todo el rango espacial, en relación al modelo de Batchelor59 (Batchelor, 1959) para el régimen turbulento | 147 |
| Figura 5.15. Perfil de tasas de disipación registrado en el estrecho de Gibraltar | 148 |
| Figura 5.16. Transición de las tasas de disipación en todo el rango espacial, en relación al modelo de D'Asaro y Lien, (2000) para el rango transicional | 150 |

| | |
|---|------------|
| Figura 5.17. Distribución espacial de las tasas de disipación obtenida para los perfiles IMPULS 2 y 3 | 151 |
| Figura 5.18. Transición de la difusividad diapicna en todo el rango espacial, en relación al modelo de Gregg89 (Gregg, 1989) para ondas internas | 153 |
| Figura 5.19. Transición de la difusividad diapicna en todo el rango espacial, en relación al modelo de Batchelor59 (Batchelor, 1959) para el régimen turbulento | 154 |
| Figura 5.20. Transición de la difusividad diapicna en todo el rango espacial, en relación al modelo de D'Asaro y Lien, (2000) para el rango transicional | 155 |
| Figura 5.21. Distribución espacial de la difusividad diapicna obtenida para los perfiles IMPULS 2 y 3, además se presenta un zoom de los perfiles sísmicos donde se identifican variaciones en los reflectores | 156 |
| Figura 5.22. Perfil de tasas de disipación y difusividad diapicna en profundidad | 158 |
| Figura 5.23. Espectro horizontal del desplazamiento vertical determinado a partir de los reflectores digitalizados (Holbrook y Fer, 2005) | 161 |
| Figura 5.24. Densidad espectral promediada obtenida a partir del desplazamiento de reflectores en tres secciones comparadas con el espectro de GM76 (Krahmann et al., 2008) | 162 |
| Figura 5.25. Análisis espectral de 3 secciones sísmicas para un rango espacial que cubre tanto ondas internas como turbulencia (Sheen et al., 2009) | 163 |
| Figura 5.26. Stack 2D de datos sintéticos de una campaña sísmica considerando el movimiento relativo entre el barco y el agua (Vsemirnova et al., 2009) | 164 |
| Figura 5.27. Imagen sísmica de reflectores seleccionados para calcular el espectro energético (Holbrook et al., 2013) | 165 |

| | |
|--|------------|
| Figura 5.28. Promediado de pendientes espectrales del desplazamiento vertical de la temperatura a partir de 4 perfiles a 4 profundidades menores a 1000 m (Klymak y Moum, 2005) | 166 |
| Figura 6.1. Mapa del Mar de Alborán con la localización de los perfiles sísmicos adquiridos en la campaña EVENT-DEEP | 171 |
| Figura 6.2. Mapa del Mar de Alborán con la localización de los datos hidrográficos obtenidos en la campaña EVENT-DEEP | 172 |
| Figura 6.3. Perfiles de temperatura, salinidad y velocidad del sonido en profundidad registrados a partir del CTD, obtenido en la campaña EVENT-DEEP | 173 |
| Figura 6.4. Diagrama T-S a partir de datos de CTD (campaña EVENT-DEEP) | 174 |
| Figura 6.5. Perfil de la anomalía y del gradiente de la anomalía de densidad potencial obtenido a partir de los datos CTD | 175 |
| Figura 6.6. Frecuencia de flotabilidad (N), obtenida a partir de datos de CTD | 176 |
| Figura 6.7. Ángulo de Turner generado a partir de datos de CTD | 177 |
| Figura 6.8. Perfiles de velocidad del sonido registrados a partir de datos XBT y SVP | 178 |
| Figura 6.9. Localización de las líneas EVENT-DEEP y su sentido de adquisición sobre los mapas de velocidades geostroficadas y topografía dinámica | 179 |
| Figura 6.10. Localización de las líneas EVENT-DEEP y su sentido de adquisición sobre los mapas de temperatura superficial y clorofila | 180 |
| Figura 6.11. Rosa de vientos presentes, calculada en la estación boya de cabo de Gata en el Mar de Alborán en mayo de 2010 | 181 |

| | |
|---|------------|
| Figura 6.12. Diseño de cañones y <i>streamer</i> utilizados en la campaña EVENT-DEEP-2010 | 182 |
| Figura 6.13. Espectro de frecuencias de la fuente utilizada en la adquisición de datos de alta resolución en la campaña EVENT-DEEP | 183 |
| Figura 6.14. Comparación de los esquemas de la secuencia de procesado de los datos sísmicos campañas IMPULS y EVENT-DEEP, desarrolladas para obtener la imagen acústica de la capa de agua | 184 |
| Figura 6.15. Perfiles sísmicos obtenidos al procesar los datos de las líneas EVENT 123b, 124 y 125 | 185 |
| Figura 6.16. Superposición de reflectores picados automáticamente sobre el perfil sísmico EVENT 123B | 186 |
| Figura 6.17. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir del horizonte EVENT 123B en relación al modelo teórico de GM79 para ondas internas, Batchelor59 para el régimen turbulento y el ruido blanco | 187 |
| Figura 6.18. Valores obtenidos para las tasas de disipación en todo el rango espacial, en relación al modelo de Gregg89 para ondas internas y Batchelor59 para el régimen turbulento | 189 |
| Figura 6.19. Distribución espacial de las tasas de disipación obtenida para el perfil EVENT 123B | 190 |
| Figura 6.20. Transición de la difusividad diapicna en todo el rango espacial, en relación al modelo de Gregg89 para ondas internas y Batchelor59 para el régimen turbulento | 191 |
| Figura 6.21. Distribución espacial de la difusividad diapicna obtenida para el perfil EVENT 123B | 192 |

| | |
|---|------------|
| Figura 7.1. Serie de zooms realizados sobre el perfil IMPULS 3, donde destaca la presencia de diferentes estructuras a medida que disminuye la escala espacial | 197 |
| Figura 8.1. Sección del perfil IMPULS 4, al cual se le realiza un zoom donde se registra un posible solitón | 201 |
| Figura 8.2. Página de inicio de la web sobre oceanografía sísmica, generada en el marco del proyecto POSEIDON | 202 |

Las figuras fueron generadas con diferentes programas, entre los que se encuentran el Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel y Smith, 1988); Matlab R2013B; Ocean Data View 4.6.2., y Adobe illustrator CS5.1.

ÍNDICE DE TABLAS

| | Pág. |
|--|------|
| Tabla 3.1 Resolución temporal en la adquisición de datos con sistemas sísmicos | 75 |
| Tabla 3.2 Sinopticidad en la adquisición de datos con sistemas sísmicos | 75 |
| Tabla 3.3 Características técnicas del sistema de adquisición en la campaña IMPULS . | 78 |
| Tabla 3.4 Cabeceras de datos sísmicos | 82 |
| Tabla 4.1 Valores de Señal-Ruido (S/N) obtenidos en las diferentes bandas frecuenciales aplicadas en el análisis | 114 |
| Tabla 4.2 Valores de pendiente espectral en los rangos espaciales con cambio de tendencia. Campaña IMPULS | 125 |
| Tabla 5.1 Valores medios obtenidos de ε y k_p a partir de modelos y datos sísmicos. Campaña IMPULS | 157 |
| Tabla 6.1 Características técnicas del sistema de adquisición en la campaña EVENT- DEEP | 183 |
| Tabla 6.2 Valores de pendiente espectral en los rangos espaciales con cambio de tendencia. Campaña EVENT-DEEP | 188 |
| Tabla 6.3 Valores medios obtenidos de ε y k_p a partir de modelos y datos sísmicos. Campaña EVENT-DEEP | 191 |

ÍNDICE DE ECUACIONES

| | Pág. |
|---------------------|------|
| Ecuación 1.1 | 15 |
| Ecuación 1.2 | 15 |
| Ecuación 1.3 | 15 |
| Ecuación 1.4 | 15 |
| Ecuación 1.5 | 15 |
| Ecuación 2.1 | 29 |
| Ecuación 2.2 | 29 |
| Ecuación 2.3 | 35 |
| Ecuación 2.4 | 35 |
| Ecuación 2.5 | 36 |
| Ecuación 2.6 | 42 |
| Ecuación 2.7 | 42 |
| Ecuación 2.8 | 42 |
| Ecuación 2.9 | 43 |
| Ecuación 2.10 | 44 |
| Ecuación 2.11 | 44 |
| Ecuación 2.12 | 45 |
| Ecuación 2.13 | 45 |
| Ecuación 2.14 | 45 |
| Ecuación 2.15 | 50 |
| Ecuación 2.16 | 50 |
| Ecuación 2.17 | 52 |
| Ecuación 2.18 | 52 |
| Ecuación 3.1 | 70 |
| Ecuación 3.2 | 72 |
| Ecuación 3.3 | 82 |
| Ecuación 3.4 | 84 |
| Ecuación 3.5 | 87 |
| Ecuación 3.6 | 89 |
| Ecuación 3.7 | 92 |

| | |
|----------------------------|------------|
| Ecuación 3.8 | 96 |
| Ecuación 3.9 | 96 |
| Ecuación 3.10 | 96 |
| Ecuación 4.1 | 101 |
| Ecuación 4.2 | 102 |
| Ecuación 4.3 | 103 |
| Ecuación 4.4 | 103 |
| Ecuación 4.5 | 107 |
| Ecuación 4.6 | 107 |
| Ecuación 4.7 | 117 |
| Ecuación 4.8 | 120 |
| Ecuación 4.9 | 120 |
| Ecuación 4.10 | 120 |
| Ecuación 4.11 | 122 |
| Ecuación 4.12 | 122 |
| Ecuación 4.13 | 122 |
| Ecuación 5.1 | 136 |
| Ecuación 5.2 | 136 |
| Ecuación 5.3 | 141 |
| Ecuación 5.4 | 145 |
| Ecuación 5.5 | 146 |
| Ecuación 5.6 | 149 |
| Ecuación 5.7 | 149 |
| Ecuación 5.8 | 149 |
| Ecuación 5.9 | 157 |
| Ecuación 5.10 | 157 |
| Ecuación 5.11 | 157 |
| Ecuación 5.12 | 158 |

LISTADO DE ABREVIACIONES

ADCP – Perfilador acústico de corriente Doppler

AMW – Agua Atlántica Modificada

AW – Agua Atlántica

CTD – Sonda de profundidad, temperatura y conductividad

f – Frecuencia de Coriolis

F_r – Número de Froude

F_z – Primera zona de Fresnel

HR-MCS – Sistema Sísmico de Multicanal de Alta Resolución

K-H – Inestabilidades de Kelvin-Helmholtz

LR-MCS – Sistema Sísmico de Multicanal de Baja Resolución

MCS – Sistema Sísmico de Multicanal

MW – Agua Mediterránea

N – Frecuencia de flotabilidad

OF – Oceanografía Física

OS – Oceanografía Sísmica

R_C – Criterio de Rayleigh

R_i – Número de Richardson

R_o – Número de Rossby

S/N – Proporción Señal Ruido

XBT – Batitermógrafo prescindible

XCTD – Sonda prescindible de profundidad, temperatura y conductividad

SVP – Sonda que determina el perfil de velocidad del sonido

RESUMEN

La circulación oceánica de gran escala se encuentra relacionada con la pequeña escala a través de los procesos turbulentos, los cuales hacen posible el intercambio de energía cinética. En equilibrio, el flujo de energía inyectado por el forzamiento climatológico en el rango de producción (macroescala) debe balancearse por los procesos de mezcla en el rango de disipación (meso- y pequeña escala). Alrededor de la frecuencia de Coriolis, el efecto cinemático dominante es el campo de los giros geostróficos, mientras que a mayores frecuencias y especialmente cerca de la frecuencia inercial, los movimientos están dominados por la dinámica de las ondas internas, cuya propagación en el océano transfiere la energía a menores escalas a través de procesos de dispersión y de interacción onda-onda. Dependiendo de las condiciones oceanográficas, cuando las ondas internas rompen, generando como consecuencia, la transferencia de parte de su energía a las escalas más pequeñas mediante procesos de mezcla irreversible, este proceso se puede generar de diversas maneras.

Actualmente la física que gobierna los diferentes sub-rangos se conoce relativamente bien pero, en cambio, los mecanismos de transferencia de energía entre los distintos sub-rangos, se comprenden solo parcialmente. Esto es debido principalmente al vacío observacional existente en el rango espacial intermedio ($\sim 10^1 - 10^3$ m). Esta falta de observaciones directas ha motivado que se hayan planteado diferentes modelos teóricos para explicar los mecanismos y rutas de transferencia, como por ejemplo los modelos de interacción onda-onda a nivel meso-escalar hasta escalas disipativas, las inestabilidades, y la interacción con la topografía.

En este trabajo se presenta evidencia observacional indicando que la cascada energética en la termoclina del Mar de Alborán sigue la ruta de las inestabilidades. En particular, se muestra que el rompimiento de las ondas internas está causado por el desarrollo de inestabilidades de cizalla como las de Kelvin-Helmholtz (K-H). Estos resultados innovadores se basan en el análisis espectral del desplazamiento vertical de reflectores acústicos registrados por primera vez con un sistema de sísmica multicanal de alta resolución (HR-MCS), que proporciona una cobertura espectral completa entre escalas de 10^3 m y 10 m en dirección horizontal y una resolución de unos 2 m en dirección vertical. Para el análisis se han utilizado datos de HR-MCS adquiridos durante la campaña de prospección geológica IMPULS-2006.

El Mar de Alborán es un área oceanográficamente activa, caracterizada por el intercambio de aguas Atlánticas (AW) y aguas Mediterráneas (MW) a través del estrecho de Gibraltar. Este intercambio produce una estratificación termohalina que en el momento de la realización de la campaña IMPULS, se localizaba entre 35 m y 110 m. La termoclina estratificada se encuentra perturbada de forma continua por el efecto de las ondas internas provenientes del estrecho de Gibraltar y que se propagan y disipan en la cuenca de Alborán. Debido al intercambio de aguas a través del estrecho, el sistema estratificado está también afectado por una cizalla constante, lo que lo hace propenso a la generación de inestabilidades de cizalla y al desarrollo de turbulencia estratificada.

En este trabajo se han identificado y caracterizado los mecanismos de transferencia de energía entre ondas internas y turbulencia a partir de mediciones directas y simultáneas realizadas con equipos hidrográficos convencionales (XCTD, XBT), el uso de datos de ADCP registrados en otras campañas sobre la misma área de estudio y su combinación con datos de HR-MCS. En concreto, se muestra que el mejor candidato para explicar las pendientes espectrales observadas en esta zona de transición son las inestabilidades de K-H, que son a su vez consistentes con los valores de variables oceanográficas determinadas a partir de medidas directas, como por ejemplo un número de Richardson por debajo de ~ 0.25 .

Previamente al análisis espectral, se procesaron los datos de HR-MCS aplicando una cadena de procesamiento diseñada específicamente para mitigar la energía de la onda directa, realzar la continuidad lateral de los reflectores, e identificar la estructura termohalina somera. A las imágenes sísmicas obtenidas se les realizó una conversión en profundidad utilizando un modelo de velocidades obtenido a partir de los XBTs. Para calcular el espectro energético de los reflectores acústicos se seleccionaron los dos perfiles sísmicos de mayor calidad (IMPULS 2 e IMPULS 3). Estos perfiles muestran unos reflectores acústicos que ondulan de forma continua lateralmente, revelando las perturbaciones de la estructura originada en los límites termohalinos de la capa estratificada en el rango de escalas intermedias. Se aplicó un análisis señal-ruido basado en la coherencia lateral de los reflectores a distintas bandas de frecuencia que indica que la banda de frecuencia utilizable se extiende entre 40 Hz y 240 Hz . Se seleccionaron un total de 117 reflectores con una coherencia lateral mayor que 1250 m mediante un criterio de correlación cruzada entre trazas adyacentes, para asegurar que todos contribuyen igualmente al comportamiento espectral entre 10^3 m y 10 m .

El espectro energético del desplazamiento vertical de los reflectores (Φ_{ζ}), se ha calculado de forma análoga a otros estudios previos obtenidos con equipos sísmicos de menor resolución. Un punto clave para comparar las pendientes espectrales con estimaciones teóricas de la energía es que las ondulaciones de los reflectores acústicos reproduzcan el desplazamiento vertical de las isopícnas. Se asume que esta condición es válida para la zona de estudio, ya que ésta no se encuentra afectada por intrusiones salinas o de temperatura. Cabe destacar que los espectros individuales de ambos perfiles sísmicos presentan las mismas características que el espectro combinado, a pesar del hecho que el barco se moviera en direcciones opuestas durante la adquisición y de que éstos se adquirieran con un lapso de 10 horas . Esto implica que las características oceanográficas son robustas y comunes en ambos perfiles y por tanto que el efecto del movimiento del barco es negligible.

A nivel mesoescalar, el espectro energético de las ondulaciones de los reflectores sigue el modelo de Garrett-Munk (1979), que predice una pendiente espectral con valor -2 . En los espectros calculados, este valor se presenta a escalas horizontales mayores de $\sim 100 \text{ m}$, es decir, similares a la escala de flotabilidad local calculada a partir de medidas oceanográficas ($l_{Nh} \approx 93 \text{ m}$). Por tanto, se deduce que esta parte del espectro debe corresponder a ondas internas en el rango mesoescalar. De acuerdo a la teoría y a simulaciones numéricas de alta resolución, el sub-rango transicional es asociado a las inestabilidades de cizalla en general, y a las de K-H en particular, debe presentar pendientes espectrales entre los -2.5 y -3.0 . Este rango de pendientes es consistente con la pendiente espectral calculada en el rango de escalas

intermedio ($100 - 35 \text{ m}$), donde se obtiene un valor promedio de -2.8 . Una característica de las estructuras formadas por las K-H es su forma de vórtice laminar con una escala horizontal que es un orden de magnitud mayor que la escala vertical (comúnmente una relación $7/1$), acorde también a las observaciones sísmicas. Finalmente el modelo de Batchelor, que es el más aceptado para describir el sub-rango inercial que continua a menores escalas predice que la pendiente espectral en este rango debe ser $-5/3$. El análisis espectral muestra pendientes próximas a este valor (-1.64), a partir de los $\sim 35 \text{ m}$, lo que sugiere que a estas escalas los vórtices laminares ya han colapsado y la dinámica empieza a ser dominada por procesos turbulentos.

A partir de los valores obtenidos en la caracterización espectral, se ha determinado el nivel de mezcla generado para cada uno de los rangos espaciales, utilizando para ello las relaciones existentes entre las que destacan las desarrolladas para el rango meso-escalar por Gregg (1989), un modelo planteado por D'Asaro y Lien (2000) para escalas intermedias y un modelo simplificado de Batchelor para la pequeña escala. Así para el rango meso-escalar se obtiene una tasa de disipación $\varepsilon_{IW} = 1.83 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$, y a partir de ésta siguiendo la relación de Osborn (1980) un valor de disipación diapicna $\log_{10} k_p = -3.72 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Los valores obtenidos para el rango transicional son $\varepsilon_{tran} = 1.45 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ y $\log_{10} k_p = -3.82 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, respectivamente; y para el rango turbulento $\varepsilon_{tur} = 1.22 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ y $\log_{10} k_p = -3.90 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Cabe destacar que estos valores se ajustan a los niveles de mezcla medidos directamente en la cuenca de Alborán con equipos hidrográficos convencionales, confirmando la validez del sistema HR-MCS para la identificación y caracterización de estructuras y procesos oceanográficos a escalas intermedias.

Los parámetros de mezcla obtenidos con el sistema de sísmica HR-MCS, pueden contribuir en la mejora de los modelos predictivos de procesos relacionados con la dinámica oceánica, debido a su alto nivel de sinopticidad, alta resolución lateral y amplio rango de escalas, abarcando desde la mesoescala hasta la estructura fina.

ABSTRACT

Large scale ocean circulation is linked to small scale by means of turbulent processes, which enable the exchange of kinetic energy across scales. At equilibrium, the energy flux that is injected by climatological forcing at the production range (macroscale) must be balanced by mixing processes at the dissipation range (meso– to small scale). Around the Coriolis frequency, the main kinematic effect is that of geostrophic eddy field, while at higher frequencies and especially near to inertial frequencies the motions are dominated by internal wave dynamics, whose propagation through the ocean allows to transfer their energy to smaller scales through dispersion processes and wave-wave interaction. Depending on the oceanographic setting, internal waves can break by different means, transferring part of their energy to smaller scales through irreversible mixing process.

Currently the physics that govern the different subranges is relatively well known, however, the energy transfer mechanisms among the different sub-ranges are still poorly understood. This is mainly due to the observational gap that exists in the range of intermediate scales ($\sim 10^1 - 10^3$ m). To fill in the lack of direct observations several theoretical models have been proposed to explain the mechanisms and routes of downward energy transfer across the scales as for example the wave-wave interactions from mesoscale to the dissipation scale, instabilities or interactions with topography.

This work presents observational evidence clearly indicating that the energy cascade in the Alboran Sea thermocline follows the instability route. In particular we show that the internal wave breaking is due to the development of shear instabilities, and in particular Kelvin-Helmholtz (K-H) like ones. These innovative results are based on the spectral analysis of the acoustic reflectors vertical displacement recorded for the first time with a high resolution multichannel seismic system (HR-MCS), which provides a full spectral coverage between 10^3 m and 10 m in horizontal direction, and 2 m in vertical direction. Our analysis is based on HR-MCS data recorded in the IMPULS-2006 geological survey.

The Alboran Sea is an oceanographically active area characterized by the exchange between Atlantic Waters (AW) and Mediterranean Waters (MW) across the Strait of Gibraltar. This exchange produces a thermohaline stratification that was concentrated between 35 m and 110 m deep during the IMPULS survey. The stratified thermohaline is continuously disturbed by the internal waves coming from the Strait of Gibraltar, which are propagated and dissipated into the Alboran basin. Due to the water exchange across the Strait of Gibraltar, the stratified system is affected by a constant shear making it prone to the development of shear instabilities and stratified turbulence.

In this work the energy transfer mechanism between internal waves and turbulence have been identified and characterized from direct and simultaneous measurements combining conventional hydrographic equipment (XCTD, XBT), ADCP data recorded in the same study area in other survey, and HR-MCS data. In particular, the results show that the process that explains better the spectral slopes over the transition scales are the Kelvin-Helmholtz

instabilities (K-H), This interpretation is also consistent with the local oceanographic measures, as for example a Richardson number below ~ 0.25

Previously to the spectral analysis, the HR-MCS data were processed following a processing flow specifically designed to mitigate the direct arrival energy, to enhance the lateral continuity of the reflectors, and to identify the shallow thermohaline structure. The seismic images were depth converted using an XBT derived sound velocity model. The two high quality seismic profiles (IMPULS 2 and IMPULS 3) were selected to calculate the energy spectra of the vertical displacement of the tracked acoustic reflectors. These profiles show undulating laterally continuous acoustic reflections, revealing the structural disturbances produced in the thermohaline boundaries of the stratified layers at the intermediate scales. A signal-to-noise analysis was applied at several frequency bands over the reflectors lateral coherence length to determine that the frequency band that is suitable to track reflectors at $40\text{-}240\text{ Hz}$. A total of 117 reflectors were selected with higher lateral correlation lengths of 1250 m using a criterion of maximum cross correlation between adjacent traces, to ensure that all of reflectors contribute equally to the slope spectra between 10^3 m y 10 m .

The vertical displacement energy spectra of reflectors (Φ_{ζ}), were calculated following a similar approach to that of previous studies using lower resolution seismic data. A key point to compare the spectral slopes with theoretical energy estimations is that the acoustic reflectors undulations reproduce the isopycnals vertical displacement. This is a reasonable assumption in our study area, since the Alboran Sea not subject to salinity-temperature compensating intrusions. It's worthy to distinguish that the spectra of the two individual seismic profiles have the same characteristics as the combined one, despite the fact that the vessel moved in opposite directions during the data acquisition, and that time lapse between them was 10 hours . Therefore, it must reflect robust oceanographic features that are common in the two profiles, with a minor effect of water and vessel's motion.

At mesoscale level, the energy spectra of the reflectors undulation follows the Garret-Munk (1979) model, which predicts a power law spectral density with value -2 . The calculated spectra show this slope value at scales larger than $\sim 100\text{ m}$, near to the buoyancy scale calculated from oceanographic measurements ($l_{Nh} \approx 93\text{ m}$). Thus, we deduce that this spectral range corresponds to the internal waves regime in the mesoscale range. According to theory and high resolution numerical simulations, the transitional sub-range is associated in general to shear instabilities, and particularly to K-H instabilities that should display steeper spectral slopes between -2.5 and -3.0 . This spectral slope range agrees with the slope calculated at the intermediate scale range ($100 - 35\text{ m}$), where the mean value is -2.8 . A feature of the K-H structures is the laminar vortex shape, with a horizontal scale an order higher than vertical (used to be a ratio of $7/1$) which also agrees with the seismic observations. Finally the Batchelor model, which is the most accepted model to describe the inertial sub-range at the smallest scales, predicts a spectral slope of $-5/3$. Our spectral analysis show slopes at this value (-1.64), from wavelengths smaller than $\sim 35\text{ m}$, which suggest that the laminar vortex have collapsed and the dynamics starts to be dominated by turbulent processes.

The mixing level produced in every spatial range, was determined based on the spectral values and using a different existing relations for each scale range, as the one described by Gregg (1989) for mesoscale range, D'Asaro and Lien (2000) relation for intermediate scales, and a simplified Batchelor model for small scales. Thus, for the mesoscale range a dissipation rate of $\varepsilon_{IW} = 1.83 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$, and a diapicnal dissipation of $\log_{10} k_p = -3.72 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Osborn, 1980. Relation) were obtained. The values for the transitional range are $\varepsilon_{tran} = 1.45 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ and $\log_{10} k_p = -3.82 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, respectively; and for the turbulent range these are $\varepsilon_{tur} = 1.22 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ and $\log_{10} k_p = -3.90 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. It's worthy to distinguish that these values fit the mixing levels directly measured at the Alboran basin using conventional hydrographic equipment's, confirming that the HR-MCS data is a suitable system to identify and characterize oceanographic process and structures at intermediate scales.

The mixing parameters obtained from HR-MCS data, can contribute to the improvement of the oceanic dynamic modelling, thanks to their high level of sinopticity, high lateral resolution and wide range of scales, covering from mesoscale to finestructure.

CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN

1 INTRODUCCIÓN

Los océanos son parte fundamental del ciclo de la vida en el planeta, ya que influyen directamente en la regulación del clima terrestre a través de su intercambio de propiedades con la atmósfera. Existe un patrón de circulación global en nuestro planeta, llamado “cinta transportadora”, que abarca toda la extensión y profundidad de los océanos y controla el intercambio de energía y materia entre los polos y el ecuador (Figura 1.1). Esta circulación a gran escala está dominada por subgiros antihorarios en los océanos subárticos y subtropicales del hemisferio sur y horarios en los océanos subtropicales del hemisferio norte y en el Océano Índico. A lo largo de estas corrientes de gran escala se generan estructuras mesoescalares como remolinos y frentes, que a su vez están formadas por subestructuras termohalinas de escala fina, hasta disiparse en dinámicas turbulentas (Ferrari y Wunsch, 1999).

La dinámica oceánica tiene como fuentes energéticas principales los vientos que inciden sobre su superficie, la fuerza de Coriolis debida al movimiento de rotación del planeta, la energía térmica del Sol y la fuerza de interacción gravitacional, cuyos efectos sobre las masas de agua varían según la latitud, profundidad y densidad (Cushman-Roisin, 2008). A su vez existen sumideros de energía como la disipación a través de las interacciones de las corrientes con la topografía sumergida en los continentes y los procesos de mezcla.

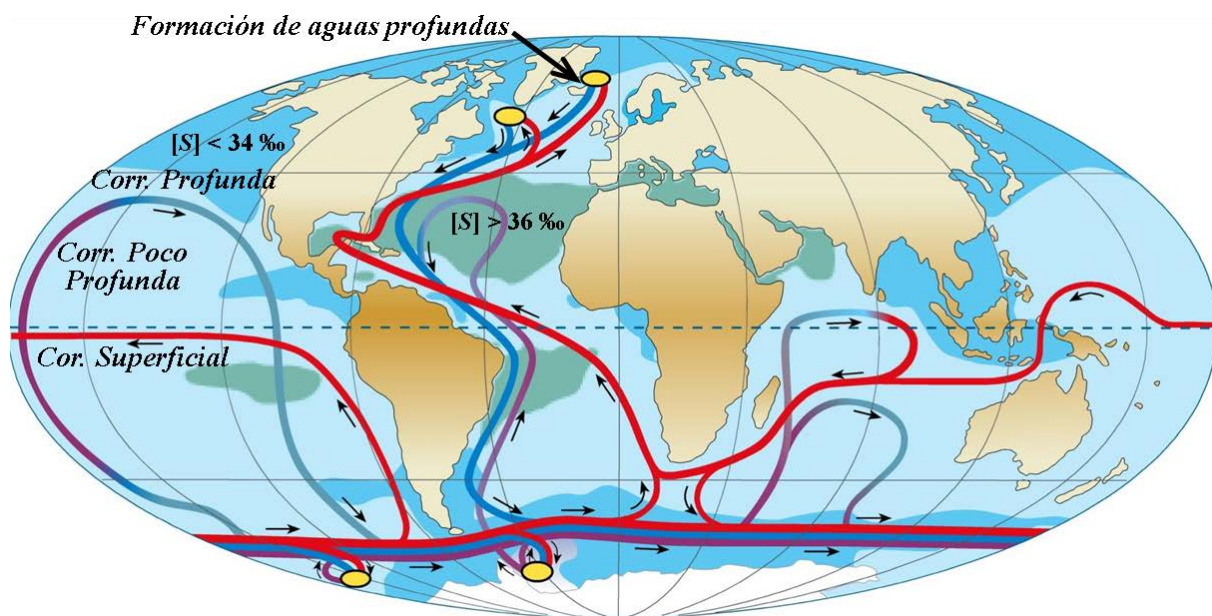


Figura 1.1. Mapa general de la circulación termohalina oceánica o cinta transportadora, donde se identifica la circulación superficial (líneas rojas), circulación de fondo (líneas azules), destacando las regiones con mayor salinidad (áreas verdes) y menor salinidad (áreas azules) (Instituto de Tecnologías Educativas) (fferrer.webs.ull/Apuntes3/Leccion04).

El balance energético, así como la transferencia de energía entre las diferentes escalas son temas actualmente abiertos en la investigación en Oceanografía Física (OF) de gran importancia por su relevancia en los modelos oceanográficos y de predicción climática (Thorpe, 2005). El trabajo desarrollado en esta tesis se justifica dentro de esta segunda temática relacionada con los procesos de transferencia energética e interacción entre procesos físicos en las diferentes escalas del océano interior.

1.1 CONTEXTO DEL TRABAJO

El trabajo de esta tesis se ha realizado en el contexto del proyecto POSEIDON (Referencia # CTM2010-21569), financiado dentro del Plan Nacional de Ciencia y Tecnología y del cual mi director de tesis, el Dr. Valentí Sallarès, es Investigador Principal. Uno de los principales objetivos de este proyecto fue abordar el estudio de la cascada energética a partir de su caracterización empírica utilizando sistemas acústicos de observación no-convencionales. En concreto, en este proyecto se planteó emplear sistemas de sísmica de reflexión multicanal (*Multichannel Seismic System*; MCS), habitualmente utilizados en investigación geológica, para cubrir el vacío observacional en el océano entre la meso y la pequeña escala, aprovechando que estos sistemas proporcionan datos multi-escalares abarcando desde la macro- a la pequeña-escala, ($10^5 - 10^0 m$), en ambas dimensiones vertical y horizontal. Para realizar el estudio se seleccionaron datos de MCS de alta resolución, adquiridos en el Mar Mediterráneo y en concreto en la cuenca del Mar de Alborán, donde se presentan ondas internas de forma casi continua que eventualmente pueden generar inestabilidades a escalas intermedias.

1.1.1 La cascada energética entre la macro-escala y la pequeña-escala.

La principal producción de energía en el océano se produce en el nivel macroescalar donde los movimientos de la Tierra y el forzamiento climatológico generan la energía que posteriormente es distribuida al resto de escalas (Pickard y Emery, 1990) (Figura 1.2). Los diferentes procesos de transferencia de energía y mezcla afectan a su vez a la estructura interna y la dinámica de los océanos a diferentes escalas tanto espacial como temporalmente (Smyth y Moum, 2000; Wunsch, 2004).

La circulación de gran escala y la mezcla a pequeña escala están directamente relacionadas como consecuencia de la naturaleza turbulenta del flujo oceánico, con un continuo intercambio energético entre todas las escalas de movimiento (Ferrari y Wunsch, 2009). A bajas frecuencias, por debajo de la frecuencia de Coriolis (f) donde inciden los procesos macroescalares se puede identificar el rango de incidencia de los giros geostroficados. Este tipo de procesos transfieren la energía a la mesoescala, identificada como otra banda en la cascada de energía entre f y la frecuencia de Brunt-Väisälä o frecuencia de flotabilidad (N). La dinámica en este rango escalar está dominada por la formación y propagación de ondas internas principalmente (e.g. Munk, 1981; Klymak y Moum, 2007a - b), presentando un

balance casi completamente geostrófico. A frecuencias mayores que N , las ondas internas pierden su estabilidad y pueden desarrollarse diferentes tipos de inestabilidades. En los océanos, se ha identificado que según las condiciones atmosféricas y oceanográficas, las inestabilidades dinámicas (baroclinas y barotrópicas) son el mayor agente generador de mezcla diapicna en la columna de agua (e.g. Müller y Briscoe, 1999). Este tipo de inestabilidades se pueden desarrollar por el efecto de la cizalla en un ambiente estratificado, generando vórtices laminares que eventualmente colapsan produciendo turbulencia (Gregg, 1987; Thorpe, 2005). Las inestabilidades tienden a ubicarse en los límites entre capas de agua, donde frecuentemente se encuentran estructuras termohalinas finas (e.g. Stommel y Fedorov, 1967).

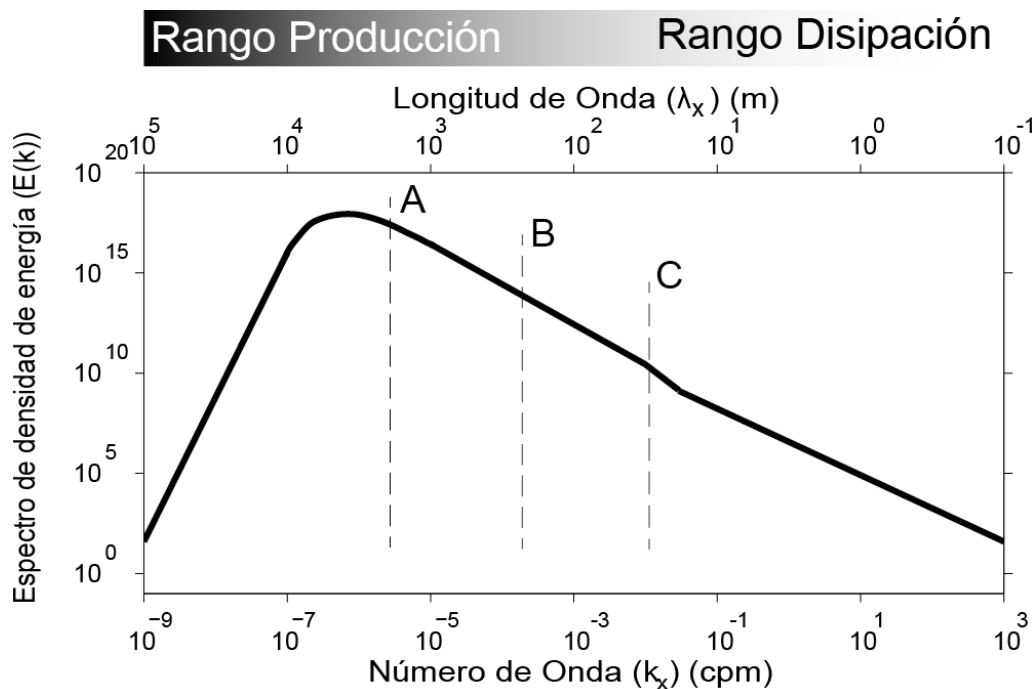


Figura 1.2. Diagrama del espectro de la densidad de energía como función del número de onda horizontal (k_x). La energía es inyectada por la fuerza de Coriolis (A) y el forzamiento climático en el rango de producción. Esta energía se precipita sobre los rangos de disipación, empezando por el mesoescalar, que está influenciado por las ondas internas (B) y a su vez a escalas intermedias donde incide la frecuencia de flotabilidad e inician las inestabilidades (C). A partir de este punto el rango de pequeña-escala es liderado por el régimen turbulento. Todas las escalas se ajustan de acuerdo al conocimiento actual de los diferentes procesos (Thorpe, 2005, Steward, 2008, Thomson y Emery, 2014).

A escalas todavía menores y como resultado del rompimiento de las ondas internas o vórtices laminares, se produce un régimen turbulento, en el cual el flujo cambia su movimiento laminar por turbulento, generando altos niveles de mezcla. De esta forma se alcanza el último estado conocido como el de la disipación molecular (e.g. Steward, 2008). Toda la cadena de transferencia de energía y su posterior disipación a escala molecular, es la que alimenta la circulación global y mantiene su estratificación (Gregg, 1989).

El **objeto de estudio** de mi tesis es el rango espacial en el que se desarrollan las inestabilidades, es decir el que se encuentra entre la mesoescala y la pequeña escala ($10^3 - 10^1 m$), que es donde se presentan las tasas de mezcla más elevadas (D'Asaro et al., 2004). En este rango intermedio existe un pronunciado vacío observacional (Figura 1.6B) que hasta el momento ha impedido describir empíricamente las características físicas y rangos de incidencia de este tipo de inestabilidades (Müller, 2005; Ferrari y Wunsch, 2009). Así, la falta de observaciones empíricas ha dificultado el estudio de los procesos de formación, desarrollo y disipación de las estructuras, lo que a su vez ha conllevado un desconocimiento de los mecanismos de transferencia de energía, producción de mezcla y generación de turbulencia. Igualmente, es importante precisar que mejorar el conocimiento de estos procesos y mecanismos es esencial para mejorar los modelos predictivos de cualquier fenómeno donde la mezcla juegue un papel relevante, como es el caso de la dispersión de nutrientes y contaminantes en el océano o las interacciones entre océano y atmósfera (e.g. Müller, 2005).

1.1.2 ¿Por qué el Mar de Alborán?

El Mar Mediterráneo se localiza al sur del continente Europeo y al norte del continente Africano (Figura 1.3). Ocupa un volumen medio de unos $3.735.000 km^3$ (e.g. Saliot, 2005). Se conoce por ser un mar interior cálido, por tener un verano seco y un invierno lluvioso. Las anteriores condiciones hacen que la dinámica hidráulica de sus cuencas dependa de la época del año en la que se encuentre.

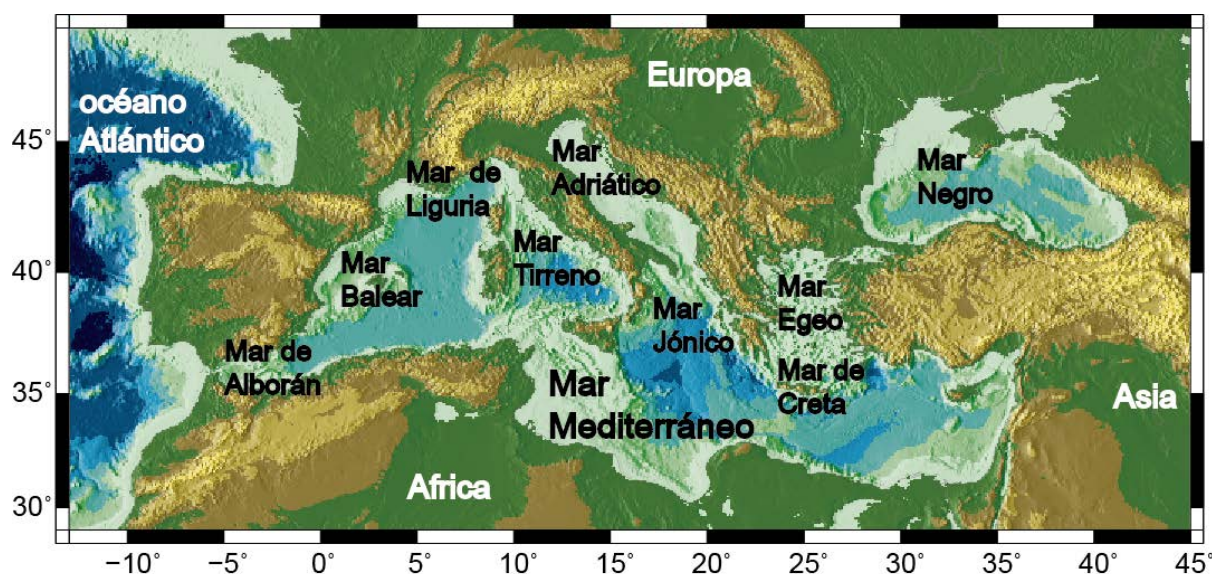


Figura 1.3. Localización geográfica del Mar Mediterráneo y todas sus cuencas.

En cuanto a su distribución geográfica, se subdivide en varias cuencas conocidas como Mar de Creta, Mar de Egeo, Mar Jónico, Mar Adriático, Mar Tirreno, Mar de Liguria, Mar Balear y el Mar de Alborán. Este último es especialmente relevante desde un punto de vista hidrográfico ya que es el lugar donde se produce el intercambio de aguas entre el Océano

Atlántico y el Mar Mediterráneo (Figura 1.4). Este intercambio de aguas, hace que el Mar de Alborán esté sujeto a unas condiciones oceanográficas particulares que dan lugar a varios procesos físicos de la máxima relevancia a nivel global; entre ellos la propagación de ondas internas a lo largo de la termoclina (e.g. Chioua et al., 2013). Por tanto se trata de una zona *a priori* idónea para desarrollar el estudio de la cascada energética a mediana y pequeña escala ($10^5 - 10^1 m$).

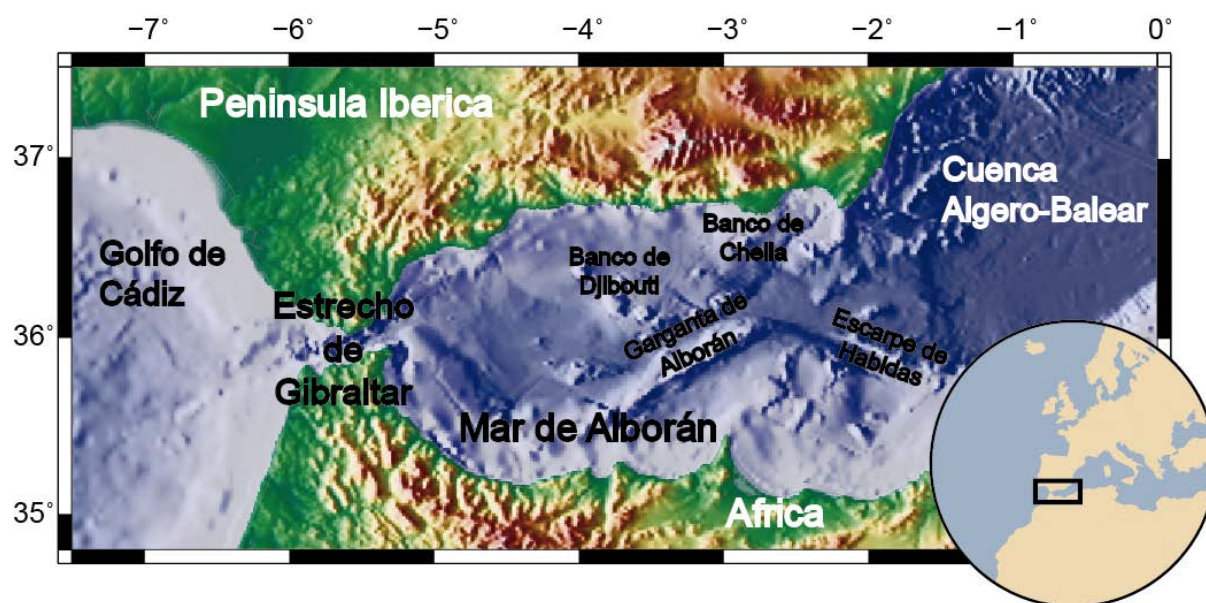


Figura 1.4. Localización geográfica del Mar de Alborán y sus principales características geográficas.

El Mar de Alborán se localiza en la parte más occidental del Mar Mediterráneo, entre España, Gibraltar, Marruecos y Argelia. En su extremo occidental se localiza el Estrecho de Gibraltar, que tiene aproximadamente $14 km$ de ancho y cerca de $350 m$ de profundidad en su punto más angosto (Saliot, 2005). Esta es el área de intercambio de aguas debido a la entrada de agua del Océano Atlántico (*Atlantic Water*; AW), caracterizada por ser fresca y poco salada, en superficie, y la salida del Agua Mediterránea (*Mediterranean Water*; MW), caracterizada por ser más cálida, salada y por tanto más densa, en profundidad (Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013). El intercambio de aguas se produce a partir de pocas decenas de metros en profundidad ($< 150 m$), generando un cambio de propiedades en el agua localizada en la interfaz, usualmente llamada Agua Atlántica Modificada (*Atlantic Modified Water*; AMW). A esta profundidad se produce una cizalla horizontal y un gradiente débil de densidad, que facilita los procesos de oxigenación y mezcla en todos los niveles (Send et al., 1999).

En el Mar de Alborán, se observan procesos como las mareas, surgencias, pulsos hidráulicos, inestabilidades y turbulencia, los cuales inciden en la formación de estructuras tales como frentes, vórtices, ondas internas y capas de mezcla (e.g. Muñoz, 2009). Estas condiciones generan una estructura fina termohalina característica durante todo el año y en toda la cuenca.

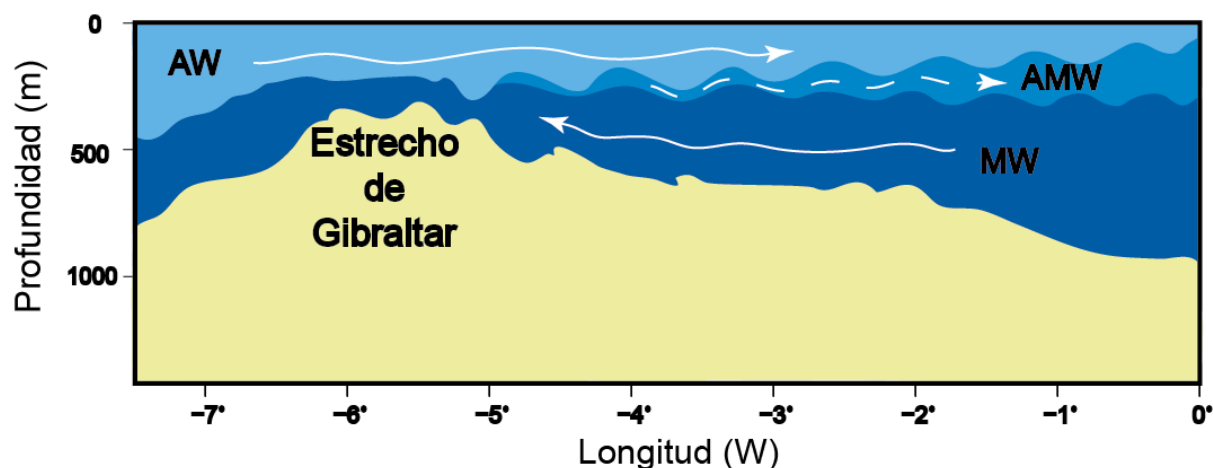


Figura 1.5. Diagrama de las diferentes masas de agua que circulan por el estrecho de Gibraltar y el Mar de Alborán. Se identifica el Agua Atlántica (AW), El Agua Mediterránea (MW) y el Agua Atlántica Modificada (AMW). Se señala su movimiento relativo.

Entre los diferentes procesos y estructuras que se identifican en la cascada de energía, destacan por su relevancia global las ondas internas. En la zona de estudio, las ondas internas se forman principalmente en el estrecho de Gibraltar, afectando la termoclina, que a su vez suele estar afectada por la cizalla constante debido a la interacción entre AW y MW. Esta interacción genera un sistema estratificado, afectado por una cizalla constante, en el cual se pueden generar inestabilidades de cizalla, en general y en particular las de tipo Kelvin-Helmholtz (K-H), las cuales se han propuesto como agentes clave para comprender la cascada energética (Smyth et al., 2011). Estas inestabilidades desarrollan un tipo de ondas o vórtices laminares característicos que han sido estudiados en el estrecho de Gibraltar, pero no en la cuenca de Alborán, probablemente por la falta de sistemas de observación sensibles al rango de escalas adecuado.

1.2 PROBLEMA CIENTÍFICO, MOTIVACIÓN E HIPÓTESIS DE TRABAJO

Uno de los sistemas más comunes en los océanos son los sistemas estratificados, que tienden a formar capas termohalinas mediante procesos de cascada no lineal (e.g. Lindborg, 2006). Los sistemas estratificados son capaces de generar diferentes estructuras en la columna de agua debido a su alto contenido energético, como son los vórtices (Moum et al., 2011), y límites entre las capas de agua (Brethouwer et al., 2007), además de procesos como la circulación oceánica (Klymak y Gregg, 2001), el desplazamiento de las ondas internas (D'Asaro y Lien, 2000), la producción de cizalla (Rehmann y Hwang, 2005), generación de inestabilidades (Thorpe, 1973), turbulencia (Lindborg, 2006), mezcla (Farmer y Armi, 1999) y disipación (Dauxois et al., 2004). Estos procesos y estructuras abarcan un amplio rango espacial que va desde 10^7 m hasta 10^1 m (Müller, 2005). Por lo tanto para su detección y estudio se requiere de un equipo adecuado, que permita resolver la escala a la cual se manifiestan (Figura 1.6).

Los métodos oceanográficos físicos convencionales registran datos discretos con resoluciones laterales $\geq 10^3$ m. También existen aquellos instrumentos que detectan la microescala y registran datos desde escala centimétrica hasta métrica ($10^0 - 10^2$ m) (Figura 1.6B). Sin embargo, no existen métodos de exploración oceánica que abarquen el rango multiescalar ($10^1 - 10^3$ m) necesario para observar y estudiar las estructuras generadas en la transición y/o interacción de procesos entre la meso- y la micro-escala. Es decir, como se mencionaba en el primer apartado, existe un vacío observacional y por ende de conocimiento en la transición e interacción de procesos anisotrópicos e isotrópicos (Müller, 2005). Esto hace que el estado de conocimiento actual de los procesos físicos y mecanismos de transferencia que dominan a escalas intermedias, como es el desarrollo de inestabilidades, se ha basado principalmente en estudios realizados en laboratorio (e.g. Thorpe, 2005), modelos numéricos (e.g. Smyth y Moum, 2012) y trabajos teóricos (Gregg, 1977; Gibson, 1988). Faltan observaciones directas que permitan caracterizar empíricamente las fases de formación, desarrollo y posterior disipación de las estructuras producidas por inestabilidades, es decir, que permitan describir los procesos de transferencia de energía durante su evolución, como describen Van Haren y Gostiaux (2010); y Mashayek y Peltier (2011), entre otros.

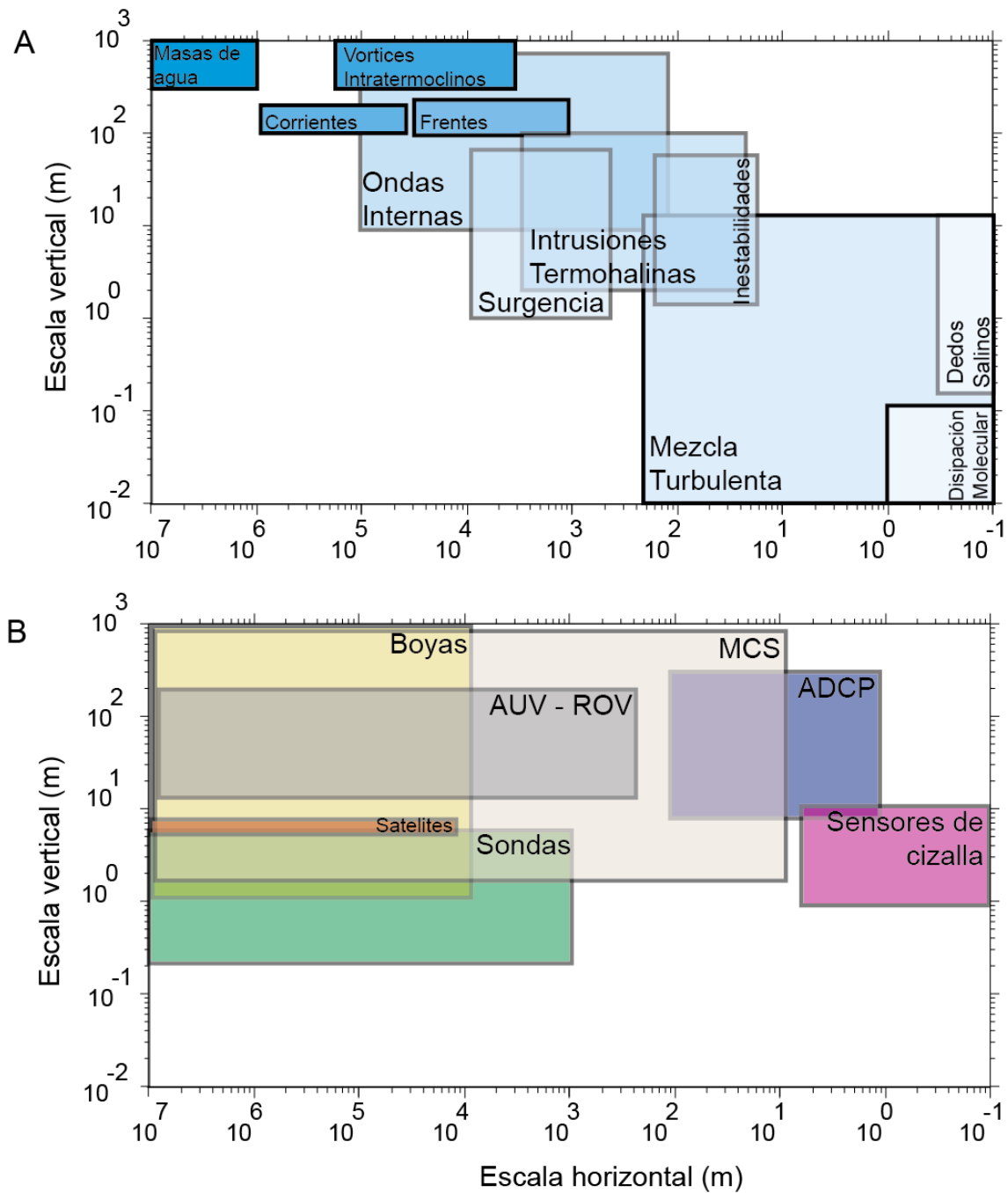


Figura 1.6. (A) Esquema de la localización espacial horizontal y vertical de los diferentes procesos y estructuras vistos en el océano. (B) Las zonas sombreadas representan las escalas que pueden ser registradas por los métodos de medición más comunes y son explicados en la sección 1.4.1 (www.seabird.com; www.sippican.com; www.rdiinstruments.com; Cushman-Roisin y Beckers, 2007; Thorpe, 2009; Remund y Long, 2014; Thomson y Emery, 2014).

En particular, los movimientos a escalas intermedias incluyen vórtices submesoescalares, frentes, filamentos, ondas inerciales gravitacionales y mareas barotrópicas y baroclinas, cuya dinámica se encuentra descrita en las soluciones de las ecuaciones de Boussinesq. En

términos de transferencia de energía de rangos mesoescalares a pequeña escala se han descrito tres posibles rutas disipativas o caminos energéticos (Figura 1.7) (Müller, 2005):

1. Las ondas inerciales gravitacionales ya presentes en el sistema, interactúan con los movimientos que afectan la mesoescala, catalizando y transmitiendo la energía hasta escalas disipativas.
2. Cuando el sistema posee un valor relativamente alto (> 1) para el número de Rossby (*Rossby Number*; R_o) y el número de Froude (*Froude Number*; F_r) presenta valores ~ 1 , el flujo empieza a ser inestable. Este tipo de sistemas transfieren la energía a estructuras no balanceadas a través de ondas inerciales gravitacionales, hasta escalas dominadas por algún tipo de turbulencia estratificada.
3. Se considera que la disipación de flujo en equilibrio ocurre principalmente en la interfaz entre diferentes medios (agua - aire; agua - fondo marino). La disipación generada por turbulencia u ondas inerciales gravitacionales es secundaria.

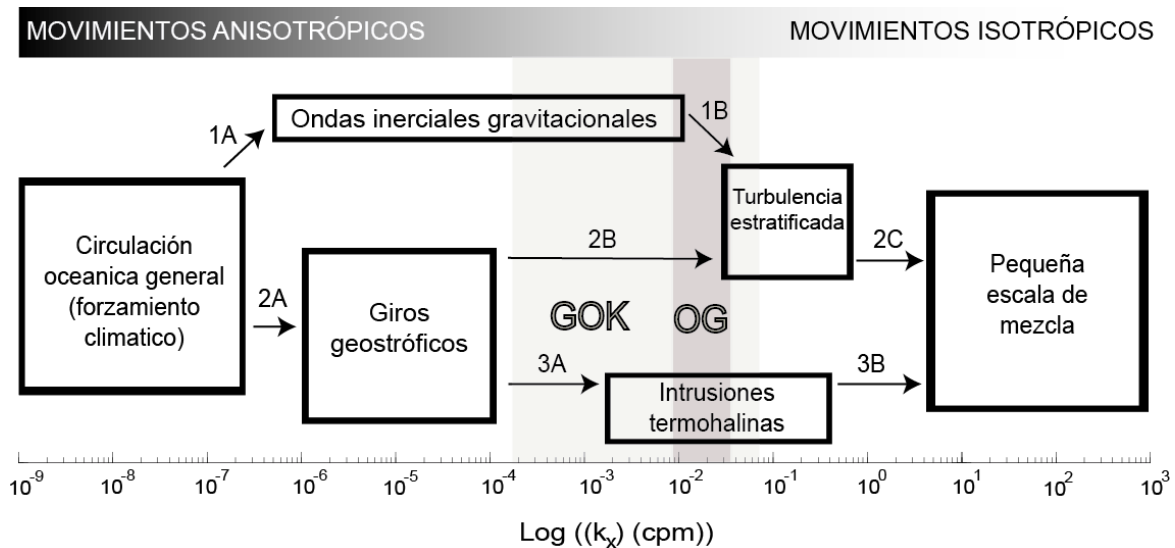


Figura 1.7. Diagrama conceptual del flujo de energía asociado a la circulación oceánica. Posibles rutas: 1. Ondas inerciales gravitacionales. 1A. Tormentas, mareas y corrientes. 1B Vorticidad potencial. 2. Inestabilidades. 2A Inestabilidad baroclina. 2B inestabilidades no balanceadas. 2C Turbulencia. 3 Capas. 3A Disipación en las fronteras de las capas. 3B disipación en el océano interior. Hay un vacío de conocimiento que alcanza hasta los 3 órdenes de magnitud (GOK), y un vacío observacional presente entre las escalas anisotrópicas e isotrópicas (OG), marcado en la segunda ruta (Modificado de Müller, 2005).

Actualmente los modelos de circulación oceánica utilizan parametrizaciones del viento, disipación de fondo, viscosidad y difusión (e.g. Nikurashin et al., 2012), sin tener en cuenta las rutas posibles de disipación de la energía. Sin embargo conocer los procesos intermedios implicados en la cascada energética ayudaría a mejorar los modelos en un futuro.

Para solventar ese vacío de conocimiento, se debe caracterizar la estructura termohalina y las inestabilidades que se presentan en el sistema, identificando su comportamiento a diferentes escalas y definiendo los mecanismos que gobiernan su evolución. Un posible método es la caracterización del espectro de energía en las escalas entre $\sim 10^1 - 10^3$ m, es decir entre la meso y la pequeña escala (Figura 1.7). Contribuir y aportar nueva información en este ámbito de conocimiento es **la motivación principal de mi trabajo**. Para ello, me he propuesto explorar el potencial de la Sísmica de Reflexión Multicanal (MCS), que es una herramienta de adquisición de datos acústicos ampliamente desarrollada y utilizada en investigación geofísica. La aplicación de esta técnica a la investigación oceanográfica es relativamente reciente (Holbrook et al., 2003) y ha dado lugar a un nuevo campo de investigación denominado genéricamente Oceanografía Sísmica (*Seismic Oceanography*; OS).

El principio básico de la MCS es utilizar sistemas sensibles a la impedancia acústica en los contrastes termohalinos de la columna de agua para obtener imágenes de la estructura fina del océano (Figura 1.8). Una ventaja de este tipo de sistemas es que permiten estudiar con una alta sinopticidad (la adquisición de datos se realiza de forma continua a unos $\sim 2-3$ m s^{-1}), gran resolución espacial (potencialmente hasta los ~ 10 m en dirección horizontal, es decir 2-3 órdenes de magnitud mejor que los métodos oceanográficos habituales) y sobre un amplio rango de escalas (de decenas de metros a centenares de kilómetros), las propiedades físicas de la estructura fina termohalina (e.g. Biescas et al., 2008).

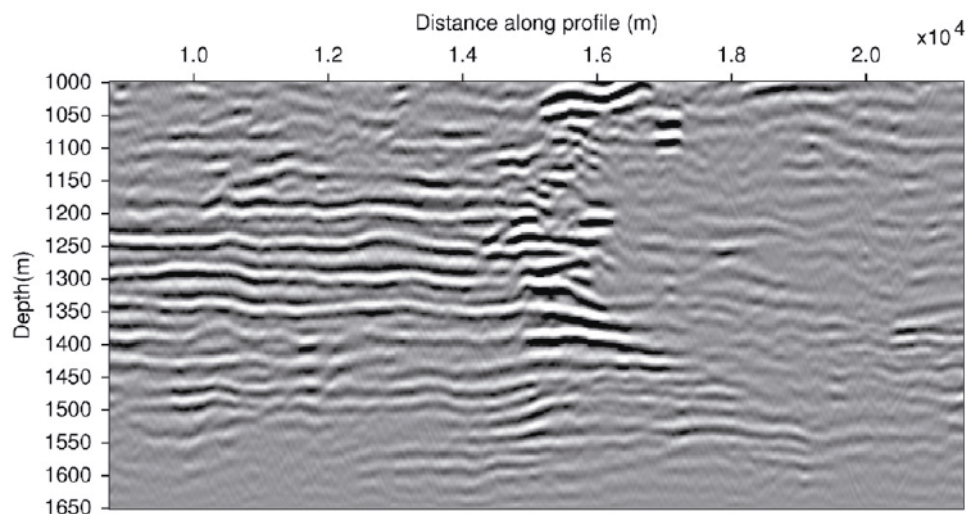


Figura 1.8. Imagen de la estructura fina del océano, obtenida con datos de MCS a partir de la impedancia acústica generada en los contrastes termohalinos. Se muestra la interacción entre escaleras termohalinas y el límite izquierdo de un Meddy en el Golfo de Cádiz. Los datos fueron adquiridos durante la campaña geofísica IAM en 1993. Tomado de (Biescas et al., 2010).

Una ventaja potencial adicional del sistema, es que las imágenes de la estructura termohalina contienen información sobre la transferencia de energía, calculada a partir del espectro energético de los desplazamientos verticales de los reflectores y por tanto de sus variaciones a

las distintas escalas. Si bien este tipo de análisis se ha realizado puntualmente (e.g. Holbrook y Fer, 2005; Krahnann et al., 2008), hasta el momento, los datos utilizados no tienen la resolución suficiente para resolver escalas por debajo de $\sim 50 - 75 m$, en dirección horizontal, en el límite de la estabilidad de las ondas internas (Klymak y Moum, 2007a).

Mi hipótesis de trabajo es que si se utiliza el sistema de MCS adecuado, debería ser posible obtener imágenes de resolución horizontal de hasta $10 - 15 m$, y caracterizar así las estructuras asociadas a la inestabilidad de las ondas internas e, indirectamente, los procesos que gobiernan su evolución y los mecanismos de transferencia energética entre ellos. Para ello, he elegido como zona de estudio el Mar de Alborán, porque es una región donde se propagan ondas internas, provenientes del Estrecho de Gibraltar (Vázquez et al., 2008), las cuales tienden a perder estabilidad al disminuir su escala espacial debido a la cizalla producida por el intercambio de aguas entre la AW y la MW. Este intercambio de aguas genera un alto contraste termohalino en la columna de agua, que a su vez origina un contraste de impedancia acústica el cual es apropiado para ser detectado por la MCS.

1.3 OBJETIVOS

Como se menciona en el apartado anterior, hay una laguna de observación en lo referente a las estructuras y procesos oceanográficos que tienen su rango de acción a escalas intermedias de $O(10^1 - 10^3 \text{ m})$. Este vacío observacional se debe a que los sistemas de medición tradicional no cubren el rango espacial intermedio de forma robusta. Por tanto, **el objetivo general de mi trabajo** es demostrar que los sistemas de Sísmica de Reflexión Multicanal de Alta Resolución (*High Resolution Multichannel Seismic System*; HR-MCS), permiten cubrir el vacío observacional entre rangos de meso y pequeña escala y asimismo, mostrar que el análisis espectral de este tipo de datos permite caracterizar empíricamente la cascada de energía en este rango de escalas y en base a ello, identificar los mecanismos de transferencia.

Este objetivo general se acometerá a partir de los siguientes **objetivos específicos**:

- Identificar y revisar datos de MCS adquiridos en el Mar de Alborán con sistemas de alta resolución (HR-MCS).
- Diseñar cadenas de procesamiento específicas para visualizar la estructura de la capa de agua y aplicarlas a los datos de HR-MCS que se consideren más adecuados para el estudio del rango espacial intermedio entre ondas internas y turbulencia.
- Implementar herramientas para el análisis espectral de los datos HR-MCS, que permitan caracterizar el espectro de desplazamientos verticales de las estructuras termohalinas así como estimar su incertidumbre estadística.
- Identificar y caracterizar las estructuras y objetos oceanográficos que se observan a las distintas escalas y, a través de ello, los procesos físicos que gobiernan su evolución.
- Identificar las escalas a las que ocurren los cambios de pendiente espectral característicos de cada proceso físico y con ello, caracterizar los mecanismos de transferencia de energía y las escalas a los que estos se manifiestan.
- Calcular la tasa de disipación turbulenta así como los coeficientes de difusividad diapirna en las distintas partes de los perfiles a partir de la comparación entre los espectros observados y las estimaciones teóricas para los distintos procesos.
- Comparar los resultados de este trabajo con los que se obtienen mediante otros modelos, métodos y estudios, para confirmar tanto los valores hidrográficos obtenidos como el análisis realizado con la HR-MCS.

1.4 ESTADO DEL ARTE DE LA OCEANOGRAFÍA SÍSMICA

En este apartado se realiza una compilación de información sobre los conceptos básicos y los trabajos realizados en el campo de la Oceanografía Sísmica hasta el presente.

1.4.1 Conceptos básicos de la Oceanografía Sísmica.

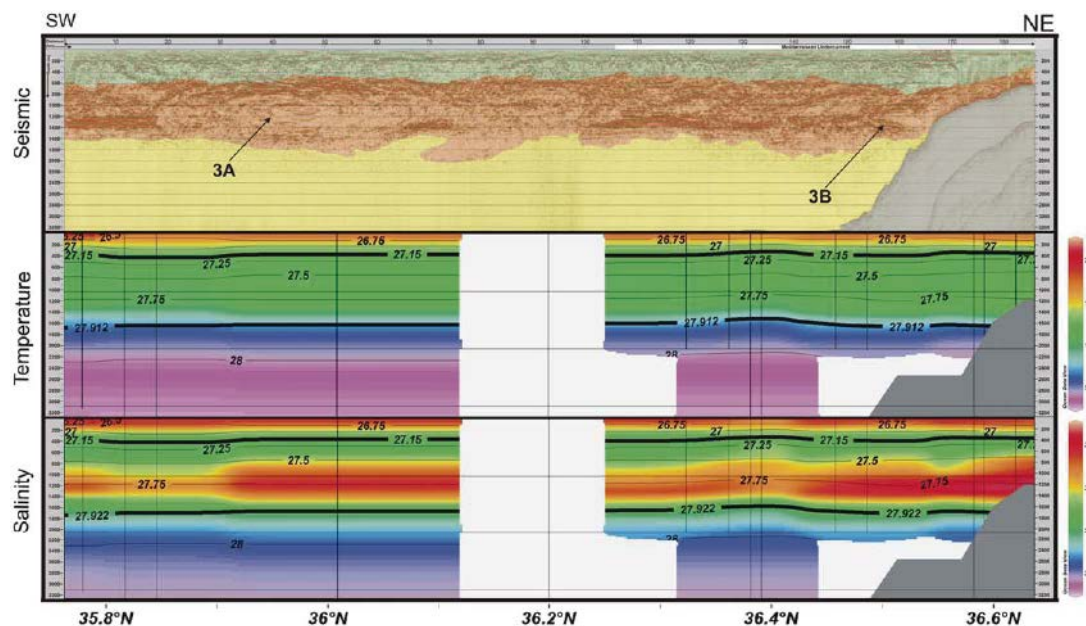


Figura 1.9. Imagen de la estructura fina del océano, obtenida con datos de MCS a partir de la impedancia acústica generada en los contrastes termohalinos. Se muestra su relación con secciones de temperatura y salinidad obtenidas mediante datos de CTD. Tomado de Buffett et al. (2009).

La OS consiste en el estudio de la oceanografía física a partir de datos obtenidos con sistemas de adquisición sísmica, principalmente de MCS. Este método de exploración cuando se aplica al océano, permite identificar la estructura termohalina, la cual presenta contrastes de impedancia acústica que generan reflectores acústicos (Figuras 1.8 y 1.9). El registro del sistema, parte de un pulso acústico inicial producido por un cañón de aire localizado cerca de la superficie (generalmente 1 – 15 m de profundidad). La onda acústica se propaga por la columna de agua, transmitiéndose y reflejándose parcialmente en los límites termohalinos, siguiendo la ley de Snell (Figura 1.10).

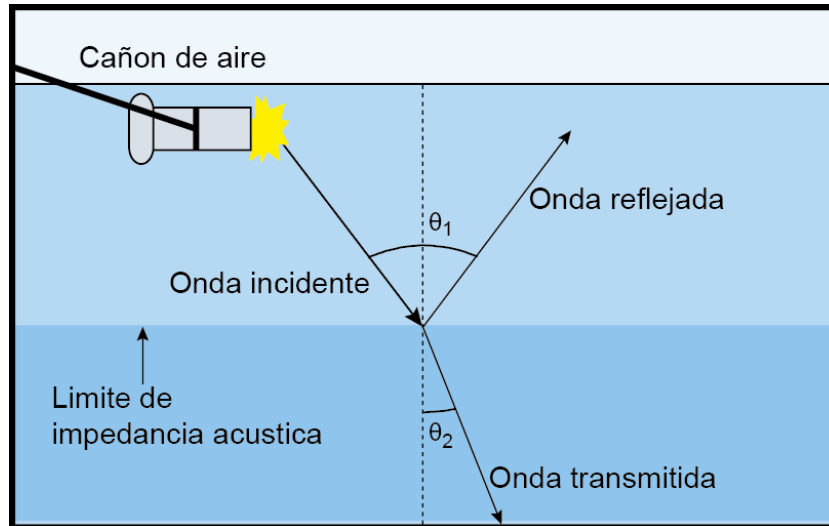


Figura 1.10. Propagación de la onda acústica sobre diferentes limites termohalinos. Ley de Snell.

La intensidad de la reflexión o reflectividad (R) (Ecuación 1.1), y la transmisión (T_R) (Ecuación 1.2), son proporcionales al contraste de la impedancia acústica (I) (Ecuación 1.3) entre dos medios. I es una propiedad intrínseca de los materiales que determina la resistencia que opone el medio a las ondas que se propagan sobre él (Kinsler et al., 2000) y depende a su vez de la densidad (ρ) y velocidad del sonido (c) presentes entre las capas de agua. Estas relaciones son:

$$R = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} \quad (1.1)$$

$$T_R = \frac{2I_1}{I_2 + I_1} \quad (1.2)$$

$$I_{(T,S,p)} = \rho_{(T,S,p)} c_{(T,S,p)} \quad (1.3)$$

Donde (1) hace referencia al medio incidente y (2) al medio transmitido. La densidad y la velocidad de propagación de las ondas acústicas en el océano son función de la profundidad (h) (o presión, p), la temperatura (T) y la salinidad (S) y por tanto I depende de forma indirecta de estas propiedades. La fracción de energía reflejada y transmitida está dada por E_R (Ecuación 1.4), y E_T (Ecuación 1.5), que son también llamados los coeficientes de reflexión y transmisión:

$$E_R = \left(\frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} \right)^2 = R^2 \quad (1.4)$$

$$E_T = \frac{4I_2 I_1}{(I_2 + I_1)^2} = \frac{I_2}{I_1} T_R^2 \quad (1.5)$$

Las variaciones de impedancia entre capas adyacentes de agua en el océano, son pequeñas debido a que los cambios en ρ y c no son acusados. Para una capa 1 con $\rho_1=1025 \text{ g/ml}$, $c_1 = 1500 \text{ m s}^{-1}$, y para una capa 2 con $\rho_2=1030 \text{ g/ml}$, $c_2 = 1505 \text{ m s}^{-1}$, se obtiene $E_R = 1.7 \times 10^{-5}$ y $E_T = 0.999$. Lo que indica que una mínima parte de la energía se refleja, mientras que la gran mayoría se transmite. Los contrastes de impedancia acústica son mucho mayores en la tierra sólida que en el océano, siendo típicamente la diferencia de 3 – 4 órdenes de magnitud (Telford et al., 1990).

Mientras que su uso en investigación oceanográfica es reciente, el sistema MCS es uno de los más utilizados y desarrollados en el campo de la investigación geofísica, iniciándose su desarrollo con el auge de la exploración petrolera en la década de los 50 (Sheriff y Geldart, 1982). En general, en los datos de MCS marina, la columna de agua siempre se ha desechado como ruido, ya que el objetivo era la caracterización del subsuelo marino en general, y la búsqueda de hidrocarburos en sus aplicaciones industriales.

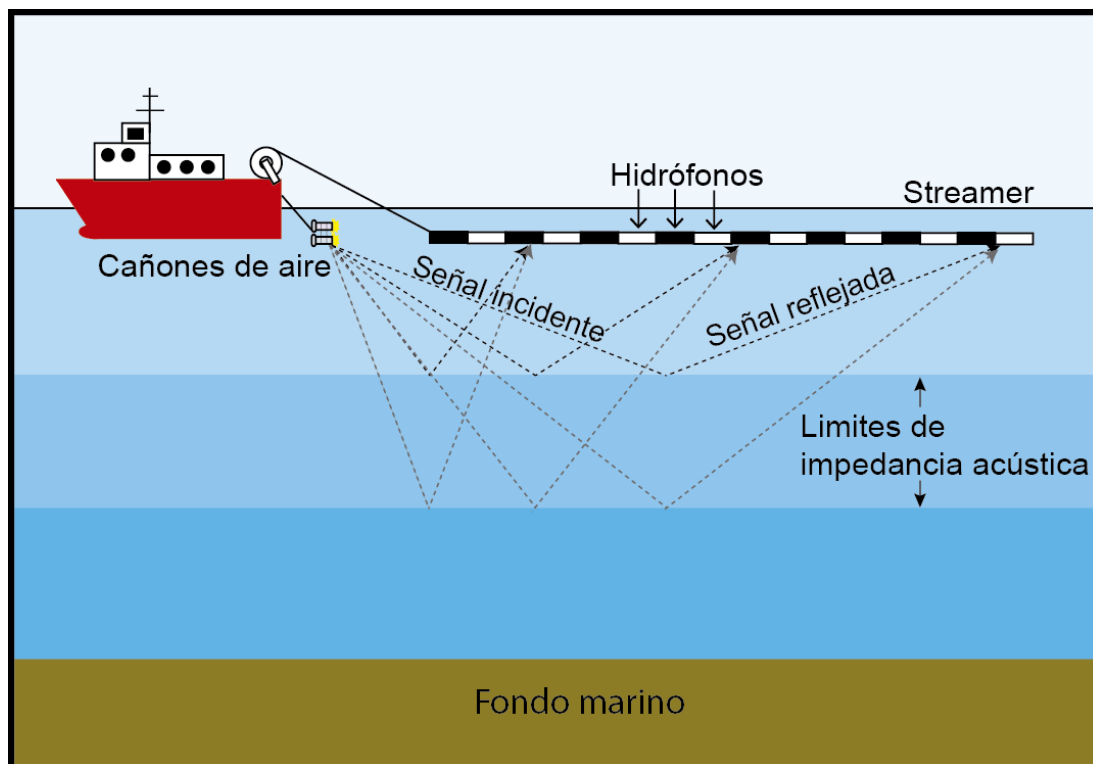


Figura 1.11. Esquema básico del sistema del sistema de adquisición sísmica de reflexión multicanal, se explica cada componente de forma detallada en el capítulo 3.

En los sistemas de MCS, la energía o señal sísmica reflejada en los gradientes de impedancia acústica es registrada por una ristra de hidrófonos, o *Streamer*, localizado igualmente cerca de la superficie (2-20 m en general). Las señales, es decir las variaciones de presión registradas por los hidrófonos, pueden interpretarse como el resultado de la convolución del frente de onda generado en la fuente con los sucesivos coeficientes de reflexión correspondientes a interfaces en la capa de agua. Puede describirse la convolución como el

proceso mediante el cual la ondícula o *wavelet* se modifica (amplitud y signo) al reflejarse proporcionalmente al gradiente de propiedades del agua, para generar el sismograma que posee la información de la impedancia acústica. Matemáticamente se conoce como un operador que transforma dos funciones como son la ondícula y la serie de coeficientes de reflexión, en una tercera función que es la señal registrada o traza sísmica (Figura 1.12), que en cierto sentido representa la magnitud en la que se superponen la ondícula y una versión trasladada e invertida de los coeficientes de reflexión.

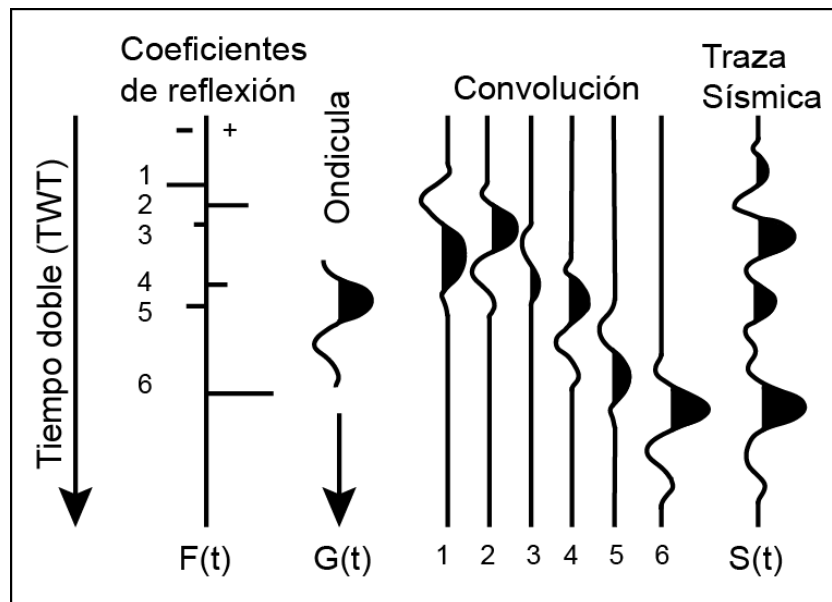


Figura 1.12 Esquema del proceso de convolución entre los coeficientes de reflexión del medio y la ondícula generada por la fuente sísmica. El resultado de la convolución es la traza sísmica.

El patrón de interferencia resultante en la traza sísmica, depende de la amplitud del pulso generado por la fuente, por lo cual si este disminuye, disminuirá la reflectividad registrada. También si la longitud de onda decrece, podrán ser registradas estructuras de menor tamaño.

Los datos sísmicos adquiridos son digitalizados y procesados hasta obtener mapas 2D de reflectividad de la columna de agua y a lo largo de una sección lateral. El sistema de adquisición y las secuencias de algoritmos para procesar los datos y obtener las imágenes sísmicas como las mostradas en la Figura 1.8, se describen con más detalle en el capítulo 3.

1.4.2 Estudios previos de Oceanografía Sísmica.

Entre las primeras observaciones registradas de reflectividad en el océano a partir de perfiles obtenidos con datos MCS, se encuentran los presentados por Gonella y Michon (1988), y Phillips y Dean (1991). Estos autores interpretaron las reflexiones en la capa de agua como ondas internas, pero no las asociaron directamente con la estructura termohalina. 12 años después, Holbrook et al. (2003) dieron un paso clave al interpretar las reflexiones detectadas

en el océano registradas mediante la MCS como ecos originados por los contrastes de impedancia asociados a la estructura termohalina, en particular en el frente de la corriente de Labrador y la corriente noratlántica. El impacto y repercusión de este estudio dio como fruto el nacimiento de la OS, impulsando de esta forma el análisis cuantitativo y sistemático de los datos MCS obtenidos en capa de agua para estudios de OS. A partir de ese momento, se han realizado diversos trabajos que analizan diferentes aspectos de la OS. Estos trabajos pueden organizarse en tres temáticas principales:

1.4.2.1 Visualización y descripción de procesos y estructuras oceanográficas.

Este tipo de estudios se centra en la optimización del procesado para obtener imágenes de la estructura termohalina. Para la interpretación y análisis de las estructuras detectadas se complementan los datos MCS con otros tipos de datos oceanográficos, como sondas verticales, correntímetros o datos de satélite.

Entre los trabajos más citados en esta temática se encuentra el estudio realizado por Nandi et al. (2004) que describe la alta correlación presente entre las amplitudes de las reflexiones acústicas en los distintos horizontes y los contrastes de temperatura. Estos autores compararon las reflexiones con datos de temperatura obtenidos mediante batitermógrafos prescindibles (*eXpendable BathyThermograph*; XBT) en el Mar de Noruega, demostrando que los reflectores sísmicos pueden registrar variaciones de temperatura de hasta 0.03 °C. Posteriormente, Tsuji et al. (2005) y Nakamura et al. (2006) obtuvieron imágenes sísmicas del frente oceánico entre la corriente de Kuroshio y Oyashio, a partir de los 100 m de profundidad.

En 2007, se realizó en el Golfo de Cádiz una campaña para calibrar el método de sísmica de reflexión multicanal. El proyecto, denominado “*Geophysical Oceanography*” (GO), fue financiado dentro del programa FP6 de la UE. En este proyecto participaron 11 instituciones de Alemania, España, Francia, Inglaterra, Italia y Portugal, incluyendo mi grupo de trabajo, el Barcelona–*Center for Subsurface Imaging* (B-CSI) del ICM-CSIC. En la campaña realizada se adquirieron datos MCS de alta y baja resolución y se compararon con datos obtenidos mediante equipos de hidrografía convencional como los perfiladores acústicos de corriente Doppler (*Acoustic Doppler Current Profiler*; ADCP). XBT, y el sensor prescindible de profundidad, temperatura y conductividad (*eXpendable Conductivity, Temperature, Depth*; XCTD), entre otros. Los resultados de la campaña GO permitieron, entre otras cosas, realizar avances en la comprensión de:

- La contribución de las diferentes variables físicas del océano a la reflectividad, identificando que la velocidad del sonido y la densidad contribuyen entre un $90 - 95\%$ y $5 - 10\%$ respectivamente, mientras que las contribuciones atribuidas a la salinidad y la temperatura son de entre $20 - 40\%$ y $60 - 80\%$ respectivamente (Sallarès et al. 2009).

- La dependencia de la reflectividad con la frecuencia de la fuente utilizada a partir del análisis de una fuente multifrecuencial (Hobbs et al 2009).
- El efecto del movimiento relativo entre el sistema de adquisición y el agua del océano para realizar análisis espectrales. (Vsemirnova et al 2009).
- La estimación de la velocidad del movimiento de los reflectores a partir de los datos sísmicos, que puede ser usada para realizar una corrección espacial de la longitud de onda del espectro energético obtenido con estos datos. (Klaeschen et al 2009).
- El uso de un sistema de alta frecuencia y sus posibles ventajas al conseguir mejor resolución vertical (Geli et al, 2009).

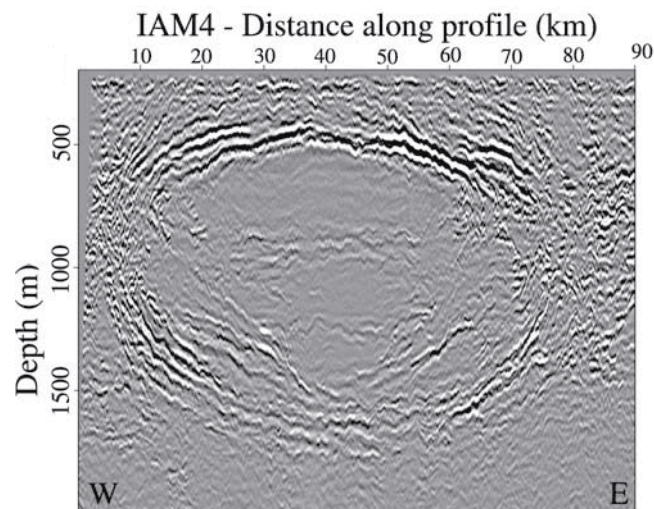


Figura 1.13. Perfil sísmico adquirido durante la campaña IAM el 29 de agosto de 1993, donde se identifica un Meddy. Tomado de Biescas et al. (2008).

Biescas et al. (2008), visualizaron meddies con datos sísmicos por primera vez. Estos objetos son unos remolinos que contienen agua mediterránea y que se forman a partir de la corriente de salida de MW en el Golfo de Cádiz. Los datos sísmicos permitieron visualizar la estructura interna de los meddies, así como relacionar las diferencias observadas en la reflectividad de las fronteras de los remolinos con procesos de doble difusión, difusividad convectiva e intercalado lateral (*interleaving*). Ruddick et al. (2009) analizaron la reflectividad en los meddies y propusieron que los perfiles sísmicos son básicamente mapas de gradientes de temperatura, relacionándolos directamente con la impedancia acústica. En el mismo año Buffet et al. (2009), identificaron la corriente de MW a lo largo de la costa Peninsular Ibérica. Sus resultados muestran que se puede atribuir la intensidad de los procesos de mezcla con la variación de la amplitud sísmica característica, observada a lo largo de la evolución de la MW.

Menesguen et al. (2009), investigaron a partir de dos configuraciones de datos sísmicos y una simulación numérica, el comportamiento espectral de un sistema con turbulencia

estratificada. Determinaron que las fuentes de mayor frecuencia permiten identificar mejor las pequeñas escalas horizontales, mientras que las de mayor frecuencia resuelven mejor las mayores escalas horizontales. Además interpretaron que la transferencia energética a pequeñas escalas horizontales, se presenta mediante la ruta de inestabilidad, generando disipación en el océano interior.

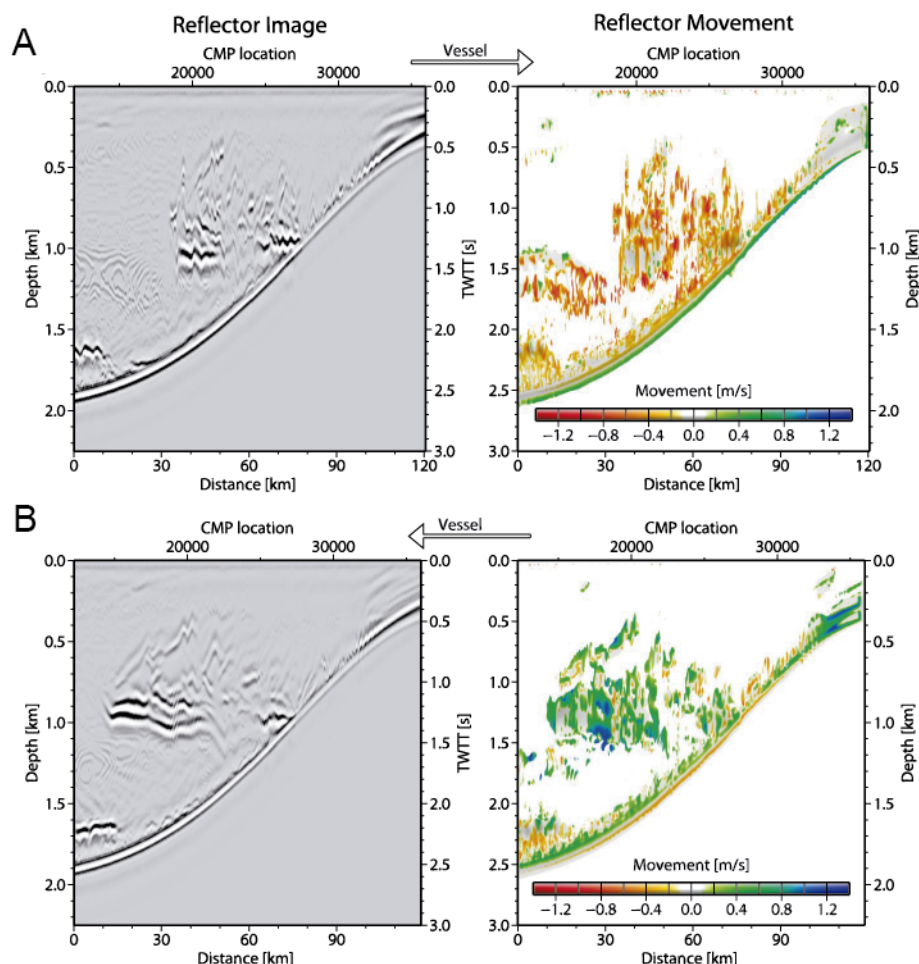


Figura 1.14. Movimiento relativo entre el sistema de detección y las estructuras termohalinas. Tomado de Klaeschen et al. (2009).

Mirshak et al. (2010) identificaron el proceso de *interleaving* en el frente de la Corriente de Labrador a partir de una combinación de métodos tradicionales y MCS. Pinheiro et al. (2010) relacionaron los mapas de anomalía del nivel del mar y temperatura superficial obtenidos mediante satélite, con los meddies identificados previamente con datos sísmicos en el Golfo de Cádiz. Estas estructuras siguen en estudio en el trabajo de Song et al. (2011), que detectaron en su periferia numerosos reflectores acústicos consistentes con intrusiones termohalinas y con una anómala alta tasa de mezcla. Sugieren que pueden ser brazos de la espiral expulsados del Meddy debido a inestabilidades o agitación (*stirring*) externo.

Sheen et al. (2011), validaron y calcularon velocidades geostóficas a partir de datos MCS y los compararon con datos altimétricos satelitales y de ADCP, al sur de las islas Malvinas. Al

norte de estas islas, Sheen et al. (2012) registraron vórtices e intrusiones termohalinas creadas por procesos de inestabilidad frontales y calcularon tasas de disipación. Carniel et al. (2012) realizaron un estudio de la formación de agua densa en el Mar Adriático mediante datos MCS e hidrográficos. Otra de las estructuras vistas con sistemas de HR-MCS, son las corrientes de sedimentos en suspensión o turbidez al este del cañón de Portimao presentadas en el trabajo de Vsemirnova et al. (2012).

Liu et al. (2013) propusieron un esquema de flujo adecuado para el procesamiento de datos sísmicos con el fin de recuperar información de las capas someras del océano, suprimiendo pérdidas de energía por la absorción del agua, e incrementando la proporción señal-ruido (S/N). En un contexto similar en busca de recuperar información de la capa somera, Piéte et al. (2013), reprocesaron datos sísmicos de alta y baja resolución para demostrar que con un pequeño *off-set*, y un *streamer* múltiple se puede recuperar información de la estructura termohalina fina somera y detectar la termoclina.

1.4.2.2 Determinación de propiedades físicas de la columna de agua mediante técnicas de inversión de datos.

El propósito de los trabajos presentados en este apartado es el de cuantificar las propiedades físicas de la estructura termohalina fina a partir de los contrastes de impedancia acústica mediante métodos de inversión. Los trabajos realizados en este tema, se presentan a continuación siguiendo un orden cronológico de publicación.

Páramo y Holbrook (2005), demostraron que mediante el análisis de la variación de la amplitud reflejada en función del ángulo (*Amplitude – Versus – Offset; AVO*), se pueden cuantificar los contrastes de temperatura. Unos años después Wood et al. (2008), realizaron la primera inversión de temperatura y salinidad a partir de mediciones sísmicas, resolviendo estructuras de una escala vertical de 5 m, utilizando el método de inversión de forma de onda completa en 1D (*Full Waveform Inversion; FWI*).

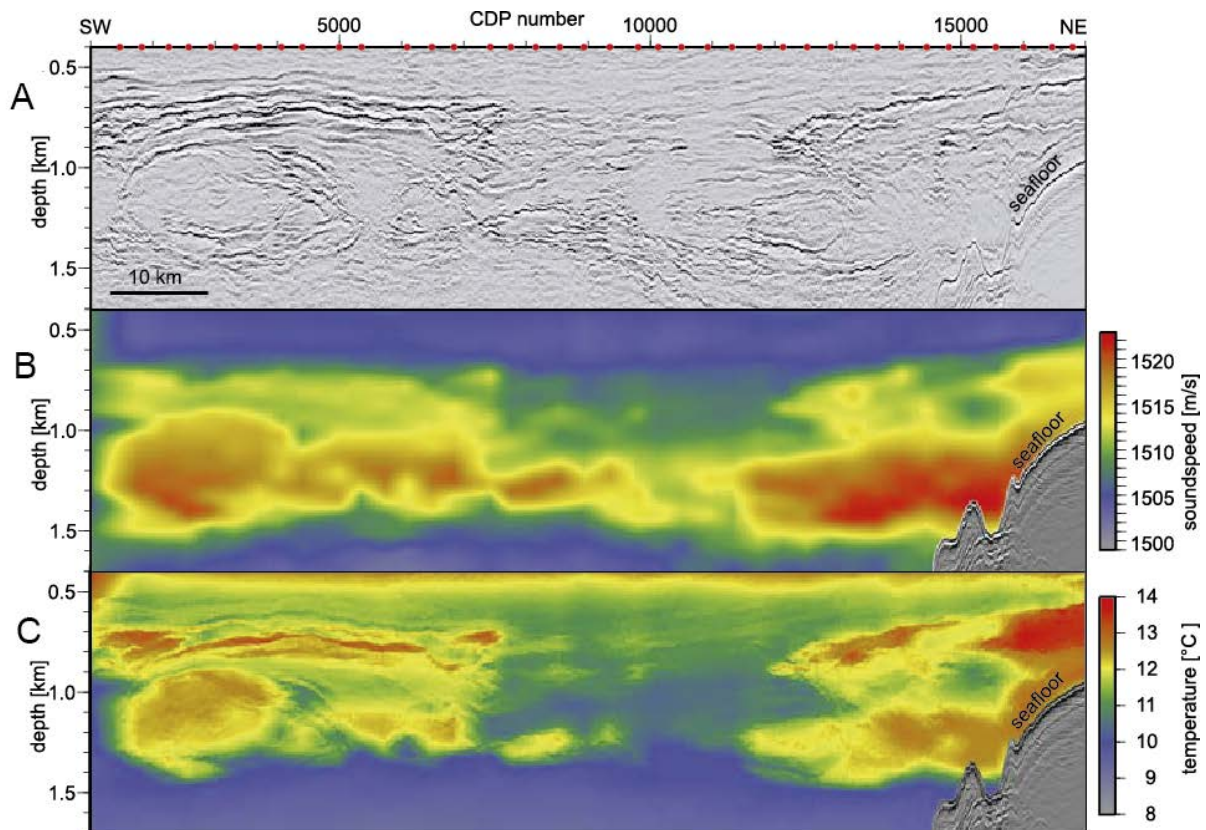


Figura 1.15. (a) Imagen de reflexión sísmica del agua Mediterránea en el Golfo de Cádiz, donde se identifica un Meddy. (b) Modelo de velocidad del sonido obtenido a partir XBT simultáneos. (c) Modelo de temperatura después de un proceso de inversión utilizando datos sísmicos e hidrográficos. Tomado de Papenberg et al. (2010).

Papenberg et al. (2009) invirtieron por primera vez un perfil 2D de datos reales a partir de datos sísmicos e hidrográficos adquiridos de forma coincidente en tiempo y espacio. Los resultados de su inversión consideran una densidad constante a lo largo de todo el perfil e invierten temperatura y salinidad con una precisión de $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ y 0.1 psu , respectivamente. Kormann et al. (2010) realizaron un estudio de inversión de onda completa a partir de datos sintéticos en el que se describe una metodología óptima para el caso de datos acústicos en el agua.

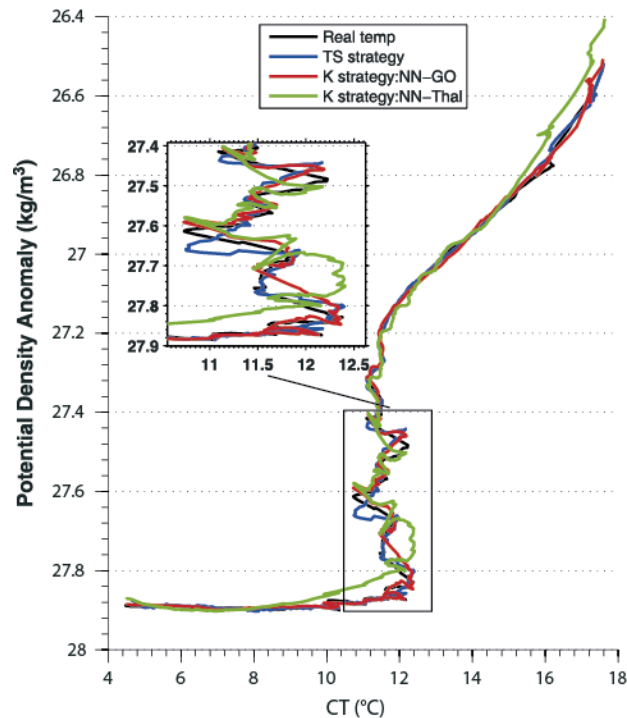


Figura 1.16. Modelos real e invertido para las estrategias TS, K-GO y K-Thalasa, en un diagrama de temperatura conservativa contra densidad potencial. Tomado de Bornstein et al. (2013).

Bornstein et al. (2013) mejoraron el método de inversión de onda completa desarrollando *kernels* de inversión directa de T y S, evitando así la necesidad de utilizar modelos locales T-S que siempre aportan incertidumbre a los resultados de la inversión. Este trabajo fue también metodológico y aplicado a datos sintéticos, sin ruido y con fuente conocida. Por último, Biescas et al. (2014) invirtieron datos reales recuperando la reflectividad a partir de la deconvolución de los datos sísmicos. El cálculo de los perfiles de impedancia se realizó sumando las altas frecuencias ($f > 10 \text{ Hz}$) recuperadas de los datos acústicos junto a las bajas ($f < 10 \text{ Hz}$) recuperados de sondas XBT. En este método se invirtieron temperatura, salinidad y densidad con resoluciones de $\delta t = 0.1^\circ\text{C}$, $\delta S = 0.09$ y $\delta \rho = 0.02 \text{ kg m}^{-3}$. En la inversión no se consideró una magnitud constante sobre todo el perfil en dirección vertical ni horizontal. La inversión de ρ les permitió identificar que la reflectividad no sigue siempre las superficies isopícnas, sino que el seguimiento de una misma capa de densidad depende del tipo de estructura presente en el sistema.

1.4.2.3 Caracterización y estudio de procesos dinámicos a partir del análisis espectral de los datos MCS.

Basándose en la hipótesis de que las ondulaciones de los reflectores sísmicos son generadas por procesos energéticos en el océano, se pueden realizar análisis espectrales que permiten caracterizar los procesos y cuantificar su energía. Dado que este es el objetivo central de mi

Capítulo 1. Introducción

trabajo, realizo la descripción y comparación de los trabajos de OS que han profundizado en esta temática en el capítulo 5, sección 5.4.

1.5 ESQUEMA DE LA TESIS

Tras este primer capítulo introductorio, el resto de contenidos de la tesis se estructuran como sigue:

En el capítulo 2 se describe el contexto oceanográfico de la zona de estudio, incluyendo los diferentes procesos y estructuras que tienen lugar y su rango espacial de incidencia. El capítulo 3 se divide en 2 secciones generales. En la primera sección se describen y presentan los sistemas y datos oceanográficos obtenidos mediante métodos convencionales durante la campaña IMPULS. En la segunda parte se describe el sistema de adquisición sísmica (MCS) utilizado en este trabajo, realizando un repaso histórico, evolución y su funcionamiento, enfatizando las distintas partes del procesado de los datos de MCS. En la última parte del capítulo se presentan los datos hidrográficos relevantes registrados en campañas previas que se realizaron en la misma zona de estudio. En el capítulo 4 se presenta el análisis de los datos obtenidos realizando comparaciones entre datos hidrográficos y sísmicos. La comparación se realiza para identificar correspondencias que permitan asegurar que los reflectores obtenidos con los datos sísmicos representan la estructura termohalina fina. A partir de estos reflectores se obtienen los espectros de los desplazamientos verticales de los reflectores en dirección horizontal, para identificar el comportamiento energético a diferentes rangos espaciales en el interior del océano. En el capítulo 5 se analizan los espectros energéticos horizontales obtenidos, que permiten relacionar su comportamiento con procesos y/o estructuras desarrolladas en el Mar de Alborán. En base a este análisis se identifican las tasas de disipación y difusividad diapícnica que afectan cada rango escalar y como se relacionan o implican con los procesos y estructuras anteriormente identificadas. A partir de estos resultados y su interpretación, se realiza una comparación con otros trabajos que utilizan MCS con el que realizan un análisis espectral, identificando semejanzas y diferencias con el análisis realizado con los datos utilizados en el presente trabajo. El capítulo 6 presenta los datos hidrográficos y sísmicos registrados en la campaña EVENT-DEEP, donde se comparan los resultados obtenidos con los de la campaña IMPULS, en la misma región pero en fechas diferentes. Finalmente, en el capítulo 7 se resumen las conclusiones derivadas de los resultados, terminando en el capítulo 8 con los posibles trabajos futuros relacionados con este trabajo.

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO OCEANOGRÁFICO DEL MAR DE ALBORÁN

2. CONTEXTO OCEANOGRÁFICO DEL MAR DE ALBORÁN

El Mar de Alborán tiene un interés particular por parte de los oceanógrafos debido a que en él se produce un constante intercambio entre aguas del Atlántico y el Mediterráneo. Este intercambio genera gradientes de propiedades físicas, los cuales al interactuar con los forzamientos propios de la cuenca, generan estructuras tales como frentes oceánicos, diversos tipos de ondas inerciales y subinerciales y vórtices (e.g. Parrilla, 1987; Tintoré et al., 1991). En el presente capítulo se describen las características físicas tanto de los procesos como de las diferentes estructuras que se han observado en el Mar de Alborán.

2.1 CIRCULACIÓN EN EL MAR DE ALBORÁN

El Mar de Alborán es un mar semicerrado que conecta el estrecho de Gibraltar con el Mar Mediterráneo occidental. A su vez el estrecho de Gibraltar comunica el Océano Atlántico con el Mar de Alborán a través de un sistema de umbrales y estrechos (Figura 2.1).

Las masas de agua que se pueden identificar en el Mar de Alborán de acuerdo a la mesa redonda de 2001 del CIESM (*Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Méditerranée*) son: (1) El Agua Atlántica (*Atlantic Water*; AW), que tiene su origen en el agua central del Océano Atlántico norte (*North Atlantic Central Water*; NACW). (2) En el siguiente nivel de profundidad al interactuar las Aguas Atlánticas y Mediterráneas, se genera la llamada Agua Intermedia del Mediterráneo Occidental (*Western Mediterranean Intermediate Water*; WIW), comúnmente llamada Agua Atlántica Modificada (*Atlantic Modified Water*; AMW) en trabajos como el de Gascard y Richez (1985). (3) A mayor profundidad se encuentra el Agua Intermedia Levantina (*Levantine Intermediate Water*; LIW) que fluye hacia fuera del Mar de Alborán; y el agua oeste del Mediterráneo profundo (*Western Mediterranean Deep Water*; WMDW) que también fluye hacia el Océano Atlántico. El presente trabajo se centra en el nivel somero ($< 200\text{ m}$) donde interactúan principalmente la AW, la AMW¹, y la MW² (Figura 1.5).

¹ Utilizo esta sigla para referirme a la capa de agua generada por la interacción entre aguas Atlánticas y Mediterráneas, por su común uso en la literatura.

² A la profundidad en la que se enfoca este trabajo ($< 200\text{ m}$), la única masa de agua Mediterránea es la LIW, he utilizado el término genérico MW para referirme a ella.

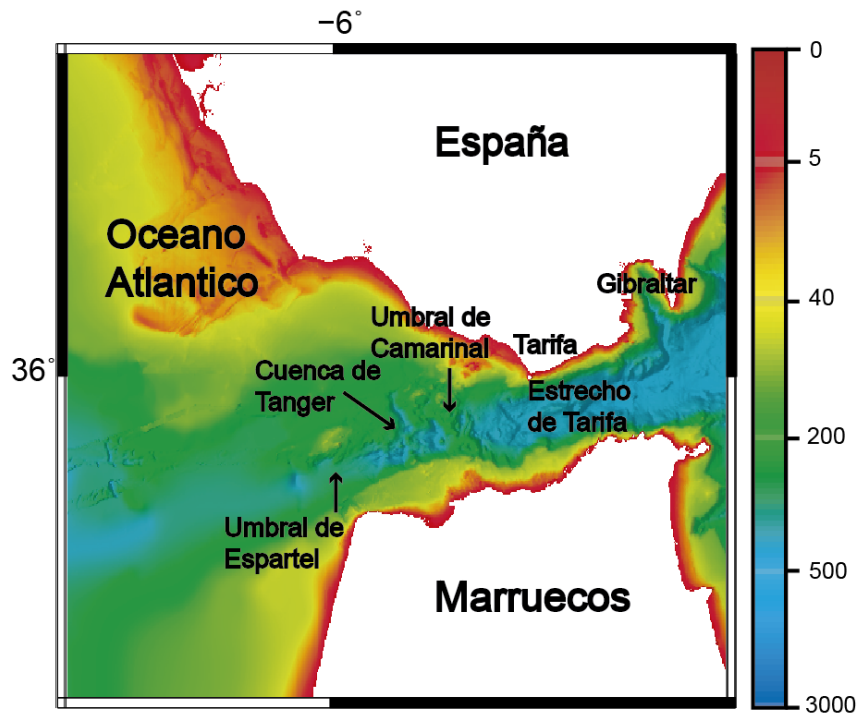


Figura 2.1. Mapa del estrecho de Gibraltar y su batimetría (color). Datos obtenidos de la European Marine Observation and Data Network (EMODnet).

En el estrecho de Gibraltar se manifiestan en profundidad dos corrientes superpuestas que gobiernan el intercambio de agua entre el Océano Atlántico y el Mar de Alborán. Las corrientes tienen movimiento opuesto y características físicas y químicas diferentes (Rodríguez, 1982). Estas corrientes están compuestas por masas de agua AW y MW, que fluctúan entre los límites de flujo subcrítico y supercrítico³ cuando cruzan esta zona y en especial el umbral de Camarinal (Armi y Farmer, 1988). El intercambio de aguas se produce en condiciones baroclinas y está dominado por las pérdidas por evaporación (García-Lafuente et al., 2002). Además las condiciones de los flujos varían según el forzamiento atmosférico, la marea y viscosidad, (Vázquez et al., 2008). La estimación de estas condiciones para conocer el intercambio de flujo, fueron propuestas por primera vez en el modelo de Knudsen (1899) que se basa en la conservación de masa y sal:

$$Q_M = \left(\frac{S_A}{S_M - S_A} \right) (P + R - E) \quad (2.1)$$

$$Q_A = \left(\frac{-S_M}{S_M - S_A} \right) (P + R - E) \quad (2.2)$$

³ El régimen de flujos subcrítico y supercrítico hacen referencia al estado laminar o turbulento en el que se encuentran y se establece a partir del valor del número de Froude y el número de Reynolds (descritos en la sección 2.2.3.1).

Donde Q_A y Q_M son los flujos, y S_A , S_M son las salinidades de la AW y MW respectivamente. El termino $(P + R - E)$ hace referencia al flujo de agua dulce (precipitación, descarga de ríos y evaporación). Para una evaporación neta de $0.55 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, y salinidades $S_A = 36.1$, $S_M = 37.9$, se obtiene un flujo $Q_M \approx -1.14 \text{ Sv}$ y $Q_A \approx 1.19 \text{ Sv}$ ($1 \text{ sverdrup} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). A pesar de su simplicidad, este modelo todavía se usa en el presente ya que proporciona aproximaciones válidas. Sin embargo, en la actualidad existen otros modelos numéricos de mayor complejidad computacional que dan valores de flujos algo menores, $Q_M \approx -0.72 \text{ Sv}$ y $Q_A \approx 0.82 \text{ Sv}$ (e.g. Sannino et al., 2002; Sánchez-Roman et al., 2009).

La AW se mueve hacia el este a nivel superficial de forma libre hasta la zona de Tarifa, mientras que la MW se mueve hacia el oeste en profundidad cruzando el umbral de Camarinal (290 m) y Espartel (360 m) (García-Lafuente et al., 2002). La interfaz entre las masas de agua asciende y desciende en cada ciclo mareal, cambiando la dirección de flujo dominante (Candela y Clinton, 1990). En marea alta la interfaz de la cuenca de Tánger, aumenta lo suficiente para inundar la zona del umbral de Camarinal, produciendo un flujo inverso en la capa de agua profunda. Este proceso se revierte con la marea baja (Armi y Farmer, 1988). Aunque el viento influye solo en unas pocas decenas de metros en profundidad, si se presenta un episodio de alta presión atmosférica, puede llegar a suprimir el flujo de entrada de forma eventual (García Lafuente et al., 2002). La AW entra en el Mar de Alborán como un chorro en dirección noreste, la cual poco a poco se va separando de la península Ibérica (Tsimplis y Bryden, 2000). En la región hay un exceso de evaporación con respecto a la precipitación y el aporte de ríos. Para compensar esta pérdida, hay una entrada extra de AW del orden de 0.05 Sv (Rodríguez, 1982).

La AW que penetra en superficie, presenta una temperatura que varía entre $12^\circ - 16^\circ\text{C}$, una salinidad entre $35.7 - 36.5 \text{ psu}$, y una velocidad media entre $0.6 - 0.8 \text{ m s}^{-1}$ en dirección oeste (Viúdez et al., 1998; Tsimplis y Bryden, 2000; Muñoz, 2009). Esta masa de agua entra principalmente en dirección noreste, y se va curvando hacia el sur, de forma que parte del flujo se incorpora al giro anticiclónico y la parte restante fluye por la costa africana entre el cabo de Tres Forcas y la isla de Alborán (Perkins et al., 1990). En profundidad, la circulación es exclusiva de la MW, la cual circula principalmente por el margen continental marroquí, al sur de la cuenca antes de salir por el estrecho de Gibraltar (Bryden y Stommel, 1984). Esta masa de agua se caracteriza por tener una temperatura media entre $13^\circ - 14^\circ\text{C}$, una salinidad media entre $38.4 - 38.7$ y una velocidad media de 0.2 ms^{-1} (Gascard y Richez, 1985; Tsimplis y Bryden, 2000).

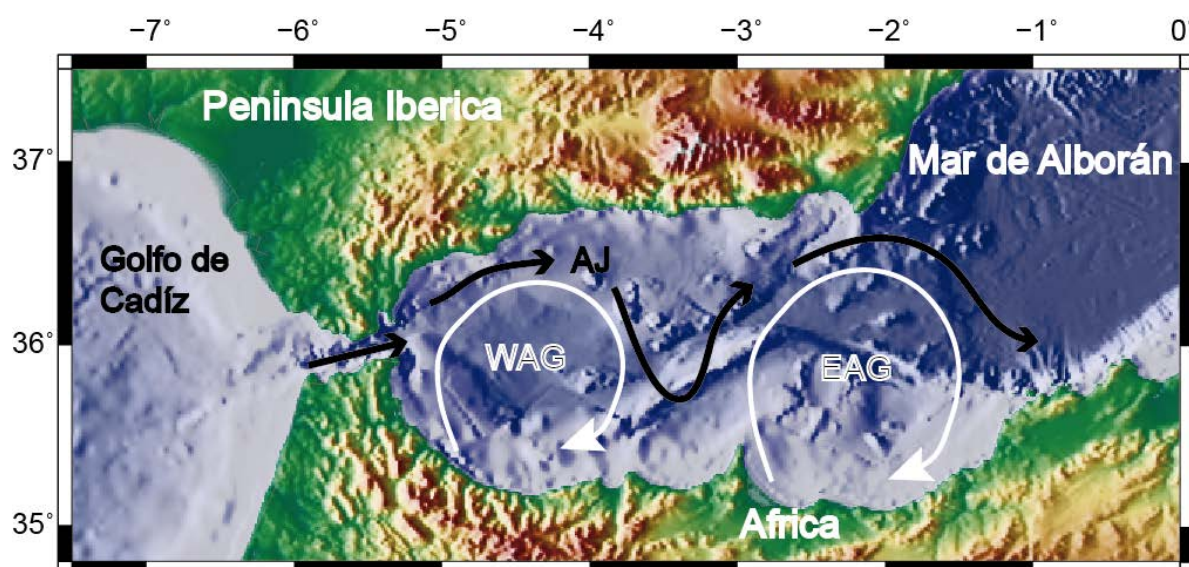


Figura 2.2. Modelo de la circulación superficial del Mar de Alborán, donde identifica la entrada de AW superficial (AJ detallada en la sección 2.2.1.3), y la presencia de los giros de Alborán (WAG, y EAG, detallados en la sección 2.2.2.2). Basado en Tintorè et al. (1988) y Baldacci et al. (2001).

En la cuenca del Mar de Alborán se generan dos giros anticiclónicos casi permanentes llamados giro occidental de Alborán (*Western Alboran Gyre*; WAG) y giro oriental de Alborán (*Eastern Alboran Gyre*; EAG). Sus escalas espaciales medias son de 100 km de diámetro y 200 m de profundidad (Vargas-Yañez et al., 2002). Éstos se describen en la sección 2.2.2.2. Debido a la configuración topográfica de pasillo constituida por las Béticas al norte y el Atlas al sur, los vientos tienden a ser principalmente de componente este u oeste, contribuyendo apreciablemente al flujo subinercial (García-Lafuente et al., 2002). Considerando que el viento es la causa principal del oleaje, se identifican épocas de oleaje débil o calma ($0.3 - 1.8\text{ m}$) con vientos principalmente de levante (este-oeste), y otra temporada con un oleaje mayor ($1.8 - 3.6\text{ m}$) con vientos de poniente (oeste-este) (García-Lafuente et al., 2002).

La variabilidad en la estructura termohalina dentro de la cuenca del Mar de Alborán depende de varios factores como la estacionalidad, las estructuras oceánicas presentes y los procesos que las modulan (Bouzinac et al., 2003). Según las condiciones presentes en el Mar de Alborán, este se configura como uno de los más cálidos del Mediterráneo con su media de 17°C , y una alta amplitud térmica anual cerca de los 8°C (Gascard y Richez, 1985). Esta variación depende principalmente de su localización, entre los $37^{\circ} - 35^{\circ}\text{N}$, donde la radiación solar directa e indirecta a través de las masas de aire lo condicionan, calentando o enfriando la superficie según la componente de los vientos (Gascard y Richez, 1985). También considerando que la profundidad media del Mar de Alborán es de $\sim 445\text{ m}$, menor a la media del Mediterráneo que alcanza los $\sim 1500\text{ m}$, es susceptible a variar por los efectos de la

incidencia solar. Se identifica una variabilidad estacional registrando temperaturas máximas en agosto (22°C) y mínimas en febrero (14°C) (Parrilla, 1987). En la época de verano, el efecto estérico⁴ es importante para estimar la variación del nivel del mar, ya que genera dilatación y por ende un cambio en la profundidad donde se localizan las diferentes estructuras (Bouzinac et al., 2003).

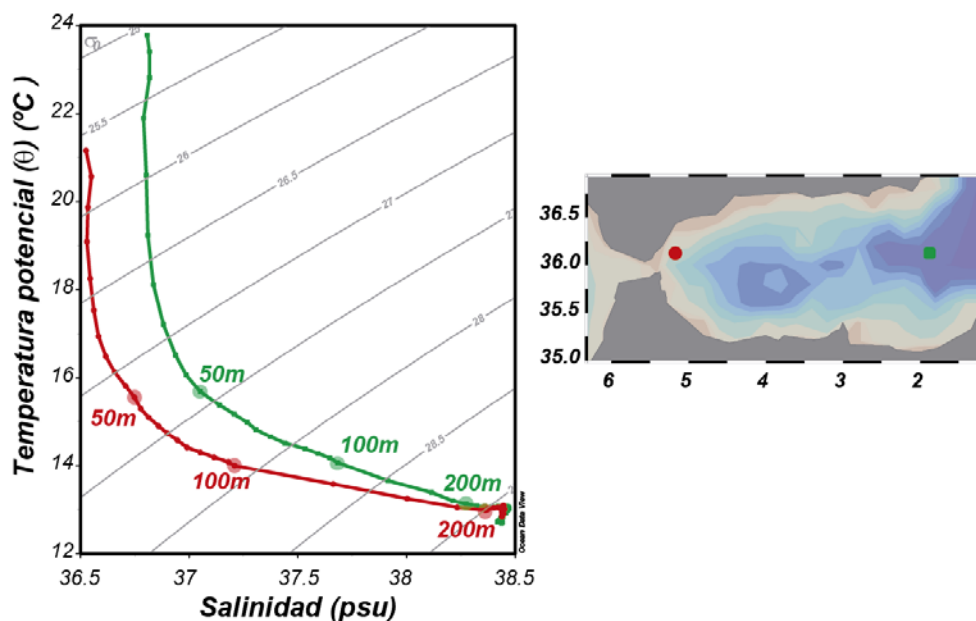


Figura 2.3. Diagrama T-S de dos estaciones en la entrada (punto rojo) y salida (cuadrado verde) del Mar de Alborán adquiridos durante verano. Se identifican las variaciones de propiedades en profundidad debido a la mezcla que presenta la MAW a medida que se desplaza al este. Diagrama generado a partir de datos del World Ocean Atlas 2013. (Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013).

La variabilidad estacional desempeña un factor importante en la localización de la termoclina tanto en profundidad como su incidencia horizontal, detectada por las variaciones de las propiedades termohalinas. En verano, la entrada de AW interactúa con una atmósfera caliente y seca, lo cual genera que se vaya calentando gradualmente produciendo evaporación e incrementando así su salinidad (Send et al., 1999; Saliot, 2005). Su densidad permanece casi constante, aislando la capa superficial por una termoclina estacional que se desarrolla entre los 20 m y 40 m de profundidad (Rodríguez, 1982). En capas someras se identifica una clara estratificación entre AW y MW sobre gran parte del Mar de Alborán, que llega a extenderse por más de 40 km en dirección horizontal (Viúdez y Tintoré, 1995). Dependiendo de la fuerza de las corrientes, el grosor de la capa estratificada puede variar en duración y extensión (Millot, 1999).

⁴ Dilatación o compresión de la columna de agua por efectos de la temperatura.

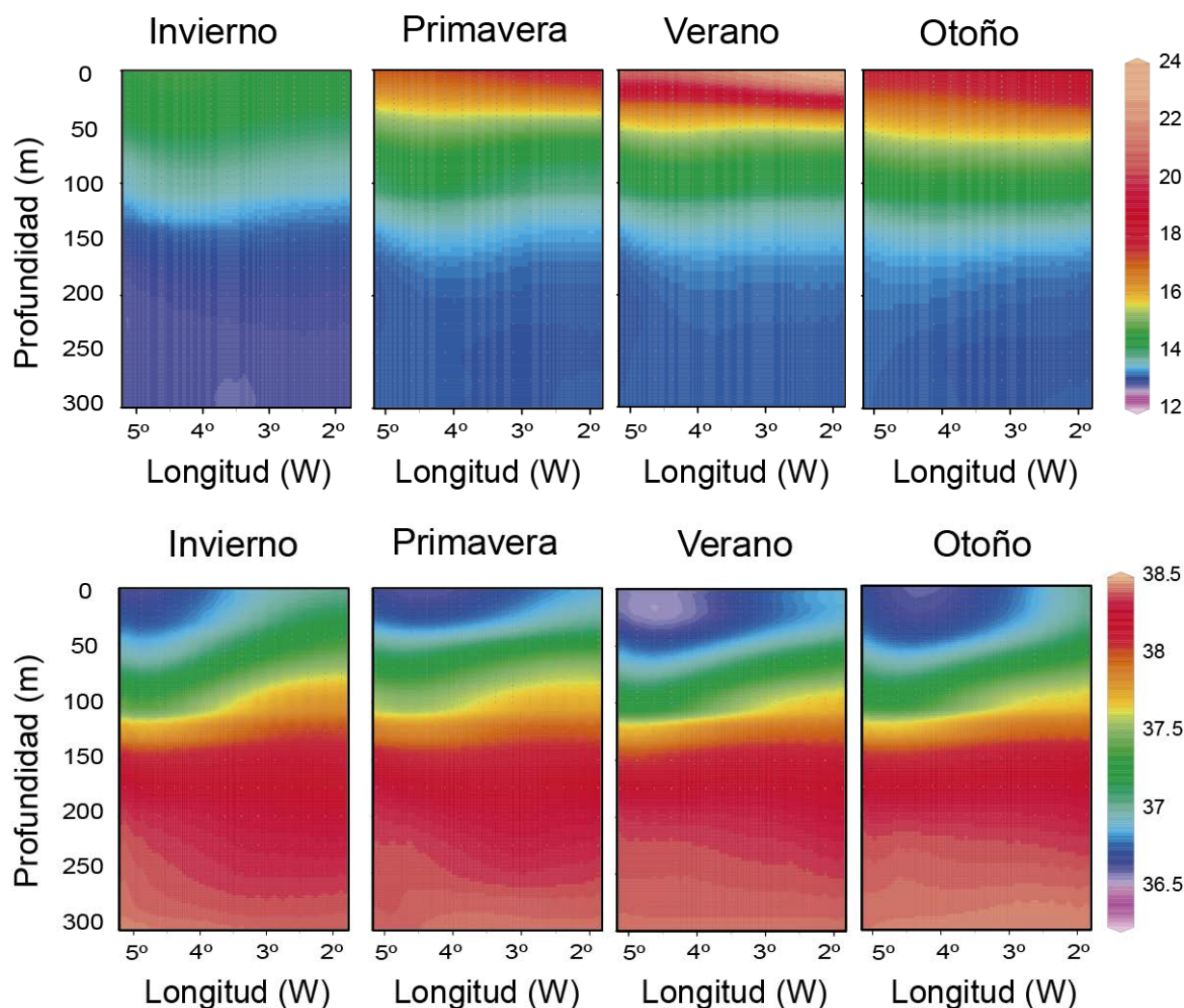


Figura 2.4. Perfiles de distribución de temperatura (arriba) y salinidad (abajo) de los primeros 300 m, para diferentes épocas del año (36°N, 5° - 2°W) (Figura 2.3). Perfiles generados a partir de datos del World Ocean Atlas 2013. (Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013).

En invierno se produce una transferencia de calor desde el mar hacia la atmósfera, ya que al final de verano el mar puede superar hasta en 10 °C la temperatura del aire; además al incidir fuertes vientos fríos y secos se produce una alta evaporación (García-Lafuente et al., 2002). En esta temporada se incrementa la profundidad de la capa de mezcla y por ende la profundidad de la termoclina estacional, localizándose por encima de los 200 m (Houpert et al. 2015). La mayor variabilidad se presenta en la velocidad del flujo de entrada y la salinidad de agua, especialmente en época de invierno y verano, permaneciendo casi constantes en primavera y otoño (Vargas-Yáñez et al., 2002). Por el contrario no se presentan variaciones significativas de propiedades en el Mar de Alborán a nivel interanual (Vargas-Yáñez et al., 2002).

2.2 PRINCIPALES PROCESOS Y ESTRUCTURAS

En el Mar de Alborán se pueden identificar estructuras termohalinas como el jet de AW, los giros de Alborán, solitones y ondas internas, todas ellas descritas en diversos trabajos utilizando sistemas de observación oceanográficos convencionales (Tintorè et al., 1991; Vázquez et al., 2008). A continuación se realiza una descripción de los diferentes procesos y estructuras que se han descrito, organizados en función de la escala espacial a la que se manifiestan.

2.2.1 Macroescala [$10^9 - 10^6$ m]

2.2.1.1 Marea superficial

La marea superficial se conoce como el proceso que cambia periódicamente el nivel del mar por causas de la interacción gravitacional. Esta puede producir corrientes de hasta 5 ms^{-1} (Steward, 2008). La marea que afecta el Mar de Alborán, parte de una combinación de la marea del Mar Mediterráneo y del Atlántico norte que cruza el estrecho de Gibraltar (Gascard y Richez, 1985). Ya que el Mediterráneo es un mar pequeño y el estrecho de Gibraltar es muy angosto, se descarta la presencia de un sistema anfidrómico, de forma que no afecta directamente el potencial generador de marea en el Mar de Alborán (Parrilla, 1987). Destaca un pico de amplitud mareal de 0.8 m y una corriente de $\sim 1 \text{ ms}^{-1}$ en su parte más Occidental que rápidamente disminuye al desplazarse al este, alcanzado una amplitud de 0.09 m y una corriente $< 0.2 \text{ ms}^{-1}$ a la longitud -2.5°W (García Lafuente et al., 1999).

La marea es principalmente barotrópica y con una frecuencia semidiurna (12.5 horas) predominando la constituyente $M2^5$ seguida de la $S2^6$ con una componente diurna débil (Candela y Clinton, 1990). Esta configuración es debida a que la fase entre el nivel del mar y las corrientes de marea es cercana a los 90° (Gascard y Richez, 1985). En el estrecho de Gibraltar es donde se generan y propagan en primera instancia las estructuras oceanográficas características del Mar de Alborán.

La variabilidad de la marea genera el ascenso y descenso de la interfaz de las masas de agua condicionando la entrada de AW (Gascard y Richez, 1985). Durante marea alta hay un flujo en dirección oeste que acumula agua y por tanto energía, mientras que en marea baja se libera el flujo. Este ciclo produce un pulso hidráulico que perturba la estructura termohalina de todo el Mar de Alborán, inyectando inicialmente energía al sistema, parte de la cual se transfiere a procesos de menores escalas (Vázquez et al., 2008).

La marea de superficie tiende a presentar unas corrientes uniformes con la profundidad, pero en el estrecho de Gibraltar y debido al paso de los umbrales ya mencionados, cambia esta condición y se generan corrientes que varían con la profundidad. Este cambio se relaciona

⁵ Componente lunar principal semi-diurna.

⁶ Componente solar principal semi-diurna.

con la transición de régimen barotrópico a baroclino, que influencia la formación de marea interna, dominando las condiciones intrínsecas del Mar de Alborán (Vázquez et al., 2008).

2.2.1.2 Marea interna

La marea interna es básicamente una onda submarina que se propaga a lo largo de una discontinuidad en densidad, por la interacción de una corriente de marea con una topografía variable (Garrett y Kunse, 2007). La marea interna se puede caracterizar como una onda interna que tiene un periodo de oscilación principalmente semidiurno. Como la frecuencia es similar a la de marea superficial barotrópica, esta tiende a cederle la mayor parte de la energía (Egbert y Ray, 2000).

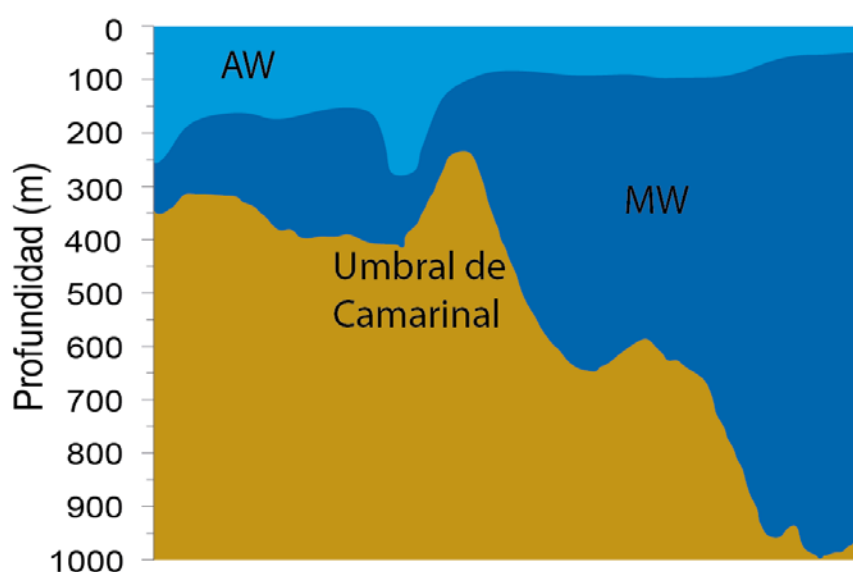


Figura 2.5. Esquema de la generación del pulso de marea interna en el estrecho de Gibraltar, como efecto de la interacción entre las masas de agua, batimetría y condiciones atmosféricas. Modificado de Parés et al. (2005).

Las mareas internas que disipan mayor energía al medio, son aquellas que presentan modos de alto orden, y tienden a ser generadas en obstáculos de gran pendiente como abruptas montañas submarinas o plataformas continentales (Gayen y Sarkar, 2010). La pendiente (α) a la que esto se produce se conoce como pendiente crítica:

$$\alpha^2(z) = \left(\frac{N^2(z) - \sigma^2}{\sigma^2 - f^2} \right) \quad (2.3)$$

$$N(z) = \left(\frac{-g}{\rho_0} \frac{\partial \rho(z)}{\partial z} \right)^{1/2} \quad (2.4)$$

$$f = 2\Omega \sin\theta \quad (2.5)$$

Donde f es la frecuencia inercial local o frecuencia de Coriolis, σ es la frecuencia de la marea, N es la frecuencia de flotabilidad, g es la fuerza de interacción gravitacional, z es la profundidad, Ω es la tasa de rotación del océano ($\Omega = 7.3 \cdot 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$) y θ es la latitud (Pedlosky, 1987; Stewart, 2008). Las fluctuaciones entre condiciones barotrópicas y baroclinas, especialmente en los umbrales, contribuyen a la formación de la marea y de un sistema estratificado (Candela y Clinton, 1990).

2.2.1.3 Jet de Agua Atlántica

La diferencia de densidades y del nivel del mar a ambos lados del estrecho de Gibraltar genera un intercambio de aguas tanto a nivel somero como en profundidad (Muñoz, 2009). Este intercambio de aguas, genera a nivel somero la entrada de un flujo de agua atlántica conocido como *Jet* de AW (*Atlantic Jet*, AJ) (Figura 2.2). Este AJ es una estructura característica por tener agua menos densa, que presenta un caudal medio de 0.78 Sv (Tsimplis y Bryden, 2000).

El AJ se desplaza principalmente en dirección noreste abarcando entre $25 - 30 \text{ km}$ de ancho, con una vorticidad relativa nula o positiva (Viúdez y Haney, 1997; Font et al., 2002). En su desplazamiento al este genera meandros que usualmente se acoplan al sistema de los giros anticiclónicos (Font et al., 2002). Este jet se localiza en las capas someras entre los $150 - 200 \text{ m}$ en el centro de la cuenca, localizándose cerca de los 50 m cuando pasa cerca de la costa peninsular (Tintorè et al., 1988). Inyecta nutrientes que se redistribuyen por toda la cuenca de Alborán debido a los meandros que realiza, los cuales generan a su vez los característicos giros de Alborán. A medida que el AJ cruza los giros de Alborán, estimula la formación de una corriente intensa conocida como el frente de Almería-Oran que se desarrolla en los primeros 300 m , entre el AW que ingresa y el SMW residente (Font et al., 2002).

2.2.2 Mesoescala [$10^6 - 10^2 \text{ m}$]

2.2.2.1 Surgencias

La surgencia es un proceso oceanográfico que consiste en el ascenso de aguas subsuperficiales que fertilizan las capas más superficiales (Rodríguez, 1982). Las surgencias se tienden a formar en la cuenca de Alborán debido a los movimientos provocados por el viento de poniente, la fuerza de Coriolis y la entrada de AW (Sarhan et al., 2000). Su interacción produce una renovación de aguas someras que se caracterizan por ser frías y eutróficas (García-Górriz y Carr, 1999). Un parámetro directo que aumenta la intensidad de la surgencia y por tanto el nivel de productividad, es el ángulo bajo en el que entra el AJ y la línea de costa. Sarhan et al. (2000) mostraron que un ángulo pequeño alrededor de $\sim 11^\circ$

tiende a producir una mayor surgencia, la cual es más evidente en verano por el alto contraste termal como se registra en imágenes satelitales (García-Górriz y Carr, 1999).

Un proceso que puede desarrollar surgencias es la formación de un giro ciclónico, el cual favorece la afloración de aguas debido a la circulación antihoraria, que eleva las isopincas produciendo el ascenso de aguas en su centro (Steward, 2008). Se ha identificado la presencia de un remolino ciclónico efímero en el Mar de Alborán, con una alta frecuencia en primavera y verano según se datan en diversos estudios (e.g. Tintoré et al., 1991; Viúdez et al., 1998). Este puede ser formado por el meandro que realiza el AJ que es del orden de las decenas de kilómetros al ingresar a la cuenca (Sarhan et al., 2000). Considerando los mecanismos de afloramiento (viento y giro ciclónico), se alcanzan a presentar flujos verticales anuales de $\sim 3 \times 10^7 m^2$ (Sarhan et al., 2000).

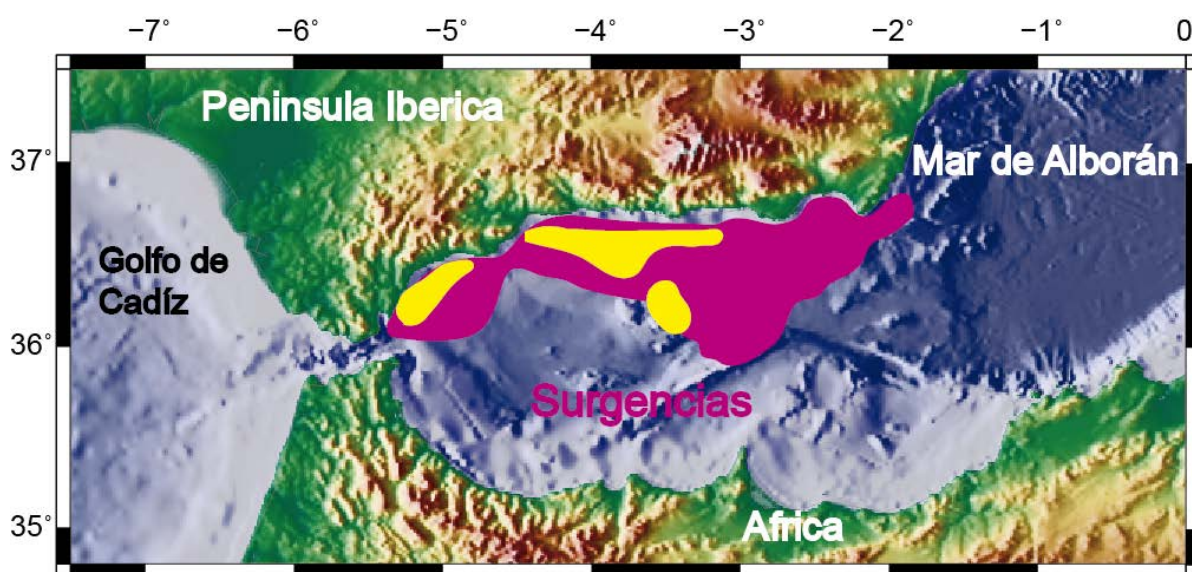


Figura 2.6. Principales zonas de surgencia en el Mar de Alborán. Basado en Rodríguez (1982) (zonas amarillas), y Baldacci et al (2001) (zona violeta).

Cabe esperar que este fenómeno presente una alta variabilidad temporal que va desde el periodo de las mareas hasta ciclos anuales, según condiciones hidráulicas y meteorológicas (García-Górriz y Carr, 1999). El agua aflorada tiende a ser arrastrada por el agua que circula superficialmente formando elongaciones que se desprenden, las cuales se denominan filamentos, siendo advechados por la AW (Baldacci et al., 2000). Este fenómeno varía la intensidad de los procesos de mezcla que rompen la interfaz entre las masas de agua. La ruptura se genera por efectos no lineales que afectan la estructura interna de la columna de agua, perturbando la estructura termohalina fina (Sarhan et al., 2000).

2.2.2.2 Giros de Alborán

Un fenómeno importante que caracteriza la cuenca del Mar de Alborán, es la presencia casi constante de dos giros anticiclónicos conocidos como el giro occidental de Alborán (WAG) y giro oriental de Alborán (EAG), que alcanzan un diámetro de hasta 200 km (Tintorè et al., 1991) (Figura 2.2). El origen radica en la entrada del AJ que es forzado por las condiciones atmosféricas locales y la fuerza de Coriolis al desplazarse a la derecha, formando en primera instancia el WAG (Parrilla, 1987). Los giros tienden a permanecer cuasi-estacionarios, excepto si la presión atmosférica en esta región disminuye, en cuyo caso aumenta la entrada de AW generando un desplazamiento de los giros hacia el este (Parrilla, 1987). Se calcula que el corrimiento de los giros de Alborán llega a alcanzar valores de 0.05 ms^{-1} en dirección este (Viudez et al., 1988). Los valores medios obtenidos de la vorticidad geostrofica son muy similares al campo total mesoescalar, sugiriendo una gran influencia de los giros en este rango escalar (Tintorè et al., 1991).

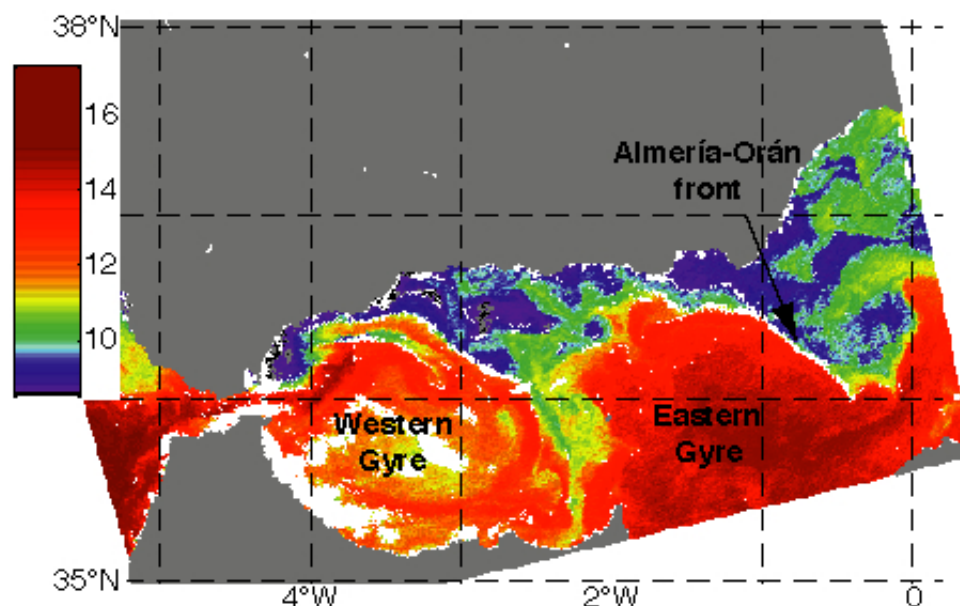


Figura 2.7. Imagen de la temperatura superficial del Mar de Alborán, registrado por el satélite ERS-2 con el SAR el 2 de diciembre de 1996. En la cuenca se aprecia el contorno de los giros de Alborán y el frente de Almería-Orán (Snaith et al., 1997).

En el centro del WAG se puede encontrar AW debido a los movimientos ageostróficos presentes en los primeros 200 m , esta agua llega al centro debido a una convergencia generada por encima de los 100 m (Viudez et al., 1998). La principal causa es la anomalía del gradiente de presión que está asociado a las variaciones horizontales en densidad y la velocidad de las corrientes (Font et al., 2002). La ubicación de la AW en el centro permite hacer el seguimiento del giro mediante imágenes satelitales, debido a sus características intrínsecas anteriormente descritas (Figura 2.7).

La formación y presencia de giros en el Mar de Alborán es casi permanente durante todo el año, con una durabilidad media individual de ~ 2 meses, tiempo en el que otro giro se está formando para tomar la posición del anterior. Tintoré et al. (1991), muestra como el movimiento vertical asociado a estos giros alcanza un orden de magnitud mayor que el esperado por movimientos verticales de gran escala, alcanzando velocidades verticales de hasta 10 m día^{-1} (Allen et al., 2001). Los giros anticiclónicos pueden llegar a afectar la columna de agua hasta los 400 m de forma directa (Viúdez et al., 1998). Entre los efectos que esto produce se encuentra la elevación y/o subducción de la termoclina, lo cual incide en la estabilidad y desarrollo de procesos en profundidad.

2.2.2.3 Solitones

Se considera un solitón a aquella onda que se propaga a una velocidad casi constante, perturbando el campo de densidad en el océano (Vlasenko et al., 2000). Pueden ser causadas por escorrentías, intrusiones de frentes oceánicos en aguas costeras, o abruptas fluctuaciones atmosféricas, en general por efectos no lineales y dispersivos (Whitham, 1974). En el caso del estrecho de Gibraltar se generan por el salto hidráulico generado por la interacción entre el agua estratificada y la batimetría irregular. Los solitones se propagan por toda la cuenca del Alborán en las tres dimensiones (Parrilla, 1987) y tienden a tener longitudes de onda que van desde los pocos kilómetros hasta los pocos cientos de metros y una amplitud que puede alcanzar hasta unos 100 m (Vázquez et al., 2008). Se ha descrito que pueden alcanzar una velocidad horizontal media de propagación entre 0.2 ms^{-1} y 0.7 ms^{-1} , y una velocidad vertical media de propagación típica de un orden de magnitud menor (Filonov y Novotryasov, 2007). Su periodo de generación típico es del orden de decenas de minutos (Garrett, 2001).

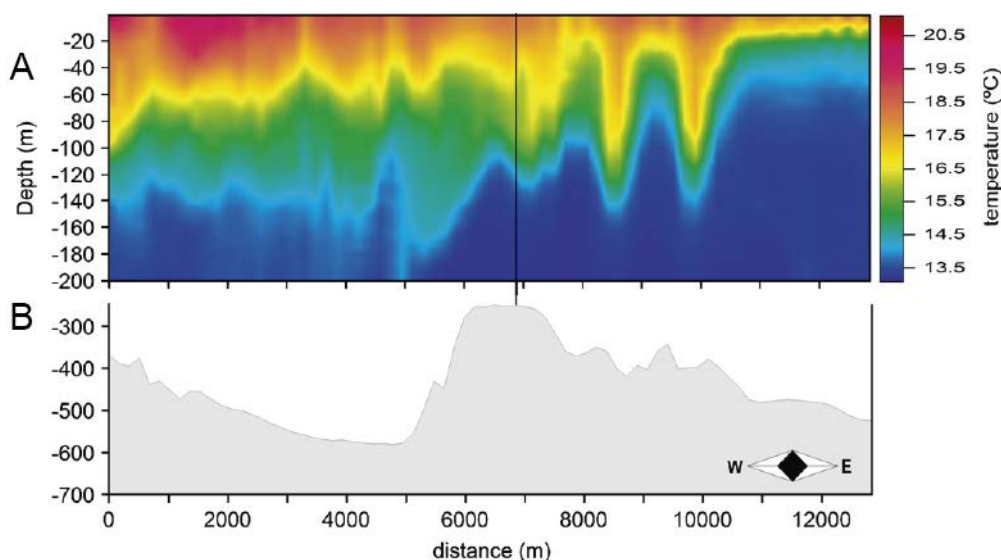


Figura 2.8. (A) Solitón generado sobre el umbral de Camarinal, registrado con XBTs. (B) Batimetría del fondo marino en el estrecho de Gibraltar donde fue generado (Vázquez et al., 2008).

En algunos casos, los solitones generan resonancia o perturbaciones entre las ondas, permitiendo que se desplacen a mayor o menor distancia de su origen y con mayor o menor cantidad de energía. Este tipo de estructuras ejercen una contribución importante en la disipación de energía rotacional y en la mezcla entre diferentes masas de agua (Vlasenko et al., 2000). Entre las diferentes técnicas de medida empleadas en su detección, se encuentra la teledetección como la más destacada (Brandt et al., 1999).

La fase inicial de su formación en el estrecho de Gibraltar, es delineada por una inclinada depresión de la picnoclina debido a la acumulación de agua. De esta manera el solitón es liberado hacia el Mediterráneo entre pleamar y bajamar transportando grandes cantidades de energía (Gascard y Richez, 1985). En su viaje por la cuenca de Alborán interactúa con todas las estructuras que se encuentra en su camino liberando la energía, y alimentando así el régimen de pequeñas escalas (Vázquez et al., 2008). Aunque las características de las ondas solitarias están bien establecidas, los procesos de transferencia de energía siguen siendo objeto de estudio (Apel, 2003).

2.2.2.4 Ondas internas

Los sistemas estratificados generan, desarrollan, mantienen y disipan ondas generalmente formadas por el restablecimiento de la fuerza gravitacional, estas ondas son llamadas ondas internas (Thorpe, 2005). Los efectos de la rotación de la Tierra y las variaciones en la corriente inciden en su amplitud que es del orden de la decena de metros, en su longitud de onda que varía entre $10^5 - 10^2$ m, y en la frecuencia que varía entre minutos y horas (Cushman-Roisin y Beckers, 2007). La propagación típica de las ondas internas es del orden de 1 ms^{-1} , generalmente más lentas que las ondas gravitacionales superficiales (Thorpe, 2005).

La interacción entre el flujo de marea barotrópica, con la topografía del estrecho de Gibraltar, además de la estratificación en la columna de agua y los forzamientos atmosféricos, causan mediante procesos no lineales dispersivos, la producción de ondas internas (Gascard y Richez, 1995). Su formación principal se produce por el salto hidráulico generado en el umbral de Camarinal, punto de propagación de las ondas hacia la cuenca de Alborán (Vázquez et al., 2008).

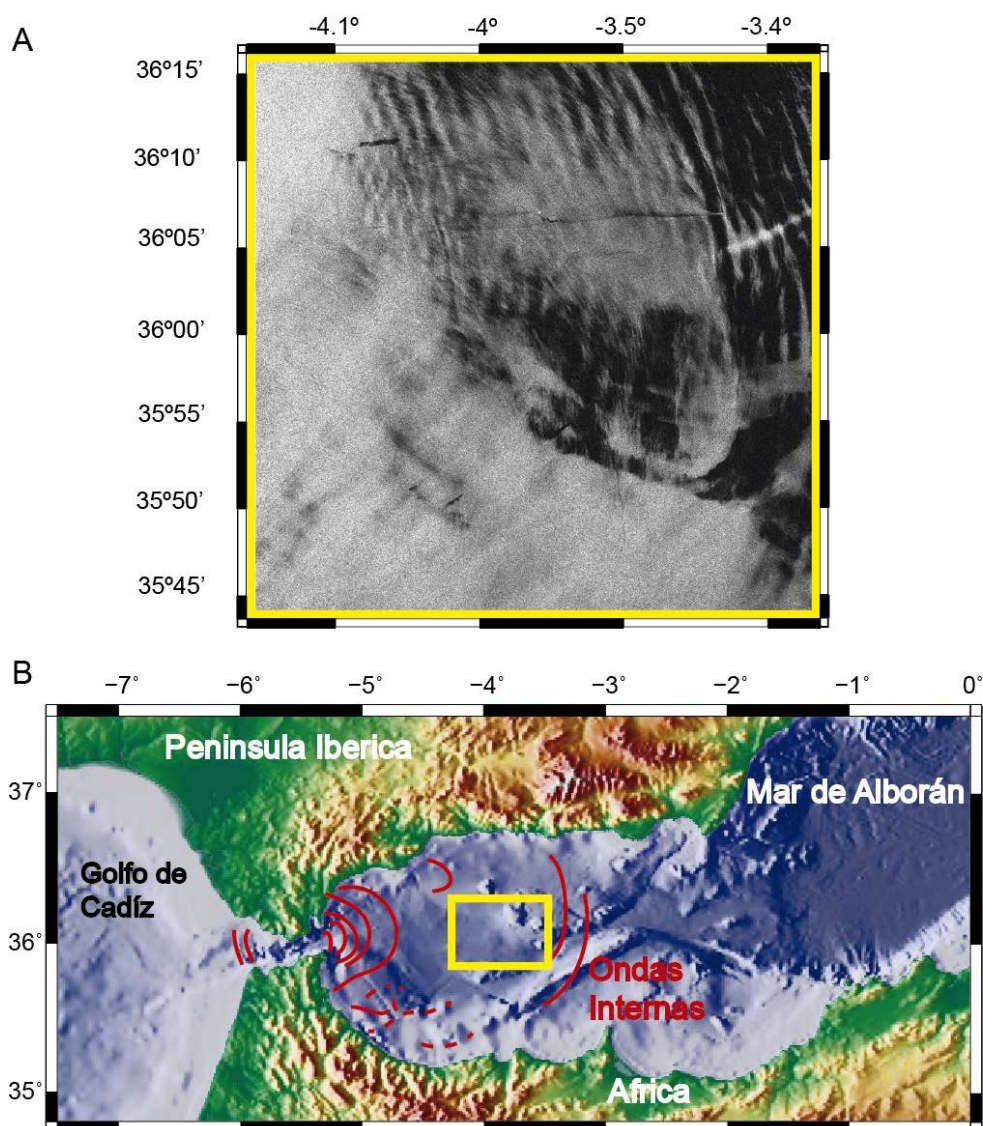


Figura 2.9. (A) Imagen obtenida con el satélite ERS-1, de la propagación de ondas internas provenientes del estrecho de Gibraltar en el Mar de Alborán el 26 de Mayo de 1994, localizado en el recuadro amarillo del (B) mapa del Mar de Alborán, donde se muestran ondas internas observadas en diferentes épocas del año, a partir de imágenes satelitales ERS 1 - 2 (líneas rojas) (Basada y modificada del Atlas of oceanic internal solitary waves, 2004).

Las ondas internas se pueden considerar de forma básica como un tren de solitones que viajan juntos con una misma velocidad de grupo desplazando una mayor cantidad de energía que un único soliton, la cual perturba a mayor escala el medio a través del cual se propagan (Garrett, 2001). Pueden ser identificadas mediante imágenes obtenidas por satélite debido a las variaciones en la altura dinámica en el mar (Font et al., 2002). Se identifican principalmente en horizontal a nivel somero en la interfaz entre la AW y la MW debido a las oscilaciones en

la estructura termohalina (Gascard y Richez, 1985). También se pueden formar en otros lugares como cañones submarinos, debido a desprendimientos de sustratos (Cushman-Roisin y Beckers, 2007).

Se conoce que el rompimiento de ondas internas es el mayor causante de mezcla en el océano (Munk, 1981). Las ondas internas empiezan a perder estabilidad a medida que disminuyen en escala espacial. La escala de flotabilidad corresponde al límite donde pueden romper y transferir la energía a menores escalas. La energía transferida produce mezcla entre las aguas y capas alrededor mediante procesos turbulentos (Garrett y Munk, 1979), pero los mecanismos específicos que actúan en esta transferencia son en gran medida desconocidos.

Así, las ondas internas se encuentran confinadas en su límite superior por el factor efectivo de Coriolis y en su límite inferior por N (Munk, 1981). Entre este rango espacial se puede definir la energía que transportan mediante un modelo que es considerado como cuasi-universal conocido como el modelo de Garrett-Munk (GM79) (Munk, 1981). El modelo propuesto es el siguiente:

$$GM79(\omega, j) = Eb^2N_0^2 \left[\frac{N(z)}{N_0} \right] B(\omega)H(j) \quad (2.6)$$

Dónde:

$$B(\omega) = \frac{2}{\pi} \left[\frac{f}{\omega} (\omega^2 - f^2)^{1/2} \right] \quad (2.7)$$

$$H(j) = \frac{1}{j} \left[\frac{1}{(j^2 + j_*^2)} \right] \quad (2.8)$$

En las anteriores expresiones, E es un parámetro de energía sin dimensiones (6.3×10^{-5}), b es la escala espacial, N_0 es la frecuencia de flotabilidad media del océano ($3 \text{ cph} = 8.3 \times 10^{-4} \text{ Hz}$), ω es la frecuencia del campo de las ondas internas y j el modo. El espectro GM79 (Figura 2.10) se basa en observaciones del océano profundo, donde obtienen una pendiente espectral de -2, además consideran que el espectro horizontal es isotrópico y verticalmente simétrico (Katz y Briscoe, 1979). Esta isotropía se genera debido a que los gradientes de propiedades son tan pequeños que no aportan cambios significantes en la estructura interna (Munk, 1981). Este aspecto cambia en aguas someras cerca de la plataforma continental por las condiciones baroclinas presentes y por la localización de la termoclina permanente, identificando una mayor presencia de procesos anisotrópicos (Levine, 2002).

Los procesos turbulentos no afectan en forma directa la mesoescala, ya que tienen poca energía para alterar significantemente estructuras de largas longitudes de onda afectadas por la velocidad angular terrestre ($\theta < f < 2\Omega$) (Watanabe y Hibiya, 2005). La vorticidad a nivel mesoescalar es baja, debido a la disipación viscosa, la cual aumenta al llegar al límite afectado por N (Tung y Welch, 2003). El incremento de la vorticidad y el efecto de la flotabilidad rompen la estabilidad del régimen mesoescalar, presentando los primeros indicios de cambio espectral relacionados con el cambio en la tasa de transferencia de energía (Riley y

Lindborg, 2008). Entre los factores que ayudan en el rompimiento de ondas internas se encuentran los procesos como las inestabilidades advectivas y de cizalla (Munk, 1981). Otro factor que podría romper la estabilidad en el sistema es la inyección de energía potencial por parte de la inestabilidad generada por N en profundidad (Tung y Welch, 2003).

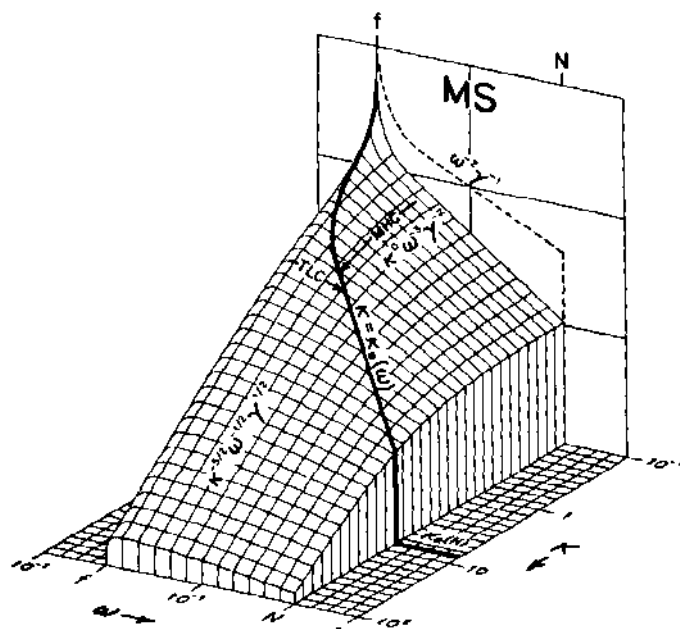


Figura 2.10. Espectro de Garrett-Munk de ondas internas en el océano. La energía espectral es graficada verticalmente y se muestra en coordenadas logarítmicas como función de la frecuencia y el número de onda. (Garrett y Munk, 1979).

Una forma de identificar la estabilidad y comportamiento de las ondas internas, es determinando el campo de su velocidad de fase: si se obtienen valores similares a la velocidad media de la corriente el sistema será estable (Steward, 2008). La velocidad de fase del primer modo baroclino entre dos capas, se puede conocer mediante la Ecuación 2.9, que se basa en términos descritos en secciones anteriores:

$$C_{IW} = \frac{\omega}{k_x} \sim \sqrt{g \frac{\Delta \rho h_1 h_2}{\rho_1 (h_1 + h_2)}} \quad (2.9)$$

La capacidad que tienen las ondas internas oceánicas no lineales de persistir por días después de su generación y la importancia que tienen en conectar las mareas internas de macroescala con la turbulencia de pequeña escala, las hacen estructuras importantes para el entendimiento del océano (Jackson et al., 2012). Entender esta conexión es de vital importancia para llenar el vacío de conocimiento entre estas escalas (Laurent et al., 2012).

2.2.3 Escala intermedia [$10^2 - 10^1$ m]

A continuación se describen los procesos disipativos que se pueden presentar en esta escala de acuerdo a las predicciones de los distintos modelos teóricos, y que en principio pueden tener lugar en las condiciones presentes del Mar de Alborán.

2.2.3.1 Inestabilidades

El termino inestabilidad se refiere a perturbaciones en la estratificación o capas de densidad, impuestas por un agente externo (Thorpe, 2005). Estas perturbaciones pueden ser generadas de forma estática o dinámica. La inestabilidad estática o de doble difusión se produce principalmente por difusión molecular, debido a los gradientes de propiedades físicas en la interfaz de dos masas de agua cuando no hay movimiento relativo. Mientras que la inestabilidad dinámica o de cizalla es aquella donde las masas de agua se encuentran en movimiento relativo respecto a ellas mismas, generando un intercambio de propiedades (e.g. Thorpe, 2005, Cushman-Roisin y Beckers, 2007). Este último caso se puede presentar en la cuenca de Alborán debido a la fuerte corriente de cizalla que presenta (Gascard y Richez, 1985).

El Mar de Alborán presenta un patrón de circulación principalmente baroclino, por lo cual a medida que disminuye la escala espacial, los efectos verticales son prominentes perturbando el comportamiento de las capas horizontales (Millot, 1999). Las inestabilidades baroclinas son las que lideran el desarrollo de vórtices mesoescalares que tienden a re-estratificar la región (Millot, 1999). Estas son las llamadas inestabilidades primarias que suelen estar dominadas por N y la viscosidad (ν) (Smyth y Moum, 2012).

Las inestabilidades primarias se presentan cuando el fluido empieza a cambiar su estado de laminar (estable) a turbulento (inestable), el cual puede ser definido como un régimen crítico (Cushman-Roisin y Beckers, 2007). El número adimensional de Reynolds (R_e) caracteriza el movimiento del fluido, y el numero adimensional de Froude (F_r) relaciona las fuerzas inerciales y gravitacionales que actúan sobre él (Cushman-Roisin y Beckers, 2007). Estos son definidos de la siguiente manera:

$$R_e = \frac{U D}{\nu} \quad (2.10)$$

$$F_r = \frac{\Delta U}{\Delta N z} \quad (2.11)$$

Donde D es la longitud característica del sistema, ν es la viscosidad cinemática del fluido, U es la velocidad de la corriente, y z la profundidad. Cuando se obtienen valores del R_e que oscilan entre 2100 - 3000, y valores de $F_r \sim 1$, se identifica que el flujo pierde estabilidad y se encuentra en un régimen crítico o de transición (Riley y Lindborg, 2008). Este tipo de

relación fue descrito por Lewis Moody, en la representación del diagrama de Moody (Moody, 1944).

Otro parámetro a considerar para estudios de flujos inestables, es el número de Richardson (R_i), que determina si un sistema estratificado se encuentra en estado laminar o turbulento (Riley y Lindborg, 2008). Además conociendo el número de Rossby (R_o), se puede identificar si el flujo está en equilibrio.

$$R_i = \frac{N^2}{(\Delta U / \Delta z)^2} \quad (2.12)$$

$$R_o = \frac{U}{fL} \quad (2.13)$$

Donde L es la escala horizontal. Se reconoce que el flujo empieza a ser inestable cuando se obtienen valores $R_i < 1$, y si el sistema presenta una estratificación débil, se obtiene un valor crítico de $R_i < 1/4 = 0.25$, a partir del cual se desarrollan las inestabilidades (Thorpe, 2005). Respecto al R_o determina si el flujo presenta un balance geostrófico o equilibrio entre f y el gradiente de presión generada por el movimiento del fluido. Este valor incrementa al disminuir la escala espacial, identificando un flujo no balanceado cuando $R_o \gg 1$ (Cushman-Roisin y Beckers, 2007).

Otro valor que permite identificar la presencia de inestabilidades en el océano, es el número de Prandtl (P_r), que relaciona la interfaz entre capas contiguas de densidad. Este número se calcula mediante la siguiente relación:

$$P_r = \frac{N}{f} \quad (2.14)$$

Si su valor es grande (> 1), permite interpretar la independencia de los movimientos verticales y horizontales, tales que no se influyen entre sí, presentándose las inestabilidades.

Entre las inestabilidades destacables presentes en un sistema estratificado sujeto a cizalla se encuentran la inestabilidad de Holmboe y, especialmente la de Kelvin-Helmholtz (K-H) (Smyth y Winter, 2003) (Figura 2.11).

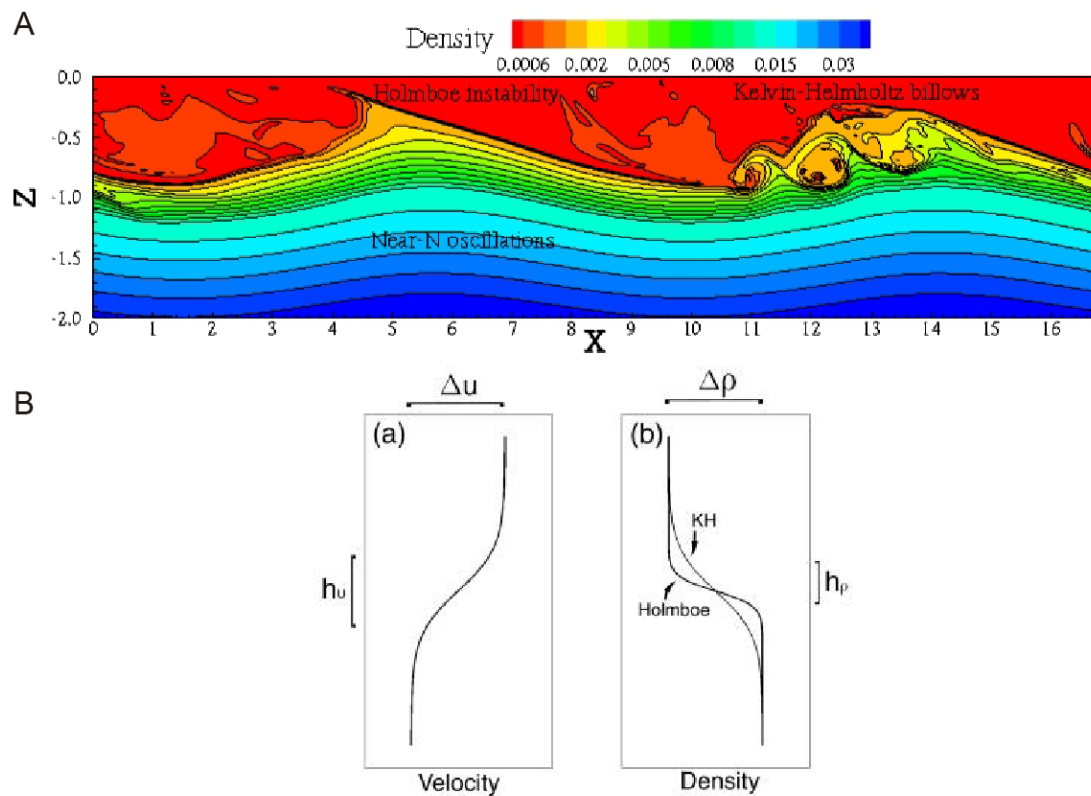


Figura 2.11. (A) Imagen de un campo de densidades creado a partir de una simulación de un modelo de la corriente ecuatorial con n oscilaciones y ráfagas de turbulencia. Se identifican las estructuras que genera la inestabilidad de Holmboe y K-H (Computational Fluid Dynamics Laboratory, detalles en Pham y Sarkar, 2010). (B) Esquemas de perfiles de velocidad (a) y densidad (b) según exhiben inestabilidades de Holmboe y de Kelvin-Helmholtz (Smyth y Winters, 2003).

La inestabilidad de Holmboe consiste en una perturbación que forma estructuras similares a una onda estacionaria, perturbando las superficies isopícnas en fluidos estratificados afectados por una cizalla, lo que provoca mezcla irreversible (Smyth y Winters, 2003). Tiene una tasa de crecimiento baja debido al efecto de la difusión viscosa, lo cual causa que la turbulencia desarrollada no sea significativa. Al no disiparse la energía de forma turbulenta genera que la onda producida aumente la amplitud a medida que disminuye la escala espacial. Este comportamiento produce que la energía generada por esta inestabilidad sea mayor y con grandes fluctuaciones (Smyth y Winters, 2003).

Las inestabilidades de K–H se forman en sistemas estratificados afectados por una cizalla constante. En el desarrollo de estas inestabilidades se generan unas estructuras con forma de vórtice estacionario respecto al centro de la capa de cizalla (Smyth et al., 2004). Estas exhiben unas tasas de crecimiento relativamente altas, formando vórtices laminares mantenidos por la difusión viscosa (Smyth y Winters, 2003).

2.2.3.2 Vórtices laminares

Los vórtices laminares evolucionan de forma no lineal a partir de las inestabilidades previamente descritas, por la formación de singularidades que combinan procesos advectivos y su interacción con la vorticidad. En un sistema estratificado los vórtices se entrelazan con las ondas ubicándose por toda la región donde incide la capa de cizalla, mezclando el fluido alrededor (Riley y Lindborg, 2008). La formación de estos vórtices eleva la energía potencial del flujo, la cual va decayendo a medida que se produce mezcla al disminuir su escala espacial (Van Haren y Gostiaux, 2010). Un vórtice laminar presenta tres características básicas (Gregg, 1987) como son:

1. Vorticidad potencial a diferencia de las ondas internas.
2. Ninguna velocidad vertical de primer orden.
3. Una estructura vertical aplanada que depende de las capas de estratificación.

Una característica básica de este tipo de estructuras, son las dimensiones físicas que pueden alcanzar. Un factor que las delimita es la advección, ya que tiende a amplificar la vorticidad de la estructura, provocando el estiramiento del vórtice de forma asimétrica (Smyth y Winters, 2003). Su tamaño está limitado por los efectos de la estratificación, que delimita la tasa a la que rompen una vez han alcanzado la suficiente amplitud para su volcamiento (Riley y Lindborg, 2008). Se reconoce de forma empírica una proporción de $7/1$ respecto a la escala horizontal y vertical, las cuales pueden llegar a alcanzar la proporción $10/1$ entre estas escalas (Smyth y Moum, 2012). El tamaño de los vórtices generados por las inestabilidades K-H tienden a ser limitados por los efectos de la estratificación, que delimita la tasa a la que rompen una vez han alcanzado la suficiente amplitud para su volcamiento y puede cuantificarse a partir del R_i .

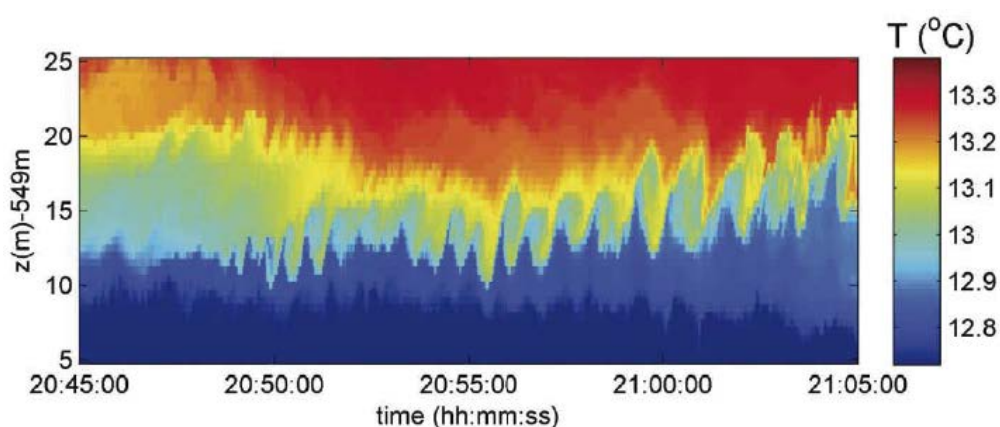


Figura 2.12. Variaciones de temperatura en un flujo de marea donde se identifican vórtices laminares. La serie fue obtenida y construida con sensores de temperatura verticalmente espaciados a 550 m. La longitud de onda típica inferida es de 75 m. (Smyth y moum, 2012; Van Haren y Gostiaux, 2010).

La proporción $7/1$ se aprecia en la Figura 2.12, registrada por Van Haren y Gostiaux (2010), donde se observa un tren de ondas de K-H o vórtices laminares, en una zona de alta cizalla con una longitud de onda media de 75 m , y una amplitud vertical de 8 m .

La disipación de los vórtices se acelera cuando los gradientes de propiedades son agudos (Smyth et al., 2004). Smyth y Winters (2003) proponen que la cascada de energía puede pasar por este tipo de vórtices generados por inestabilidades de K-H cuando el nivel de estratificación es débil $R_i < 0.25$. El rompimiento de los vórtices laminares genera capas estratificadas entre las cuales se desarrollan los procesos turbulentos o turbulencia estratificada (Riley y Lindborg, 2008). La escala de flotabilidad filtra los movimientos que se pueden presentar a estas escalas, de forma que condiciona la presencia de estos vórtices, que son la transición a la turbulencia isotrópica en tres dimensiones (Waite, 2011). Realizando una simulación numérica para un sistema con estratificación débil, su energía cinética varía de forma significativa, obteniendo un espectro con pendientes energéticas que varían entre -2.5 y -3.0 , siendo este último valor donde las inestabilidades están completamente desarrolladas (Waite, 2011).

Cuando los vórtices alcanzan su nivel crítico de estabilidad, se disipan dentro del régimen turbulento (Send et al., 1999, Ferrari y Wunch, 2009). A partir de menores escalas se desarrollan procesos turbulentos en la estratificación interna del océano (Thorpe, 2005). Aunque las bases de las inestabilidades ya han sido descritas, los mecanismos que gobiernan su transición a procesos turbulentos son en gran medida desconocidos y por tanto son sujeto de activo estudio (Geyer et al., 2010). Como se presentó en la Figura 1.7, es necesario contemplar otras posibles vías en las que se transfiera la energía a escalas espaciales menores (Müller et al., 2005), algunas de las principales alternativas propuestas se describen a continuación.

2.2.3.3 Interacción entre ondas inerciales gravitacionales.

Los procesos de interacción entre ondas se encuentran por todo el océano, debido a la interacción gravitacional, movimientos terrestres y forzamiento atmosférico que las rigen. Una región donde las fluctuaciones atmosféricas son importantes es el estrecho de Gibraltar, ya que se generan oscilaciones en la superficie del océano, que transmiten energía al océano interior (Candela y Clinton, 1990; Vázquez et al., 2008). La energía del océano interior interactúa con los límites de las capas termohalinas cediendo energía a las ondas para que se propaguen al interior del océano (Egbert y Ray, 2000). Mediante este proceso, que aún no está totalmente caracterizado, se cree que la energía adquirida comienza una cascada de energía entre ondas de menor escala hasta alcanzar valores de un régimen crítico, liberando la energía y produciendo turbulencia isotrópica (Müller et al., 2005).

Otra interacción se produce entre los movimientos del flujo y la topografía, la cual genera principalmente las mareas internas (Garrett y Kunse, 2007). Este proceso se realiza para fluidos geostróficos, delimitado por la vorticidad potencial, viscosidad y flotabilidad local que puede delimitar la tasa de disipación presente en el sistema (Vázquez et al., 2008).

2.2.3.4 Disipaciones de interfaz

Este proceso de disipación se presenta en la superficie o en el fondo oceánico, debido a la interacción entre la circulación termohalina con la atmosfera o la topografía respectivamente. Esta interacción se debe principalmente a las corrientes de fondo y forzamiento atmosférico que influyen en la dinámica del océano interior (Gayen y Sarkar, 2010). Este proceso necesita de una topografía abrupta y una velocidad de fondo abisal considerable para que pueda alcanzar una disipación de flujo en un dominio global (Müller et al, 2005). En el Mar de Alborán, la corriente en profundidad tiende a seguir el margen de la costa Africana hasta salir por el estrecho de Gibraltar, región donde se tiende a presentar este tipo de fenómeno con altas tasas de disipación (Bryden y Stommel, 1982).

2.2.4 Pequeña escala [$10^1 - 10^{-1}$ m]

2.2.4.1 Turbulencia

El estado actual de conocimiento no permite todavía dar una descripción en detalle de la dinámica de cambio de régimen laminar a turbulento. Los conceptos principales que influyen en el régimen turbulento son la cizalla, tensión y compresión, agitación, mezcla, viscosidad, difusión y disipación (Thorpe, 2005).

La cizalla es el gradiente espacial de la velocidad de una corriente, la cual incrementa la separación entre las partículas. La tensión y compresión está relacionada con la convergencia y divergencia del campo de movimiento, que cambia la separación entre capas (Cushman-Roisin y Beckers, 2007). El efecto de la cizalla, la tensión y compresión, generan una capa alargada o filamentos por donde se distribuyen las propiedades, debilitando la estructura y facilitando que la agitación realce los gradientes. En este momento opera otro proceso que disipa a nivel molecular esos gradientes mezclando el fluido, donde la velocidad a la que se produce puede cambiar según la viscosidad del fluido (Thorpe, 2005).

Por la difícil predicción del régimen turbulento, se ha optado por realizar una descripción estadística de la misma, para poder identificar los cambios espacio-temporales en sus propiedades físicas (Stewart, 2008). Estos cambios se deben a su disipación y viscosidad, los cuales facilitan la mezcla de las diferentes propiedades fluidas como masa, momento y calor entre otras (Thorpe, 2005).

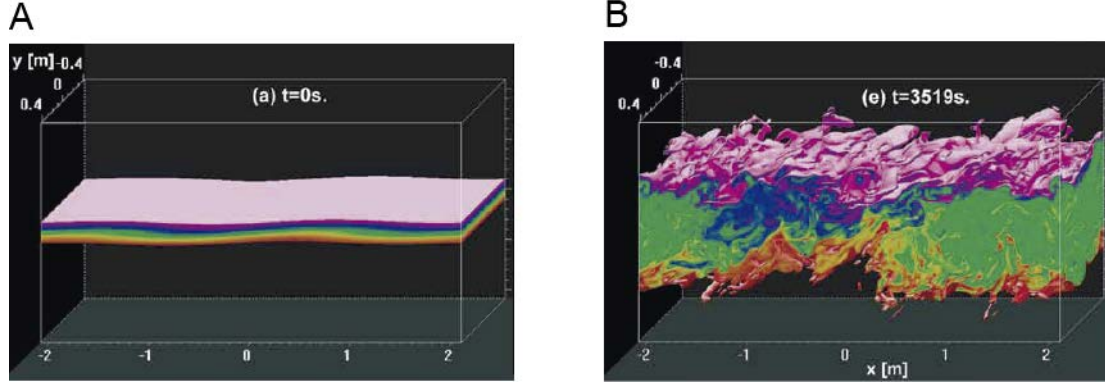


Figura 2.13. (A) Simulación numérica de un fluido de dos capas, fluyendo en direcciones opuestas, al cual se le aplica una perturbación. (B) Al paso del tiempo se convierte en un régimen turbulento. Ambas figuras fueron generadas mediante la simulación numérica directa (Direct Numerical Simulation; DNS) desarrollada por el College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Oregon State University (Smyth y Moum, 2012).

Los efectos viscosos y disipativos son relevantes para caracterizar los movimientos turbulentos, de forma que su energía cinética se esparce por un amplio rango de longitudes de onda (Thorpe, 2005). La energía disminuye al igual que la escala espacial donde incide el régimen turbulento, y puede ser definida por unidad de masa y numero de onda, este es el llamado espectro de energía (Φ) que puede ser calculado mediante la relación de Kolmogorov (Kolmogorov, 1941).

$$\Phi(k) = C_1 \varepsilon^{2/3} C_2 k^{-5/3} \quad (2.15)$$

Donde C_1 y C_2 son constantes empíricas con valor entre $0.5 - 1.5$, y k es el número de onda (Monin y Ozmidov, 1985). Esta es la ley que caracteriza el subrango inercial respecto a la energía cinética asociada con una componente de las fluctuaciones en velocidad (Thorpe, 2005).

Otro modelo que busca describir este proceso analizando estadísticamente las fluctuaciones en densidad, velocidad y vorticidad es el propuesto por Batchelor (1959). El modelo Batchelor59 se describe mediante la siguiente relación:

$$\Phi_{\zeta}^T = \left(\frac{4\pi\Gamma}{N^2} \right) C_T \varepsilon^{2/3} (2\pi k)^{-5/3} \quad (2.16)$$

Donde $\Gamma = 0.2$, es la eficiencia de mezcla (Osborn y Cox, 1972). $C_T = 0.4$ es una constante de proporcionalidad empírica, el valor de 0.4 que mejor se ajusta fue propuesto por Sreenivasan (1996), y ε es la tasa de disipación turbulenta. El modelo de Batchelor59, propone que la baja vorticidad compensa los gradientes de velocidad para que la energía turbulenta se disipe por calor. A partir de esta disminución la energía cinética vuelve a ser dominante en el proceso, acelerando la disipación turbulenta de energía (Kraichnan, 1967).

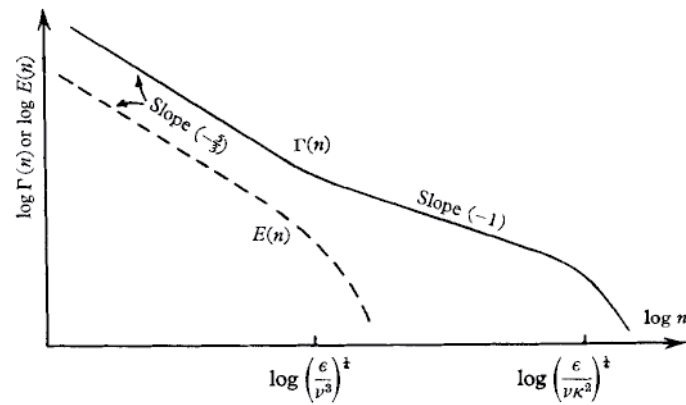


Figura 2.14. Espectro de energía de la temperatura (línea punteada) y la velocidad del fluido (línea continua), para números de onda en el rango de turbulencia. La pendiente que siguen tiene valor $-5/3$ (Batchelor, 1959).

En una cuenca como la del Mar de Alborán, se puede hablar de turbulencia estratificada, la cual describe la dinámica de un flujo dominado por una estratificación en densidad estable (Riley y Lindborg, 2008). Esta estabilidad se tiende a romper principalmente por remolinos turbulentos que son los encargados de la transferencia de energía y de la disipación turbulenta (Gregg, 1989). Lo anterior implica que la turbulencia tiende a desaparecer a menos que exista una fuente que la genere de modo continuo. El constante intercambio de AW y MW, permite ser considerado como fuente energética, debido a la constante cizalla (Gascard y Richez, 1985).

2.2.4.2 Capa de mezcla

A pequeñas escalas los procesos turbulentos y difusivos causan el movimiento de los flujos a través de las isopícnas (Gregg, 1987). Estos movimientos generan intercambios de propiedades con las aguas de alrededor transmitiendo a su vez energía. Este intercambio se conoce como mezcla, la cual modifica las propiedades intrínsecas de las masas de agua que interactúan, formando así lo que se conoce como capa de mezcla (Thorpe, 2005).

En regiones donde hay una alta evaporación como es el caso de la cuenca de Alborán, los flujos advectivos son altos, incrementando la tasa de mezcla (García Lafuente, comunicación personal, 2014). Otro aspecto que influye en la mezcla, es la alta energía interna relacionada con la temperatura, ya que no se registran valores inferiores a los $12.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ en ningún momento del año, ni a ninguna profundidad de la columna de agua (Rodríguez, 1982). Para un sistema general de bi-capa como el del Mar de Alborán, los procesos de mezcla ocurren a través de la interfaz entre las masas de agua, cuando las estructuras de mayor escala rompen, transfiriendo la energía a menores escalas (Gascard y Richez, 1985).

Un indicador del nivel de transferencia de propiedades y disipación molecular es la tasa de disipación (ε), la cual permite identificar la presencia de mezcla y la rapidez con la que un sistema cede la energía (Polzin et al., 1995). Este parámetro se tiende a conservar a través de la cascada energética (Cushman-Roisin y Beckers, 2007). Mediante el espectro energético turbulento de Batchelor (1959), se puede calcular la tasa de disipación:

$$\varepsilon_T = \left(\left(\frac{\varphi_s^T N^2}{4\pi\Gamma C_T} \right) \left((2\pi k)^{5/3} \right) \right)^{3/2} \quad (2.17)$$

Este cálculo se basa en que la mezcla busca cambiar la situación de inestabilidad provocada en escalas mayores, mediante la homogeneización del sistema (Thorpe, 2005). A partir que ε determina la presencia y proporción de mezcla en un sistema, se puede cuantificar su cantidad, calculando la difusividad diapicna (k_p) (Gregg, 1989).

La difusividad diapicna depende de N y ε como una función espacial en el océano, y se puede calcular mediante la relación de Osborn (1980):

$$k_p = \Gamma \frac{\varepsilon}{N^2} \quad (2.18)$$

Esta se conoce como la mezcla entre capas isopicanas en la termoclina, la cual juega un papel importante en la formación y mantenimiento de la circulación y mezcla en el océano a escala global. Se considera que puede llegar a caracterizar el nivel de turbulencia de un sistema, relacionando inestabilidades producidas mediante cizalla (Gregg, 1989). Por tanto comprender su comportamiento en el océano interior, es crucial para mejorar los modelos globales de circulación a través de superficies isopicanas (Watanabe y Hibiya, 2005).

La difusividad diapicna permite a su vez determinar la productividad primaria de la zona, la recirculación de aguas y la cantidad de energía disponible para ser utilizada en procesos de mezcla (Osborn, 1980). La mezcla diapicna en el océano es un proceso que ocurre en un régimen vertical estratificado entre capas adyacentes con la misma densidad pero con diferente temperatura y salinidad (Stewart, 2008). Usualmente esta mezcla se clasifica en dos categorías (Wunsch y Ferrari, 2004):

1. Cuando las ondas internas rompen y producen movimientos turbulentos que cambian la estratificación en densidad.
2. Debido a la cizalla, se forman inestabilidades dinámicas de alta frecuencia.

La mezcla produce un campo de presión no balanceada que puede colapsar y dispersarse a través de las isopicanas (Thorpe, 2005). Si los valores de disipación son pequeños ($k_p < 10^{-5} m^2 s^{-1}$) no habrá altos niveles de mezcla (Gregg, 1987). El valor medio de la difusividad diapicna global es del orden de $k_p = 10^{-4} m^2 s^{-1}$, siendo el valor requerido para mantener la mezcla en la termoclina (Gregg, 1987).

Capítulo 2. Contexto oceanográfico del Mar de Alborán

En general del anterior abanico de procesos y fenómenos que pueden estar presentes en el Mar de Alborán, se pretende describir y caracterizar aquellos que se encuentran presentes con las condiciones oceanográficas registradas durante la campaña IMPULS mediante el uso del MCS. La adquisición y procesado de estos datos se presenta en el siguiente capítulo.

**CAPÍTULO 3 – ADQUISICIÓN Y
PROCESADO DE DATOS
OCEANOGRÁFICOS Y SÍSMICOS
(CAMPAÑA IMPULS)**

3. ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE DATOS OCEANOGRÁFICOS Y SÍSMICOS (CAMPAÑA IMPULS)

Entre el 16 y el 29 de mayo de 2006 se llevó a cabo la campaña llamada “Estudio paleosismológico integrado de estructuras activas en el margen SE de Iberia (South Iberian Margin Paleoseismological integrated study of large active structures; IMPULS)”, a bordo del B/O Hespérides (HE 112), en el contexto del proyecto del Plan Nacional REN2003-05996-MAR. La IP del proyecto fue la Dra Eulàlia Gràcia Mont, y participaron en la misma personal de la Unitat de Tecnologia Marina (UTM), del Institut de Ciències del Mar (ICM), de la Universitat de Barcelona y del Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação (INETI) de Portugal. En la Figura 3.1 se muestra la zona de estudio, incluyendo referencia a todos los datos de sísmica de reflexión multicanal de alta resolución (HR-MCS) que se adquirieron durante la campaña.

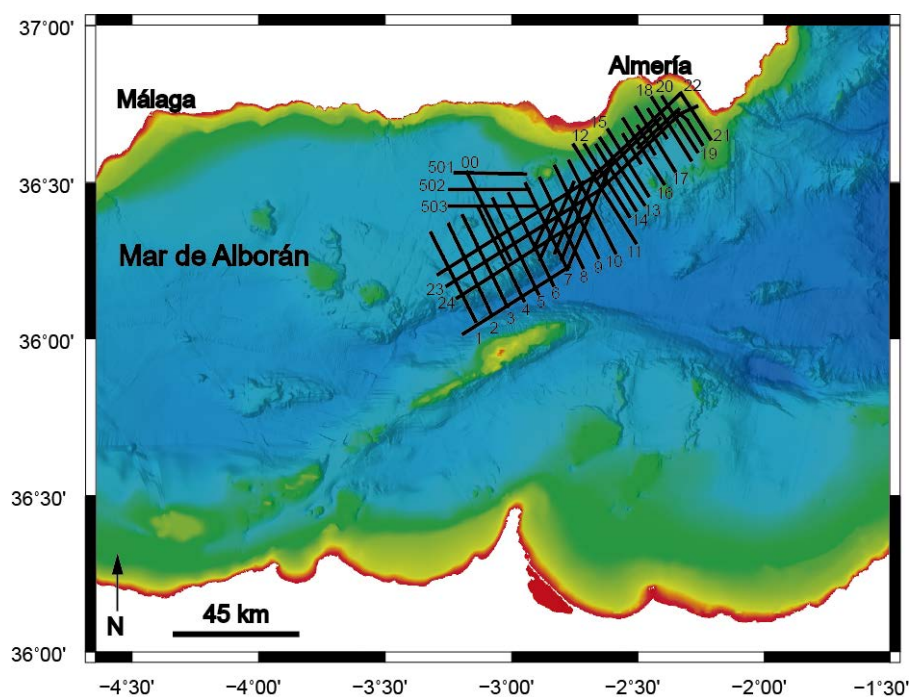


Figura 3.1. Mapa del Mar de Alborán con la localización de los perfiles sísmicos adquiridos en la campaña IMPULS (líneas negras).

El conjunto de datos utilizados en esta tesis incluye varios de los perfiles sísmicos adquiridos en esta campaña, en combinación con otros datos adquiridos mediante métodos más convencionales de Oceanografía Física (OF), en concreto las sondas XCTD y XBT, datos de altimetría, velocidad geostrofica, temperatura superficial y clorofila adquiridos con satélite y boyas localizadas en la región. Los objetivos de este capítulo son describir las características principales de las técnicas utilizadas, detallar los sistemas de adquisición de los conjuntos de

datos analizados en la tesis y describir las secuencias de procesado aplicadas, empezando por los métodos oceanográficos convencionales y siguiendo por el de HR-MCS.

3.1 MÉTODOS OCEANOGRÁFICOS CONVENCIONALES

La campaña IMPULS fue diseñada para el estudio de la tierra sólida, mediante el método de HR-MCS. Con objeto de aprovechar los datos sísmicos para estudiar también la capa de agua se desplegaron simultáneamente sobre el registro de cuatro de los perfiles sísmicos 17 XBTs y un XCTD (Figura 3.2), de forma que se pudiese analizar la correspondencia entre reflectividad acústica obtenida con la HR-MCS y la localización de los contrastes termohalinos.

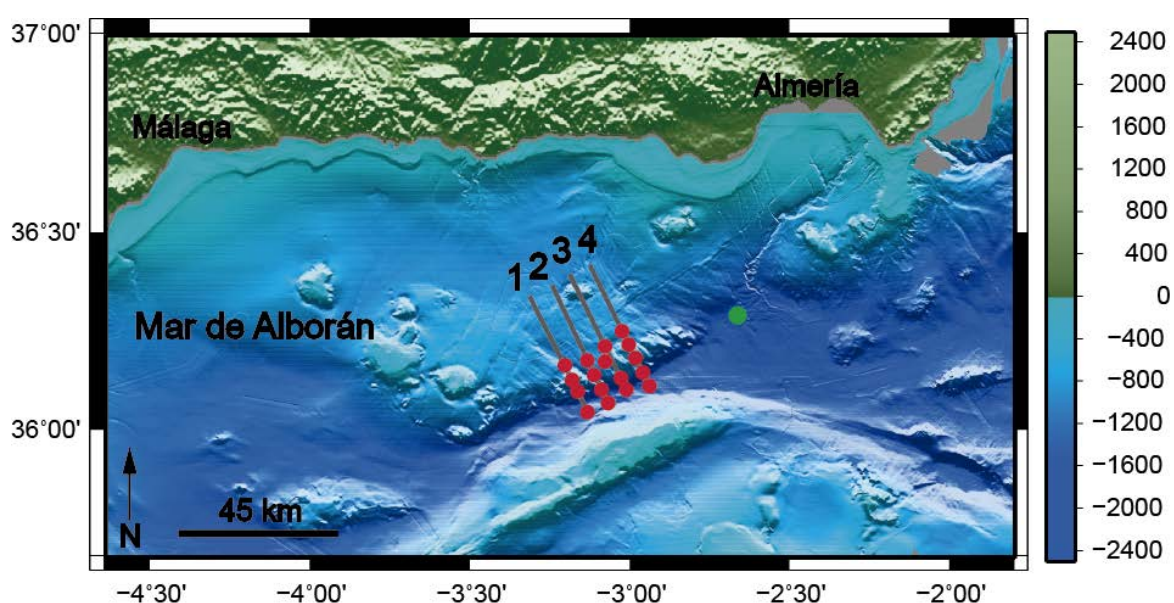


Figura 3.2. Mapa del Mar de Alborán con la localización de los datos hidrográficos obtenidos en la campaña IMPULS, XBTs (puntos rojos), y XCTD (punto verde), líneas sísmicas (líneas grises).

Las particularidades de las sondas desplegadas durante la campaña IMPULS como fecha de adquisición, profundidad alcanzada, coordenadas, etc., se especifican en la Tabla A3.5 (Anexo 3). A continuación se presentan los datos adquiridos con estas sondas hidrográficas, así como los datos satelitales que permitieron caracterizar las condiciones generales de la región en el momento de adquisición de los datos.

3.1.1 XBTs adquiridos en la campaña IMPULS

El XBT es una sonda desarrollada para determinar el perfil de temperatura de la columna de agua mientras el barco se encuentra en movimiento. Consiste de un termistor de una precisión

de ± 0.1 °C, determinado por las características del material semiconductor utilizado. El termistor es encapsulado en un contenedor con forma de proyectil, diseñado para que se estabilice mediante giros y tiene un peso determinado que le asegura un descenso a velocidad casi uniforme para predecir la tasa de descenso, de forma que se puede determinar la profundidad con una precisión de ± 2 % (Emery y Thompson, 2001). La profundidad de los datos adquiridos se mide a partir del tiempo y la velocidad de caída del dispositivo. El termistor envía la señal a través de una bobina de hilo metálico (cobre) que va desenrollándose durante la caída, permaneciendo conectado al sistema de adquisición, por donde se realiza la transferencia de la información. Tras calibrar la señal, el voltaje se convierte a unidades de temperatura.

En la campaña IMPULS fueron desplegados simultáneamente a la adquisición sísmica 17 XBTs modelo *Sippican T5*. Éste modelo puede ser desplegado con el barco en movimiento a una velocidad máxima de 6 nudos y alcanzar una profundidad de 1830 m, con una resolución vertical de unos 65 cm (www.sippican.com). Los XBTs se distribuyeron de forma equidistante en la zona sur de todos los perfiles sísmicos, con un espaciado medio de 6.7 km, como se presentan en la Figura 3.2.

Los datos fueron registrados con el software WinMK21 de *Sippican*. El programa registra directamente del GPS del barco, la posición donde es desplegado, los seriales y valores de calibración de cada uno. Esta información es agregada a los archivos .EDF y .RDF (tipos de archivos de salida del programa *Sippican*). La visualización presentada en este trabajo se realiza con el programa *Ocean Data View* (ODV) versión 4.6.2. Se representan los primeros 200 m (aguas someras), que son las profundidades de interés para este trabajo (Figura A4.1, Anexo 4).

3.1.2 XCTD adquirido en la campaña IMPULS

El XCTD es un dispositivo fungible que posee un sensor inductivo de conductividad, un termistor y un microprocesador, basado en un circuito de batería interna, que calcula y promedia la temperatura y la conductividad. El dispositivo es calibrado a tres temperaturas y conductividades en el proceso de fabricación, de forma que los coeficientes de calibración son almacenados en el dispositivo, los cuales los usa internamente para calcular la temperatura y conductividad antes de transmitir los datos a superficie. Puede alcanzar profundidades de 1000 m, permitiendo calcular la conductividad con una resolución de 0.017 ms cm^{-1} y con una precisión de ± 0.03 ms cm^{-1} . La resolución de temperatura es de 0.01 °C con una precisión de ± 0.02 °C. La resolución de profundidad es de 17 cm con una precisión del 2% (www.sippican.com). El principio de adquisición de los datos es el mismo que el XBT.

En el marco de la campaña IMPULS se desplegó un XCTD el día 20 de mayo a las 2:45 am (GMT), a los 36°17.50'N y 2°40.24'W, con el propósito de conocer las variaciones en salinidad y temperatura tanto para calibrar los sistemas de adquisición sísmica, como registrar las propiedades de la columna de agua en las capas someras del océano interior. A partir de

estos datos se pueden caracterizar las masas de agua que circulan por la región, la estratificación que producen y en qué condiciones se encuentra el sistema en general. Los criterios de registro y visualización, siguieron los mismos parámetros que los aplicados a los XBTs (Figura 3.3).

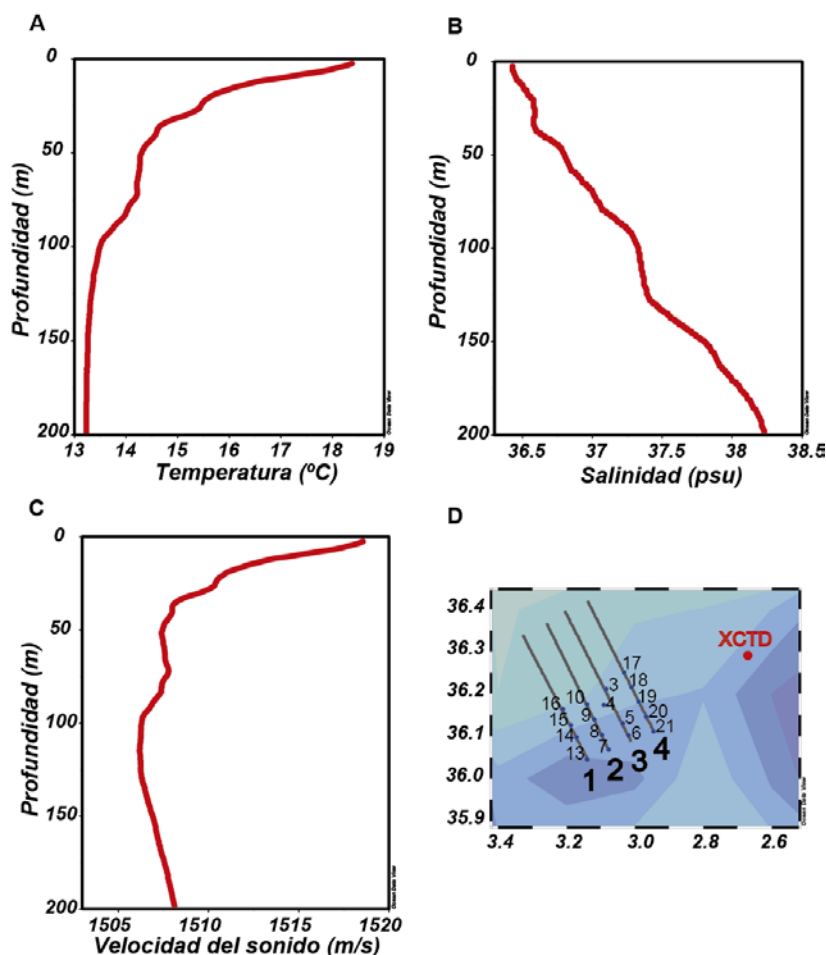


Figura 3.3. Perfiles de temperatura (A), salinidad (B), y velocidad del sonido (C) en profundidad obtenidos a partir del XCTD, registrados en la campaña IMPULS (D). En el mapa, se presenta el número de registro de cada sonda desplegada (XBT), sobre cada una de las líneas sísmicas para su identificación.

3.1.3 Datos registrados satelitalmente durante la campaña IMPULS

El uso de satélites o sistemas de teledetección para monitorizar los océanos es cada vez más importante. Proporcionan una amplia base de datos temporal y espacial, accesible en internet, que permite localizar estructuras oceanográficas. Entre las estructuras y procesos que pueden ser fácilmente detectados, se encuentran las surgencias, los remolinos, y las ondas internas entre otros. Los datos que se adquieren son de gran interés, no solo por su estudio propio, sino por la posibilidad de comparar y validar con otros modelos y medidas. Para este trabajo, permiten identificar las condiciones oceanográficas que presentaba el Mar de Alborán en la fecha de adquisición de los datos HR-MCS.

Entre los datos satelitales más destacables que se pueden relacionar con el presente trabajo, se encuentran los que están disponibles por el *Centre National d'Etudes Spatiales* (CNES), en la página Web de AVISO *satellite altimetry data*. Los datos aquí utilizados parten del producto de la altimetría de varias misiones (ERS 1 / 2, JASON-1, ENVISAT), obtenido con el sistema de procesado de datos Ssalto/Duacs (www.aviso.altimetry.fr). Este provee un catálogo homogéneo y consistente de productos tanto cerca al tiempo real como históricos. A partir de ellos se obtiene información de la anomalía del nivel del mar y velocidades geostróficas, con una resolución de $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ ($\sim 10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$). Estos datos permiten identificar la ubicación y comportamiento de los giros de Alborán en una fecha concreta (Figura 3.4).

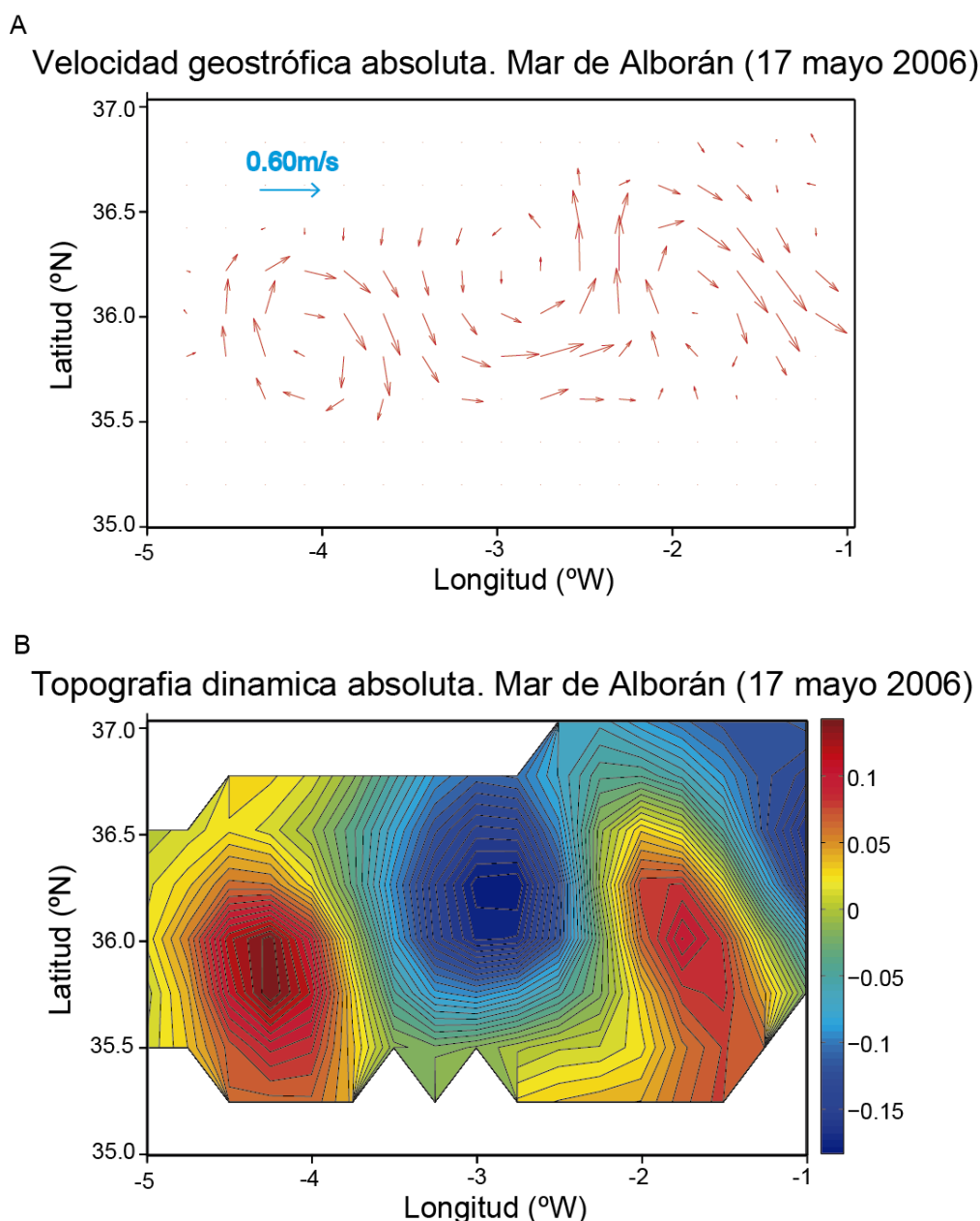
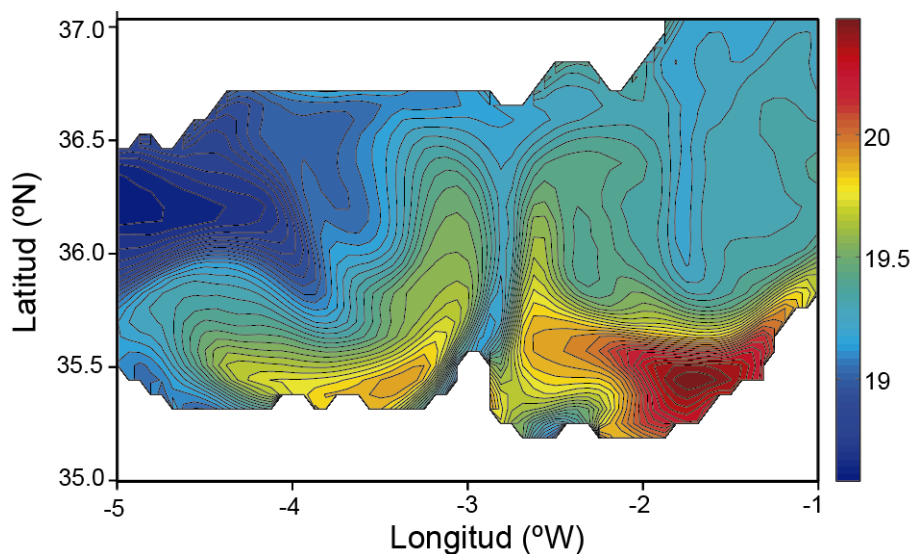


Figura 3.4. Velocidades geostróficas (A) y topografía dinámica absoluta en metros (B), presente en el Mar de Alborán el 17 de mayo de 2006 a las 0:00 am. Datos distribuidos por Aviso, con el apoyo de Cnes (<http://www.aviso.altimetry.fr/duacs/>) y visualizados con MATLAB R2013B.

Otra de las bases de datos útiles para el presente trabajo, es la presentada por el proyecto MyOcean del *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS). En este proyecto convergen datos satelitales de alta resolución ($1/16^\circ$), además de datos registrados por CTDs, XBTs, botellas, boyas ARGO (boyas lagrangianas o de deriva subsuperficial), obtenidos a partir de bases de datos Europeas. A partir de estos datos, se obtuvo el mapa de distribución de temperaturas superficiales y clorofila del Mar de Alborán (Figura 3.5).

A

Temperatura superficial. Mar de Alborán (17 mayo 2006)



B

Clorofila. Mar de Alborán (17 mayo 2006)

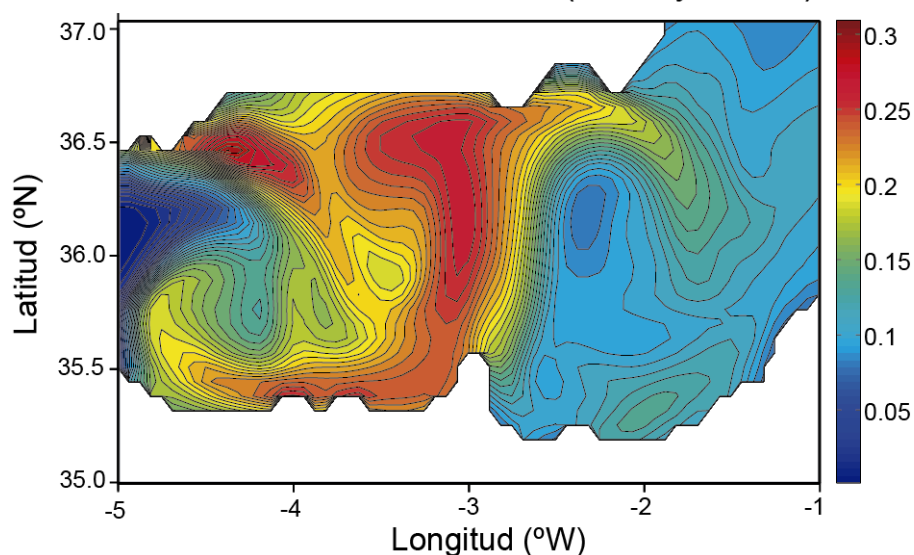


Figura 3.5. Mapa de temperatura superficial en $^{\circ}C$ (A) y clorofila en $ml\ m^3$ (B), presente en el Mar de Alborán el 17 de mayo de 2006 a las 0:00 am. Datos distribuidos por MyOcean, (CMEMS) (<http://www.marine.copernicus.eu>) y visualizados con MATLAB R2013B.

3.1.4 Datos de boyas registrados durante la campaña IMPULS

Para considerar la dirección del viento presente durante la campaña IMPULS, se tomaron los datos de la boya ubicada en el cabo de Gata, en el Mar de Alborán (36.57°N - 2.32°W), promediando datos de mayo de 2006 (Figura 3.6). Perteneció al conjunto de datos de la Red Exterior de boyas (REDEXT) de Puertos del Estado (www.puertos.es). La boya seleccionada es del tipo *SeaWatch*, fondeada a una profundidad de 536 m , que mide tanto oleaje como parámetros atmosféricos e hidrográficos. El registro de viento se realiza durante *10 minutos* una vez cada hora, y se mantiene un registro de sus mediciones desde la fecha inicial de fondeo en marzo de 1998.

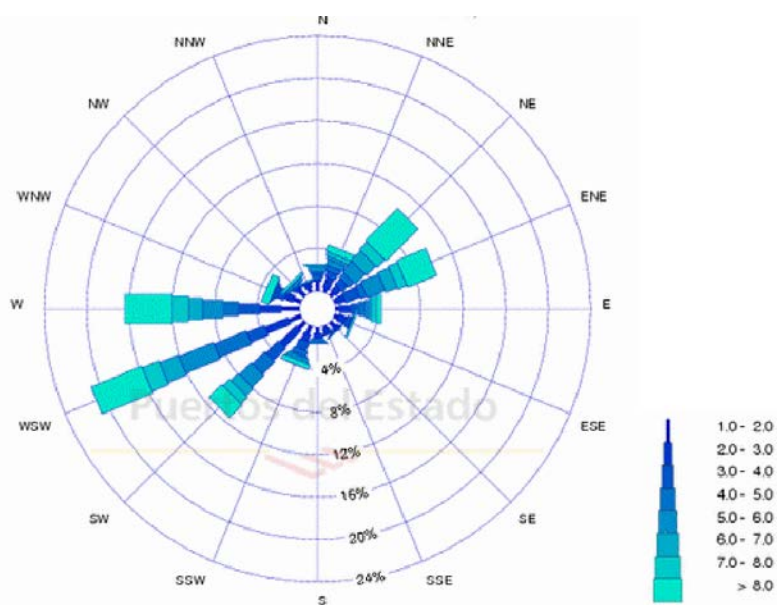


Figura 3.6. Rosa de vientos presentes, calculada en la estación boya de cabo de Gata (36.57°N - 2.32°W) en el Mar de Alborán en mayo de 2006. La escala mide la velocidad media en ms^{-1} . Los Datos fueron producidos y calculados por Puertos del estado. (http://www.puertos.es/oceanografia_y_meteorologia/).

3.2 DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL

La parte central del presente trabajo se refiere al registro de datos sísmicos mediante la técnica de MCS, sistema que ha sido adaptado recientemente a la investigación oceanográfica. A continuación se realiza una descripción detallada de su evolución, características y modo de adquisición.

3.2.1 Introducción al Sistema de Sísmica de Reflexión Multicanal (MCS)

En su aplicación terrestre, la exploración sísmica mediante sistemas multicanal se basa en el uso de ondas elásticas generadas artificialmente para proveer información acerca de la estructura y distribución de capas a partir de la variación de la velocidad del sonido y la densidad en el medio explorado (Sheriff y Geldart, 1982). Durante el proceso de adquisición se mide el tiempo de trayecto de las ondas elásticas desde la fuente que las genera hasta unos geófonos, dispuestos a lo largo de una línea recta respecto a la fuente en dispositivos 2D (Figura 3.7). A partir del conocimiento del tiempo de trayecto registrado en varios sensores (hidrófonos y/o geófonos) y la velocidad de las ondas, se reconstruye el camino de las ondas sísmicas. La información estructural se obtiene a partir de las trayectorias que siguen las fases sísmicas reflejadas y refractadas en las distintas capas geológicas.

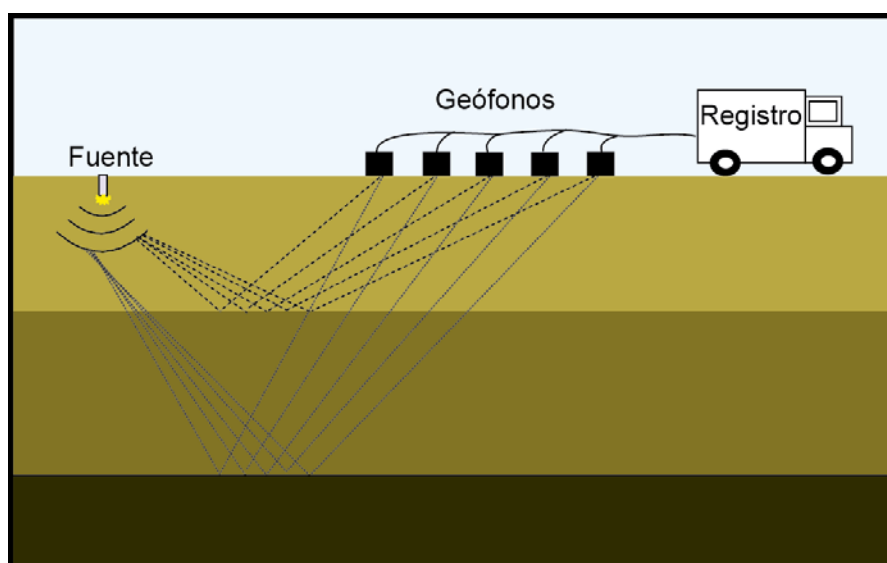


Figura 3.7. Esquema básico del método sísmico de reflexión utilizado en tierra.

En su aplicación en el ámbito marino, los sistemas de adquisición de MCS están constituidos por una fuente acústica y varios receptores (i.e., canales), en este caso hidrófonos, que son arrastrados por un buque. Este tipo de sistemas están muy desarrollados y han sido ampliamente utilizados para explorar el subsuelo marino en todo tipo de contextos geológicos. De hecho se trata del método de prospección geofísica más utilizado tanto a nivel industrial como académico tanto en tierra como en mar. Las primeras aplicaciones de sísmica

de reflexión fueron realizadas por John Karcher alrededor de 1920, para la prospección petrolera terrestre (Sheriff y Geldart, 1982). Los equipos de tierra utilizados incluyen una fuente de energía, que originalmente constaba de cargas explosivas localizadas en huecos taladrados en el suelo a varios metros de profundidad. Más recientemente las cargas explosivas han sido sustituidas por fuentes de vibración mecánica (*vibroseyis*). La señal se registra en varios puntos a lo largo de varios kilómetros, con sensores equi-espaciados (intervalo típico 25 - 100 m) que registran la energía. Debido al pequeño espaciado entre los geófonos agrupados, se considera que todo el grupo es aproximadamente equivalente a un único y ficticio geófono localizado en el centro. Cuando se genera el impulso, cada grupo de geófonos registra una señal que depende del movimiento del terreno cerca de la ubicación del grupo. La señal registrada pasa por unos amplificadores que incrementan la señal y filtran partes del ruido. Así los datos registrados consisten en varias trazas, donde cada una muestra como varía la señal con el tiempo después del disparo (Sheriff y Geldart, 1982). La señal registrada en cada traza se combina con las de otras trazas correspondientes para aumentar el nivel de la señal/ruido (S/N) aprovechando la redundancia entre los distintos canales de registro.

El sistema de sísmica de reflexión multicanal se utiliza de forma generalizada para estudios de carácter geológico. Sin embargo, desde hace 12 años este sistema de adquisición también se ha utilizado en el estudio de la estructura interna de los océanos.

La reflectividad acústica (R) en los océanos es una función del contraste de impedancia acústica (I) en la interfaz entre masas de agua (Ecuación 1.1). Los cambios del campo de ondas en intensidad, amplitud y frecuencia, permiten describir las variaciones de las propiedades físicas del medio por el que se propagan. Puesto que la I depende de la velocidad del sonido y densidad (Ecuación 1.3) e indirectamente de la temperatura y la salinidad del océano, las ondas acústicas reflejadas contienen información de la estructura termohalina.

El trabajo original de Holbrook et al. (2003) fue el impulsor de la nueva aplicación del MCS a la oceanografía física. Los perfiles del MCS se pueden realizar sobre secciones laterales que pueden extenderse más de 100 km, y desde la superficie hasta el fondo del mar. El sistema alcanza una resolución horizontal del orden de la decena de metros y vertical del orden de un metro (Sheriff y Geldart, 1987). Tanto la resolución como el alcance espacial, representa un gran avance comparado con los métodos oceanográficos convencionales, ya que teóricamente permite cubrir una parte del espectro observacional que es clave para comprender los mecanismos de transferencia de energía entre movimientos anisotrópicos e isotrópicos (Figura 1.6) y por tanto, entre la meso y la pequeña escala.

3.2.2 Componentes de los sistemas de MCS marinos

En las operaciones sísmicas marinas el principio básico es idéntico a la adquisición en tierra y se basa en la redundancia de la señal registrada en distintos canales de adquisición. Los equipos arrastrados por el barco pueden mantener su posición solo mientras el barco se está moviendo, por lo tanto el barco no puede parar para hacer ajustes o reparaciones sin tener que

parar el registro sísmico. La velocidad de adquisición a la que se generan los disparos es de alrededor de 5 nudos $\approx 2.5 \text{ ms}^{-1}$. Funcionando 24 horas al día, permiten cubrir más de 200 km en un día.

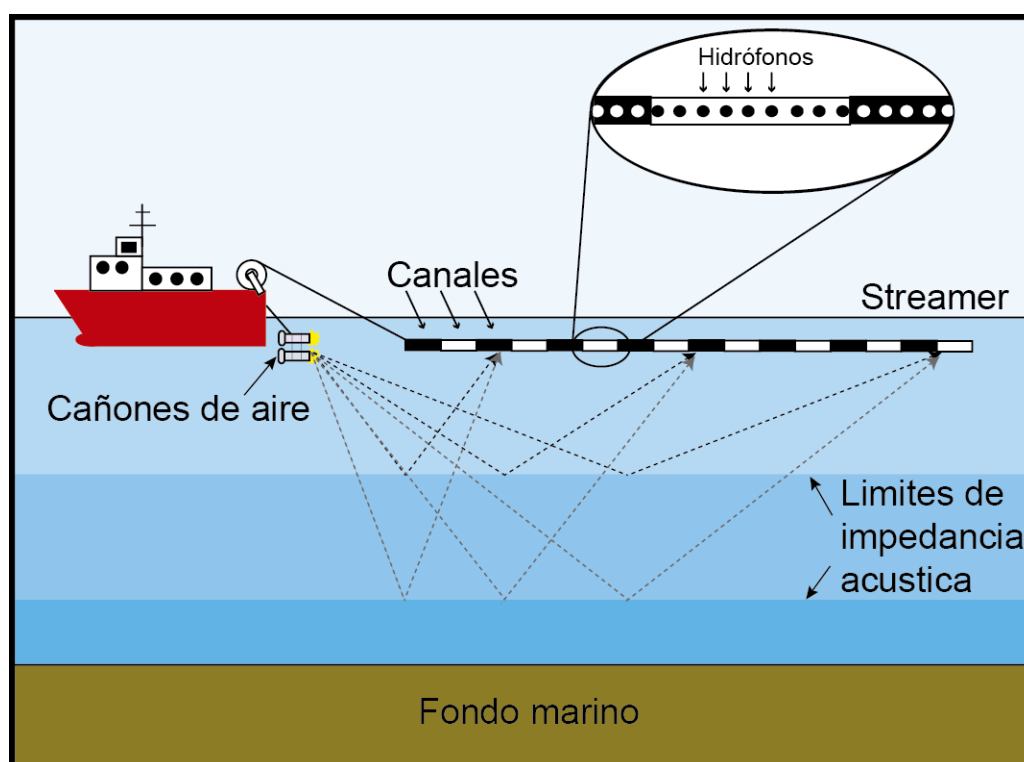


Figura 3.8. Esquema básico de los principales componentes del sistema de adquisición de sísmica multicanal marina.

En el caso de los sistemas de MCS marinos, las fuentes generan impulsos acústicos implosivos, que son registrados por una cadena de receptores, que se denomina *streamer*. El *streamer* está constituido por grupos de hidrófonos equi-espaciados, cada grupo de hidrófonos constituye un canal (Figura 3.8). Tanto la fuente como el *streamer* son arrastrados por un buque oceanográfico, de forma que la distancia entre ambos se mantiene constante a lo largo del perfil. La distancia constante entre fuente y receptores es la característica básica de los sistemas de adquisición sísmica denominados "de reflexión vertical", en referencia a que debido a la distancia limitada entre fuente y receptor, el campo de ondas registrado está constituido esencialmente por reflexiones originadas en los contrastes de impedancia del medio. Estos sistemas contrastan con los de "sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo", en los que la distancia entre fuentes y receptores puede ser arbitrariamente grande y por tanto se pueden registrar también refracciones generadas más allá del ángulo crítico (Figura 3.9). En el caso de la capa de agua, este efecto es todavía más notable debido al débil o inexistente gradiente de velocidad que impide la generación de ondas refractadas.

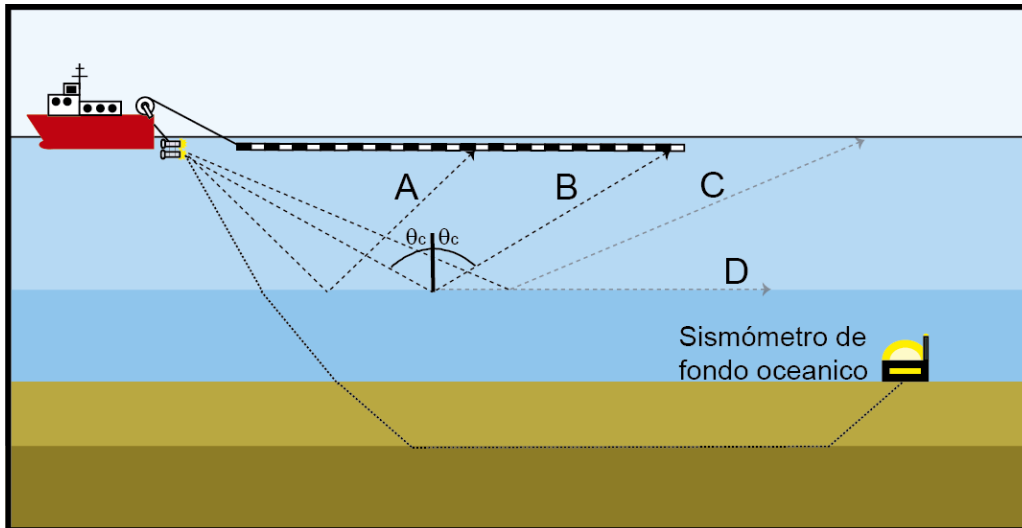


Figura 3.9. Esquema de reflexión crítica y refracción, identificando la reflexión A (subcrítica), B (crítica) cuando alcanza el ángulo crítico (θ_c), y C (supercrítica), que genera rayos refractados (D). En la parte inferior se muestra el esquema de adquisición de datos de refracción mediante un sismómetro de fondo oceánico.

Según el propósito de la campaña, se diseña el tipo de fuente y de sistema de adquisición, así como la frecuencia de los disparos. La combinación de estos parámetros determina la geometría de adquisición del sistema.

3.2.2.1 Fuente

La fuente es el dispositivo que permite inyectar la energía acústica en el medio. Hay varios tipos de fuentes que utilizan diversos sistemas para generar los pulsos acústicos, como las fuentes explosivas o de gas comprimido entre las que se encuentra el cañón de aire, el *Sleeve exploder*, y el *Maxipulse*; las fuentes implosivas como el cañón de agua, el *Vaporchoc* y el *Flexichoc*; y las fuentes de plasma como el *Sparker*, entre otras. Sólo dos de ellas han sido utilizadas en oceanografía sísmica, el *Sparker* por Pieté et al. (2013) y Ker et al. (2015) y las fuentes de aire comprimido (el resto de estudios), pero hasta el momento únicamente las fuentes de aire comprimido han mostrado un potencial real y contrastado, para definir estructuras oceanográficas. Es por ello que se centra la descripción aquí y en el resto del manuscrito en este tipo de dispositivos.

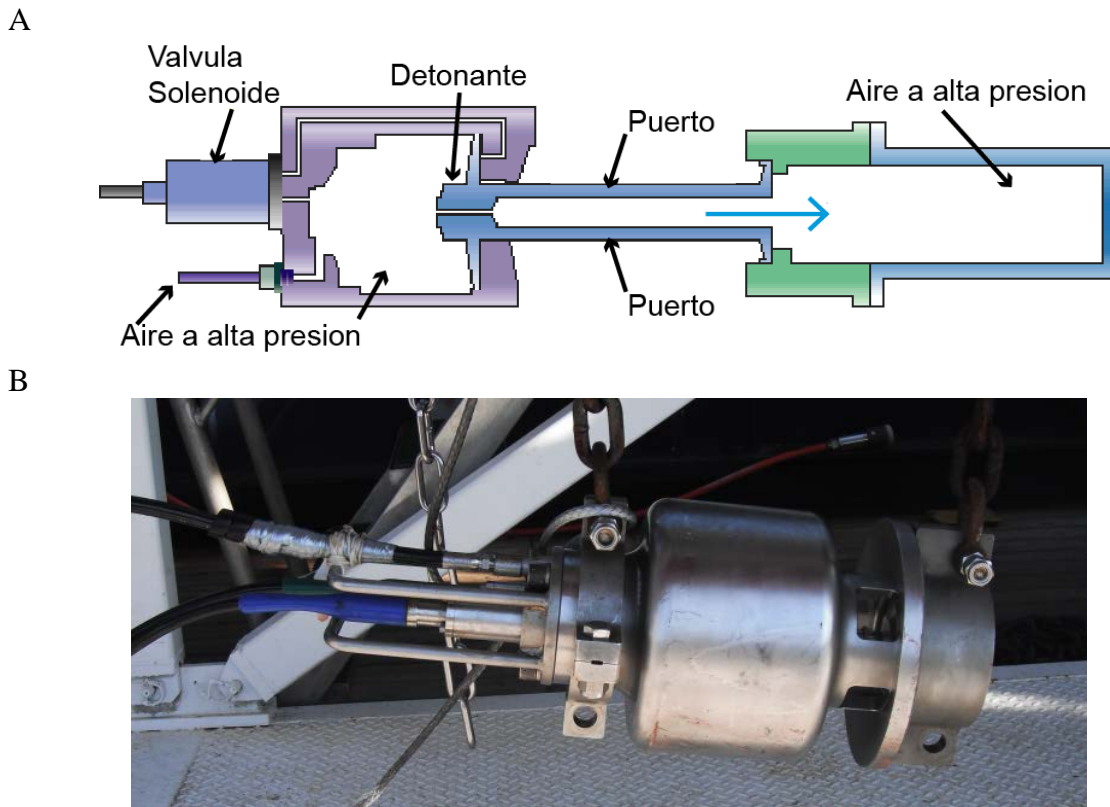


Figura 3.10. (A) Esquema básico de un cañón de aire utilizado en la adquisición de datos acústicos de MCS. (B) Foto de un cañón de aire G-GUNII como el utilizado para adquirir los datos incluidos en este trabajo (campaña IMPULS-2006).

Las fuentes de aire están compuestas por uno o varios cañones de aire comprimido de distinto volumen cuya disposición varía dependiendo del tipo de señal que se quiera generar y su frecuencia dominante (Sheriff y Geldart, 1982). Cada cañón contiene una o más cámaras neumáticas de distinto volumen que almacenan aire a una presión que oscila entre 140 - 210 bar. El conjunto de cañones se sitúa a algunos metros bajo la superficie del agua (1 - 20 m dependiendo del sistema), donde se libera el aire de forma sincronizada. La sincronización se realiza a través de un sistema de control de disparo situado a bordo mediante una señal eléctrica. La salida del aire genera un pulso de energía inyectando burbujas en la columna de agua, que al colapsar y oscilar produce un tren de ondas acústicas. Un ejemplo de la onda producida así como su espectro se muestra en la Figura 3.11.

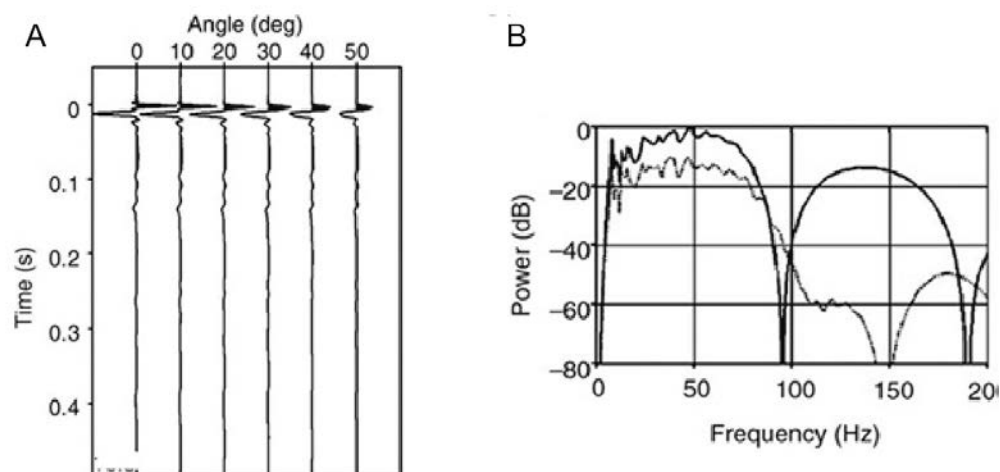


Figura 3.11. (a) Ondícula de la fuente, según 6 ángulos de incidencia y (b) Espectro de la ondícula en función de la frecuencia, medida para un cañón de aire de 4900 c.i. La señal se compone del pulso principal y su reflexión en superficie (fuente fantasma). La interferencia entre ambas provoca picos constructivos y destructivos a distintas frecuencias según la profundidad de la fuente, de ahí la fluctuación en el espectro. (Sargent et al., 2011).

La energía y contenido frecuencial de la señal se ajustan en función de la profundidad y el tamaño del objetivo que se pretende resolver. Así, la distribución de los cañones se organiza para evitar al máximo las reverberaciones acústicas que pueden perturbar los registros posteriores, mientras que la presión del aire, el tamaño y profundidad de los mismos definen el contenido frecuencial de la señal (Sheriff, 1991). Los cañones de mayor volumen situados a mayor profundidad generan señales de baja frecuencia y gran penetración dada su baja atenuación, mientras que los pequeños y someros generan señales de alta frecuencia y menor penetración (Sheriff y Geldart, 1982). Los sistemas más comunes emiten el pico de frecuencia desde 10 - 80 Hz. Son los sistemas de sísmica profunda, también denominados de baja resolución, los que se utilizan para estudiar objetos profundos dado el alto poder de penetración (baja atenuación) de las bajas frecuencias. Mientras los sistemas sísmicos que trabajan con frecuencias que alcanzan hasta 200 - 400 Hz, son los llamados sistemas de sísmica somera, también denominados de alta resolución. En general es posible diseñar la fuente para tener un control estricto del espectro de la energía emitida.

3.2.2.2 Streamer

El *streamer* se arrastra detrás del barco generalmente a una profundidad comprendida entre 2 y 15 m. Cada grupo de hidrófonos constituye un canal de adquisición que registra los cambios de presión generados por los pulsos de energía acústica emitidos por la fuente y propagados a través del medio. La separación entre canales puede cambiar, variando desde 25 m en los sistemas convencionales de sísmica profunda hasta 1.8 m en los de mayor resolución. Usualmente los cables van rellenos de espuma en su interior, para obtener una flotabilidad

neutra y evitar que se hundan. La longitud del *streamer* es muy variable, pudiendo tener longitudes que varían entre los cientos de metros hasta más de 15 km, de forma que el número de canales de registro varía desde unas decenas hasta varios miles.

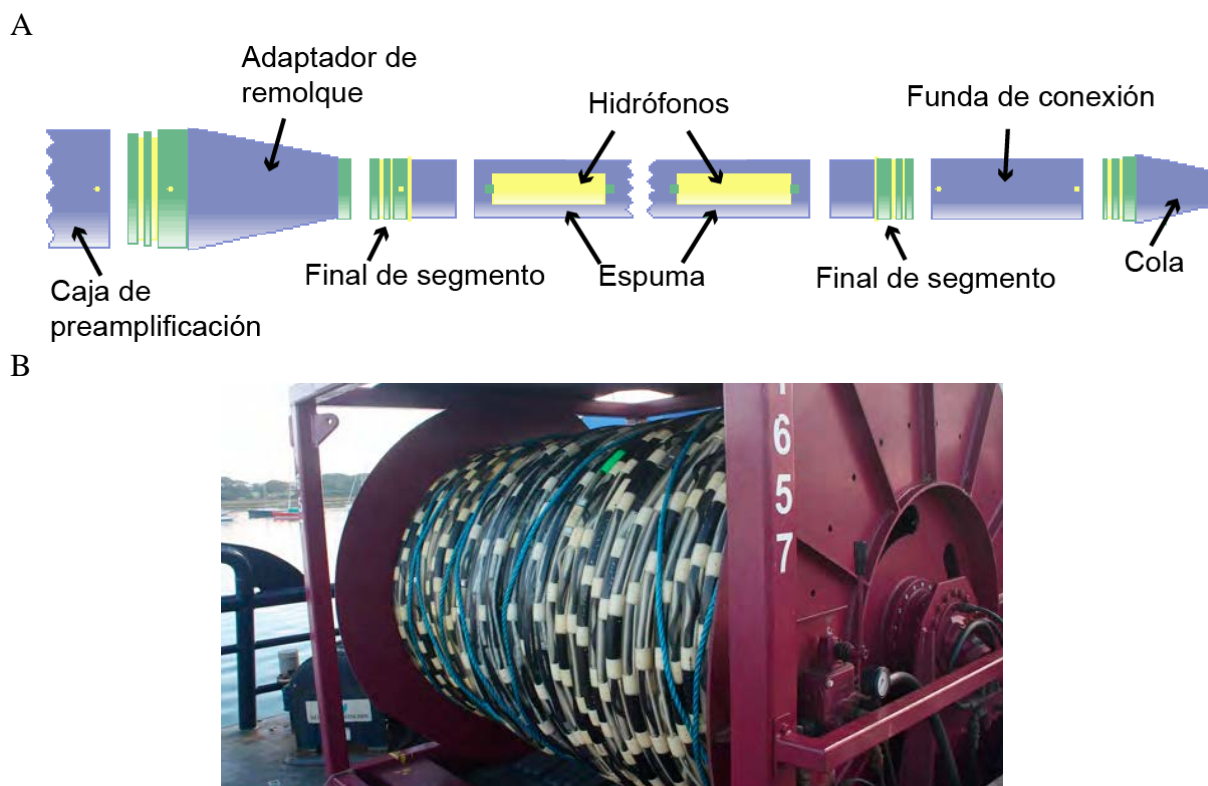


Figura 3.12. (A) Esquema básico de un Streamer utilizado en la adquisición de datos acústicos de MCS. (B) Foto de un Streamer Sentinel Sercel.

Dada la gran longitud del streamer, es necesario adosar al mismo una serie de dispositivos que permiten controlar de forma manual o automáticamente la profundidad de cada segmento (los denominados "*birds*"), así como una serie de brújulas intermedias que proporcionan información sobre su orientación. Asimismo, generalmente se adosa una boya de cola al final del *streamer* equipada con un sistema de posicionamiento global (*Global Positioning System*; GPS), que permite conocer en todo momento su posición. El *streamer* se debe arrastrar detrás del barco a una cierta distancia para minimizar el ruido que el barco pueda generar.

Combinando la información sobre la localización del centro del grupo de cañones de aire, la de la boya de cola del *streamer*, así como las orientaciones de los distintos segmentos a través de las brújulas y su profundidad, es posible calcular con una precisión métrica la localización de cada uno de los canales. Esta información se utiliza para reproducir la geometría precisa de adquisición, que a su vez permite calcular con gran exactitud la localización de los reflectores y generar las imágenes sísmicas.

Los hidrófonos constituyen el elemento de registro de las señales que serán procesadas. Están compuestos por un transductor piezoeléctrico sensible a los cambios de presión. Estos cambios de presión son generados por la señal reflejada de la fuente y demás perturbaciones

presentes en el océano. Según su rango de sensibilidad, además de registrar el pulso acústico producido por la fuente sísmica, pueden registrar señales en un amplio rango de frecuencias siendo sensibles a distintos tipos de ruido como el generado por el tráfico oceánico y el oleaje entre otros. Los canales están organizados numéricamente siendo el primer receptor, aquel que se encuentra más cerca al barco usualmente llamado primer *offset*.

Las señales registradas en cada hidrófono se suman entre si según los grupos de hidrófonos y cada grupo se denomina canal. Las señales de los canales se digitalizan y se transmiten a la unidad central del sistema localizada en el buque, donde se indexan, ordenan y archivan. La señal de cada canal para cada uno de los tiros se denomina traza sísmica y constituye la unidad básica para el procesado de la señal y la construcción de los perfiles.

3.2.3 Resolución espacial y temporal en los sistemas de MCS

Como en otros sistemas regidos por los principios de la mecánica ondulatoria, la resolución espacial tanto horizontal como vertical de los datos de MCS, depende principalmente de la longitud de onda de la fuente así como de la distancia entre la fuente y el objeto que se quiere resolver. Debido a las perturbaciones de la onda acústica con el medio, la resolución máxima de los datos, es mayor que la frecuencia espacial de muestreo (Sheriff y Geldart, 1982).

3.2.3.1 Resolución horizontal

La resolución horizontal del sistema sísmico corresponde a la amplitud de la primera zona de Fresnel (F_Z) en un punto determinado del sistema, es decir la zona del medio cubierta por la onda sísmica a una determinada profundidad (Sheriff y Geldart, 1982; Yilmaz 2001). En datos de MCS y para un reflector determinado, F_Z corresponde al primer elipsoide de la zona de interferencia entre la onda incidente y la radiada desde el reflector. Su campo efectivo en medios de velocidad de propagación constante son regiones elípticas de sección aproximadamente circular, siendo la primera donde hay una menor distorsión de la señal.

La sección transversal, o “tamaño”, de la primera zona de Fresnel viene definida por la siguiente expresión:

$$F_Z = \frac{(\lambda d)^{1/2}}{2} \quad (3.1)$$

Donde λ es la longitud de onda del pico de la fuente y d la distancia entre la fuente y el objetivo.

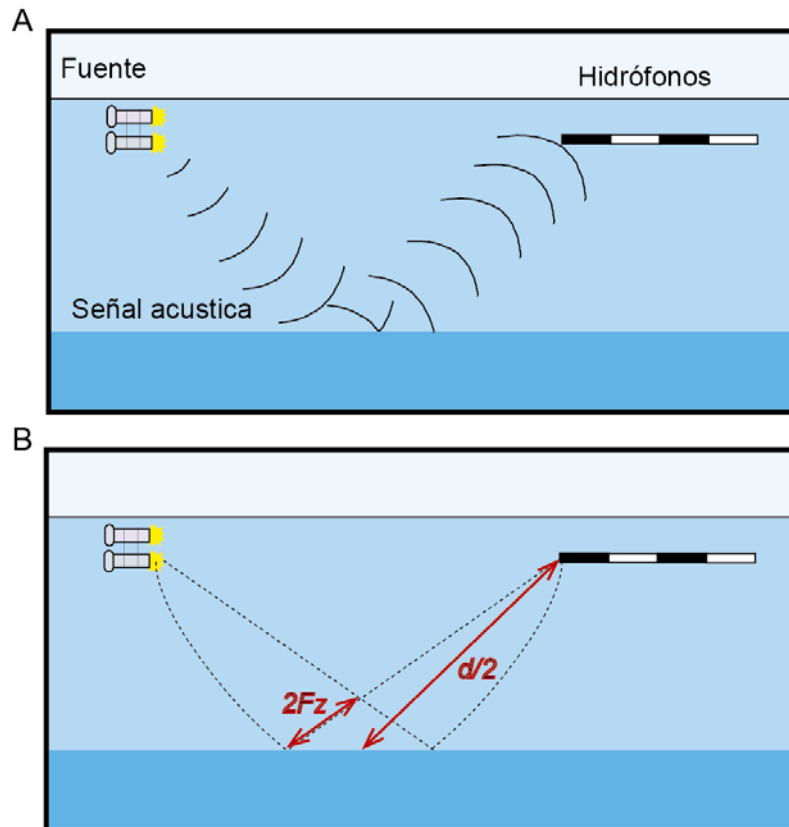


Figura 3.13. (A) Esquema de la propagación de la onda reflejada en una interfaz de impedancia acústica. (B) Según las distancias del campo de acción de la onda (d , es la distancia media de viaje de la señal reflejada), se determina la máxima resolución horizontal de la señal, al ser reflejada. Primera zona de Fresnel (F_z).

Para sistemas de alta frecuencia ($f_a = 240 \text{ Hz}$) y estructuras objetivo someras ($d_1 = 75 \text{ m}$), la resolución horizontal es $F_{za1} \approx 11 \text{ m}$. Mientras que para sistemas de baja frecuencia ($f_b = 30 \text{ Hz}$) e igual distancia objetivo se obtiene una resolución horizontal $F_{zb1} \approx 31 \text{ m}$. Si se aumenta la profundidad de la distancia objetivo ($d_2 = 300 \text{ m}$), las resoluciones para altas y bajas frecuencias son $F_{za2} \approx 21 \text{ m}$ y $F_{zb2} \approx 61 \text{ m}$, respectivamente. Se aprecia que en este caso típico, la resolución lateral del sistema de alta frecuencia es el triple que los de baja frecuencia. Si se compara con la distribución lateral media del despliegue de sondas hidrográficas convencionales, potencialmente se debe poder alcanzar una resolución de dos a tres órdenes de magnitud mayor.

3.2.3.2 Resolución vertical

La resolución vertical del sistema sísmico, es la que permite hacer la distinción entre dos capas adyacentes con diferente impedancia acústica. A diferencia de la resolución horizontal, no hay un principio físico que permita calcularla, sino un criterio aproximado (Sheriff y

Geldart, 1982). Concretamente se considera que es posible realizar la distinción entre dos ondas registradas por el sistema, cuándo hay una separación visual entre ambas (Figura 3.14).

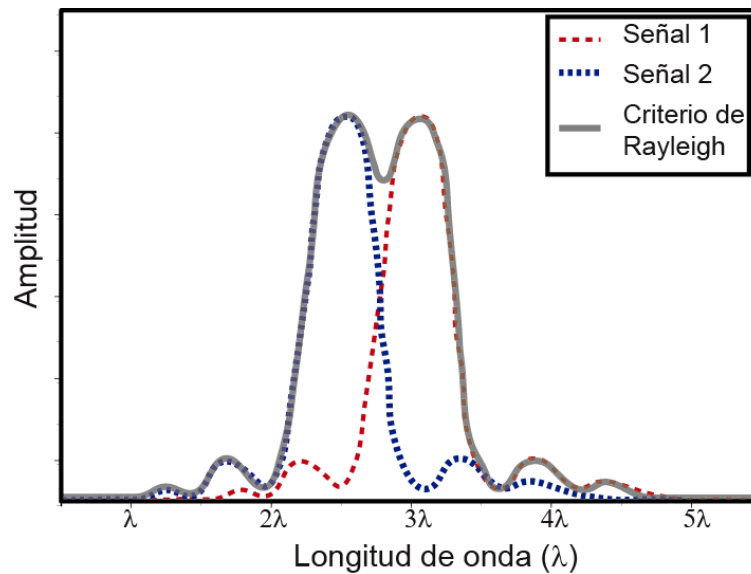


Figura 3.14. Esquema sobre el criterio de Rayleigh. Dos señales pueden resolverse siempre que la distancia entre sus dos máximos sea mayor que $\lambda/4$, donde λ es la longitud de onda.

El límite en que se pueden identificar dos ondas adyacentes, dependerá de su frecuencia. A medida que son registradas frecuencias más altas, se alcanza una resolución mayor, considerando que es posible identificar reflectores consecutivos cuando su separación es mayor que la mitad a un cuarto de la longitud de onda de la señal. Este se conoce como el criterio de Rayleigh (R_C) (Yilmaz 2001).

$$R_C \leq \frac{\lambda}{4} \sim \frac{\lambda}{2} \quad (3.2)$$

Se considera que a este límite de longitud de onda, la amplitud es máxima debido a una interferencia constructiva. Para el sistema de alta frecuencia mencionado anteriormente ($f_a = 240 \text{ Hz}$), la resolución vertical estimada es $R_{Ca} \approx 1.5 \text{ m}$, mientras que para el de baja frecuencia ($f_b = 30 \text{ Hz}$), se obtiene una resolución vertical $R_{Cb} \approx 12.5 \text{ m}$, de forma que la resolución vertical es unas 8 veces menor.

3.2.3.3 Comparación entre la resolución de los principales sistemas de MCS

Los sistemas de MCS convencionales, o de "baja resolución" (*Low Resolution Multichannel Seismic System*; LR-MCS), utilizan fuentes con gran capacidad volumétrica y un contenido de frecuencias relativamente bajo ($10\text{-}60 \text{ Hz}$). Dado que las bajas frecuencias se atenúan menos que las altas, estos sistemas tienen una buena capacidad de penetración y por tanto permiten visualizar estructuras profundas.

Este tipo de sistemas, con pequeñas variaciones en el contenido espectral de la fuente, ha sido el utilizado en la gran mayoría de trabajos de oceanografía sísmica realizados hasta la fecha. La ventaja principal en investigación oceanográfica es que, al ser la señal muy energética (típicamente entre 210 y 230 db re. $1 \mu\text{Pa}$ a 1 m), compensa considerablemente la débil reflectividad asociada a la estructura termohalina. Para contextualizar la capacidad de este tipo de sistemas, se utilizan los valores de la campaña IAM presentados en el trabajo de Biescas et al. (2008). En este caso en la campaña IAM se utilizó una fuente compuesta con 36 cañones de aire, con capacidad total de 7524 c.i., con un rango de frecuencias entre 20 - 50 Hz, es decir una longitud de onda dominante de 30 m, y un streamer de 4800 m con 192 canales.

Este sistema al ser voluminoso y pesado, necesita de un barco preparado para albergar estos equipos, lo que se traduce en elevados costos de adquisición. Tomando los valores mencionados de la campaña IAM, se puede ver que este sistema obtiene una resolución vertical media de $R_C = 7.5 \text{ m}$, y una resolución horizontal a 600 m de profundidad, de $F_Z = 67 \text{ m}$. Una de las desventajas de este tipo de datos es que la potente onda directa generada por estos sistemas enmascara los primeros 100 - 200 m de la capa oceánica, impidiendo la detección de las estructuras someras, especialmente a nivel de la termoclina.

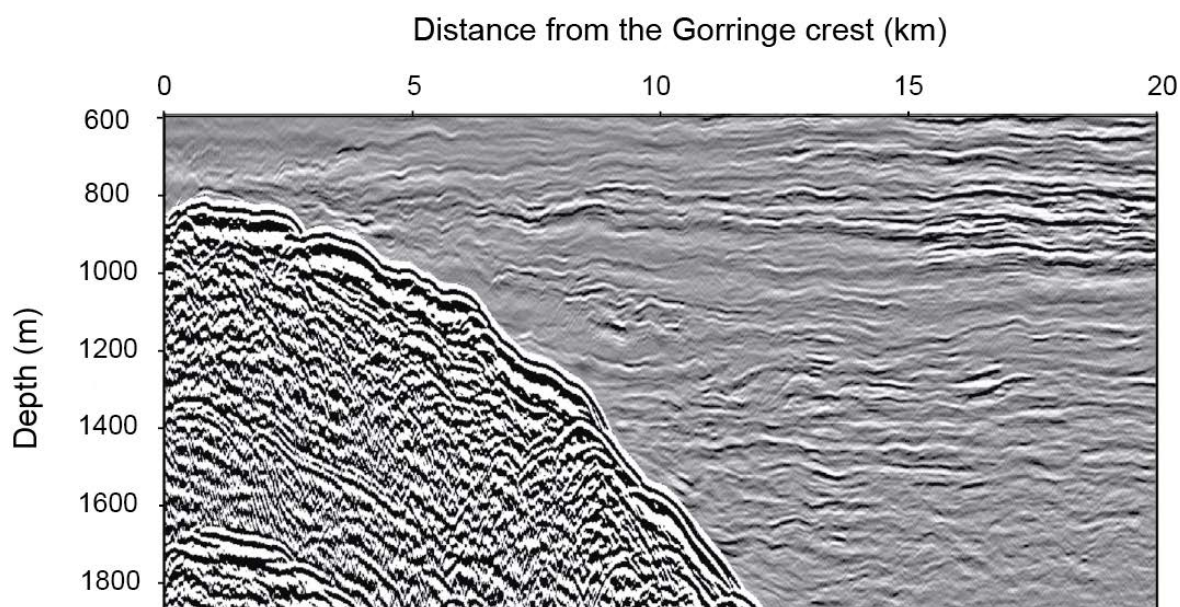


Figura 3.15. Imagen sísmica obtenida con un sistema LR-MCS, durante la campaña IAM, donde se identifica la interacción de la corriente Mediterránea y la montaña submarina del banco Gorringer, Golfo de Cádiz. Tomada de Biescas et al. (2010)

En segundo lugar, los sistemas de MCS de "alta resolución" (*High Resolution Multichannel Seismic System*; HR-MCS) utilizan fuentes con un menor volumen y por tanto son menos energéticas con un pico de frecuencia más alto. El hecho de que la amplitud de la señal sea menor (típicamente entre 170 y 190 db re. $1 \mu\text{Pa}$ a 1 m) es un inconveniente ya que en muchos casos las reflexiones asociadas a los reflectores son tan débiles que quedan ocultas por el ruido, especialmente si el sistema de registro no es suficientemente redundante. En

cambio, tienen potencialmente una mayor capacidad de resolución en las capas someras, y resulta más sencillo mitigar o eliminar la energía de la onda directa. Uno de los pocos ejemplos de la utilización de un sistema de HR-MCS es el presentado por Piété et al. (2013), en la campaña ASPEX desarrollada a bordo del B/O Gwen Drez. Utilizaron como fuente un *Sparker* SIG 1000J, con un rango de frecuencias entre 150 – 800 Hz, es decir una longitud de onda dominante de 3 m, y un *streamer* de 10.8 m y 6 canales.

Este tipo de sistemas son relativamente pequeños y compactos, lo cual facilita su portabilidad e instalación en buques de tamaño medio. Con el uso de este sistema se obtiene una resolución vertical de $R_C \approx 0.7$ m, y una resolución horizontal nominal a 40 m de profundidad, de $F_Z \approx 5$ m. El utilizar este tipo de frecuencias permite caracterizar estructuras oceánicas someras (< 100 m), según se aprecia en la Figura 3.16.

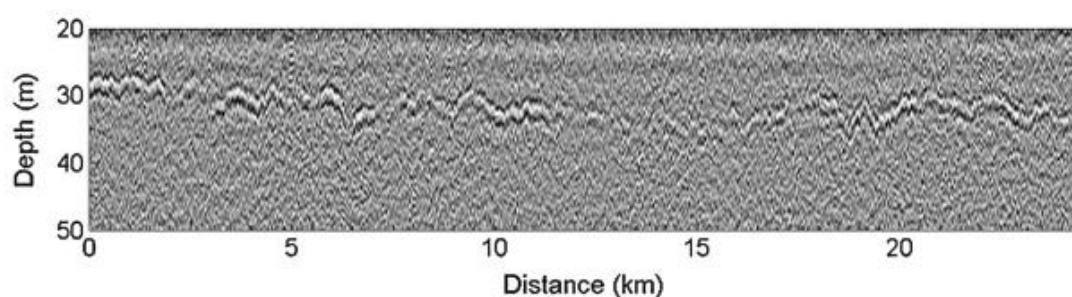


Figura 3.16. Imagen sísmica obtenida con un sistema de HR-MCS, donde se identifican reflectores relacionados con la termoclina estacional, según su profundidad y época. Tomada de Piété et al. (2013).

En el Mar de Alborán, el intercambio de aguas producido por la entrada de AW y salida de MW genera una estructura termohalina fina muy marcada y somera, idónea para ser explorada mediante un sistema HR-MCS.

3.2.3.4 Resolución temporal y sinopticidad en los datos MCS

Para la adquisición de datos de MCS, se necesita que el barco se encuentre en movimiento constante (~ 5 nudos), es decir que se recorre 1 km de perfil en sólo 6 minutos. El sistema multicanal ilumina un mismo punto a lo largo de diferentes disparos y registrándolo en diferentes canales. Cada punto iluminado a lo largo de la adquisición del perfil se denomina CMP (*Common Mid Point*). A lo largo del procesado de datos MCS, se suman todas las trazas que forman un mismo CMP. De esta forma la proporción señal/ruido (S/N) aumenta al sumarse de forma coherente las amplitudes de las señales reflejadas, frente a la suma incoherente del ruido. Cada CMP tardara en registrarse el tiempo necesario para registrar todos los disparos que formen parte de él y esto dependerá de la geometría de adquisición. De esta manera cada traza de la imagen sísmica final será un promediado en el tiempo que dependerá de la geometría del sistema. En la Tabla 3.1 se muestran dos ejemplos de

resolución temporal para un sistema convencional de sísmica profunda y para uno de alta resolución.

| | Sistema sísmico convencional | Sistema sísmico de alta resolución |
|-------------------------------------|-------------------------------------|---|
| Canales | 200 | 100 |
| Distancia entre canales (m) | 25 | 6.25 |
| Distancia entre disparos (m) | 75 | 12.5 |
| Tiempo entre disparos (s) | 29 | 4.8 |
| Tiempo en registrar 1 CMP | ~ 16 min | ~ 2 min |

Tabla 3.1. Resolución temporal en la adquisición de datos con sistemas sísmicos

Por otra parte el tiempo necesario para adquirir un perfil completo, es decir el tiempo entre el primer y último CMP del perfil, o la sinopticidad de las imágenes sísmicas, dependerá de la velocidad del barco. En la Tabla 3.2 se calcula la sinopticidad para los sistemas sísmicos presentados en la Tabla 3.1, al recorrer diferentes distancias con una velocidad constante de barco de 5 nudos ($\sim 10 \text{ ms}^{-1}$).

| | Sistema sísmico convencional | Sistema sísmico de alta resolución |
|----------------------------------|-------------------------------------|---|
| Tiempo en registrar 1 CMP | ~ 16 min | ~ 2 min |
| Tiempo en registrar 100 m | ~ 18 min | ~ 4 min |
| Tiempo en registrar 1 km | ~ 22 min | ~ 8 min |
| Tiempo en registrar 5 km | ~ 48 min | ~ 34 min |

Tabla 3.2. Sinopticidad en la adquisición de datos con sistemas sísmicos

Como se refleja en la Tabla 3.2, el intervalo entre disparos y la separación entre canales, se pueden obtener imágenes de las estructuras oceanográficas en periodos cortos de tiempo, especialmente con el sistema de alta resolución. Este registro es altamente sinóptico respecto a registros convencionales, ajustándose al movimiento de estructuras mesoescalares (ondas internas) que se propagan en el océano, obteniendo imágenes que pueden considerarse como casi-instantáneas de su comportamiento, si se toma en cuenta el tiempo de oscilación de las estructuras oceanográficas a las escalas indicadas en la Tabla.

3.2.4 Adquisición y procesado de datos de sísmica de reflexión multicanal de alta resolución (HR-MCS)

Como en la mayoría de los estudios realizados en oceanografía sísmica hasta la fecha del presente trabajo, los datos de MCS utilizados en este trabajo son de ocasión. Es decir, se trata de datos adquiridos en campañas con objetivos geológicos, que son aprovechadas para caracterizar la capa de agua. En este caso se utilizan datos de la campaña IMPULS-2006, que han sido complementados posteriormente con datos de la campaña EVENT-DEEP-2010, ambas en el Mar de Alborán. Las dos campañas son de MCS de alta resolución (HR-MCS) con sistemas y geometrías de adquisición similares. Como se ha explicado en el apartado anterior, este tipo de sistemas son adecuados para el estudio de la estructura termohalina en la parte más superficial de la capa de agua, es decir, alrededor de la termoclina, a profundidades entre 10 y 1000 m. A continuación se realiza una descripción del sistema de adquisición utilizado en la campaña IMPULS, siguiendo con la cadena de procesado de datos para obtener las imágenes sísmicas correspondientes. El presente trabajo se centra en los datos registrados en la campaña IMPULS, mientras que la campaña EVENT-DEEP es una campaña complementaria, que se utiliza para contrastar los resultados de las dos campañas sísmicas. La presentación, interpretación y comparación de esta última campaña se realiza en el capítulo 6.

3.2.4.1 Sistema de adquisición de la campaña IMPULS-2006

Originalmente la campaña se diseñó para realizar un reconocimiento de las fallas activas y depósitos asociados (deslizamientos submarinos, depósitos turbidíticos) identificados en el SE de Iberia, con objeto de mejorar el conocimiento de los riesgos de origen geológico a escala regional. Para ello se combinaron métodos geofísicos como la batimetría multihaz y la HR-MCS, con técnicas geológicas de muestreo, análisis y datación de sedimentos tanto en tierra como en mar. La integración de estos datos tierra-mar se ha utilizado para determinar con mayor precisión la dinámica y la actividad pasada de las fallas activas, y establecer sus parámetros sísmicos. Estos parámetros se utilizaron a su vez para perfilar nuevos modelos de peligrosidad sísmica de la Península Ibérica, especialmente para sismos de elevada magnitud y largos periodos de recurrencia (10^4 años) (e.g. Gràcia et al., 2006).

Las características principales del sistema de HR-MCS utilizado en esta campaña son las siguientes:

Como fuente, se utilizó un *array* de ocho cañones de aire comprimido agrupados con una longitud total de 10 m. Cuatro cañones eran del modelo *Bolt 1900 LLX-T* y los otros cuatro *Sleeve guns*, agrupados en cuatro grupos o *clusters* de dos cañones cada uno, con una separación lateral de 1 m. En cuanto al volumen de los cañones, la configuración fue: 2 x 40 c.i., 2 x 50 c.i., 2 x 30 c.i. y 2 x 20 c.i., es decir 290 c.i. en total (4.75 litros \approx 290 c.i.). Se utilizó un controlador de minipulso (*Hydrasystem*) para sincronizar los pulsos acústicos. La presión de disparo fue de 2000 psi (138 bars). La fuente se arrastró por babor, a 2 m de profundidad y a 93 m de la popa del barco (Figura 3.17).

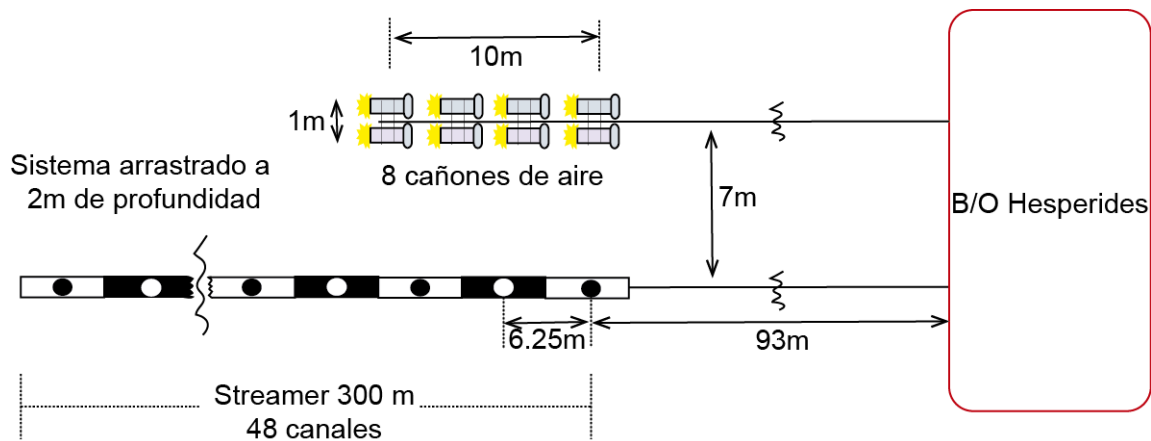


Figura 3.17. Diseño de cañones y streamer utilizados en la campaña IMPULS-2006.

Esta disposición de cañones genera por tanto altas frecuencias, que permiten identificar estructuras finas que de otra forma no podrían ser identificadas (Hobbs et al., 2009). El espectro de la fuente resultante tiene un pico principal de frecuencias a unos 75 Hz y uno secundario alrededor de los 160 Hz (Figura 3.18), teniendo un ancho de banda de frecuencias utilizables entre 40 Hz y 280 Hz , aproximadamente.

La frecuencia de disparo de la fuente fue de 12 s (25 m) en los perfiles IMPULS3 - 4 y 22 a 25. La frecuencia de disparo se cambió a 8 s (15 m) en el resto de perfiles (IMPULS 1 - 2, 5 - 25, 101, 103, 1031, 201, 204, 207, 301, 304, 307, 310, 313, 316, 319, 402, 404, 406, 408, 410, 411, 502, 503). Para el registro de los datos se utilizó un sistema de alta resolución "GeoEel", incluyendo un streamer portable de 573 m de longitud con 300 m de cable activo, dividido en 6 secciones activas de 50 m cada una. Cada sección se configuró formando 8 canales totalizando 48 canales separados cada $6,25 \text{ m}$. Con esta configuración la distancia entre CMP's es de $3,125 \text{ m}$. Según su ubicación respecto al barco y la fuente, el primer canal de la primera sección activa (primer offset) se encuentra a 93 m de popa y a 7 m de distancia del centro de la fuente. Al igual que la fuente, el streamer se arrastró a 2 m de profundidad.

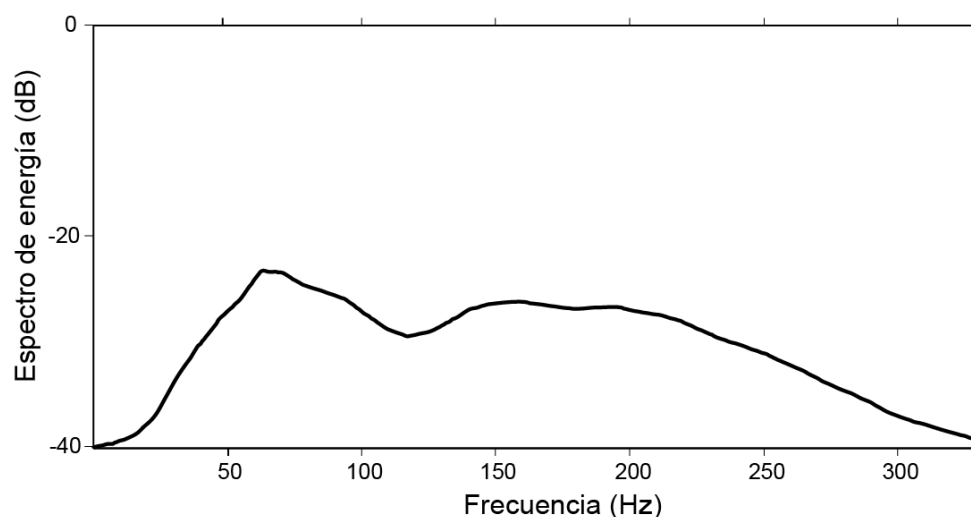


Figura 3.18. Espectro de frecuencias de la fuente utilizada en la adquisición de datos de alta resolución en la campaña IMPULS.

Los datos digitalizados correspondientes a cada tiro y cada canal, fueron registrados y archivados utilizando el sistema de adquisición *GeoEel Marine NX Controller*, el cual utiliza un protocolo de Ethernet, en el que cada hidrófono tiene una dirección IP propia. El muestreo de los datos fue de 1 ms (1 KHz). El posicionamiento tanto del MCS como del barco se realizó con 2 antenas GPS *Seapath200*, que controla los sensores de altitud del barco, registrando y representando esta información con el sistema de navegación *Konmap*.

En relación a la configuración anteriormente mencionada, la resolución lateral que alcanza este sistema para identificar estructuras someras a 100 m de profundidad, es $F_z \approx 12.5\text{ m}$, y su resolución vertical $R_C \approx 1.5\text{ m}$. Los datos correspondientes al sistema y la geometría de adquisición se resumen en la Tabla 3.3.

| Campaña | IMPULS |
|--|---------------|
| Longitud del Streamer (m) | 573 |
| Longitud activa del Streamer (m) | 300 |
| Número de canales | 48 |
| Número de registros o redundancia | 24 |
| Distancia entre canales (m) | 6.25 |
| Distancia entre puntos comunes medios (m) | 3.125 |
| Frecuencia de disparo (s) | 8 y 12 |
| Rango de frecuencia (Hz) | 40-240 |
| Profundidad de arrastre (m) | 2 |
| Distancia primer offset (m) | 93 |

Tabla 3.3. Características técnicas del sistema de adquisición en la campaña IMPULS

Tras un primer análisis de la calidad de los datos y de las estructuras visualizadas se seleccionaron cuatro líneas sísmicas localizadas cerca de la Garganta de Alborán y el banco

de Djibouti para caracterizar la columna de agua, sobre las cuales fueron desplegadas las sondas hidrográficas (Figura 3.2), lo que permite hacer una comparación entre diferentes métodos de medición.

En la siguiente sección se presentan los parámetros utilizados para el procesado de los datos de la campaña IMPULS, así como los distintos pasos de la secuencia de procesado aplicada para construir los perfiles.

3.2.4.2 Procesado de datos de MCS

El principal objetivo del procesado de datos de MCS, es realzar la señal sobre el ruido. En este trabajo "la señal" corresponde a las reflexiones coherentes en las distintas capas de la estructura termohalina somera generada por la interacción entre la AW y MW. Para definir estos reflectores de la mejor forma posible, es necesario editar los datos, reposicionarlos de forma precisa y aplicar diversos tipos de filtros. La secuencia de procesado se muestra en la Figura 3.19. Su aplicación no es algo trivial ni automático, y para cada conjunto de datos se tiene que diseñar especialmente el flujo de procesado para obtener una imagen de la impedancia acústica y por ende de la estructura termohalina.

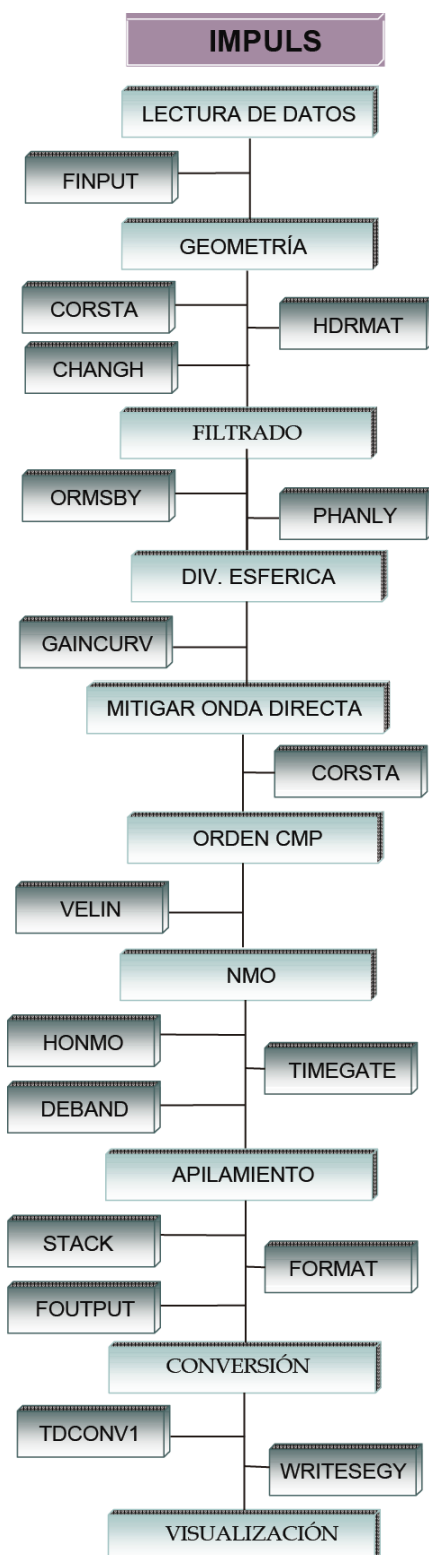


Figura 3.19. Esquema de la secuencia de procesado aplicada a los datos sísmicos de la campaña IMPULS. El procesado fue desarrollado específicamente para obtener información de la capa de agua. Se indican los diversos módulos aplicados en cada paso utilizando los programas SEISMOS/Western-Schlumberger y Globe Claritas.

A diferencia de los estudios geológicos, el mayor problema con los datos de oceanografía sísmica está relacionado con la mitigación del ruido coherente producido por la onda acústica directa. La amplitud de la onda directa es de varios órdenes de magnitud mayor que las reflexiones acústicas en el océano. Este problema es particularmente importante para capas someras, en el sentido que las señales de interés (las asociadas a la estructura termohalina) se superponen total o parcialmente con la onda directa. Así que el objetivo es diferenciar bien los atributos espaciales y frecuenciales de ambas señales para poder separarlas y tratar de eliminar o mitigar el ruido sin dañar la señal, lo que asegura preservar lo mejor posible la reflectividad en la estructura termohalina.

El programa utilizado para procesar los datos de la capa de agua es el mismo que se utiliza para procesar los datos de tierra sólida, sólo que la secuencia de procesamiento se concentra para recuperar y resaltar la señal en la primera parte del registro, que habitualmente se deshecha en los registros para estudios geológicos. Existen numerosas plataformas de procesamiento que permiten realizar secuencias de procesamiento, algunas de ellas de acceso libre y otras industriales. En este trabajo, para el procesamiento de los perfiles IMPULS, se utilizó el programa *SEISMOS/Western-Schlumberger*, y el *Globe Claritas*.

A continuación, se presenta una descripción de los pasos principales que se han seguido en el procesamiento de los datos de la campaña IMPULS.

3.2.4.2.1 Introducir la geometría del sistema

El primer paso de cualquier secuencia de procesamiento de datos MCS consiste en introducir en las cabeceras de los datos el posicionamiento preciso de cada uno de los canales de registro y de la fuente en cada tiro.

La localización de los distintos elementos se realiza a partir del GPS del barco y posteriormente se corrige la posición de cada sección a partir de los datos de la boya de cola y de la orientación del *streamer* proporcionado por las brújulas intercaladas en cada sección activa. A partir de ahí se determinan las distancias de referencia para la fuente y los canales (Tabla 3.4). Esta información se guarda como encabezado de los archivos acústicos, para relacionarlo con otra parte del procesamiento posterior.

| Valores destacables de cabecera. Datos línea sísmica IMPULS 3 | | |
|---|----------------|---|
| Información | Valor | Descripción |
| tracr | 1 – 6018 | Número de trazas registradas en una sección. |
| fldr | 1 – 1304 | Número de disparos registrados en una sección. |
| tracl | 10 – 48 | Número de registros en un tiro. |
| cdp | 459 – 6476 | Numero de CDP's registrados en una sección (ver sección 3.1.4.3.4). |
| trid | 1 | Identificación de la traza (si son válidos = 1). |
| offset | 57 - 294 | Distancia entre la fuente y los hidrófonos. |
| scalco | -100 | Parámetro que escala los valores. |
| sx | 301713 4050016 | Coordenada de la fuente en eje x |
| sy | 67901 69790 | Coordenada de la fuente en eje y |
| gx | 272348 4044405 | Coordenada del <i>streamer</i> en eje x |
| gy | 68606 70483 | Coordenada del <i>streamer</i> en eje y |
| ns | 1001 | Numero de muestras por traza. |
| dt | 1000 | Intervalo de muestreo. |

Tabla 3.4 Cabeceras de datos sísmicos

3.2.4.2.2 Filtrado en frecuencias

El registro en los hidrófonos es la superposición de la señal reflejada y otras señales de diversas fuentes que forman el ruido:

$$R_{eg} = R S_o + N_o \quad (3.3)$$

Donde R_{eg} es el registro, R la reflectividad, S_o la fuente y N_o el ruido. En el caso de registros marinos el ruido puede tener diversas causas como el tráfico marino, el ruido del oleaje, ruido generado por los componentes electrónicos de los hidrófonos, movimiento del *streamer*, los ecos que la misma señal produce al interactuar con diferentes obstáculos dentro de la comuna de agua, el suelo y subsuelo marino, y la onda directa. Para eliminar el ruido de la señal, se debe identificar el rango de frecuencias en el que se manifiesta así como sus características.

En general, el ruido ambiente tiene un espectro característico que se compone de varias fuentes. Una forma de identificación general, es mediante las denominadas curvas de Wenz (1962), que incluyen las principales fuentes de ruidos registrados en el océano según sus frecuencias y su causa, como por ejemplo el estado del mar, viento, precipitaciones o tráfico marítimo (Figura 3.20). Con el objetivo de eliminar este tipo de ruido se realiza un primer paso de filtrado en frecuencias para restringir la señal en los lugares donde ésta es más intensa que el ruido (dentro del espectro de frecuencia de la fuente).

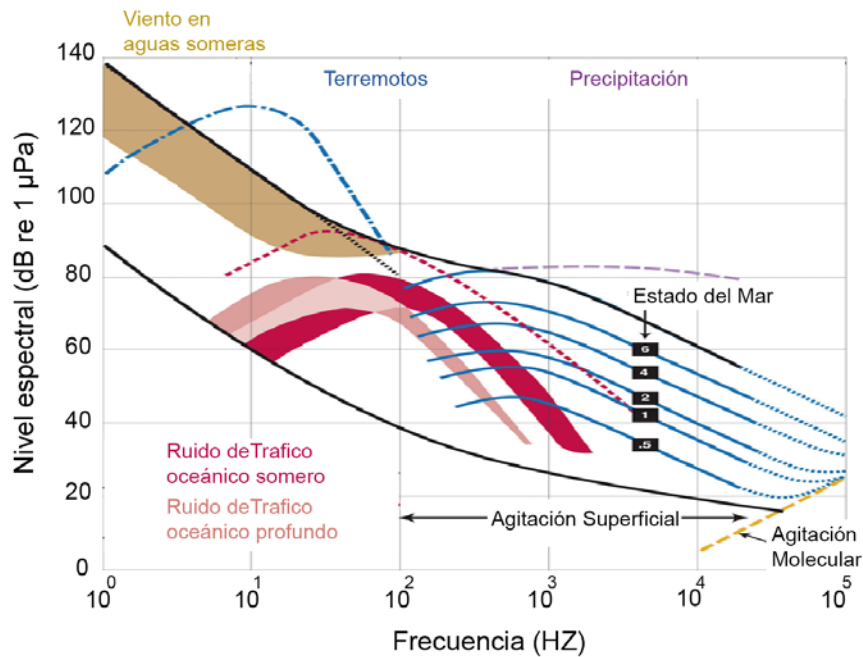


Figura 3.20. Curvas de Wenz. Describen el espectro de ruido de fondo del océano para diferentes niveles de tráfico, condiciones del mar, y velocidades del viento en general. Basada en Wenz (1962).

Como se observa en la Figura 3.20, los mayores niveles de ruido se encuentran en bajas frecuencias. Así que en un primer filtrado, se eliminarán las frecuencias por debajo de 10-12 Hz mediante un filtro de paso alto aplicado sobre toda la señal (Figura 3.21).

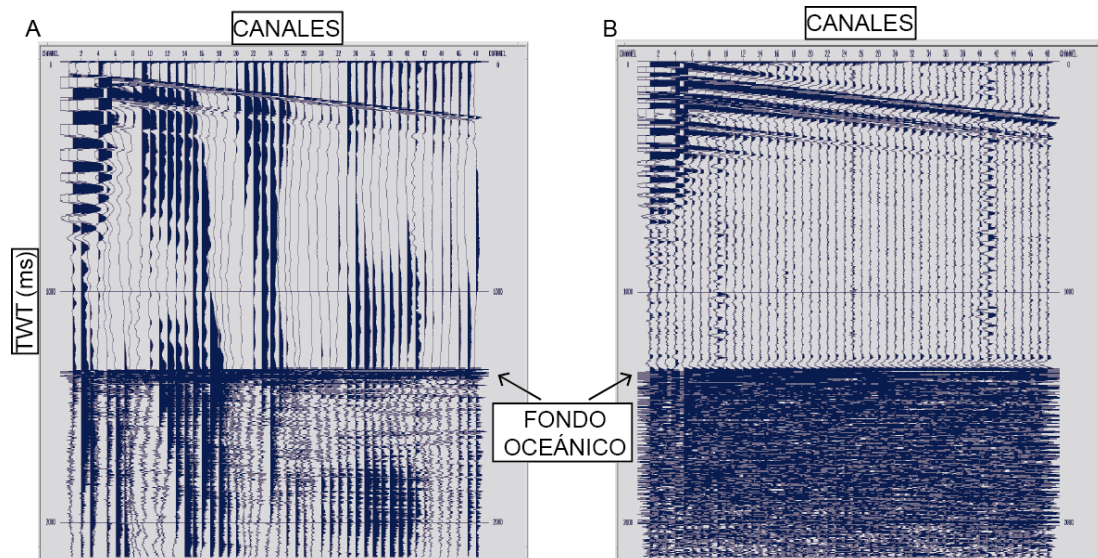


Figura 3.21. (A) Datos crudos del disparo 1000 registrado en el perfil IMPULS 3. (B) Filtrado paso alto 240 Hz, donde se eliminan las bajas frecuencias. El eje vertical es el doble tiempo de viaje de la onda (Two Way Travel Time; TWT).

3.2.4.2.3 Corrección de la divergencia esférica

La amplitud de la señal registrada en los datos sísmicos, varía en un amplio rango debido al decaimiento de la energía a medida que aumenta la distancia. El objetivo de esta corrección es la reconstrucción de las amplitudes debido a la absorción de energía del sistema y al decaimiento del frente de ondas con la distancia.

Para compensar esta atenuación, se multiplican las muestras de cada traza, por una función $G(t)$, que compensa las trazas sin ganancia, definida así:

$$G(t) = V(t)^{V_p} * T^{T_p} * e^{V(t)TA} * X^{X_p} \quad (3.4)$$

Donde $V(t)$ es la velocidad media de desplazamiento fuente-objetivo-receptor; V_p es su potencia; T es el tiempo medio de desplazamiento fuente-objetivo-receptor, para calcular la divergencia esférica, T_p es su potencia; X es la distancia entre la fuente y cada una de las trazas; X_p es su potencia y A es un término exponencial. Así se obtiene una curva de compensación óptima creciente que recupera la energía de las trazas sin ganancia, para compensar las diferentes trazas. (Figura 3.22).

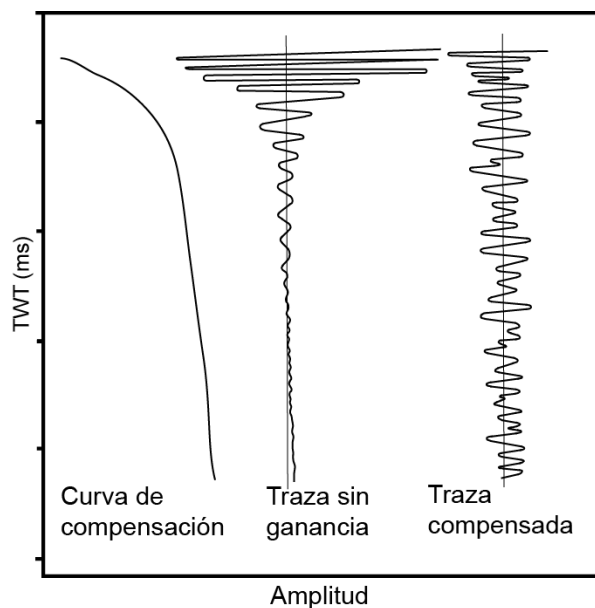


Figura 3.22. Diagrama de corrección de divergencia esférica, obtenido a partir de una curva exponencial decreciente o de compensación, aplicada a una traza sin ganancia, para obtener la traza compensada respecto a la pérdida de energía.

3.2.4.2.4 Mitigación de la onda directa

Entre las diversas fuentes de ruido, la más nociva y difícil de eliminar en la OS es la onda directa, que es aquella onda que se propaga directamente entre fuente e hidrófonos sin presentar ninguna reflexión. Esta onda se encuentra presente en todas las trazas sísmicas, en especial aquellas que se encuentran más cercanas a la fuente. Las reflexiones están

enmascaradas por la onda directa que tiene una amplitud unos cuatro órdenes de magnitud mayor y un espectro de frecuencias similar.

Eliminar lo mejor posible la onda directa es crucial para estudios someros, ya que contamina la señal sísmica registrada. Su amplitud depende del pulso acústico de la fuente, de forma que a menor potencia menor incidencia en profundidad. Entre los diferentes métodos presentes para su eliminación está el filtro de la mediana y el filtro de Karhunen-Loève (KL).

El filtro horizontal de la mediana, consiste en un análisis de matrices aplicado a cada disparo, en el cual se calcula el valor mediano de cada matriz y se sustrae. En este caso los tiempos afectados por la onda directa que corresponden al valor mediano se eliminan.

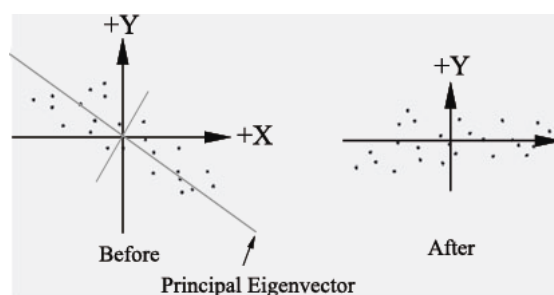


Figura 3.23. Transformación del vector propio principal (Eigen-vector) (Marcus y Minc, 1988).

El filtro KL descompone los datos sísmicos en un espacio de funciones propias independientes (*eigen-functions*) y valores propios (*eigen-values*) (Figura 3.23). Las funciones con mayores valores corresponden a las direcciones de mayores amplitudes. En este caso a la dirección de la onda directa que es la que se debe eliminar. Por tanto, eliminando un tanto por ciento (entre el 10% y 30%) de los valores propios de mayor valor, se elimina la onda directa.

En la práctica el filtro KL ha mostrado mejores resultados, al considerar el análisis de componentes principales y no solo la localización de la mediana, siendo el método más efectivo en la eliminación de ondas lineares (Jones y Levy, 1987). Por lo anterior se seleccionó el filtro KL.

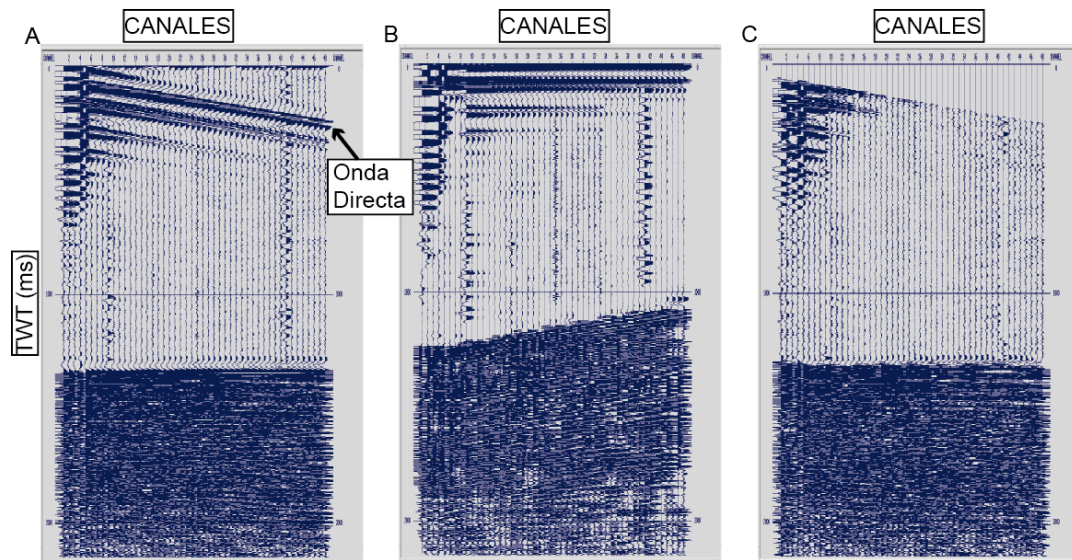


Figura 3.24. (A) Datos del disparo 1000 registrado en el perfil IMPULS 3, (B) Registro identificado con el filtro de KL. (C) Datos obtenidos al aplicar el filtro de KL, que elimina los valores propios correspondientes a la energía relacionada con la onda directa.

3.2.4.2.5 Agrupación por punto medio común (CMP)

Lo que tienen en común todos los sistemas de MCS es que se basan en el principio de la redundancia entre canales para obtener las imágenes de la reflectividad del medio en cuestión. En concreto, los disparos de aire de la fuente se realizan de forma equi-espaciada con una distancia entre ellos que es típicamente un múltiplo de la distancia entre canales.

En el caso de la OS, los contrastes de impedancia acústica asociados a la estructura termohalina llegan a ser menores de 2 órdenes de magnitud a los asociados a capas geológicas. Esta situación hace que la relación S/N sea muy inferior en datos de oceanografía sísmica que en datos convencionales de tierra sólida, hasta el punto que en general apenas se aprecian los reflectores en los registros brutos de cada tiro en los distintos canales, denominados *shot gathers*, o bien los registros correspondientes a cada grupo de CMP's, o CMP-*gathers* (Figura 3.25). Es por ello clave que el sistema tenga una buena redundancia y es lo que justifica la utilización de un sistema multicanal.

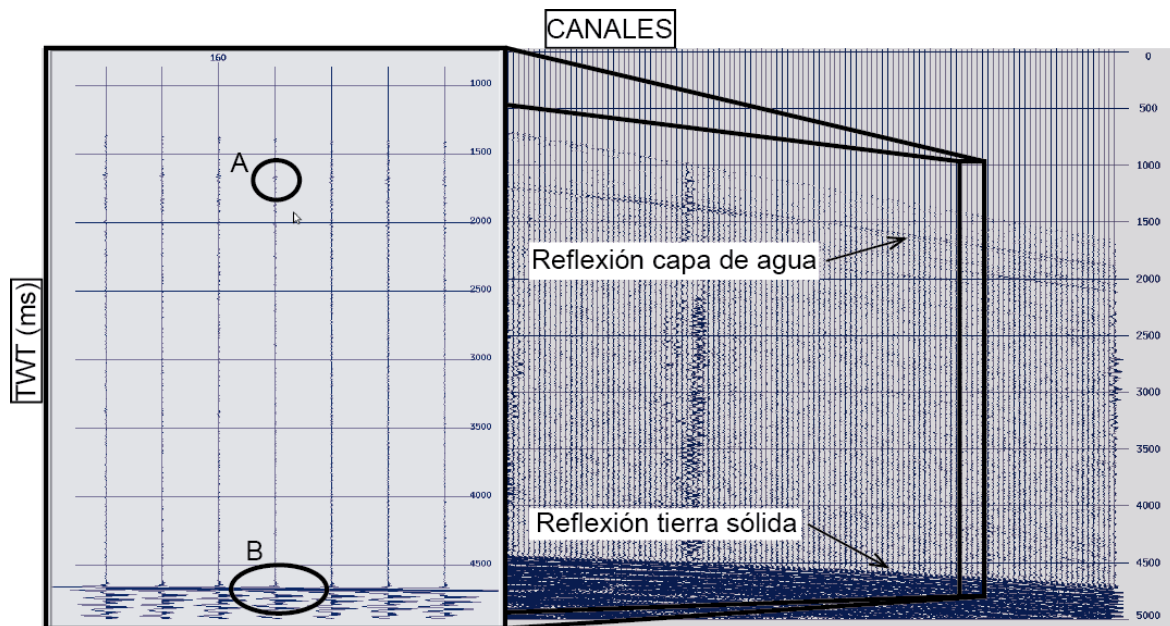


Figura 3.25. Comparación entre las magnitudes de la reflexión sísmica generada en la capa de agua y la tierra sólida. (Zoom) Se identifica una traza sísmica donde la amplitud de A (en agua) es del orden de 10^2 , mientras que la amplitud en B (tierra) es del orden de 10^5 .

En la técnica de MCS se consigue que varios tiros consecutivos registrados en distintos canales se reflejen en un mismo punto común situado a la mitad de recorrido entre el disparo y el receptor llamado punto común medio (CMP) (Figura 3.26). De este modo se aprovecha la redundancia de señales en un mismo punto para aumentar la relación S/N de los registros. Se producen así imágenes más nítidas y definidas de cada punto reflector.

A medida que el barco se mueve a lo largo del perfil va obteniendo señales redundantes de distintos CMP's. Resulta inmediato ver que la distancia mínima entre CMP's a lo largo del perfil se corresponde con la mitad de la distancia entre canales del sistema, mientras que la cobertura (i.e., número de canales que registran un mismo CMP) depende del número de canales, su separación y la distancia entre tiros. Esta cobertura es determinada así:

$$C = \frac{N_c d_c}{2 d_t} \quad (3.5)$$

Dónde N_c el número de canales, d_c la separación entre ellos y d_t la distancia entre tiros. Es decir, aumenta con la longitud del *streamer* ($N_c d_c$) y disminuye con la distancia entre tiros.

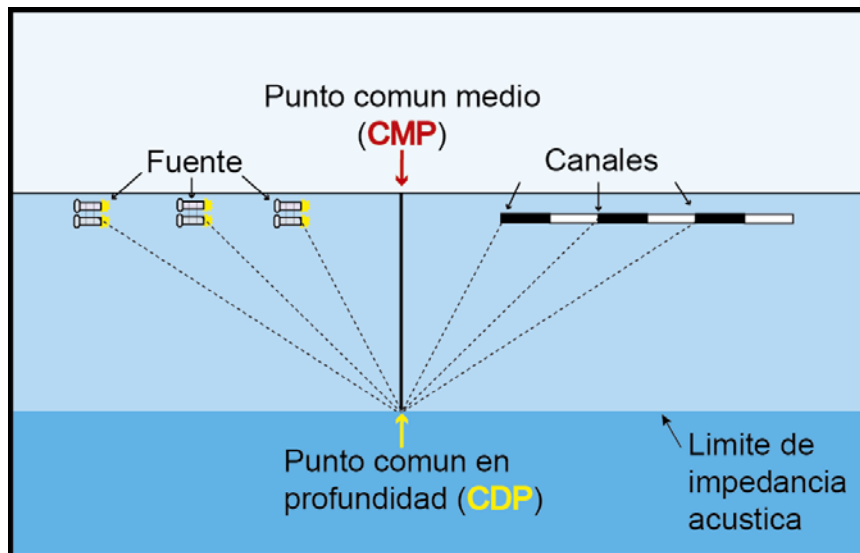


Figura 3.26. (A). Método del CMP, muestra el camino de los rayos a través de diferentes caminos, entre la fuente, el CMP y los receptores. También se identifica el punto común en profundidad (CDP) respecto a los reflectores.

En el caso que las reflexiones se realicen sobre una estructura plana, el CMP se ubica verticalmente sobre el punto común de profundidad (*Common Depth Point*; CDP). En el caso en que la estructura tenga una inclinación las reflexiones involucran un corrimiento respecto a los puntos reflejados (Sheriff y Geldart, 1982) (Figura 3.27).

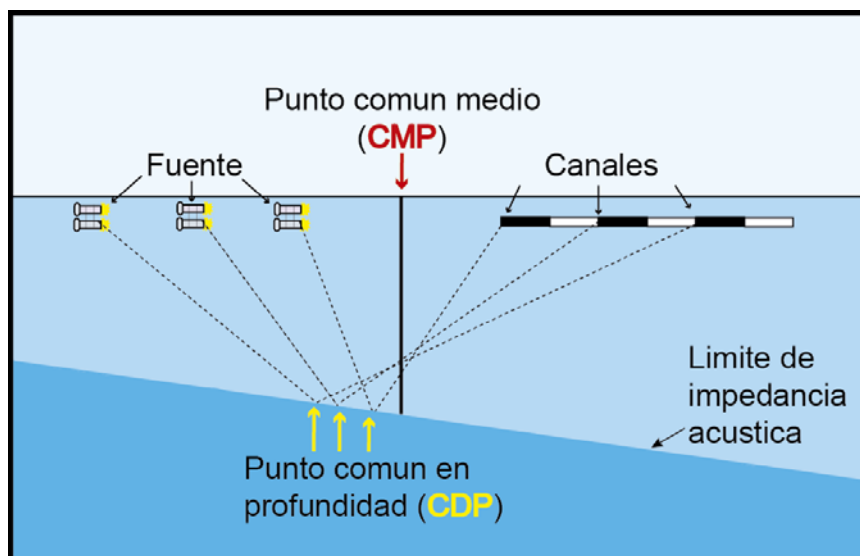


Figura 3.27. Esquema donde se muestra una estructura con inclinación en la cual el CMP y el CDP no se localizan en el mismo punto.

El reordenamiento en CMP consiste en reordenar todas las trazas que estaban inicialmente agrupadas por tiros, en grupos con el CMP común para su posterior suma.

Otro método que permite incrementar la amplitud de la señal, es el doblado del CMP, que agrupa los datos de dos o más CMP's contiguos, sumándolos, a cambio de reducir el muestreo horizontal. Para el caso de IMPULS (Tabla 3.3) el número de registros o redundancia que se obtiene de un solo CMP, es de 24, por tanto al aplicar el doblado se obtendrán 48 registros. De esta manera se aumenta el espaciado entre CMP's, de forma que para la campaña IMPULS, pasa a ser de 6.25 m en lugar de 3.125 m. Haciendo uso de este método se realiza la proporción S/N sin perder resolución efectiva siempre que el nuevo espaciado entre CMP's esté por debajo del límite nominal asociado al tamaño de la primera zona de Fresnel (Figura 3.28).

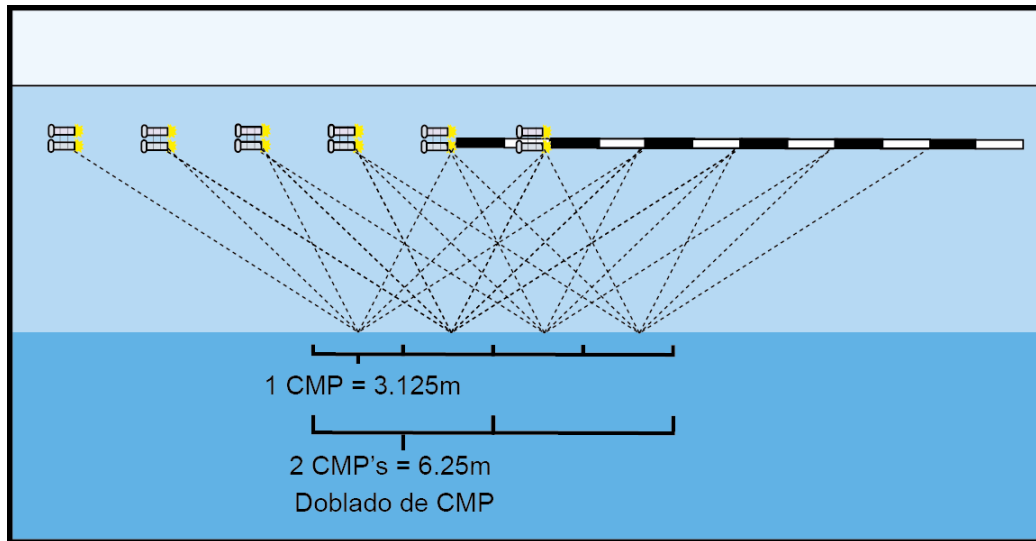


Figura 3.28. Esquema de selección de CMP's, a lo largo de la misma línea. Al sumar más datos, se realiza la señal, visualizando estructuras laterales coherentes.

3.2.4.2.6 Corrección hiperbólica mediante “Normal Move Out”

Una vez se han ordenado las trazas en CMP-gathers, las llegadas correspondientes a las distintas reflexiones presentan una geometría hiperbólica (Figura 3.29A). Es decir, el tiempo de llegada de cada reflexión aumenta de acuerdo a una función hiperbólica, cuya excentricidad aumenta con la profundidad, en función de la distancia entre reflector y receptor y de la velocidad del medio como sigue:

$$t_x^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad (3.6)$$

Donde t_0 es el doble tiempo de viaje en vertical, x es la distancia entre la fuente y el primer receptor y v es la velocidad del sonido. Esta corrección es conocida como corrección dinámica Normal (*Normal Move Out*; NMO).

El objetivo de la corrección hiperbólica mediante NMO es transformar el eje de tiempo de los registros de forma que se corrija el tiempo de llegada de las distintas fases observadas y estas aparezcan “planas” en los CMP-gathers. Es decir, se sustrae un tiempo a cada parte de la

traza correspondiente a la diferencia de tiempo de trayecto respecto a una traza de referencia, normalmente la más próxima a la fuente. Para ello resulta necesario conocer lo mejor posible la velocidad del sonido en la columna del agua a lo largo de la trayectoria de cada rayo. Por tanto, es necesario generar un modelo de velocidades de propagación del sonido que generalmente se puede obtener de dos formas:

1. Mediante la medición directa de la velocidad del sonido a través de sondas hidrográficas como XBTs, perfiladores de velocidad del sonido (*Sound Velocity Profile; SVP*) o XCTD's.
2. Mediante el análisis de semblanza (*semblance*). Parte de la generación de un pulso acústico, donde se registra la energía en un *CMP-gather* y se visualiza el espectro de velocidades, seleccionando las de mayor energía en profundidad para determinar la velocidad en las diferentes capas.

Trabajar con una adecuada velocidad del sonido, es imprescindible para obtener imágenes de calidad en el océano. Nótese que las variaciones de la velocidad del sonido dentro del océano pueden llegar hasta unos 40 ms^{-1} , mientras que en el subsuelo pueden ser hasta de 3000 a 4000 ms^{-1} es decir dos órdenes de magnitud mayores (e.g. Buffett, 2011), de forma que los posibles errores a la hora de realizar la corrección son menores en el caso de la capa de agua.

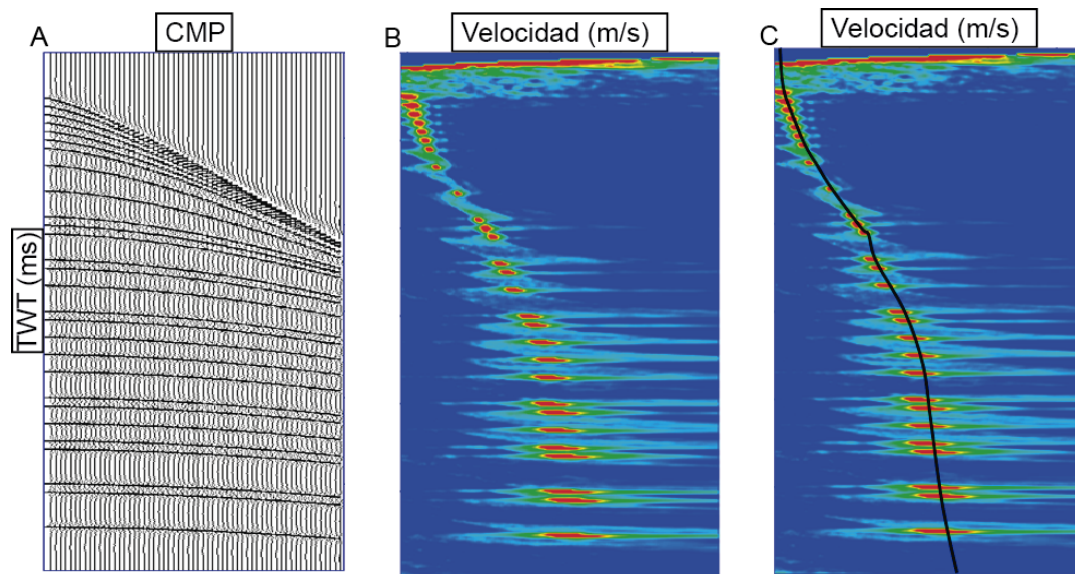


Figura 3.29. (A) *CMP-gather*. (B y C) Modelo de velocidades a partir del análisis de semblanza.

El análisis de semblanza ocupa la mayor parte del tiempo en la secuencia de procesado, ya que se debe ir ajustando y corrigiendo para cada reflector y *CMP-gather*. El producto final es un modelo de velocidad de la resolución adecuada que es variable en cada parte del modelo.

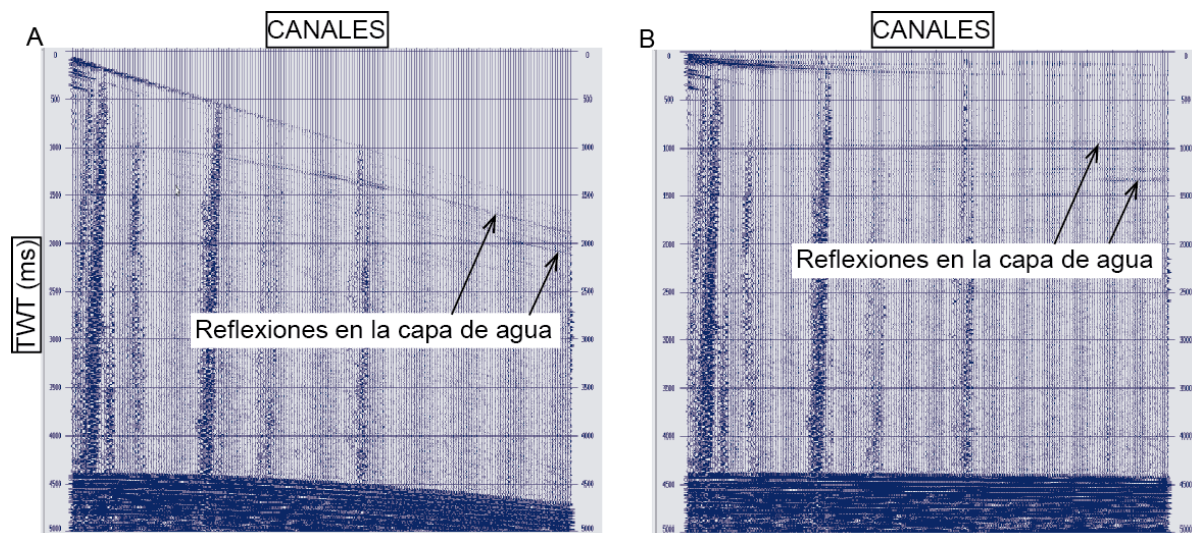


Figura 3.30. (A) Disparo antes de aplicar el NMO, (B) Disparo con la aplicación del NMO, corrigiendo el tiempo de llegada de las distintas fases de forma que estas aparezcan “planas” en el registro.

3.2.4.2.7 Suma de trazas en cada CMP, apilamiento o “Stack”

En este paso se obtiene la imagen completa del perfil, o perfil apilado (*stacked profile*). El objetivo es sumar las trazas para cada uno de los CMP's, cuyas reflexiones han sido “aplanadas” tras la corrección NMO, de forma que en las partes donde hay interferencia constructiva las amplitudes sísmicas serán coherentes y se amplificará la señal (reflexiones = señal), y si hay interferencia destructiva serán incoherentes y tenderán a cancelarse (ruido). Este es el objetivo esencial del sistema multicanal.

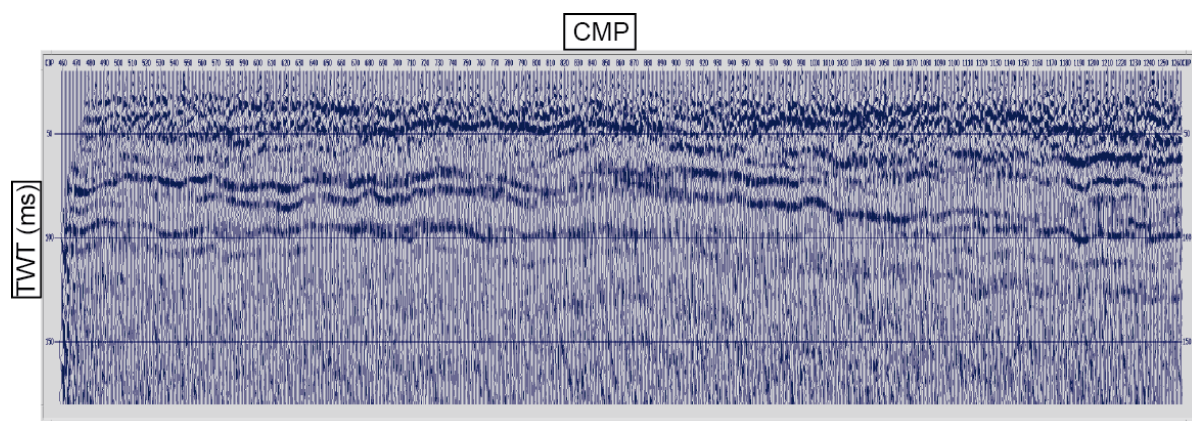


Figura 3.31. Agrupamiento de los primeros 3000 CMP's después de realizar el apilamiento o stack en el perfil IMPULS 3, únicamente para la capa de agua.

En resumen, cuanto mayor sea la cobertura del sistema en cada CMP, más se incrementará el cociente S/N. Nótese que la distancia entre trazas en la imagen sumada, o muestreo horizontal del perfil, es igual a la distancia entre CMP's, es decir 6,25 m.

3.2.4.2.8 Conversión en profundidad

Una vez se obtiene la imagen del perfil estacado, es conveniente convertir el eje vertical de tiempo de registro en profundidad para poder analizar las estructuras y compararlas con otros datos oceanográficos. Para ello se necesita conocer la velocidad del sonido en el medio. Como se ha comentado previamente la velocidad del sonido en el medio puede deducirse a partir de sondas oceanográficas como XBTs, SVPs o XCTDs y también a partir de métodos de análisis de los datos MCS, como es el método de *semblance*.

Una vez se conoce la velocidad del sonido en el medio se pueden utilizar una conversión directa siguiendo la expresión:

$$d = \frac{u \text{ twt}}{2} \quad (3.7)$$

Otro proceso de conversión es la migración, en el cual se localizan en su posición real los CMP's respecto a la fuente y el streamer. Para migrar se deben determinar las variaciones en la localización de los CMP's en los planos horizontal y vertical. Existen dos tipos de migración, la pre-stack y post-stack. La migración pre-stack por su costo computacional se utiliza en casos específicos (situaciones tectónicas complejas) ya que analiza individualmente cada traza en cada CMP, mientras que la post-stack es más utilizada y económica computacionalmente ya que analiza las trazas combinadas obtenidas en cada CMP.

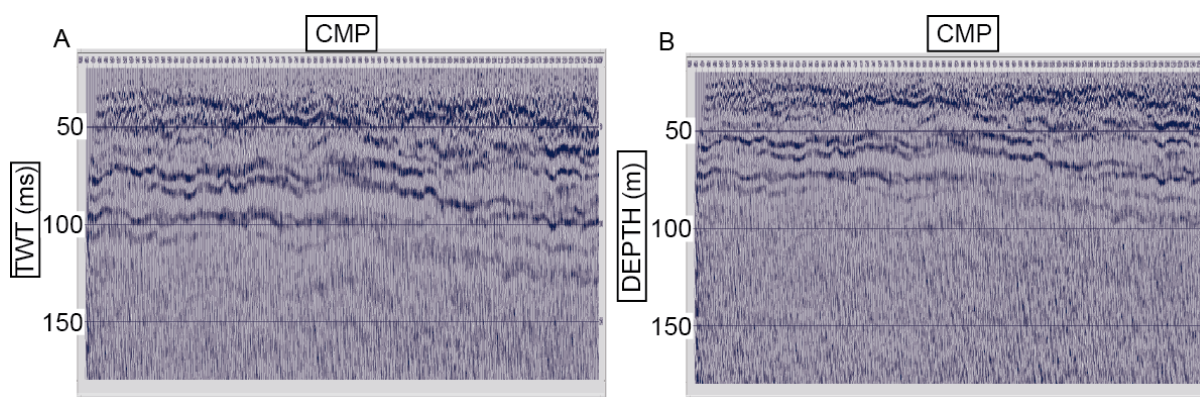


Figura 3.32. (A) Perfil sísmico IMPULS 3 sin conversión en profundidad. (B) Perfil sísmico IMPULS 3 donde se realiza la conversión, localizando los reflectores en su profundidad real.

En la campaña IMPULS, los datos tienen un alto contenido en ruido, lo cual se ve al realizar las pruebas de migración, que no permiten mejorar los resultados. Por tanto se realiza una conversión directa de unidades en la columna vertical, utilizando los XBTs desplegados en cada línea sísmica para la calibración (Figura A4.1, Anexo 4), que permiten conocer el perfil de velocidad del sonido. Los perfiles registrados se utilizan para realizar la conversión en profundidad, a partir del cual se calcula la profundidad real de las estructuras en la columna de agua.

3.2.4.3 Visualización de los perfiles de MCS

Una vez completado el procesamiento, los datos de MCS son graficados, en este caso utilizando el programa *Generic Mapping Tools* (GMT).

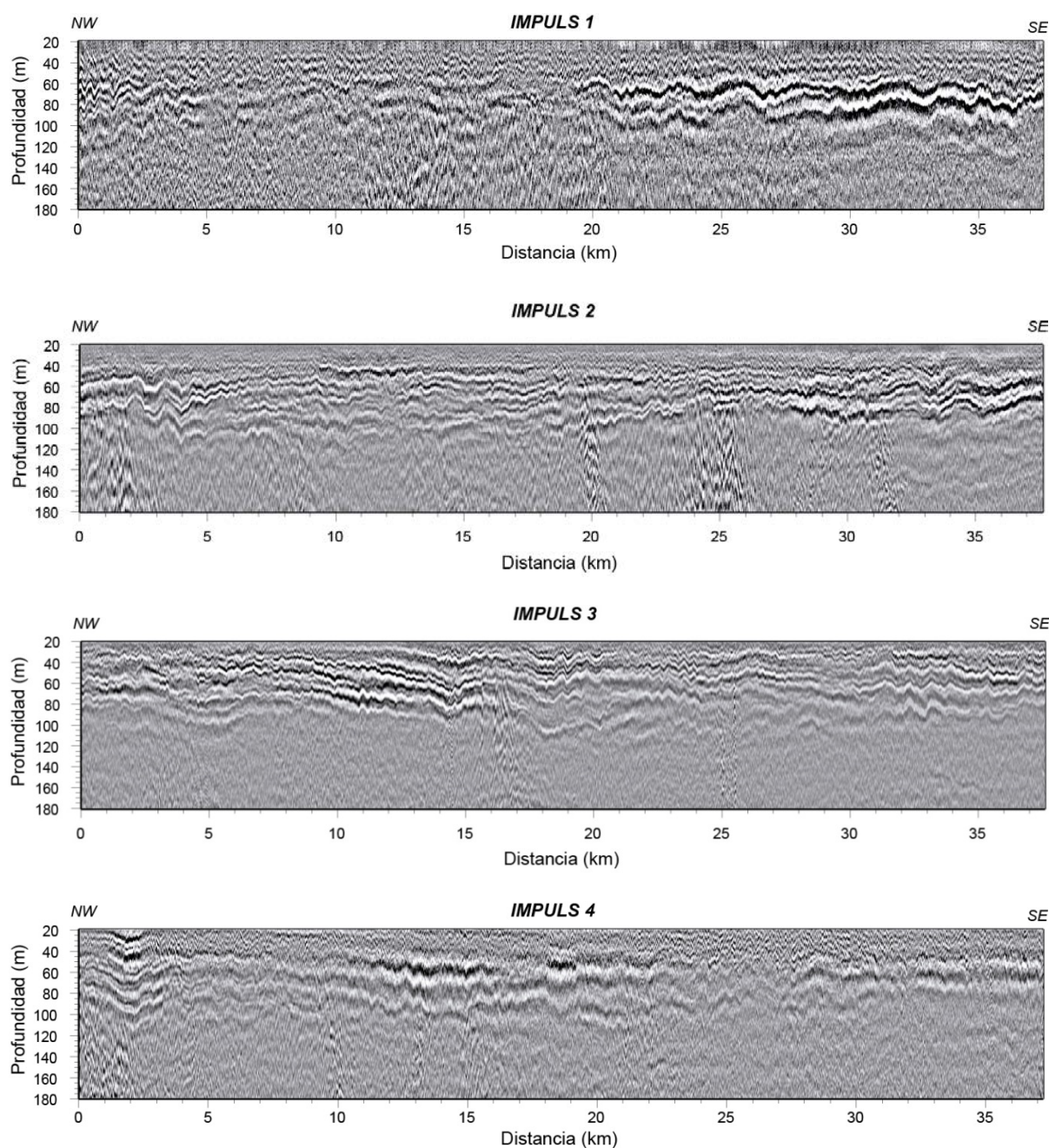


Figura 3.33. Perfiles sísmicos obtenidos al procesar los datos de las líneas IMPULS 1, 2, 3 y 4. Se presentan en mayor tamaño y alta resolución en la Figura A2.1, A2.3, A2.5 y A2.7 (Anexo 2).

En la Figura 3.33 se muestran todos los perfiles procesados en la campaña IMPULS, cuyas localizaciones respectivas están en la Figura 3.2. Las particularidades de cada perfil en cuanto a tiempo, fechas de adquisición, longitud, coordenadas, geometría, etc., se especifican en la Tabla A3.1 (Anexo 3). El detalle de los parámetros utilizados en el procesado, se detallan en la Tabla A3.3 (Anexo 3).

3.3 CAMPAÑAS Y ESTUDIOS OCEANOGRÁFICOS COMPLEMENTARIOS RELEVANTES PARA ESTA TESIS

En esta región históricamente han sido realizados multitud de estudios que buscan caracterizar la dinámica de su circulación general. En este apartado se mencionan solo aquellos relevantes para los resultados obtenidos.

3.3.1 Campaña SAGAS

Se utilizaron los datos de la campaña geológica "Sistema del Arco del Gibraltar: Procesos geodinámicos en los márgenes Sud-Ibéricos" (SAGAS), cuya IP es la Dra Belén Alonso, realizada a bordo del B/O Sarmiento de Gamboa. Los datos de los diversos bloques nos fueron cedidos ya procesados.

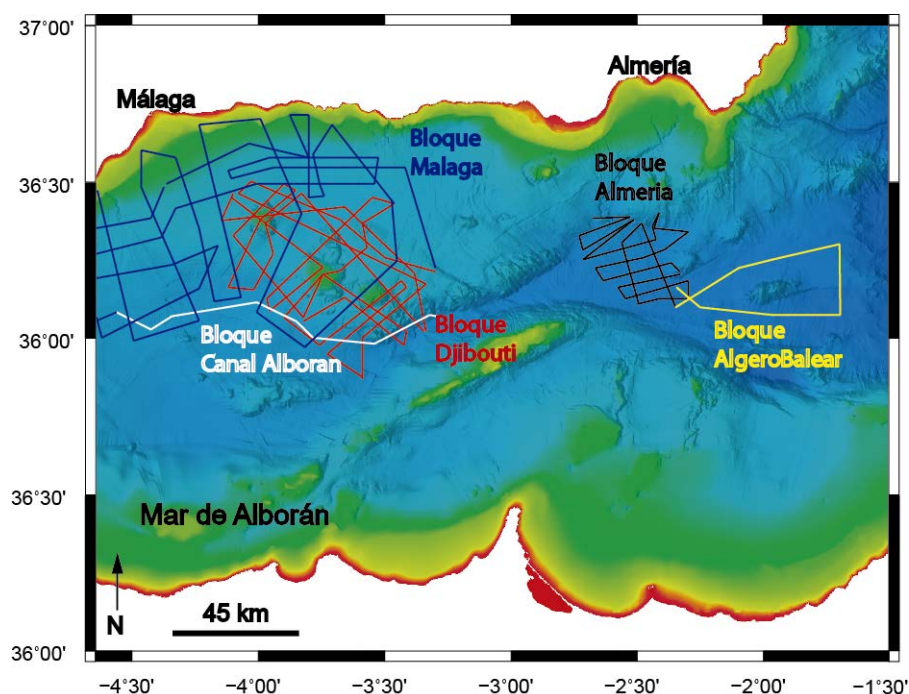


Figura 3.34. Plan de la campaña SAGAS. Localización de los sectores con los datos registrados. Bloque de Djibouti (líneas rojas), bloque Málaga (líneas azul oscuro), bloque canal Alborán (líneas blancas), bloque Almería (líneas negras), bloque Algero-Balear (líneas amarillas).

Entre los diferentes equipos que utilizaron, destaca el uso del ADCP (Ocean Surveyor 75), que permite tener referencia de las velocidades en la columna de agua. De los diversos perfiles registrados, el más cercano a la zona de estudio, es el llamado bloque de Djibouti, registrado entre el 12 y 17 de junio de 2010. Estos perfiles permiten identificar la velocidad media en la columna de agua y contrastar con los obtenidos en otras campañas realizadas en la misma zona. Aunque los datos no sean simultáneos a las campañas sísmicas, permiten

identificar las características generales de la cizalla permanente provocada por el intercambio de AW y MW en la misma época de registro, contribuyendo a la interpretación de los resultados de la tesis.

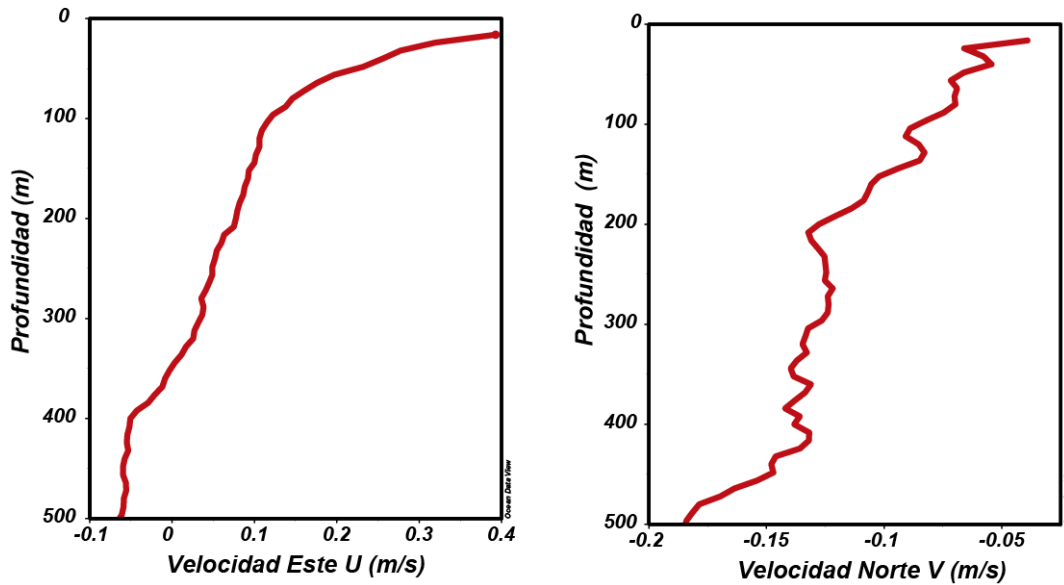


Figura 3.35. Perfiles de velocidad obtenidos con el ADCP en la campaña SAGAS, registrado en el Bloque de Djibouti (Datos campaña SAGAS, Miguel Bruno, comunicación personal, 2013).

A partir de los datos de ADCP, se calcula la velocidad promedio cada $\Delta z = 8 \text{ m}$ en profundidad. A continuación se calcula la velocidad RMS (U) entre los 30 m y 120 m mediante la Ecuación 3.8. Se considera este rango de profundidades ya que es la zona de cizalla identificada por la estructura termohalina fina provocada por el intercambio entre AW y MW.

$$U^2 = u^2 + v^2 \quad (3.8)$$

En el cálculo de la velocidad U , u es la componente este-oeste, y v la componente norte-sur. Se obtiene una velocidad RMS $U \approx 0.207 \text{ ms}^{-1}$. Considerando la variación en profundidad se calcula la cizalla vertical (S) presente en esta región.

$$S = \frac{\Delta u}{\Delta z} + \frac{\Delta v}{\Delta z} \quad (3.9)$$

El valor medio de la cizalla en la región es de $S \approx 0.0032 \text{ s}^{-1}$. Y para conocer la variación de la velocidad en profundidad se utiliza la siguiente relación:

$$\Delta U = \frac{U_{i+1} - U_i}{z_{i+1} - z_i} \quad (3.10)$$

Donde z es la profundidad. Así se obtiene un valor medio de $\Delta U \approx 0.02 \text{ s}^{-1}$.

3.3.2 WOA2013

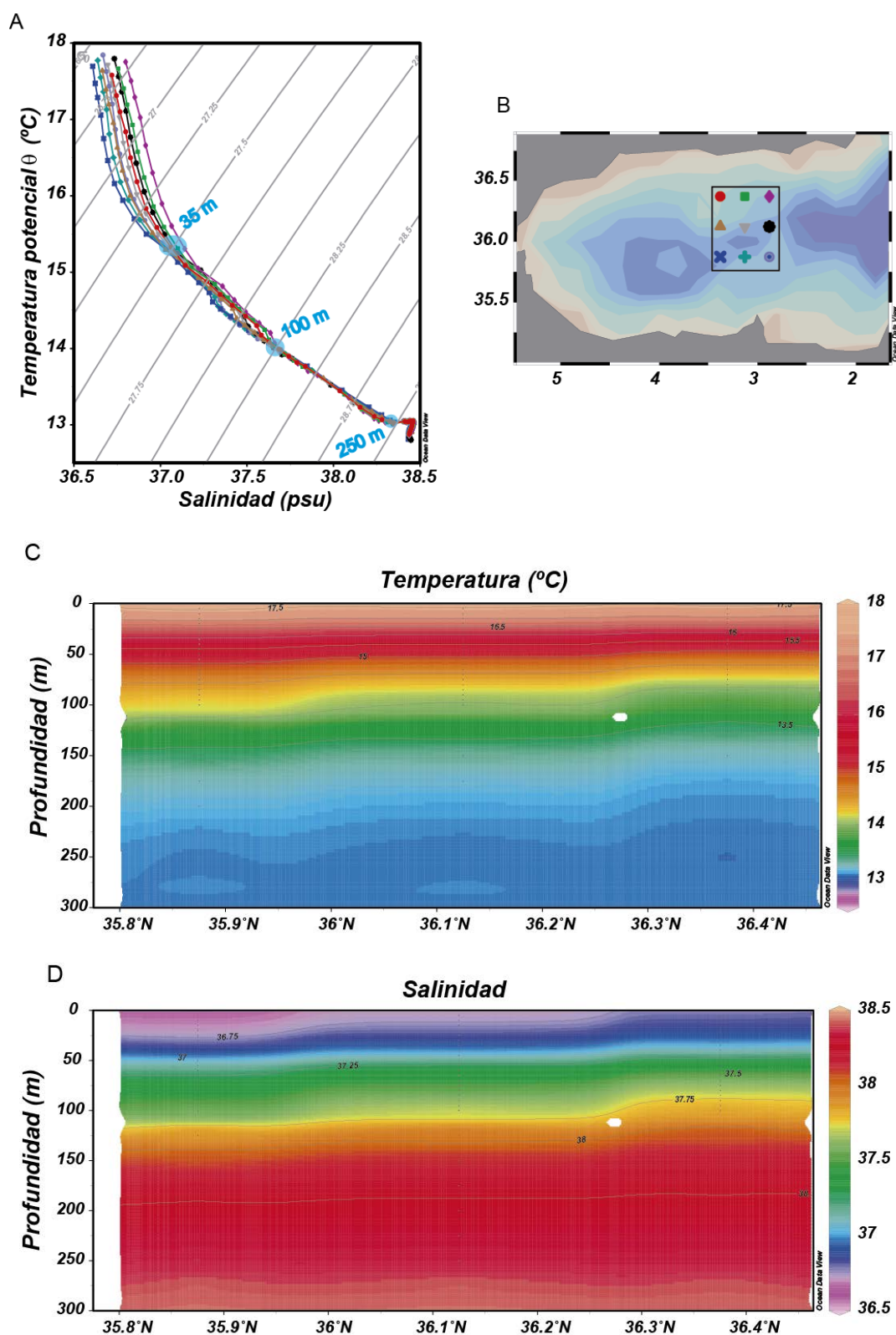


Figura 3.36. Diagrama T-S (A), obtenido a partir de datos del World Ocean Atlas 2013 para la temporada de primavera en el Mar de Alborán (B). Las secciones de temperatura (C) y salinidad (D) son obtenidas con los datos registrados dentro del recuadro negro (Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013).

El *World Ocean Atlas 2013* (WOA 2013), es un proyecto desarrollado por la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) que tiene como objetivo analizar la climatología a largo termino de los océanos. Estudian variables como la temperatura, salinidad, oxígeno, fosfato, silicato y nitratos en periodos anuales, de temporada y mensuales. Los datos seleccionados son promedios de la temporada de primavera, época en que fueron obtenidos los datos sísmicos, con una resolución lateral de $\frac{1}{4}^{\circ}$ (± 25 km).

Los datos del WOA 2013, permiten confirmar la localización de la termoclina, la variabilidad que puede tener según la época del año, y el rango de valores entre los que se puede caracterizar. En base a esta información, se analizan los datos registrados en la campaña IMPULS y EVENT-DEEP.

**CAPÍTULO 4 – ANÁLISIS DE DATOS
OCEANOGRÁFICOS Y SÍSMICOS
(CAMPAÑA IMPULS)**

4. ANÁLISIS DE DATOS OCEANOGRÁFICOS Y SÍSMICOS (CAMPAÑA IMPULS)

A partir de los datos sísmicos y oceanográficos registrados y procesados en la campaña IMPULS, he realizado un análisis con el objetivo de describir aquellos procesos y estructuras que afectan la columna de agua en las capas someras ($< 200\text{ m}$), cuyas características se pueden identificar en los datos sísmicos e hidrográficos. Para ello he analizado en primer lugar los datos hidrográficos convencionales y después los he comparado con los datos sísmicos, siguiendo la secuencia que se describe a continuación.

4.1 ANÁLISIS HIDROGRÁFICO TRADICIONAL (CAMPAÑA IMPULS)

En este apartado, analizo los datos oceanográficos obtenidos en la zona y fechas de estudio. Estos incluyen los datos de XCTD, y XBTs simultáneos a la adquisición de los perfiles sísmicos, también otros datos obtenidos mediante satélites y boyas que permiten caracterizar el contexto oceanográfico a escala regional cuando se adquirieron los datos sísmicos.

4.1.1 XCTD

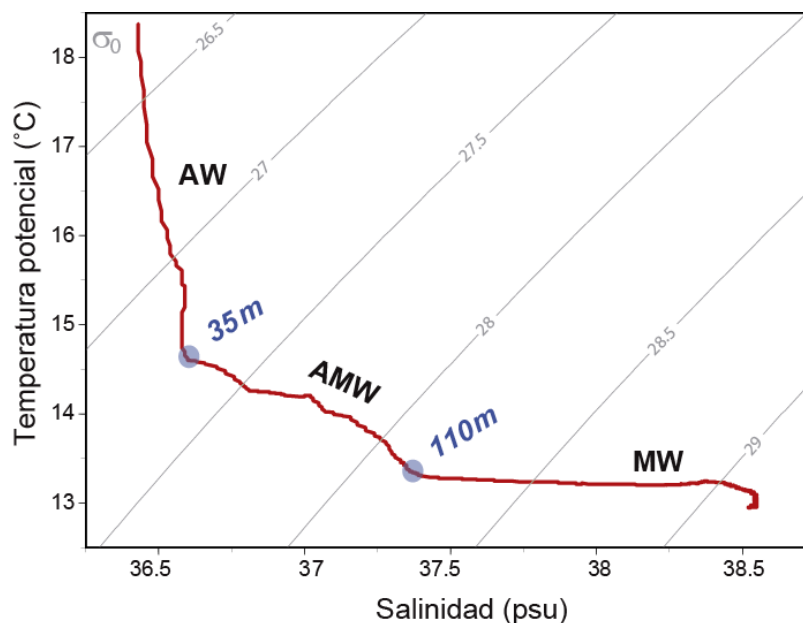


Figura 4.1. Diagrama T-S a partir de datos de XCTD. σ_0 es la densidad potencial en kg. m^{-3} . Se identifica la profundidad media donde se presentan los mayores gradientes termohalinos en el perfil (círculos azules). Ver Figura 3.2, para la localización del sondeo XCTD.

En el diagrama T-S realizado a partir de los datos del XCTD desplegado el 20 de mayo de 2006 a las 2:45 hora local, en la posición $36^{\circ}17.50\text{ N}$, $2^{\circ}40.24\text{ W}$ (Figura 4.1), se identifica en

superficie la AW caracterizada por sus propiedades intrínsecas de baja y casi constante salinidad y con una densidad potencial máxima de $\sim 27.3 \text{ Kg m}^{-3}$, alrededor de los 35 m. A mayor profundidad ($> 110 \text{ m}$) destaca la MW de alta salinidad y temperatura casi constante, la cual adquiere valores de densidad potencial $> 28.2 \text{ Kg m}^{-3}$. Llama la atención la interfaz entre estas dos masas de agua, la cual se produce entre los $\sim 35 \text{ m}$ y $\sim 110 \text{ m}$ y se puede relacionar con la AMW, debido a la estructura interna que presenta el Mar de Alborán en esta época del año (Figura 3.36).

Mediante los datos registrados con el XCTD, ha podido calcular el perfil de densidad potencial y su gradiente en profundidad (Figura 4.2) a partir de la siguiente relación:

$$\sigma_{\theta} = \sigma(S, \theta, P) - 1000 \quad (4.1)$$

Donde σ es la densidad potencial en función de la salinidad (S), la temperatura potencial (θ) y la presión (P) con relación a una densidad de referencia. En el perfil de densidad potencial (Figura 4.2A), no se identifican grandes fluctuaciones, describiendo un cambio casi continuo en profundidad, presentando pequeñas variaciones ($\sim 0.01 \text{ kg m}^{-3}$), como se identifica en el gradiente de la anomalía de la densidad potencial (Figura 4.2B).

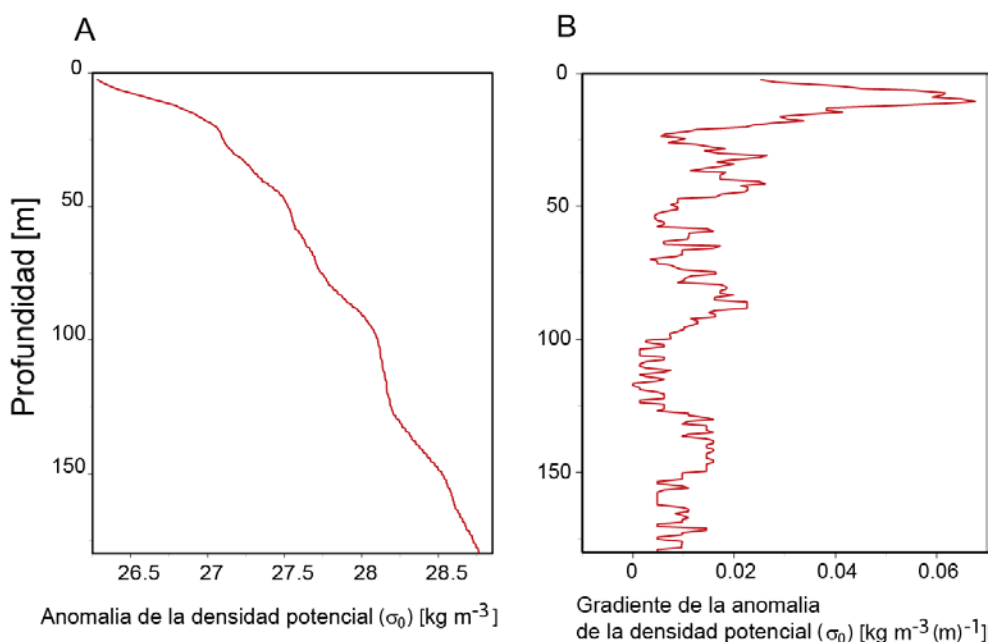


Figura 4.2. (A) Perfil de la anomalía de la densidad potencial obtenido a partir de los datos de XCTD. (B) Perfil del gradiente de la anomalía de densidad potencial con relación a la profundidad. Se identifican los mayores valores en superficie, debido a factores atmosféricos, mientras que en profundidad las variaciones son menores.

A partir de los datos del XCTD se obtuvo el perfil de frecuencia de flotabilidad (N) (Ecuación 2.4), que define la estabilidad del sistema en la columna del agua (Thorpe, 2005). Se obtuvo un valor medio de 5 cph ($\sim 1.38 \times 10^{-3} \text{ Hz}$) calculado entre los 35 m y 110 m de profundidad (Figura 4.3). Conociendo el valor medio de N , se puede definir su escala de acción en

dirección vertical y horizontal. Estas escalas representan la energía cinética del fluido en movimiento (Hua Li, 2001).

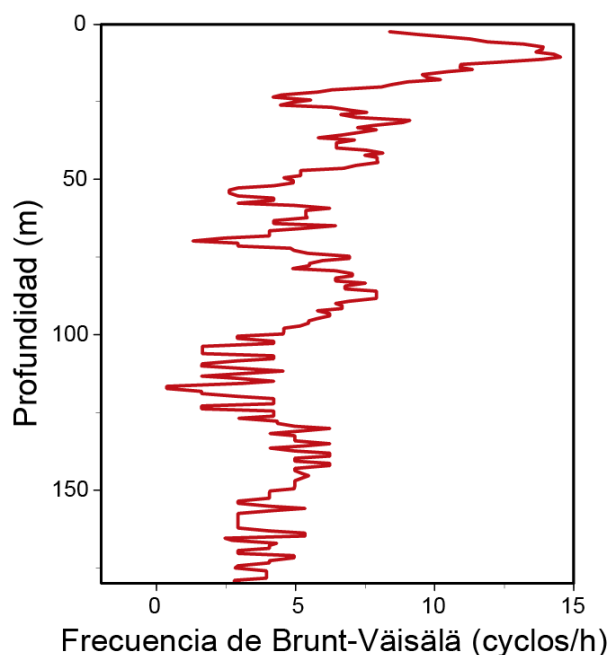


Figura 4.3. Frecuencia de flotabilidad (N), obtenida a partir de datos de XCTD, registrado simultáneamente a la adquisición sísmica en la campaña IMPULS.

La escala de flotabilidad vertical (l_{NV}) o número crítico vertical, determina la capa crítica de transferencia de energía mediante la interacción de las ondas internas (Munk, 1981). La escala se calcula mediante la siguiente relación:

$$l_{NV} = \frac{\Delta U}{N} \quad (4.2)$$

Reemplazando valores se obtiene un valor para la escala vertical de $l_{NV} \approx 15 \text{ m}$. Esta es la longitud crítica vertical, que hace referencia al grosor crítico de las capas de cizalla donde pueden romper las ondas internas. La ruptura y colapso de este tipo de estructuras en un sistema con gradientes de densidad, generan la llamada turbulencia estratificada (e.g. Gregg, 1989; Riley y Lindborg, 2008).

Además de su efecto en el plano vertical, también se puede determinar su efecto en el plano horizontal. Generalmente, este se estima mediante la siguiente relación (e.g. Waite, 2011).

$$l_{Nh} = 2\pi \frac{\Delta U}{N} \quad (4.3)$$

Reemplazando los valores se obtiene un valor crítico horizontal de $l_{Nh} \approx 93 \text{ m}$. Se puede considerar este valor como el punto de inflexión donde los regímenes empiezan a verse afectados de forma directa por la flotabilidad en la escala horizontal.

Entre las variables que permiten describir el estado del océano interior, se encuentra el número de Richardson (Ecuación 2.12). Considerando los valores medios registrados en el Mar de Alborán (datos de XCTD y ADCP) entre las profundidades donde se realiza el cizallamiento (35 - 110 m), se obtiene un $Ri \approx 0.19$, que corresponde a sistemas inestables. Otra variable destacable es el número de Froude (Ecuación 2.11) que adquiere un valor $F_r \approx 2.3$, para la zona de estudio, permitiendo afirmar que el sistema se encuentra en un régimen de transición.

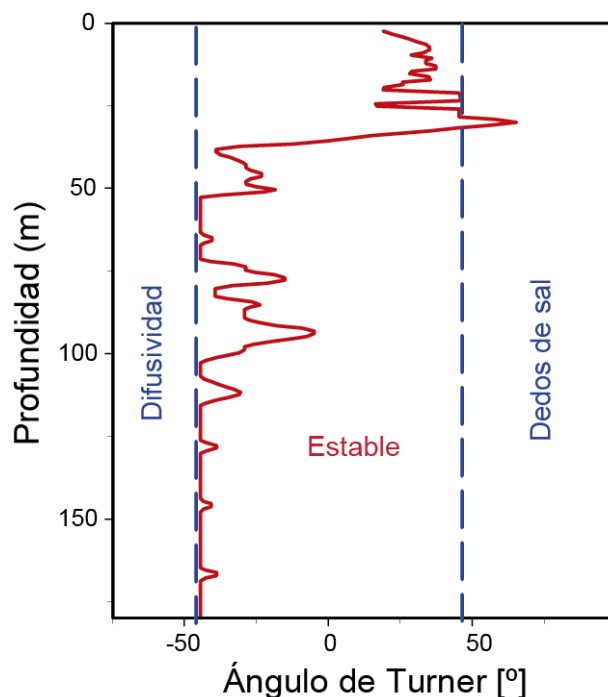


Figura 4.4. Ángulo de Turner obtenido a partir de datos de XCTD que permite identificar regiones de estabilidad. Se identifica el nivel de estabilidad por debajo de los 35 m.

Otro aspecto a analizar es el nivel de estabilidad del sistema océano, que puede ser determinado mediante el ángulo de Turner (Ruddick, 1983).

$$T_u = \tan^{-1}[(\alpha\delta_z T - \beta\delta_z S)(\alpha\delta_z T + \beta\delta_z S)] \quad (4.4)$$

Donde β es el coeficiente de contracción salina, α es el coeficiente de contracción térmica, T la temperatura, y S la salinidad. A partir de los datos de XCTD, se calculó el ángulo de Turner (Figura 4.4).

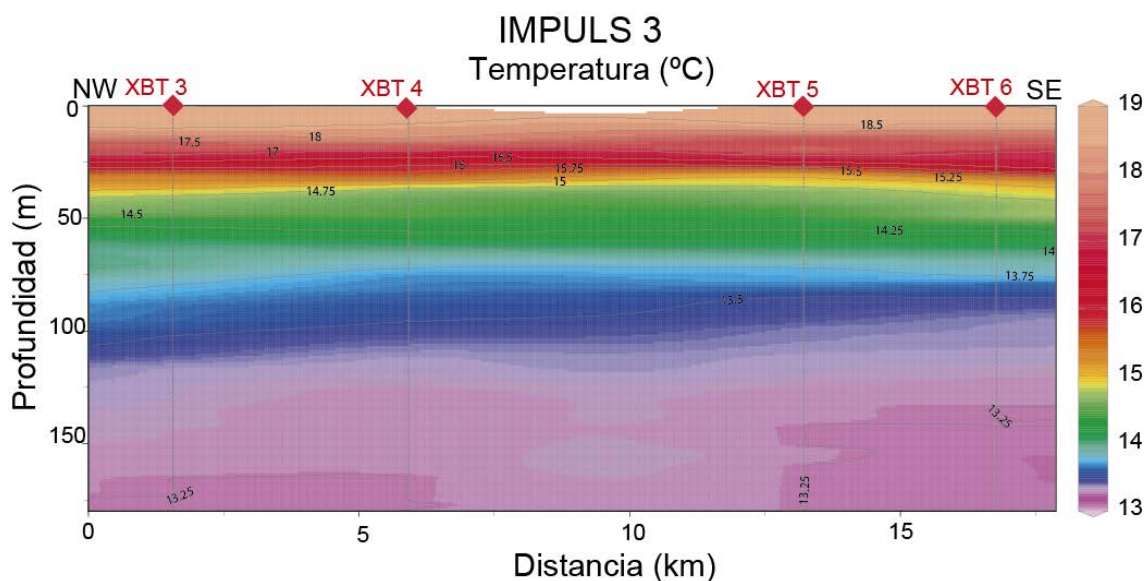
De la Figura 4.4 se interpreta que por debajo de ~ 35 m el sistema se encuentra principalmente en el límite entre estabilidad y difusividad. Como este cálculo se realizó solo en un punto específico, no se puede generalizar la ausencia, ni presencia de difusividad en la región de estudio, de forma que las variaciones en la densidad, pueden verse afectadas por procesos convectivos.

4.1.2 XBT

Aunque los datos de XBT, se han utilizado fundamentalmente para definir los modelos de velocidad en el procesado de los datos sísmicos, se pueden realizar interpolaciones entre los perfiles para identificar los patrones de temperatura y velocidad del sonido, presentes al momento de adquirir los datos sísmicos (Figura 4.5).

La interpolación de los perfiles de XBTs, permite generar una imagen con unos contrastes laterales suaves. Se distingue en la Figura 4.5 la variabilidad que presentan las masas de agua al aumentar la profundidad, identificándose los principales cambios de temperatura y velocidad del sonido alrededor de los $\sim 40\text{ m}$ y $\sim 100\text{ m}$, donde se encuentran los límites de los rasgos característicos de la AW y MW. La variación en temperatura es gradual, disminuyendo a medida que aumenta la profundidad. La velocidad del sonido disminuye a medida que aumenta la profundidad, hasta un límite donde los efectos de la presión son significantes y la temperatura disminuye rápidamente (Cushman-Roisin y Beckers 2007). Este límite se encuentra en promedio alrededor de $\sim 130\text{ m}$, donde el efecto de la presión contrarresta la temperatura, lo que se traduce en un aumento en la velocidad del sonido. En general la estructura interna, se ajusta a lo esperado según los datos del WOA 2013.

A



B

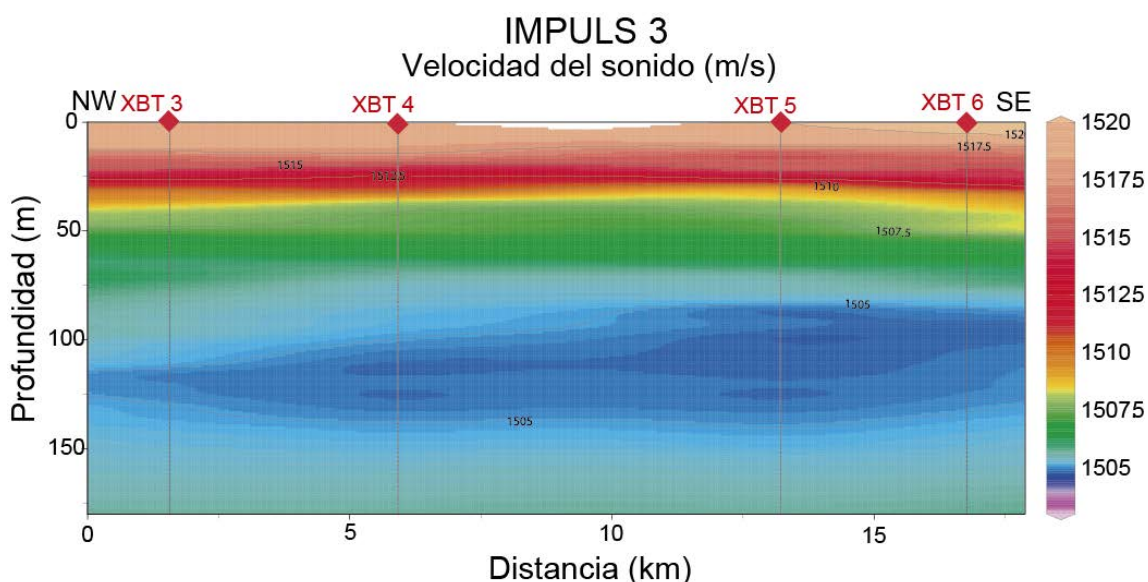


Figura 4.5 (A) Sección de temperatura y (B) velocidad del sonido en profundidad interpolado, a partir de datos de XBTs, lanzados sobre la zona sur del perfil IMPULS 3 Ver Figura 3.1 para la localización del perfil. Las secciones de los otros perfiles XBT interpolados se presentan en las Figuras A4.2 y A4.3 (Anexo 4).

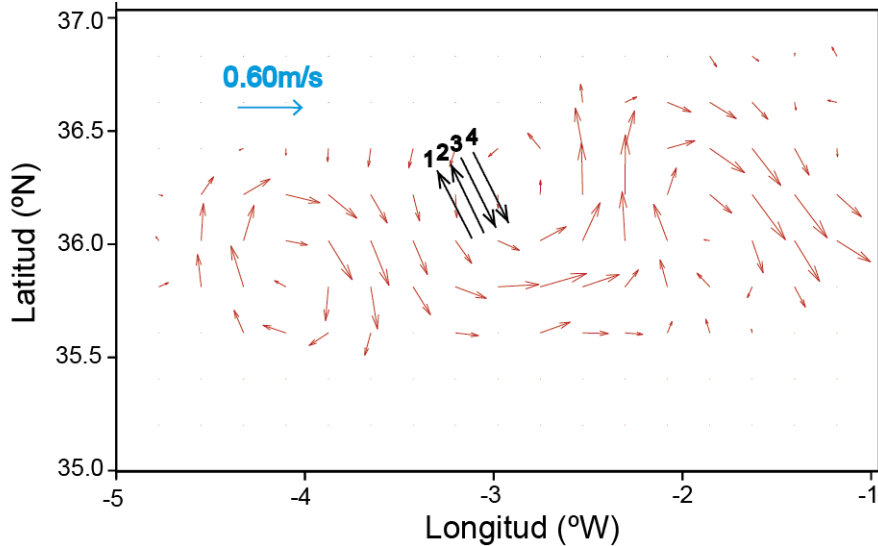
4.1.3 Datos de satélite y boyas

A partir de datos de topografía dinámica satelitales, se identifica que la zona en donde se adquirieron las líneas sísmicas durante la campaña IMPULS, se encontraban directamente afectadas por un giro ciclónico en el momento de la adquisición. Este tipo de giro produce el bombeo de Ekman, que genera el ascenso de la termoclina (e.g. Flexas et al., 2006), de forma que pueden identificarse estructuras a nivel somero que en otras condiciones estarían a mayor

profundidad. Así, se observa una altura dinámica negativa o baja energía potencial, alcanzando valores de -16 cm para la región (Figura 4.6B).

A

Velocidad geostrofica absoluta. Mar de Alborán (17 mayo 2006)



B

Topografía dinamica absoluta. Mar de Alborán (17 mayo 2006)

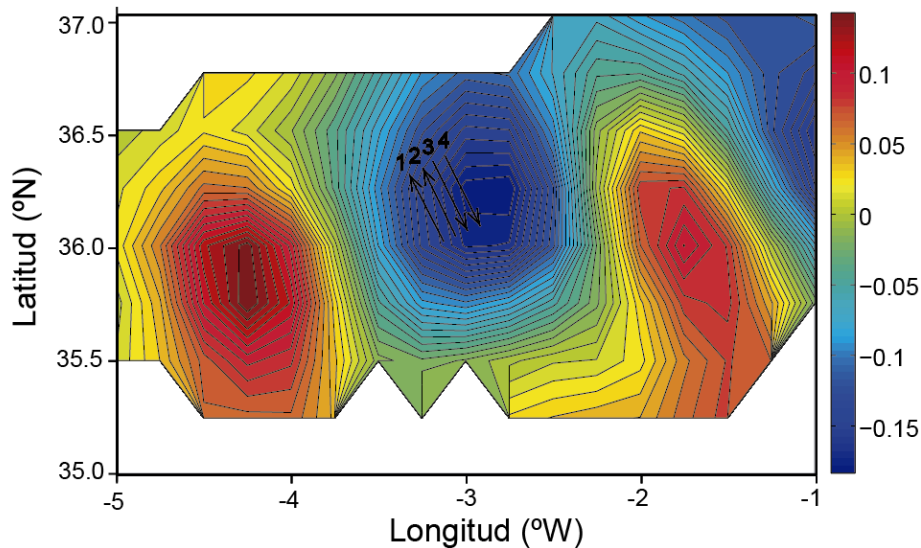


Figura 4.6. Localización de las líneas IMPULS y su sentido de adquisición, sobre el mapa de velocidades geostroficas (A) y topografía dinamica absoluta en metros (B), presente en el Mar de Alborán, para el 17 de mayo de 2006 a las 0:00 am. Datos distribuidos por Aviso, con el apoyo de CNES (<http://www.aviso.altimetry.fr/duacs/>) y visualizados con MATLAB R2013B.

Los datos de velocidad geostrofica obtenidos a partir de los satélites alcanzan los $\sim 0.2\text{ ms}^{-1}$. La dirección de las mismas es casi paralela a la de las líneas sísmicas. Cabe mencionar que la adquisición de las líneas sísmicas se realizó en sentidos diferentes (Figura 4.6A). Lo anterior

indica que además de los procesos y estructuras isótropos, los procesos anisótropos que puedan ser identificados, deben estar propagándose en su componente principal en una dirección similar, sin que el sentido de la adquisición de los perfiles sísmicos sea un factor relevante. Este aspecto se considera ya que en promedio, la velocidad de adquisición ($\sim 10 \text{ ms}^{-1}$) es de un orden de magnitud mayor que la de la corriente ($\sim 1 \text{ ms}^{-1}$), lo que permite realizar un registro altamente sinóptico según la escala de los diferentes procesos (Tabla 3.2). A medida que aumenta la profundidad, la variación de la velocidad en dirección es pequeña respecto a su magnitud (e.g. Bryden y Stommel, 1982; Font et al., 2002).

Los datos de topografía dinámica y velocidad geostrófica absoluta, son similares a los presentados en el trabajo realizado por Bouzinac et al. (2003), en el cual se hace un repaso histórico de los satélites *TOPEX/POSEIDON* y *ERS 2*. Identifican para la región la presencia de los giros anticiclónicos y las velocidades de corriente que presenta un valor medio de $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$.

La capa de AMW se encuentra fuertemente estratificada (Figura 4.1), lo que influencia variaciones en la MW de densidad y velocidad del sonido a medida que aumenta la profundidad. Los cambios en densidad generan a su vez cambios en los patrones de velocidades geostróficas en las diferentes capas, las cuales pueden ser determinadas mediante la siguiente relación:

$$\delta U_i = \frac{g}{f} \left(\frac{\delta \rho_i}{\rho} \right) \tan \gamma \quad (4.5)$$

Donde i es la profundidad de cálculo y γ el ángulo entre la superficie isobara y la superficie del mar. Esta relación indica si hay balance en el campo de densidades a favor de la fuerza de Coriolis, de forma que las masas de agua se muevan perpendiculares al gradiente de densidad. El patrón de velocidad geostrófica se presenta en la Figura 4.6A, alcanzando valores de $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$ en superficie sobre la región.

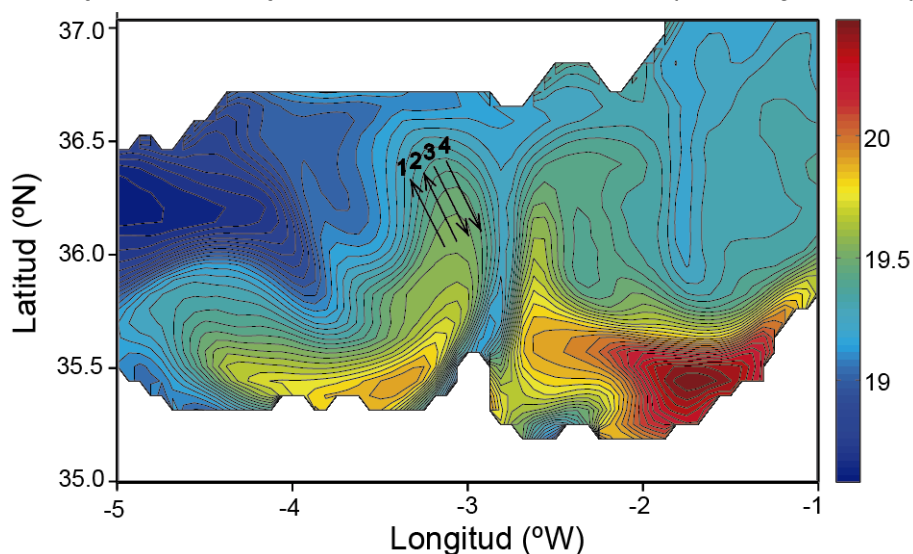
El grado de relación en que el balance geostrófico se puede aplicar, depende del número de Rossby (R_o) (Ecuación 2.17). En Cushman-Roisin y Beckers (2007) se describe que valores de $R_o > 1$, se pueden relacionar con altos valores de difusividad diapirica, si el sistema se encuentra regido por condiciones baroclinas. A la latitud media donde fueron obtenidos los perfiles IMPULS ($\sim 36^\circ N$), la frecuencia de Coriolis es $f \approx 8.6 \times 10^{-5} \text{ Rad s}^{-1}$ ($1.37 \times 10^{-5} \text{ Hz}$). Considerando la hipótesis de Taylor, se puede determinar la incidencia espacial del factor de Coriolis mediante la siguiente relación:

$$l_f = 2\pi \frac{\Delta U}{N} \quad (4.6)$$

Donde ΔU es la variación media de la velocidad RMS en profundidad. Para calcularla se utilizaron los datos del ADCP de la campaña SAGAS. A partir del perfil en profundidad de la velocidad media total, se calculó su variación en profundidad cada $\sim 8 \text{ m}$, intervalo común de promediado para filtrar datos erróneos y espurios, obteniendo un valor medio de $\Delta U \approx 0.02 \text{ m/s}$. Reemplazando valores se obtiene $l_f \approx 9.2 \text{ km}$.

A

Temperatura superficial. Mar de Alborán (17 mayo 2006)



B

Clorofila. Mar de Alborán (17 mayo 2006)

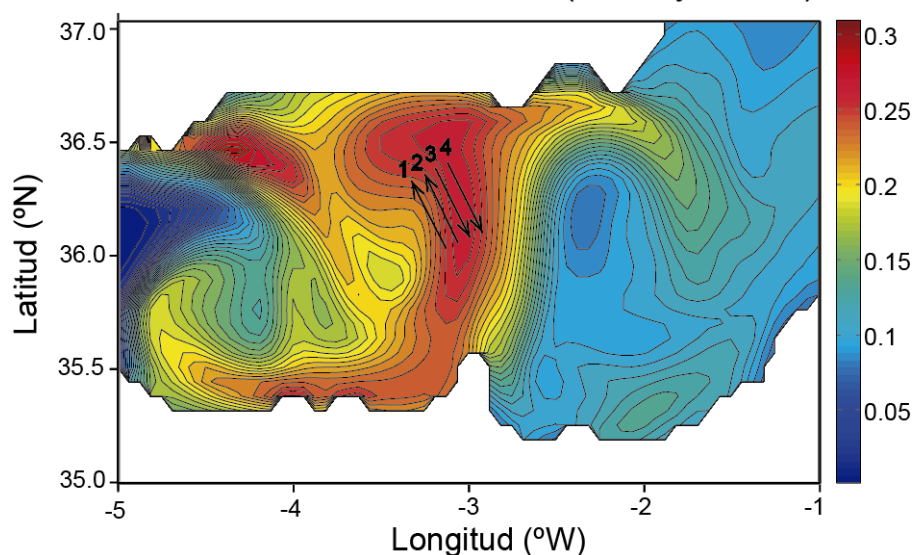


Figura 4.7. Localización de las líneas IMPULS y su sentido de adquisición sobre los mapas de (A) temperatura superficial y (B) clorofila el 17 de mayo de 2006 a las 0:00 am. Datos distribuidos por MyOcean, (CMEMS) (<http://www.marine.copernicus.eu>) y visualizados con MATLAB R2013B.

Considerando velocidades medias de corriente del Mar de Alborán (0.207 ms^{-1} como se indicó en la sección 3.3.1) y su efecto en escalas intermedias ($\sim 1 \text{ km}$, que es la principal escala de incidencia de las ondas internas), se obtiene $R_o \approx 15.1$. Este valor confirma que se pueden presentar altas tasas de mezcla, permitiendo esperar altos valores de difusividad diapicna debido a los movimientos ageostróficos en la zona de estudio.

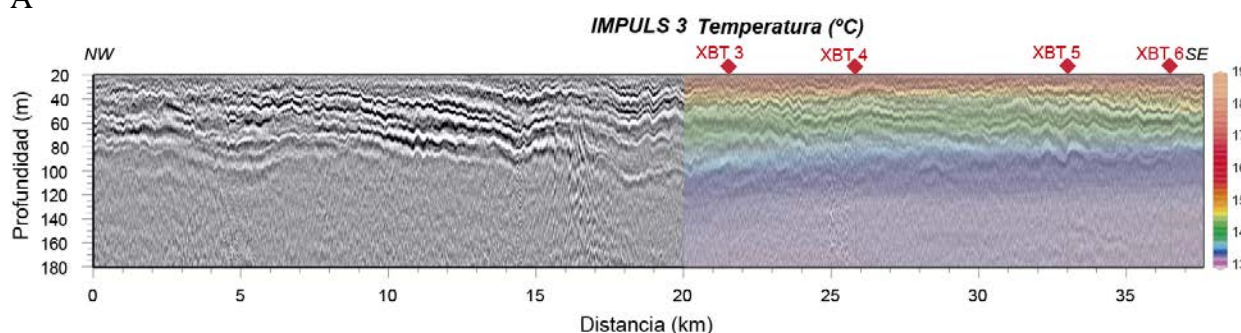
La base de datos provista por el Copernicus *Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS), provee de forma efectiva información para investigar la variabilidad temporal y espacial de un sistema en amplias zonas del océano, dado su punto de vista sinóptico. El análisis de temperatura superficial (SST) y clorofila (CHL) (Figura 4.7), se realizó a partir de esta base de datos.

La parte norte y central de la cuenca de Alborán, presenta los más altos valores de concentración de clorofila ($\sim 0.3 \text{ ml m}^{-3}$), justo en las mismas áreas donde ya fue identificado el giro ciclónico y donde el mapa de SST, muestra los valores menores de temperatura (~ 19.3 °C). Se interpreta una actividad de surgencia que asciende a menores profundidades las estructuras termohalinas en esta región, por registrar valores de clorofila mayores y de temperatura menores que las aguas que los rodean. Esta información es consistente con la registrada y presentada por Garcia-Gorriz y Carr (1999), quienes registraron bajas temperaturas y episodios de viento en dirección este en el Mar de Alborán, relacionando los valores obtenidos con el bloom de fitoplancton presente por el ascenso de aguas cargadas de nutrientes. Este tipo de afloramientos se pueden relacionar con los datos del presente trabajo, debido a la presencia de aguas frías para el Mediterráneo a nivel somero (13.5 °C a los 50 m) y episodios de viento componente oeste-sur-oeste, que generan mayor oleaje en la región (sección 2.1). Esta última medida se obtiene por la boya ubicada en el cabo de Gata (Figura 3.5). Shirasago y Font (1997), indican valores similares de temperatura comparando datos satelitales y de CTD. Además identifican que con condiciones de viento $> 2 \text{ m s}^{-1}$ ya se presentan diversas estructuras termohalinas como los giros anticiclónicos y el ingreso del AJ, situación que se registra en el Mar de Alborán para la época de estudio (hasta $\sim 8 \text{ m s}^{-1}$). Estas condiciones de fuertes episodios de viento, junto con la presión atmosférica, catalizan el salto hidráulico en el estrecho de Gibraltar que impulsa la generación de ondas internas (Bruno et. al., 2006).

4.2 COMPARACIÓN ENTRE DATOS HIDROGRÁFICOS TRADICIONALES Y DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL

Las variaciones verticales de reflectividad acústica vienen determinadas en última instancia por las variaciones en el gradiente vertical de las variables de temperatura y salinidad del océano. En un estudio comparativo de la contribución de las diferentes variables a la reflectividad en el océano, Sallarès et al. (2009), demostraron que la temperatura y la salinidad contribuyen en un 80% y 20% respectivamente a la reflectividad en promedio; y comparando velocidad del sonido y densidad las contribuciones eran de un 95% y 5% respectivamente.

A



B

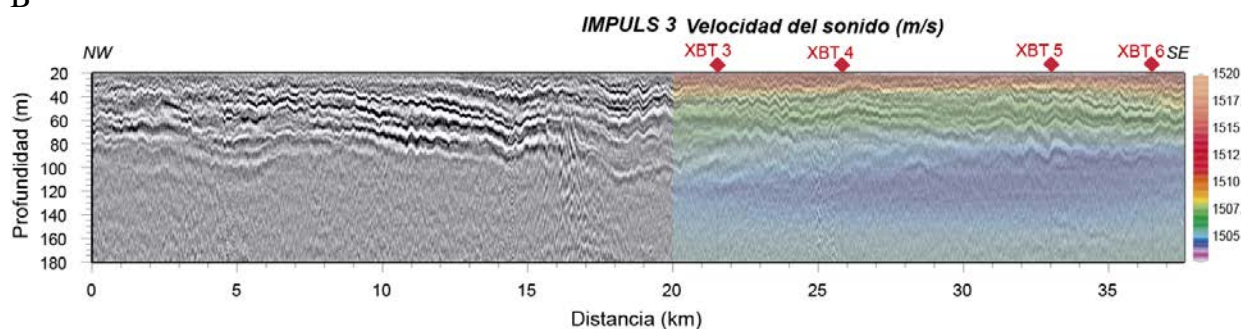


Figura 4.8. Superposición de temperatura y velocidad del sonido interpolada obtenida a partir de los XBTs sobre datos sísmicos en el perfil IMPULS 3. Los rombos rojos indican el punto donde los XBTs fueron desplegados. Las secciones de los otros perfiles sísmicos se presentan en el Anexo 2.

En la Figura 4.8, se presenta la superposición de los perfiles interpolados de XBTs y las imágenes sísmicas. Esta comparación se puede realizar directamente ya que fueron adquiridos simultáneamente en tiempo y espacio. A pesar de la considerable diferencia en la resolución lateral, $10^3 - 10^4 m$ de los datos hidrográficos convencionales frente a $10^0 - 10^1 m$ de los datos sísmicos, la superposición directa entre las imágenes permite identificar que los reflectores laterales coherentes coinciden con la estratificación termohalina, y que la reflectividad se corresponde bien con la zona de mayores contrastes de propiedades, permitiendo dar un sentido oceanográfico a las interpretaciones basadas en los datos registrados con la HR-MCS.

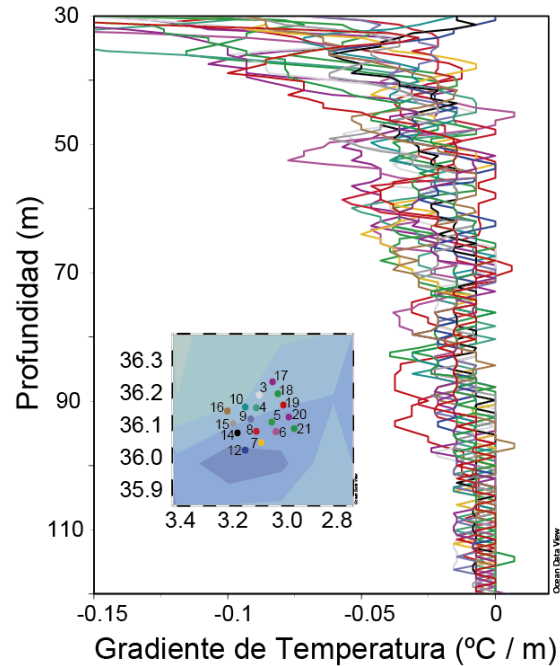
La AW mantiene sus características a nivel superficial como una capa uniforme y bien mezclada, sin estratificación interna, hasta una profundidad de ~ 35 m, y lo mismo ocurre con la MW a partir de ~ 110 m (Figura 4.1). Por tanto toda la alta reflectividad obtenida en los perfiles sísmicos entre los ~ 35 y ~ 110 m, se corresponde aproximadamente con la zona que presenta los mayores gradientes termohalinos, es decir el límite entre las masas de Agua Atlántica y Mediterránea (Figura 4.8). En este rango de profundidades la temperatura varía entre 14.6°C y 13.1°C , y la salinidad entre 36.6 psu y 37.4 psu. En esta zona de transición y mezcla entre la MW y la AW, se origina la llamada AMW. La AMW migra hacia el este y va cambiando su composición por mezcla con aguas Mediterráneas intermedias y Atlánticas. En su viaje al este de la cuenca de Alborán, la AW y AMW aumentan su salinidad, conformando el principal afluente de la corriente Almería-Oran (Allen et al., 2001).

En las Figuras 4.8 y 4.9, también puede observarse que la separación entre los reflectores, que marcan el espesor de las capas con contrastes termohalinos, es bastante uniforme. En profundidad presenta un valor de $5 - 10$ m, variando la separación entre capas sólo en regiones localizadas.

A partir de los $115 - 120$ m de profundidad, la reflectividad disminuye de forma drástica, prácticamente desaparecen los reflectores lateralmente coherentes. Esta observación es consistente con los perfiles de XBTs que presentan gradientes verticales de temperatura mucho menores en estas profundidades (Figura 4.9A). Estas regiones en OS son conocidas como zonas transparentes e indican la ausencia de estructura fina asociada a contrastes termohalinos (Holbrook et al, 2009). Las zonas transparentes se pueden interpretar como aguas ya mezcladas, sin gradientes fuertes de propiedades y sin ningún tipo de estratificación aparente. En cambio, la estratificación observada entre los ~ 35 m y ~ 110 m, refleja la ocurrencia de fenómenos de mezcla.

Al realizar un zoom en la imagen sísmica (Figura 4.9B) y sobreponer unos perfiles del gradiente de temperatura en la localización donde se desplegaron los XBTs, se identifican picos máximos del gradiente de temperatura que se corresponden con máximos en la amplitud de los reflectores. Estos patrones sugieren la presencia de pequeños escalones termohalinos compuestos por hasta cuatro reflectores con un espaciado vertical de $5 - 10$ m. Los reflectores con máxima amplitud representan la interfaz de los gradientes o capas de mezcla, que a estas escalas se deberían ver afectadas por la dinámica de las ondas internas y otros movimientos subinerciales (e.g. Holbrook y Fer, 2005; Krahnmann et al., 2008; Sheen et al., 2009; Holbrook et al., 2013).

A



B

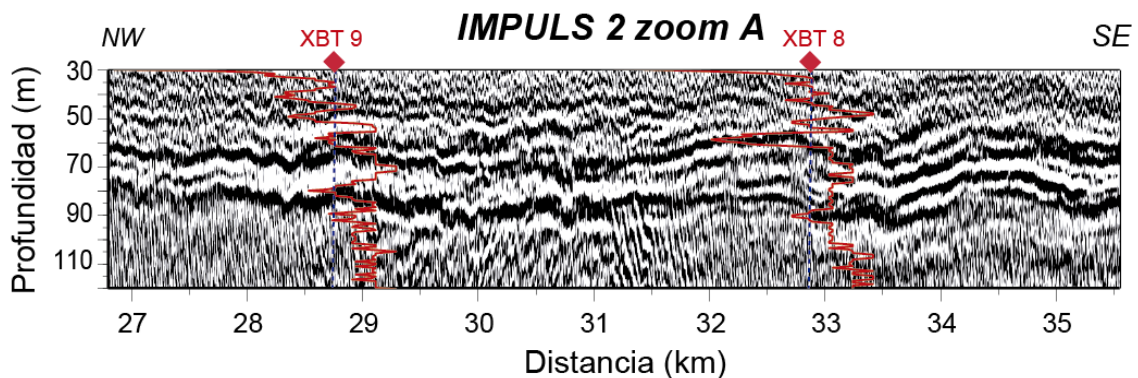


Figura 4.9. (A) Gradiante de temperatura obtenido a partir de los XBTs según su localización de despliegue (líneas y puntos de color, con su número). (B) Superposición de dos perfiles de XBT en su localización de despliegue (rombos rojos), que registran el gradiente de la temperatura (líneas rojas) sobre la imagen sísmica en el perfil IMPULS 2.

De acuerdo a la coherencia horizontal de los reflectores y a su rugosidad, se puede inferir la presencia de diversas estructuras oceanográficas. A nivel visual dominan estructuras periódicas con un rango de amplitudes entre 5 y 20 m, y longitudes de onda entre ~5 y 0.1 km. Este rango de escalas y amplitudes se corresponde al campo de ondas internas, como se discute en detalle en el capítulo 5.

4.3 ANÁLISIS DE LA RELACIÓN SEÑAL-RUIDO EN DIFERENTES BANDAS FRECUENCIALES

Con objeto de asegurar que los registros analizados corresponden a señales coherentes generadas por reflectividad acústica en la estructura termohalina y que, por tanto, no se trata de ruido, se ha realizado un análisis de coherencia lateral de los reflectores identificados. Así es posible distinguir las señales generadas predominantemente por los contrastes termohalinos de aquellas que pudieran ser generadas por otras fuentes, y así mismo, determinar cuál es el rango de frecuencias utilizable de la señal registrada. Para ello, se ha realizado un análisis para calcular la proporción S/N en diferentes bandas frecuenciales dentro del rango principal de frecuencias emitidas por la fuente, que en el caso de IMPULS va desde ~ 10 Hz hasta ~ 280 Hz (Figura 3.18).

La base del análisis consiste en aplicar la correlación cruzada (CC) entre parejas de trazas vecinas en toda la columna de agua. Para cada una se debe distinguir entre las partes donde se identifica señal lateral coherente, que en este caso es entre $20 - 120$ m, de las partes donde no se aprecia esa coherencia lateral, como es entre $120 - 220$ m. Los pasos concretos a seguir para realizar este análisis son los siguientes:

- i) Se realiza un filtrado paso banda a diferentes bandas frecuenciales, como punto inicial para identificar las frecuencias que más aportan a la señal.
- ii) Se calcula la CC entre cada traza sísmica con respecto a sus vecinas, desde las más próximas (distancia lateral de 6.25 m), hasta una distancia de 1250 m para considerar parte del rango mesoescalar. Esto se realiza en primer lugar para el rango de profundidades donde se identifica señal lateral coherente ($20 - 120$ m).
- iii) Se calcula el máximo valor de la CC dentro de la ventana de tiempo correspondiente a la separación media entre reflectores vecinos ($MaxSig_{ij}$). Esta ventana de tiempo tiene un valor medio $t_{CC} = 10$ ms, para cada pareja de trazas.
- iv) Se calcula el valor medio de $MaxSig_{ij}$ para cada traza sísmica, a lo largo de todo el perfil ($AvMaxSig_{ij}$).
- v) Se repiten los pasos ii) hasta iv) para una sección donde no se identifique señal lateral coherente, en este caso se seleccionó el rango entre $120 - 220$ m. Este es el rango considerado ruidoso. Así se obtiene $AvMaxNoise_{ij}$.
- vi) Se calcula la proporción $S/N_i = AvMaxSig_{ij} / AvMaxNoise_{ij}$ para cada traza sísmica.
- vii) Se calcula el valor medio de S/N_i para todas las trazas $\langle S/N_i \rangle = S/N$
- viii) Se repiten los pasos i) a vii) para cada una de las bandas frecuenciales seleccionadas.

El esquema anterior fue aplicado a todos los perfiles sísmicos en las siguientes bandas frecuenciales: 10-40 Hz, 40-80 Hz, 80-120 Hz, 120-160 Hz, 160-200 Hz, 200-240 Hz, 240-280 Hz. De los resultados obtenidos, se desestiman los valores $S/N < 8$ y $AvMaxSig_{ij} < 0.5$, obtenidos en los perfiles IMPULS 1 y 4, que se consideran excesivamente ruidosos para identificar la posición del reflector de forma correcta, a diferencia de los perfiles IMPULS 2 y 3. Como se muestra en la Tabla 4.1, siguiendo los criterios mencionados, la proporción S/N aún es demasiado baja para las bandas frecuenciales de 10-40 Hz y de 240-280 Hz. Para el resto de bandas frecuenciales la proporción S/N es satisfactoria. Por ello, se aplica un filtro pasabanda entre 40-240 Hz en los perfiles IMPULS 2 y 3 de HR-MCS previamente a identificar, seleccionar y analizar los reflectores.

| Frequency band (Hz) | $AvMaxSig (\cdot 10^{-5})$ | $AvMaxNoise (\cdot 10^{-5})$ | S/N |
|---------------------|----------------------------|------------------------------|------|
| 10-40 | 0.7 | 0.5 | 1.4 |
| 40-80 | 16 | 1.6 | 10 |
| 80-120 | 7 | 0.7 | 10 |
| 120-160 | 3 | 0.35 | 8.5 |
| 160-200 | 2 | 0.07 | 28.5 |
| 200-240 | 0.8 | 0.02 | 40 |
| 240-280 | <0.1 | 0.01 | 6.5 |

Tabla 4.1. Valores de Señal-Ruido (S/N) obtenidos en las diferentes bandas frecuenciales aplicadas en el análisis como se describe en el texto. En relación a las imágenes sísmicas (perfil IMPULS 3) mostradas en la Figura A5.1. (Anexo 5)

4.4 IDENTIFICACIÓN DE LOS REFLECTORES ACÚSTICOS

Como explico en la introducción, mi hipótesis de trabajo es que las ondulaciones que presentan los reflectores acústicos reflejan las oscilaciones de la estructura fina termohalina generadas por la dinámica oceánica. En situaciones en las que no existen frentes termohalinos, sino estratificación vertical, como es el caso de la zona de estudio, se puede asumir que las isopícnas son paralelas a las termoclinas y por tanto, paralelas a los reflectores acústicos (Biescas et al 2014). Esta hipótesis de trabajo ha sido utilizada en todos los trabajos anteriores de análisis espectral de reflectores acústicos, como en Krahnmann et al. (2008); Sheen et al. (2009); Fer et al. (2010); o Holbrook et al. (2013). Por consiguiente, y al igual que en los trabajos mencionados, en este trabajo he asumido que el desplazamiento vertical de las isopícnas se corresponde con la variación en profundidad de los reflectores sísmicos, según se aprecia en los perfiles de densidad de la Figura 4.10.

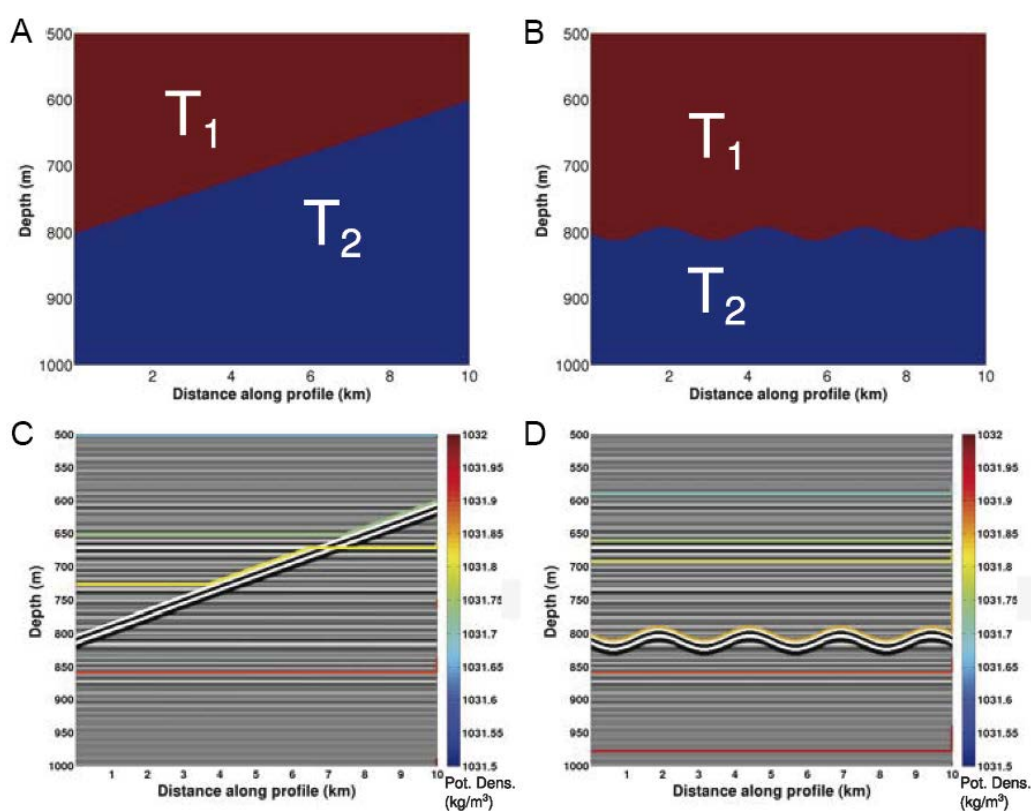


Figura 4.10 Modelo sintético de dos temperaturas $T_1=10.2^\circ\text{C}$ y $T_2=10^\circ\text{C}$ con (A) un gradiente lateral predominante y (B) un gradiente vertical predominante. (C) La reflectividad acústica sintética del modelo de las isopícnas obtenido en 4.10a. (D) La reflectividad acústica sintética del modelo de las isopícnas obtenido en 4.10b. Los contornos de colores corresponden a los valores de densidad potencial. Se aprecia la continuidad en la reflectividad acústica y densidad potencial cuando el sistema presenta un gradiente vertical dominante (Biescas et al., 2014).

Asumiendo así que los reflectores acústicos representan la geometría de las isopícnas, y que por lo tanto el análisis de sus oscilaciones debe permitir inferir propiedades dinámicas del

sistema, se han seleccionado y digitalizado aquellos horizontes con una coherencia lateral mínima de 1250 m, para asegurar que todos los reflectores seleccionados contribuyen igualmente en todo el rango de números de onda analizado. De aquí en adelante denomino “horizontes” a aquellos reflectores que han sido digitalizados. A estos horizontes se les permite tener un vacío de señal del equivalente a dos trazas consecutivas (máxima separación lateral de 12.5 m. dado que cada traza está separada 6.25 m.) para evitar la incidencia de trazas espurias en la digitalización. En aquellos sitios donde se encuentra un vacío, se realiza una interpolación lineal entre las trazas contiguas para que todos los reflectores tengan el mismo muestreo lateral.

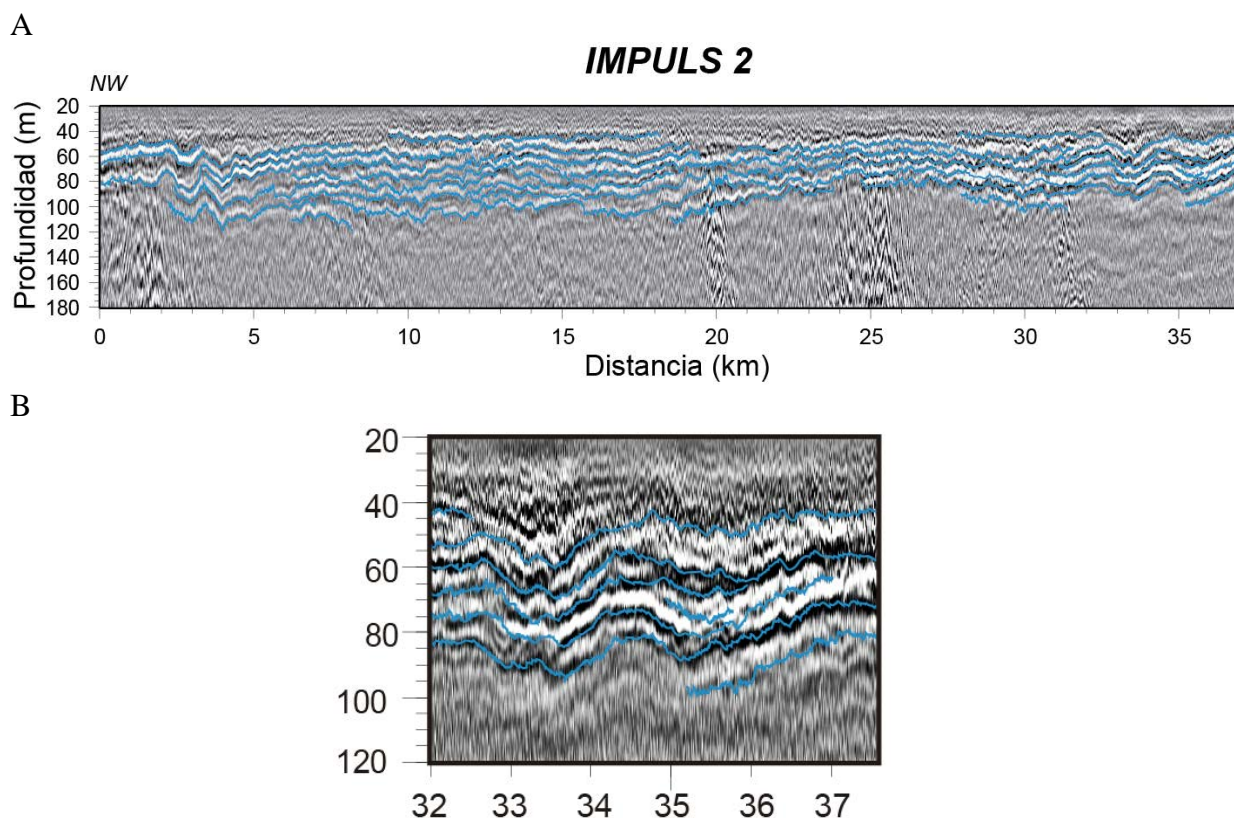


Figura 4.11. (A) Superposición de reflectores picados manualmente (líneas azules), sobre el perfil sísmico IMPULS 2. (B) Zoom de los horizontes seleccionados manualmente para el perfil IMPULS 2.

Para minimizar el riesgo de que aparezcan en el análisis artefactos debidos a errores sistemáticos en la identificación de los reflectores, se han utilizado dos métodos distintos en la digitalización de los horizontes: uno manual y otro automático. A continuación se describen ambos métodos, que se han aplicado utilizando distintos módulos del programa de procesado de datos sísmicos *Globe Claritas*.

En el **método manual** se seleccionaron los reflectores que siguen una amplitud sísmica similar, mediante correlación visual de los picos de las ondas, permitiendo un desplazamiento vertical entre trazas consecutivas de hasta 4 ms (6 m). Para esto se busca identificar el pico de

amplitud más cercano a medida que se seleccionan picando manualmente. Siguiendo los picos más cercanos se obtienen por ejemplo las Figuras 4.11 y 4.12.

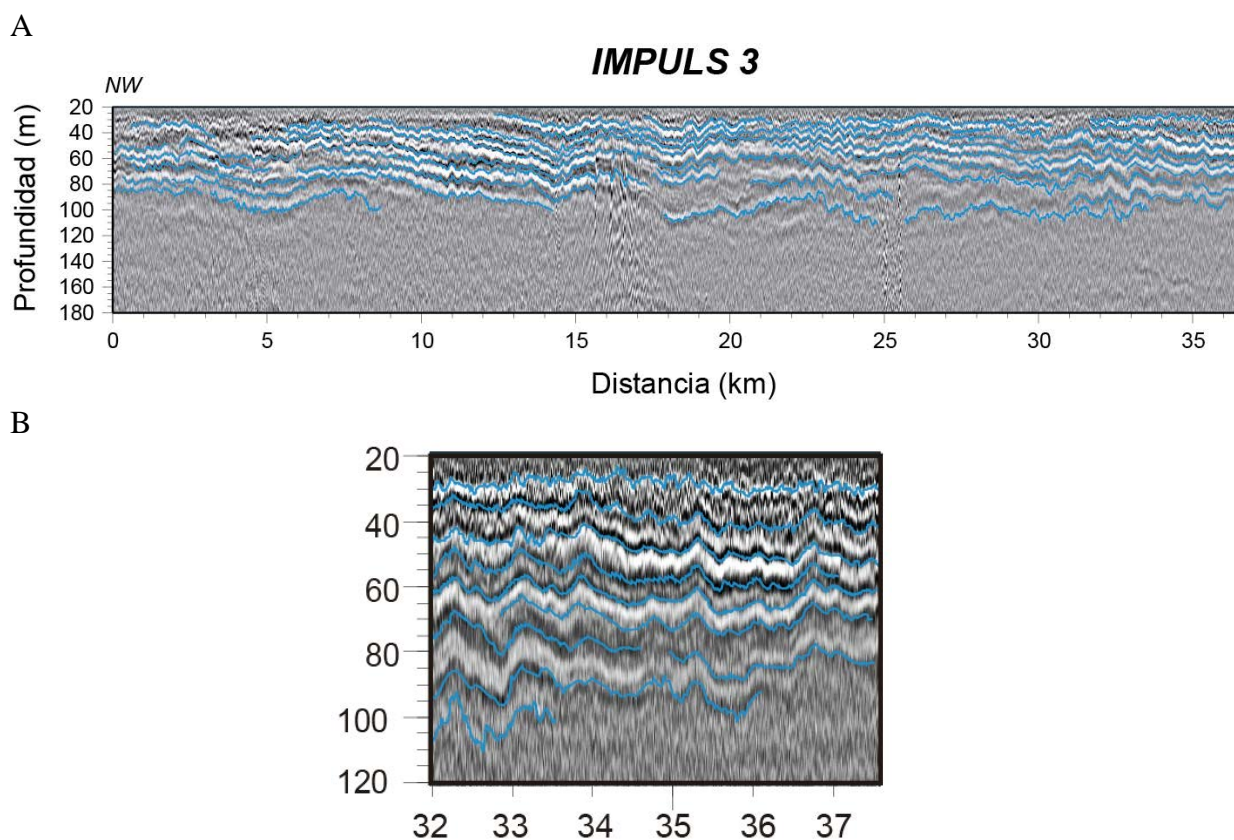


Figura 4.12. (A) Superposición de reflectores picados manualmente (líneas azules), sobre el perfil sísmico IMPULS 3. (B) Zoom de los horizontes seleccionados manualmente para el perfil IMPULS 3.

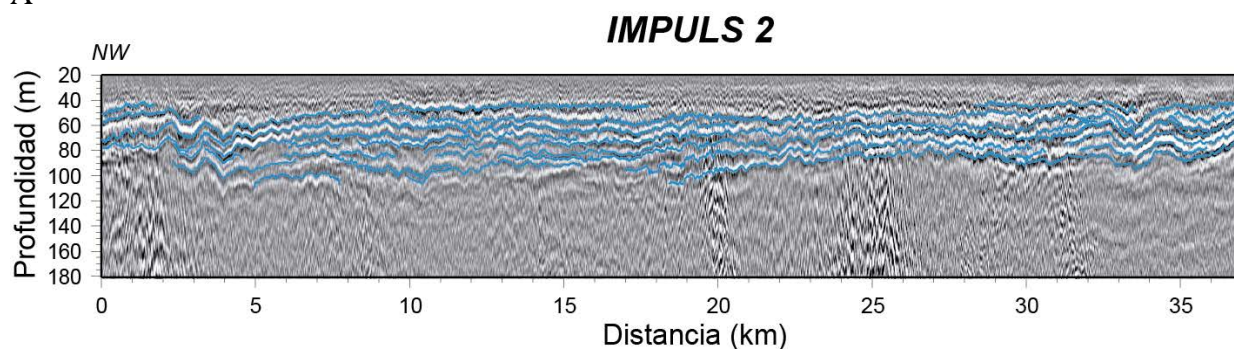
La **digitalización automática**, se ha realizado mediante el modulo función de correlación cruzada (*Cross-correlation function*; XCF) del programa *Globe Claritas*. El seguimiento lateral de los reflectores se basa en maximizar una función de correlación cruzada entre trazas adyacentes de acuerdo a la siguiente expresión:

$$r_{y_1 y_2}(k) = \frac{[var(y_1) \times var(y_2)]}{[var(y_1) \times var(y_1)]^{1/2} \times [var(y_2) \times var(y_2)]^{1/2}} \quad (4.7)$$

Donde *var* hace relación al cálculo de la varianza, y $k = 0, +1, +2, \dots$. En este caso se consideró como criterio un desplazamiento máximo vertical entre trazas adyacentes de 2 ms (3 m), el cual permite seguir los picos de amplitud más cercanos. El poder trabajar con una ventana vertical pequeña, permite mejorar la precisión en la que se siguen los reflectores. La digitalización de un mismo horizonte finaliza cuando no se encuentran picos alineados en más de tres trazas consecutivas, pasándose entonces al siguiente horizonte. Con este método, se obtienen resultados análogos, aunque más robustos (más horizontes y mejor seguimiento

de amplitud sísmica similar) que mediante el picado manual, como se aprecia en las Figuras 4.13 – 14.

A



B

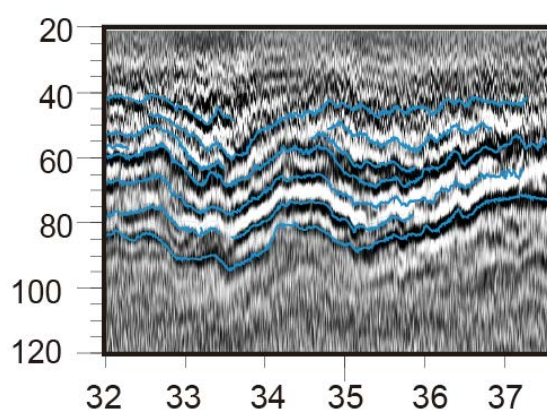


Figura 4.13. (A) Superposición de reflectores picados automáticamente (líneas azules), sobre el perfil sísmico IMPULS 2. (B) Zoom de los horizontes seleccionados automáticamente para el perfil IMPULS 2.

Con vista a la realización del análisis espectral, de entre todos los perfiles procesados se han digitalizado los dos que muestran la mejor relación S/N. Como se ha mencionado anteriormente, estos son los perfiles IMPULS2 e IMPULS3 (Figura 3.33), que son en los que se identifica con mayor claridad, amplitud y longitud, reflectores ondulantes coherentes lateralmente. Estos perfiles se registraron entre las 5:06 - 9:15 horas (hora local) del 17 de mayo de 2006 y entre las 23:43 del 16 de mayo a las 4:00 (hora local) del 17 de mayo de 2006 respectivamente. Cabe destacar que entre ambos perfiles se presenta una alta sinopticidad, ya que fueron registrados de forma consecutiva en un tiempo total de solo 10 horas. Teniendo presente la frecuencia a la cual se realiza el muestreo con el HR-MCS y la velocidad media a la que se desplazan las estructuras mesoescalares como las ondas internas, $C_{IW} \approx 1 \text{ ms}^{-1}$ (Thorpe, 2005), se puede asegurar que se da este alto nivel de sinopticidad al realizar el registro.

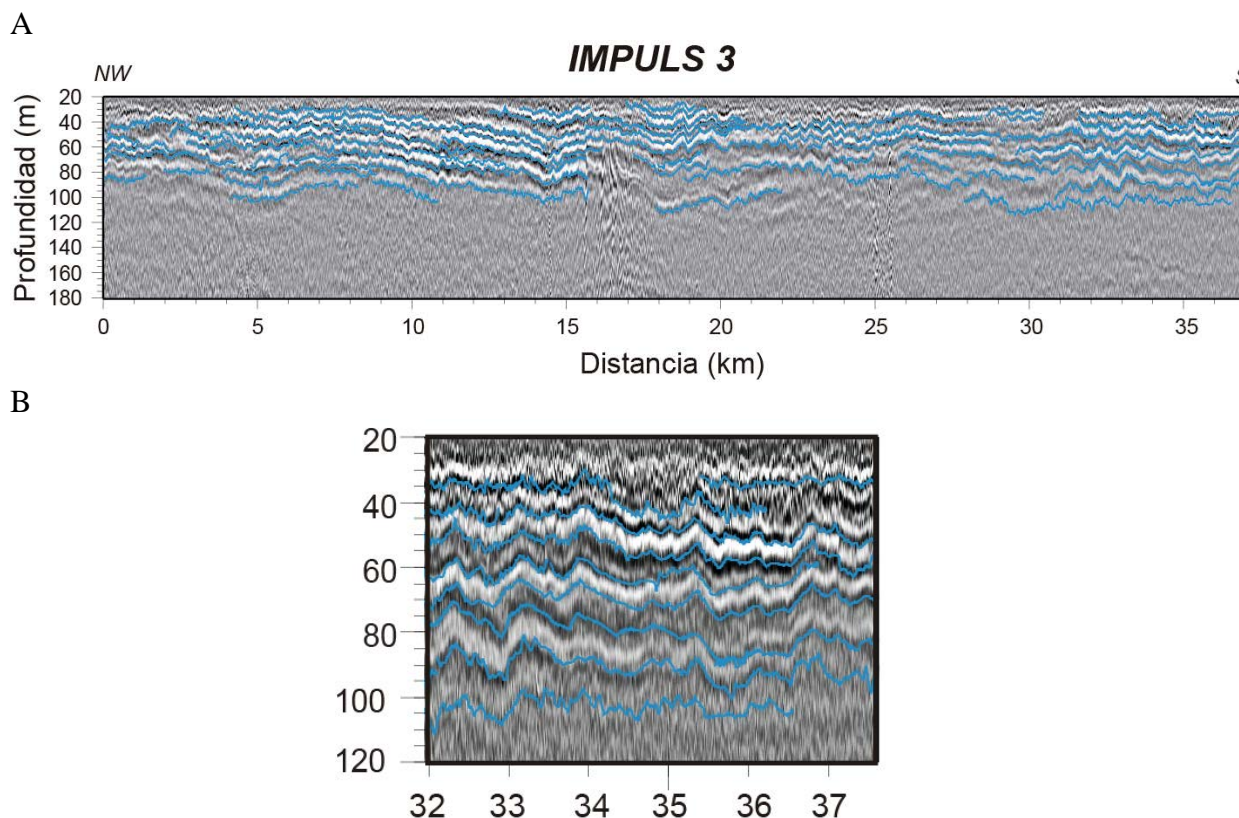


Figura 4.14. (A) Superposición de reflectores picados automáticamente (líneas azules), sobre el perfil sísmico IMPULS 3. (B) Zoom de los horizontes seleccionados automáticamente para el perfil IMPULS 3.

En total se han seleccionado 47 horizontes para el perfil IMPULS 2, y 70 horizontes para IMPULS 3, que cumplen los requisitos anteriormente mencionados. Una vez digitalizados los 117 horizontes, se revisaron para detectar y eliminar cualquier posible pico o señal espuria. El siguiente paso, que se explica en la sección 4.5, consiste en realizar un análisis espectral en dirección horizontal de los desplazamientos verticales de los distintos horizontes (isopicnas), de forma que se pueda caracterizar el comportamiento dinámico de las estructuras identificadas en los distintos rangos escalares.

4.5 ANÁLISIS ESPECTRAL DE LOS DESPLAZAMIENTOS VERTICALES DE LOS REFLECTORES ACÚSTICOS DIGITALIZADOS

Los reflectores acústicos digitalizados representan una serie espacial, por tanto para el análisis espectral se asume la transformación o hipótesis de Taylor. Esta transformación plantea que un sistema puede ser estudiado mediante un análisis de frecuencias o un análisis espacial, presentando ambos efectos equivalentes cuando la intensidad turbulenta es pequeña comparada con la velocidad media del flujo (U) en cuestión (Taylor, 1937). En este caso, la respuesta temporal en un punto fijo, se puede ver como el resultado de un patrón espacial convectivo que no cambia al pasar a una velocidad U (Moin, 2009). Esta transformación corresponde a la siguiente relación.

$$U = F\lambda = \frac{\omega}{k_x} \quad (4.8)$$

$$F = \frac{\omega}{2\pi} \quad (4.9)$$

$$k_x = \frac{2\pi\sigma}{U} \quad (4.10)$$

Donde F es la frecuencia, λ es la longitud de onda, ω es la frecuencia de oscilación y k_x es el número de onda. Esta transformación puede ser utilizada en la zona de estudio, debido a que la velocidad media horizontal y nivel de cizalla es mayor que las perturbaciones verticales.

El espectro de densidad de energía realiza una descripción estadística del campo de ondas en estudios de interacción no lineal. Entre este tipo de interacciones se encuentra la propagación acústica y la parametrización de mezcla (Filonov et al., 2007). Así que un análisis espectral permite medir la energía disponible en cada rango espacial, como por ejemplo el campo de las ondas internas (Katz y Briscoe, 1979) (Figura 4.15). En cada rango espacial, la energía disponible y por tanto, la amplitud del espectro y su pendiente dependen de la amplitud de las fluctuaciones internas y de la profundidad de la isopicna. Las pendientes espectrales varían, en función de los procesos físicos dominantes, a medida que cambia la escala espacial (e.g. el número de onda horizontal).

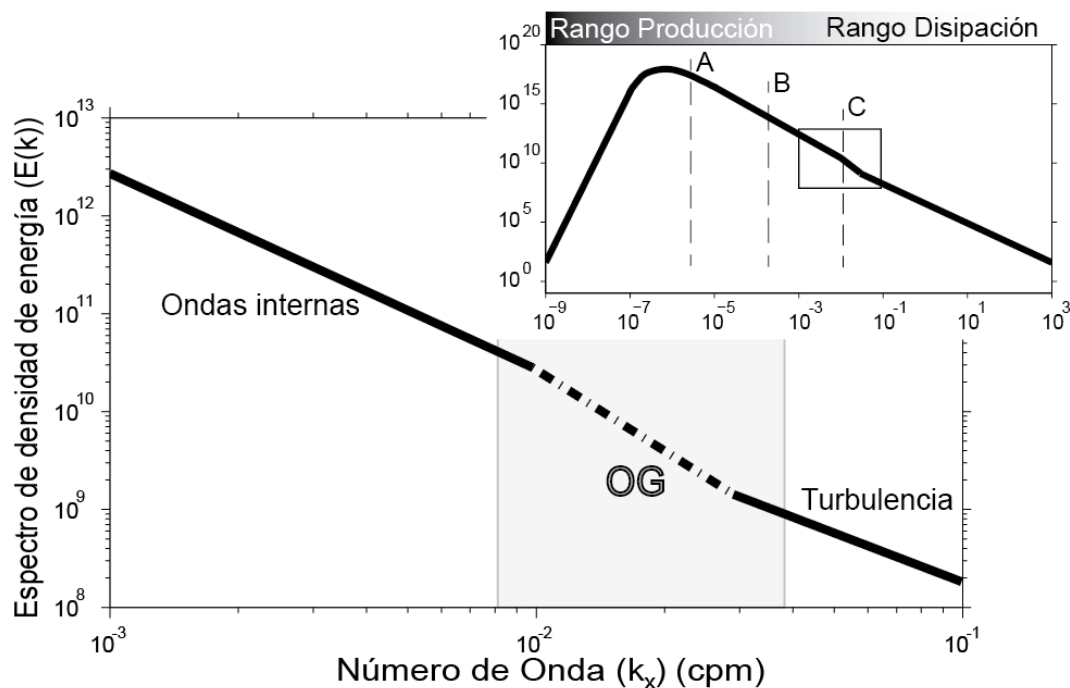


Figura 4.15. Diagrama del espectro de densidad de energía en el océano, en función del número de onda (k_x) entre el rango $10^{-3} - 10^{-1}$ cpm. Se identifica el vacío observacional (OG) (área sombreada), que se encuentra entre el rango medio de incidencia de las ondas internas y los procesos turbulentos. Recuadro: Diagrama del espectro de la densidad de energía cinética como función del número de onda horizontal (k_x) en todo el rango escalar de acuerdo al conocimiento actual de los diferentes procesos.

Conviene aquí recordar que en el espectro de energía del océano se pueden identificar variaciones espectrales entre el rango de producción y disipación, identificados respectivamente como los rangos dominados por movimientos anisotrópicos e isotrópicos (e.g. Kolmogorov, 1941; Munk, 1981; Thorpe, 2005). De las escalas mayores a las menores, entre los más representativos se identifican los vórtices geostróficos ($10^6 - 10^4$ m), ondas internas ($10^5 - 10^2$ m), y los procesos turbulentos ($10^2 - 10^{-2}$ m). Como se explica en la introducción de este trabajo, los efectos de los movimientos anisotrópicos e isotrópicos, pueden ser identificados y caracterizados a nivel mesoescalar mediante satélites, o sondas oceanográficas, y a pequeña escala mediante micro-perfiladores entre otros. Destaca por tanto un vacío observacional en el medio de estas dos escalas, entre ~ 500 m y ~ 30 m, precisamente el rango de escalas espaciales que está cubierto por los sistemas de HR-MCS como los utilizados en este trabajo.

La alta resolución y frecuencia de muestreo del HR-MCS, potencialmente permite extender el análisis espectral hasta un rango de escalas 100 veces más pequeño que con los datos adquiridos con sistemas hidrográficos tradicionales y hasta 5 veces más pequeño respecto al LR-MCS, como se explica en el capítulo 3.

Para estimar las características espectrales del campo de oscilaciones de las isopicnas, se ha calculado el espectro de densidad de energía horizontal de los desplazamientos verticales de los reflectores, sobre los 117 horizontes digitalizados de forma automática a lo largo de los perfiles IMPULS 2 e IMPULS 3 (Figuras 4.13 – 4.14). El cálculo realizado para obtener los espectros individuales consta de los siguientes pasos:

- i) Se utiliza la transformada rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform*; FFT) del programa *MATLAB 2013B* con una ventana máxima de 256 puntos, multiplicada por una función *Hanning* para evitar efectos de borde.

$$X(k) = \sum_{j=1}^N x(j) \omega_N^{(j-1)(k-1)} \quad (4.11)$$

$$x(j) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X(k) \omega_N \quad (4.12)$$

$$\omega_N = e^{\frac{-2\pi i}{N}} \quad (4.13)$$

- ii) Se realiza una normalización por el número de puntos utilizados en el cálculo.
- iii) Se multiplica cada reflector por $2\pi k^2$, para enfatizar y poder identificar de una forma visual, los cambios en la pendiente espectral entre los distintos segmentos.
- iv) Se normaliza por N para colapsar la dependencia en estratificación de las ondas internas. El objetivo es apreciar la variación en la amplitud debido solo al incremento de la energía de las ondas internas (Klymak y Moum, 2007a; Larsen et al., 1982).
- v) Se elimina el ruido armónico generado por la fuente asociado a la frecuencia regular de muestreo. Para eliminar el ruido se utiliza un filtro de “*stop band*” con un marco de ventana de $2m$ entorno al valor del espaciado entre disparos de cada perfil. En el caso de IMPULS 2 éste fue de 15 m, equivalente a 0.0667 cpm, mientras que para IMPULS 3 fue 25 m, equivalente a 0.040 cpm. El objetivo es evitar posibles efectos armónicos en el espectro (Holbrook, et al, 2013).
- vi) Los datos se calculan en relación a la frecuencia de Nyquist, que corresponde a la primera mitad de la señal ($k/2$) ya que la frecuencia de muestreo debe ser el doble de la frecuencia natural, así se evitan efectos de solapamiento (*aliasing*).

Este procedimiento se ha repetido para cada uno de los 117 horizontes digitalizados. El último paso ha consistido en el cálculo del valor medio en cada punto y su desviación estándar (2σ) para cada k_x , en base a lo cual se definen los intervalos de confianza del 95%. El cálculo del valor medio permite ilustrar únicamente las tendencias globales, mitigando los efectos del ruido en las oscilaciones verticales y movimientos horizontales de las diferentes masas de agua. Para este cálculo final los horizontes más largos de 1250 m se han dividido en

segmentos de esta longitud para que cada uno de ellos aporte la misma información en cada rango de números de onda representado. El resultado final muestra el desplazamiento de las isopícnas verticales (ζ_x), con el cual se calcula el espectro (Φ) en función de k_x o la longitud de onda (λ) (Figura 4.16).

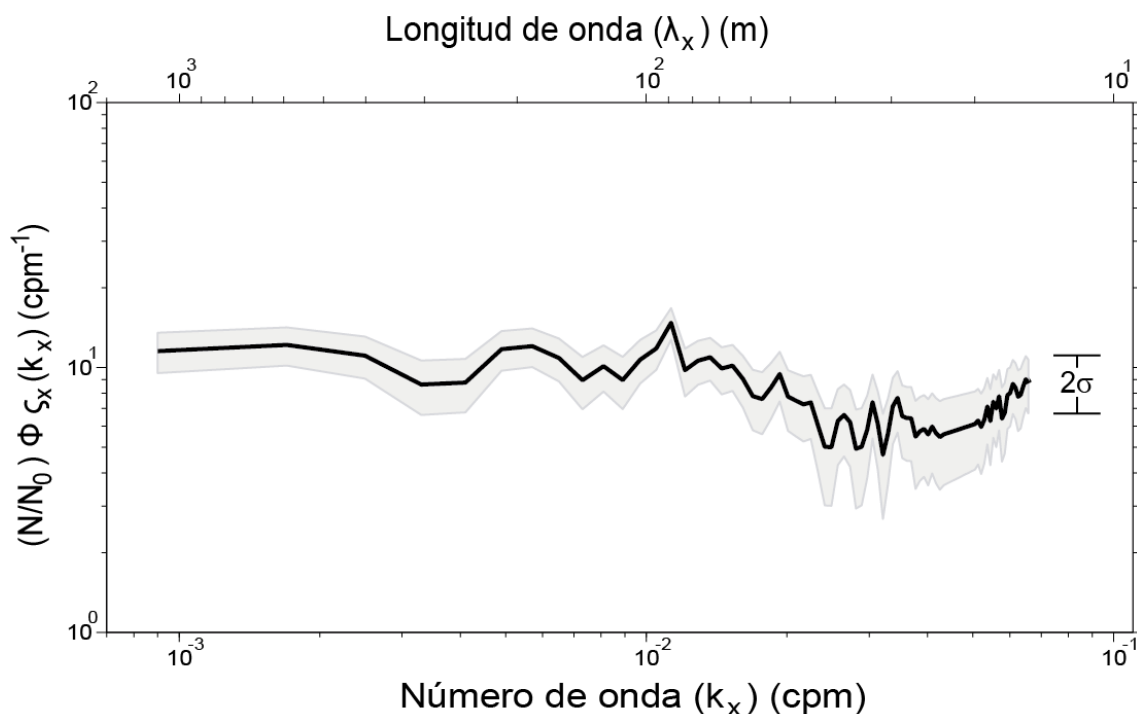


Figura 4.16. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes de las líneas IMPULS 2 e IMPULS 3 (línea negra), y su correspondiente intervalo de confianza del 95% (2σ) (área sombreada). Las unidades horizontales cpm, hace relación a los ciclos por metro, mientras que las unidades verticales N/N_0 hace relación a la normalización por la frecuencia de flotabilidad, $\Phi(\zeta_x)$ es el espectro del desplazamiento vertical de la isopícnica.

Destaca que el espectro obtenido individualmente de los perfiles IMPULS 2 e IMPULS 3, presenta las mismas características y pendientes espectrales que el generado por la combinación de ambos (Figura 4.17). Se confirma así que la variación en la frecuencia de muestreo (IMPULS 2, $f_{m2} = 15 \text{ m}$; e IMPULS 3, $f_{m3} = 25 \text{ m}$) y dirección de registro de los datos (IMPULS 2, SE-NW; e IMPULS 3, NW-SE) para las condiciones acá presentadas, no afecta de forma significativa el espectro energético horizontal (Figura 4.16).

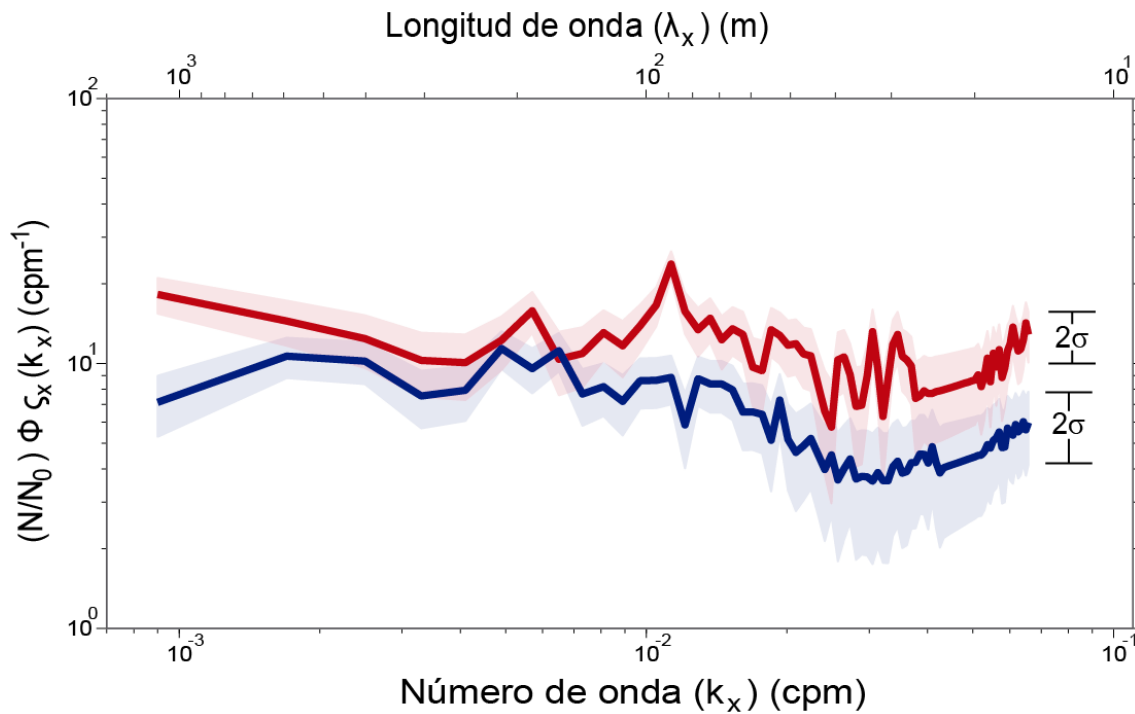


Figura 4.17. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes del perfil IMPULS 2 (línea roja), e IMPULS 3 (línea azul), con su correspondiente nivel de confianza 95% (área sombreada roja y azul respectivamente).

El propósito de realizar el espectro energético, es identificar cómo se refleja la distribución de energía oscilatoria de las isopincnas en las diferentes escalas espaciales, y ver si es posible asociar esta distribución con un determinado proceso oceánico.

En el espectro de energía horizontal se puede identificar visualmente la presencia de unos rangos espaciales donde hay cambios de tendencia (pendiente espectral) a medida que se disminuye la escala espacial. De escalas mayores a menores, el primer rango que se identifica se encuentra entre los $10^3 - 10^2 m$, con una pendiente espectral -0.06 ± 0.05 . El segundo rango se localiza entre los $10^2 - 3.5 \times 10^2 m$, con una pendiente espectral de -0.8 ± 0.2 . El tercer rango entre los $4 \times 10^1 - 1.3 \times 10^2 m$ con una pendiente de 0.2 ± 0.3 . Y por último a partir de $2 \times 10^2 m$ se registra una pendiente 1.5 ± 1.6 . Estos valores de pendientes son los obtenidos con el espectro escalado por $(2\pi k)^2$, los valores de pendiente espectral se presentan en la Tabla 4.2.

| Identificador del rango | Rango espacial (m) | Pendiente espectral obtenida a partir de: $\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X(k) \omega_N (2\pi k)^2$ | Pendiente espectral obtenida a partir de: $\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X(k) \omega_N$ |
|-------------------------|------------------------|--|---|
| I | $1x10^3 - 1x10^2$ | -0.06 ± 0.05 | -2.06 ± 0.05 |
| II | $1x10^2 - 3.5x10^1$ | -0.8 ± 0.2 | -2.8 ± 0.2 |
| III | $3.5x10^1 - 1.3x10^1$ | 0.2 ± 0.3 | -1.7 ± 0.3 |
| IV | $1.3x10^1$ en adelante | 1.5 ± 1.6 | 0.4 ± 1.6 |

Tabla 4.2. Valores de pendiente espectral en los rangos espaciales con cambio de tendencia. Campaña IMPULS

En el siguiente capítulo se realiza la discusión de los resultados, y en concreto qué procesos y estructuras oceánicas explican mejor las observaciones teniendo en cuenta las condiciones hidrográficas presentes en el Mar de Alborán.

CAPÍTULO 5 – INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En este capítulo se identifican y caracterizan los diferentes procesos que determinan el desarrollo y evolución de estructuras observadas en base a los datos analizados en el capítulo 4. Así, en primer lugar se describen los procesos energéticos que mejor explican las observaciones a las distintas escalas espaciales. En segundo lugar se determina el nivel de disipación y mezcla producido en la termoclina, finalizando con la comparación de los resultados obtenidos en este trabajo, con estudios previos realizados con datos de MCS.

5.1 CARACTERIZACIÓN DE LOS REGÍMENES IDENTIFICADOS EN FUNCIÓN DE SU ESCALA HORIZONTAL

El cálculo espectral se utiliza frecuentemente para caracterizar de forma estadística los movimientos de las ondas internas y la turbulencia, que se pueden distinguir en función de su escala espacial. A continuación se presentan los resultados de los espectros energéticos (Φ) calculados a partir de los desplazamientos de las isopícnas verticales (ζ_x), mediante los horizontes seleccionados en los datos HR-MCS. Se analizan los diversos rangos espaciales y se relacionan con procesos y/o estructuras oceánicas de acuerdo a modelos teóricos y numéricos existentes.

5.1.1 Rango espacial I: Mesoescala

La región de pequeños números de onda del espectro de energía horizontal ($1000 - 100 m$), es donde inciden los procesos mesoescalares. Estos procesos son muy energéticos y abarcan un amplio rango espacial. En las condiciones adecuadas, pueden interactuar con la topografía (i.e. formación de ondas de talud, ondas Lee, entre otras), aunque este no es el caso de las líneas sísmicas IMPULS, ya que la estructura analizada es somera ($< 120 m$) mientras que el fondo se encuentra a más de $800 m$ de profundidad. No se aprecia por tanto ningún efecto ni similitud que permita asociar los horizontes de las imágenes sísmicas IMPULS con la batimetría del fondo marino (Figura 5.1).

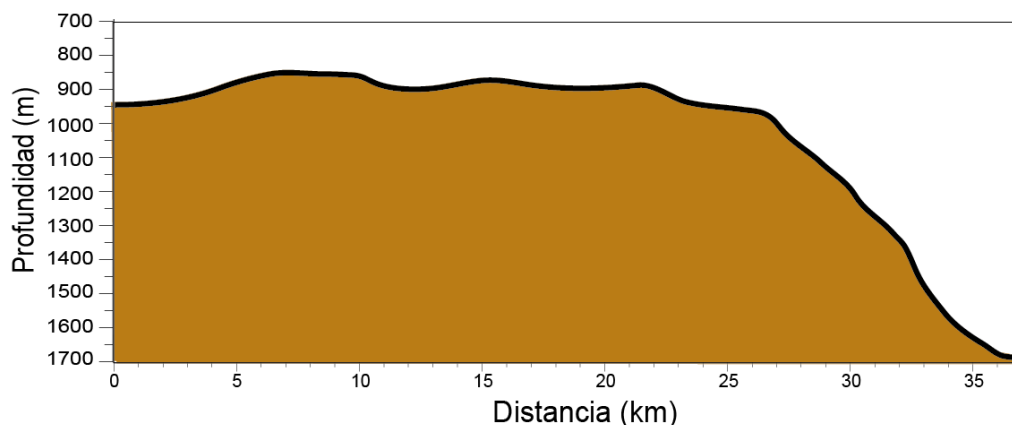


Figura 5.1. Perfil batimétrico de la región donde se obtuvieron los datos de los perfiles IMPULS 2 y 3. Ver Figura 3.1 para su localización geográfica.

La pendiente espectral de -2.06 ± 0.05 , es obtenida en el rango de número de onda $k_{xI} \approx 1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-2} \text{ cpm}$ ($\lambda_{xI} \approx 1000 - 100 \text{ m}$). Esta pendiente espectral se corresponde con el valor predicho por el modelo de Garrett-Munk, (1979) (GM79), para la propagación de ondas internas (Ecuación 2.6) (Garrett y Munk, 1979; Munk, 1981).

Las ondas internas se encuentran confinadas en su límite superior por f y en su límite inferior por N (Munk, 1981). De acuerdo a la hipótesis de Taylor, y los datos oceanográficos registrados en el Mar de Alborán, corresponden a un rango de escalas horizontales que va desde $l_f \approx 9.2 \text{ km}$, hasta $l_{Nh} \approx 93 \text{ m}$ (Ecuaciones 4.6 y 4.3 respectivamente).

La pendiente espectral registrada en este rango (Figura 5.2) coincide con observaciones previas de ondas internas, basadas en datos sísmicos similares a los presentados en esta tesis (e.g. Holbrook y Fer, 2005; y Krahnmann et al., 2009). Así mismo la presencia de ondas internas en esta región es consistente con estudios oceanográficos tradicionales, en los cuales se describe que las ondas internas se propagan desde el umbral de Camarinal hacia el interior de la cuenca de Alborán en todas las direcciones (e.g. Gascard y Richez, 1995).

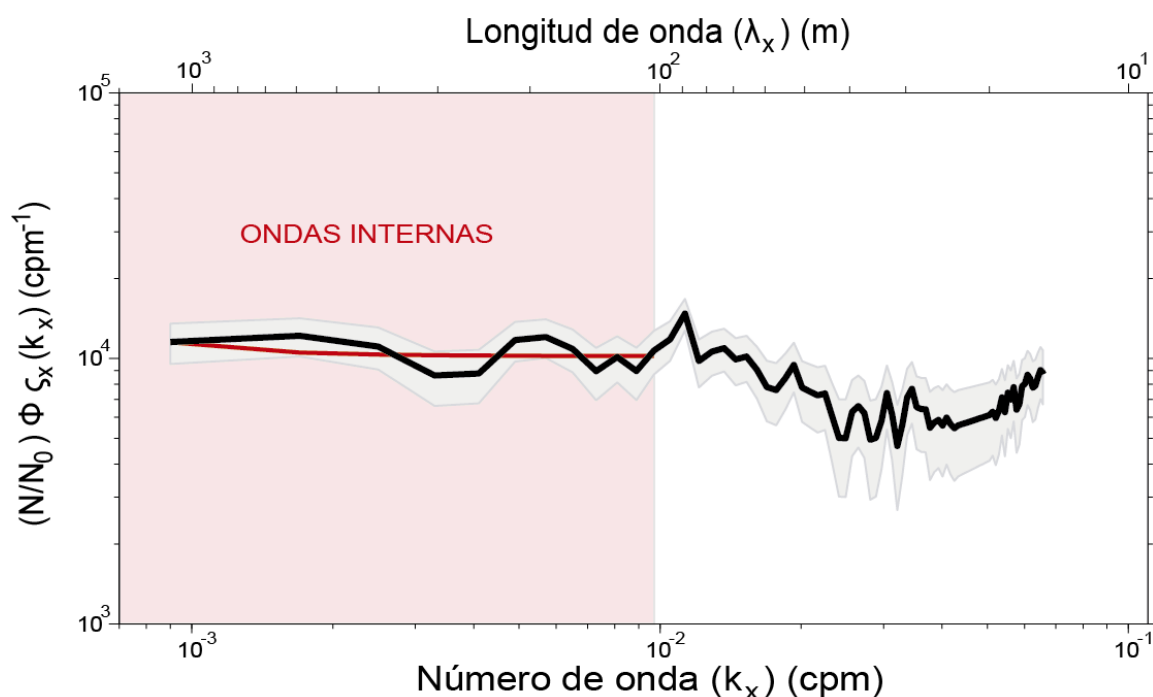


Figura 5.2. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes de las líneas IMPULS 2 e IMPULS 3 (línea negra), y su correspondiente nivel de confianza 95% (área sombreada). Modelo teórico de GM79 para ondas internas (línea roja). La banda de color rojo ubicada en esta región espacial, será identificada en adelante como ondas internas.

Para comprobar la presencia de ondas internas en esta región y época, se contactó con el Centro Andaluz de Ciencia y Tecnología Marina (CACYTMAR) de la Universidad de Cádiz, que tiene como uno de sus objetivos de estudio, la descripción de ondas internas y la mezcla asociada a este fenómeno, sobre el umbral de Camarinal y regiones circundantes al estrecho de Gibraltar. El CACYTMAR ha realizado gran cantidad de mediciones al respecto, las cuales han sido analizadas usando un procedimiento basado en funciones empíricas ortogonales (EOF), y técnicas de modo de descomposición dinámica (DMD) (Bruno et al., 2006).

A partir de los estudios realizados por el CACYTMAR, se identifica que se pueden generar ondas internas con grandes amplitudes ($10 - 100 \text{ m}$) en el umbral de Camarinal en periodos donde hay un flujo de corriente barotrópico occidental, solo cuando $F_r \geq 1$ (Vázquez et al., 2008), lo cual está de acuerdo con el valor obtenido en este trabajo ($F_r \approx 2.3$, Tabla A1.1, Anexo 1). Esta condición crítica de cambio se establece cuando la intensidad del flujo barotrópico alcanza 1 ms^{-1} , deducida del hecho que es el valor del primer modo de la velocidad de fase del sistema estratificado en el umbral (Vázquez et al., 2008). Esto indica que cuando la corriente de marea alcanza 1 ms^{-1} , las ondulaciones internas son bloqueadas por las condiciones críticas, y una vez que la intensidad de corriente es menor, las condiciones subcríticas permiten la liberación de ondas internas (Chioua et al., 2013). Así mediante la DMD y considerando las variables meteorológicas (fluctuaciones de presión

atmosférica) que inciden en el Mediterráneo occidental, los autores identifican la generación y presencia de ondas internas que se desplazan en dirección al Mar de Alborán (Figura 5.3).

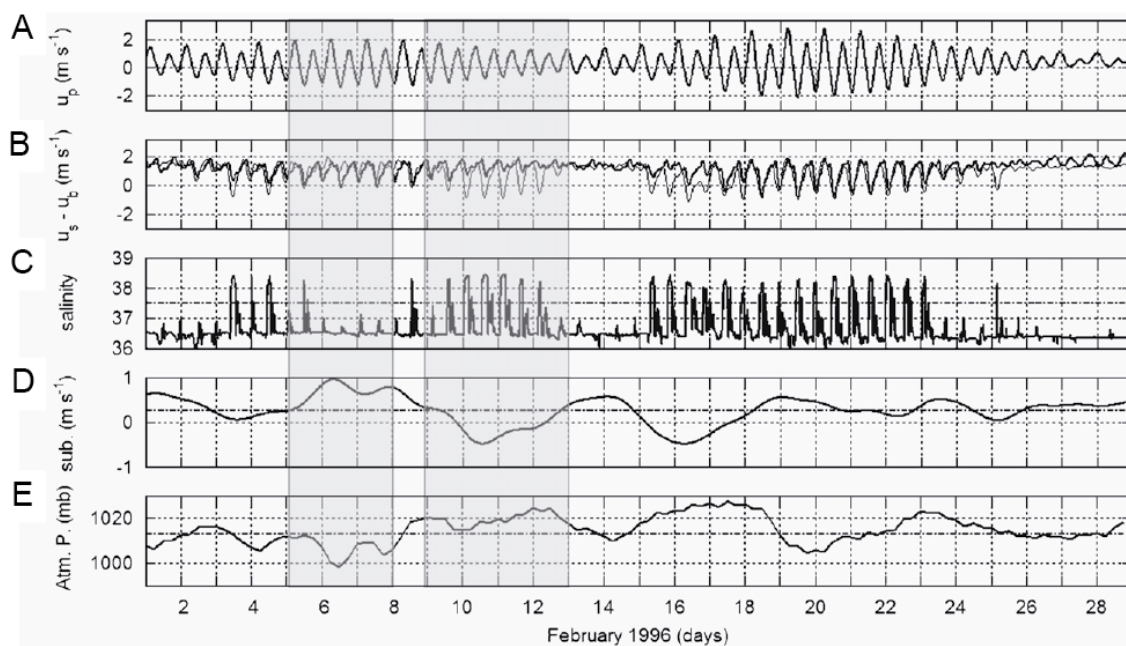


Figura 5.3. Serie temporal sobre el umbral de Camarinal. (A) Corriente de marea, (B) Velocidades por encima y debajo de los 45 m. (C) Salinidad. (D) Señal sub-inercial. (E) Presión atmosférica. (Vázquez et al., 2008). La primer franja gris indica las mejores condiciones para generar ondas internas; la segunda el caso opuesto.

Según el registro de datos históricos en la zona del umbral de Camarinal, se identifica para los días previos y el mismo día en que se registraron los datos en la campaña IMPULS (16/05/06, mínimo un día previo para dar tiempo a que las perturbaciones lleguen a la zona de estudio), una gran intensidad en el evento de corriente de marea, viento de levante y bajas presiones atmosféricas. Esta combinación de circunstancias es altamente favorable a la generación del salto hidráulico que origina el pulso de ondas internas (Vázquez et al., 2008). Estas pueden llegar hasta la zona de estudio, como se ha visto en numerosos estudios y fotografías satelitales (e.g. Atlas of oceanic internal solitary waves, 2004; Gascard y Richez, 1985).

La propagación de estas ondas, tiende a generar un cambio en las condiciones de la pinoquina. Uno de los cambios es la profundidad donde incide la marea interna, subiendo o bajando las estructuras de forma que las separa o las une. La variabilidad se aprecia como escalones termohalinos que debilitan la estabilidad de las capas, de forma que con una pequeña cizalla se pueden generar inestabilidades, sin necesidad de alcanzar valores subcríticos para R_i . Si el sistema es todavía estable, el paso de las ondas puede formar escalones y generar mezcla aún con valores pequeños de cizalla.

Vázquez et al. (2008), plantean que hay dos condiciones básicas para que se generen este tipo de ondas:

1. En condiciones de mareas muertas y bajas presiones atmosféricas, se intensifica el viento de poniente, entrando Agua del Atlántico Norte Central (NACW). Esto dificulta la formación de ondas internas, pero aún se puede generar un episodio de ondas.
2. En el caso de mareas vivas, alta presión atmosférica y viento de levante, las tasas de mezcla aumentan. Así se generan las condiciones para que se presente el salto hidráulico, produciéndose hasta dos episodios diarios (Bruno et. al., 2006).

Este último caso es el que genera procesos más energéticos con amplios desplazamientos verticales de la isopícnica, y es precisamente la situación que se presentó durante los días previos al registro de las líneas sísmicas IMPULS.

En base a los estudios realizados por el CACYTMAR, se puede afirmar la probable presencia de ondas internas en el lugar y fecha en la que fueron registrados los datos de la campaña IMPULS, ratificándose que las estructuras identificadas en los perfiles sísmicos IMPULS son ondas internas y por lo tanto, que la HR-MCS permite registrar, identificar y caracterizar este tipo de estructuras.

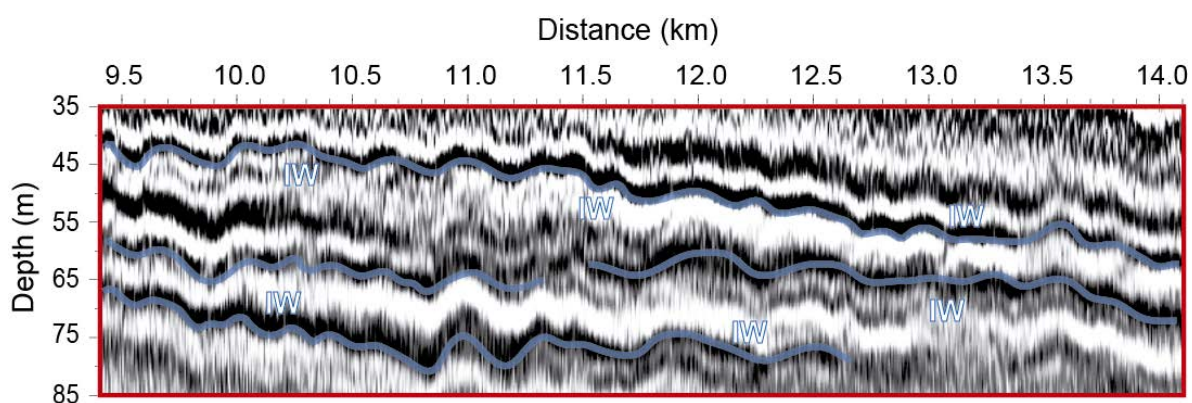


Figura 5.4. Zoom del perfil IMPULS 3 donde se identifican ondas internas mediante datos sísmicos, por la rugosidad, longitud de onda, y amplitud de los reflectores (IW, línea azul).

Una forma de identificar la estabilidad y comportamiento de las ondas internas, es determinando el campo de su velocidad de fase. La velocidad de fase, se puede conocer mediante la Ecuación 2.9. A partir de los datos obtenidos con el XCTD, considerando unas profundidades $h_1 = 35 \text{ m}$, $h_2 = 110 \text{ m}$, se obtienen los valores de densidad $\rho_1 = 1027.3 \text{ kg m}^{-3}$ y $\rho_2 = 1028.2 \text{ kg m}^{-3}$, respectivamente. A partir de estos se obtiene una velocidad de fase $C_{IW} = 0.40 \text{ ms}^{-1}$. El valor obtenido es coherente con la velocidad media a la que se desplazan las ondas internas por la región ($\sim 1 \text{ ms}^{-1}$), y es mayor aunque del mismo orden que la velocidad media de la corriente registrada ($U = 0.21 \text{ ms}^{-1}$), confirmando que en la mesoescala el campo de ondas internas es estable.

A medida que se disminuye la escala espacial, las ondas internas siguen su desarrollo para llegar a un movimiento cercano al inercial, pero a causa de condiciones críticas en el incremento de la disipación turbulenta, vorticidad, efectos de flotabilidad y perturbaciones baroclinas tienden a romper (Thorpe, 2005). El principal delimitador es l_N , que representa la menor escala en que el flujo dinámico es dominado por la propagación de ondas internas, generando un cambio en la estabilidad baroclina (Welch y Tung, 1998b), lo cual debe reflejarse en un cambio de la pendiente espectral. Este cambio, que es claramente apreciable en el espectro energético de los reflectores identificados en los datos HR-MCS, concentra el análisis de la siguiente sección.

5.1.2 Rango espacial II: Escala intermedia

El primer cambio de pendiente claro y pronunciado se observa entre el rango de número de onda $k_{xII} \approx 1 \times 10^{-2} - 2.8 \times 10^{-2} \text{ cpm}$ ($\lambda_{xII} \approx 100 - 35 \text{ m}$). En este segmento, la pendiente espectral cambia considerablemente, presentando un valor de -2.8 ± 0.2 . Este rango de escalas corresponde a una región de transición que refleja la transformación de energía entre ondas internas y turbulencia. En concreto, diversos trabajos señalan que esta transición marca el cambio entre la interacción onda-onda y las inestabilidades y turbulencia (D'Asaro y Lien, 2000). En el caso del Mar de Alborán, un aspecto clave que afecta la dinámica en esta zona de transición, es la continua cizalla dentro de las capas estratificadas, generadas por la salida y entrada de AW y MW, que constantemente proporcionan energía al sistema.

El desarrollo de una cizalla fuerte local, conlleva la formación de inestabilidades con dos efectos principales:

1. La tendencia a desarrollar parches locales de turbulencia, causando transferencia de energía en cascada a pequeñas escalas.
2. La formación de láminas o vórtices laminares que tienden a romper estructuras menores que l_{Nh} (Riley, 2008).

Respecto a esta última, Thorpe (1978b; 1979), distingue entre dos tipos de inestabilidades que pueden formar estas estructuras como son la advectiva y de cizalla, ambas asociadas al rompimiento de las ondas internas. En las inestabilidades advectivas el rompimiento aumenta a medida que incrementa la amplitud de las ondas internas. De esta forma las ondas asociadas con grandes inclinaciones de pendientes isopícnas, producen una inversión de densidad local. Este no es el caso general del Mar de Alborán, ya que no se observan ondas internas de gran amplitud ni existen gradientes destacables en la anomalía de la densidad potencial, como se presentó en la Figura 4.2.

Se ha descrito que en el contexto de las inestabilidades de cizalla, debería existir una anticorrelación entre la intensidad del flujo y la pendiente espectral, de forma que a medida que el flujo aumenta, el valor de la pendiente disminuye (Voitenko, 2011). Así, las pendientes espectrales con valores cercanos a -3 y menores, se relacionan con procesos donde hay un

flujo intenso. Otros de los efectos del aumento de intensidad del flujo es que disminuye el espesor de las capas, aumentando los niveles de vorticidad (Clercx y Heijst, 2000).

A continuación se presentan y discuten las dos inestabilidades de cizalla más acordes con las condiciones presentes en el sistema, que generan mezcla irreversible y se ubican en la transición a procesos turbulentos. Estas inestabilidades son la de Holmboe y la de Kelvin-Helmholtz.

La inestabilidad de Holmboe, descrita en la sección 2.4.3.1, es una perturbación que forma estructuras semejantes a una onda estacionaria, dependiendo principalmente de la fuerza de cizalla para producir el vuelco en la estratificación del sistema (Smyth y Winter, 2003), que se refleja en saltos en el perfil de densidad. Según Smyth y Winters (2001; 2003), las inestabilidades de Holmboe tienen una tasa de crecimiento baja debido al efecto de la difusión viscosa, lo cual causa que la turbulencia desarrollada no sea importante, y por tanto al no disiparse la energía de forma turbulenta, genera que la onda producida aumente la amplitud a medida que disminuye la escala espacial. Este comportamiento produce que la energía generada por esta inestabilidad sea mayor y con alta fluctuación.

El rango de valores de R_i registrados por la presencia de inestabilidades de Holmboe es $\sim 0.25 - 0.75$ (Smyth y Winters, 2001; 2003). Así comparando con el valor calculado con los valores medios registrados en el Mar de Alborán ($R_i \approx 0.19$), este se corresponde con un proceso de inestabilidad, pero fuera de los límites de las inestabilidades de Holmboe. Otro aspecto a interpretar es la ausencia de fluctuaciones o grandes saltos en el perfil de densidad (Figura 4.2A), que para el caso acá registrado es casi continuo, presentando solo pequeños valores en el gradiente vertical de anomalía de densidad potencial con valores entre ~ 0.01 y $\sim 0.02 \text{ kg m}^{-3} (\text{m}^{-1})$. Por lo tanto referido al pequeño valor de R_i y pequeñas variaciones en el perfil de densidad, se descarta la presencia de este tipo de inestabilidad en los datos registrados.

Las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz (K-H) descritas en la sección 2.4.3.1, tienden a ser estacionarias con respecto al centro de la capa de cizalla (Smyth et al., 2004). En el desarrollo de estas inestabilidades, se forman bucles o vórtices que se entrelazan con las ondas, ubicándose por toda la región de la capa de cizalla, mezclando el fluido alrededor. La formación de estos vórtices eleva la energía potencial del flujo, la cual va decayendo a medida que se produce mezcla al disminuir su escala espacial. Para producir mezcla se necesita una tasa positiva de crecimiento. Mientras mayor sea ésta, mayor tamaño tendrán los vórtices formados.

Las K-H se pueden presentar cuando el nivel de estratificación es débil ($R_i < 0.25$), aspecto que se cumple por el valor medio calculado con los datos utilizados en este trabajo ($R_i \approx 0.19$). Además las variaciones en el perfil de densidad que generan las K-H son pequeñas (Figura 2.10), las cuales se ajustan satisfactoriamente a las registradas (Figura 4.2A). De esta forma se determina que la inestabilidad de cizalla que mejor parece ajustarse a las condiciones del Mar de Alborán es la de K-H.

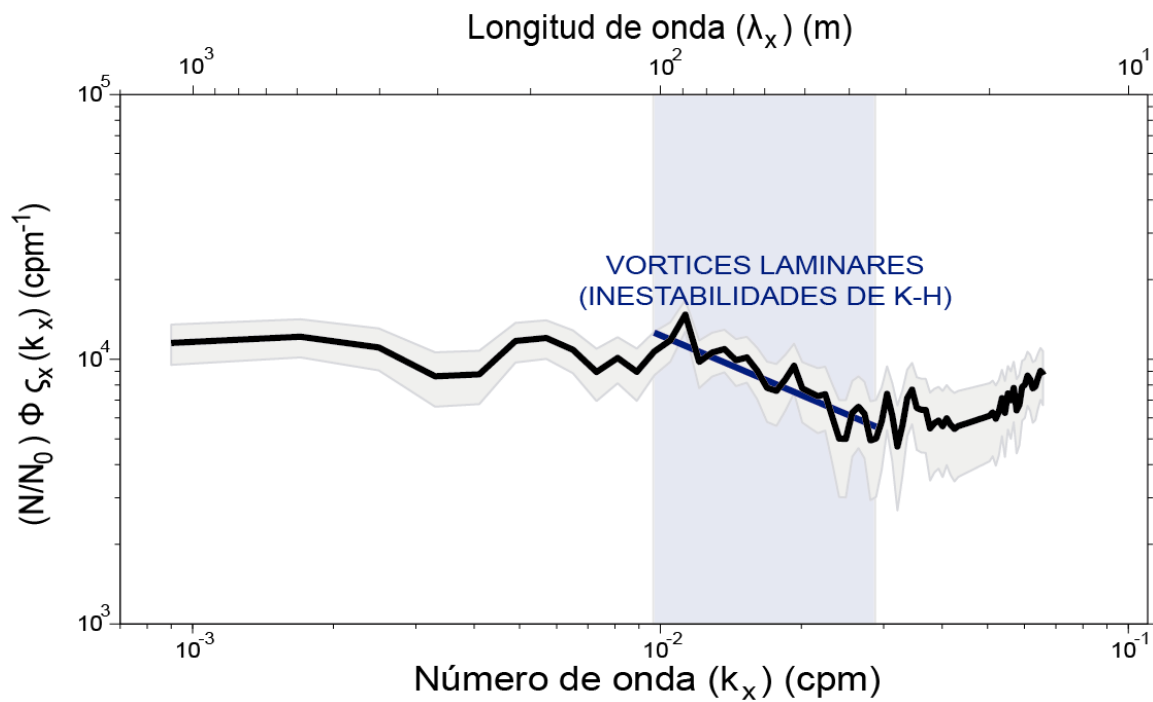


Figura 5.5. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes de las líneas IMPULS 2 e IMPULS 3 (línea negra), y su correspondiente nivel de confianza 95% (área sombreada). Pendiente media para vórtices laminares (-2.75) según Waite (2011) (línea azul). La banda de color azul ubicada en la región espacial, será identificada en adelante con inestabilidades de K-H.

La pendiente espectral registrada en este rango (Figura 5.5) coincide con la obtenida mediante modelización numérica de vórtices laminares (Figura 5.6), los cuales se forman como consecuencia de las inestabilidades. Así, según Waite (2011), los vórtices laminares reflejan un rango de pendientes espectrales que van desde -2.5 hasta -3.0. En nuestro caso, la pendiente espectral obtenida es de -2.8 ± 0.2 , y el cambio de pendiente ocurre entre longitudes de onda desde 100 m hasta 35 m, es decir, el inicio de la transición se corresponde bien con el valor obtenido de la escala de flotabilidad horizontal a partir de los datos hidrográficos convencionales ($l_{Nh} \approx 93$ m).

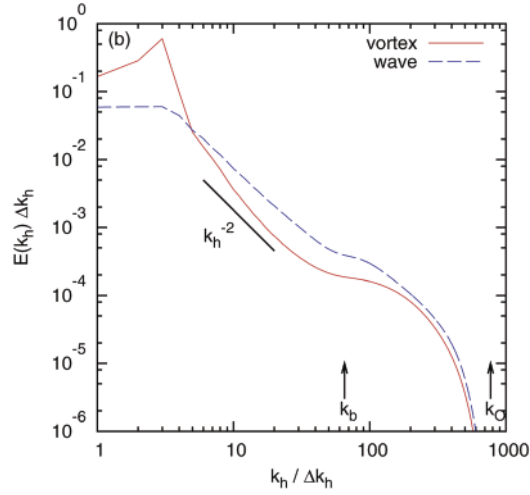


Figura 5.6. Espectro de energía horizontal de un vórtice y de una onda, en una simulación de alta resolución (Waite, 2011).

Para profundizar en la interpretación de estos resultados a través de la comparación con otros estudios, realicé una estancia en el grupo de *Ocean Mixing* del *College of Earth, Ocean, and Atmospheric Science* (CEOAS), de la Universidad de Oregon (USA) bajo la supervisión del Profesor William D. Smyth. Durante la estancia utilicé datos obtenidos en simulaciones numéricas, utilizando el modelo *Direct Numerical Simulation* (DNS), desarrollado por el CEOAS (Smyth y Moum, 2000). Este modelo como se presenta a continuación, emplea las ecuaciones de Boussinesq para velocidad, densidad y presión en un espacio físico no-rotacional, medido en coordenadas cartesianas x , y , y z .

$$\frac{\partial U}{\partial t} = UX(\nabla XU) - \nabla \Pi + g\theta\check{k} + \nu \nabla^2 U \quad (5.1)$$

$$\Pi = \frac{P}{\rho_0} + \frac{1}{2} U \cdot U \quad (5.2)$$

Donde P es la presión, ρ_0 es la densidad característica constante, θ es la desviación del volumen específico, g es la aceleración gravitacional, \check{k} es el vector de unidad vertical, ν es la viscosidad cinemática, Π es el campo de presión y U es la velocidad. Estas variables son utilizadas para reproducir las condiciones específicas en la generación de inestabilidades de Kelvin-Helmholtz en un sistema estratificado originado a partir de movimientos anisotrópicos (Smyth y Moum, 2000).

Para cada simulación del modelo se requieren de *800Mbytes* de memoria y entre *100 – 200 horas* de cómputo en una máquina con *32 nodos* de conexión (CM5). En cada simulación se incluyen valores iniciales para el R_i (*0.08 – 0.16*), R_e (*1354 - 4978*), y P_r (*1 - 7*). Se utilizan las ecuaciones de Boussinesq y relaciones que implican las condiciones de incompresibilidad, difusión molecular, periodicidad, velocidad de campo y cizalla (explicadas con detalle en Smyth y Moum, 2000).

El DNS se desarrolla en un sistema homogéneo inicialmente estratificado, el cual empieza a ser afectado por un esfuerzo de cizalla, produciendo inestabilidades que generan vórtices laminares (Figura 5.7).

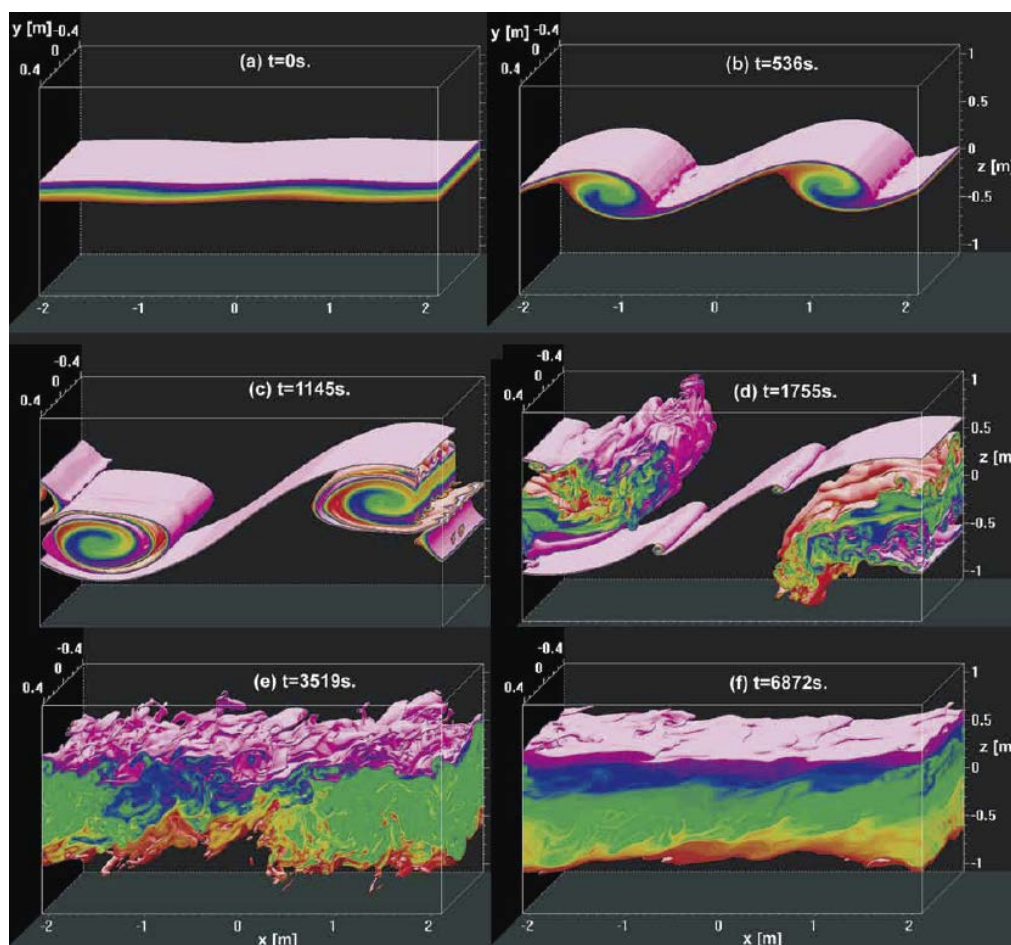


Figura 5.7. Simulación numérica directa de la evolución de un campo de densidades, afectado por una cizalla constante, que produce un tren de ondas de Kelvin-Helmholtz. Se presentan las etapas de su evolución y posterior disipación a medida que transcurre el tiempo (Smyth y Moum, 2012).

Para confirmar el comportamiento espectral de los vórtices laminares generados a partir de inestabilidades de K-H, se realizó el análisis espectral del contorno del campo de densidades generado por la DNS a diferentes tiempos, permitiendo obtener una tendencia espectral que se ajuste a la estructura generada (Figura 5.8).

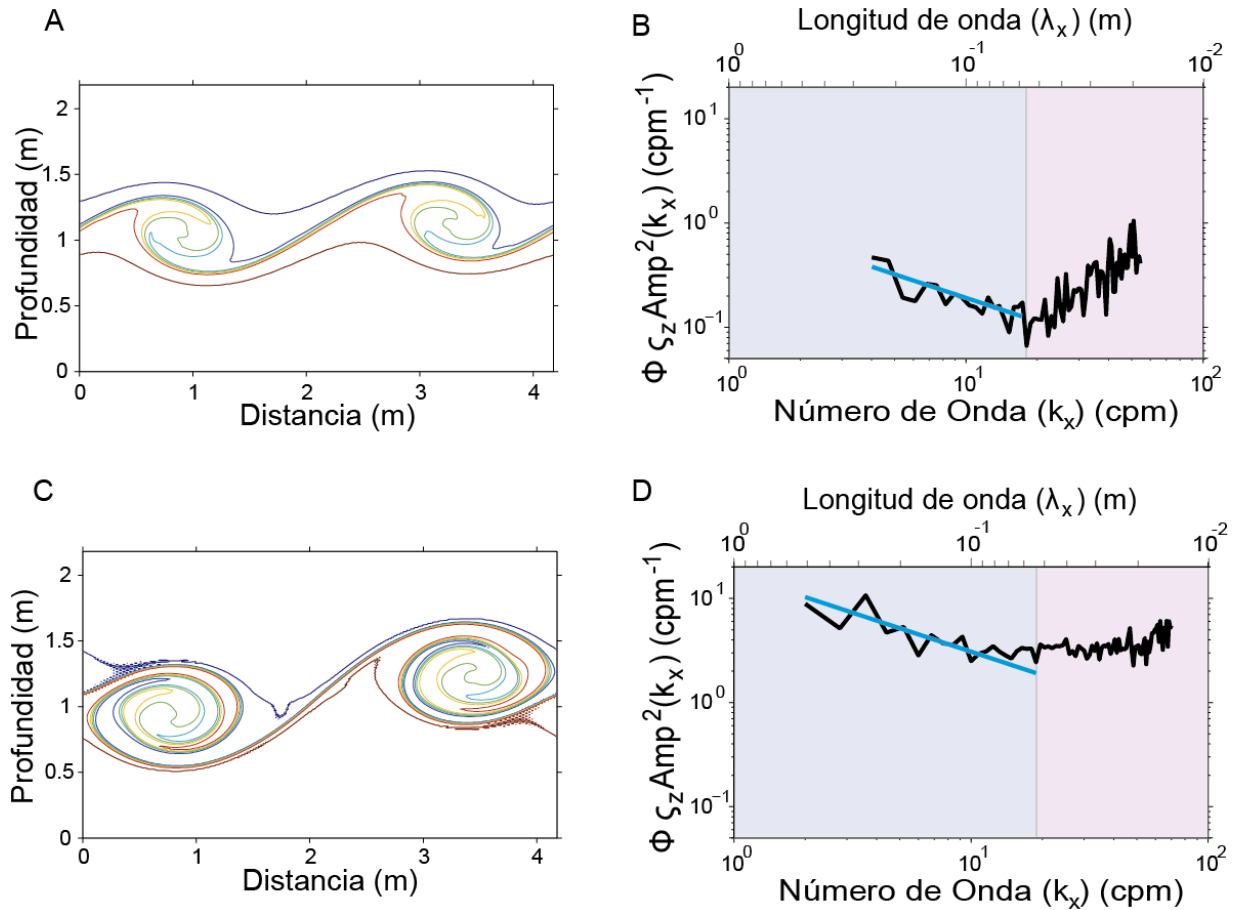


Figura 5.8. (A) Simulación numérica directa de un campo de densidades afectado por cizalla donde se observan vórtices laminares con proporción 7/1 en el tiempo 604, del cual se obtiene (B) el espectro energético multiplicado por $2\pi k^2$, generado dentro de la escala espacial a la que se desarrolla la simulación. En ella se define el ajuste a la línea de tendencia (pendiente espectral) de los vórtices laminares (línea azul), seguido del espectro de ruido blanco (área violeta) descritos anteriormente. (C) Igual que (A) para el tiempo 1010. (D) Igual que (B) para el tiempo 1010. Análisis realizado a partir de los datos DNS.

La pendiente espectral obtenida a partir de la simulación DNS, en el rango donde se están formando los vórtices laminares para el tiempo 604 es -2.8 ± 0.3 , y para el tiempo 1010 el valor es -2.6 ± 0.5 . Se aprecia una alta similitud en las pendientes espectrales obtenidas con el análisis de los datos IMPULS. Hay que aclarar que estas inestabilidades son procesos espectralmente no locales, y no son isotrópicos, lo cual implica que no necesariamente se tienen que presentar a las mismas escalas espaciales (Smyth y Winters, 2003). Esto explica que se obtenga la misma pendiente espectral pero en diferente rango espacial, lo cual es debido a que las condiciones impuestas en la simulación difieren de las reales.

A partir del modelo DNS, simulado con condiciones de estratificación y cizalla constante similares a las presentes en el Mar de Alborán, se generan e imponen las inestabilidades de

K-H que desarrollan los vórtices laminares (Figura 5.9A). Una característica destacable de este tipo de vórtices es que se trata de estructuras alargadas que mantienen una relación de $7/1$ o mayor entre su escala horizontal y vertical (e.g. Smyth y Moum, 2012). Para realizar una comparación directa con otras observaciones, en la Figura 5.9B se delinea la termoclina de 12.9°C obtenida en un tren de ondas internas en el trabajo de Van Haren y Gostiaux (2010), identificándose características comparables a las identificadas en el perfil IMPULS 3 tanto en lo referente a su amplitud ($20 - 5 \text{ m}$) como a su longitud de onda ($100 - 35 \text{ m}$).

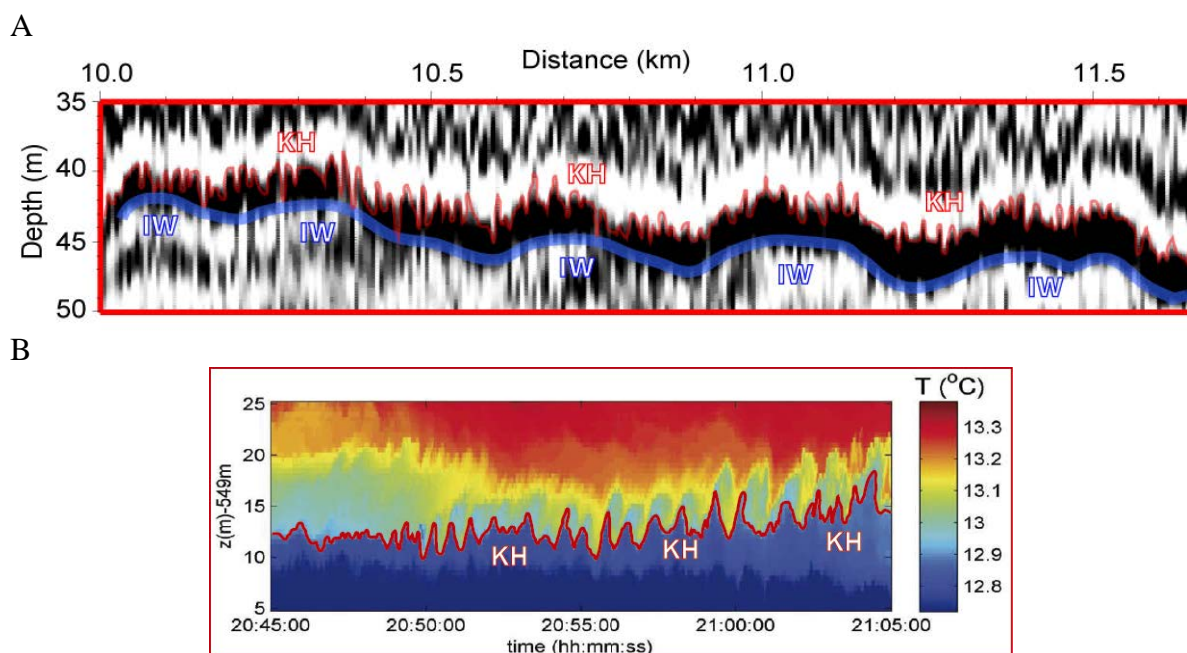


Figura 5.9. (A) Zoom del perfil IMPULS 3, donde se identifican mediante datos sísmicos, las rugosidades de pequeña escala identificadas como inestabilidades de K-H (KH, línea roja), así como las de mayor escala, identificadas como ondas internas (IW, línea azul). (B) Variaciones de temperatura en un flujo de marea donde se identifican las rugosidades en la termoclina de 12.9°C , que describe el comportamiento de inestabilidades de K-H (KH, línea roja). Modificada de Van Haren y Gostiaux (2010).

En resumen, si se tienen en cuenta tanto las condiciones locales del Mar de Alborán calculadas a partir de los datos oceanográficos, como los datos HR-MCS, parece claro que el desarrollo de inestabilidades de tipo Kelvin-Helmholtz, es el proceso que mejor se ajusta al cambio transicional observado en el espectro entre ondas internas y turbulencia. Este proceso se pudo identificar de forma directa debido a la alta resolución y sinopticidad del sistema utilizado que identifica la proporción media de $7/1$ (Figura 5.10).

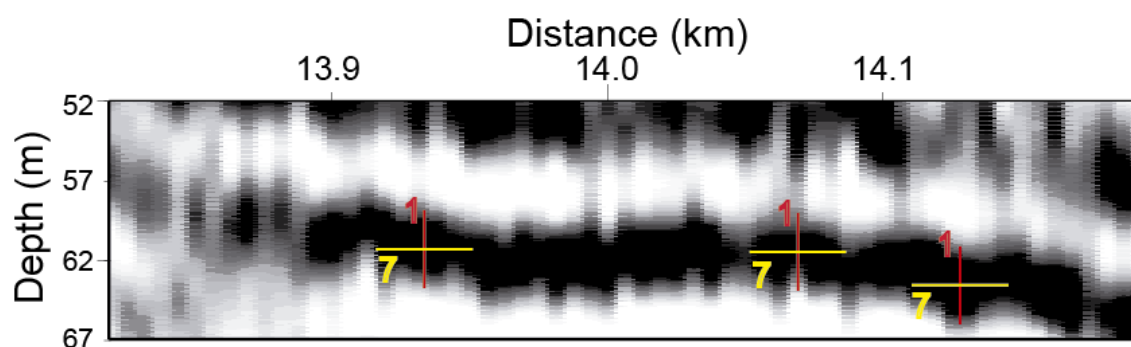


Figura 5.10. Zoom del perfil IMPULS 3, donde se identifican vórtices laminares mediante datos sísmicos, con una proporción de 7/1 entre sus escalas horizontal y vertical (líneas amarillas y rojas).

La localización de estos vórtices se ajusta a las profundidades donde se aprecia la mayor variabilidad en el perfil de N (35 – 110 m) (Figura 4.1 y 4.2), en las cuales se dan las variaciones en la densidad y estratificación causadas probablemente por estas estructuras, las cuales a su vez pueden generar eventos de mezcla vertical (Kundu, 1990). En un trabajo anterior, Chioua et al. (2013) ya interpretó la presencia de este tipo de estructuras en la bahía de Algeciras (parte occidental del Mar de Alborán), como causantes de procesos de mezcla vertical.

5.1.3 Rango espacial III: Pequeña escala

La pendiente espectral de -1.7 ± 0.3 , que se observa entre los números de onda $k_{x,III} \approx 2.8 \times 10^{-2} - 7.6 \times 10^{-2} \text{ cpm}$ ($\lambda_{x,III} \approx 35 - 13 \text{ m}$) (Figura 5.11), es consistente con los $-5/3$ del rango espectral turbulento según el modelo de Batchelor59 (Ecuación 2.15, y Figura 2.13) (e.g. Batchelor, 1959; Riley y Lindbord, 2008). La ubicación espacial de este pliegue no parece estar directamente relacionada con ninguna escala en particular, aunque se puede asociar al tamaño mínimo de los vórtices laminares antes de que estos rompan y colapsen por completo. Debido a la compleja estructura interna que desarrollan, su tamaño cambia según las condiciones de viscosidad, cizallamiento y disipación turbulenta que presenta la región donde se desarrollan (e.g. Van Haren, y Gostiaux, 2010; Smyth y Moum, 2012).

Las características espectrales (rango espacial y pendiente) representan el rompimiento de los vórtices laminares en el contexto de la denominada “turbulencia estratificada”, que representa la primera etapa de la turbulencia que describe la dinámica de un flujo dominado por una estratificación de densidad estable (e.g. Riley y Lindbord, 2008).

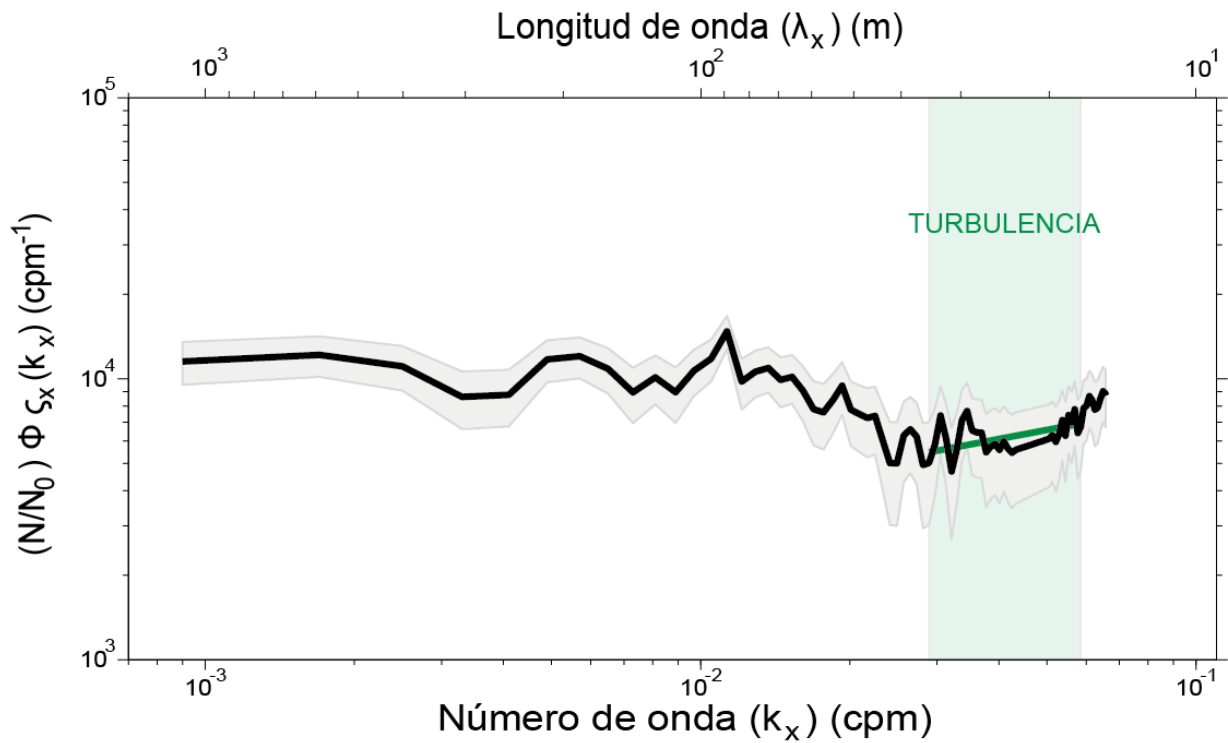


Figura 5.11. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes de las líneas IMPULS 2 e IMPULS 3 (línea negra) y su correspondiente nivel de confianza 95% (área sombreada). Modelo teórico de Batchelor59 (Batchelor, 1959), para el régimen turbulento (línea verde). La banda de color verde ubicada en la región espacial, será identificada en adelante con turbulencia.

Kraichnan (1967) mostró que en los regímenes turbulentos la vorticidad disminuye alcanzando valores cercanos a 0, lo cual hace que la energía cinética vuelva a ser dominante en el proceso, acelerando la disipación turbulenta de energía, cuyo nivel influencia a su vez la posición de los pliegues y pendientes espectrales (e.g. Voitenko, 2011).

Una forma de identificar la turbulencia estratificada, es mediante el número de Froude ($F_r \approx 2.3$), que además de indicar la existencia de un flujo barotrópico, indica que la velocidad de flujo es más pequeña que la velocidad en la perturbación de las ondas, de forma que las fuerzas gravitacionales son dominantes. Esta afirmación y resultado, satisfacen el criterio de turbulencia estratificada (e.g. Vázquez, 2006; Riley y Lindbord, 2008).

Un sistema estratificado no necesariamente tiene que presentar inestabilidades, como se puede intuir de la relación empírica presente entre R_i y F_r .

$$R_i \approx \frac{1}{F_r^2} \quad (5.3)$$

Considerando los límites de un sistema estratificado según F_r (0.1 - 10), con el valor de $F_r = 0.1$ se obtiene un $R_i = 100$. Este resultado equivale a un sistema altamente estable, mientras que para un valor de $F_r = 10$ se obtiene un $R_i = 0.01$, equivalente a un sistema altamente

estratificado con altos niveles de inestabilidad. Así se aprecia que los valores registrados para la época en que se realizó la campaña, se acoplan adecuadamente para la generación de inestabilidades que desarrollan turbulencia a pequeñas escalas.

5.1.4 Rango espacial IV: “Ruido”

La pendiente espectral obtenida a partir del número de onda $k_{xIV} \approx 7.6 \times 10^{-2} \text{ cpm}$ ($\lambda_{xIV} \approx 13 \text{ m}$), es 0.4 ± 1.6 . Ésta pendiente espectral se corresponde con el llamado ruido blanco, que se caracteriza por el hecho de que sus valores de señal en dos tiempos diferentes no guardan correlación estadística, lo que genera que su espectro energético medio sea una constante (Brown y Hwang, 1997).

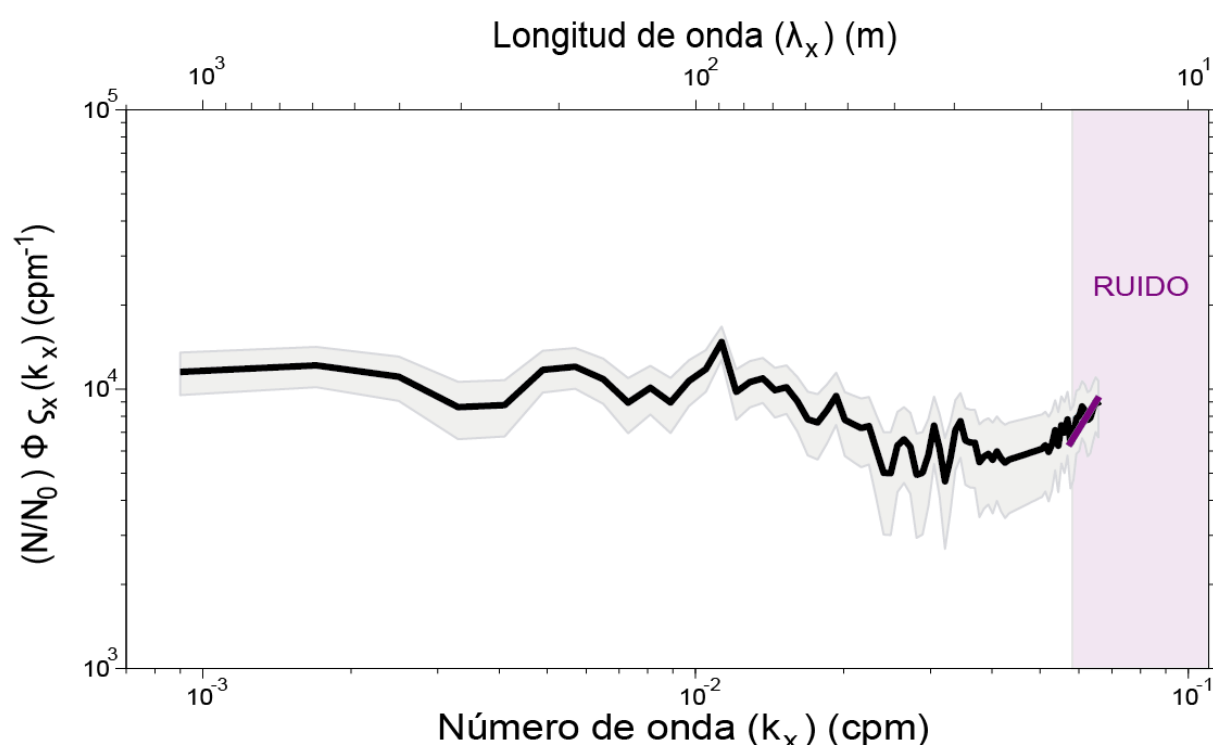


Figura 5.12. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes de las líneas IMPULS 2 e IMPULS 3 (línea negra), y su correspondiente nivel de confianza 95% (área sombreada). Pendiente espectral teórica para el ruido blanco (línea violeta). La banda de color violeta ubicada en la región espacial, será identificada en adelante con ruido.

Como se comentó en la sección 3.1.3.2, la resolución del sistema MCS, depende principalmente de la longitud de onda de la fuente. A nivel horizontal la resolución viene determinada por el tamaño de la primera zona de Fresnel (F_z) (Ecuación 3.1). Para el sistema de adquisición utilizado en la campaña IMPULS, para una frecuencia máxima $f_a = 240 \text{ Hz}$, y a la profundidad media donde son identificadas las estructuras termohalinas ($d_l = 75 \text{ m}$), la resolución horizontal es de $F_z \approx 10 \text{ m}$, la cual representa el tamaño mínimo de las estructuras que se deberían poder resolver con dicho sistema. A partir de este valor, las medidas reflejan

Capítulo 5: Interpretación y discusión de los resultados

el ruido instrumental, lo cual es coherente con la longitud de onda $\lambda_x \approx 13 \text{ m}$, a partir de la cual se observa una pendiente espectral correspondiente a ruido blanco.

5.2 ESTIMACIÓN DE LAS TASAS DE MEZCLA Y DIFUSIVIDAD

En el océano interior constantemente se está produciendo transferencia de energía, la cual induce el desarrollo de mezcla tanto isopícnica como diapícnica. Comprender correctamente la distribución espacial e intensidad de la mezcla diapícnica en los océanos y en especial en las primeras capas (capa de mezcla y termohalina), es clave para conocer y modelar el volcamiento de la circulación oceánica global (e.g. Gargett, 1984). Este aspecto no se conoce con suficiente detalle debido los escasos datos empíricos para determinar la mezcla diapícnica como una función del espacio y tiempo a través del volumen oceánico (Sheen et al., 2009). En este trabajo se demuestra que con los datos proporcionados por un sistema HR-MCS y a través del análisis espectral de los mismos, es posible estimar la tasa de disipación (ε) y el nivel de mezcla mediante la difusividad diapícnica (k_p) en la termoclina de forma robusta.

En el Mar de Alborán la mezcla en la termoclina se genera principalmente por procesos convectivos presentes entre AW y MW. Para poder caracterizar el nivel de mezcla, se debe conocer la tasa de intercambio entre estas masas de agua. Para caracterizar el intercambio, es necesario identificar como se combinan sus propiedades físicas, lo cual se puede realizar mediante el cálculo de ε . Conociendo esta tasa de intercambio, es posible estimar la cantidad de mezcla generada mediante k_p . A continuación se muestra cómo es posible calcular estas relaciones y su variabilidad en la termoclina a partir de los datos sísmicos; finalmente se relacionan los valores obtenidos con los procesos identificados en cada rango espectral presentado anteriormente.

5.2.1 Tasas de disipación

La tasa de disipación (ε) es un indicador del nivel de turbulencia y disipación molecular que no tiende a producir ningún tipo de transporte. ε permite identificar la rapidez con la cual la energía de un sistema es cedida a otro (Gregg, 1989). Esta transferencia de propiedades a nivel mesoescalar se realiza de una manera diferente que a pequeñas escalas, debido a factores como la interacción molecular, la estratificación y velocidad de intercambio vertical (Henyey et al., 1986). Calcular de forma precisa ε es difícil, debido a las perturbaciones directas producidas por los mismos instrumentos de medida al momento de cuantificarla. Por tanto es una gran ventaja poder medirla alterando lo menos posible el sistema, algo que se puede realizar mediante métodos acústicos en general y con el sistema HR-MCS en particular. Este sistema permite determinar ε no solo a pequeñas escalas, sino también a nivel mesoescalar.

Por encima de los 120 m, el Mar de Alborán se caracteriza por su alto nivel de estratificación y cizalla, que genera una fuente continua de energía disponible para generar mezcla y alimentar el régimen turbulento. En la parte de la región de estudio situada por debajo de 120 m, la MW presenta un movimiento casi constante sin interactuar con otras masas de agua, lo que genera que no se supla la energía suficiente para mantener este tipo de procesos turbulentos en profundidad. Una causa importante es la pérdida energética por viscosidad, produciendo que la turbulencia decaiga rápidamente. Esta pérdida proporciona una estructura

interna estable que homogeniza las estructuras, como puede ser apreciado en las imágenes sísmicas. Se llega a esta deducción debido a la ausencia de altas amplitudes lateralmente coherentes en los reflectores sísmicos, es decir lo opuesto a lo que ocurre por encima de 120 m.

5.2.1.1 Tasa de disipación en el campo de ondas internas

El cálculo de ε a nivel mesoescalar, está directamente relacionado con el campo de incidencia de las ondas internas, que como hemos visto en el apartado anterior, puede estimarse mediante el análisis espectral de los datos sísmicos. Para realizar este cálculo, lo primero es determinar el espectro de energía para este rango espacial y luego compararlo con el valor teórico propuesto. En este caso he utilizado como referencia el valor calculado mediante la parametrización de Gregg (1989). En Gregg (1989) se presenta una propuesta de cálculo de ε para la región de ondas internas (ε_{IW}), deducido a partir de los modelos de McComas y Müller (1981), Gargett y Holloway (1984) y Henyey et al. (1986), además de observaciones en una termoclina afectada por cizalla en latitudes intermedias, que se ajusta al modelo de GM79. La parametrización describe la ε , en este caso la cantidad de energía perdida por mezcla debido a la viscosidad, como una función de la profundidad y la energía de las ondas internas. Gregg (1989) observa que las ondas internas tienden a disiparse principalmente dentro del régimen cinético, a partir de una longitud de onda de 200 m. Este valor está de acuerdo con los resultados presentados en este trabajo (Figura 5.13). La parametrización utilizada para calcularla, se conoce como modelo de Gregg, (1989), que corresponde a la siguiente expresión.

$$\varepsilon_{IW} = 7 \times 10^{-10} \frac{N^2}{N_0^2} \left\langle \frac{\varphi_{\zeta}^{IW}}{\varphi_{\zeta}^{GM}} \right\rangle^2 \quad (5.4)$$

Donde N_0 es la frecuencia de flotabilidad media del océano, φ_{ζ} es el espectro de energía del desplazamiento vertical de las isopicnas en función de la longitud de onda según el modelo de GM79 (GM), y las mediciones mesoescalares relacionadas con las ondas internas (IW). Reemplazando por el valor medio espectral obtenido a partir de los datos sísmicos y del espectro de GM79, se obtiene para esta escala un valor promedio de $\varepsilon_{IW} \approx 1.83 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ (las unidades son equivalentes a $\text{m}^2 \text{s}^{-3}$).

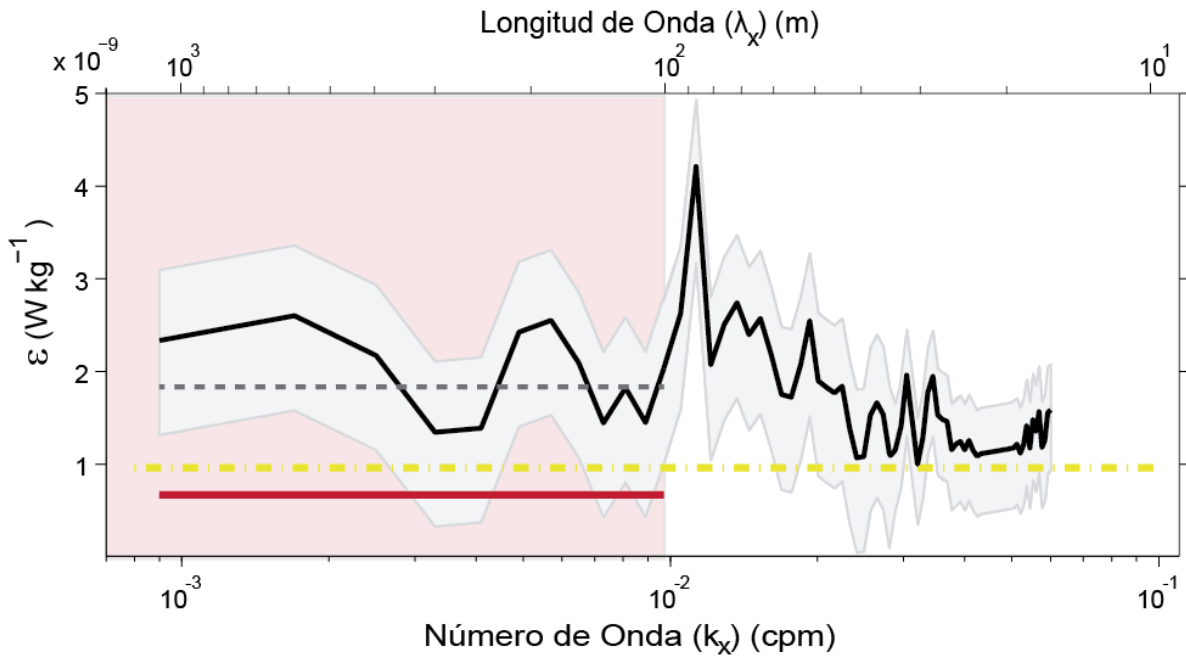


Figura 5.13. Transición de las tasas de disipación en todo el rango espacial (línea negra). Sobre el área roja se localizan los valores medios obtenidos a partir del modelo de Gregg89 (Gregg, 1989) para ondas internas comparado con el valor medio de GM79 (línea roja) y el valor promedio en este rango espacial (línea gris punteada). Los valores se muestran en relación al valor medio de la difusividad diapirica global $1 \times 10^{-9} \text{Wkg}^{-1}$ (línea punteada amarilla).

El valor obtenido para este rango espacial es considerablemente mayor al valor medio del océano, descrito por Garrett y Munk (1979) $\varepsilon_{GM} = 7 \times 10^{-10} \text{Wkg}^{-1}$, conocido como la disipación de fondo de Garret-Munk. En concreto, el resultado obtenido permite interpretar que a estas escalas y en esta región, se identifica en promedio una tasa de mezcla 2.5 veces superior a la media del océano.

5.2.1.2 Tasa de disipación en el régimen turbulento

La tasa de disipación en el régimen turbulento (ε_T) se ha estimado mediante una versión simplificada del modelo de Batchelor (1959), que corresponde a la siguiente expresión.

$$\varepsilon_T = \left(\left(\frac{\Phi_\zeta^T N^2}{4\pi\Gamma C_T} \right) (2\pi k)^{5/3} \right)^{3/2} \quad (5.5)$$

Donde $\Gamma = 0.2$, es la eficiencia de mezcla (Osborn y Cox, 1972), $C_T = 0.4$ es una constante de proporcionalidad empírica propuesta por Sreenivasan (1996) y Φ_ζ^T es el espectro de las isopincas verticales. El modelo considera la tasa de transferencia de energía de largas a pequeñas

escalas, considerando un cambio de energía mecánica en energía calórica debido al trabajo de N . A través de movimientos turbulentos la transferencia de energía debe ser equivalente a la tasa de disipación energética general, por tanto se espera que el valor obtenido no varíe mucho de la tasa de disipación de ondas internas. Reemplazando valores en el modelo de Batchelor59, se obtiene una tasa de disipación turbulenta promedio $\varepsilon_T \approx 1.22 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ (Figura 5.14).

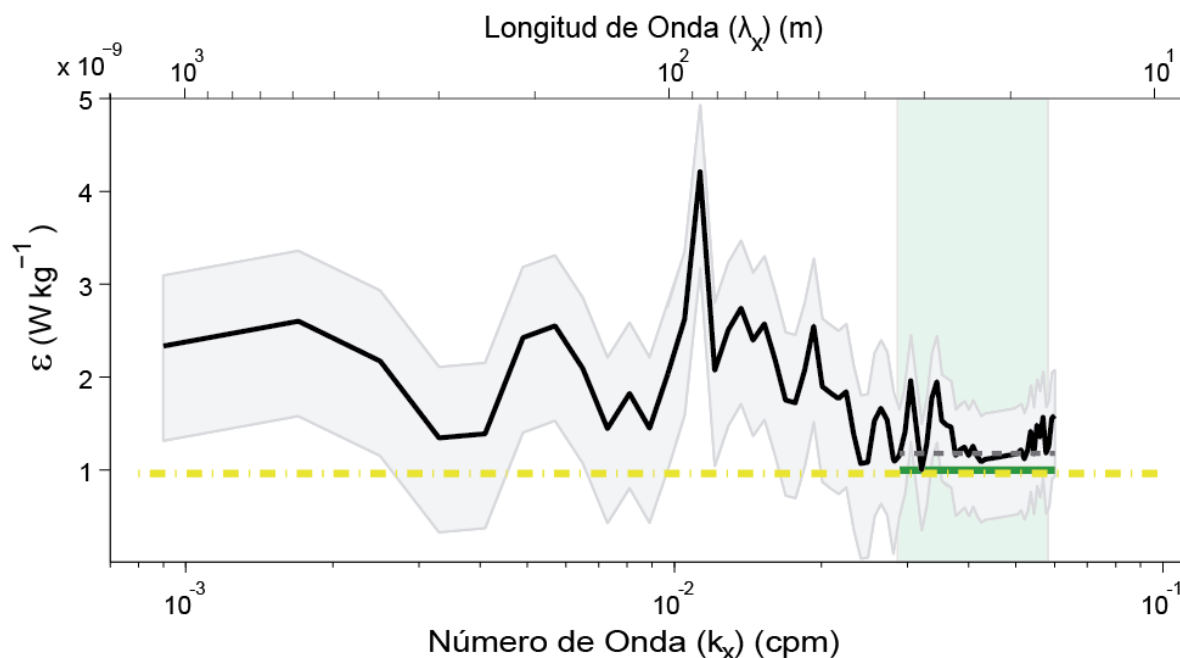


Figura 5.14. Transición de las tasas de disipación en todo el rango espacial (línea negra). Sobre el área verde se localizan los valores medios obtenidos a partir del modelo de Batchelor59 (Batchelor, 1959) para el régimen turbulento comparado con los datos medios de las tasas de disipación en la termoclina para el océano abierto (línea verde) y el valor promedio en este rango espacial (línea gris punteada). Los valores se muestran en relación al valor medio de la difusividad diapirica global $1 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ (línea punteada amarilla).

El valor de ε_T obtenido, es similar al rango medio de las tasas de disipación en la termoclina para el océano abierto ($\varepsilon_{O-M} \approx 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$) y a los registrados por Wesson y Gregg (1988) a nivel de la termoclina en la parte oeste del Mar de Alborán ($\varepsilon_{W-G} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$). Las mediciones de Wesson y Gregg (1988), fueron realizadas mediante el uso de un perfilador de microestructura avanzado (*Advanced Microstructure Profiler*; AMP), un ADCP, operado a un pulso de 1 Hz y frecuencia acústica de 150 kHz, y una ecosonda acústica, para interpretar los perfiles registrados con el AMP. Las medidas son promediadas en base a más de 1200 registros (Figura 5.15). En Wesson y Gregg (1988) se registra el grosor de la capa de interfaz entre AW y MW para el mes de mayo con un valor medio de 75 m, alcanzando velocidades horizontales $U \approx 0.9 - 2.0 \text{ ms}^{-1}$, siendo una capa inestable ($F_r = 0.8 - 1.85$). Estos niveles de inestabilidad hacen el sistema propenso a grandes pérdidas de energía, acorde a los valores mediante los datos de la campaña IMPULS.

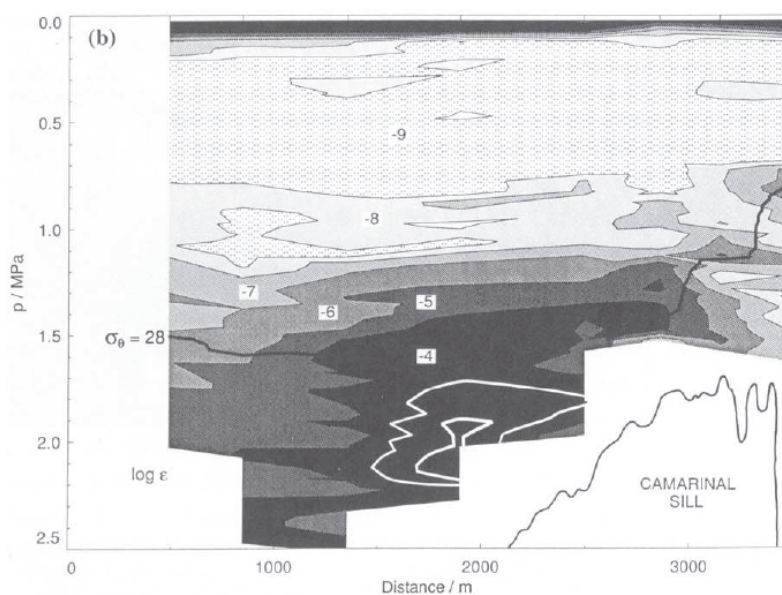


Figura 5.15. Perfil de $\text{Log}(\epsilon)$ registrado a partir de las medidas de AMP. La alta disipación se encuentra relacionada con el salto hidráulico en la región del estrecho de Gibraltar. Wesson y Gregg (1988).

El valor de la tasa de disipación obtenido en el campo de turbulencia $\epsilon_T (1.22 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1})$ es del mismo orden de magnitud que el obtenido en el campo de las ondas internas a mayores escalas espaciales ($\epsilon_{IW} \approx 1.83 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$), permitiendo interpretar que esta región presenta un alto nivel de mezcla, tanto a nivel mesoescalar como a pequeña escala. Estos valores no siempre deben ser similares ya que ϵ fluctúa rápidamente en la columna del agua según las condiciones del sistema (e.g. nivel de estratificación, isotropía) y las relaciones que las describen asumen condiciones físicas diferentes (e.g. nivel de cizalla, F_r). En concreto, es posible una variación de hasta dos órdenes de magnitud entre los diferentes rangos espaciales cuando estos sean mayores al valor medio de la tasa de disipación global de $1 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ (Thorpe, 2005) (Figura 5.15).

5.2.1.3 Tasa de disipación en el rango transicional

El rango más destacable del presente trabajo es el rango transicional presente entre las ondas internas y el régimen turbulento, donde la energía es transferida pequeños a grandes números de onda. Como se ha explicado en capítulos anteriores, la explicación más plausible es que la transferencia energética se realiza a través de las inestabilidades de K-H, las cuales producen los vórtices laminares que generan mezcla irreversible de forma no instantánea. En este contexto, se realizó una búsqueda sobre las teorías que mejor describen el nivel de mezcla en esta transición, destacando el trabajo de D'Asaro y Lien (2000), quienes analizan y agrupan diversos trabajos previos (Henyey, 1986, 1991; Polzin et al., 1995; Winkel, 1998), enfocados en la transición entre ondas internas y turbulencia.

El modelo que plantea D'Asaro y Lien (2000), se basa en un sistema con turbulencia estratificada, el cual asume que la fuerza de la viscosidad local turbulenta depende del tiempo y escalas del flujo de forma que se obtengan pequeños números de Richardson (< 1), donde el flujo es mayormente turbulento y las ondas desempeñan un papel menor. Para realizar el modelo, utilizan las relaciones que satisfacen las condiciones de ondas internas ($R_i \approx 1$, y velocidad de las ondas del mismo orden de la corriente) consistentes con Fofonoff (1969) y Calman (1978), y condiciones adecuadas para el modelo turbulento ($R_i < 1$, y cizalla) en el subrango inercial consistentes con Corrsin (1963) y Lien et. al. (1998). Así reformulan una expresión para tasas de disipación que considera la densidad de energía y la variación del número de onda vertical (k_z) y horizontal (k_x), bajo la influencia de una cizalla.

$$\varepsilon_{IW-T} = \frac{\varphi_{\zeta}^{IW} N^2}{2 k_z^2} \left(k_x N F r_c^{1/2} \right) \left(\frac{1-r}{1+r} \right) \quad (5.6)$$

$$k_z = \pm k_x \frac{(N^2 - \sigma^2)^{1/2}}{(\sigma^2 - f^2)^{1/2}} \quad (5.7)$$

Donde Fr_c es el número crítico de Froude, σ es la frecuencia y el coeficiente de reflexión r ajustado a un valor de 0.4. Usando esta relación para el rango de transición se obtiene $\varepsilon_{IW-T} = 1.42 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$. Como para este rango de transición no se disponen valores de mediciones previas, he utilizado un modelo ponderado que, de forma similar a la propuesta de D'Asaro y Lien (2000), combina los modelos previamente presentados del campo de ondas internas y el del régimen turbulento (Ecuaciones 5.4 y 2.16), dándole más peso a cada uno de los modelos según se encuentre más cerca de su rango de acción a medida que varía la escala espacial dentro del rango de transición. La idea es comparar el modelo ponderado propuesto con el de D'Asaro y Lien (2000) a fin de definir el comportamiento en este rango transicional, de forma que los modelos de Barchelor59 y Gregg89 incidan coherentemente a medida que se encuentran más cerca de cada régimen. El modelo ponderado se presenta en la siguiente expresión.

$$\varepsilon_{tran} = \left[\left(\varepsilon_{IW} \left(\frac{k - k_1}{k_2} \right) \right) + \left(\varepsilon_T \left(1 - \left(\frac{k - k_1}{k_2} \right) \right) \right) \right]_{k_2}^{k_1} \quad (5.8)$$

Donde k_1 y k_2 , son el número de onda inicial y final del rango de transición. La Ecuación 5.7 fue diseñada para asegurar que los diferentes números de onda tengan el mismo peso en representación logarítmica. Reemplazando los valores para el rango espacial de transición, se obtuvo mediante el modelo ponderado un valor promedio de $\varepsilon_{Tran} \approx 1.45 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$, muy similar al obtenido utilizando la propuesta de D'Asaro y Lien (2000) ($\varepsilon_{IW-T} \approx 1.42 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$). Esta estimación permite por tanto conocer las tasas de disipación para este tipo de vórtices laminares y regímenes de inestabilidades en base a datos sísmicos (Figura 5.16).

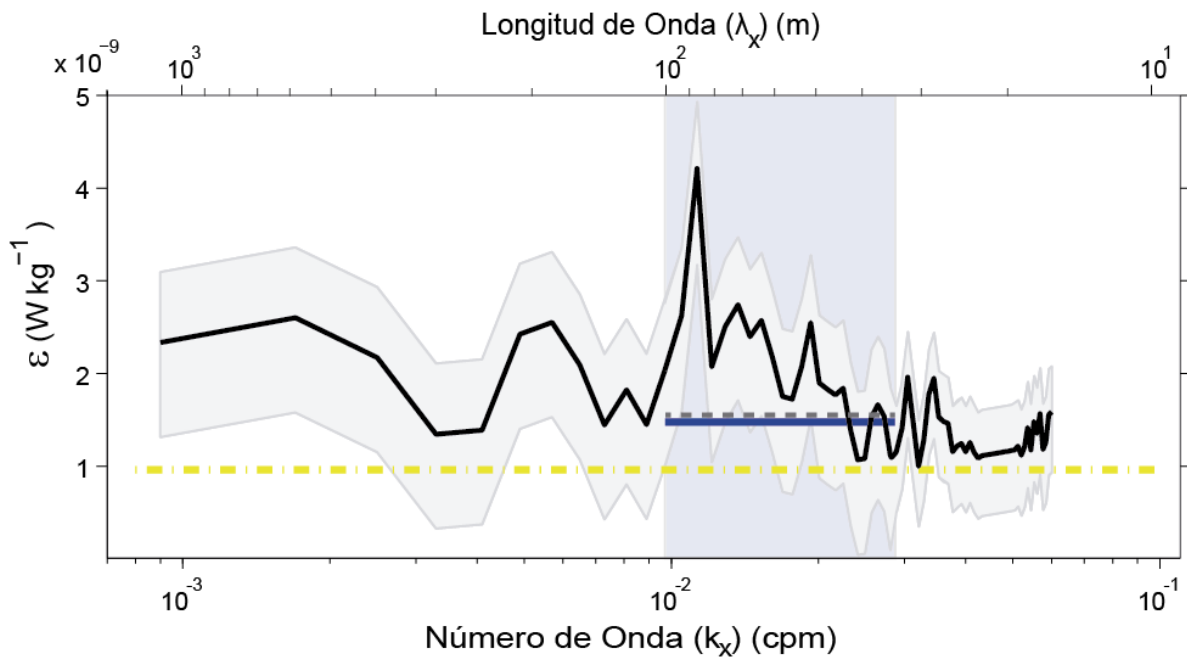


Figura 5.16. Transición de las tasas de disipación en todo el rango espacial (línea negra). Sobre el área azul se localizan los valores medios obtenidos a partir del modelo ponderado comparado con el modelo de D’Asaro y Lien (2000) (línea azul) y el valor promedio en este rango espacial (línea gris punteada). Los valores se muestran en relación al valor medio de la difusividad diapícnica global $1 \times 10^{-9} \text{W kg}^{-1}$ (línea punteada amarilla).

De la Figura 5.16, destaca la homogeneidad de los valores obtenidos en los distintos rangos espaciales, indicando que el nivel de mezcla a las distintas escalas es bastante uniforme. Las medidas obtenidas a partir del espectro de los datos sísmicos utilizados, reproducen adecuadamente los diferentes modelos que caracterizan cada uno de los rangos espaciales. En el rango de transición, en concreto a escalas de unos 90 m , se presenta un salto en los valores que se debe a la incidencia del modelo de Batchelor59, que al aumentar la longitud de onda incrementa de forma exponencial. En general si tomamos los valores promedio en cada rango se puede afirmar que esta permite mapear de forma adecuada la distribución de las tasas de disipación a partir de los registros sísmicos.

5.2.1.4 Variabilidad espacial de las tasas de disipación

Para estimar el rango de variabilidad espacial de ε en los perfiles sísmicos, he calculado los valores de ε dentro de cajas con un tamaño de 30 m en horizontal y 5 m en vertical, a lo largo de cada perfil sísmico. Para ello se seleccionan los horizontes dentro de cada caja, y se calcula el espectro de energía para cada uno de ellos. Para ello he utilizado el modelo de Batchelor59, ya que el régimen turbulento tiene mayor incidencia en la disipación a la escala de cálculo, mientras que las ondas internas (modelo de Gregg, 1989) tienen una dependencia más débil en la energía de onda para deducir las tasas de mezcla (Klymak y Moum 2007b).

De esta manera se genera un mapa de tasas de difusividad sobre cada perfil sísmico a partir del valor obtenido en cada caja. En este se puede identificar la localización de zonas específicas con tasas de mezcla más o menos elevadas.

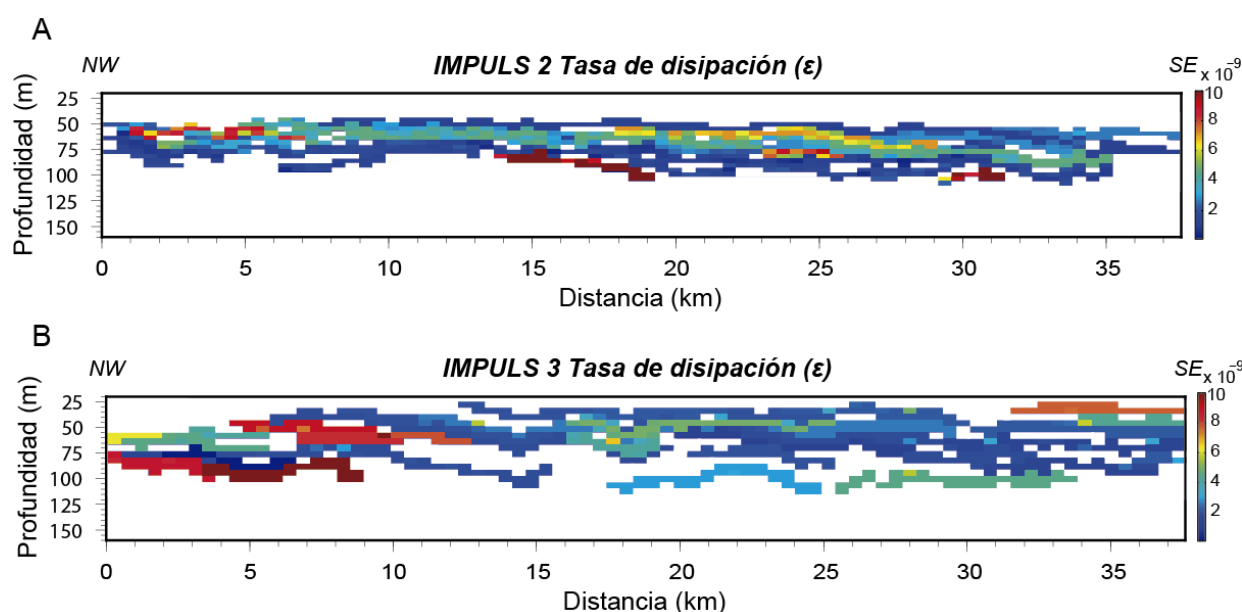


Figura 5.17. Distribución espacial de tasas de disipación (ϵ) obtenida para los perfiles IMPULS 2 (A) e IMPULS 3 (B). Los valores se han obtenido interpolando el valor obtenido en cada caja, cuyo tamaño es de 30 m en horizontal y 5 m vertical.

En la Figura 5.17, se identifican zonas con altas tasas de disipación, no localizadas en profundidad constante, infiriendo que la mezcla se puede presentar en toda la capa termohalina donde incide la cizalla. El valor medio que registra el perfil IMPULS 2 es $\epsilon_{IMP2-mean} = 3.19 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$, mientras que el perfil IMPULS 3 registra un valor medio de $\epsilon_{IMP3-mean} = 3.41 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$. Los valores máximos registrados para cada perfil son $\epsilon_{IMP2-max} = 1.76 \times 10^{-8} \text{ Wkg}^{-1}$ y $\epsilon_{IMP3-max} = 1.50 \times 10^{-8} \text{ Wkg}^{-1}$, los valores mínimos registrados son $\epsilon_{IMP2-min} = 2.70 \times 10^{-10} \text{ Wkg}^{-1}$ y $\epsilon_{IMP3-min} = 3.12 \times 10^{-10} \text{ Wkg}^{-1}$ y sus desviaciones estándares son $\epsilon_{IMP2-std} = 2.88 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ y $\epsilon_{IMP3-std} = 2.66 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ respectivamente. Las zonas con mayores valores pueden interrumpir estructuras termohalinas afectando la estabilidad de los flujos y generando una separación en las estructuras finas, similar al rompimiento de ondas internas a causa de las altas tasas de disipación (e.g. Navrotsky et al., 2004).

Al calcular el valor de ϵ , no se puede conocer cuál es el movimiento horizontal ni vertical de la energía cinética disipada por viscosidad, ya que solo se calcula la magnitud sin determinar la velocidad a la que se presenta la mezcla por movimientos horizontales y/o verticales (Wunsch y Ferrari, 2004). Por tanto los valores de ϵ pueden incrementar su valor a causa de una elevada tasa de cizalla (Thorpe, 2005). Esta variación identifica la presencia de mezcla pero no la cantidad de energía disponible para producirla o que queda después de la mezcla, algo que sí es posible estimar mediante el cálculo de la difusividad diapícnica.

5.2.2 Estimación de la difusividad diapicna

La difusividad diapicna (k_p) es una medida de la mezcla entre capas isopícnas en los océanos y en especial en las primeras capas (capa de mezcla y termohalina), la cual juega un papel importante en la formación y mantenimiento de la circulación y mezcla en el océano a escala global (Müller y Briscoe, 1999).

De acuerdo con Munk y Wunsch (1998), el valor medio de la difusividad diapicna global es del orden de $k_p = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, valor que se requiere para poder mantener la mezcla en la termoclina. Utilizando valores medios de ε , se puede calcular la k_p para cada régimen mediante la relación de Osborn (1980) (Ecuación 2.17).

Un sistema que aumenta la vorticidad elimina el flujo de energía cinética, por lo cual algunos autores llaman a la zona donde se incrementa la vorticidad como el subrango débil dispersivo (e.g. Watanabe y Hibiya, 2005). La mezcla diapicna también puede ser causada por otro tipo de procesos, como los de doble difusión (Müller y Briscoe, 1999), pero este tipo de procesos no serán considerados para este cálculo. A continuación se analizan los valores de k_p obtenidos para cada uno de los rangos espaciales.

5.2.2.1 Difusividad diapicna en el campo de ondas internas

Según la relación de Osborn (1980) (Ecuación 2.17), el valor medio de la mezcla diapicna considerando un valor de la eficiencia de mezcla ($\Gamma = 0.2$), para el campo de las ondas internas registrado mediante los datos sísmicos es $\log_{10} k_p^{IW} \approx -3.72 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Figura 5.18). Usualmente se expresa en términos logarítmicos, respecto a la escala en la cual se calcula. Este valor es mayor que el valor medio de la difusividad diapicna global ($-4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), lo cual implica que la tasa de difusividad es elevada, por tanto en este rango el sistema ya empieza a presentar procesos disipativos mediante mezcla. Para la escala espacial mesoescalar, un valor alto de difusividad se puede relacionar con un evento de surgencia en la región y con una alta disponibilidad de energía debido a cizalla entre las masas de agua y con procesos de recirculación (Thorpe, 2005). En la zona de estudio, este último se puede deber a la incidencia del giro ciclónico registrado en los datos satelitales que afecta el sistema donde se registraron los datos, como se menciona en el apartado 4.1.3.

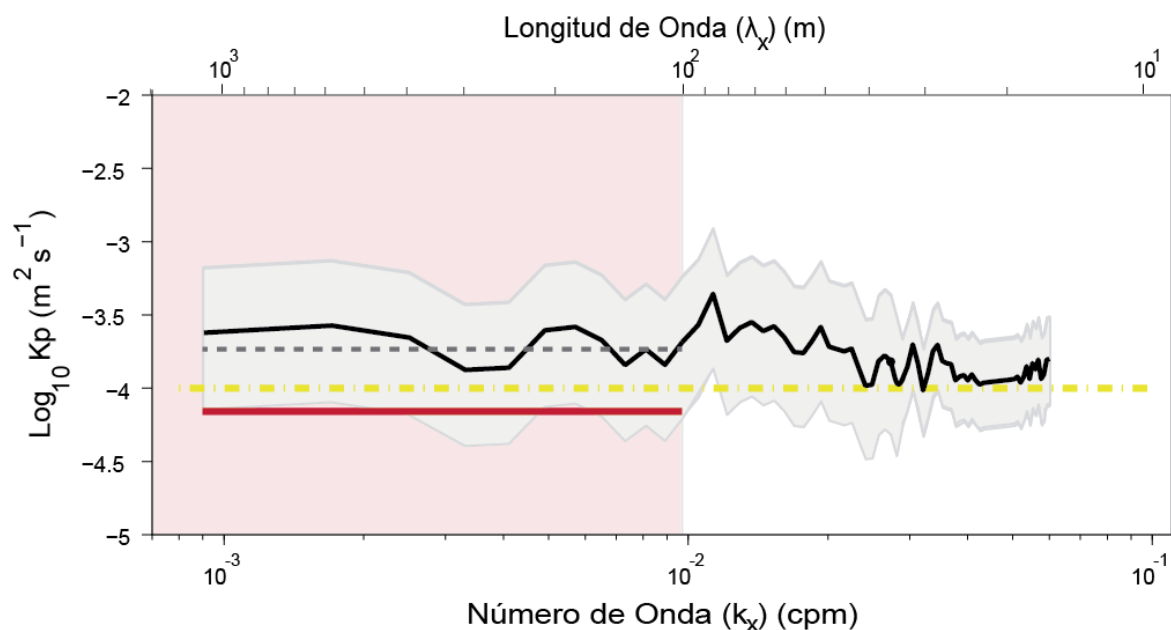


Figura 5.18. Transición de la difusividad diapicna en todo el rango espacial (línea negra). Sobre el área roja se localizan los valores medios obtenidos a partir del modelo de Gregg89 (Gregg, 1989) para ondas internas comparado con el valor medio de GM79 (línea roja) y el valor promedio en este rango espacial (línea gris punteada). Los valores se muestran en relación al valor medio de la difusividad diapicna global $10^{-4} m^2 s^{-1}$ (línea punteada amarilla).

Considerando el valor medio propuesto por el modelo GM79, se obtiene un valor $\log_{10} k_p^{IW_{GM79}} \approx -4.15 m^2 s^{-1}$, cercano al valor obtenido a partir de los datos sísmicos. En cualquier caso, el valor del espectro de GM79 tiende a ser menor que el medido, debido a que en mediciones directas se registran las pequeñas variaciones de energía producidas por efectos viscosos y/o dispersivos que no se estipulan en los modelos teóricos.

5.2.2.2 Difusividad diapicna en el régimen turbulento

Para el régimen turbulento el valor obtenido es $\log_{10} k_p^{Tur} \approx -3.90 m^2 s^{-1}$ (Figura 5.19). Este valor indica la alta eficiencia en la transferencia de energía a pequeñas escalas. Si se compara con el rango medio registrado en la termoclina para el océano abierto y los resultados obtenidos por Wesson y Gregg (1988) ($\log_{10} k_p^{W-G} \approx -3.98 m^2 s^{-1}$), destaca la similitud entre ambos valores.

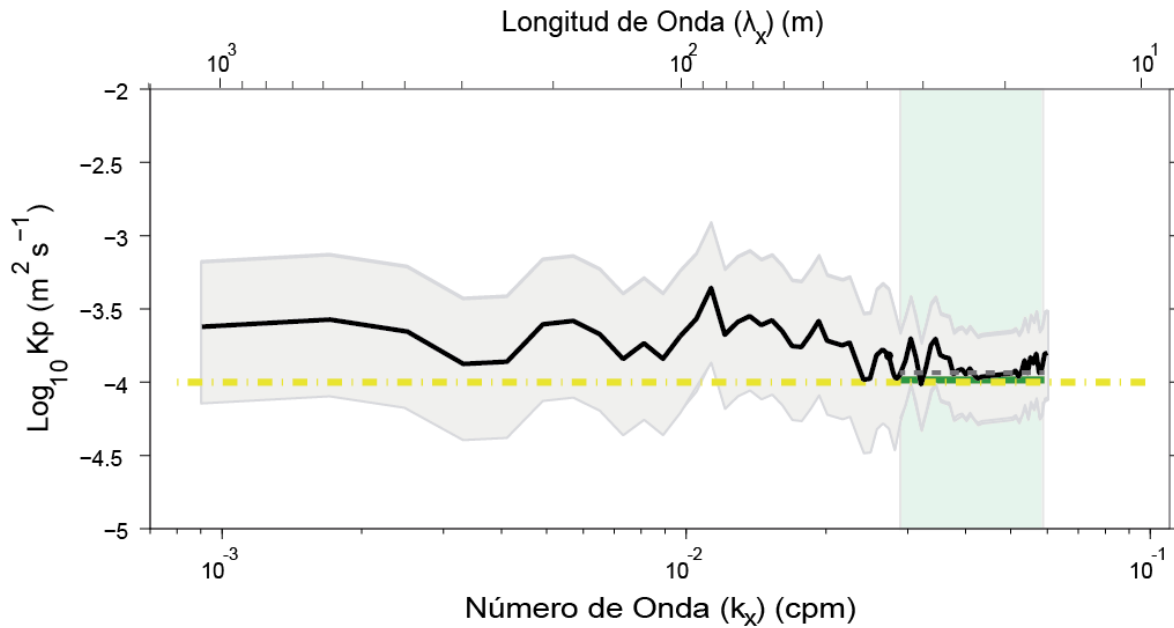


Figura 5.19. Transición de la difusividad diapícnica en todo el rango espacial (línea negra). Sobre el área verde se localizan los valores medios obtenidos a partir del modelo de Batchelor59 (Batchelor, 1959) comparado con los datos medios de las tasas de disipación en la termoclina para el océano abierto (línea verde) y el valor promedio en este rango espacial (línea gris punteada). Los valores se muestran en relación al valor medio de la difusividad diapícnica global $10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ (línea punteada amarilla).

Los valores obtenidos permiten interpretar un alto nivel de mezcla en el régimen turbulento. Aunque el valor medio sea un poco menor que el registrado en las escalas mesoescalares, sigue siendo mayor que el valor medio del océano.

5.2.2.3 Difusividad diapícnica en el rango transicional

A partir del resultado de tasas de disipación obtenido en el rango transicional con el modelo ponderado, se calculó la difusividad diapícnica, obteniendo un valor medio de $\log_{10} k_p^{Tran} \approx -3.82 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. Comparando con el valor obtenido según el modelo de D'Asaro y Lien (2000) para el rango transicional $\log_{10} k_p^{IW-T} \approx -3.83 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, se obtienen valores casi idénticos, confirmándose la alta correspondencia entre estos modelos. El alto nivel de mezcla en esta escala transicional, es coherente con los valores ya obtenidos para el campo de ondas internas y el régimen turbulento, sirviendo de puente en la transferencia de energía.

Los resultados de k_p en los diferentes rangos espaciales, son coherentes en el sentido que los valores medios de la disipación son muy parecidos, en las distintas escalas. Las variaciones obtenidas son consistentes con nuestra interpretación de que la zona de transición es debida al rompimiento de ondas internas en la zona, y la posterior formación y disipación de vórtices laminares generados a partir de las inestabilidades de K-H (Figura 5.20).

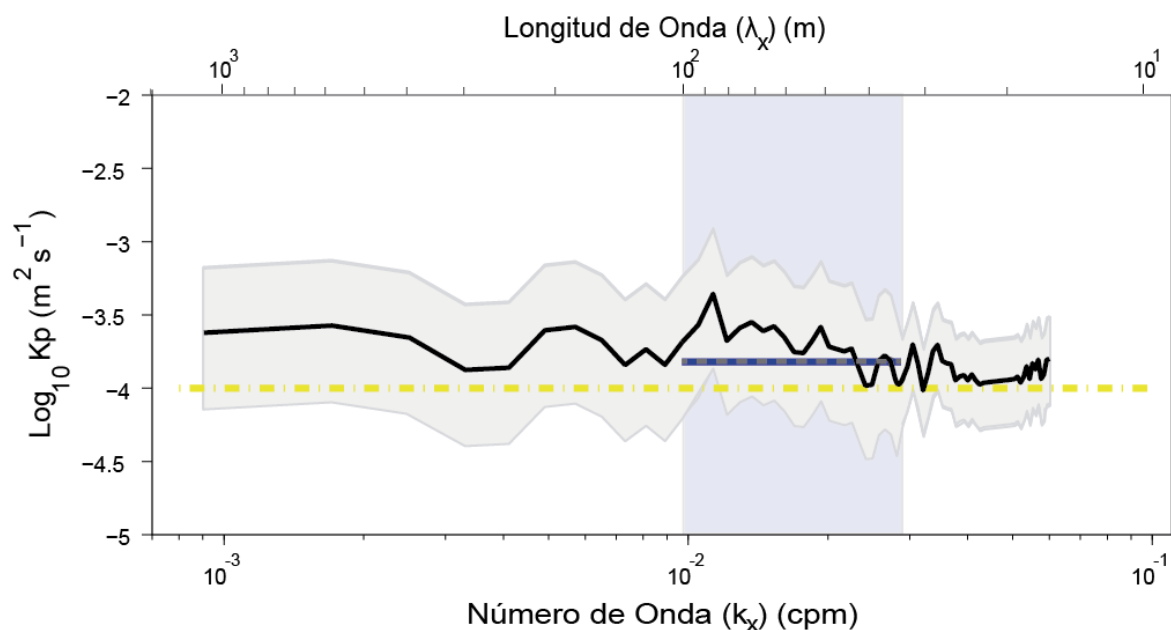


Figura 5.20. Transición de la difusividad diapícnica en todo el rango espacial (línea negra). Sobre el área azul se localizan los valores medios obtenidos a partir del modelo ponderado comparado con el modelo de D'Asaro y Lien (2000) (línea azul) y el valor promedio en este rango espacial (línea gris punteada). Los valores se muestran en relación al valor medio de la difusividad diapícnica global $10^4 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ (línea punteada amarilla).

5.2.2.4 Distribución espacial de la difusividad diapícnica

La producción de mezcla tiende a realizarse por dispersión isopícnica, debido al gradiente horizontal de presiones que propaga los cambios lateralmente. Este proceso es generado por conservación de energía que busca mantener el volumen y profundidad de la capa donde incide. En la Figura 5.21, se presenta la distribución espacial de las difusividades diapícnas y se relaciona con las diferentes estructuras vistas en los perfiles sísmicos.

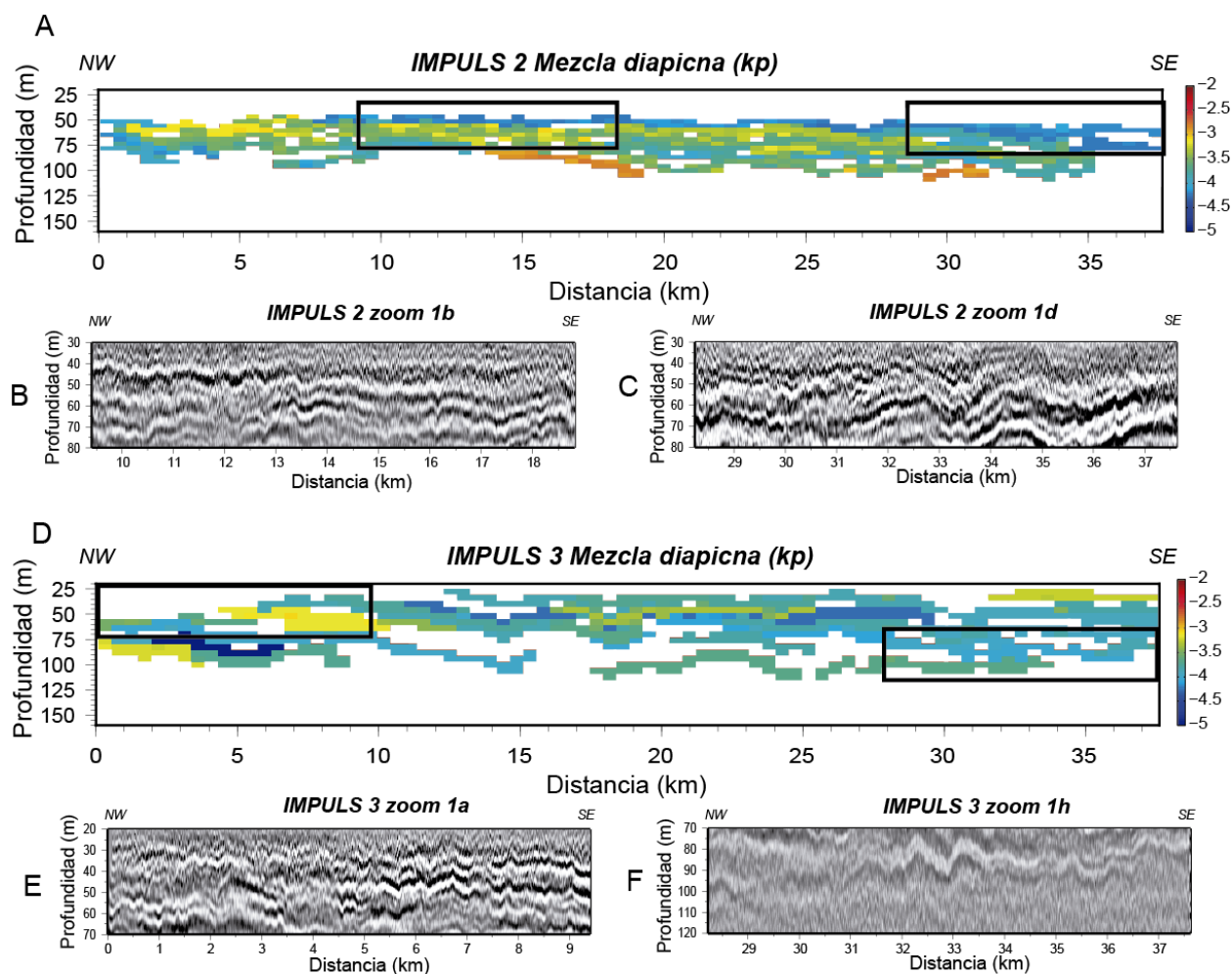


Figura 5.21. Distribución espacial de las difusividades diapícnas obtenidas para el perfil IMPULS 2 (A) y 3 (D), interpolado a partir de cajas de 30 m en horizontal y 5 m en vertical. Se presentan las imágenes sísmicas según las regiones donde se identifica para cada perfil los mayores y menores valores de k_p , que se ajustan a gradientes mayores y menores de reflectividad.

Se puede reconocer como la estructura registrada con el sistema MCS y la difusividad diapícnica va cambiando a diferentes profundidades, indicando que la mezcla se presenta según las condiciones, en toda la capa de cizalla. Se identifica una mayor variabilidad en el perfil IMPULS 2, donde se registra un valor medio $\log_{10}k_p \text{ IMP2-mean} = -3.58 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, mientras que el perfil IMPULS 3 registra un valor medio de $\log_{10}k_p \text{ IMP3-mean} = -3.67 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Los valores máximos registrados para cada perfil son $\log_{10}k_p \text{ IMP2-max} = -2.19 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, y $\log_{10}k_p \text{ IMP3-max} = -2.68 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, los valores mínimos registrados son $\log_{10}k_p \text{ IMP2-min} = -4.45 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ y $\log_{10}k_p \text{ IMP3-min} = -4.08 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ y sus desviaciones estándares son $\log_{10}k_p \text{ IMP2-std} = 0.38 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ y $\log_{10}k_p \text{ IMP3-std} = 0.32 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, respectivamente. A partir del mapa de k_p , se localizan imágenes sísmicas en las regiones con mayor y menor nivel de mezcla, lo que permite relacionar a los mayores valores de k_p con mayores gradientes de reflectividad, donde se identifican reflectores con mayor nivel de rugosidad y menor continuidad lateral, a diferencia de las regiones con menor nivel

de mezcla. En la Tabla 5.1 se resumen los valores medios de ε y k_p obtenidos tanto por mediciones como por modelos, según su rango espacial.

| Modelo (©) / Medición (®) | Rango espacial (m) | ε (Wkg^{-1}) | $\log_{10} k_p$ ($m^2 s^{-1}$) |
|--------------------------------|-----------------------|------------------------------|----------------------------------|
| Gregg89 ® | $1x10^3 - 1x10^2$ | $1.83 x 10^{-9}$ | -3.72 |
| GM79 © | $1x10^3 - 1x10^2$ | $7.0 x 10^{-10}$ | -4.15 |
| Modelo ponderado ® | $1x10^2 - 3.5x10^1$ | $1.45 x 10^{-9}$ | -3.82 |
| D'Asaro y Lien (2000) © | $1x10^2 - 3.5x10^1$ | $1.42 x 10^{-9}$ | -3.83 |
| Batchelor59 ® | $3.5x10^1 - 1.3x10^1$ | $1.22 x 10^{-9}$ | -3.90 |
| Wesson y Gregg (1988) © | $3.5x10^1 - 1.3x10^1$ | $1.0 x 10^{-9}$ | -3.98 |

Tabla 5.1. Valores medios obtenidos de ε y k_p a partir de modelos y datos sísmicos. ® hace relación al registro realizado con datos sísmicos y © al modelo o medición de comparación.

Campaña IMPULS

5.2.2.5 Difusividad diapicna vertical

A partir de los datos de XCTD se puede calcular la variabilidad de la difusividad diapicna en profundidad, mediante una variación de la expresión 5.4, descrita en Gregg (1989):

$$\varepsilon_{IW-v} = 7x10^{-10} \frac{N^2}{N_0^2} \left\langle \frac{S_{10}^4}{S_{GM}^4} \right\rangle \quad (5.9)$$

$$S_{10}^4 = 4.22 \left[\left(\frac{\Delta U}{\Delta Z} \right)^2 + \left(\frac{\Delta V}{\Delta Z} \right)^2 \right]^2 \quad (5.10)$$

$$S_{GM}^4 = 2 \left[\left(\frac{3\pi}{2} \right) j_x E_{GM} b N_0^2 k^c \left(\frac{N}{N_0} \right)^2 \right]^2 \quad (5.11)$$

Donde S_{10}^4 es la varianza de la cizalla en vertical para longitudes de onda de 10 m, ($S_{10} \approx 0.028 s^{-1}$). S_{GM}^4 es la varianza de la cizalla para el espectro de GM79 ($S_{GM} \approx 0.013 s^{-1}$). Reemplazando valores, se obtiene la proporción de cizallas con un valor de 21, Lo que indica que el campo de las ondas internas tiene una alta energía, mayor al pico inercial propuesto en el modelo GM79 con un valor de 3 (Polzin et al, 1995). Esta cantidad de energía es distribuida en todo el rango subinercial y en las profundidades donde la columna de agua es estable (Munk, 1981). La Figura 5.22 permite ver la variación a medida que se atraviesa la capa termohalina.

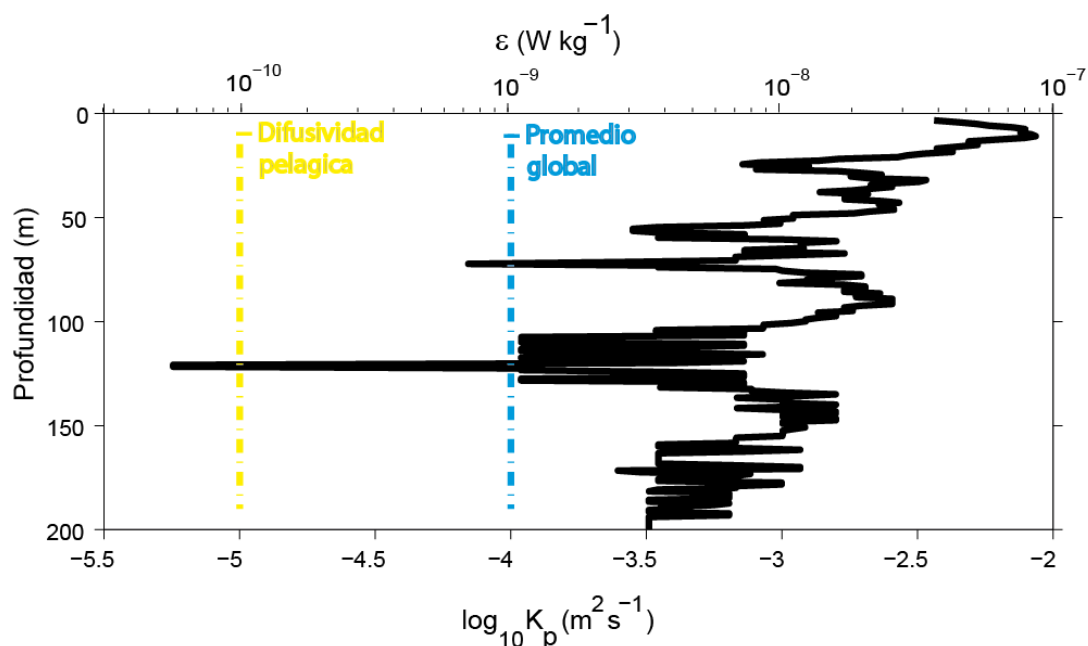


Figura 5.22. Perfil de tasas de disipación y difusividad diapicna en profundidad, obtenido a partir de datos de XCTD. Los valores se muestran en relación al valor medio de la difusividad diapicna global (línea punteada azul), y la difusividad pelágica (línea punteada amarilla).

En el siguiente análisis no se consideran los primeros 20 m, por la alta incidencia que presentan los procesos atmosféricos y perturbaciones del propio barco al momento de realizar la medida. En la Figura 5.22, se identifica una tendencia de disminución de mezcla a medida que aumenta la profundidad, relacionada a la misma proporción en la que disminuye N y por ende sus efectos, solo para este perfil. En las profundidades donde se identifica la estructura termohalina fina, destacan dos picos principales de mínima mezcla, ubicados a los 76 m, y 116 m. A parte de estos se identifica la presencia de tres rangos de alta mezcla ubicados entre 33- 46 m, 57 - 68 m, y 80 - 105 m. Los anteriores rangos, son las profundidades que presentan alta difusividad, confirmando la presencia de parches de inestabilidades de K-H, relacionados con los reflectores más rugosos. A mayores profundidades, disminuye la tendencia de provocar mezcla, debido a la estabilidad en aguas con mayor profundidad.

Un valor que permite determinar si un régimen presenta un alto nivel de mezcla o no, es el número de Reynolds de flotabilidad (R_B). Gargett (1988), lo describe como un índice que identifica si el sistema es isotrópico. R_B permite conocer si el flujo de flotabilidad es substancial, para que genere turbulencia y por tanto incremente el nivel de mezcla (Thorpe, 2005). Este índice depende de la viscosidad cinemática y es determinado mediante la siguiente relación:

$$R_B = \frac{\varepsilon}{\nu N^2} > 200 \quad (5.12)$$

Donde ν es la viscosidad cinemática en el océano que tiene un valor medio de $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Thorpe, 2005). Este número además de identificar si el sistema es isotrópico, permite determinar si presenta un alto nivel de mezcla cuando el resultado es mayor de 200 (Gargett, 1988). Reemplazando valores para los diferentes rangos espaciales se obtuvo para el régimen mesoescalar el valor de $R_B^{IW} = 960$, para el rango de transición el valor de $R_B^{tran} = 760$, y para pequeñas escalas $R_B^{Tur} = 640$, lo que confirma la alta tasa de mezcla en todo el rango espacial, confirmando los resultados ya obtenidos mediante el análisis de las imágenes sísmicas. Esta es otra forma de ratificar la validez de las estimaciones basadas en los datos sísmicos para calcular tanto ε como k_p .

5.3 COMPARACIÓN DE RESULTADOS CON OTROS SISTEMAS SÍSMICOS DE ADQUISICIÓN Y OTROS TRABAJOS RELEVANTES

Los sistemas MCS ya han sido utilizados previamente, como herramienta para caracterizar de forma cualitativa (forma, tamaño) y cuantitativa (análisis espectral, difusividades) las diversas estructuras y procesos presentes en la columna de agua. A continuación se realiza una comparación entre diversos trabajos de OS y OF, directamente relacionados con el sistema y tipo de análisis realizado en este trabajo.

El primer estudio de este tipo que cabe destacar es el realizado por Holbrook y Fer (2005), que identificaron ondas internas dentro de ventanas espectrales de hasta 6400 m de longitud, a una profundidad media de unos 500 m en el Mar de Noruega. Los datos utilizados fueron obtenidos a bordo del B/O estadounidense Maurice Ewing durante septiembre de 2003. Entre las características principales del sistema MCS utilizado por ellos, destaca el uso de un *array* de seis cañones de aire comprimido, con un volumen total de 1340 c.i. (más de 1000 c.i. mayor que la fuente de IMPULS), obteniendo el espectro de la fuente, con un ancho de banda de frecuencias utilizables entre $20 - 100\text{ Hz}$ (el ancho de banda de frecuencias en IMPULS es de $40 - 280\text{ Hz}$). La frecuencia de disparo fue de 20 s correspondiente a 37.5 m (el máximo espaciado de IMPULS fue de 12 s), y un *streamer* de 6000 m de longitud con 480 canales separados cada 12.5 m (en IMPULS se utilizó un *streamer* de 300 m activo, con 48 canales separados cada 6.25 m). Respecto a los datos oceanográficos convencionales, fueron desplegados 110 XBTs (IMPULS 17 XBTs), y 12 XCTD (IMPULS 1 XCTD) coincidentes en tiempo y espacio.

A partir del procesado de los datos sísmicos, fueron graficados los perfiles sísmicos donde se aprecian reflectores que siguen la estructura fina interna. Seleccionaron de forma automática aquellos que presentaban una mayor coherencia lateral, considerando una ventana temporal de 8 ms (ventana temporal de IMPULS, 2 ms), para realizar el análisis espectral. El espectro se escaló con la N , y se consideraron reflectores con una coherencia lateral de 6400 m . Con los anteriores parámetros obtuvieron una pendiente espectral con valor de -2.5 , coherente con la teoría previa de Garrett y Munk (1976) (GM76) a nivel mesoescalar y un cambio en el subrango inercial relacionado con procesos turbulentos (pendiente espectral con valor $-5/3$) (Figura 5.23). La identificación de estos procesos se asemeja en parte a nuestros resultados en relación a los procesos y rangos espaciales, con la salvedad que el modelo utilizado por ellos es el GM76 (Garrett y Munk, 1976), que considera estable las interacciones no lineales a frecuencias cerca de la inercial obteniendo una pendiente espectral con valor -2.5 , mientras que el modelo GM79, reformulado por los mismos autores, considera las interacciones de inestabilidad, obteniendo una pendiente espectral -2.0 (Munk, 1981). Otra salvedad es la turbulencia identificada por ellos, que alcanza altos valores espaciales (hasta 300 m), de acuerdo a la región y las condiciones oceanográficas en la que desarrollaron su experimento.

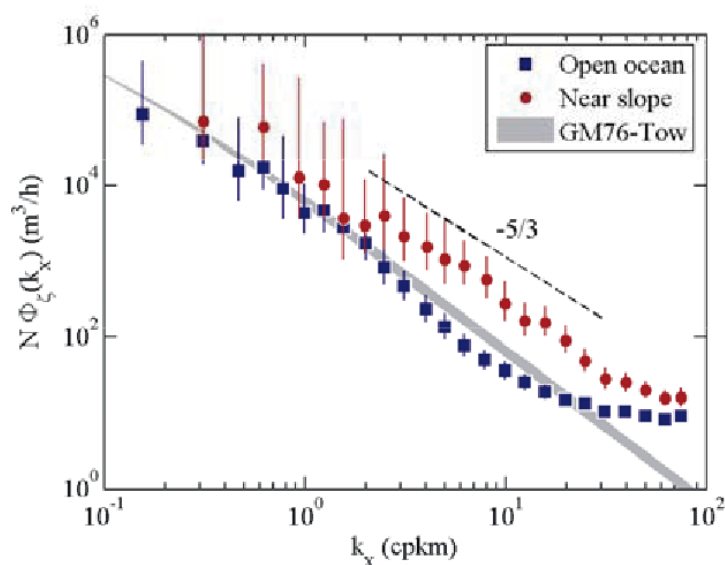


Figura 5.23. Espectro horizontal del desplazamiento vertical determinado a partir de reflectores digitalizados. Holbrook y Fer (2005).

Un aspecto importante para los datos de OS, es el nivel de resolución, que a nivel horizontal está definido por F_Z , y a nivel vertical por R_C . Considerando el máximo valor del rango de frecuencias de la fuente (100 Hz), se obtiene una longitud de onda dominante de 15 m. Además la estructura que ellos identifican, se encuentra a una profundidad media de 500 m, por lo cual al reemplazar valores, se obtienen resoluciones $F_Z \approx 43$ m, y $R_C \approx 4$ m. Comparando estos valores con las resoluciones obtenidas con el sistema utilizado en la campaña IMPULS ($F_Z \approx 11$ m, y $R_C \approx 1.5$ m), se aprecia que nuestro sistema tiene una resolución casi cuatro veces mayor, lo cual nos permite identificar procesos como las inestabilidades de K-H en escalas intermedias, que no es posible identificar con el sistema de baja resolución.

De forma similar Krahnmann et al. (2008), realizaron una estimación de la energía de las ondas internas utilizando una ventana de 1600 m, en el margen Atlántico de la península Ibérica. Entre los datos utilizados, se encuentra la campaña IAM (perfil IAM-4) en la cual fue utilizado un sistema LR-MCS, con un mayor volumen total de la fuente (7524 c.i.), obteniendo el espectro de la fuente, con un ancho de banda de frecuencias utilizables entre 20 – 50 Hz. La frecuencia de disparo fue de 40 s (75 m), y un streamer de 4800 m de longitud con 192 canales separados cada 25 m. A partir de estos valores se obtienen unos valores de resolución horizontal y vertical de $F_Z \approx 91$ m, y $R_C \approx 7.5$ m, respectivamente. Para contrastar sus resultados, fueron utilizados los datos hidrográficos del WOCE.

Obtuvieron el espectro de energía siguiendo los parámetros de forma similar al trabajo ya presentado por Holbrook y Fer (2005), con un cambio importante en considerar la ventana espectral de solo 1600 m de longitud. Esta longitud es suficiente para caracterizar los procesos mesoescales como las ondas internas, permitiendo agilizar el tiempo computacional, y dividir los horizontes más extensos en secciones de igual tamaño. Esta

división genera que todos los horizontes aporten información espectral en la misma proporción en las distintas escalas espaciales. En general las reflexiones sísmicas estudiadas se encontraban entre los 700 m y 1500 m, en el margen Atlántico de la península Ibérica. Observaron que la variación de los niveles de energía indica actividad de ondas internas en capas menos profundas afectando directamente el rango de longitudes de onda horizontal de 400 – 100 m (Figura 5.24).

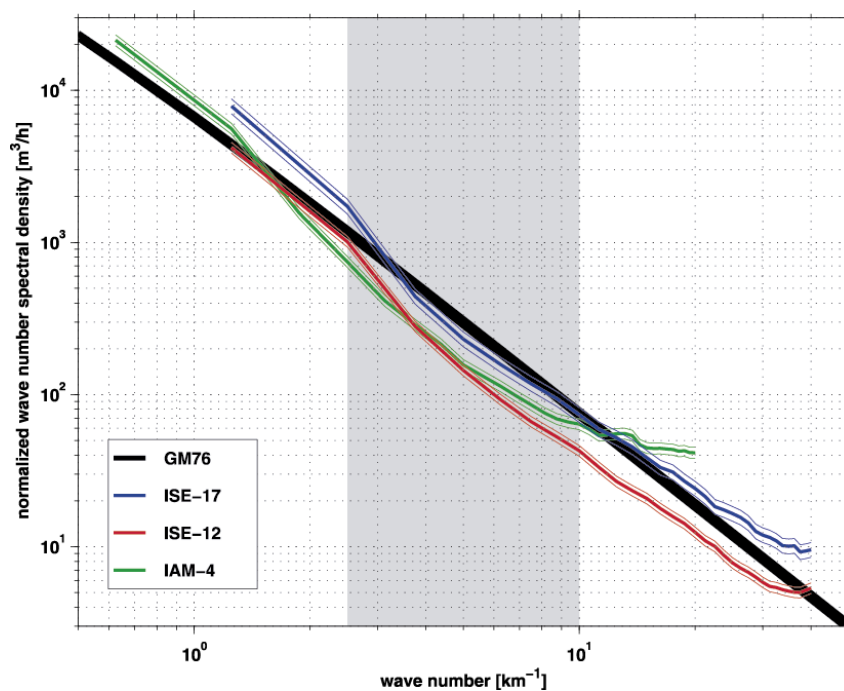


Figura 5.24. Densidad espectral promediada obtenida a partir del desplazamiento de reflectores en tres secciones comparadas con el espectro de GM76. Krahnmann et al. (2008).

De forma similar a los valores obtenidos en la campaña IMPULS, identificaron movimientos subinerciales relacionados con ondas internas de longitudes de onda dominante a nivel horizontal 1.2 km, y en vertical de 15 m. Debido a las características del sistema de adquisición, no se pudieron caracterizar los procesos de transición o turbulentos que pueden tener lugar a escalas menores.

Sheen et al. (2009), estimaron las tasas de mezcla considerando el modelo turbulento de Batchelor59 (Batchelor, 1959), cerca de las islas Malvinas a partir del análisis espectral de datos obtenidos con MCS. Al igual que los estudios anteriormente presentados, utilizaron un sistema LR-MCS, con el cual obtienen unos valores de resolución horizontal y vertical de $F_z \approx 61$ m, y $R_C \approx 3.75$ m, respectivamente. Para contrastar sus resultados, fueron utilizados los datos de 7 CTD's, seleccionados del *British Oceanographic Data Centre*.

Realizaron el respectivo procesado y análisis de los datos sísmicos, donde identificaron pendientes espectrales cercanas a -2.5 (ondas internas) y -5/3 (turbulencia). Sin embargo la zona de incidencia donde delimitan la pendiente espectral de turbulencia no es clara, la cual puede también corresponder a ruido ya que la banda de error es muy amplia. A su vez

calcularon la difusividad diapicna, obteniendo un valor medio para las ondas internas de $\log_{10}k_p = -4.6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, y para el régimen turbulento de $\log_{10}k_p = -4.1 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, que se encuentran cerca al valor medio de la difusividad diapicna global (Figura 5.25). Para realizar este cálculo consideran al igual que nosotros, que el campo de ondas varía lentamente con el tiempo, respecto a la corriente.

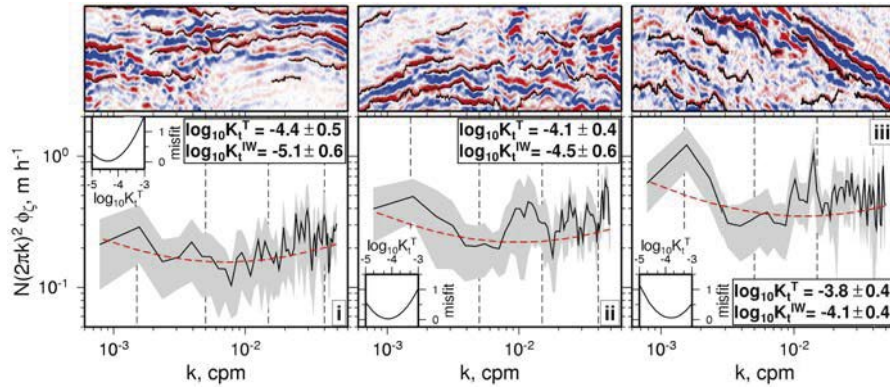


Figura 5.25. Análisis espectral de 3 secciones (cajas superiores). La densidad espectral ha sido multiplicada por $(2\pi k)^2$ para distinguir visualmente las ondas internas del régimen turbulento (pendiente negativa y positiva respectivamente), aspecto que se toma en consideración en los trabajos espectrales que siguieron. Sheen et al. (2009).

Para realizar el ajuste del espectro teórico, seleccionaron arbitrariamente un ancho de banda donde interactúan las ondas internas y la turbulencia para excluir algún proceso dominante en la escala espacial de transición. Este aspecto para su región de estudio se puede justificar, pero para regiones con alto nivel de cizalla y propensas a la generación de inestabilidades como las de K-H, se debe de identificar con sistemas de mayor precisión. El aspecto mencionado se puede solventar con el uso de HR-MCS, debido a su alta resolución lateral y sinopticidad que permiten registrar la transferencia de energía, sobre todo en regiones espaciales ambiguas como pueden ser las escalas intermedias.

Por otra parte, Vsemirnova et al. (2009), demostraron mediante modelos de dinámica oceánica, los efectos del movimiento relativo del agua (velocidad media considerada $\sim 1 \text{ m s}^{-1}$) respecto al sistema de adquisición MCS (velocidad media $\sim 5 \text{ nudos} \approx 2.6 \text{ m s}^{-1}$) en el cálculo del espectro tanto para el régimen de ondas internas como para el turbulento (Figura 5.26).

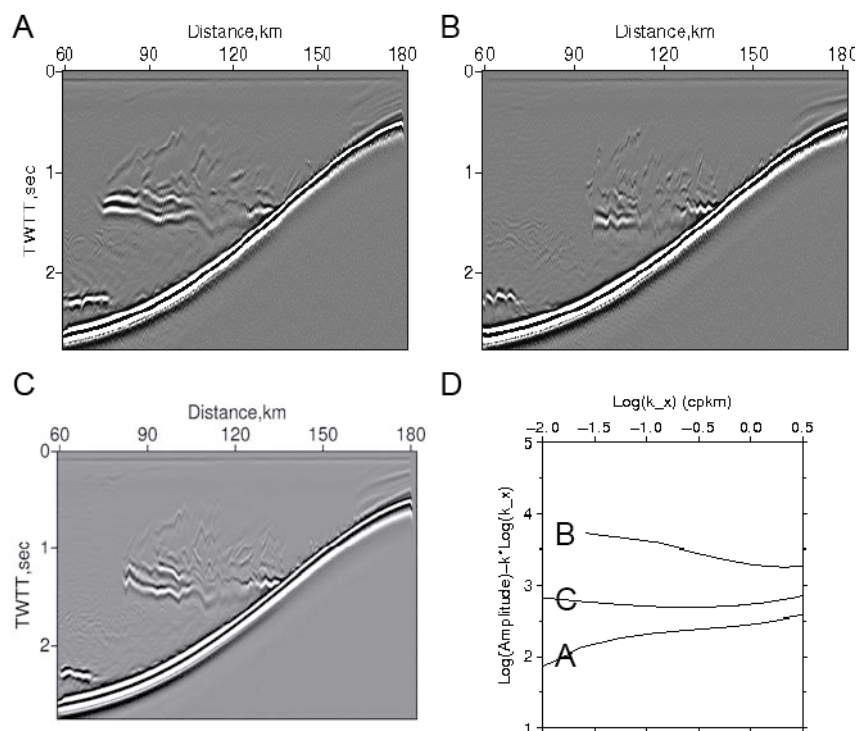


Figura 5.26. Stack 2D de los datos sintéticos de una campaña sísmica. (A) Simulación de los datos registrados cuando el barco se mueve en la misma dirección que el agua. (B) Simulación cuando el movimiento entre el barco y el agua es opuesto. (C) Simulación considerando solo el movimiento del barco mientras el agua permanece estática. (D) Comparación de las pendientes espectrales derivada de los reflectores digitalizados de las figura A, B, y C. Vsemirnova et al. (2009).

La simulación empleada, utiliza un modelo simple de las ondas internas, dadas por una función coseno con longitud de onda 2 km, y amplitud 20 m. Seleccionando los reflectores con mayor coherencia lateral, realizan el análisis espectral para cada simulación, mostrando que cuando el agua se mueve con velocidad significativa respecto al movimiento del sistema MCS, se registran diferentes imágenes de los límites de impedancia acústica en el agua. Por lo tanto es necesario estimar el movimiento relativo del sistema MCS con respecto al agua en la profundidad donde se encuentre el objetivo de estudio, en orden de cuantificar apropiadamente la incerteza en las medidas basadas en MCS.

Para nuestro caso, al registrar de media una velocidad del agua con un valor de un orden menor al registro del sistema HR-MCS (Tabla A1.1, Anexo 1), no se generan este tipo de distorsiones en el análisis espectral. Esto fue comprobado en la Figura 4.17, donde se grafica y compara el espectro energético obtenido del perfil sísmico IMPULS 2 (registrado en dirección sureste-noroeste), y el perfil IMPULS 3 (registrado en dirección noroeste-sureste). Espectralmente presentan el mismo comportamiento, conservando las mismas pendientes espectrales en sus respectivos rangos espaciales.

En un trabajo reciente realizado por Holbrook et al. (2013), presentaron un estudio similar a los anteriormente mencionados con un sistema LR-MCS, del cual destaca el protocolo de análisis de datos sísmicos para la columna de agua, que permite realzar la proporción S/N. Ellos desestiman los valores $S/N < 4$, mientras que con el HR-MCS aquí utilizado, pude desestimar un mayor rango (< 8), asegurando en un factor más, que los horizontes seleccionados son la representación de cambios de impedancia acústica, relacionados con cambios en la estructura termohalina interna (Figura 5.27). En el trabajo realizado por estos autores se filtró el ruido armónico generado por la fuente, lo cual también hemos seguido nosotros.

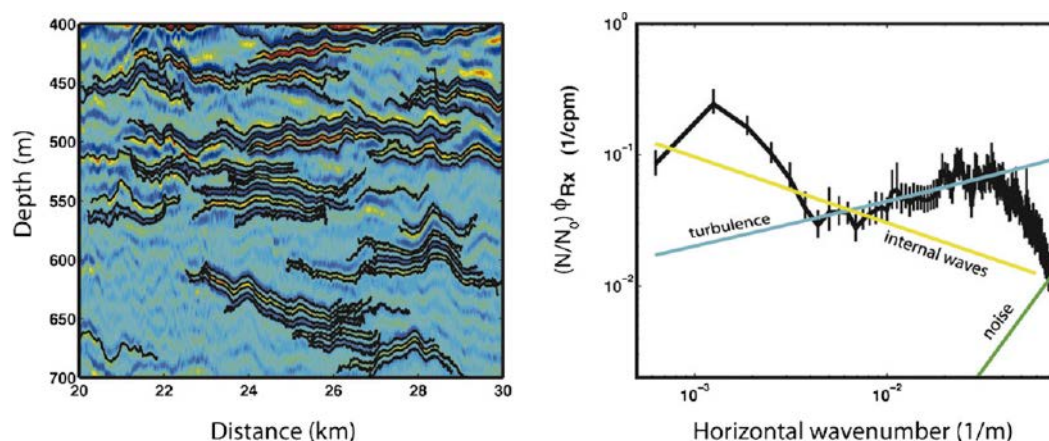


Figura 5.27. Imagen sísmica que muestra los reflectores seleccionados (líneas negras) (izquierda), Utilizados para calcular el espectro con la transformada de Fourier. Las líneas verticales muestran el intervalo de confianza del 95% y las líneas de colores, los ajustes con procesos y estructuras que identifican según la pendiente espectral (derecha) Holbrook et al. (2013).

La estimación de la distribución espacial de la difusividad diapícnica, la realizan entre cajas con dimensiones de 600 m de ancho por 25 m de alto, lo que les permite identificar el patrón general de la difusión en la zona, aspecto que en nuestro caso se pudo afinar más, al utilizar cajas de menor dimensión.

Uno de pocos estudios que han sido realizados a nivel somero con sistemas de alta resolución es el presentado por Piété et al. (2013). En este trabajo, realizan una comparación entre diferentes tipos de sistemas, demostrando que aquellos con una configuración de HR-MCS, permiten identificar y conocer la estructura interna del océano a nivel somero (termoclina estacional). Confirman la viabilidad del uso de estos sistemas, pero sin realizar un análisis cuantitativo de las estructuras y procesos que fueron identificados, como sí lo han realizado en parte los estudios realizados a mayor profundidad.

Por último, cabe mencionar el trabajo desarrollado por Klymak y Moum (2007), que aunque no utilizan la OS, se encuentra focalizado en un análisis espectral de los desplazamientos verticales de las isotermas y tasas de disipación turbulentas a partir de datos obtenidos con un

microperfilador. El dispositivo de medición llamado Marlin, iba arrastrado por el barco, pudiéndose ubicar a diferentes profundidades, permitiendo obtener solo un perfil horizontal de medición a la vez. Los datos fueron recolectados en el canal Kauai, entre las islas de Oahu y Kauai, como parte del Experimento de Mezcla del Océano de Hawaii (HOME).

A partir del análisis espectral de energía, identificaron a altos números de onda un subrango inercial turbulento mediante el ajuste de un patrón a un régimen turbulento (Figura 5.28). De igual forma relacionaron los bajos números de onda con movimientos producidos por ondas internas, donde obtuvieron una pendiente espectral media -2.46 ± 0.4 , que se ajusta al modelo GM75. Entre los dos regímenes identifican un subrango intermedio de transición indicando que no existe ninguna teoría apropiada que describa estos movimientos. Su interpretación es que esta zona de transición puede ser debida a advección vertical y por tanto tiende a tener una pendiente similar al ruido blanco. Así que plantean para su zona de estudio, que puede ser generado simplemente por la interacción directa entre ondas internas y turbulencia.

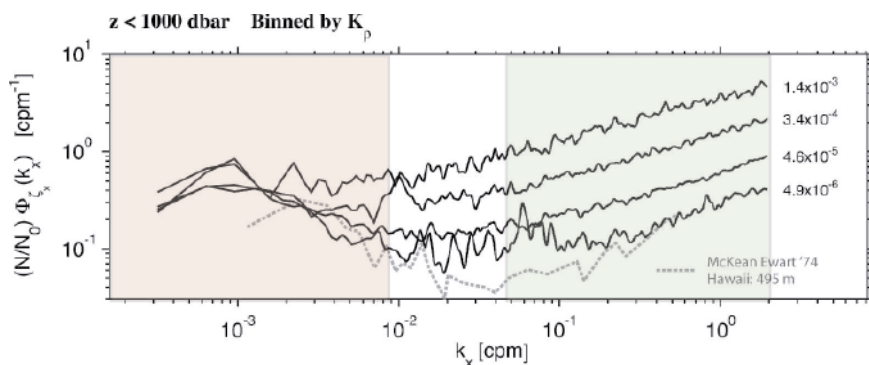


Figura 5.28. Promediado de pendientes espectrales del desplazamiento vertical de la temperatura, a partir de 4 perfiles obtenidos a 4 profundidades menores de 1000 m, con diferente difusividad diapicna. (Klymak y Moum, 2007b) Se superpuso la región donde ellos identifican ondas internas (área roja), y turbulencia (área verde).

Comparando el espectro energético horizontal, con el obtenido con los datos IMPULS, se aprecia una gran coherencia al identificar tanto ondas internas como el régimen turbulento. Otra coincidencia es la similitud entre las escalas espaciales donde se refleja el cambio de régimen (entre ~ 100 m y ~ 30 m). En el rango espacial intermedio (Klymak y Moum, 2007), identifican la presencia de un subrango inercial en la transición de ondas internas a turbulencia que genera una ambigüedad y no les permite discernir a qué proceso podría corresponder. La ubicación espacial de ese rango es casi la misma en la que nosotros identificamos las inestabilidades que generan vórtices laminares en base a los datos HR-MCS. De todos modos, no se puede afirmar que sea el mismo fenómeno el que afecta ambos sistemas debido a que las condiciones hidrográficas de cada uno son muy diferentes. Lo que sí llama la atención es que en una región diferente, este proceso de transición e intercambio de energía de mayores a menores escalas espaciales no se produce de forma espontánea. En su caso los datos no permiten definir este proceso de transición por la falta de perfiles a distintas profundidades que permitan identificar su tendencia en la distribución energética. En

contraste, la mayor cobertura espacial y resolución lateral de los datos HR-MCS proporciona una mejor descripción de este rango espacial, permitiendo discernir entre los diferentes caminos en que la energía se transfiere, llenando así el vacío tanto observacional como de conocimiento que aún hay en esta región espacial.

CAPÍTULO 6 – ANÁLISIS DE DATOS DE LA CAMPAÑA EVENT-DEEP Y COMPARACIÓN CON LOS RESULTADOS DE IMPULS

6. ANÁLISIS DE DATOS DE LA CAMPAÑA EVENT-DEEP Y COMPARACIÓN CON LOS RESULTADOS DE IMPULS

A lo largo del desarrollo de esta tesis, surgió la oportunidad de analizar una nueva campaña denominada EVENT-DEEP, realizada igualmente en el Mar de Alborán con un sistema HR-MCS similar al utilizado en la campaña IMPULS. Los resultados de cascada energética obtenidos a partir del análisis espectral de esta segunda campaña muestran diferencias significativas que se asocian a una dinámica oceánica dominante diferente a la de IMPULS. No obstante sirven para corroborar la utilidad de los sistemas HR-MCS en el estudio de la dinámica oceánica, así como para tener un segundo caso de estudio en la zona.

Entre el 13 de mayo y el 6 de junio de 2010 se llevó a cabo la campaña llamada “Integración de nuevas tecnologías en paleosismología: Caracterización de fallas generadoras de terremotos y tsunamis en el sur de Iberia (Integration of new technologies in paleoseismology: Characterization of seismogenic and tsunamigenic faults in south Iberia; EVENT-DEEP)”, a bordo del B/O Sarmiento de Gamboa (SDG-016), en el contexto del proyecto del Plan Nacional CGL 2006-12861-C02-02. Cuyo IP fue la Dra. Eulalia Gràcia. El científico jefe de la campaña fue el Dr. Rafael Bartolomé de la Peña, participando personal de la Unitat de Tecnologia Marina (UTM), del Institut de Ciències del Mar (ICM), del Laboratorio Nacional de Energia e Geologia - Portugal, del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), de la Universidade de Lisboa – Portugal (IDL-FCUL), de la Università degli Studi di Palermo – Italia, y de la Universitat de Barcelona. En la Figura 6.1 se muestra la zona de estudio, incluyendo referencia a todos los datos que se adquirieron durante la campaña.

El objetivo principal de la campaña fue la caracterización paleosismológica de las fallas, que son potencialmente fuentes de terremotos y tsunamis al sur de la península Ibérica. Para ello se investigó el potencial sísmico del movimiento de las fallas sismogénicas caracterizando la geomorfología de las estructuras someras y profundas de largas fallas activas localizadas al este del Mar de Alborán.

En la campaña EVENT-DEEP además de la adquisición de datos sísmicos con el sistema HR-MCS, también se adquirieron datos de velocidad del sonido mediante sondas XBT y SVP, así como datos de conductividad y temperatura utilizando una sonda CTD. En el presente trabajo, he complementado los datos mencionados con datos satelitales del área y datos de ADCP de la campaña SAGAS, con el fin de poder describir la dinámica y la estructura termohalina existente durante el desarrollo de la campaña.

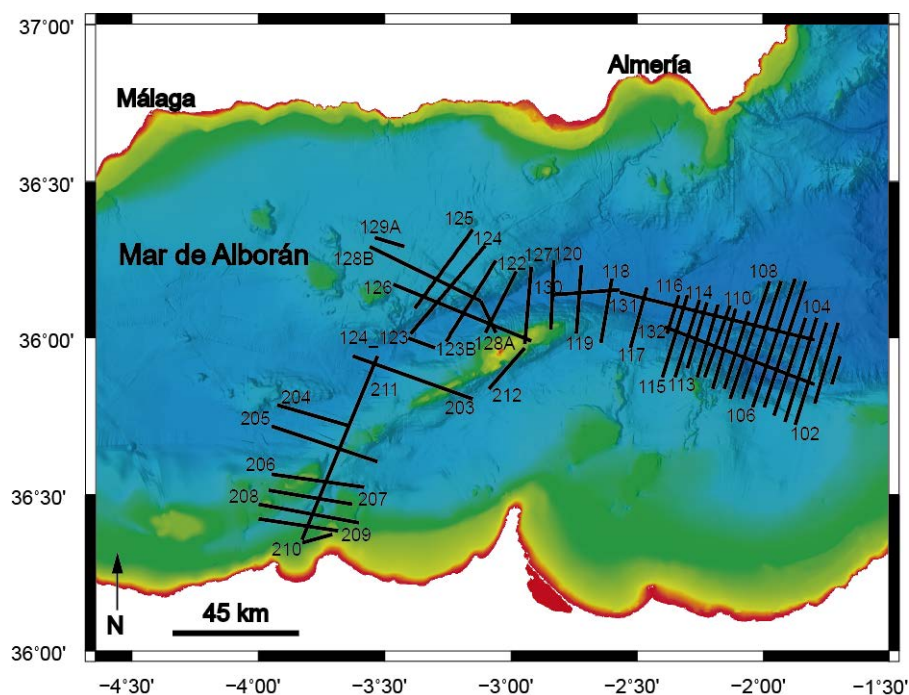


Figura 6.1. Mapa del Mar de Alborán con la localización de los perfiles sísmicos adquiridos en la campaña EVENT-DEEP (líneas negras)

6.1 DATOS HIDROGRÁFICOS DE LA CAMPAÑA EVENT-DEEP

De todos los datos de MCS adquiridos en la campaña EVENT-DEEP, se seleccionaron las líneas que cruzan la Garganta de Alborán y el banco de Djibouti ya que su posición es la más cercana a las líneas sísmicas seleccionadas de IMPULS (Figura 6.2). Respecto a los datos hidrográficos fueron desplegados 3 XBTs de los cuales solo uno fue adquirido coincidente en tiempo y espacio con los registros sísmicos, así como un SVP y 10 estaciones de CTD. A continuación se representan y analizan los datos que comprenden los primeros 300 m de la columna de agua, es decir, en el rango de profundidades donde se observan los reflectores sísmicos en los perfiles adquiridos en esta campaña. Igualmente, se presentan datos satelitales que permiten caracterizar las condiciones generales de la región en el momento de adquisición de los datos. Las particularidades de las sondas desplegadas durante la campaña EVENT-DEEP como fecha de adquisición, profundidad alcanzada, coordenadas, etc., se especifican en la Tabla A3.6 (Anexo 3).

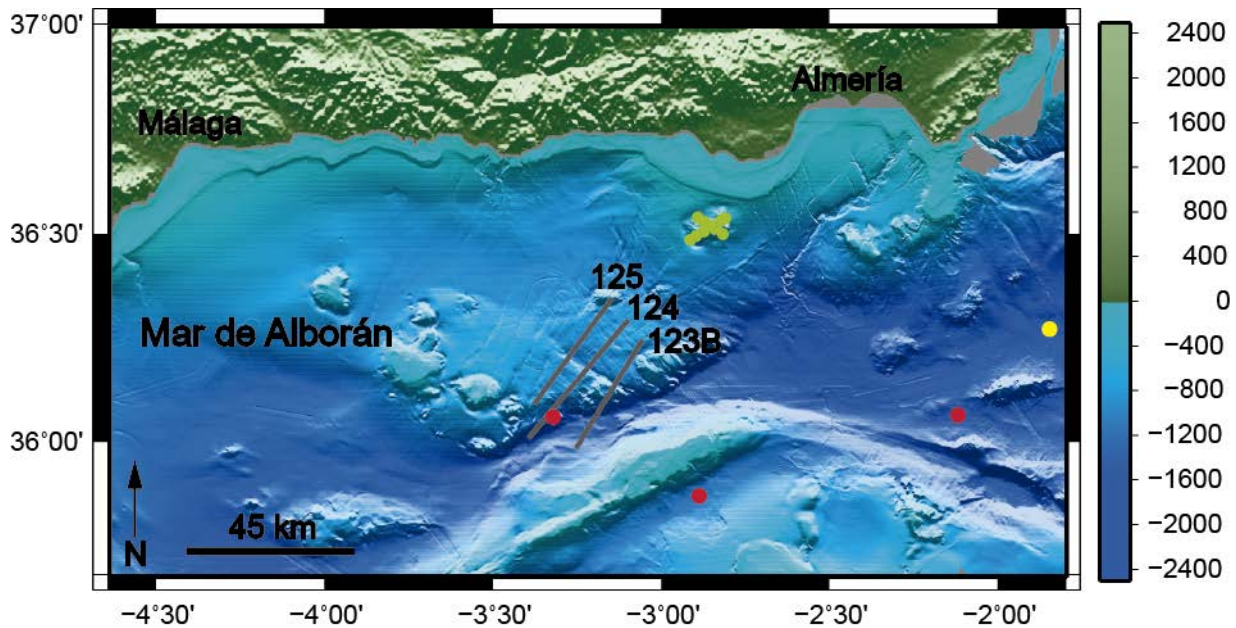


Figura 6.2. Mapa del Mar de Alborán con la localización de los datos hidrográficos obtenidos en la campaña EVENT-DEEP. XBTs (puntos rojos), SVP (punto amarillo), CTD's (puntos verdes), líneas sísmicas (líneas grises).

6.1.1 Análisis de los CTDs adquiridos en la campaña EVENT-DEEP

El CTD utilizado en esta campaña consta de sensores que registran la temperatura, la conductividad y la tensión por presión. Se desciende por la columna de agua a una velocidad media de 1 ms^{-1} , alcanzando una resolución vertical de 25 cm.

Los datos de CTD, se adquirieron durante 48 horas (del 31 de mayo al 2 de junio de 2010), totalizando 10 estaciones en el banco volcánico de Chella (Figura 6.3). El objetivo fue caracterizar los hábitats bentónicos encontrados en esta área.

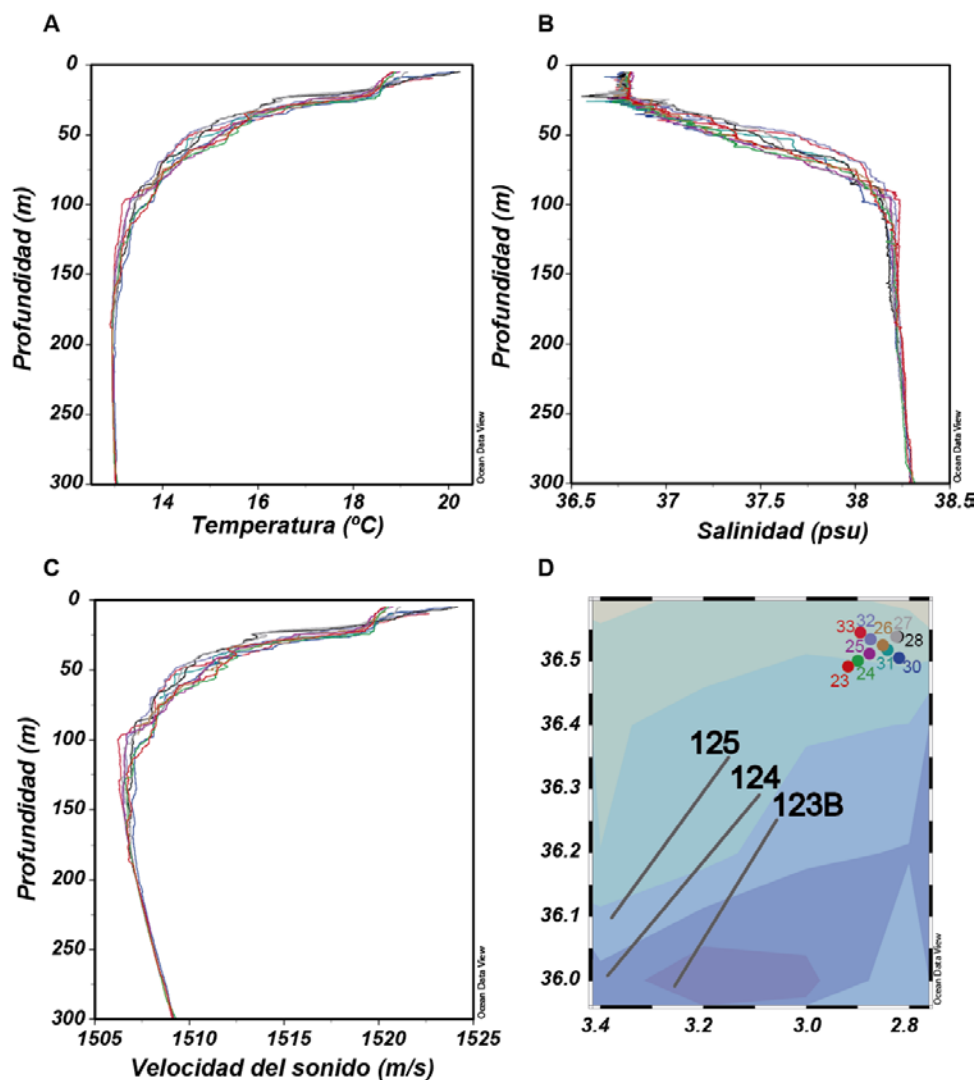


Figura 6.3. Perfiles de temperatura (A), salinidad (B), y velocidad del sonido (C) en profundidad obtenidos a partir del CTD, obtenidos en la campaña EVENT-DEEP (D). En el mapa, se presenta el número de registro de cada despliegue y localización respecto a las líneas sísmicas para su identificación.

Los datos fueron adquiridos y procesados con el programa *Sea Bird 911plus*. La rutina de procesado utilizada, fue la siguiente:

1. Conversión de archivos para obtener los archivos en formato .cnv.
2. Filtrado paso bajo, para eliminar las bajas frecuencias.
3. Se realizó una alineación que ajusta las variables, generando una corrección de profundidad de cada una respecto a la otra.
4. Análisis de célula térmica para certificar que los datos son de la misma parcela de agua.

5. Fueron eliminados los datos extremos debido a picos o perturbaciones externas.
6. Debido a los movimientos, se pueden repetir medidas en profundidad, por lo cual se eliminan los datos repetidos.
7. En base a los sensores utilizados, se obtienen variables derivadas, como densidad, profundidad, salinidad, y velocidad del sonido entre otras.
8. Los datos son promediados a 0.25 m , en el registro de bajada.
9. Por último se eliminaron los datos con indicadores de calidad negativos.

A partir de los datos de temperatura y salinidad obtenidos con los CTDs, se analizaron las diferentes masas de agua existentes en la región (Figura 6.4). En el diagrama T-S se identifica una transición entre la AW y la MW más suave comparada con la registrada en la campaña IMPULS. Se aprecia una región con salinidad casi constante (38.2 psu) entre los $110 - 250\text{ m}$ donde destaca la variación en temperatura.

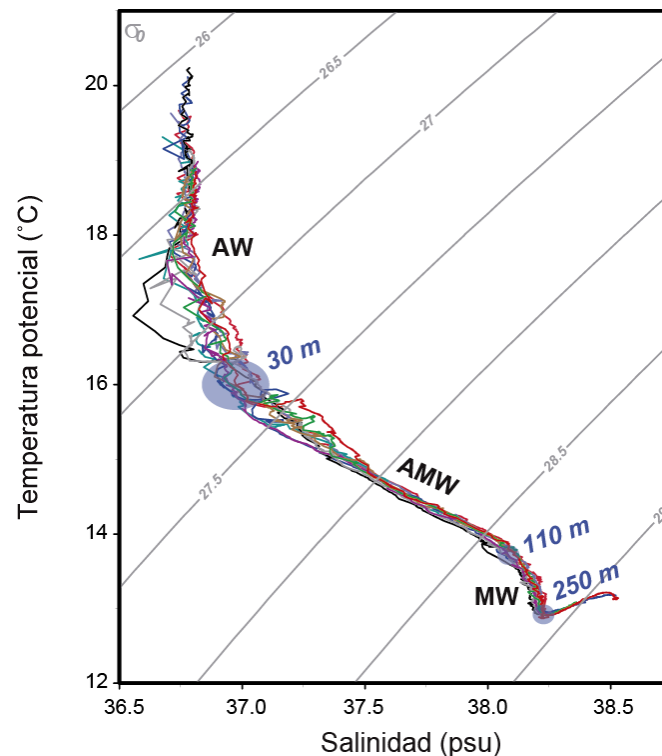


Figura 6.4. Diagrama T-S generado a partir de datos de CTD, en la campaña EVENT-DEEP. σ_0 es la densidad potencial en Kg m^{-3} . Se identifica la profundidad media donde se presentan los mayores gradientes termohalinos en el perfil (círculos azules). Ver figura 6.2, para la localización de los sondeos CTD.

Los perfiles de anomalía de densidad potencial muestran un gradiente vertical cuyos valores máximos se alcanzan en los primeros 100 m de profundidad (Figura 6.5) y con variaciones que oscilan hasta $\sim 0.6\text{ kg m}^{-3}$. Estos valores permiten inferir unas condiciones de

estratificación que a diferencia del caso de la campaña IMPULS, no son adecuadas para generar y mantener vórtices laminares.

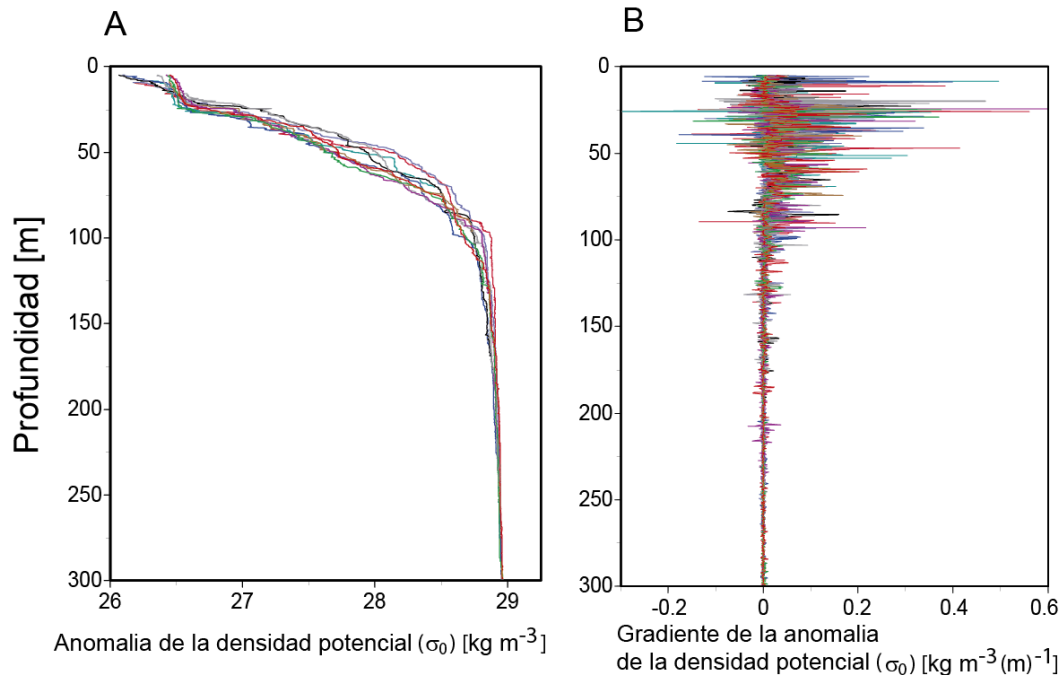


Figura 6.5. (A) Perfil de la anomalía de la densidad potencial obtenido a partir de los datos de CTD. (B) Perfil del gradiente de la anomalía de densidad potencial con relación a la profundidad. Se identifican los mayores valores en superficie, debido a factores atmosféricos, estabilizándose a mayor profundidad.

También se calculó la frecuencia de flotabilidad (Ecuación 2.4) cuyo valor medio entre 100 y 300 m de profundidad, es de $1 \text{ cph} \approx 2.8 \times 10^{-4} \text{ Hz}$ (Figura 6.6). Este valor es de un orden de magnitud menor al registrado durante la campaña IMPULS ($5 \text{ cph} \approx 1.38 \times 10^{-3} \text{ Hz}$). A partir de este valor medio y considerando las velocidades RMS registradas entre estas profundidades con el ADCP en la campaña SAGAS ($\Delta U \approx 0.008 \text{ s}^{-1}$), se pueden calcular las escalas donde N empieza a incidir directamente en la componente horizontal y vertical de $l_{Nh} \approx 179 \text{ m}$ y $l_{Nv} \approx 28 \text{ m}$, respectivamente (Ecuación 4.2 y 4.3).

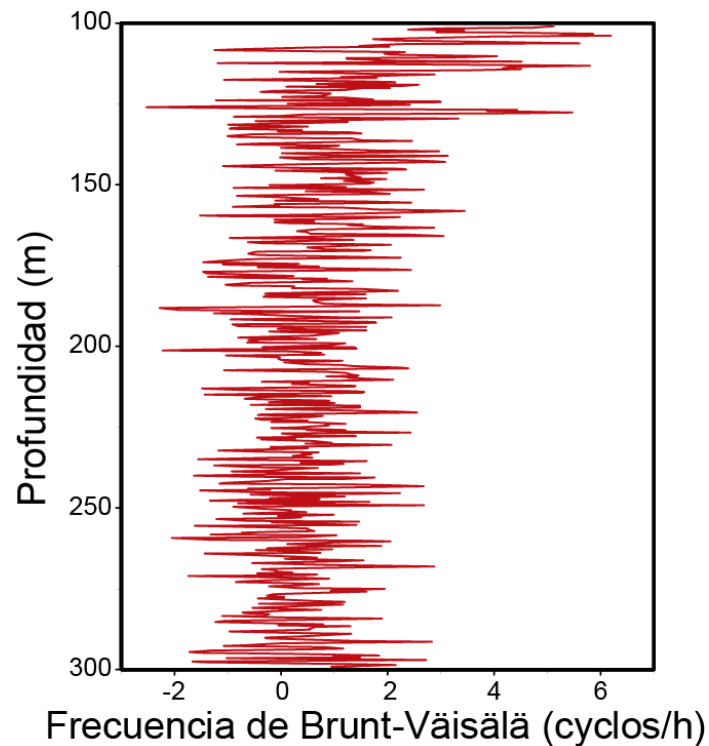


Figura 6.6. Frecuencia de flotabilidad (N), obtenida a partir de datos de CTD registrados simultáneamente a la adquisición sísmica en la campaña EVENT. Ver figura 6.2, para la localización de los sondeos CTD.

Otras variables que permiten describir el estado del océano interior, son el número de Richardson (Ecuación 2.12) y el número de Froude (Ecuación 2.11). A partir de los datos CTD se obtiene un $Ri \approx 0.001$ entre 100 - 300 m, que indica un sistema altamente inestable. El F_r calculado es $F_r \approx 31$, acorde con un flujo supercrítico, en el cual se pueden formar vórtices laminares, pero se disipan con mayor rapidez. Estos valores son igualmente indicativos de una dinámica no favorable a la generación de vórtices laminares estables.

El ángulo de Turner (Ecuación 4.4), calculado para las profundidades de estudio, indica que el sistema se encuentra oscilando entre valores de estabilidad e intrusiones de dedos de sal (Figura 6.7).

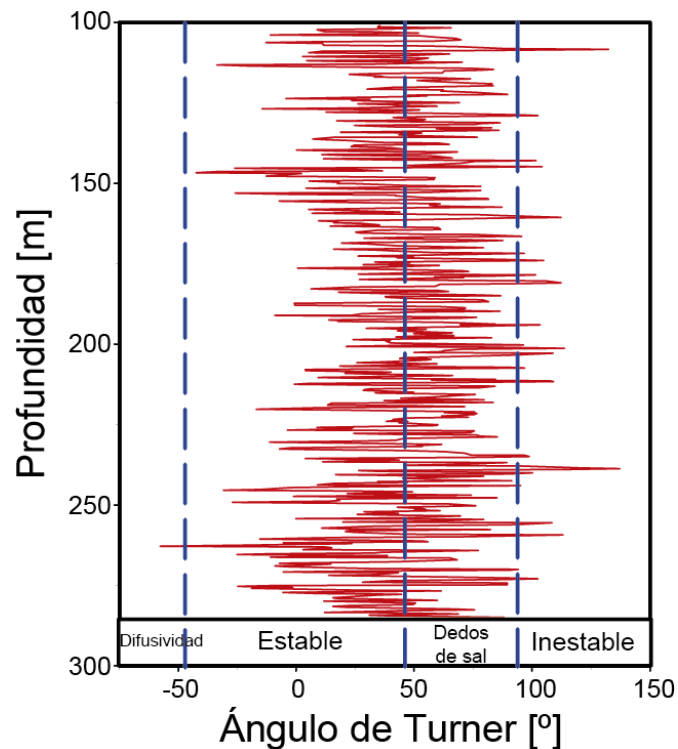


Figura 6.7. Ángulo de Turner medio generado a partir de datos de CTD obtenidos en la campaña EVENT, que permite identificar regiones de estabilidad, inestabilidad, difusividad y dedos de sal.

En la interpretación de los resultados de los datos registrados en los CTDs, debemos tener en cuenta que fueron datos registrados cerca de la costa (25 km) y alejados unos 35 km del inicio del registro de los datos sísmicos, en un área particularmente afectada por el accidente topográfico del banco volcánico de Chella y fácilmente afectados por fenómenos costeros (viento y escorrentías entre otros). Estas características indican que tal vez la dinámica descrita por estos datos no sea exactamente la misma que domina el área donde se registraron los datos sísmicos, no obstante los resultados obtenidos a partir de los CTDs muestran una alta inestabilidad y condiciones no favorables a la formación de vórtices laminares, a diferencia de las condiciones registradas durante la campaña IMPULS.

6.1.2 Análisis de los XBTs y SVP adquiridos en la campaña EVENT-DEEP

Se desplegaron 3 XBTs y un SVP. Como en el momento de la adquisición no se pensaba en una posible aplicación a la capa de agua, los datos de temperatura no fueron almacenados y solo se guardaron los perfiles de velocidad del sonido, utilizados para calibrar la señal sísmica (Figura 6.8).

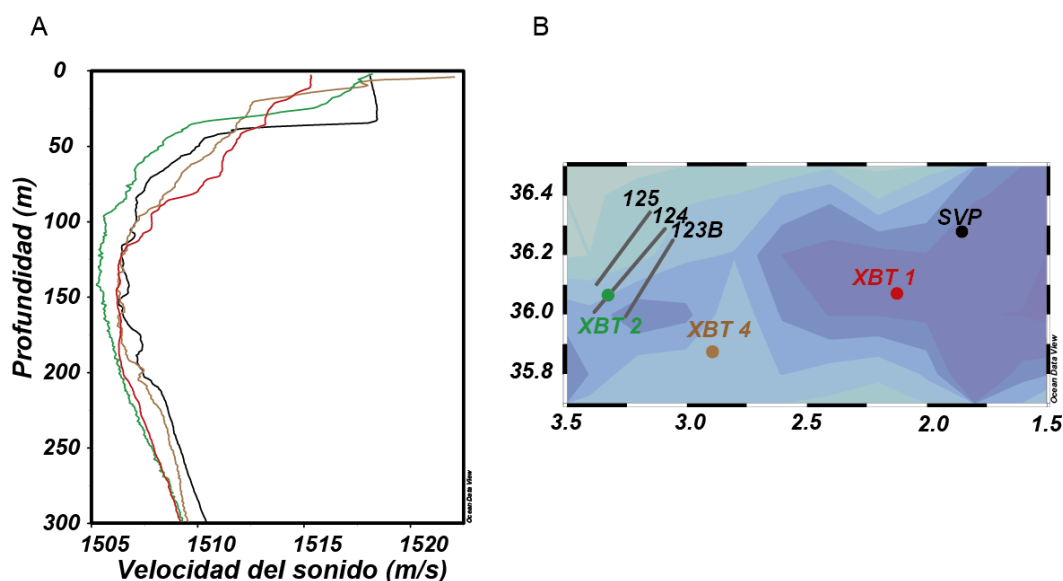


Figura 6.8. (A) Perfiles de velocidad del sonido, generados a partir de datos de XBT y SVP (punto negro). (B) Localización de despliegues en la campaña EVENT-DEEP con relación a las líneas sísmicas.

Estos perfiles registrados en las proximidades de los datos sísmicos, y en particular el XBT 2 (Figura 6.8, línea verde) muestra una variabilidad máxima en las profundidades de 100 a 200 m, que es donde se observan los principales reflectores sísmicos en los perfiles analizados (Figura 6.15).

6.1.3 Análisis de datos de satélite registrados durante la campaña EVENT-DEEP

Al igual que en la campaña IMPULS, se consultaron los datos satelitales disponibles por el *Centre National d'Etudes Spatiales* (CNES), en la página Web de AVISO (*satellite altimetry data*). Las dinámicas existentes durante las dos campañas IMPULS y EVENT-DEEP, pueden compararse a partir de los datos de velocidad geostrofica y topografía dinámica (Figura 6.9). En la fecha en la que fueron registrados los datos IMPULS se identifica la presencia de un giro ciclónico, justo en la región donde se adquirieron las líneas sísmicas, donde se registra una altura dinámica media de ~ -0.15 m, mientras que para la fecha en la que se registró la campaña EVENT-DEEP se aprecia una altura dinámica menor (-0.07 m). Respecto a las velocidades geostroficas registradas sobre la zona donde fueron adquiridas las líneas sísmicas, en IMPULS se registra un valor medio de $U_{IMPULS} \approx 0.3$ ms^{-1} , mientras que para EVENT-DEEP la velocidad media es de $U_{EVENT} \approx 0.2$ ms^{-1} . Otro aspecto destacable es la dirección de adquisición respecto al movimiento relativo de la columna del agua, que para el caso EVENT-DEEP es casi perpendicular, según se interpreta del campo de velocidades satelitales (Figura 6.9A) mientras que para el caso IMPULS es casi paralela.

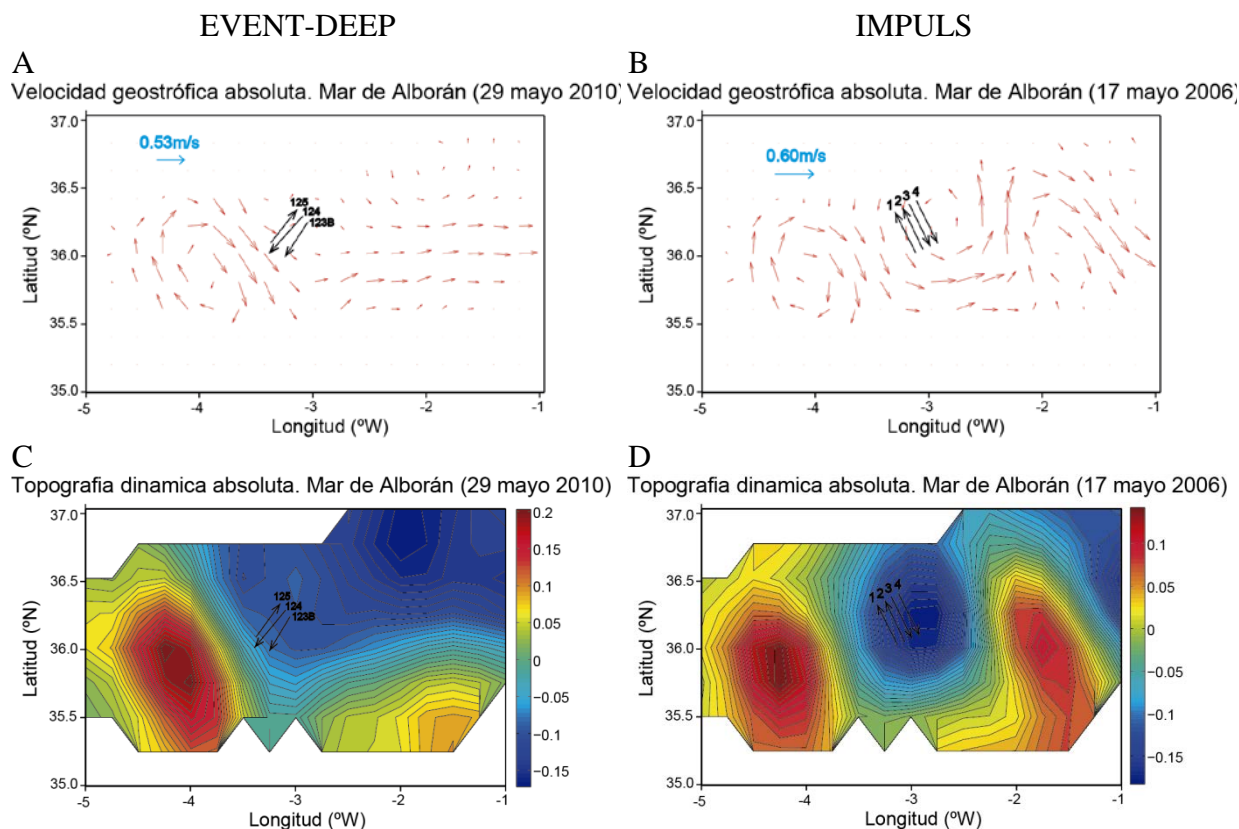


Figura 6.9. Localización de las líneas EVENT y su sentido de adquisición, sobre el mapa de velocidades geostróficas (A) y topografía dinámica absoluta en metros (C), presente en el Mar de Alborán el 29 de mayo de 2010 a las 0:00 am. Localización de las líneas IMPULS y su sentido de adquisición, sobre el mapa de velocidades geostróficas (B) y topografía dinámica absoluta en metros (D), presente en el Mar de Alborán el 17 de mayo de 2006 a las 0:00 am. Datos distribuidos por Aviso, con el apoyo de Cnes (<http://www.aviso.altimetry.fr/duacs/>) y visualizados con MATLAB R2013B.

El análisis de temperatura superficial (SST) y clorofila, se obtuvo a partir de la base de datos provista por el *Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS). A partir de estos datos, se puede interpretar un proceso de hundimiento de aguas en la fecha que fueron registrados los datos de la campaña EVENT-DEEP. En la región donde se registraron las líneas sísmicas EVENT-DEEP, se presenta una mayor temperatura superficial ($\sim 19.5^{\circ}\text{C}$) y una baja concentración de clorofila ($\sim 0.13 \text{ ml m}^3$), caso opuesto al registrado en la campaña IMPULS (Figura 6.10). Estos valores son acordes a los procesos de hundimiento de aguas, por tanto se espera que las estructuras termohalinas se localicen a mayor profundidad, de donde fueron identificados los reflectores acústicos de la campaña IMPULS.

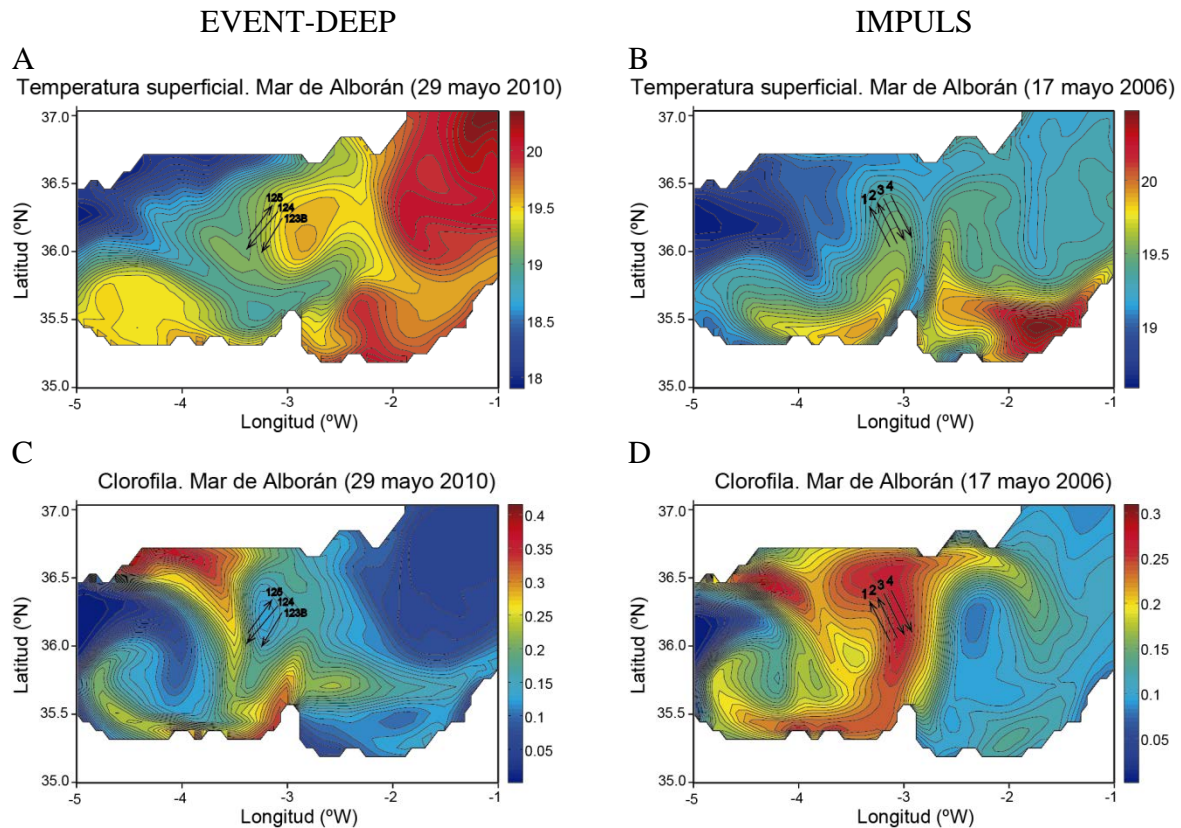


Figura 6.10. Localización de las líneas EVENT y su sentido de adquisición, sobre el mapa de temperatura superficial en $^{\circ}\text{C}$ (A) y clorofila en ml m^3 (C), presente en el mar de Alborán el 29 de mayo de 2010 a las 0:00 am. Localización de las líneas IMPULS y su sentido de adquisición, sobre el mapa de temperatura superficial (B) y clorofila (D), presente en el Mar de Alborán el 17 de mayo de 2006 a las 0:00 am. Datos distribuidos por MyOcean, (CMEMS) (<http://www.marine.copernicus.eu>) y visualizados con MATLAB R2013B.

6.1.4 Análisis de datos de boyas registrados durante la campaña EVENT-DEEP

Los datos de viento presente durante la campaña EVENT-DEEP, se tomaron de la boya ubicada en el cabo de Gata, en el Mar de Alborán (36.57°N - 2.32°W), promediando datos de mayo de 2010 (Figura 6.11). La boya pertenece a REDEXT de Puertos del Estado (www.puertos.es).

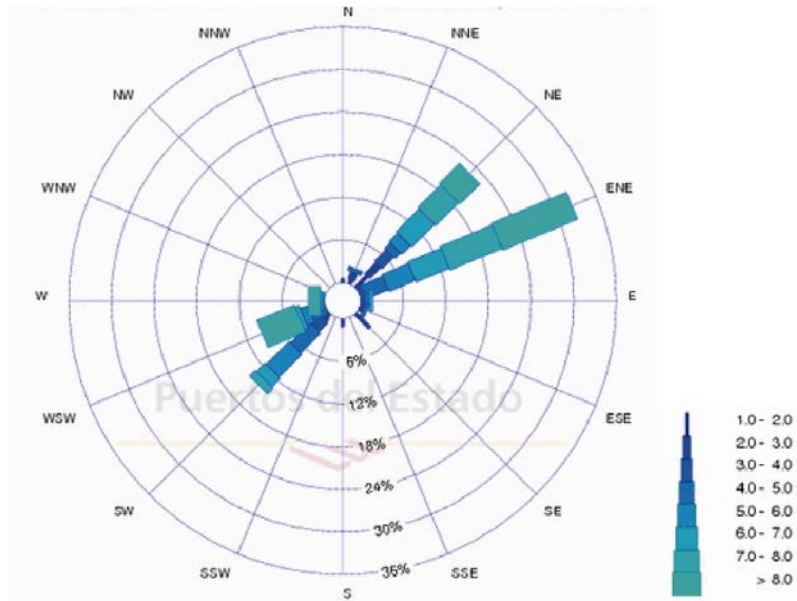


Figura 6.11. Rosa de vientos presentes, calculada en la estación boyas de cabo de Gata (36.57°N - 2.32°W) en el Mar de Alborán en mayo de 2010. La escala mide la velocidad media en ms^{-1} . Los Datos fueron producidos y calculados por Puertos del estado. (http://www.puertos.es/oceanografia_y_meteorologia/).

Los episodios de viento registrados en la región para mayo de 2010, muestran una componente este-noreste, que está de acuerdo con la dinámica de hundimiento de las aguas (García-Gorrioz y Carr, 1999).

6.2 DATOS SÍSMICOS ADQUIRIDOS EN LA CAMPAÑA EVENT-DEEP

Las características del sistema HR-MCS utilizado en la campaña EVENT-DEEP son similares a las usadas en IMPULS. Se utilizó una fuente sísmica formada por un *array* de 10 cañones de aire comprimido *G-GUNII* agrupados en cinco *clústers* de dos cañones cada uno, con una separación lateral de 1 m (Figura 6.12). En cuanto al volumen de los cañones, la configuración fue: 2 x 150 c.i., 2 x 90 c.i., 2 x 70 c.i., 2 x 45 c.i., y 2 x 45, es decir 800 c.i. (13.1 litros) en total (Figura 6.12). La fuente se arrastró por babor, a 2.5 metros de profundidad.

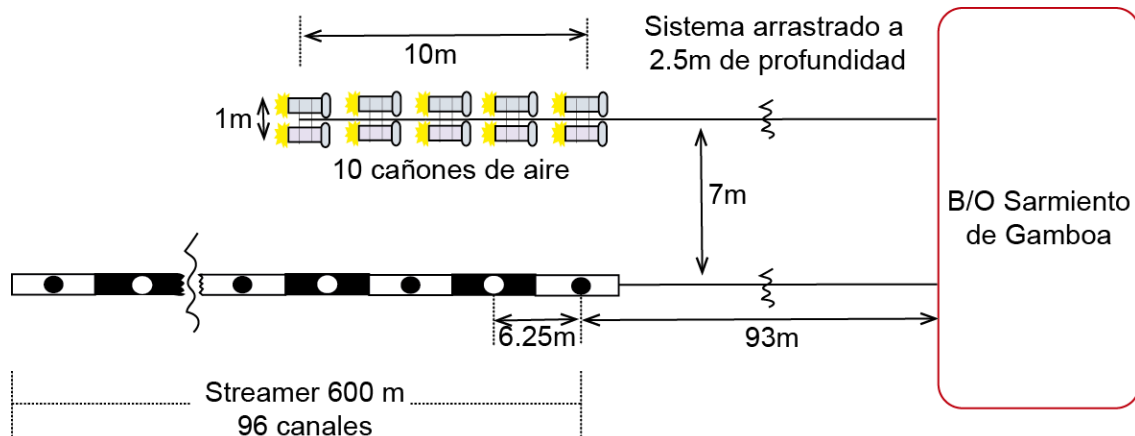


Figura 6.12. Diseño de cañones y streamer utilizados en la campaña EVENT-DEEP-2010

La presión de disparo fue de 2000 PSI (138 bars), y el aire necesario lo proporcionaron dos compresores LMF 25/138-207E con capacidad de bombeo de 25 m^3 de aire por minuto. El espectro de la fuente resultante tiene un pico principal de frecuencias a unos 60 Hz (Figura 6.13), teniendo un ancho de banda de frecuencias utilizables entre 30 Hz y 210 Hz, aproximadamente, muy similar al de IMPULS (40 – 240 Hz).

La frecuencia de disparo de la fuente fue de 5.5 s (12.5 m) en los perfiles EVD100 - 112, y de 8 s (18.75 m) en los perfiles EVD 113 – 132 y 203 – 212. Para el registro de los datos se utilizó un sistema de alta resolución "Sercel SEAL 408XL", incluyendo un *streamer* portable de 600 m de longitud de cable activo con 96 canales separados cada 6.25 m. Según su ubicación respecto al barco y la fuente, el primer canal de la primera sección activa se encuentra a 93 m de popa y a 7 m de distancia del centro de la fuente. Al igual que la fuente, el *streamer* se arrastró a 2.5 m de profundidad. El posicionamiento tanto del MCS como del barco se realizó con dos antenas GPS (GGA y ZDA).

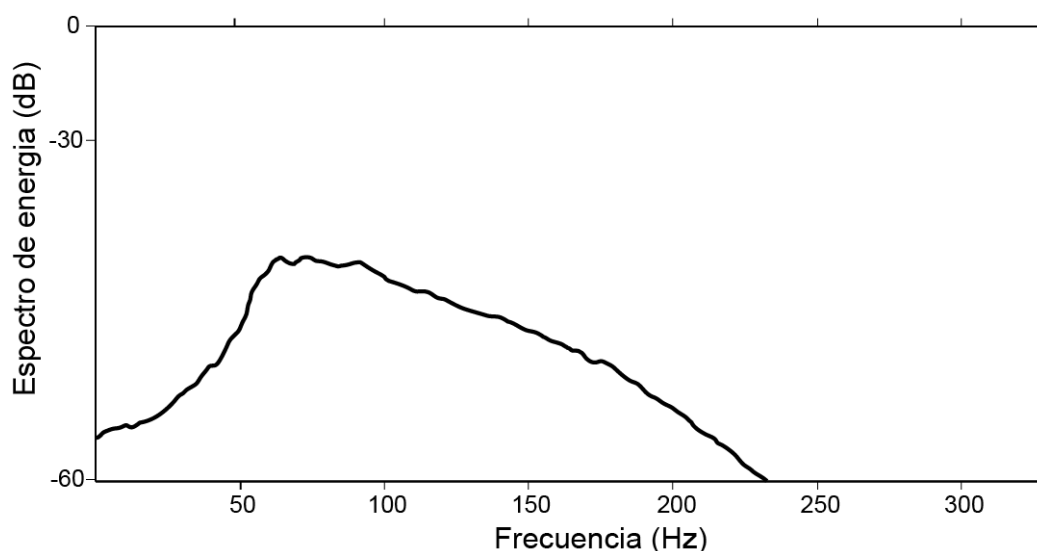


Figura 6.13. Espectro de frecuencias de la fuente utilizada en la adquisición de datos de alta resolución en la campaña EVENT-DEEP.

En relación a la configuración anteriormente mencionada, la resolución lateral que alcanza este sistema para identificar estructuras someras a 100 m, es $F_z \approx 17$ m, y su resolución vertical $R_C \approx 3$ m. Todos los datos correspondientes al sistema y la geometría de adquisición se resumen en la Tabla 6.1.

| Campanña | EVENT - DEEP |
|---|--------------|
| Longitud del Streamer (m) | 600 |
| Longitud activa del Streamer (m) | 600 |
| Número de canales | 96 |
| Número de registros o redundancia | 48 |
| Distancia entre canales (m) | 6.25 |
| Distancia entre puntos comunes medios (m) | 3.125 |
| Frecuencia de disparo (s) | 5.5 y 8 |
| Rango de frecuencia (Hz) | 50-200 Hz |
| Profundidad de arrastre (m) | 2.5 |
| Distancia primer offset (m) | 93 |

Tabla 6.1. Características técnicas del sistema de adquisición en la campaña EVENT - DEEP

Los programas utilizados para procesar los datos de la capa de agua en la campaña EVENT-DEEP, fueron *FOCUS Paradigm*, y *Globe Claritas*. Los pasos principales seguidos en el procesamiento de los datos de la campaña EVENT-DEEP se muestran en el flujo de la Figura 6.14 y en la Tabla A3.4 (Anexo 3). Los pasos principales de los procesados fueron similares con dos diferencias principales entre ambas campañas: 1) los parámetros específicos de los procesados son ligeramente diferentes debido a que se usaron programas diferentes; y 2) en los datos de EVENT-DEEP se realizó la conversión en profundidad por migración, mientras

que en los datos IMPULS se hizo una conversión directa de tiempo a profundidad basada en el perfil de velocidades adquirido por los XBTs.

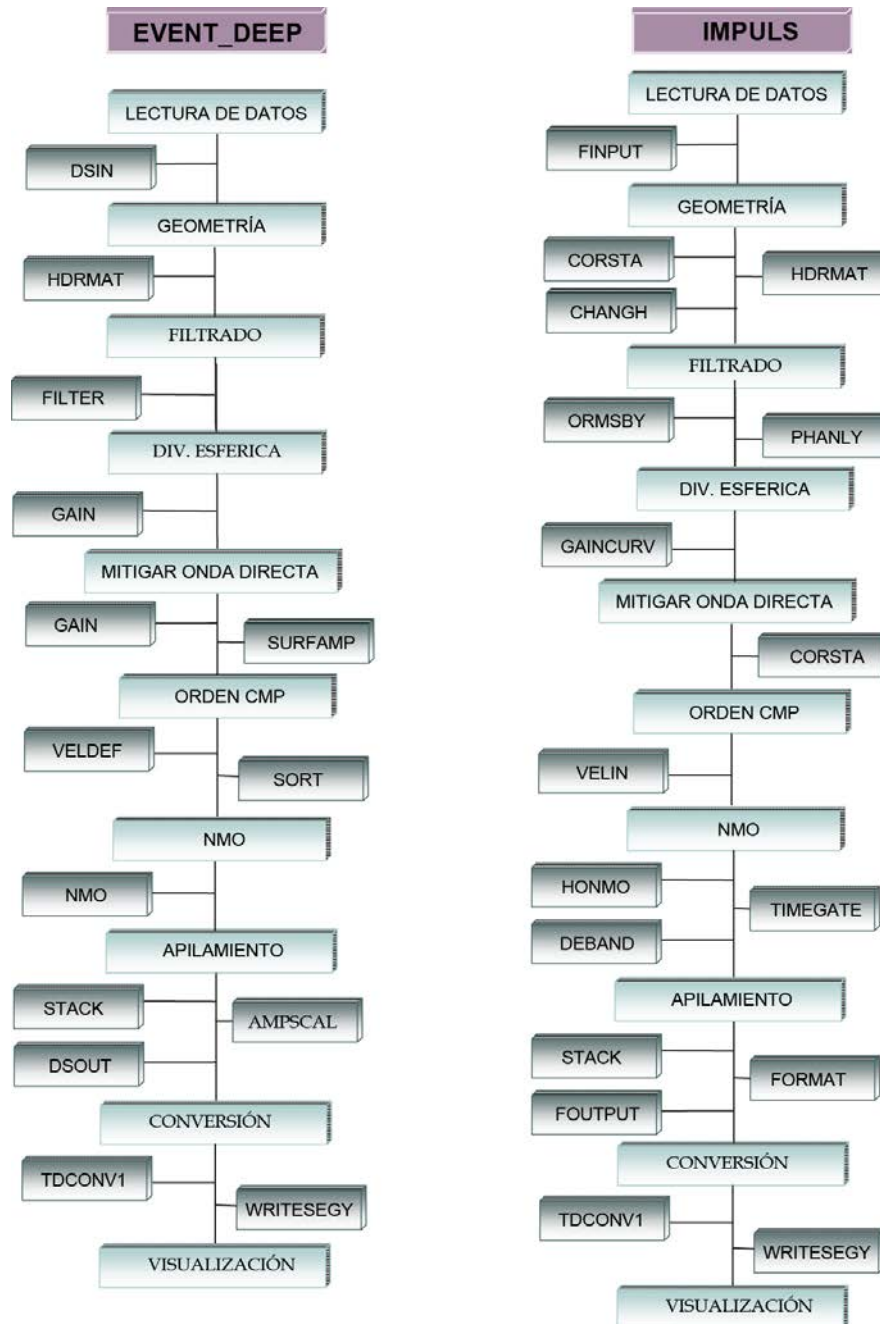


Figura 6.14. Comparación de los esquemas de la secuencia de procesamiento de los datos sísmicos desarrolladas para obtener la imagen acústica de la capa de agua, a partir de los datos registrados en la campaña EVENT-DEEP (izquierda) y en la campaña IMPULS (derecha).

Una vez completado el procesamiento de los datos de MCS de la campaña EVENT, fueron graficados utilizando el programa GMT (Figura 6.15). Las particularidades de cada perfil en

Capítulo 6. Análisis de datos de la campaña EVENT-DEEP y comparación con los resultados de IMPULS

cuanto a tiempo fechas de adquisición, longitud, coordenadas, geometría, etc., se especifican en la Tabla A3.2 (Anexo 3).

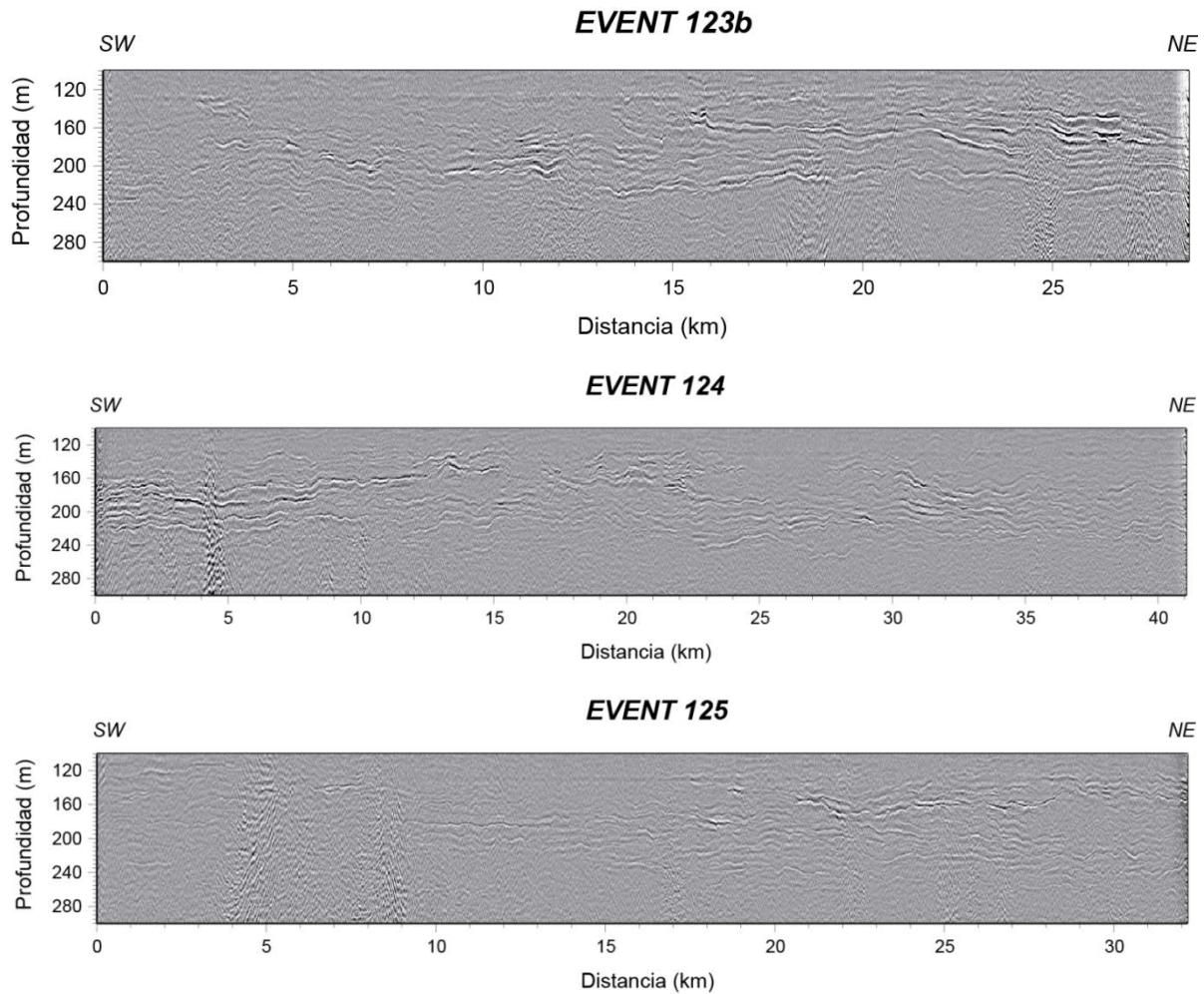


Figura 6.15. Perfiles sísmicos obtenidos al procesar los datos de las líneas EVD 123B, 124 y 125. Se presentan en mayor tamaño y alta resolución en la Figura A2.9, A2.10 y A2.11 (Anexo 2).

6.3 ANÁLISIS DE LOS DATOS SÍSMICOS (CAMPAÑA EVENT-DEEP)

El perfil EVENT 123B fue seleccionado para realizar el análisis espectral por tener una mayor cantidad de reflectores laterales coherentes que se prolongan a lo largo de todo el perfil (Figura 6.18). Este perfil se registró entre la 1:28 - 6:08 horas (hora local) del 30 de mayo de 2010. A primera vista se aprecia estructura termohalina a profundidades mayores que la observada en IMPULS (120 - 240 m). Interpretamos que esta diferencia en profundidad se debe al registro de la tendencia en que se presentan dos procesos opuestos (surgencia y hundimiento) en cada una de las campañas. Los datos de topografía dinámica (~ -0.04 - 0.07 m) que afectaban la región en el momento de la campaña EVENT-DEEP y su tendencia observada mediante satélite, indican que la región se encuentra iniciando un proceso de hundimiento, lo que incrementa la profundidad de la estructura termohalina fina, en comparación al comportamiento registrado durante la campaña IMPULS.

Se realizó una selección de los reflectores con mayor coherencia lateral, siguiendo el mismo esquema de picado automático que se menciona en la sección 4.4. A partir de esto, fueron identificados los horizontes que se presentan en la Figura 6.16.

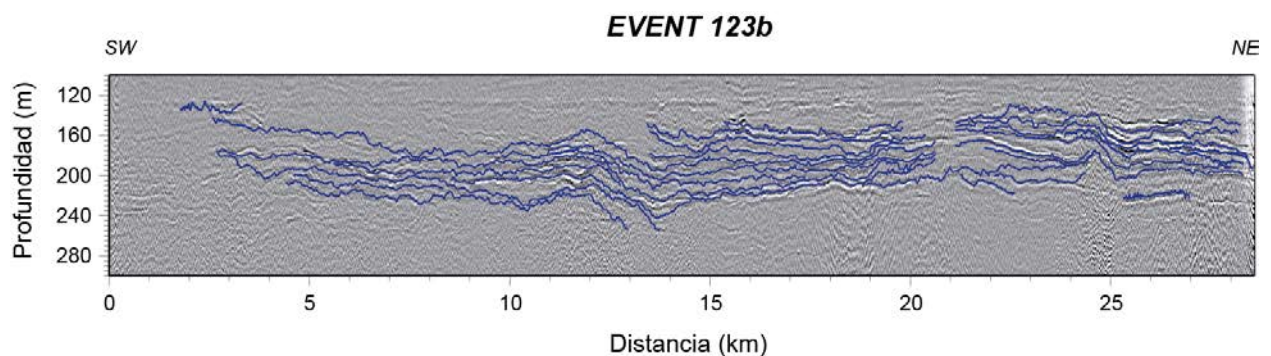


Figura 6.16. Superposición de reflectores picados automáticamente, sobre el perfil sísmico EVENT 123B.

En total fueron seleccionados 43 horizontes, a partir de los cuales se calculó el espectro de energía a fin de identificar la distribución energética oscilatoria de las isopicnas en las diferentes escalas espaciales siguiendo los pasos mencionados en la sección 4.5. El resultado final obtenido se representa en la Figura 6.17. A diferencia del análisis obtenido con los datos de la campaña IMPULS, se obtuvo un espectro energético con solo 3 rangos espectrales, que se ajustan a los procesos de ondas internas, turbulencia y ruido blanco, como se explica a continuación.

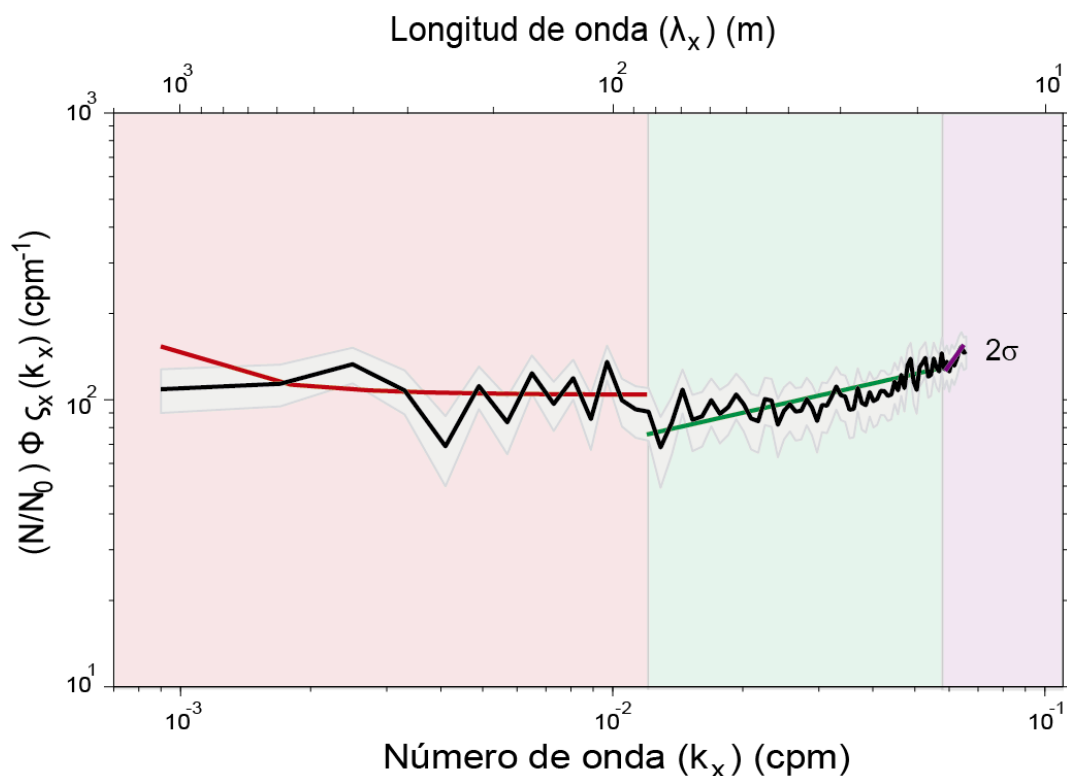


Figura 6.17. Espectro de energía horizontal medio obtenido a partir de los horizontes de la línea EVENT 123B (línea negra), y su correspondiente nivel de confianza 95% (área sombreada). Modelo teórico de GM79 para ondas internas (línea roja). Modelo teórico de Batchelor59, para el régimen turbulento (línea verde). Pendiente espectral teórica para el ruido blanco (línea violeta). Las franjas de color hacen relación a los procesos y estructuras de ondas internas (rojo), turbulencia (verde), y el ruido (violeta) respectivamente.

En el rango entre $k_{xI} \approx 1 \times 10^{-3} - 1.1 \times 10^{-2} \text{ cpm}$ ($\lambda_{xI} \approx 1000 - 85 \text{ m}$) se obtiene una pendiente espectral de -2.02 ± 0.06 , que se relaciona con las ondas internas (GM79). De acuerdo a las medidas hidrográficas, las ondas internas deben empezar a perder su estabilidad a partir de $\lambda_x \approx 175 \text{ m}$, que es el valor inferido para la escala de flotabilidad local (l_{Nh}) registrada para esta época. A diferencia de los resultados obtenidos con IMPULS donde la escala de flotabilidad y el primer cambio de pendiente espectral son prácticamente iguales, en los datos EVENT-DEEP no se aprecia esto. Se interpreta en la variabilidad de l_{Nh} y la longitud de onda del primer pliegue, que el rompimiento de las ondas internas no se presenta de forma inmediata a partir de l_{Nh} , posiblemente debido a efectos de presión (mayor profundidad) y menor valor de cizalla, que evita un rompimiento acelerado de estas ondas, apreciando un cambio de pendiente en este caso alrededor de los $\sim 85 \text{ m}$.

En el rango entre los números de onda $k_{xII} \approx 1.1 \times 10^{-2} - 5.8 \times 10^{-2} \text{ cpm}$ ($\lambda_{xII} \approx 85 - 17 \text{ m}$) se obtiene una pendiente espectral de -1.7 ± 0.1 . Esta pendiente es la esperada según el modelo de turbulencia de Batchelor59, indicando que este rango está dominado por turbulencia. Es de

destacar la ausencia de una zona de transición claramente identificable entre ambos regímenes, a diferencia de lo observado en los datos de IMPULS.

Por último la región que se puede relacionar con el ruido blanco, se identifica a partir del número de onda $k_{xIII} \approx 5.8 \times 10^{-2} \text{ cpm}$ ($\lambda_{xIII} \approx 17 \text{ m}$), por su pendiente espectral de 0.2 ± 1.3 , justo después del punto donde es identificada la máxima resolución lateral $F_Z \approx 17 \text{ m}$. Estos últimos valores son muy similares en ambas campañas, puesto que la resolución de ambos sistemas es muy similar. Los valores de pendiente espectral se presentan en la Tabla 6.2.

| Proceso y/o estructura | Rango espacial (m) | Pendiente espectral obtenida a partir de: $\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X(k) \omega_N (2\pi k)^2$ | Pendiente espectral obtenida a partir de: $\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X(k) \omega_N$ |
|------------------------|------------------------|--|---|
| Ondas internas | $1x10^3 - 1.1x10^2$ | -0.02 ± 0.06 | -2.02 ± 0.06 |
| Turbulencia | $1.1x10^2 - 5.8x10^1$ | 0.2 ± 0.1 | -1.7 ± 0.1 |
| Ruido | $5.8x10^1$ en adelante | 2.2 ± 1.3 | 0.2 ± 1.3 |

Tabla 6.2 Valores de pendiente espectral en los rangos espaciales con cambio de tendencia. EVENT-DEEP

Siguiendo el mismo esquema que en el análisis de los datos de IMPULS presentado en la sección 5.4, se calcularon los valores de las tasas de disipación y la difusividad diapicna en todo el rango espacial, así como su distribución espacial. Los valores obtenidos se presentan en la Figura 6.18, que describe el comportamiento de la disipación energética en los diferentes rangos espaciales a partir de los datos registrados en la campaña EVENT-DEEP. Mediante la Ecuación 5.4, se ha determinado un valor promedio de la tasa de disipación para el rango mesoescalar $\varepsilon_{IW-EVENT} \approx 2.25 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$, considerablemente mayor al valor medio del océano $\varepsilon_{GM} = 7 \times 10^{-10} \text{ Wkg}^{-1}$, y mayor al obtenido con los datos de IMPULS ($\varepsilon_{IW-IMPULS} \approx 1.83 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$). Este valor indica una alta tasa de mezcla, que podría impedir la formación y mantenimiento de vórtices laminares. Respecto al rango espacial de pequeña escala, considerando el modelo de Batchelor59 (Ecuación 5.5), se obtiene una disipación turbulenta promedio $\varepsilon_{T-EVENT} \approx 2.59 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$, que duplica al obtenido con los datos IMPULS ($\varepsilon_{T-IMPULS} \approx 1.22 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$), indicando la presencia de altos niveles de turbulencia, que rompen posibles estructuras estratificadas dentro de su régimen de acción.

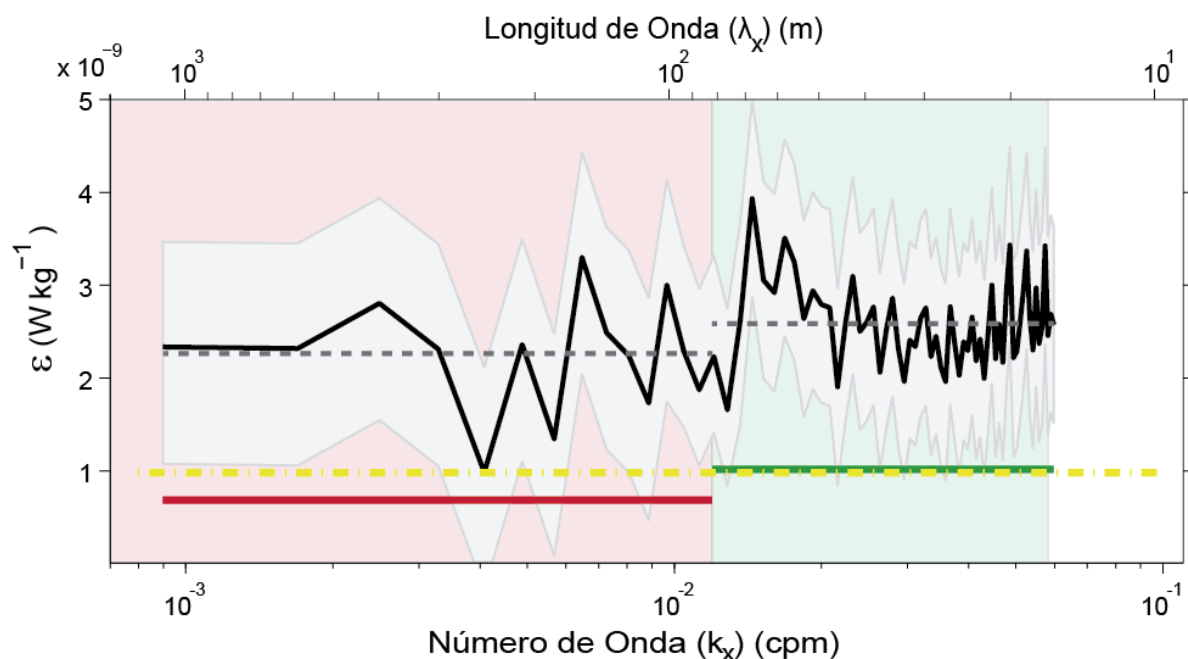


Figura 6.18. Valores obtenidos para las tasas de disipación en todo el rango espacial (línea negra). Sobre el área roja se localizan los valores medios obtenidos a partir del modelo de Gregg89 para ondas internas comparado con el valor medio de GM79 (línea roja). Sobre el área verde se localizan los valores medios obtenidos a partir del Modelo de Batchelor59 para el océano abierto comparado con los datos medios registrados por Wesson y Gregg (1988) (línea verde). Cada modelo se compara con los datos promedios de las tasas de disipación en la termoclina (líneas grises punteadas). Los valores se muestran en relación al valor medio de la difusividad diapícnica global $1 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ (línea punteada amarilla).

En la Figura 6.19 se aprecian altas tasas de disipación con un valor medio de $\varepsilon_{E123B-mean} = 6.28 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$. El valor máximo obtenido es $\varepsilon_{E123B-max} = 0.18 \times 10^{-8} \text{ Wkg}^{-1}$, el valor mínimo es $\varepsilon_{E123B-min} = 7.15 \times 10^{-10} \text{ Wkg}^{-1}$ y la desviación estándar es $\varepsilon_{E123B-std} = 1.78 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$. En general estos valores son mayores a los registrados en la campaña IMPULS, pero con valores medios comparables, de acuerdo a su orden de magnitud, a los registrados en campañas previas en la región.

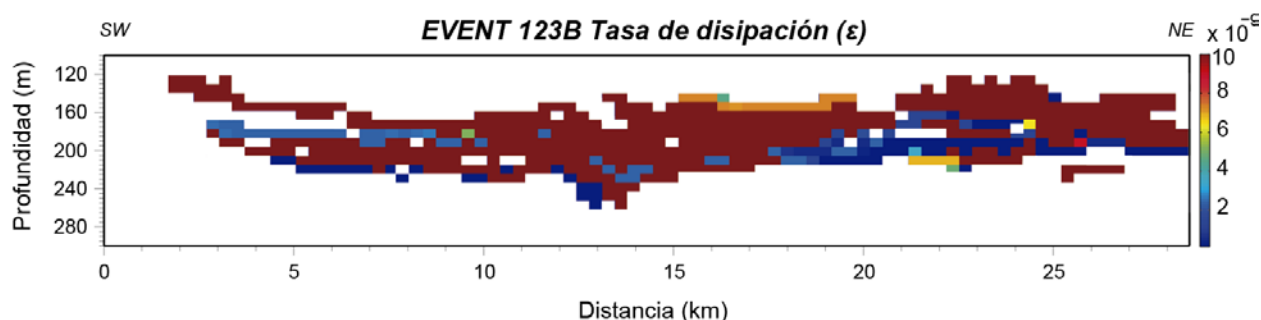


Figura 6.19. Distribución espacial de las tasas de disipación obtenida para el perfil EVENT 123B, interpolado a partir de cajas de 30 m en horizontal y 5 m en vertical.

A partir de las tasas de disipación, se calculó la difusividad diapícnica (Figura 6.20) mediante la relación de Osborn (1980) (Ecuación 2.17). A nivel mesoescalar el valor calculado mediante los datos sísmicos es $\log_{10} k_p^{IW-EVENT} \approx -3.65 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, muy similar al registrado en la campaña IMPULS ($\log_{10} k_p^{IW-IMPULS} \approx -3.72 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), lo que indica la alta difusividad en este rango espacial. A pequeña escala el valor calculado es $\log_{10} k_p^{Tur-EVENT} \approx -3.57 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, mayor al registrado en IMPULS ($\log_{10} k_p^{Tur-IMPULS} \approx -3.90 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Esta diferencia permite interpretar que los efectos turbulentos al ser mayores, pueden incidir hasta escalas mayores, que según se aprecia en el espectro de densidad energética de EVENT-DEEP, alcanza hasta los 85 m en horizontal, a diferencia de los 35 m de incidencia en IMPULS. En general para todo el rango espacial se identifican valores uniformes, y casi constantes por encima del valor medio del océano.

La variabilidad en los reflectores sísmicos (Figura 6.21) no presenta gran diferencia en intensidad entre las regiones de mayor y menor difusividad, ya que los valores de difusividad diapícnica obtenidos en ambos se encuentran por encima de la media global. Aunque se pueden relacionar las regiones con altos niveles de mezcla con las imágenes sísmicas donde los reflectores son más rugosos y pierden continuidad lateral. El valor medio de mezcla obtenido es $\log_{10} k_{PE123B-mean} = -3.27 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, mayor por $0.3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, que el registrado en IMPULS. El valor máximo es $\log_{10} k_{PE123B-max} = -2.09 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, el valor mínimo es $\log_{10} k_{PE123B-min} = -6.31 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, y la desviación estándar es $\log_{10} k_{PE123B-std} = 0.58 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. En general son valores mayores a los registrados en la campaña IMPULS, que reafirman el alto nivel de mezcla para las condiciones hidrográficas presentes.

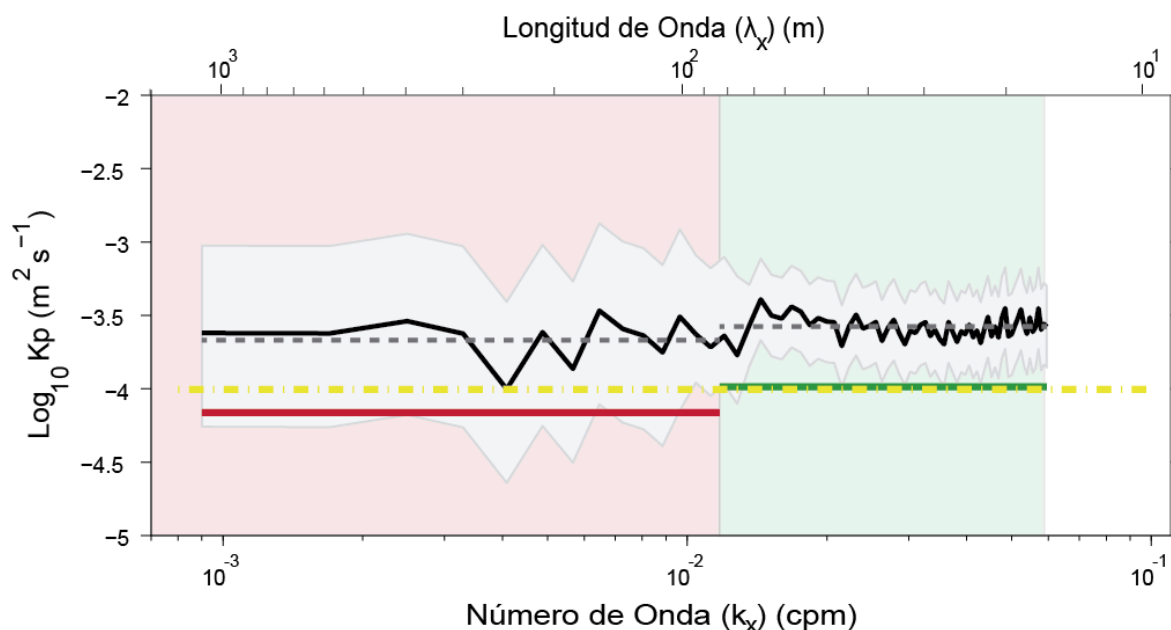


Figura 6.20. Transición de la difusión diapicna en todo el rango espacial (línea negra). Sobre el área roja se localizan los valores medios obtenidos a partir del modelo de Gregg89 para ondas internas comparado con el valor medio de GM79 (línea roja). Sobre el área verde se localizan los valores medios obtenidos a partir del Modelo de Batchelor59 para el océano abierto comparado con los datos medios registrados por Wesson y Gregg (1988) (línea verde). Cada modelo se compara con los datos promedios de las tasas de disipación en la termoclina (líneas grises punteadas). Los valores se muestran en relación al valor medio de la difusividad diapicna global $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (línea punteada amarilla).

En la Tabla 6.3 se resumen los valores medios de ε y k_p obtenidos tanto por mediciones como por modelos obtenidos en la campaña EVENT-DEEP, según su rango espacial.

| Modelo © / Medición ® | Rango espacial (m) | ε (Wkg^{-1}) | $\log_{10} k_p$ ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$) |
|-------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|---|
| Gregg89 ® | $1 \times 10^3 - 1.1 \times 10^2$ | 2.25×10^{-9} | -3.65 |
| GM79 © | $1 \times 10^3 - 1.1 \times 10^2$ | 7.0×10^{-10} | -4.15 |
| Batchelor59 ® | $1.1 \times 10^2 - 5.8 \times 10^2$ | 1.92×10^{-9} | -3.57 |
| Wesson y Gregg (1988) © | $1.1 \times 10^2 - 5.8 \times 10^2$ | 1.0×10^{-9} | -3.98 |

Tabla 6.3. Valores medios obtenidos de ε y k_p a partir de modelos y datos sísmicos. ® hace relación al registro realizado con datos sísmicos y © al modelo o medición de comparación.
Campaña EVENT-DEEP

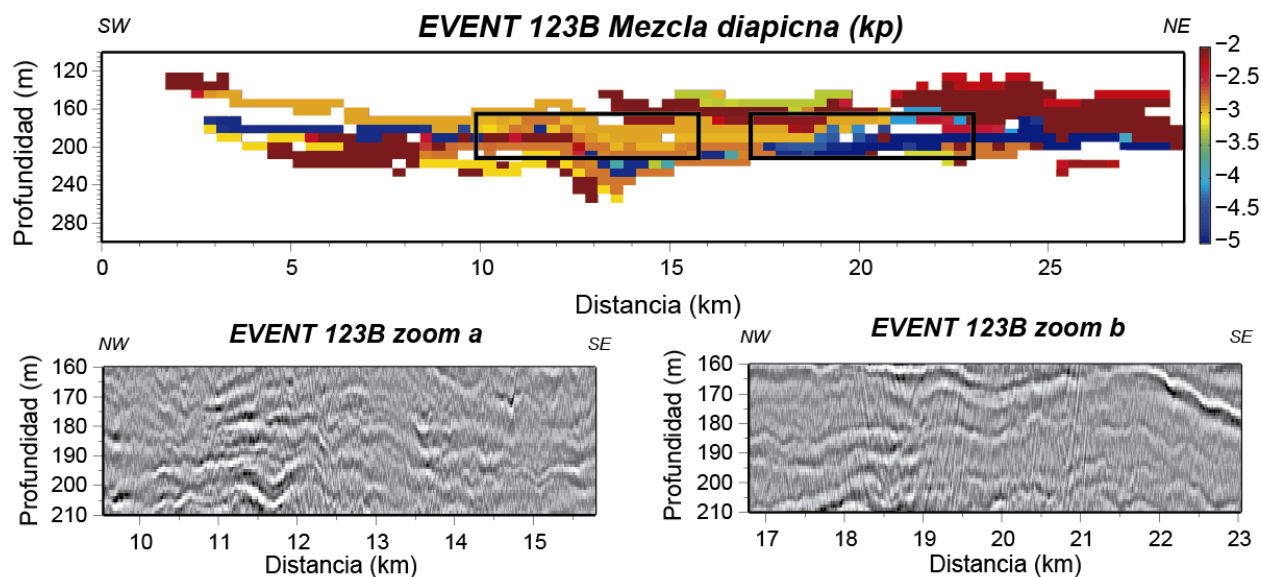


Figura 6.21. Distribución espacial de las difusividades diapícnas obtenidas para el perfil EVENT 123B, interpolado a partir de cajas de 30 m en horizontal y 5 m en vertical. Se presentan las imágenes sísmicas según las regiones donde se identifica para cada perfil los mayores y menores valores de k_p , que se ajustan a gradientes mayores y menores de reflectividad.

La comparación de los resultados entre ambas campañas permite confirmar la existencia de los regímenes de ondas internas y turbulencia en el Mar de Alborán, así como la posibilidad de identificar y caracterizar estos regímenes mediante el uso de los sistemas de HR-MCS para su detección y análisis. En el caso de la campaña IMPULS, las condiciones oceanográficas eran propicias a la formación de vórtices laminares, y los datos sísmicos reflejan un régimen intermedio entre ondas internas y turbulencia asociado al desarrollo de inestabilidades de cizalla de tipo K-H y la formación de vórtices laminares, claramente identificado por su pendiente espectral. Por el contrario, las condiciones oceanográficas existentes en la campaña EVENT-DEEP no eran óptimas para la formación de vórtices laminares y tampoco se observa este fenómeno en el estudio espectral de los reflectores sísmicos. La diferencia de profundidades de las estructuras termohalinas detectadas en una y otra campaña se atribuyen también a una diferente dinámica de surgencia e inicio de hundimiento para las campañas IMPULS y EVENT-DEEP respectivamente.

CAPÍTULO 7 –CONCLUSIONES

7. CONCLUSIONES

A continuación se resumen las principales conclusiones derivadas del trabajo realizado en esta tesis:

- A partir de las descripciones, análisis e interpretaciones realizadas en los capítulos previos, se puede afirmar que el uso de la sísmica multicanal de alta resolución (HR-MCS) es una herramienta válida para la investigación oceanográfica que permite llenar el vacío observacional existente en el océano en las escalas laterales intermedias ($10^1 - 10^3 m$) y por ende puede contribuir a mejorar el conocimiento de los procesos oceanográficos que ocurren en este rango de escalas espaciales.
- Así, cabe destacar que el procesado y análisis espectral de los desplazamientos verticales de los reflectores acústicos observados en datos de HR-MCS adquiridos durante la campaña IMPULS en mayo de 2006, han permitido identificar, diferenciar y caracterizar por primera vez la cadena completa de procesos oceanográficos de meso- y pequeña escala dominantes en la termoclina oceánica del Mar de Alborán, así como sus respectivos rangos espaciales de incidencia.
- En particular, se han identificado tres rangos espaciales claramente diferenciados por sus características espectrales que, a su vez, se pueden asociar a procesos o estructuras oceanográficas concretas y bien definidas. Estos son los siguientes:
 - (1) A escalas horizontales mayores de $\sim 100 m$ se obtiene una pendiente espectral de -2 . Esta es la pendiente esperada para el espectro energético del campo de las ondas internas de acuerdo al modelo de Garrett-Munk (GM79). Los datos oceanográficos complementarios compilados en la región para la fecha de la campaña IMPULS confirman que las condiciones meteorológicas e hidrográficas fueron idóneas para la generación de ondas internas en el Estrecho de Gibraltar. Cabe destacar que la transición al siguiente sub-rango, estuvo caracterizada por un cambio abrupto en la pendiente espectral, que ocurre justo por encima de la escala horizontal de flotabilidad $l_{Nt} \approx 93 m$, demarcando el final del régimen mesoescalar y del campo de estabilidad de las ondas internas.
 - (2) Entre $\sim 100 m$ y $\sim 35 m$, la pendiente se hace más pronunciada, tomando un valor de $-2,8$. Este valor es acorde a lo esperado para inestabilidades de cizalla, y en particular a las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz (K-H). Los valores de variables oceanográficas determinadas a partir de medidas directas, y en especial un número de Richardson por debajo de 0.25 , son también consistentes con esta interpretación. Finalmente, la comparación visual entre las estructuras asociadas a las inestabilidades de K-H en los perfiles sísmicos y estructuras análogas visualizadas en otras regiones con otro tipo de sistemas confirma que tanto su forma, como sus dimensiones (vertical, horizontal) y su relación de aspecto ($7/1$),

son muy similares. El desarrollo de estas inestabilidades incrementa la vorticidad del sistema, que puede generar vórtices laminares entre estas escalas.

- (3) A escalas de ~ 35 m, el espectro sufre otro cambio abrupto en la pendiente espectral, obteniéndose un valor de -1.7 . Este valor es cercano a los $-5/3$ predichos por el modelo de Batchelor59, lo que corresponde a un régimen de turbulencia, en este caso estratificada. Esta transición no parece estar directamente relacionada con ninguna escala en particular, aunque podría corresponder al tamaño mínimo de los vórtices laminares antes de que estos rompan y colapsen por completo. El último cambio en la pendiente espectral, en este caso hacia valores correspondientes a ruido blanco, ocurre a ~ 13 m, acorde con el límite de resolución del sistema de adquisición utilizado.
- La identificación y caracterización de la secuencia completa de eventos entre ondas internas y turbulencia a través del desarrollo, colapso y disipación de inestabilidades de cizalla en la termoclina oceánica del Mar de Alborán, así como sus respectivos rangos de incidencia, supone un importante paso adelante en la identificación de las rutas de transferencia de energía desde la meso- a la pequeña escala. En concreto, una mejor comprensión de los procesos de transferencia de energía debe ayudar a cuantificar las tasas de mezcla y disipación y, por tanto, aumentar la precisión de los modelos predictivos a gran escala.
 - A partir del espectro energético obtenido ha sido posible calcular los valores medios de las tasas de disipación y difusividad para los diferentes rangos espaciales identificados, utilizando para ello relaciones descritas por el modelo de Gregg (1989) para el rango mesoesalar, el modelo de Batchelor (1959) a pequeñas escalas y la propuesta de Osborn (1980) para el cálculo de la difusividad diapicna. A nivel mesoesalar se obtiene una $\varepsilon_{IW} \approx 1.83 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$, coherente con el valor propuesto por Garrett y Munk (1979) para el océano medio ($\varepsilon_{GM} \approx 7 \times 10^{-10} \text{ Wkg}^{-1}$). A partir de la ε_{IW} calculada, se estimó una tasa de difusividad diapicna de $\log_{10} k_{\rho}^{IW} \approx -3.72 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. El valor obtenido es mayor al valor medio estimado para el océano ($-4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), indicando la presencia de altas tasas de mezcla a estas escalas espaciales. En el régimen turbulento, el valor medio que se obtiene es $\varepsilon_T \approx 1.22 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$. Este valor se ajusta a los valores registrados en el margen occidental del Mar de Alborán por Wesson y Gregg (1988), quienes utilizando un perfilador de microestructura en la columna de agua, identificaron el nivel de mezcla en la capa de interfaz entre la AW y MW de $\varepsilon_{W-G} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$. La difusividad obtenida dentro de este régimen alcanza valores de $\log_{10} k_{\rho}^{Tur} \approx -3.90 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, indicando una alta eficiencia en la transferencia de energía a pequeñas escalas, que a su vez es mayor en $0.10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ que la registrada por Wesson y Gregg (1988) ($\log_{10} k_{\rho}^{W-G} \approx -3.98 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). A escalas intermedias no existe un modelo reconocido que permita caracterizar el proceso de transferencia entre ondas internas y turbulencia. Por tanto se ha utilizado un modelo ponderado entre los modelos existentes para ambos regímenes. A partir de este modelo ponderado se obtuvo el valor de $\varepsilon_{Tran} = 1.45 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$ y un valor de difusividad de $\log_{10} k_{\rho}^{Tran} = -3.82 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

La comparación a escalas intermedias se realizó a partir de la relación propuesta por D'Asaro y Lien (2000) para sistemas estratificados afectados por una cizalla, similar al sistema presente en el Mar de Alborán. Esta relación se aplicó a las condiciones de nuestros datos obteniendo un valor promedio a escalas intermedias de $\varepsilon_{IW-T} = 1.42 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$, con el que se obtiene una difusividad diapicna promedio de $\log_{10} k_p^{IW-T} \approx -3.83 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Los valores de mezcla obtenidos mediante el modelo ponderado son muy similares a los obtenidos por D'Asaro y Lien (2000), con valores mayores a la media de la difusividad diapicna global.

- La comparación con los resultados de otras campañas de OS muestra un alto nivel de coherencia mutua al identificar procesos y estructuras análogos, en especial las ondas internas. La gran diferencia entre este trabajo y todos los estudios previos es el uso de un sistema de alta resolución, cuya resolución lateral es de cuatro a cinco veces mayor, permitiendo identificar en nuestro caso las inestabilidades de K-H como eslabón en la cadena de transferencia de energía entre la meso- y la pequeña escala (entre ondas internas y turbulencia).
- La comparación realizada con otra campaña sísmica realizada en la zona de estudio con un sistema de HR-MCS (campaña EVENT-DEEP), ha permitido confirmar la propagación de ondas internas y procesos turbulentos en la zona de estudio, pero igualmente identificar diferencias notables entre ambos, asociados a la presencia de distintas condiciones hidrográficas en la región. En particular, el efecto de la surgencia y de hundimiento de aguas hace variar la localización en profundidad de las estructuras termohalinas hasta en $\sim 150 \text{ m}$. Para el caso del hundimiento se generan frecuencias de flotabilidad mayores, lo que permite que los efectos turbulento perturben a mayor escala las ondas internas aumentando la longitud de onda de rotura, que inhiben la formación prolongada de estructuras del tipo vórtice laminar. Otro aspecto es que estas estructuras no son isótropas, por tanto en el caso de presentarse, no son registradas en la campaña EVENT-DEEP, ya que la dirección de registro sísmico se realizó en sentido casi perpendicular a la dirección de propagación de la corriente. Por tanto a causa de la variación en las condiciones hidrográficas y de la dirección de registro, los vórtices laminares asociados a las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz no pudieron ser registrados en la campaña EVENT-DEEP.

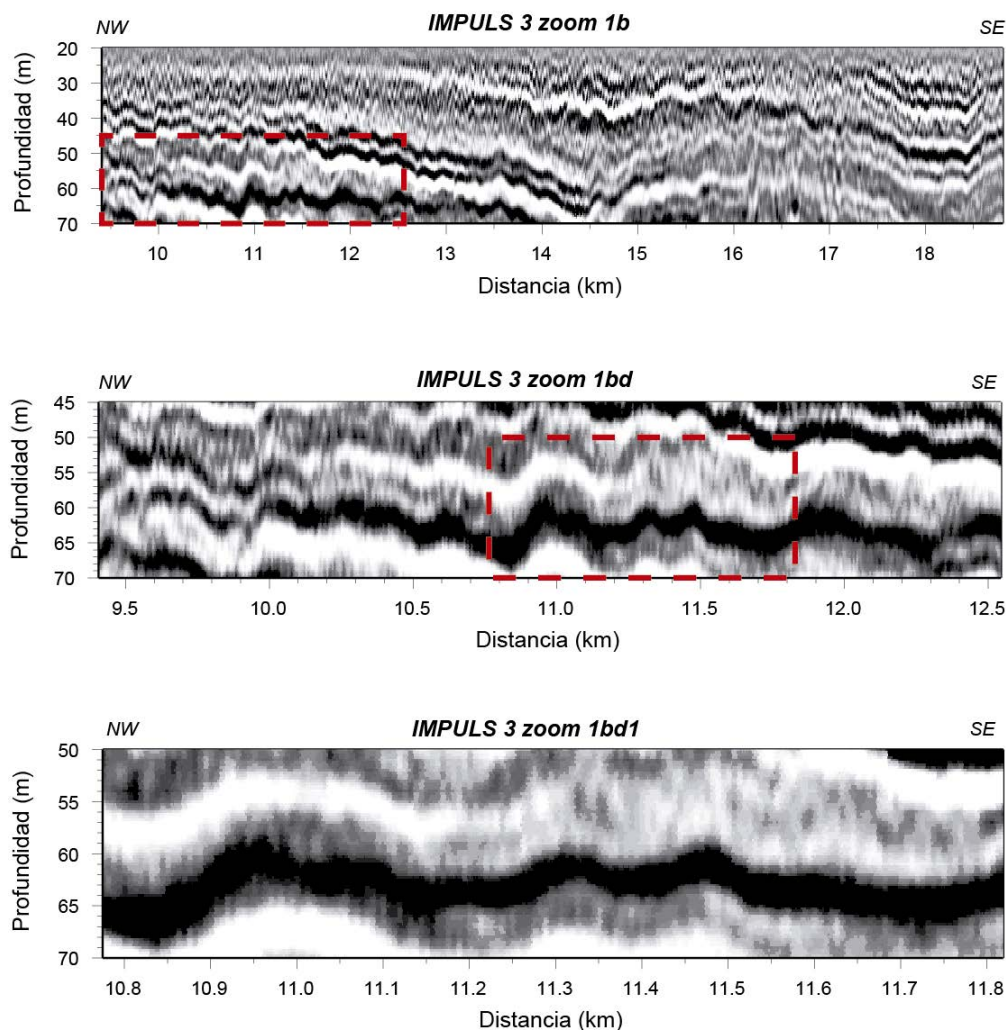


Figura 7.1. Serie de zooms del perfil IMPULS 3, donde destaca la presencia de diferentes estructuras a medida que disminuye la escala espacial.

- En general, los datos sísmicos, muestran que todos los procesos identificados (ondas internas, inestabilidades de K-H, turbulencia), se están presentando continuamente en la zona de estudio (Figura 7.1). Todos estos procesos se pueden identificar y caracterizar, según el ancho de banda, la resolución y sinopticidad del sistema de observación utilizado, que se encuentre acorde a las distintas estructuras a resolver.
- Los sistemas de HR-MCS proporcionan estimaciones de parámetros de mezcla que pueden contribuir en la mejora de los modelos de dinámica oceánica. Nuestros resultados proporcionan información sobre la variabilidad de estos parámetros, asociada a diferentes regímenes dinámicos, gracias a que nuestro sistema observacional abarca un amplio rango de escalas ($10^3 - 10^0$ m).

CAPÍTULO 8 – PERSPECTIVAS

8. PERSPECTIVAS

Entre los diversos estudios y trabajos a través de los cuales se podría profundizar en la comprensión de los procesos identificados con el sistema de HR-MCS, se encuentran los procesos inducidos por el campo de ondas internas, y su interacción con efectos de la cizalla y la frecuencia de flotabilidad. Uno de los más destacables es el estudio del intercalado o *interleaving*. Este proceso se genera por el intercalado de propiedades físicas que cambia los flujos de calor y salinidad entre las diferentes capas (May y Kelley, 2002). Además se presenta en regiones donde se producen escalones en las propiedades de los perfiles verticales pero con poca longitud horizontal. Este tipo de procesos deberían poder identificarse en las imágenes sísmicas como terminaciones o apariciones repentinas de reflectores.

Otro proceso que se podría investigar más a fondo mediante el MCS, es el relacionado con la disipación de propiedades. Esta disipación se puede reflejar en los perfiles sísmicos como un desvanecimiento progresivo o difuminación de los reflectores acústicos en dirección lateral debido a procesos de mezcla. Para confirmar su posible incidencia se necesita conocer si el sistema es o no estable frente a procesos difusivos (Gregg, 1989), lo cual puede ser determinado mediante un análisis de estabilidad, proporcionado por una medida in situ del ángulo de Turner.

Los dos procesos mencionados, en un principio deberían poder ser identificados con la MCS, pero se necesitaría una confirmación con datos hidrográficos convencionales, para hacer un comparativo y caracterizar el tipo de reflectores y su comportamiento así como las condiciones hidrográficas locales en cada caso.

Otra de las estructuras que podría ser un buen objeto de estudio son los solitones. Como ejemplo. En la Figura 8.1 se presentan los datos obtenidos en el perfil IMPULS 4, donde se identifican unos reflectores que aumentan en profundidad en forma cóncava, simulando la presencia de un pequeño vórtice u onda solitaria interna. Las escalas horizontal y vertical rondan los valores de 1-2 km, y 20 m respectivamente. Alcanza a influenciar hasta los 150 m de profundidad.

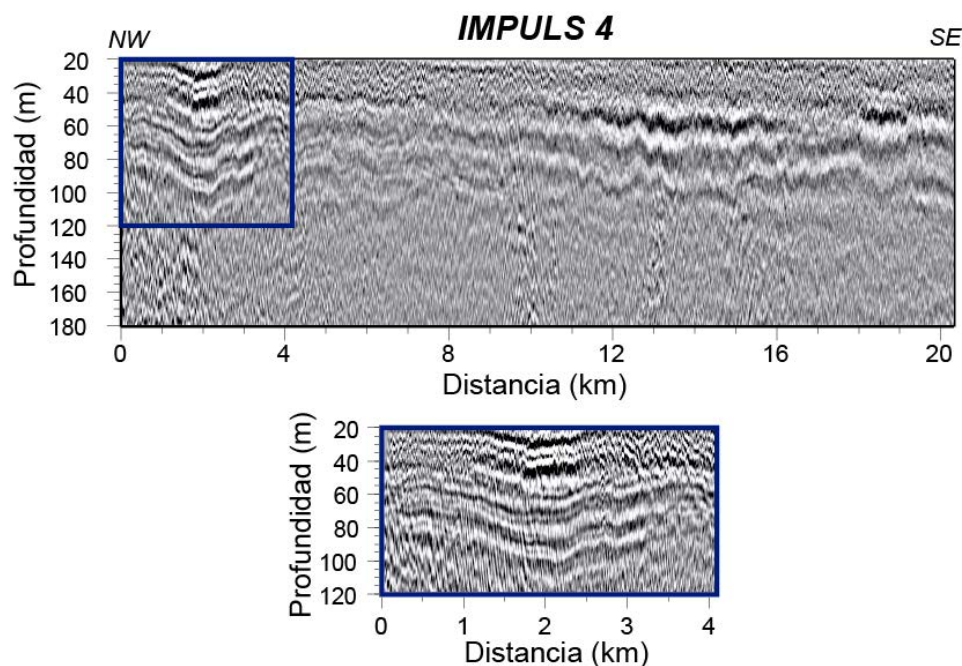


Figura 8.1. Sección del perfil IMPULS 4, al cual se le realiza un zoom, donde se registra un posible solitón (recuadro azul).

La morfología de la estructura presente en la Figura 8.1, es característica de las ondas solitarias, descritas por observaciones hidrográficas. La dificultad para profundizar en su estudio, radica en la falta de datos convencionales (hidrográficos y satelitales) que puedan identificarla en el momento y el lugar donde fue registrada. Por tanto por falta de datos para comparar solo se puede hacer una descripción de sus características estructurales. Se cree que es una onda solitaria ya que muestra las mismas escalas y características de otras ya registradas por sistemas sísmicos (e.g. Tang et al. 2014). Por tanto para futuras campañas de OS se sugiere realizar un mayor muestreo o despliegue de sondas hidrográficas que permitan realizar comparaciones para caracterizar este tipo de estructuras mediante la combinación de datos sísmicos e hidrográficos.

En general se ha demostrado que la HR-MCS permite registrar información de la capa del agua, siguiendo un procesamiento específico de los datos, aunque el experimento haya sido diseñado para el estudio de tierra sólida. Sin embargo, se podrían plantear algunas modificaciones en el sistema de adquisición en colaboración con la industria, a fin de optimizar su aplicación al estudio de la capa de agua, de forma que se facilite el registro y procesamiento de los datos. Se plantea como base los sistemas de HR-MCS, ya que permiten realizar estudios de las capas más someras de agua. Para esto se debería considerar un *streamer* corto que sea de fácil manejo, portabilidad, maniobrabilidad e instalación en buques de tamaño mediano, al igual que una ristra de cañones con poco volumen según la profundidad a la que se quiera realizar el registro, para hacerlo más portable y que pueda ser instalado en cualquier barco oceanográfico. Igualmente se puede estudiar la utilización de

fuentes de energía alternativas a los cañones de aire, que permitan reducir al máximo el impacto en la vida marina y en especial en los cetáceos.

Otro aspecto en el cual se podrían unir esfuerzos con la industria, es en el análisis de datos sísmicos históricos, los cuales no consideraban la capa de agua porque comparado con el subsuelo marino, las variaciones en impedancia acústica son de varios órdenes de magnitud menor. Para ello se propone como trabajos futuros solicitar a las diferentes empresas o instituciones que poseen este tipo de información para que la divulguen y se puedan reprocesar los datos para la columna de agua. Así se tendría información de cómo ha evolucionado determinado sistema.

A partir de esta base de datos se puede realizar un atlas de OS que divulgue los datos, en la cual se dé a conocer a la comunidad científica y académica en general, este método de adquisición de datos. Una de las formas más directas en la actualidad, es la relacionada con los medios digitales. En el marco del proyecto POSEIDON se desarrolló una página web llamada “ecos del océano interior” (www.utm.csic.es/so/). En esta se busca hacer una descripción de las características principales que tienen los sistemas de reflexión acústica (Figura 8.2).

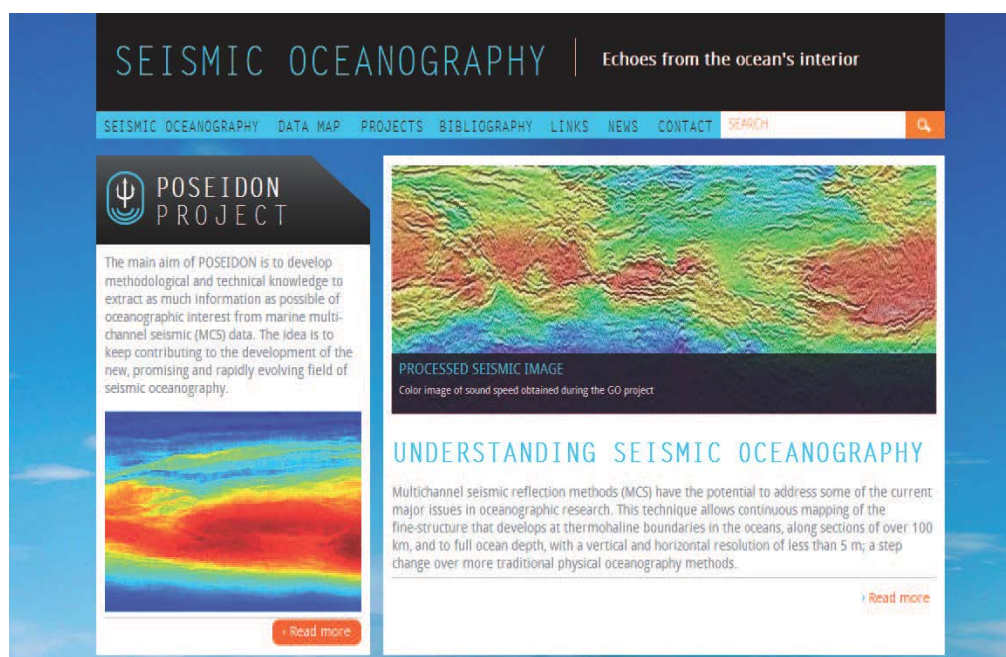


Figura 8.2. Página de inicio de la Web sobre oceanografía sísmica, generada en el marco del proyecto POSEIDON (<http://www.utm.csic.es/so/>).

Se puede partir de la propuesta base generada por el atlas sísmico virtual (VSA, www.seismicatlas.org), en el cual tienen como objetivo dar a conocer los trabajos de distintas temáticas relacionados con la sísmica. En este se brindó un pequeño espacio para la OS que lamentablemente se ha quedado sin retroalimentación ni actualización desde hace varios años.

Capítulo 8. Perspectivas

En general hay un gran abanico de propuestas y futuros trabajos en los cuales el MCS puede aportar información importante en la caracterización tanto de procesos como estructuras oceánicas en un amplio rango espacial, que permita realizar una completa descripción del océano interno no solo de forma cualitativa, si no cuantitativa.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

- Allen, J. T., Smeed, D. A., Tintoré, J., Ruiz, S., (2001). Mesoscale subduction at the Almeria-Oran front Part 1: Ageostrophic flow. *J. Marine System*, **30**, 263 – 285.
- An Atlas of oceanic internal Solitary Wave; The strait of Gibraltar* (Global Ocean Associates, office of Naval Research, Code 322PO, 2002).
- Apel, John R., (2003). A new analytical model for internal solitons in the ocean. *J. Phys. Oceanography*, **33**, 2247 – 2269.
- Armi, L., & Farmer, D. M., (1988) The flow of Mediterranean water through the strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*. **21**, 1 – 105.
- Baldacci, A., Corsini, G., Grasso, R., Manzella, G., Allen, J. T., Cipollini, P., Guymer, T. H., Snaith, H. M., (2001). A study of the Alboran sea mesoscale system by means of empirical ortogonal function decomposition of satellite data, *Journal of Marine Systems*, **29**, 293 – 311.
- Batchelor, G. K., (1959). Small-scale variation of convective quantities like temperature in turbulent fluid, *J. Fluid Mech.*, Vol. **5**, 113-139.
- Biescas, B., Sallarès, V., Pelegrí, J. L., Machín, F., Carbonell, R., Buffett, G., Dañobeita J. J., and A., Calahorrano, (2008). Imaging meddy finestructure using multichannel seismic reflection data, *Geophysical Research Letters*, Vol. **35**, L11609.
- Biescas, Biescas., Armi, Larry., Sallarès, Valentí., Gràcia, Eulàlia, (2010). Seismic imaging of staircase layers below the Mediterranean undercurrent, *Deep-sea Research*, Vol. **1**, No. 57, Pp. 1345 – 1353.
- Biescas, B., B. R. Ruddick, M. R. Nedimovic, V. Sallarès, G. Bornstein, and J. F. Mojica, (2014). Recovery of temperature, salinity, and potential density from ocean reflectivity, *J. Geophys. Res. Oceans*, **119**, doi:10.1002/2013JC009662
- Bornstein, G., B. Biescas, V. Sallarès, and J. F. Mojica, (2013). Direct temperature and salinity acoustic full waveform inversion, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, Pp. 1 - 5, doi:10.1002/grl.50844.
- Bouzinac, C., Font, J., Johannessen, J., (2003). Annual cycles of sea level and sea surface temperature in the western Mediterranean sea, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **108**, No. C3, 3059.
- Brandt, Peter, Rubino, Angelo, Quadfasel, Detlef, & Alpers, Werner, (1999). Evidence for the influence of Atlantic-Ionian stream fluctuation on the tidally induced internal dynamics in the strait of Messina, *J. Phys. Oceanography*. **29**, 1071 – 1080.
- Brethouwer, G., Billant P., Lindborg E., & Chomaz J., (2007). Scaling analysis and simulation of strongly stratified turbulence flows, *J. Fluid Mech.*, Vol. **585**, Pp. 343 – 368.
- Brown, R. G., and Hwang, P. Y. C., (1997). Introduction to random signals applied Kalman filtering, *Wiley*, New York, 3 edition.

Bibliografía

- Bruno, M., Vazquez, A., Gomez-Enri, J., Vargas, J. M., Garcia, Lafuente, J., Ruiz-Cañavate, A., Mariscal, L., Vidal, J., (2006). Observations of internal waves and associated mixing phenomena in the Portimao canyon area, *Deep-Sea Research II*, **53**, Pp. 1219 - 1240.
- Bryden, Harry, L., & Stommel Henry, M., (1984). Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea, *Oceanologica Acta*, **7**, No. 3, 289 – 296.
- Buffett, G., Biescas, B., Pelegrí, J. L., Machín, F., Sallarès, V., Carbonell, R., Klaeschen, D., Hobbs, R., (2009). Seismic reflection along the path of the Mediterranean undercurrent, *Continental Shelf Research*, Vol. **29**, Pp. 1848 – 1860.
- Buffet, G., Hurich, C. A., Vsemirnova, E. A., Hobbs, R. W., Sallarès, V., Carbonell, R., Klaeschen, D., and Biescas, B., (2010). Stochastic heterogeneity mapping around a Mediterranean salt lens, *Ocean Science*, Pp. 423 – 429.
- Candela, Julio & Winant, Clinton, (1990). Tides in the strait of Gibraltar, *J. Geophys., Res.*, **95**, C5, Pp. 7313 – 7335.
- Candela, Julio, (1991). The Gibraltar strait and its role in the dynamics of the Mediterranean sea, *Dynamics of Atmospheres and oceans*, Vol. **15**, Issues 3-5., Pages: 267 – 299.
- Carniel, Sandro, Bergamasco, Andrea, Book, Jeffrey, Hobbs, Richard, Sclavo, Mauro, Wood, Warren, (2012). Tracking bottom waters in the Southern Adriatic Sea applying seismic oceanography techniques, *Continental Shelf Research*, **44**, 30-38.
- Chioua, J., Bruno, M., Vazquez, A., Reyes, M., Gomiz, J., Mañanes, R., Alvarez, O., Gonzalez, C., Lopez, L., Gomez-Enri, J., (2013). Internal waves in the strait of Gibraltar and their role in the vertical mixing processes within the bay of Algeciras, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **126**, 70-86.
- CIESM Round table session on, Mediterranean Water Mass Acronyms, (2001). 36th CIESM Congress, Monte Carlo.
- Clercx, H., & Heijst, G., (2000). Energy spectra for decaying 2D turbulence in a bounded domain, *Physical Review Letters*, Vol. **85**, No. 2.
- Coca, J. Ramos, A. & Redondo, A., (2007). Calculo del bombeo de Ekman a partir de datos del dispersometro de viento SeaWinds a bordo del satélite QuikScat. *Revista de teledetección*. Numero especial: 40-44.
- Cushman-Roisin, Benoit, & Beckers, Jean-Marie, (2007). Introduction to geophysical fluid dynamics. *Physical and numerical aspects*. Pp. 773.
- Dauxois, Thierry, Didier, Anthony, & Falcon, Eric, (2004). Observation of near-critical reflection of internal waves in a stably stratified fluid, *Physics of Fluids*, Vol. **16**, Number 6.
- D'asaro, Eric, A., & Lien, Ren-Chien, (2000). The Wave-turbulence transition for stratified flows, *Journal of physical Oceanography*, The American Meteorological Society, 1669 - 1678.

Bibliografía

- De silva, I. P. D., Fernando, H. J. S., Eaton, F., Hebert, D., (1996). Evolution of Kelvin-Helmholtz billows in nature and laboratory, *Earth and Planetary Science Letters*, **143**, Pp. 217 – 231.
- Dowdeswell, J.A., Noormets, R., Evans, J., Griffiths, G., Larter, R.D. and O Cofaigh, C. A. (2008). Comparison of swath-bathymetric imagery from high-latitude glacier-influenced fjords derived from AUV, ROV and shipboard systems. In, Collins, K. and Griffiths, G. (eds.) Workshop on AUV science in extreme environments: collaborative Autosub science in extreme environments. Proceedings of the International Science Workshop, 11-13 April 2007, Scott Polar Research Institute, University of Cambridge, UK. Workshop on AUV Science in Extreme Environments: collaborative Autosub science in extreme environments, London, UK, Society for Underwater Technology, 47 - 54.
- Egbert, G. D. & Ray, R. D., (2000). Significant dissipation of tide energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data, *Nature* **405**, Pp. 775 – 778.
- Emery, William, & Thomson, Richard, (2001). Data analysis methods in physical oceanography, Second and Revised edition, Elsevier, Pp. 638.
- Farmer, David, & Armi, Laurence, (1999). Stratified flow over topography and the generation of Internal solitary waves, Aha huli'ko'a Hawaiian winter workshop 1999, SOEST, Pp. 83 - 88.
- Fer, I., P., Nandi, W. S., Holbrook, R. W. Schmitt, & P. Páramo, (2010). Seismic imaging of a thermohaline staircase in the western tropical North Atlantic, *Ocean Sci.*, **6**, 621 – 631, doi:10.5194/os-6-621-2010.
- Ferrari, Raffaella, & Wunsch, Carl, (2009). Ocean circulation kinetic energy: Reservoirs, sources, and sinks, *Annu. Rev. Fluid Mech*, **41**: 253-282.
- Filonov, A., & Novotryasov, V., (2007). On a spectrum of nonlinear internal waves in the oceanic coastal zone, *Nonlin. Processes. Geophys.*, **14**, 757 – 762.
- Flexas, M. M., Gomis, D., Ruiz, S., Pascual, A., León, P., (2006). In situ and satellite observations of the eastward migration of the Western alboran gyre, *Progress in Oceanography*, **70**, Pp. 486 – 509.
- Font, Jordi, Rousseau, Stephan, Shirasago, Bernardo, Garcia-Gorriz, Elisa, & Haney, Robert, (2002). Mesoscale variability in the Alboran Sea: Syntetic aperture radar imaging of frontal eddies, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **107**, No C6, 3059.
- Garcia-Gorriz, Elisa, Carr, Mary-Elena, (1999). The climatological annual cycle of satellite-derived phytoplankton pigments in the Alboran sea, *Geophysical Research Lett.*, **26**, N. 19, Pp. 2985 – 2988.
- García, Lafuente, J., Álvarez, Fanjul, E., Vargas, J. M., Ratsimandresy, W., (2002). Subinertial variability in the flow through the strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, **107**, C10, 3168.
- García, Lafuente, Jesus, Cristina, Naranjo, Ricardo, Sanchez, Jose, C., Sanchez, Simone, Sammartino, (2014). On the origin of the seasonal and interannual T-S variability of the inflow through the Strait of Gibraltar. Oral Communication, Encuentro de la Oceanografía Física Española, La palma, Gran Canaria, Spain.

Bibliografía

- Gargett, Ann, E., (1988). The scaling of turbulence in the presence of stable stratification, *J. Geophys. Res.*, **93**, 5021 – 5036.
- Garrett, C., & Munk, W., (1995) Space time scales of internal waves: a progress report, *J Geophys, Res.* **80**, 291 - 297.
- Garrett, C., & Munk, W., (1979). Internal waves in the ocean, *Ann. Rev. Fluid Mech.* **11**: 339 - 69.
- Garrett, C, (2001). Internal waves, *Academic Press*, Pp. 1335 – 1342, doi:10.1006/rwos.2001.0126.
- Garrett, Chris, & Kunse, Eric, (2007). Internal tide generation in the deep ocean, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **39**, Pp. 57 – 87.
- Gascard, J. C., Richez, C., (1985). Water masses and circulation in the western Alboran Sea and in the straits of Gibraltar, *Prog. Oceanog.* Vol. **15**, Pp. 157 - 216.
- Gayen, Bishakhdata & Sarkar Sutanu, (2010). Turbulence during the generation of tide on a critical slope, *Physical Review Letters*, **104**, 218502.
- Geli, L., E. Cosquer, R. W. Hobbs, D. Klaeschen, C. Papenberg, Y. Thomas, C. Menesguen, & B. L. Hua, (2009). High resolution seismic imaging of the ocean structure using a small volume airgun source array in the gulf of Cadiz, *Geophys. Res. Lett.*, **36**.
- Geyer, W., A. Lavery, M. Scully, & J. Trowbridge, (2010). Mixing by shear instability at high Reynolds number., *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L22607.
- Gibson, C. H., (1988). Evidence and consequences of fossil turbulence in the ocean, 319 – 334, From: Small-scale turbulence and mixing in the ocean, Jacques C. J. Nihoul and Bruno M. Jamar ted., Elsevier oceanography series.
- Gill, A. E., (1982). Atmosphere-ocean dynamics, *Academic press*, Pp. 662.
- Gonella, J., & D. Michon, (1988). Ondes internes profondes revelees par sismique reflexion au sein des masses d'eau en atlantique-est, *Acad. Sci. Paris Ser. II*, **306**, 781.
- Gregg, M. C., (1977). Acomparision of finestructure spectra from the main thermocline, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. **7**, Pp. 33 – 40.
- Gregg, M. C., (1987). Diapycnal mixing in the thermocline: A review, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **92**, Number C5, 5249-5286.
- Gregg, M. C., (1989) Scaling turbulent dissipation in the thermocline, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **94**, Number C7,9686-9698.
- Gregg, M. C., Sandford, T. B., & Winkel, D. P., (2003). Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters, *Nature*, **422**, 3, 513 – 515.
- Helfrich, Karl & Melville, W. Kendall, (2006). Long nonlinear internal waves, *Annu. Rev. Fluid Mech.*

Bibliografia

- Henri, Laur, (2009). “SAR Interferometry opportunities with the European Space Agency: ERS-1, ERS-2, Envisat, Sentinel-1A, Sentinel-1B, ESA 3rdParty Missions (ALOS),” Fringe 2009 Workshop - Advances in the Science and Applications of SAR Interferometry, Frascati, Italy, Nov. 30-Dec. 4, 2009.
- Henye, Frank, S. & Wright, Jon, (1986). Energy and action flow through the internal wave field: an Eikonal Approach, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **91**, No: C7, Pages 8487 - 8495
- Henye, Frank, S., (1991). Scaling of internal wave predictions for ε . Internal gravity waves and small scale turbulence, proc ‘aha huliko’ a hawaiian winter workshop, P. Müller and D. Henderson, eds., Honolulu, Hawaii institute of Geophysics, 245 - 250.
- Hilmi, K., Orbi, A., Lakhdar J., & Chagdali, M., (2005). Mesoscale/sub-mesoscale variability of the Alboran sea and the 3D circulation of Nador Lagoon (Morocco), Strategies for understanding mesoscale processes – villefranche- sur-mer, 25-28 may 2005.
- Hobbs, R. W., D. Klaeschen, V. Sallarès, E. Vsemirnova, & C. Papenberg, (2009). Effect of seismic source bandwidth on reflection sections to image water structure, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L00D08.
- Holbrook, W. S., P. Paramo, S. Pearse, & R. W. Schmitt, (2003). Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling, *Science*, **301**, 821 – 824.
- Holbrook, W., & Fer, I., (2005). Ocean internal wave spectra inferred from seismic reflection transects. *Geophysical Research Letters*, Vol. **32**, L15604, doi:10.1029/2005GL023733.
- Holbrook, W., Fer, I., Schmitt, R., Lizarralde, D., Klymak. J., Helfrich, C. & Kubichek, R., (2013). Estimating oceanic turbulence dissipation from seismic images, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.
- Houpert L., Testor P., Durrieu de Madron X., Somot S., D’Ortenzio F., Estournel C., Lavigne H., (2015). Seasonal cycle of the mixed layer, the seasonal thermocline and the upper-ocean heat storage rate in the Mediterranean Sea derived from observations. *Progress in Oceanography*, **132**, 333-352.
- Hua, Li & Yamazaki, Hidekatsu, (2001). Observations of a Kelvin-Helmholtz billow in the ocean, *J. Oceanography*, **57**, 709 – 721.
- Jackson, Christopher, Da Silva, José, & Jeans, Gus, (2012). The generation of nonlinear internal waves, *Oceanography*, Vol. 25, No.2.
- Jenkins, Francis, A., & White, Harvey, E., (1957). Fundamentals of optics, Third Edition, *McGraw-Hill Book Company*. Pp. 632.
- Jiang, Lide; & Wang, Menghua, (2014). Improved near-infrared ocean reflectance correction algorithm for satellite ocean color data processing. *Optics Express*, **22**(18), 21657-21678.
- Jones, I.F., & S. Levy, (1987). Signal-to-noise ratio enhancement in multichannel seismic data via the Karhunen-Loeve transform, *Geophysical Prospecting*, **35**, 12 - 32.
- John, Lillibridge, Walter, H. F. Smith, David, Sandwell, Remko, Scharroo, Frank, G. Lemoine, Nikita, P. Zelensky, (2006). “20 Years of Improvements to GEOSAT Altimetry,” Symposium: 15 Years of Progress in Radar Altimetry, Venice, Italy, March 13-18, 2006.

Bibliografía

- Katz, Eli J., & Briscoe, Melbourne, G., (1979). Vertical coherence of the internal wave field from towed sensors, *Journal of Physical Oceanography*, The American Meteorological Society, Vol. **9**, 518-530.
- Kinsler, Lawrence E., Frey, Austin, R., Coppens, Alan, B., Sanders, James, V., (2000). *Fundamentals of Acoustic*, Wiley and Sons.
- Klaeschen, D., R. W. Hobbs, G. Krahmman, C. Papenberg, & E. Vsemirnova, (2009). Estimating movement of reflectors in the water column using seismic oceanography, *Geophys. Research Lett.*, **36**, L00D03.
- Klymak, M. Jody, and Gregg, M. C., (2001). Three-dimensional nature of flow near a sill, *J. Geophys. Res.*, Vol. **106**, No. 22, Pp. 295 – 311.
- Klymak, M. Jody, & Moum N. James, (2007a). Oceanic isopycnal slope spectra. Part I: Internal waves, *Journal of Physical Oceanography*. American Meteorological Society, Vol. **37**, 1215-1231.
- Klymak M. Jody, & Moum N. James, (2007b). Oceanic isopycnal slope spectra. Part II: Turbulence, *Journal of Physical Oceanography*. American Meteorological Society, Vol. **37**, 1232-1244.
- Knudsen, M., (1899). De hydrografiske forhold I de danske farvande indefor skagen I 1894Ü98, *Komm for Vidensk under I de danske farvande* **2** (2): 19 – 79.
- Kolmogorov, A., (1941). Dissipation of energy in the locally isotropic turbulence (English translation 1991). *Proc. Roy. Soc. London*, **A434**, 15 – 17.
- Kormann, Jean, Cobo, Pedro, Biescas, Berta, Sallarès, Valentí, Papenberg, Cord, Recuero, Manuel, & Carbonell, Ramón, (2010). Synthetic modelling of acoustical propagation applied to seismic oceanography experiments, *Geophysical Res. Lett.*, **37**, L00D90, doi:10.1029/2009GL041763.
- Krahmann, G., Brandt, P., Klaeschen, D., & Reston, T., (2008). Mid-depth internal wave energy off the Iberian peninsula estimated from seismic reflection data, *Journal of Physical Researcher*, American Geophysical Union, Vol. **113**, C12016.
- Kraichnan, Robert,(1967). Inertial ranges in two dimensional turbulence, *Physics of Fluids*, Vol. **10**, 1417.
- Kraichnan, Robert, (1971). Inertial-range transfer in two- and three-dimensional turbulence, *J. Fluid Mech*, **47**, part 3, pp. 525-535.
- Kunse, E., Firing, E., Hummon, J. M., Chereskin, T. K. & Thurnherr, A. M. (2006). Global abyssal mixing inferred from lowered ADCP shear and CTD strain profiles. *J. Phys. Oceanogr.* **36**, 1553-1576.
- Lacombe, H., & Richez, (1982). The regime of thre strait of Gibraltar, in the Hydrodynamics of Semi-enclosed seas, edited by J. C. J. Nihoul, Pp. 13 - 74, Elsevier, Amsterdam.
- Lambert, Steven, J., (1981). A diagnostic study of global energy and enstrophy fluxes and spectra, *Tellus*, **33**, 411 – 414.

Bibliografía

- Laurent, Louis, Matthew, Alford & Terri, Paluszkiwicz, (2012). An introduction to the special issue on internal waves, *Oceanography*, Vol.25, No.2.
- Levine, Murray, (2002). A modification of the Garrett-Munk internal wave spectrum, *Journal of Physical Oceanography*, **32**, Pp. 3166 – 3181.
- Li, Hua & Yamazaki, Hidekatsu, (2001). Observations of Kelvin-Helmholz billow in the ocean, *Journal of Oceanography*, Vol. **57**, 709-721.
- Lien, Ren-Chieh, & D'asaro, Eric, A., (2004) Lagrangian spectra and diapycnal mixing in stratified flow, *J. Phys. Oceanography*, **34**, 978 – 984.
- Lindborg, Erik, (2006). The energy cascade in a strongly stratified fluid, *J. Fluid Mech.*, Vol. **550**, Pp. 207 - 242.
- Liu, Huaishan, Hu, Yi, Yin, Yanxin, Wang, Linfei, Tong, Siyou, & Ma, Hai, (2013). Shallow water body data processing based on the seismic oceanography, *J. Ocean Univ. China, Oceanic and Coastal Sea Research*, Vol. **12**, 319-326.
- Liu, Zhiyu, (2010). Instability of baroclinic tidal flow in a stratified fjord, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. **40**, Pp. 139 - 154.
- Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T.P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, C. P. Paver, J. R. Reagan, D. R. Johnson, M. Hamilton, and D. Seidov, M. (2013). World Ocean Atlas 2013, Volumen 1: Temperature. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 40.
- Lurton, X., (2002). An introduction to underwater acoustics: principles and applications. *Springer*, 724. ISBN:978-3-540-78480-7.
- Maccone, Claudio, (2009). Deep space flight and communications, Exploiting the sun as a gravitational lens, *Springer*, Chischester UK.
- Marcus, M., and Minc, H., (1988). Introduction to linear algebra, New York, Dover, 288 pages.
- Mashayek, A. & Peltier, W. R., (2011). Turbulence transition in stratified atmospheric and oceanic shear flows: Reynolds and Prandtl number controls upon the mechanism, *Geophysical Research Letters*, Vol. **38**, L16612.
- May, Brian, D., & Kelley, Dan, E., (2002). Contrasting the interleaving in two baroclinic ocean fronts, *Dyn. Atmospheres and Oceans*, **36**, 23 – 42.
- McKean, R., (1974). Interpretation of internal wave measurements in the presence of fine-structure, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. **4**, Pp. 200 – 2013.
- MEDATLAS (2002). Consortium, A Mediterranean hydrographic atlas from a composite quality checked temperature and salinity data, 3 CD-ROM, Ed. Ifremer.
- Ménesguen, C., B. L. Hua, C. Papenberg, D. Klaeschen, L. Géli, & R. W. Hobbs, (2009). Effect of bandwidth on seismic imaging of rotating stratified turbulence surrounding an anticyclonic eddy from data and numerical simulations, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L00D05.

- Millot, Claude, (1999). Circulation in the Western Mediterranean Sea, Review Paper, *Journal of Marine Systems*, **20**, Pp. 423 – 442.
- Mirshak, R, M. R. Nedimovic, B. J. W. Greenan, B. R. Ruddick, & K. E. Loudon, (2010). Coincident reflection images of the Gulf Stream from seismic and hydrographic data, *Geophysical Research Lett.*, **37**, L05602.
- Moin, P., (2009). Revisiting Taylor's hypothesis, *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. **640**, Pp. 1 - 4, Cambridge University Press.
- Monin, A. S. & Ozmidov, R. V. (1985). Turbulence in the ocean, D. Reidel, Dordrecht, Holland.
- Moore, D. W., (1979). The spontaneous appearance of a singularity in the shape of a evolving vortex sheet, *Proc. R., Lond., A.* **365**, 105 – 119.
- Moum, J. N., Nash, J. D., & Smyth, W. D., (2011). Narrowband oscillation in the upper equatorial ocean part I: Interpretation as shear Instabilities, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. **41**, Pp. 397 – 411.
- Munk, W, (1981). Internal waves and small-scale processes, Pp. 264 - 291, From: Evolution of Physical Oceanography, B. A. Warren and C. Wunsch, Eds, The MIT Press.
- Müller, P. & Briscoe, M., (1999). Diapycnal mixing and internal waves, Aha huli'ko'a Hawaiian winter workshop 1999, SOEST, Pp. 289-294.
- Müller, P. & R. Pujale, (1984). Internal gravity waves and small scale turbulence, proceeding, 'Aha Huli'ko'a Hawaiian winter workshop, Hawaiian institute of geophysics, Special Publications, Pp. 299.
- Müller, P., McWilliams, J., Molemaker, M., (2005). Routes to dissipation in the ocean: two-dimensional/ three-dimensional turbulence conundrum. Marine turbulence: Theories, observations, and models. Results of the CARTUM project. Ed. Helmut Z. Baumert, John Simpson and Jürgen Sündermann, Published by Cambridge University Press.
- Munk, Walter, & Wunsch, Carl, (1988). Abissal répciones II: Energetics of tidal and wind mixing, *Deep-Sea Research*, I, **45**, 1977 – 2010.
- Muñoz, María, Liste, (2009). Patrones de circulación oceánica en el litoral español, Tesis Doctoral, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Cantabria.
- Nandi, P., W. S. Holbrook, P. Páramo, S. Pearse, & R. W. Schmitt, (2004). Seismic reflection imaging of water mass boundaries in the Norwegian sea, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L23311.
- Nakamura, Y., T. Noguchi, T Tsuji, S. Itoh, H. Niino, & T. Matsuoka, (2006). Simultaneous seismic reflection and physical oceanographic observations of oceanic fine structure in the Kuroshio extension front, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23605
- Nash, J. D., E. Kunse, J. M. Toole, & R. W. Schmitt, (2004). Internal tide reflection and turbulent mixing on the continental slope, *J. Phys. Oceanogr.*, **34**(5), 1117 – 1134.

Bibliografía

- Navrotsky, V. V., Lozovatsky, I. D., Pavlova, E. P., Fernando, H. J. S., (2004). Observations of internal waves and thermocline splitting near a shelf break of the Sea of Japan (East Sea), *Continental Shelf Research*, **24**, 1375 – 1395.
- Nevala, Amy, (2005). A glider across the gulf, *Oceanus magazine*, Woods Hole Oceanographic Institution, Vol. **44**, No. 1.
- Nikurashin Maxim, Vallis K. Geoffrey and Adcroft Alistair, (2012). Routes to energy dissipation for geostrophic flows in the southern ocean. *Nature Geoscience Letters*, **6**, DOI:10.1038/NGEO1657.
- Osborn T., & C. S. Cox, (1972). Oceanic fine structure, *Geophys. Fluid Dyn.*, **3**, 321 – 345.
- Osborn T. R., (1980). Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements, *Journal of Physical Oceanography*, **10**, Pp. 83 – 89.
- Pablos, M., Piles, M., Gonzalez-Gambau, V., Vall-llossera, M., Camps, A., Martinez, J., (2014). SMOS and Aquarius radiometers: Inter-comparison over selected targets, *Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE*. **7**, 9, 3833 – 3844.
- Papenberg, C., D. Klaeschen, G. Krahnemann, & R. W. Hobbs (2010). Ocean temperature and salinity inverted from combined hydrographic and seismic data, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L04601, doi:10.1029/2009GL042115.
- Páramo, Pedro & W. Steven, Holbrook, (2005). Temperature contrast in the water column inferred from amplitude-versus-offset analysis of acoustic reflections, *Geophysical Research Lett.*, **32**, L24611.
- Parés, Carlos, Macías Jorge, Castro, Manuel, & González-Vida, José, (2005). Mathematical models for the simulation of environmental flows: From the strait of Gibraltar to the aznalcollar disaster, *ERCIM News*, No. **61**, Pp. 31 – 32.
- Parrilla, G., & Kinder, T. H., (1987). The physical oceanography of the Alboran sea, *Naval Ocean Research and Development Activity*. Report **184**, 26.
- Patt, Frederick, S. (2013). Aquarius level-1A data product, Aquarius project document: aq-014-ps-0007, Version 2.0.
- Pedlosky, J., (1987). *Geophysical Fluid Dynamics*, Springer-Verlag, Berlin, Pp. 710.
- Perkins, Henry, Kinder, Thomas, & La Violette, Paul, (1990). The atlantic inflow in the western Alborán sea, *J. Physical Oceanography*, **20**, Pp. 242 – 263.
- Pham, Hieu & Sarkar, Sutanu, (2010). Internal waves and turbulence in a stable stratified jet, *J. Fluid Mech.*, vol. **648**, Pp. 297 – 324.
- Phillips, J. D. & D.F. Dean, (1991). Multichannel acoustic reflection profiling of ocean water mass temperature/salinity interfaces, *Ocean variability and Acoustic Propagation*, Edited by J. Potter and A. Warn-Varnas, Pp. 199-214, *Springer*, New York.
- Pickard, G. L. & Emery, W. J., (1990). *Descriptive Physical Oceanography. An introduction*. Pergamon Press, Pp. 320.

Bibliografía

- Piété, Helen, Marié, Louis, Marsset, Bruno, Thomas, Yannick, & Gutscher, Marc-André, (2013). Seismic reflection imaging of shallow oceanographic structures, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol. **118**, 2329-2344.
- Pinheiro, L.M., Song, H., Ruddick, B., Dubert, J., Ambar, I., (2010). Detailed 2-D imaging of the Mediterranean outflow and meddies off W inerian from multichannel seismic data, *J.Mar. Syst.*, doi:10.1016/j.jmarsys.2009.07.004.
- Polzin, Kurt L., (1995). Finescale parameterizations of turbulent dissipation, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. **25**.
- Preston, M. N., Christney, A. C., & Collins, W. T., (2009). Automated acoustic seabed classification from swath images, Quester tangent corporation, European Conf. on underwater acoustic, Canada.
- Quentel, Elise, Carton, Xavier, Gutscher, Marc, Andre, (2011). Structure and temporal variability of Mediterranean water in hydrological and marine seismic data south of Portimao Canyon (Gulf of Cadiz), from 1999 to 2002, *International Journal of Geosciences*, **2**, 185-194.
- Rehmann, Chris & Hwang, Jin, (2005). Small-scale structure of strongly stratified turbulence, *J. Physical Oceanography*, Vol. **35**.
- Remund, Q. D. & Long, D. G., (2014). Adecade of QuikSCAT Scatterometer sea ice extent data, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, doi:10.1109/TGRS.2013.2281056, Vol. **52**, No. 7 Pp. 4281 – 4290.
- Riley, J. James, & deBruynKops, M. Stephen, (2003). Dynamics of turbulence strongly influenced by buoyancy, *Physics of Fluids*, Vol. **15**, Num. 7.
- Riley, J. James & Lindborg, Erik, (2008). Stratified turbulence: A possible interpretation of some geophysical turbulence measurements, *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. **65**, 2416-2424.
- Ringler, Todd & Randall, David, (2002). A potential enstrophy and energy conserving numerical scheme for solution of the shallow-water equations on a geodesic grid, *Monthly weather review*, Vol. **130**.
- Rodríguez, Martínez, Jaime, (1982). Oceanografía del Mar Mediterráneo, Ed. Pirámide, Madrid.
- Ruddick, Barry, (1983). A practical indicator of the stability of the water column to double-diffusive activity, *Deep-Sea Research*, **30**, 10A, 1105 – 1107.
- Ruddick, B.R., Song H., Dong, C., Pinheiro L., (2009). Water column seismic images as smoothed maps of temperature gradient. *Oceanography* **22** (1), 192 – 205.
- Saliot, Alain, (2005). The Mediterranean sea, The handbook of environmental chemistry, Part 5k, *Springer*, Pp. 414.
- Sallarés, V., B. Biescas, G. Buffett, R. Carbonell, J. J. Dañobeitia, & J . L. Pelegrí, (2009). Relative contribution of temperature and salinity to ocean acoustic reflectivity, *Geophysical Research Lett.*, **36**, L00D06.

Bibliografía

- Sánchez-Roman, A., Sannino, G., Garcia-Lafuente, J., Carillo, A., (2009). Transport estimates at the western section of the strait of Gibraltar: A combined experimental and numerical modeling study, *J. Geophys. Res.*, **114**, C0606002.
- Sannino, G., Bargagli, A., Artale, V., (2002). Numerical modeling of the mean exchange through the strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, **107**, C8, 3094.
- Sargent, Colin, Richard, W. Hobbs, and Darren, R. Gröcke, (2011). Improving the interpretation of air-gun seismic reflection data using deterministic filters: A case history from offshore Cape Leeuwin, southwest Australia, *Geophysics*, Vol. **76**, No. 3, P. B113 – B125.
- Sarhan, Tarek, Garcia, Lafuente, Jesus, Vargas, Manuel, Vargas, Juan, Plaza, Francisco, (2000). Upwelling mechanisms in the northwestern Alboran sea, *Journal of Marine Systems*, **23**, 317-331.
- Send, Uwe, Font, Jordi, Krahnemann, Gerd, Millot, Claude, Rhein, Monica, Tintoré, Joaquin, (1999). Recent advances in observing the physical oceanography of the western Mediterranean Sea. Elsevier Science. *Progress in Oceanography*. Vol. **44**, 37-64.
- Serra, Nuno & Ambar, Isabel, (2002). Eddy generation in the Mediterranean undercurrent, *Deep-Sea Research, II*, **49**, 4225-4243.
- Sheen, L. K., White, J. N., Hobbs, R. W., (2009). Estimating mixing rates seismic images of oceanic structure, *Geophysical Research Letters*, Vol. **36**, L00D04.
- Sheen, L. K., White, J. N., Caulfield, C. P., Hobbs, Richard, (2011). Estimating geostrophic shear from seismic images of oceanic structure, American Meteorological Society, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. **28**, 1149-1154.
- Sheen, L. K., White, J. N, Caulfield, C. P., Hobbs, Richard, (2012). Seismic imaging of a large horizontal vortex at abyssal depths beneath the sub-antarctic front, *Nature, Geoscience Letters*, Vol. **5**, 542-546.
- Sheriff, R. E. & Geldart, L. P., (1982). Exploration seismology. History, theory, and data acquisition. Vol 1. Cambridge University press.
- Sheriff, R. E. & Geldart, L. P., (1987). Exploration seismology. Data-processing and interpretation. Vol 2. Cambridge University press.
- Sheriff, R. E., (1991). Encyclopedic dictionary of exploration geophysics, Society of exploration geophysicists, *Tulsa*, **376**.
- Shirasago, B, Font, J., (1997). Mesoscale structures detected with ERS-1 SAR images in the Alboran Sea verified by ATRRS ERS-1 and on site measurements, Proceeding of an international seminar on The use and applications of ERS in Latin America, Viña del Mar, Chile, 25 – 29, November, 1996. (ESA SP-405, March, 1997)
- Smyth, W & Moum, J., (2000). Anisotropy of turbulence in stably stratified mixing layers, *Physics of Fluids*, Vol. **12**, Number 6.
- Smyth, W. D., Winters, K. B., (2003). Turbulence and mixing in Holmboe waves, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. **33**, Pp. 694 – 711.

Bibliografía

- Smyth, W., Nash, J. & Moum, J., (2004). Differential diffusion in breaking Kelvin-Helmholtz Billows, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. **35**, 1004-1022.
- Smyth, W. D., Moum, J. N., Nash, J. D., (2010). Narrowband oscillations in the upper equatorial ocean. Part II: Properties of shear instabilities, *Journal of Physical Oceanography*. American Meteorological Society, Vol. **41**, 412-428.
- Smyth, William D., & Moum, James N., (2012). Ocean mixing by Kelvin-Helmholtz Instability, *Oceanography*, Vol. **25**, No. 2.
- Snaith, Helen, M., Guymmer, Trevor, H., Forrester Thomas, N., Cipollini, Paolo, Allen, John, T., Alderson, Steven, G., & Smeed, David, A., (1997). ERS, Shipborne and aircraft observations of circulation in the region of the Almeria-Orán front. 3rd ERS Symposium, Florence 1997.
- Song, Haibin, Pinheiro, Luis, Ruddick, Barry & Curado, Teixeira, Francisco, (2011). Meddy, spiral arms, and mixing mechanisms viewed by seismic imaging in the tagus abysal plain (SW Iberia), *Journal of Marine Research*, **69**, 827-842.
- Song, Haibin, Bai, Yang, Pinheiro, Luis, Dong, Chongzhi, Huang, Xinghui, & Liu Boran, (2012). Analysis of the ocean internal waves imaged by multichannel reflection seismic, using ensemble empirical mode decomposition, *Journal of Geophysics and Engineering*, **9**, 302-311.
- Spain, Peter, (2007). Teledyne RD instruments, Optimizing your ADCP setup, Technical note: TN032.
- Sreenivasan, Katepalli, R., (1996). The passive scalar spectrum and the obukhov-corrnsin constant, *Phys. Fluids*, American institute of Physics.
- Stewart, Robert, (2008). Introduction to Physical Oceanography, Department of Oceanography, Texas A&M University.
- Stommel, Henry & Fedorov, K. N., (1967). Small scale structure in temperature and salinity near timor and Mindanao, *Tellus*, Vol. **19**, Issue 2, Pp.306 – 325.
- Subhas, Venayagamoorthy & Fringer, Oliver., (2012). Examining breaking internal waves on a shelf slope using numerical simulations, *Oceanography*, Vol. **25**, No. 2.
- Tang, Qunshu, Wang, Caixia, Wang, Dongxiao, & Pawlowicz, Rich, (2014). Seismic, satellite, and site observations of internal solitary waves in the NE South China sea, Scientific reports, *Nature*, **4**:5374.
- Taylor, G. I., (1937). The spectrum of turbulence, *Proc. R. Soc. Lond. A.*, Vol. **164**, No. 919, 476-490.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E., (1990). Applied geophysics, 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, Pp. 770.
- Thomson, Richard, & Emery, William, (2014). Data analysis methods in physical oceanography, Third edition, Elsevier.
- Thorpe, S. A., (1969). Experiments on the stability of stratified shear flows, *Radio, Sci.*, **4**, 1327-1332.

Bibliografía

- Thorpe, S. A., (1971). Experiments on the instability of stratified shear flows: miscible fluids, *J. Fluid Mech.*, Vol. **46**, 299-319.
- Thorpe, S. A., (1973). Turbulence in stably stratified fluids: A review of laboratory experiments, *Boundary layer Meteorology*, **5**, Pp. 95 - 119.
- Thorpe, S. A., (1978b). On internal gravity waves in an accelerating shear flow. *J. Fluid Mech.*, **88**, 623 – 639.
- Thorpe, S. A., (1999). On the breaking of internal waves in the ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 2433 – 2441.
- Thorpe, S. A., (2005). The turbulent ocean, *Cambridge University Press*, Cambridge.
- Thorpe, S. A., (2009). Measurement techniques, sensors and platforms, A derivative of Encyclopedia of ocean sciences, 2nd edition, Academic press.
- Tintoré, J., Violette, P., Blade, I., Cruzado, A., (1988). A study of an intense density front in the Eastern Alboran sea: The Almeria-Oran front, *Journal of Physical Oceanography*, **18**, Pp. 1384-1397.
- Tintoré, Joaquín, Gomis, Damià, Alonso, Sergio, Parrilla, Gregorio, (1991). Mesoscale dynamics and vertical motion in the Alboran sea, *Journal of Physical Oceanography*, **21**, Pp. 811 – 823.
- Tsimplis, M. N., Bryden, L. H., (2000). Estimation of the transports through the Strait of Gibraltar, Deep sea research Part I: *Oceanographic research papers*, Vol. **47**, Issue 12, Pp 2219 - 2242.
- Tsuji, T., T. Noguchi, H. Nino, T. Matsuoka, Y. Nakamura, H. Tokuyama, S. Kuramoto & N. Bangs, (2005). Two-dimensional mapping of fine structures in the Kuroshio current using seismic reflection data, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14609.
- Tung, Ka, Kit, & Wendell Welch Orlando, (2003). The k^{-3} and $k^{-5/3}$ energy spectrum of atmospheric turbulence: Quasigeostrophic two-level model simulation, *J. Atmospheric Sciences*, **60**, 824 – 835.
- Van, Haren, Hans, & Gostiaux, Louis, (2010). A deep-ocean Kelvin-Helmholtz billow train, *Geophysical Research Letters*, Vol. **37**, L03605.
- Vargas-Yáñez, M., Plaza, F., Garcia-Lafuente, J., Sarhan, T., Vargas, J. M., Vélez-Belchi, P., (2002). About the seasonal variability of the Alboran sea circulation, *Journal of marine systems*, Vol. **35**, Pp. 229 – 248.
- Vazquez, Lopez-Escobar, Águeda, (2006). Ondas internas en el estrecho de Gibraltar y procesos de mezcla inducidos, Tesis doctoral. Universidad de Cadiz, Pp., 292.
- Vázquez A., Bruno, M., Izquierdo, A., Macias, D., Ruiz-Cañavate, A., (2008). Meteorologically forced subinertial flows and internal wave generation at the main sill of the strait of Gibraltar, *Deep-Sea Research I* **55**, Pp. 1277 - 1283.
- Viúdez, Álvaro, & Tintoré, Joaquín, (1995). Time and space variability in the eastern Alboran sea from March to May 1990, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **100**, No. C5, Pp. 8571 – 8586

Bibliografía

- Viudez ,Alvaro, Haney, Robert, (1997). On the relative vorticity of the Atlantic jet in the Alboran sea, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. **27**, Pp. 175 – 185.
- Viúdez, A., Pinot, J., Haney, R, (1998). On the upper layer circulation in the Alboran sea, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **103**, No. C10, Pp, 21, 653-21, 666.
- Vlasenko, Vasilij, Brandt, Peter, & Rubino, Angelo, (2000). Structure of large-amplitude internal solitary waves, *J. Physical Oceanography*, **30**, 2172 – 2185.
- Voitenko, Y., & Keyser J., De, (2011). Turbulent spectra and spectral kinks in the transition range from MHD to kinetic Alfvén turbulence, *Nonlin. Processes Geophys.*, **18**, 587 – 597.
- Vsemirnova, E., Hobbs R., Serra, N., Klaeschen, D., & Quentel, E., (2009). Estimating internal wave spectra using constrained models of the dynamic ocean, *Geophysical Research Letters*, Vol. **36**, L00D07, doi:10.1029/2009GL039598.
- Vsemirnova, E. A., R. W. Hobbs, & P. Hosegood, (2012). Mapping turbidity layers using seismic oceanography methods, *Ocean Sci.*, **8**, Pp. 11 – 18.
- Waite, Michael, L., (2011). Stratified turbulence at the buoyancy scale, *Physics of fluids*, American Institute of Physics, **23**, 066602-1.
- Watanabe, Michio & Hibiya, Toshiyuki, (2005). Estimates of energy dissipation rates in the three dimensional deep ocean internal wave field, *Journal of Oceanography*, Vol. **61**, Pp. 123 – 127.
- Warren, Bruce, A., & Carl, Wunsch, (2007). Evolution of physical Oceanography, (Massachusetts Institute of Technology: MIT opencourseware, <http://ocw.mit.edu>) (Accessed 26 january, 2013), license: creative commons BY-NC-SA, Spring, RES 12-000.
- Welch, W. T., & Tung, K. K., (1998b). On the equilibrium spectrum of transient waves in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2833 – 2851.
- Wenz, Gordon, M., (1962). Acoustic ambient noise in the ocean: Spectra and sources, *J. Acoustical Society*, **34**, No. 12, 1936 – 1956.
- Wesson, J.C. & Gregg, M.C., (1988). Turbulent dissipation in the strait of Gibraltar and associated mixing, Small-scale turbulence and mixing in the ocean – Proceeding of the 19th international liege colloquium on ocean Hydrodynamics.
- Wesson, J.C. & Gregg M.C., (1994). Mixing at camarinal sill in the strait of Gibraltar, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **99**, No. C5, Pp 9847-9878.
- Whithan, G, (1974). Linear and nonlinear waves, New York: J. Wiley and Sons.
- Winkel, David, Patrick, (1998). Influences of mean shear in the Florida current on turbulent production by internal waves, PhD Tesis, Michael C. Gregg. University of Washington.
- WOCE, Data products committee, (2002). WOCE global data, Version 3.0, WOCE International project office, WOCE Report N0. 180/02, Southampton, UK, Nov, 2002.
- Woods, J., D., (1968). Wave induced shear instability in the summer thermocline, *J. Fluid Mech.*, **32**, 791-800.

Bibliografía

- Wood, Wren T., W. Steven, Holbrook, Mrinal, K. Sen, & Paul, L. Stoffa, (2008). Full waveform inversion of reflection seismic data for ocean temperatures profiles, *Geophysical Research Lett.*, **35**, L04608.
- Wunsch, Carl & Ferrari, Raffaele, (2004). Vertical Mixing, energy, and the general circulation of the oceans, *Annual Review Fluid Mech.* **36**, Pp. 281 - 314.
- Yilmaz, O., (2001). Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data, Vol. II, Invest. Geophys., Vol. **10**, 2nd ed., 2027 pp., Society for exploration geophysics, Tulsa, Okla.
- Zweng, M. M., J. R. Reagan, J. I. Antonov, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, T.P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, D. R. Johnson, D. Seidov, M. M. Biddle, (2013). World Ocean Atlas 2013, Volumen 2: Salinity. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 39.

ANEXOS

**ANEXO 1 – PARÁMETROS
HIDROGRÁFICOS CONSIDERADOS EN
ESTE TRABAJO**

Tabla A1.1

Tabla de parámetros hidrográficos considerados en este trabajo y referidos en el texto, registrados en el Mar de Alborán, para Junio de 2006

| <i>VARIABLE</i> | <i>VALOR</i> | <i>DESCRIPCIÓN</i> |
|------------------------|---|---|
| Ω | $\sim 7.3 \cdot 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$ | Tasa de rotación del océano |
| N_0 | $\sim 3 \text{ cph}$ ($8.33 \times 10^{-4} \text{ Hz}$) | Flotabilidad media del océano |
| F_Z | $\sim 12.5 \text{ m}$ | Primera zona de Fresnel (Resolución horizontal) |
| R_C | $\sim 1.5 \text{ m}$ | Criterio de Rayleigh (Resolución vertical)) |
| Δz | 8 m | Variación en profundidad para el cálculo de la velocidad media. |
| u | $\sim 0.20 \text{ m s}^{-1}$ | Velocidad RMS (Componente este-oeste) |
| v | $\sim -0.07 \text{ m s}^{-1}$ | Velocidad RMS (Componente norte-sur) |
| U | $\sim 0.207 \text{ m s}^{-1}$ | Velocidad RMS de la corriente |
| S | $\sim 0.0032 \text{ s}^{-1}$ | Cizalla media de la zona de estudio |
| ΔU | $\sim 0.02 \text{ ms}^{-1}$ | Variación de la velocidad media en profundidad Δz |
| V | $\sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$ | Velocidad media de corriente según datos satelitales |
| h | $\sim -2 \text{ cm}$ | Altura dinámica media de la zona de estudio |
| V_e | $\sim 10 \text{ ms}^{-1}$ | Velocidad media de adquisición de datos sísmicos |
| V_i | $\sim 8 \text{ m s}^{-1}$ | Velocidad media del viento en la zona de estudio |
| f | $\sim 8.6 \times 10^{-5} \text{ Rad s}^{-1}$ ($1.37 \times 10^{-5} \text{ Hz}$). | Frecuencia de Coriolis a $36^\circ N$ |
| l_f | $\sim 9.2 \text{ km}$ | Escala de acción de Coriolis |
| R_o | ~ 15.1 | Número de Rossby |
| N | $\sim 5 \text{ cph}$ ($1.38 \times 10^{-3} \text{ Hz}$) | Frecuencia de flotabilidad media |
| l_{NV} | $\sim 15 \text{ m}$ | Escala de flotabilidad vertical |
| l_{Nh} | $\sim 93 \text{ m}$ | Escala de flotabilidad horizontal |
| C_{IW} | $\sim 0.40 \text{ ms}^{-1}$ | Velocidad media de desplazamiento de las ondas internas |
| F_r | ~ 2.3 | Número de Froude |
| ν | $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ | Viscosidad cinemática media en el océano |
| R_i | 0.19 | Número de Richardson |

ANEXO 2 – PERFILES SÍSMICOS

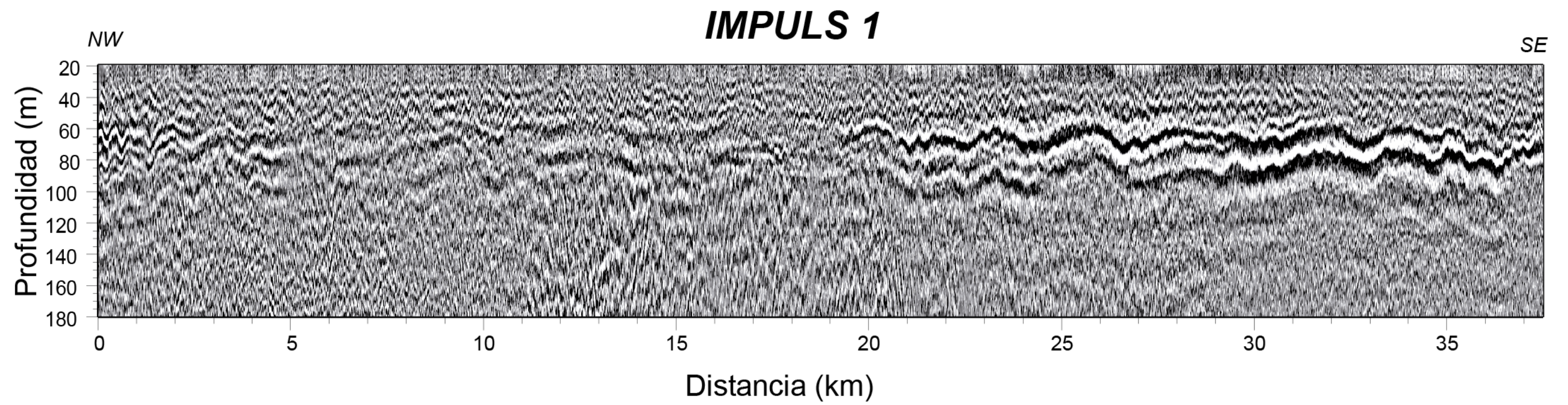
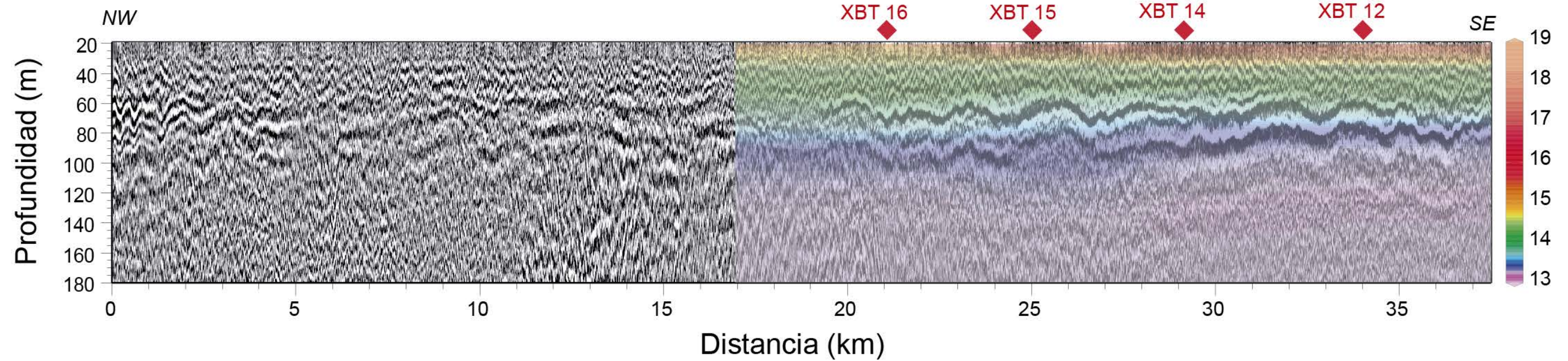


Figura A2.1. Perfil sísmico obtenido al procesar los datos de la línea IMPULS 1.

A

IMPULS 1 Temperatura (°C)

B

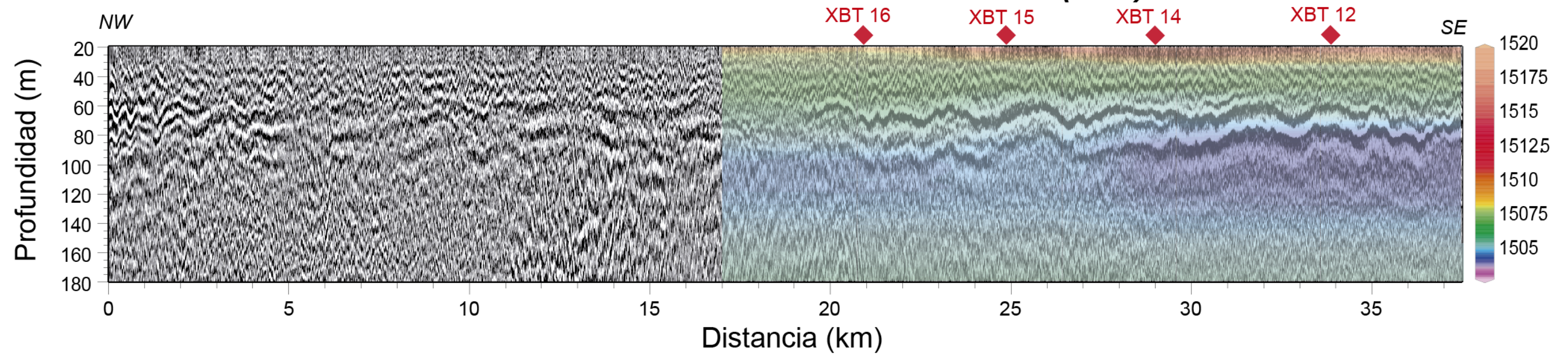
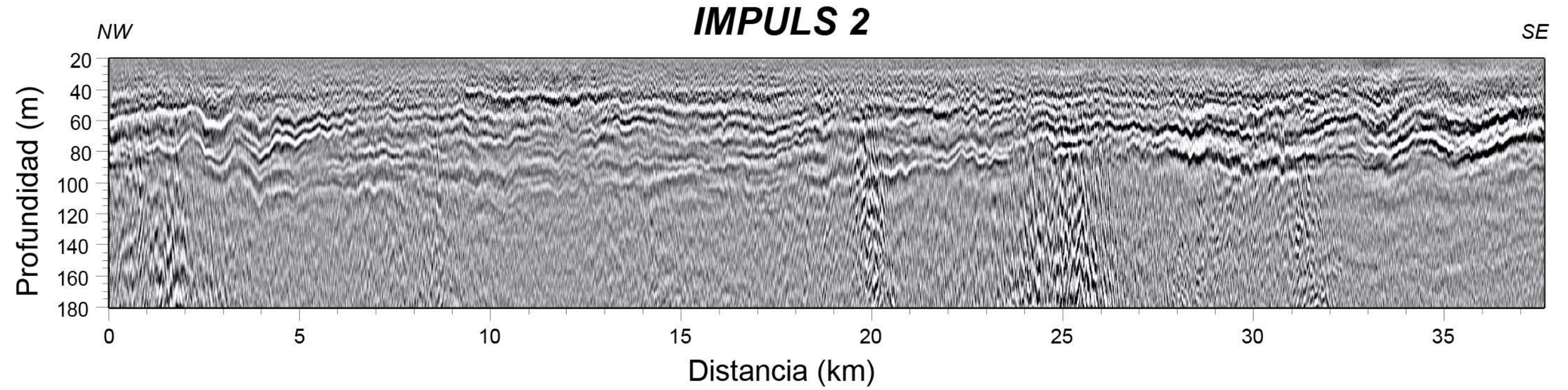
IMPULS 1 Velocidad del sonido (m/s)

Figura A2.2. (A) Superposición de temperatura y (B) velocidad del sonido interpolada obtenida a partir de los XBT's sobre datos sísmicos en el perfil IMPULS 1. Los rombos rojos indican el punto donde los XBT's fueron desplegados.

A



B

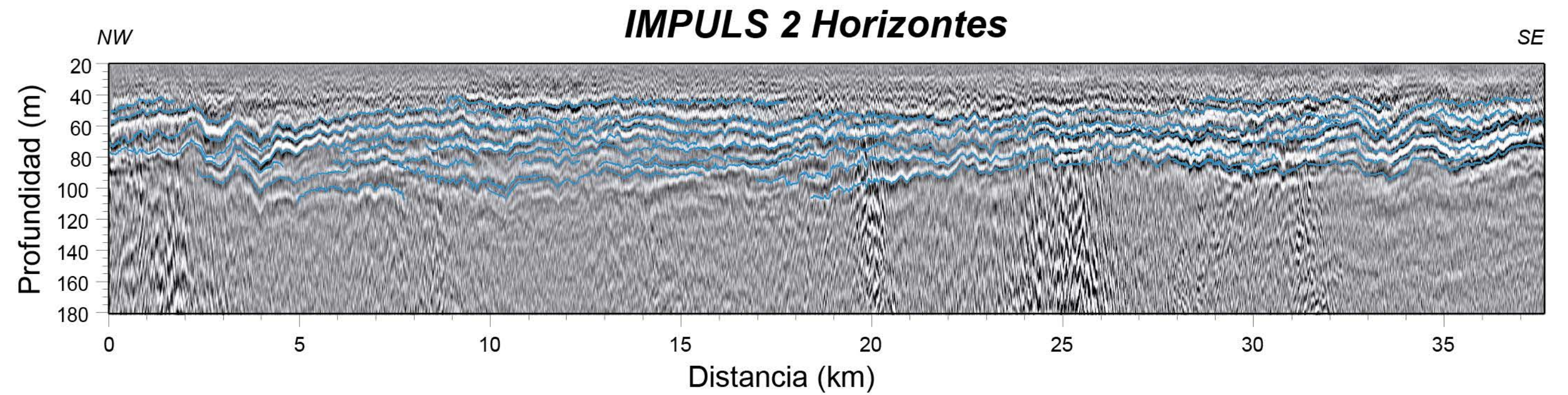
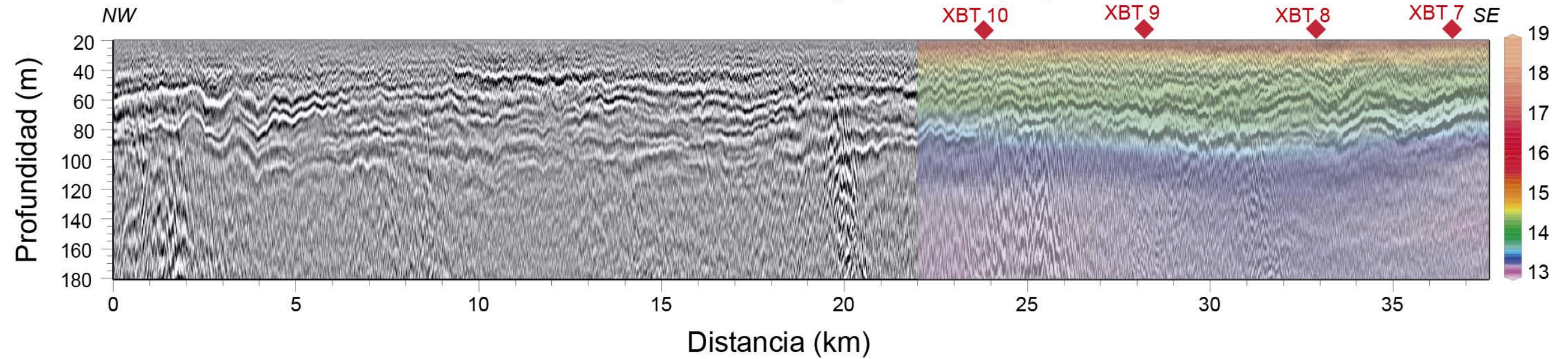


Figura A2.3. (A) Perfil sísmico obtenido al procesar los datos de la línea IMPULS 2. (B) Superposición de reflectores picados automáticamente (líneas azules), sobre el perfil sísmico IMPULS 2

A

IMPULS 2 Temperatura (°C)

B

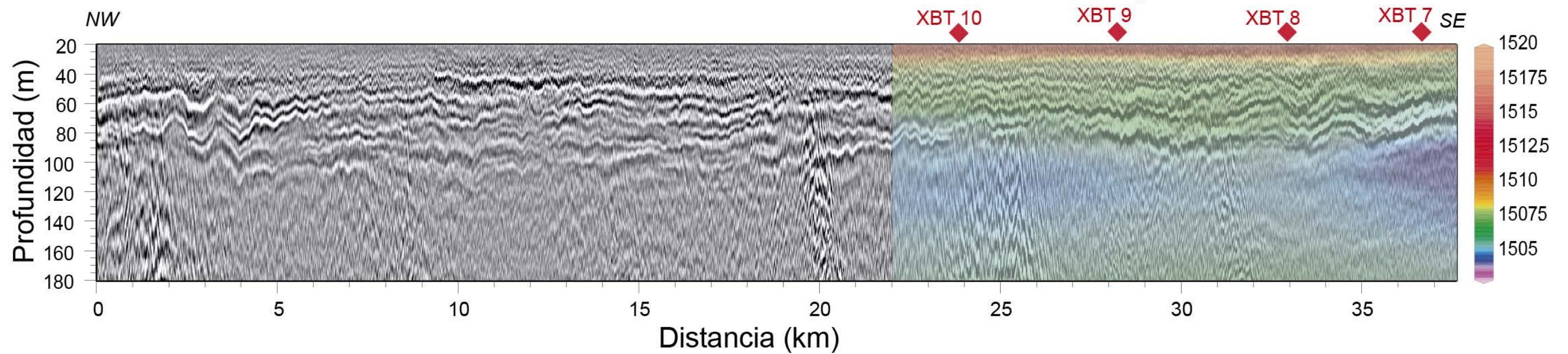
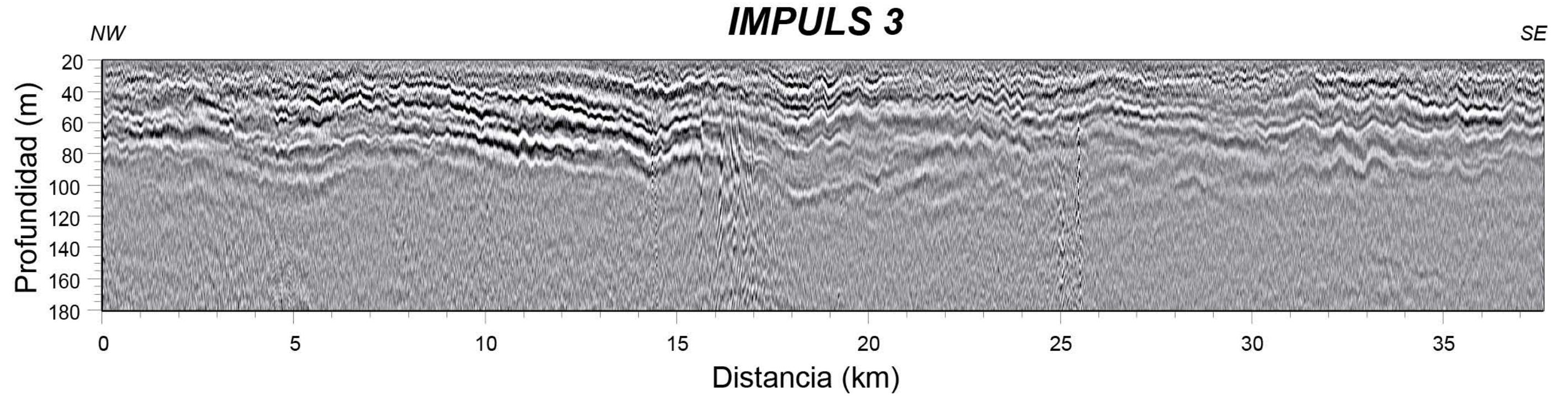
IMPULS 2 Velocidad del sonido (m/s)

Figura A2.4. (A) Superposición de temperatura y (B) velocidad del sonido interpolada obtenida a partir de los XBT's sobre datos sísmicos en el perfil IMPULS 2. Los rombos rojos indican el punto donde los XBT's fueron desplegados.

A



B

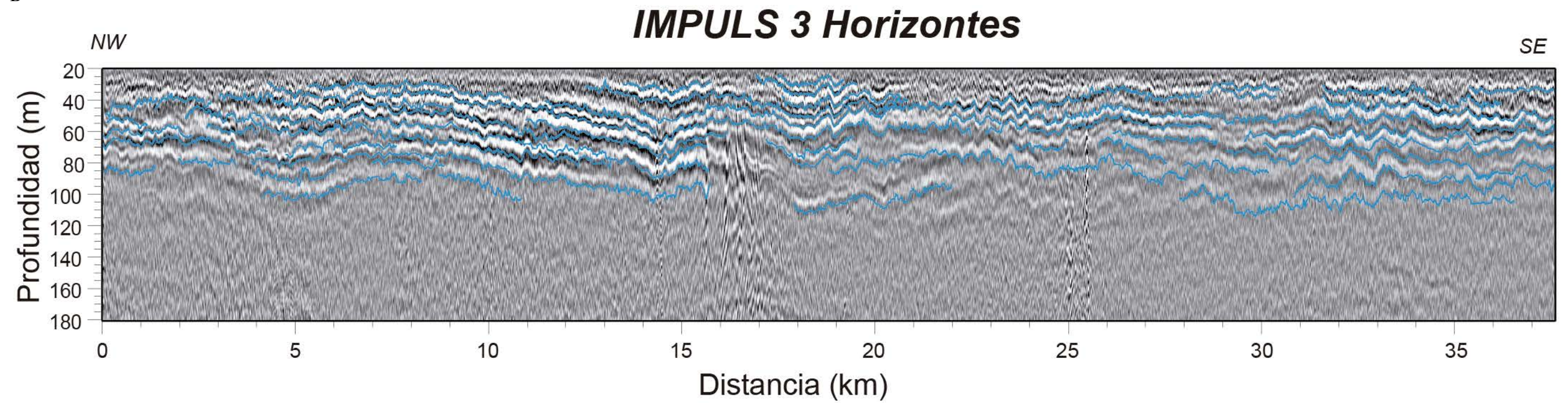
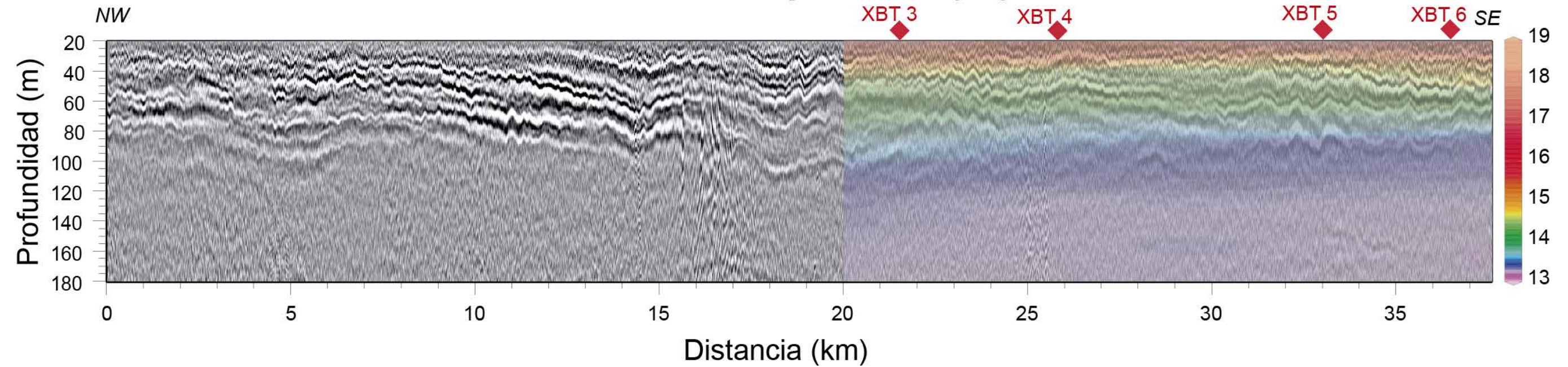


Figura A2.5. (A) Perfil sísmico obtenido al procesar los datos de la línea IMPULS 3. (B) Superposición de reflectores picados automáticamente (líneas azules), sobre el perfil sísmico IMPULS 3

A

IMPULS 3 Temperatura (°C)

B

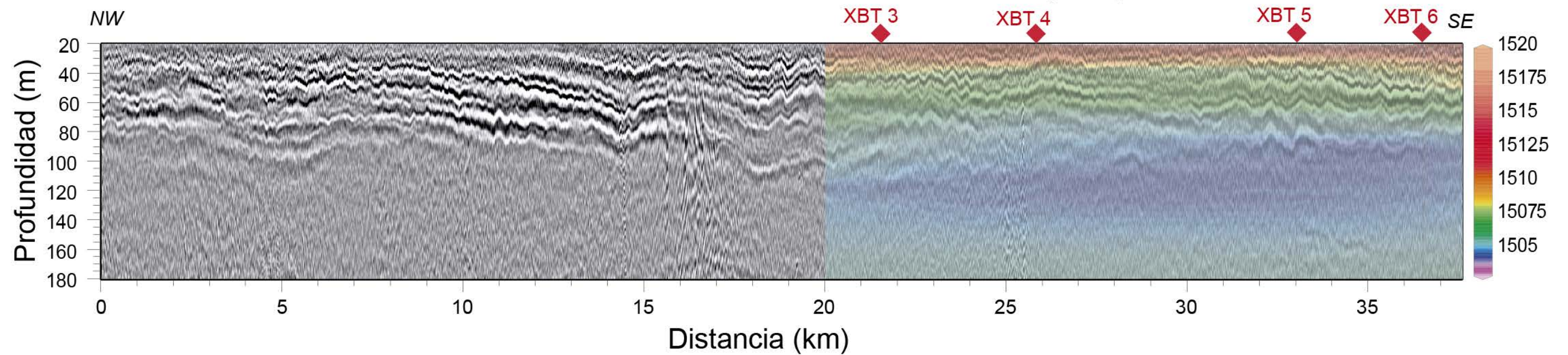
IMPULS 3 Velocidad del sonido (m/s)

Figura A2.6. (A) Superposición de temperatura y (B) velocidad del sonido interpolada obtenida a partir de los XBT's sobre datos sísmicos en el perfil IMPULS 3. Los rombos rojos indican el punto donde los XBT's fueron desplegados.

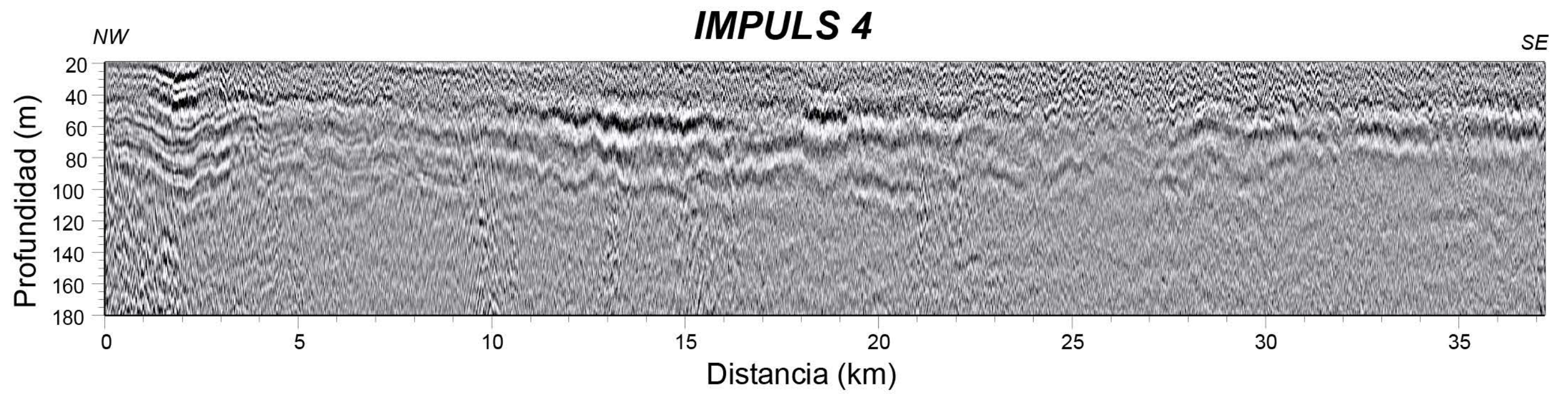
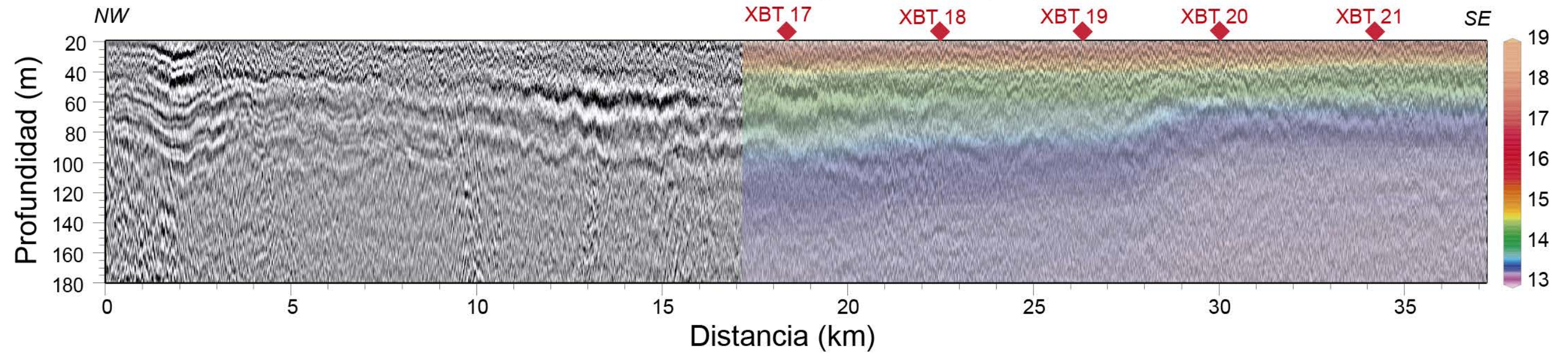


Figura A2.7. Perfil sísmico obtenido al procesar los datos de la línea IMPULS 4.

A

IMPULS 4 Temperatura (°C)

B

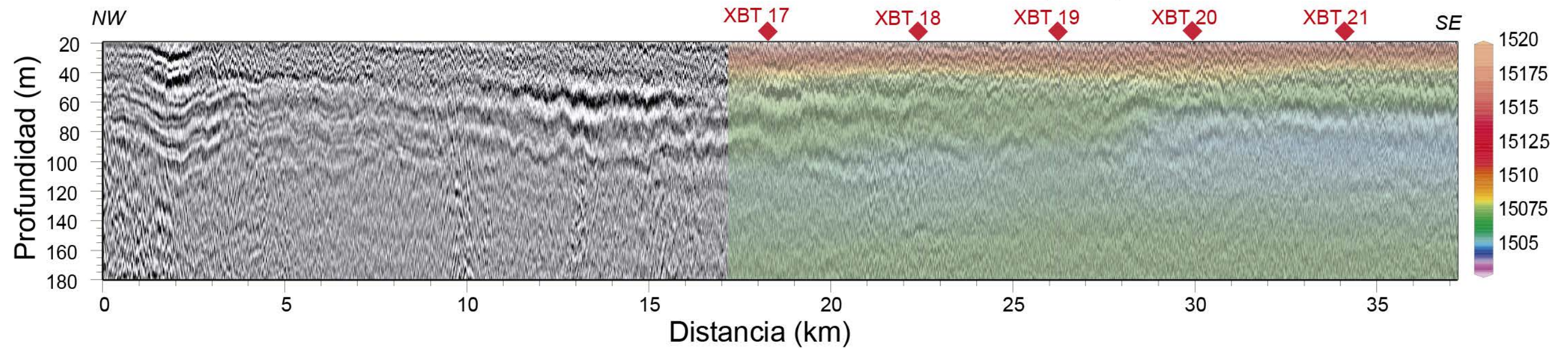
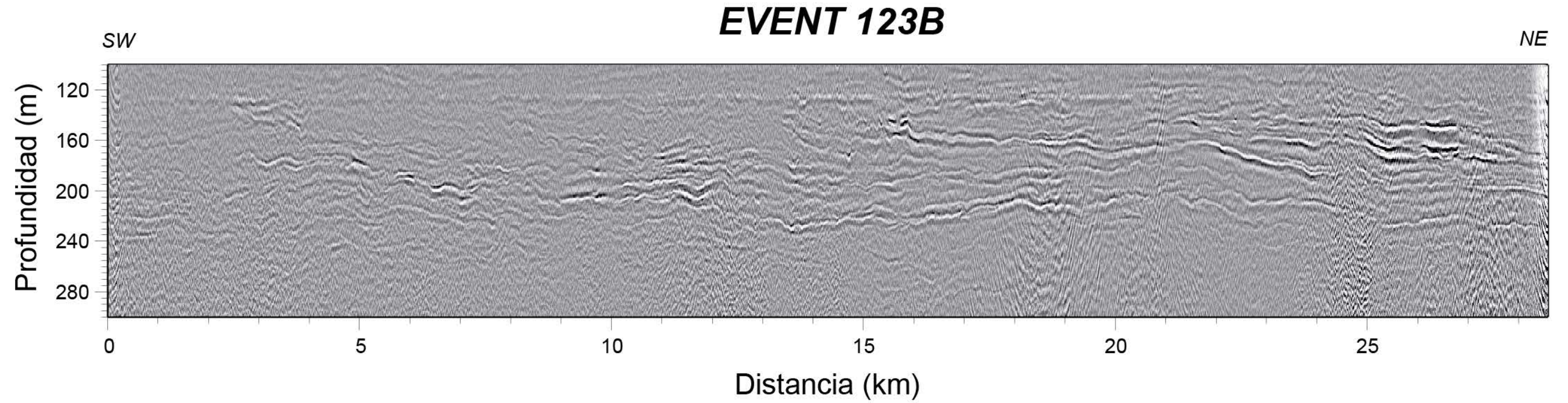
IMPULS 4 Velocidad del sonido (m/s)

Figura A2.8. (A) Superposición de temperatura y (B) velocidad del sonido interpolada obtenida a partir de los XBT's sobre datos sísmicos en el perfil IMPULS 4. Los rombos rojos indican el punto donde los XBT's fueron desplegados.

A



B

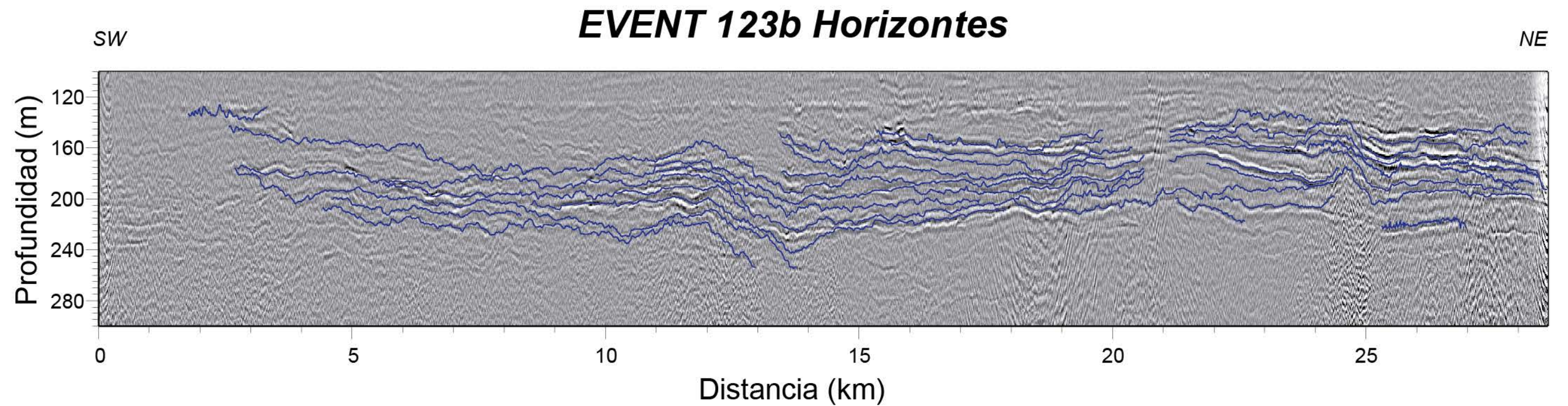


Figura A2.9. (A) Perfil sísmico obtenido al procesar los datos de la línea EVENT 123b. (B) Superposición de reflectores picados automáticamente (líneas azules), sobre el perfil sísmico EVENT-123b

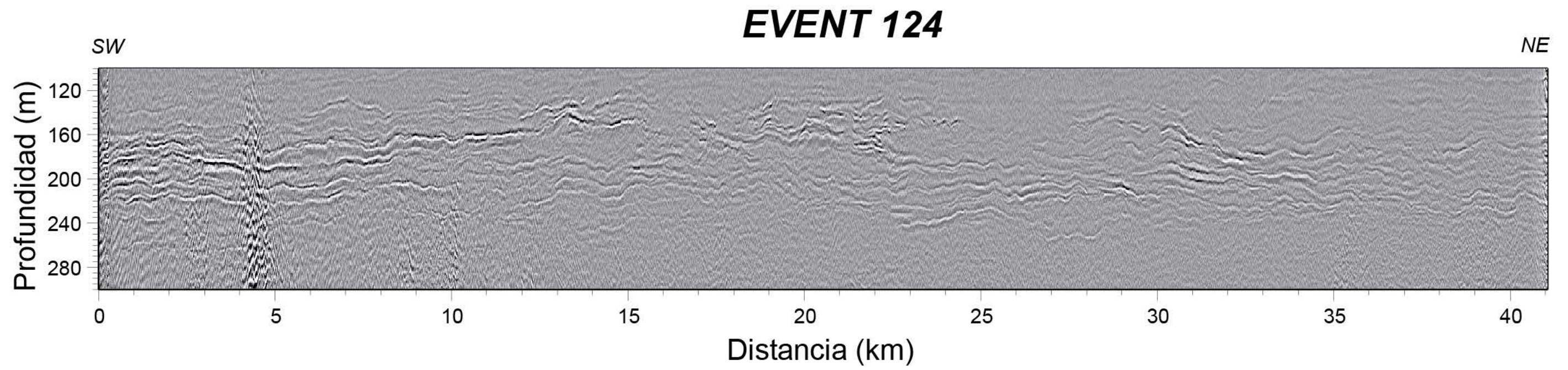


Figura A2.10. Perfil sísmico obtenido al procesar los datos de la línea EVENT 124.

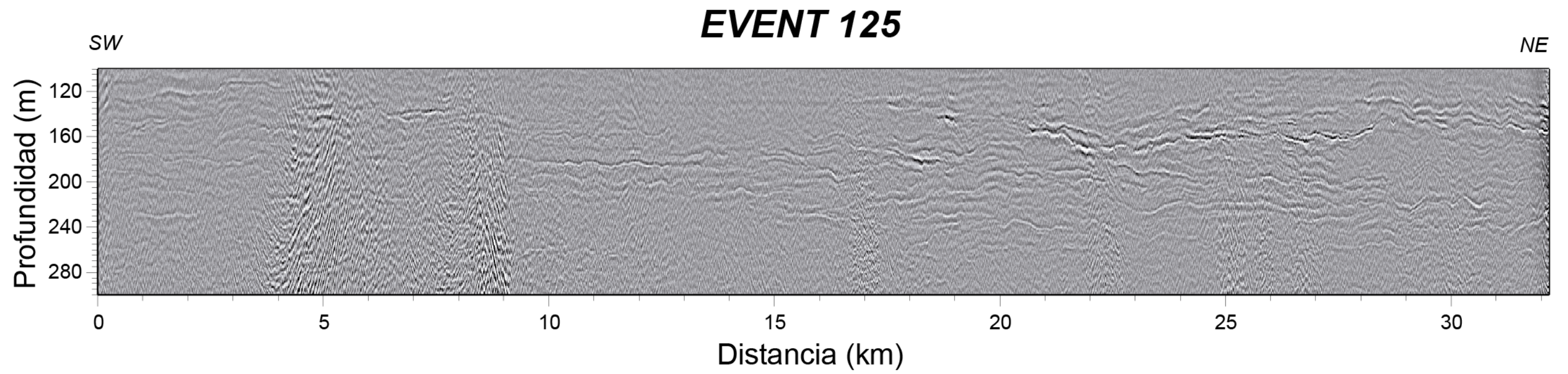


Figura A2.11. Perfil sísmico obtenido al procesar los datos de la línea EVENT 125.

**ANEXO 3 – TABLAS DE LOS
PARÁMETROS DE ADQUISICIÓN Y
PROCESADO DE LAS LÍNEAS
SÍSMICAS Y DESPLIEGUE DE LAS
SONDAS HIDROGRÁFICAS**

Tabla A3.1

Características de la adquisición de los perfiles sísmicos procesados para la capa de agua, de la campaña IMPULS

| Campaña IMPULS | |
|------------------------------------|----------------------|
| Línea IMPULS 1 | |
| Fecha de adquisición inicio | 18 de mayo 17:50 |
| Punto de inicio | 36°02.70N – 3°08.29W |
| Fecha de adquisición final | 18 de mayo 21:55 |
| Punto final | 36°20.32N – 3°19.23W |
| Distancia total | 37.506 m |
| Línea IMPULS 2 | |
| Fecha de adquisición inicio | 17 de mayo 5:06 |
| Punto de inicio | 36°04.14N – 3°04.57W |
| Fecha de adquisición final | 17 de mayo 9:15 |
| Punto final | 36°22.01N – 3°15.00W |
| Distancia total | 37.631 m |
| Línea IMPULS 3 | |
| Fecha de adquisición inicio | 16 de mayo 23:43 |
| Punto de inicio | 36°23.59N – 3°11.66W |
| Fecha de adquisición final | 17 de mayo 4:00 |
| Punto final | 36°05.53N – 3°00.73W |
| Distancia total | 37.612 m |
| Línea IMPULS 4 | |
| Fecha de adquisición inicio | 18 de mayo 0:22 |
| Punto de inicio | 36°25.05N – 3°07.94W |
| Fecha de adquisición final | 18 de mayo 4:36 |
| Punto final | 36°06.72N – 2°56.79W |
| Distancia total | 37.218 m |

Tabla A3.2

Características de la adquisición de los perfiles sísmicos procesados para la capa de agua, de la campaña EVENT-DEEP

| Campaña EVENT-DEEP | |
|------------------------------------|----------------------|
| Línea EVD 123B | |
| Fecha de adquisición inicio | 30 de mayo 1:28 |
| Punto de inicio | 36.0310°N – 3.2261°W |
| Fecha de adquisición final | 30 de mayo 6:08 |
| Punto final | 36.2119°N – 2.9784°W |
| Distancia total | 28.587 m |
| Línea EVD 124 | |
| Fecha de adquisición inicio | 29 de mayo 18:29 |
| Punto de inicio | 36.3164°N – 3.1038°W |
| Fecha de adquisición final | 29 de mayo 23:50 |
| Punto final | 36.0081°N – 3.3682°W |
| Distancia total | 41.112 m |
| Línea EVD 125 | |
| Fecha de adquisición inicio | 29 de mayo 12:30 |
| Punto de inicio | 36.1174°N – 3.3636°W |
| Fecha de adquisición final | 29 de mayo 17:15 |
| Punto final | 36.3165°N – 3.1037°W |
| Distancia total | 32.200 m |

Tabla A3.3

Parámetros utilizados en cada uno de los filtros, para el procesado de los datos IMPULS

| | IMPULS |
|--|---|
| Lectura de datos formato SEG.Y | <ul style="list-style-type: none"> • FINPUT: Lectura de datos (se seleccionan todos los disparos). |
| Geometría | <ul style="list-style-type: none"> • CORSTA: Realiza correcciones estadísticas. • HDRMAT: Crea el encabezado de la geometría. • CHANGH: Modifica el encabezado existente usando una tabla de interpolación. |
| Filtrado bajas frecuencias | <ul style="list-style-type: none"> • ORMSBY: Filtro paso alto 25 Hz. • PHANLY: Cambio de fase. |
| Corrección de la divergencia esférica | <ul style="list-style-type: none"> • GAINCURV: Aplica la corrección por divergencia esférica, utilizando un modelo base de velocidades. |
| Mitigación de la onda directa | <ul style="list-style-type: none"> • CORSTA: Realiza corrección estática. |
| Modelo de velocidades | <ul style="list-style-type: none"> • VELIN: Introduce el modelo de velocidades RMS generado a partir de datos de XBT`s. |
| Corrección hiperbólica NMO | <ul style="list-style-type: none"> • HONMO: Corrección por retardo normal de alto orden, de tipo lineal. |
| Apilamiento (Stack) | <ul style="list-style-type: none"> • TIMEGATE: Selecciona una ventana temporal de datos. • DEBAND: Edita la banda de ruido de la anterior ventana temporal. • STACK: Apila los datos. • FORMAT: Cambia los datos a formato SEG-Y. • FOUTPUT: Guarda los datos. |
| Conversión en profundidad | <ul style="list-style-type: none"> • TDCONV1: Realiza la conversión tiempo-profundidad seleccionando como parámetro los perfiles de XBTs. • WRITESEGY: Guarda y graba los datos en formato SEG-Y. |

Tabla A3.4

Parámetros utilizados en cada uno de los filtros, para el procesado de los datos EVENT-DEEP

| | EVENT-DEEP |
|--|---|
| Lectura de datos formato SEG.Y | <ul style="list-style-type: none"> • DSIN: Lectura de datos (se seleccionan todos los disparos). |
| Geometría | <ul style="list-style-type: none"> • HDRMATH: Se utiliza para agregar los valores de la posición de los instrumentos. |
| Filtrado bajas frecuencias | <ul style="list-style-type: none"> • FILTER: Filtro paso banda, de <i>20 a 80 Hz</i>. |
| Corrección de la divergencia esférica | <ul style="list-style-type: none"> • GAIN: Se utiliza para realizar la corrección por divergencia esférica, utilizando un modelo base de velocidades. |
| Mitigación de la onda directa | <ul style="list-style-type: none"> • GAIN: Se utiliza para corregir la amplitud. • SURFAMP: Analiza los disparos y canales para eliminar errores estadísticos. |
| Ordenamiento por CMP's | <ul style="list-style-type: none"> • VELDEF: Se utiliza para realizar el picado de velocidades, para determinar el modo de propagación, mediante el método de semblanza. • SORT: Ordena los datos a CDPs. |
| Corrección hiperbólica NMO | <ul style="list-style-type: none"> • NMO: Corrección por retardo normal. Fue utilizado un Stretching muting de <i>75 %</i>. |
| Apilamiento (Stack) | <ul style="list-style-type: none"> • STACK: Apila los datos. • AMPSCAL: Elimina las grandes amplitudes, seleccionando el factor de <i>1.3</i>. • DSOUT: Genera un nuevo file SEG.Y donde se almacenan los datos. |
| Conversión en profundidad | <ul style="list-style-type: none"> • TDCONV1: Realiza la conversión tiempo-profundidad seleccionando como parámetro el modelo de velocidades. • WRITESEGY: Guarda y graba los datos en formato SEG-Y. |

Tabla A3.5

Características de la adquisición de las sondas hidrográficas de la campaña IMPULS

| XBT | | | | |
|-----------------------|--------------------|---------------------|----------------------|------------------------|
| Sonda # | Fecha, Hora | Latitud (°N) | Longitud (°W) | Profundidad (m) |
| Línea IMPULS 1 | | | | |
| T5 – 12 | 18 de mayo, 18:02 | 36°02.77 | 3°08.34 | 1613 |
| T5 – 14 | 18 de mayo, 18:39 | 36°05.90 | 3°10.22 | 1636 |
| T5 – 15 | 18 de mayo, 19:05 | 36°07.63 | 3°11.26 | 610 |
| T5 – 16 | 18 de mayo, 19:35 | 36°09.86 | 3°12.61 | 866 |
| Línea IMPULS 2 | | | | |
| T5 – 7 | 17 de mayo, 5:10 | 36°04.15 | 3°04.60 | 1726 |
| T5 – 8 | 17 de mayo, 5:46 | 36°06.23 | 3°05.79 | 1522 |
| T5 – 9 | 17 de mayo, 6:15 | 36°08.42 | 3°07.11 | 1096 |
| T5 – 10 | 17 de mayo, 6:45 | 36°10.58 | 3°08.42 | 875 |
| Línea IMPULS 3 | | | | |
| T5 – 3 | 17 de mayo, 2:20 | 36°12.75 | 3°05.09 | 928 |
| T5 – 4 | 17 de mayo, 2:55 | 36°10.49 | 3°03.72 | 915 |
| T5 – 5 | 17 de mayo, 3:30 | 36°07.86 | 3°02.14 | 1190 |
| T5 – 6 | 17 de mayo, 4:00 | 36°05.53 | 3°00.73 | 1747 |
| Línea IMPULS 4 | | | | |
| T5 – 17 | 19 de mayo, 2:40 | 36°15.08 | 3°01.88 | 877 |
| T5 – 18 | 19 de mayo, 3:10 | 36°12.96 | 3°00.60 | 668 |
| T5 – 19 | 19 de mayo, 3:40 | 36°10.93 | 2°59.37 | 827 |
| T5 – 20 | 19 de mayo, 4:10 | 36°08.77 | 2°59.07 | 1426 |
| T5 – 21 | 19 de mayo, 4:40 | 36°06.71 | 2°56.78 | 1808 |
| XCTD | | | | |
| XCTD – 22 | 20 de mayo, 2:45 | 36°17.50 | 2°40.24 | 1681 |

Tabla A3.6

Características de la adquisición de las sondas hidrográficas de la campaña EVENT-DEEP

| XBT | | | | |
|----------------|--------------------|---------------------|----------------------|------------------------|
| Sonda # | Fecha, Hora | Latitud (°N) | Longitud (°W) | Profundidad (m) |
| T5 – 1 | 18 de mayo, 16:08 | 36°04.27 | 2°07.31 | 1964 |
| T5 – 2 | 29 de mayo, 22:55 | 36°04.00 | 3°19.51 | 1244 |
| T7 – 4 | 4 de junio, 10:20 | 35°52.57 | 2°53.39 | 1131 |
| | | | | |
| SVP | | | | |
| 130510-1 | 13 de mayo, 14:14 | 36°16.69 | 1°51.06 | 1641 |
| | | | | |
| CTD | | | | |
| 28 | 1 de junio | 36°32.37 | 2°49.32 | 232 |
| 27 | 1 de junio | 36°32.30 | 2°49.53 | 304 |
| 26 | 2 de junio | 36°31.54 | 2°51.06 | 113 |
| 25 | 2 de junio | 36°30.73 | 2°52.67 | 287 |
| 24 | 2 de junio | 36°30.08 | 2°53.99 | 402 |
| 23 | 2 de junio | 36°29.53 | 2°55.08 | 689 |
| 33 | 2 de junio | 36°32.70 | 2°53.70 | 452 |
| 32 | 2 de junio | 36°32.07 | 2°52.50 | 313 |
| 31 | 2 de junio | 36°31.08 | 2°50.55 | 88 |
| 30 | 2 de junio | 36°30.30 | 2°49.18 | 507 |

ANEXO 4 – PERFILES XBT

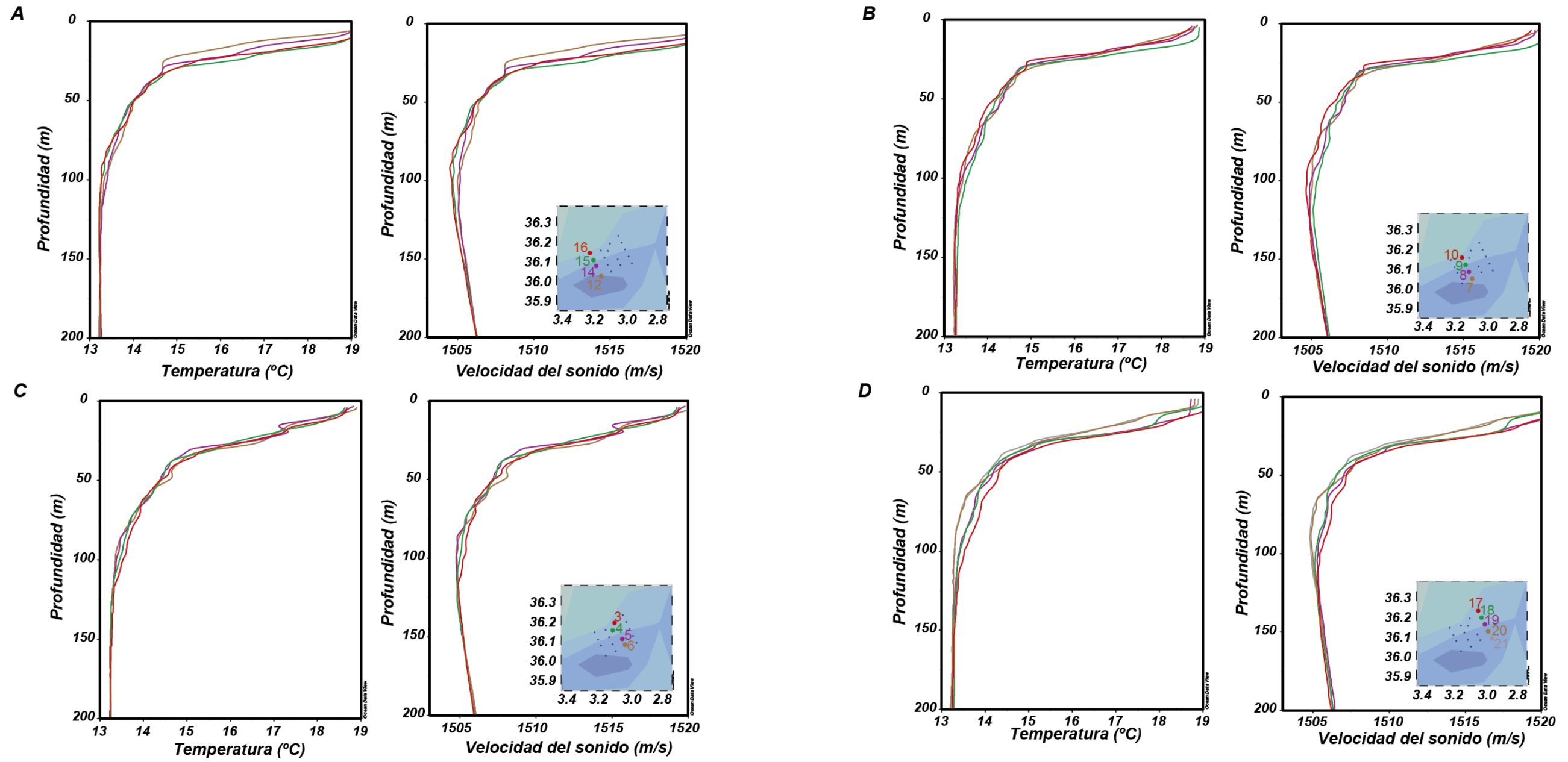


Figura A4.1 Perfiles de temperatura y velocidad del sonido en profundidad obtenidos a partir de XBT's para las líneas sísmicas IMPULS 1 (A), IMPULS 2. (B), IMPULS 3 (C), e IMPULS 4 (D).

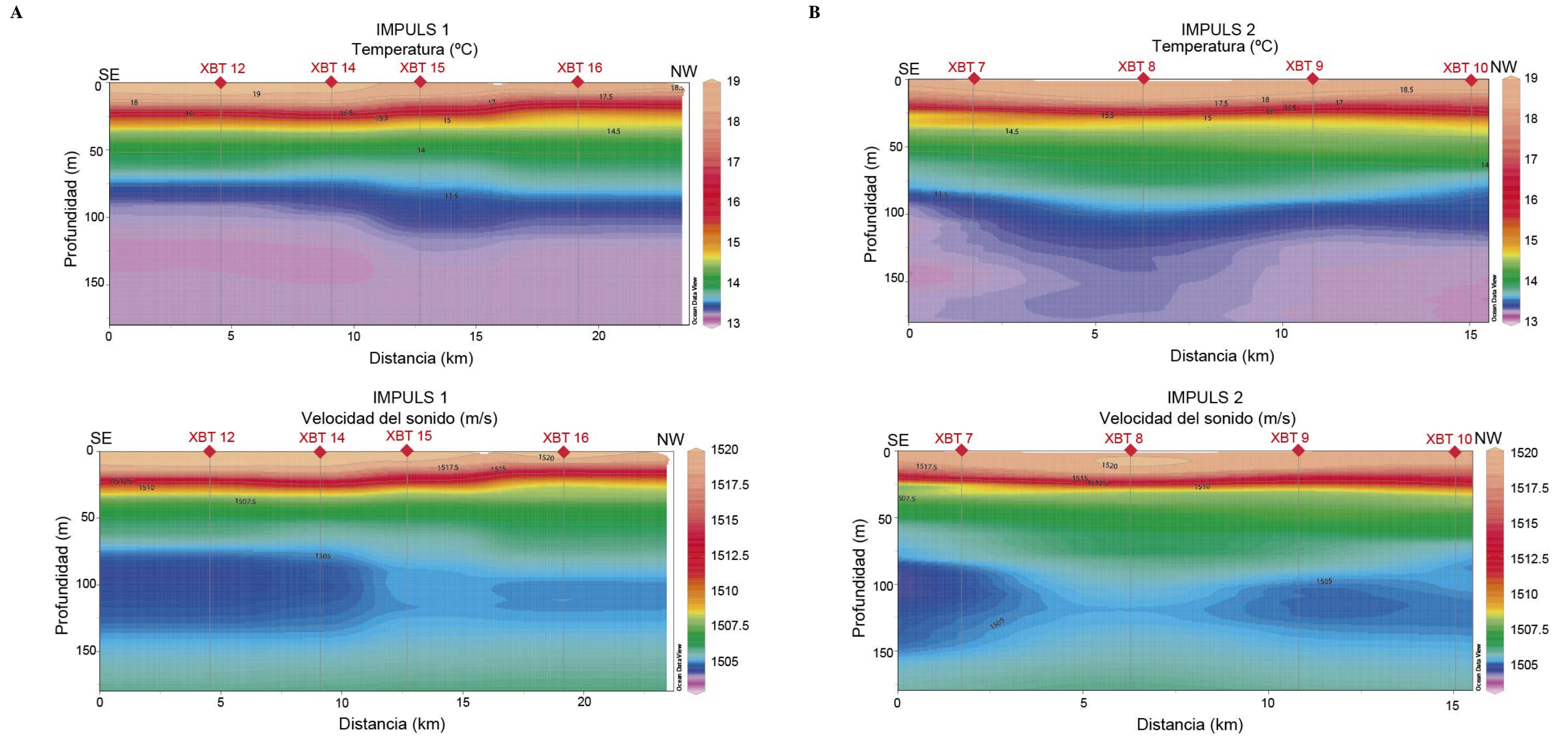
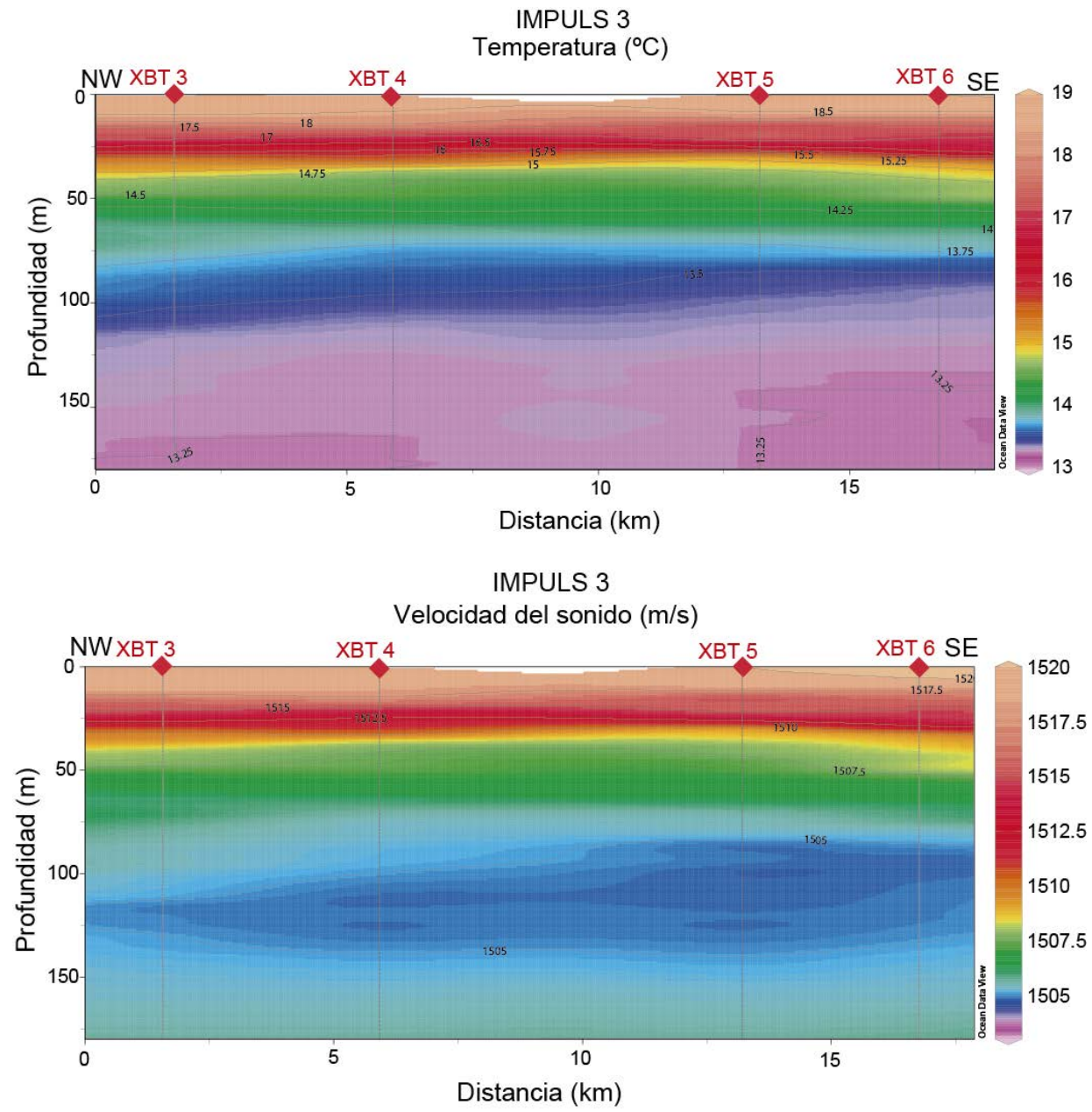


Figura A4.2 Secciones de temperatura y velocidad del sonido en profundidad interpolados, a partir de datos de XBT's, lanzados sobre el perfil IMPULS 1(A); IMPULS 2 (B)

A



B

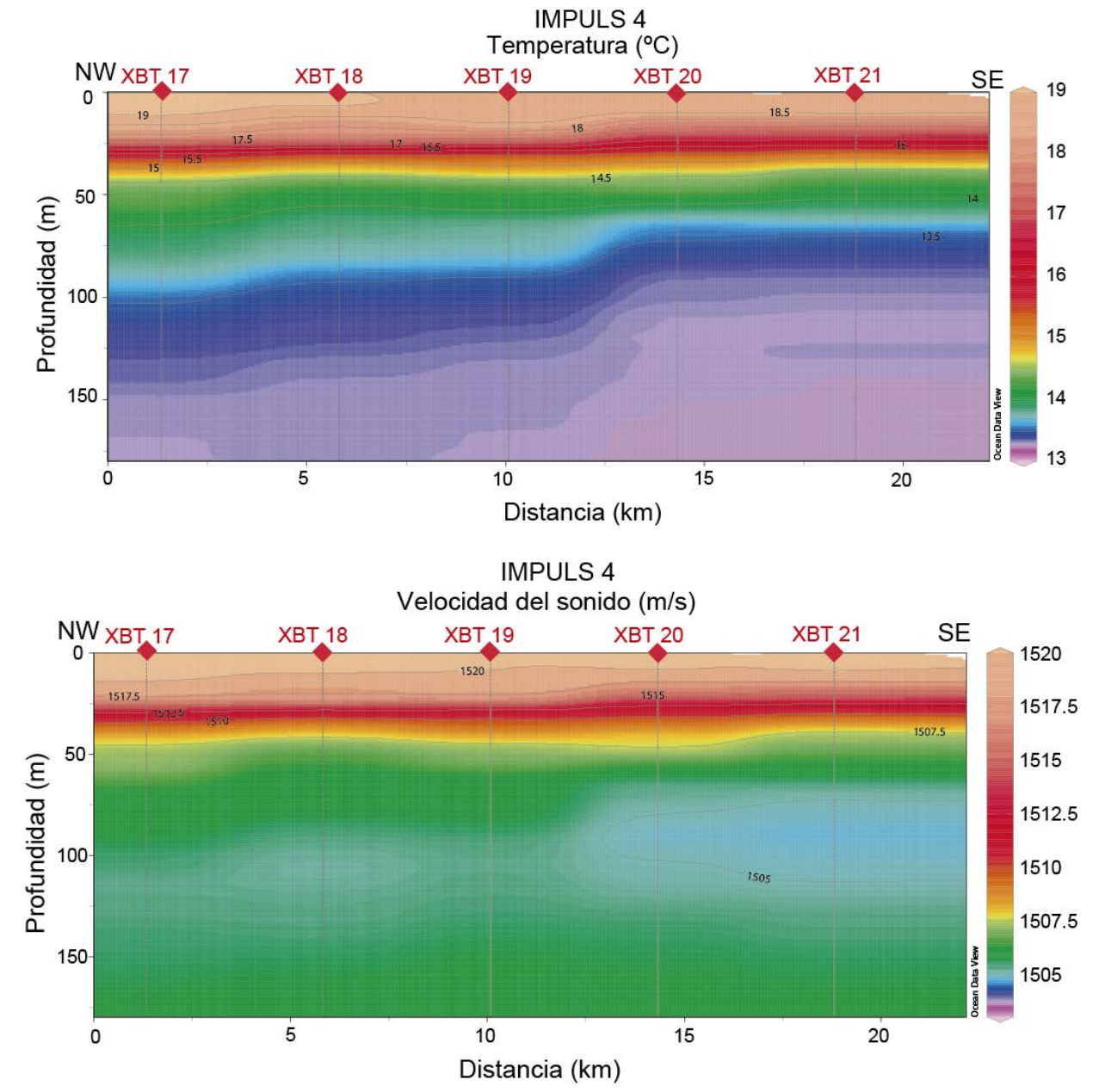


Figura A4.3 Secciones de temperatura y velocidad del sonido en profundidad interpolados, a partir de datos de XBT's, lanzados sobre el perfil IMPULS 3(A); IMPULS 4 (B)

ANEXO 5 – ANÁLISIS DE RUIDO

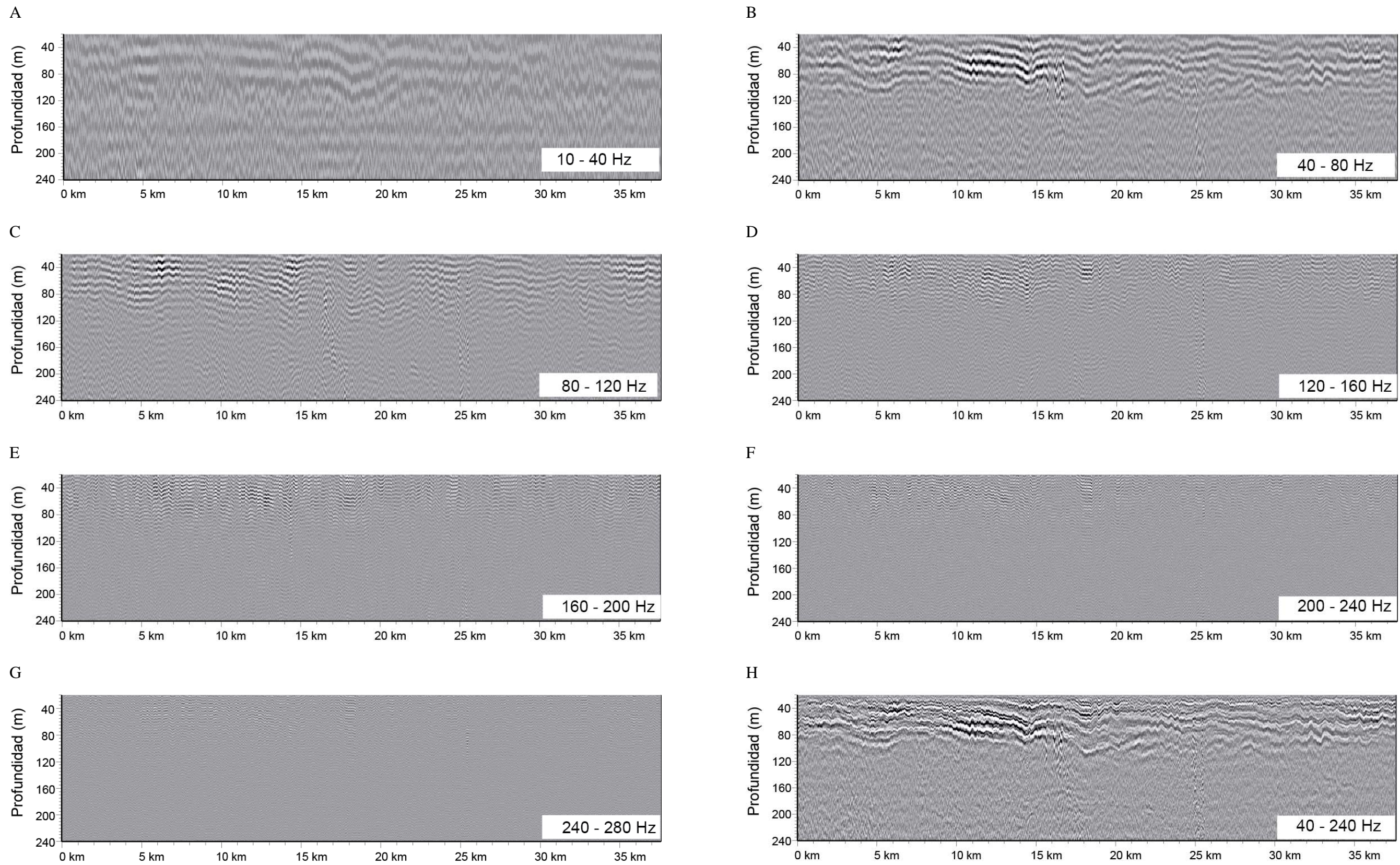


Figura A5.1. Bandas frecuenciales filtradas, correspondientes a los datos de HR-MCS del perfil IMPULS3, correspondientes a las bandas 10-40 Hz A), 40-80 Hz B), 80-120 Hz C), 120-160 Hz D), 160-200 Hz E), 200-240 Hz F), 240-280 Hz G), 40-240 Hz H).

ANEXO 6 – GLOSARIO

GLOSARIO

Advección – Es la variación de un escalar en un punto dado, por efecto de un campo vectorial, el cual puede generar procesos difusivos. Entre los procesos que generan advección destaca el transporte de salinidad y calor por corrientes marinas.

Coherencia – Es un índice matemático que determina el grado de semejanza entre dos señales, frentes o trenes de onda, que empiezan y continúan en una misma fase, presentando para el presente caso de estudio, un contraste similar de impedancia acústica.

Cañón de aire – Es una fuente de energía acústica, utilizada en sísmica, la cual inyecta aire a alta presión en la columna de agua, a una frecuencia controlada, que permite estimar la ondícula y el nivel de reflectividad.

Convección – Forma de transferencia de energía mediante un fluido, variando su densidad, lo cual conduce a procesos turbulentos, generalmente liderados en la componente vertical.

Convección por doble difusión – Se presenta cuando dos propiedades de un fluido se difunden a diferente tasa. La difusión de calor es de dos órdenes de magnitud mayor que la difusión molecular de la sal.

Criterio de Rayleigh – Criterio mínimo que realiza una corrección en el límite de difracción, para resolver estructuras de $\frac{1}{4}$ de la longitud de onda dominante.

Difusividad – Es un proceso físico en que partículas se introducen en un medio, aumentando la entropía del sistema. Esta produce perturbaciones en la densidad, homogeneizando las propiedades de un fluido con el tiempo.

Divergencia esférica – La energía del pulso acústico, disminuye como una función de la distancia respecto a la fuente, como resultado de la dispersión geométrica en el espacio. La señal disminuye de forma inversamente proporcional al cuadrado de la distancia.

Espectro de Energía – Es una relación de escalado estadístico, en la cual una señal produce una representación gráfica de su potencia que cae dentro de contenedores de frecuencia o números de onda dados. Se puede obtener mediante la transformada rápida de Fourier (FFT).

Espectro de Garret-Munk – Es un espectro de frecuencia o número de onda horizontal y vertical usado para describir la energía de un campo de ondas internas. Fue diseñado para mantener una cascada continua de energía desde bajas a altas frecuencias que contempla la resonancia de las ondas.

Impedancia acústica – Es una propiedad intrínseca de un medio, respecto a la resistencia que presenta para que las ondas se propaguen sobre este, disipando energía. Sus variaciones modifican la proporción de transmisión y reflexión, la cual puede ser calculada como el producto de la velocidad del sonido y la densidad.

Inestabilidad de Kelvin-Helmholtz – Inestabilidad que se desarrolla en un sistema estratificado con presencia de cizalla, en el cual se forman ondas de Kelvin-Helmholtz o vórtices laminares que acumulan energía proveniente de la meso-escala y la transfieren a la pequeña escala.

Método del punto común medio – El método de adquisición sísmica registra cada pulso de forma redundante en los hidrófonos. La redundancia inherente entre la fuente y el hidrófono incrementa la proporción señal-ruido. El punto común medio, es el punto que se encuentra a mitad de camino entre la fuente y el hidrófono a lo largo del camino que recorre la señal sísmica.

Mezcla diapicna – Según la estratificación vertical, es la mezcla de propiedades entre dos capas adyacentes, que presentan igual densidad a una misma profundidad, pero su relación de temperatura y salinidad es diferente.

Número de Froud – Define la proporción de la velocidad característica de un sistema, respecto a la velocidad de una onda gravitacional. Se utiliza para determinar la resistencia de un objeto parcialmente sumergido moviéndose en el agua.

Número de Prandtl – Es un parámetro relacionado con el momentum y la transferencia de calor en un flujo turbulento. Es determinado mediante la proporción de la difusión viscosa, respecto a la tasa de difusión termal.

Número de Reynolds – Es la proporción entre fuerzas inerciales y viscosas, que permiten cuantificar la importancia relativa de cada uno en las condiciones del flujo, ya sea laminar o turbulento.

Número de Richardson – Expresa la proporción entre la energía potencial y cinética, definiendo la estratificación en la columna de agua. Es un criterio que identifica el mínimo valor de estabilidad de un sistema.

Oceanografía sísmica – Se le conoce a la aplicación del sistema de sísmica de multicanal, con el cual se registran reflexiones de un perfil, como herramienta a la oceanografía física.

Offset – Distancia entre la fuente y los hidrófonos donde son registrados los datos.

Ondas internas – Son ondas de fluido, producidas por acción gravitacional y derivadas de perturbaciones del equilibrio hidrostático y su movimiento respecto a ondas de superficie. Se propagan en la frontera entre dos fluidos con diferentes densidades, disipando energía.

Ondícula – Es un pulso sísmico que consiste en pocos ciclos, caracterizados por la frecuencia, amplitud y fase.

Punto anfodrómico - Lugar donde la amplitud de la onda de marea es nula.

Reflectividad – Es el grado en que la energía incidente sobre un límite de impedancia acústica, es reflejado. Una porción de la energía es transmitida. Sigue la ley de Snell.

Sistema de sísmica de reflexión de multicanal – Es una técnica de alta resolución lateral, sensible a las variaciones de densidad, variando la medida de la energía de la onda, que se

refleja en los límites de impedancia acústica. Permite analizar la naturaleza de estructuras termohalinas, con una resolución horizontal y vertical del orden de metros.

Stack – Es una operación matemática, que agrupa las trazas sísmicas registradas en diferentes tiempos, para un mismo CMP.

Streamer – Es un cable con flotabilidad neutra en donde se alojan los hidrófonos que registran las señales sísmicas. Este es arrastrado detrás del barco, recibiendo y registrando la energía directa y reflejada proveniente de la fuente.

Transformada de Fourier – Son una serie de ecuaciones que convierten series temporales en representación de frecuencias o números de onda dominantes, y viceversa.

Traza sísmica – Es una serie temporal digital, de datos registrados en un mismo canal sísmico.

Turbulencia – Es el régimen de un fluido caracterizado por el caos, donde se presentan cambios de las propiedades estocásticas, incluyendo bajo momentum de difusión y alto momentum de convección, además de rápidas variaciones de presión y velocidad en espacio y tiempo.

Vorticidad – Es un vector que describe el movimiento local de giro de un fluido, alrededor de cierto punto, como sería visto por un observador en ese punto y que viaja con el fluido.

Zona de Fresnel – Es una región relacionada con el porcentaje de energía que llega a los hidrófonos, dependiendo de la velocidad del sonido y frecuencia. Se puede generalizar como un elipsoide que envuelve la señal.

