



Facultad de ciencias
Universidad de la República

Universidad de la República
Instituto de Física de la Facultad de Ciencias

Programa de Desarrollo de las Ciencias Básicas (PEDECIBA) del
área Física

Tesis de doctorado en Física

Título: **Interacción ondas acústicas/fondo marino
Aplicación a la caracterización de fondos**

Presentada por: Stelio Haniotis

Orientadores:

Carlos NEGREIRA - Instituto de Física, Facultad de Ciencias, UdelaR

Pierre CERVENKA - Institut Jean d'Alembert, Université Pierre et Marie Curie

Tribunal:

Jean-Pierre SESSAREGO

Directeur de Recherche CNRS-France

Marcelo BARREIRO

Profesor UdelaR – Facultad de Ciencias- Uruguay.

Adrián MADIROLAS

Ingeniero-Investigador INIDEP, Argentina

Pascal CHALLANDE

Professeur UPMC, France

Defensa: 30 de Junio de 2010

A mis compañeros de camino:

Matías,

Lucía,

Mariana,

Virginia,

quienes, sin su apoyo, paciencia y renunciias, este trabajo hubiera sido imposible

RESUMEN

En el marco del programa europeo MAST III, el Laboratoire de Mécanique Physique de la Université Pierre et Marie Curie desarrolló un nuevo concepto de sonar multihaz frontal (COSMOS) concebido para la batimetría, la imaginería y la caracterización del fondo marino. La geometría frontal permite observar el fondo desde una sucesión de ángulos diferentes, cuando el sonar avanza. La respuesta angular local de retrodifusión es entonces accesible y una gran cantidad de datos acústicos han sido registrados en el curso de una campaña de cuatro días en el mar Mediterráneo, frente a la costa de Barcelona. La elección de las regiones de exploración se funda en la naturaleza variada del fondo y la abundancia de información disponible sobre él. Se presenta en esta tesis los resultados concernientes a la segmentación y la clasificación del fondo, explotando la respuesta angular de retrodifusión.

Luego de una breve exposición sobre los diferentes sistemas de exploración acústicos del fondo marino, se detallan las características del sistema COSMOS y se presenta el “estado del arte” de la caracterización del fondo marino mediante sonar. Se describe la interfase agua/sedimento, desarrollando particularmente el modelo físico de retrodifusión utilizado para la clasificación.

La incertidumbre en la localización de las respuestas vinculada a las aproximaciones utilizadas, particularmente fondo plano y perfil de velocidad constante, se analiza en detalle.

El proceso de segmentación y la clasificación es finalmente desarrollado. Las respuestas angulares de retrodifusión son proyectadas sobre una base de componentes principales y así, clasificadas. Este proceso permite delimitar correctamente las zonas homogéneas del fondo. En la mayoría de los casos, se puede identificar directamente estas zonas sobre los mosaicos de imágenes de retrodifusión, sin embargo la segmentación hace aparecer otras zonas que no son discriminadas por las imágenes.

La clasificación es realizada ajustando los parámetros del modelo físico a las respuestas observadas. Los parámetros de cada clase resultante de ese proceso son luego asociados a un tipo de sedimento. La comparación con el análisis de las muestras tomadas in situ durante la campaña resulta satisfactoria.

Introducción.....	11
1. El medio marino y sistemas de exploración	14
1.1 Introducción.....	14
1.2 Sonar lateral.....	18
1.3 Sonda multi-haz.....	21
1.4 Sistema COSMOS	23
1.4.1 Características Generales.....	23
1.4.2 Antenas	24
1.4.3 Señal.....	25
1.4.4 Huella de los haces y ángulos de rasancia.....	26
1.4.5 Resolución	28
1.5 Clasificación y caracterización del fondo marino mediante sonar	29
2. Los modelos.....	35
2.1 Descripción estadística de la superficie.....	35
2.1.1 Espectro de rugosidad.....	36
2.1.1.1 Espectro de rugosidad y la reflexión de Bragg.....	39
2.1.2 Función de estructura.....	40
2.1.3 Parámetro de Rayleigh.....	41
2.2 Descripción estadística de las heterogeneidades de volumen.....	41
2.3 Difusión por el fondo marino.....	44
2.3.1 Índice de retrodifusión.....	44
2.3.2 Modelo de retrodifusión APL-UW	46
2.3.2.1 Aproximación de Kirchhoff (método de los planos tangentes)	47
2.3.2.2 Aproximación de rugosidad compuesta.....	48
2.4 Superficies muy rugosas	51
2.4.1.1 Retrodifusión de volumen.....	51
2.4.1.2 Desempeño del modelo para diferentes tipos de fondos.....	52
3. Datos, repartición angular y errores.....	54
3.1 Pre-tratamiento de los datos.....	54
3.2 Localización de los ecos - Sistema de coordenadas	55
3.3 Repartición angular.....	57
3.4 Errores en la rasancia y localización.....	60
3.4.1 Rasancia en función de la pendiente.....	60
3.4.2 Localización longitudinal.	61

3.4.2.1	Corrimiento en función de la pendiente aparente	61
3.4.2.2	Evolución del corrimiento en el curso de relevamiento	64
3.4.2.3	Comparación de Δx_p con otros parámetros.....	64
3.4.3	Refracción.....	65
4.	Clasificación de las respuestas y segmentación.....	67
4.1	Regiones estudiadas.....	67
4.1.1	Besos.....	68
4.1.2	Blanes.....	69
4.1.3	Características estadísticas del relieve.....	71
4.2	Análisis en componentes principales.....	75
4.3	Identificación de clusters	76
4.4	Resultados.....	80
4.5	Consideración de las fluctuaciones locales.....	90
4.6	Conclusiones.....	95
5.	Clasificación	96
5.1	Implementación del modelo.....	96
5.1.1	Interpolaciones.....	96
5.1.2	Parámetros de entrada.....	97
5.2	Clasificación	99
5.3	Resultados.....	101
5.4	Conclusiones.....	105
6.	Conclusiones generales y perspectivas.....	106
7.	Referencias bibliográficas.....	107
Anexo A	112
Anexo C	119
Anexo D	121

GLOSARIO DE TÉRMINOS Y SÍMBOLOS MÁS UTILIZADOS

A	Frecuencia espacial del relieve
α	Coefficiente de atenuación
α	Inclinación del fondo respecto al plano horizontal
κ	Razón entre el vector de onda acústico complejo en el sedimento y el vector de onda acústico en el agua
γ	Ángulo de rasancia (complementario del ángulo de incidencia)
θ	Ángulo de incidencia.
λ	Longitud de onda acústica.
ρ	Densidad en el espacio de componentes principales
ρ	Razón de densidades sedimento/agua.
$\delta\phi$	Amplitud angular del haz en azimut (abertura azimutal a -3dB)
ϕ	Abertura frontal total en azimut a la emisión
δ	Parámetro de pérdida
δr	Resolución ecográfica radial del sonar.
λ_0	Longitud de onda correspondiente a la frecuencia central del chirp
γ_2	Exponente espectral 2D
σ_2	Parámetro de volumen.
γ_3	Exponente espectral 3D
σ_L	Pendiente a gran escala <i>rms</i> .
ϕ_P	Ángulo de deflexión
δt	Resolución temporal de la señal comprimida
δx	Dimensión x de la célula de resolución sobre el fondo
δy	Dimensión y de la célula de resolución sobre el fondo
B	Ancho de banda
Babor	Costado izquierdo de un barco cuando se mira hacia la proa
c	Velocidad del sonido en el agua.
Cabeceo	Balaceo de un barco alrededor de su eje transversal
c_P	Velocidad del sonido en el sedimento.
chirp	Señal modulada linealmente en frecuencia
f	Frecuencia
f_0	Frecuencia central del chirp
g	Ángulo de rasancia aparente.

H	Altura del agua
h	Rugosidad <i>rms</i>
K	Módulo del vector de onda asociado a la frecuencia espacial del relieve.
k	Módulo del vector de onda acústico.
l_p	Lado de un píxel
m	Coefficiente de retrodifusión
m_{kr}	Coefficiente de retrodifusión en la aproximación de Kirchhoff
m_{mr}	Coefficiente de retrodifusión de superficies muy rugosas.
m_p	Coefficiente de retrodifusión calculado a partir de la teoría de las pequeñas perturbaciones
m_{pv}	Coefficiente de retrodifusión de volumen en el tratamiento perturbativo.
m_{rc}	Coefficiente de retrodifusión en la aproximación de Rugosidad Compuesta
m_{rug}	Coefficiente de retrodifusión de superficie
m_{vol}	Coefficiente de retrodifusión de volumen
Nadir	Punto situado en la vertical hacia abajo del sonar
P	Parámetro de Rayleigh
Arfada	Movimiento vertical de un barco.
Ping	Emisión de un pulso de sonido.
Popa	Parte posterior del barco.
Proa	Parte anterior del barco.
r	Distancia entre el sonar y el punto de observación (alcance oblicuo o rango).
Rolido	Oscilación de un barco alrededor de su eje longitudinal
S	Superficie de la huella sonificada.
t	Tiempo
T	Duración de un chirp
Tiro	Ping.
Estribor	Borde derecho del barco cuando se mira hacia la proa
W	Espectro de rugosidad.
w_2	Intensidad espectral 2D
w_3	Intensidad espectral 3D
W_3	Espectro de rugosidad 3D
x	Coordenada en la dirección del avance
y	Coordenada en la dirección de estribor
z	Coordenada vertical hacia abajo

z Función de relieve
 z_p Profundidad de un punto P

INTRODUCCIÓN

La caracterización del fondo marino tiene numerosas aplicaciones potenciales y en consecuencia, muchos intereses de importancia y naturaleza diversa están en juego. Desde el punto de vista de la geología marina, son necesarias herramientas que permitan efectuar un primer análisis de la estructura de una zona sedimentaria, que se puede luego afinar por otros métodos directos de muestreo. En el dominio de la ingeniería submarina, la identificación de la naturaleza del fondo es de primera importancia. Citamos a modo de ejemplo, la colocación de cables de telecomunicaciones. En cuanto a la pesca, la caracterización del fondo es un elemento importante para la prospección, a causa de la correlación existente entre la naturaleza del fondo y las especies que lo habitan. En cuanto a actividades industriales, el interés en la identificación es evidente, por ejemplo, el caso de la minería *offshore*. Existe también un gran interés desde el punto de vista militar.

Los sistemas acústicos pueden, en buena medida, responder a tales necesidades. La energía acústica se propaga en el agua de acuerdo a leyes físicas bien establecidas, siendo reflejada por el fondo marino en forma de ecos. Los tiempos de propagación permiten deducir las distancias, y la naturaleza de los ecos permite una cierta caracterización de los blancos que devuelven la energía. La primera aplicación submarina de la acústica fue sondear los fondos, reemplazando ventajosamente los cables-sonda todavía utilizados al principio de siglo XX para medir la altura de la columna de agua debajo de un buque. La técnica de sondeo acústico evolucionó del mono-haz, ancho primero y estrecho luego, hacia multi-haces con coberturas cada vez más amplias. Una segunda técnica aparece con los sonares de barrido lateral, que proporcionaban imágenes o ecogramas útiles no solamente para la detección de obstáculos o la localización, sino también para poner en evidencia la morfología y las variaciones del fondo marino. Desde hace una treintena de años, ciertos sonares laterales proporcionan también la batimetría utilizando técnicas interferométricas. Los datos de las sondas multihaz son utilizados también actualmente para construir imágenes de retrodifusión. Estos métodos acústicos permiten entonces actualmente disponer de imágenes acústicas de alta resolución, y de medidas relativamente precisas del relieve.

En relación a la clasificación del fondo marino, el desempeño de los diferentes tipos de sondas es muy variado y por lo general, los datos se presentan bajo forma de imágenes de retrodifusión. Si bien el tratamiento de imágenes sonar aporta elementos para la clasificación, se tiene una información mucho mas rica si se conoce, en cada "punto" del fondo, la intensidad del eco retrodifundido para distintos ángulos de incidencia. Esto es, la respuesta angular local de retrodifusión. Esta respuesta constituye una firma de las características geomorfológicas del fondo. De los sistemas comerciales, el sonar multi-haz discrimina bien el ángulo de procedencia de la señal retrodifundida, pero esta respuesta no es local pues, para diferentes ángulos, la señal no proviene de un mismo punto del fondo.

En el marco del programa europeo MAST III el Laboratoire de Mecanique Physique ha desarrollado un nuevo concepto de sonar frontal denominado COSMOS¹, diseñado para la clasificación, la batimetría y la imaginería del fondo marino. La geometría particular del sistema COSMOS ofrece la posibilidad de cartografiar, sobre amplias extensiones, la respuesta angular *local* de retrodifusión. La emisión frontal de sonido, permite que un punto del fondo sea visto varias veces bajo diferentes ángulos, a medida que el sonar avanza. Se obtiene así la respuesta angular de retrodifusión de cada punto del terreno. Una campaña de cuatro días ha sido efectuada en el mar Mediterráneo en las inmediaciones de Barcelona a bordo del catamarán l'Europe. Una gran cantidad de datos acústicos ha sido registrada sobre fondos de naturaleza muy diversa pero conocida.

Esta tesis tiene por objetivos principales la segmentación² y la clasificación del fondo marino mediante la explotación de los datos adquiridos con el sonar COSMOS en la campaña mencionada.

En cuanto a la segmentación, las respuestas angulares locales de retrodifusión, son proyectadas sobre una base de componentes principales. Reteniendo sólo las tres primeras componentes, se discriminan las diferentes clases de respuesta mediante un método original de identificación de *clusters*. Un trabajo de segmentación es entonces efectuado, asociando los rótulos a regiones del fondo cuyas respuestas acústicas son homogéneas.

En lo que concierne a la clasificación, existen (a grandes rasgos) dos formas de aproximación al problema. La primera, definitivamente pragmática, tiene por objetivo clasificar ciertos parámetros de la respuesta acústica. Estos parámetros no tienen en general una interpretación física directa, pero tienen un alto poder discriminatorio. Este tipo de clasificación está basada en los llamados “modelos heurísticos” de retrodifusión. El sonar es finalmente calibrado de acuerdo a estos parámetros y la identificación es realizada gracias a una amplia base de datos. El segundo tipo de aproximación es más ambicioso y busca resolver el llamado “problema inverso” extrayendo ciertas características del sedimento a partir de los datos acústicos. Esto demanda un esfuerzo importante de modelización física, en particular, el desarrollo de modelos sofisticados de difusión de ondas acústicas por medios complejos (superficies rugosas, medios porosos, medios estratificados, presencia de inclusiones orgánicas o gaseosas, etc.). Estos modelos además, deben definir los vínculos entre las características acústicas (determinadas experimentalmente) y las características geológicas (de interés del usuario). Este segundo método es el que se utiliza en esta tesis. Luego de clasificar las respuestas angulares, se utiliza un modelo físico de retrodifusión para extraer parámetros geoacústicos de cada clase.

¹ Characterization and Observation of the Seafloor With a New Multi-beam Front-scan Sonar System. Acronym: COSMOS.

Contract N° MAS3-CT97-0090 (DG 12-ESCY)

² La segmentación (concepto proveniente del tratamiento de imágenes) es un proceso que consiste en particionar una imagen en regiones homogéneas siguiendo criterios establecidos a priori.

Además de los objetivos expuestos, por tratarse de una tesis en régimen de cotutela, existe un objetivo secundario más específico: asentar las bases para un futuro desarrollo de la Acústica Submarina en la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República. La investigación en Acústica Submarina es una actividad de importancia vital, pero lamentablemente muy poco desarrollada en la región del cono sur y prácticamente inexistente en el Uruguay. Por esta razón, con esta primera tesis en Uruguay sobre el tema, se pretende comenzar a desarrollar una línea de investigación en el seno del Laboratorio de Acústica Ultrasonora de la Facultad de Ciencias, en el dominio de Acústica Submarina orientada, en principio, a la prospección de fondos marinos.

En el capítulo primero, se hace una exposición general del medio marino focalizado hacia la exploración del fondo. Se describen algunos tipos de sondas comerciales utilizadas actualmente para la clasificación del fondo. Las características principales del sistema sonar COSMOS son descriptas y finalmente, se presenta el estado del arte de la clasificación del fondo marino por medios acústicos.

El capítulo dos es dedicado a modelizar la interfaz agua/sedimento y se desarrolla en detalle el modelo físico de retrodifusión utilizado en esta tesis para la clasificación.

El capítulo tres es dedicado a la organización, tratamiento y análisis de los datos. Se hace un estudio exhaustivo sobre la cobertura del fondo y los errores en el ángulo de rasancia y de posicionamiento, verificando que las respuestas son efectivamente locales. Un estudio sobre la influencia de la refracción del sonido en los cálculos es finalmente efectuado.

El capítulo cuatro está dedicado a la segmentación. En este capítulo se exponen las nociones básicas del análisis en componentes principales, se desarrolla el algoritmo de clasificación de las respuestas de retrodifusión y se analizan las características estadísticas del relieve. Finalmente los resultados de la segmentación son expuestos.

En el capítulo cinco está dedicado a la clasificación del fondo. Se expone la puesta en marcha del modelo de retrodifusión y se presentan los resultados de la clasificación de cada tipo de fondo. Se comparan finalmente los resultados con las muestras sedimentarias tomadas durante la campaña.

Por último, en el capítulo seis se presentan las conclusiones finales y un análisis de las perspectivas del trabajo.

1. EL MEDIO MARINO Y SISTEMAS DE EXPLORACIÓN

En este capítulo se describen las características del sistema COSMOS y de otros sistemas sonar utilizados en la prospección del fondo marino, haciendo énfasis en sus capacidades para la clasificación.

Finalmente, se presenta el “estado del arte” de la clasificación del fondo marino mediante sonar.

1.1 INTRODUCCIÓN

El sonido se propaga en el agua de mar con una velocidad entre 1450 y 1540 m/s. Esta velocidad depende de la temperatura, de la salinidad y de la profundidad [Mckenzie 1981]. La atenuación también es función de estos parámetros pero su dependencia está vinculada principalmente a la frecuencia. Para frecuencias del orden de 100 Hz el coeficiente de atenuación es de unos 10^{-3} dB/km mientras que para frecuencias de 100 kHz el coeficiente de atenuación es del orden de 10 dB/km, siendo la dependencia casi lineal entre estos extremos [Marsh and Schulkin 1962] [Thorp and Browning 1973].

La Tabla 1-1 proporciona una idea del poder de penetración del sonido en agua marina a diferentes frecuencias.

Frecuencia	Longitud de onda	Alcance
100 Hz	15 m	Miles de kilómetros
1000 Hz	1,5 m	Cientos de kilómetros
10 kHz	15 cm	Decenas de kilómetros
100 kHz	1,5 cm	Un kilómetro
1000 kHz	1,5 mm	Decenas de metros

Para optimizar el desempeño de cualquier aplicación es necesario un compromiso entre la frecuencia a utilizar (que depende del tamaño y las características de lo que se quiere “ver”) y el alcance de la señal (distancia al blanco).

Otro factor determinante de la propagación en el mar es la estructura de la velocidad en ese medio, principalmente según la vertical (perfil de velocidad). En una aproximación de rayos acústicos, la trayectoria de estos no es rectilínea. La curvatura de las trayectorias de los rayos se puede tener en cuenta para determinar con precisión los ángulos de incidencia sobre el fondo.

El ruido ambiente constituye también un factor que dificulta la recepción de las señales acústicas. Al ruido de fondo natural, se suma el ruido intrínseco de los sistemas acústicos y de su plataforma (barco o vehículo submarino).

Las características del océano como medio de propagación, son también variables en el espacio y en el tiempo. Entre las causas de las fluctuaciones del entorno se encuentran principalmente las variaciones estacionales de salinidad y temperatura; variaciones del relieve del fondo, corrientes, oleaje, mareas, ondas internas, movimientos del sistema acústico y sus blancos. Todo esto contribuye a dar a las señales acústicas submarinas un carácter aleatorio y fluctuante.

No obstante ello, el esfuerzo de las últimas décadas en cuanto a desarrollo de modelos y experimentos, han permitido que la Acústica Submarina tenga un gran desarrollo, con una amplia gama de aplicaciones civiles. Entre estas, mencionaremos algunas: sistemas acústicos de comunicación, sistemas de posicionamiento y sistemas de monitoreo de la temperatura media de la columna de agua oceánica.

Entre las aplicaciones vinculadas al tema de esta tesis, están los sistemas acústicos de detección-localización-caracterización de blancos y obstáculos, denominados comúnmente *SONARS (SOund Navigation And Ranging)*.

Para la detección y localización de un blanco, se distinguen dos modalidades de funcionamiento.

- *Sistemas activos*: El sonar emite y recibe la señal acústica retrodifundida
- *Sistemas pasivos*: El sonar únicamente recibe, sin emitir.

En el primer caso, el sonar emite una señal acústica de alta potencia. La onda transmitida es reflejada por el blanco. La señal es atenuada y deformada en el curso de la propagación (ida y vuelta). Luego, es recibida por una antena formada normalmente por un *array* de transductores, con una geometría adecuada para los fines específicos del sonar. La señal recibida, entra en una cadena de tratamientos con el fin de aumentar la relación señal/ruido mediante amplificación y filtrado. Por último, estableciendo umbrales se pueden validar las detecciones. Las señales retenidas son utilizadas para realizar medidas.

Junto con las restricciones impuestas por el medio, el procesamiento de la señal es crucial en el desempeño de los sistemas sonar. Las principales funciones del procesamiento de una señal-sonar son:

- *Detección*. Se trata de identificar la presencia de señal inmersa en ruido, con un grado aceptable de fiabilidad.
- *Estimación* de parámetros específicos (normalmente tiempo de viaje de la señal y dirección del ángulo de arribo).
- *Identificación* (reconocimiento del blanco) o *caracterización* (estimación de alguno de los parámetros específicos del blanco).

Para implementar el buen desempeño de estas funciones un gran número de trabajos teóricos y de aplicaciones se han realizado en las últimas décadas en varios dominios del *procesamiento de señales sonar*, ver por ejemplo [Blondel 2009] [Lurton 2002] [Blondel and Murton 1997].

Describimos sucintamente a continuación, aquellos sistemas sonar vinculados a esta tesis. Las secciones 1.2 y 1.3 están dedicadas al sonar lateral y al sonar multihaz con cierto detalle por tratarse de la referencia más cercana al sistema sonar frontal COSMOS. En la Figura 1-1 se ilustran algunos de estos sistemas y en la Tabla 1-2 se esquematizan los diferentes tipos y sus alcances. Para un enfoque más profundo de estos sistemas se puede consultar en [Lurton 2002].

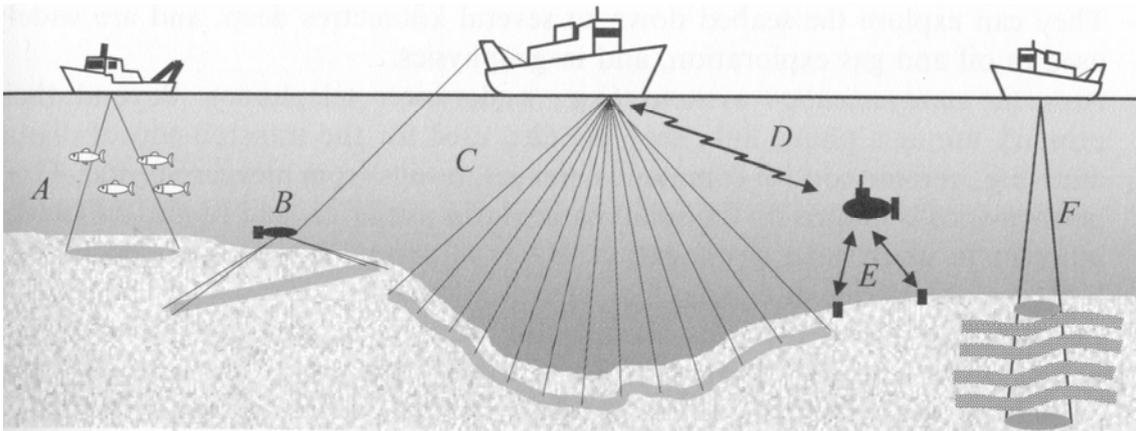


Figura 1-1 Ejemplos de aplicaciones de diferentes sistemas sonar: (A) sondas batimétricas y pesqueras; (B) sonar lateral; (C) sonar multihaz; (D) sistemas de transmisión de datos; (E) sistemas de posicionamiento acústico; (F) perfilador de sedimentos (ilustración tomada de Lurton 2002)

Sondas Batimétricas – Se trata de sondas mono-haz especializadas en la medición de profundidad de la columna de agua. Transmiten una señal dirigida verticalmente hacia abajo dentro de un haz estrecho y miden el tiempo de viaje ida y vuelta entre la sonda y el fondo. Son muy usadas en navegación.

Sondas Pesqueras – Están diseñadas para detección y localización de cardúmenes de peces. Tienen características similares a las Sondas Batimétricas pero están equipadas con herramientas especiales para detectar y procesar el eco que viene de toda la columna de agua.

Sonar Lateral – Es usado para obtener imágenes acústicas del fondo marino permitiendo observar el fondo con gran precisión. Normalmente, estos sonares están montados sobre plataformas que son remolcadas cerca del fondo. El sistema envía un pulso corto que barre el fondo, y la evolución temporal de la señal retrodifundida permite construir imágenes de las irregularidades, obstáculos y cambios de estructura. Estos sistemas son usados en geología marina.

Sonar multihaz – Utilizados para el mapeo del fondo marino, son a menudo montadas sobre el casco de barcos oceanográficos para realizar la topografía del fondo con muy buena precisión. Mediante un abanico de haces elementales, transmitidos transversalmente al movimiento del barco, barren rápidamente el fondo midiendo su relieve. Si la apertura angular es suficientemente grande, el sonar multihaz también produce imágenes como el sonar lateral.

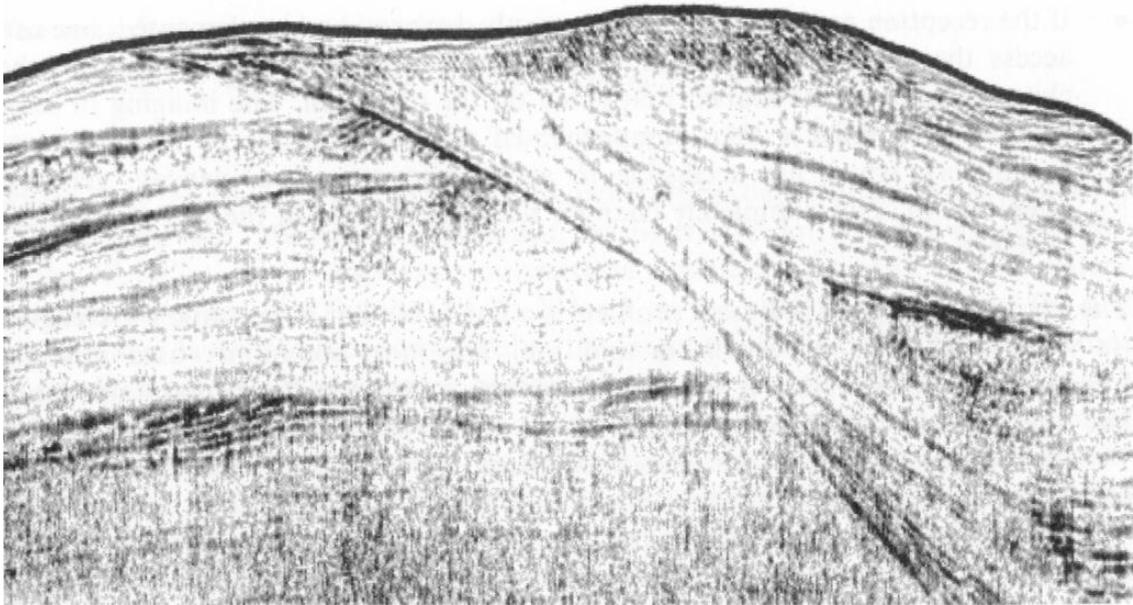


Figura 1-2 Sección transversal de sedimento registrada por un perfilador de sedimentos. La escala vertical son aproximadamente 75 m. Imagen cortesía de Bruno Marsset, IFREMER

Perfilador de sedimentos – Es usado para el estudio de la estructura interna estratificada del sedimento del fondo marino. Son del tipo mono-haz como las sondas batimétricas pero de frecuencias mucho más bajas, permitiendo la penetración decenas e incluso cientos de metros dependiendo del tipo sedimento (Figura 1-2).

Dentro de esta misma categoría de dispositivos se encuentran también los *sistemas sísmicos*. Como fuentes, estos sistemas usan explosiones o fuertes percusiones; como antena, una larga línea de hidrófonos. Pueden explorar el lecho marino hasta una profundidad de varios kilómetros y son muy utilizados en exploración de yacimientos de gas y petróleo.

Tabla 1-2 Diferentes tipos de sistemas sonar y sus alcances

Frecuencia (kHz)	0,1	1	10	100	1000
Alcance máximo (km)	1000	100	10	1	0,1

Sonda multi-haz				██████████	
Sonar lateral				████████████████████	
Transmisión/posicionamiento				██████████	
Sonar militar activo		████████████████████			████████████████████
Sonar militar pasivo	████████████████████	████████████████████			
Perfilador de sedimentos		██████████			
Sistemas sísmicos	████████████████████	████████████████████			

1.2 SONAR LATERAL

Este tipo de sistemas está destinado a obtener imágenes acústicas de retrodifusión del fondo marino. El sistema va montado sobre una plataforma remolcada por el barco o un vehículo submarino autónomo. Esto permite el desplazamiento cerca del fondo evitando al máximo los movimientos inducidos por la superficie.

Señal y antenas

El sonar lateral (Figura 1-3) explora el fondo mediante antenas colocadas a cada lado del portador (llamado normalmente pez) que transmiten un pulso (*ping* o *tiro*). Los diagramas de directividad de estas antenas, tanto en emisión como en recepción, son tales que:

- La apertura en el plano perpendicular a la trayectoria (*site*) es grande (alrededor de 80° a un lado y al otro de la vertical).
- En la dirección de avance (azimut) el haz es muy estrecho, normalmente un grado o menos, con el fin de aumentar al máximo la resolución espacial.

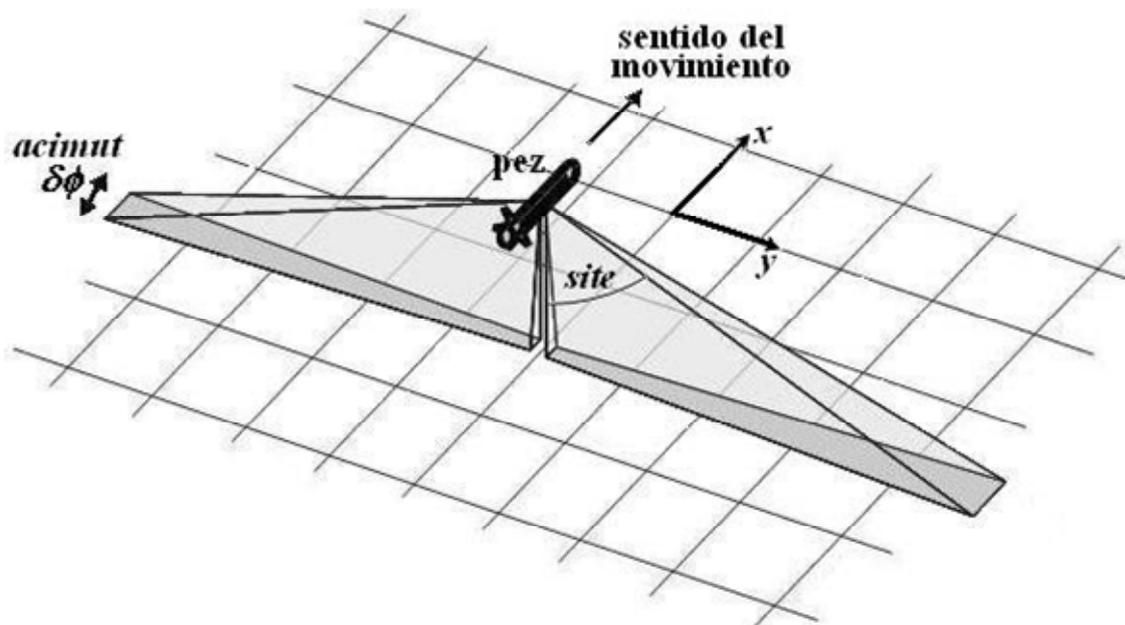


Figura 1-3 Esquema de un sonar lateral.

El pulso emitido es interceptado por el fondo “imprimiendo” una franja estrecha (huella o impronta del pulso) que se hace cada vez más fina a medida que el rango aumenta (Figura 1-4-y Figura 1-5). Dentro de esta franja, el pulso delimita el área sonificada que se propaga hasta cubrir toda la huella del haz. Las señales retrodifundidas por el fondo y recibidas por las antenas siguen una cadena de acondicionamiento y tratamiento antes de ser grabadas, (ver por ejemplo [Nielsen 1991] o [Chevalier 2002]). La evolución temporal de la intensidad del eco recibido depende de la reflectividad del fondo a lo largo de toda la huella del haz, lo que permite detectar la presencia de irregularidades o pequeños obstáculos. El registro de los tiros sucesivos son concatenados para constituir, línea por línea, una verdadera imagen del fondo (Figura 1-4-b).

La frecuencia central puede variar de la decena de kHz (grandes profundidades-gran cobertura) a varios centenares de kHz (alta resolución pero cobertura reducida).

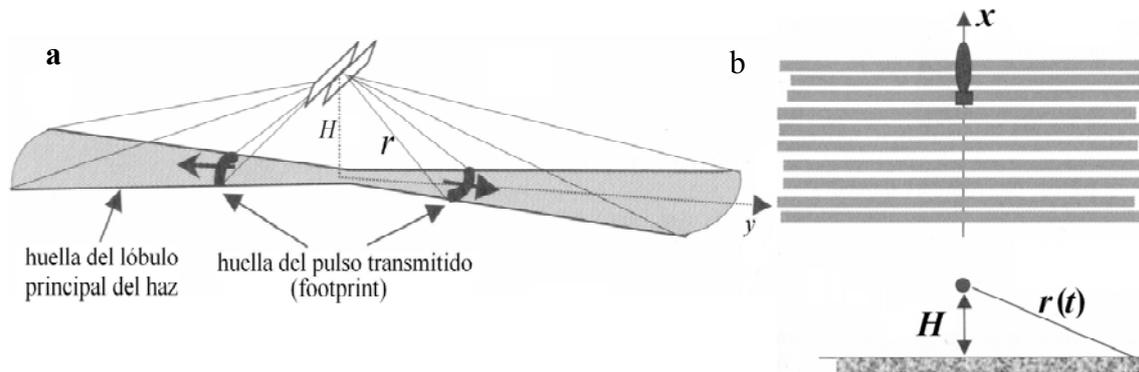


Figura 1-4 (a) geometría de la sonificación del sonar lateral. (b) Sucesión de huellas de cada ping.

Construcción del eco

La estructura espacio-temporal de la señal recibida por el sonar lateral se muestra en la Figura 1-5. En la primera fase siguiente al tiro, la onda acústica se propaga en el agua (Figura 1-5-A) el sonar recibe únicamente ruido de fondo y eventualmente ecos de blancos situados en la columna de agua (peces o burbujas). El primer eco de fondo tiene lugar cuando el pulso se refleja en el nadir del sonar (Figura 1-5-B). Este eco es el más intenso ya que la reflexión es especular y la pérdida por transmisión mínima (distancia más corta). Este primer eco permite estimar la altura del agua debajo del sonar. Sin embargo la impresión sobre el suelo de este eco es muy extendida y por lo tanto no permite construir imágenes en una banda situada debajo de la trayectoria del sonar (resolución espacial muy pobre). Finalmente, el frente de onda intercepta el fondo bajo incidencias oblicuas y luego rasantes; reenviando hacia el sistema los ecos retrodifundidos. Las fluctuaciones del nivel de estos ecos permiten construir imágenes acústicas del fondo. El nivel medio de la señal en esta zona depende fuertemente del tipo de sedimento y del relieve.

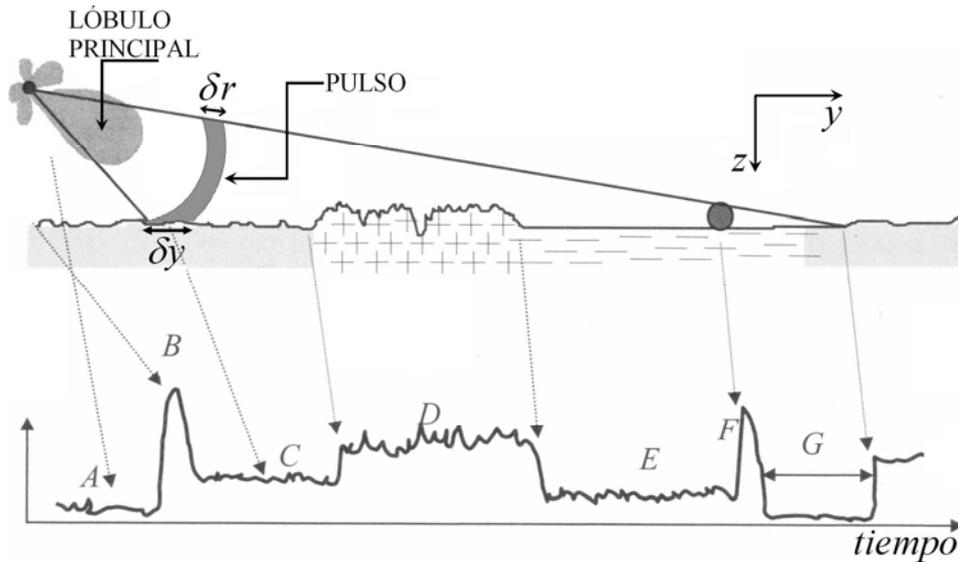


Figura 1-5 Eco generado por un sonar lateral: (A) ruido y reverberación en la columna de agua; (B) primer eco de fondo; (C) zona arenosa; (D) área rocosa; (E) limo, (F) eco de un obstáculo; (G) sombra del obstáculo. δr es el largo equivalente del pulso y δy su proyección sobre el fondo.

Resolución

Consideramos un sistema de coordenadas cartesianas tal que el eje x apunta en el sentido de avance del sonar, el eje z hacia abajo y por lo tanto el eje y apunta a estribor (Figura 1-6).

La resolución δy en la dirección transversal al movimiento (y), está dada por la proyección sobre el fondo de la resolución radial ecográfica δr del sonar (Figura 1-5, arriba), dictada por la duración T del pulso:

$$\delta y = \frac{\delta r}{\sin \theta} \quad \text{con} \quad \delta r = cT/2 \quad (1.1)$$

donde θ es el ángulo de incidencia y c la velocidad de propagación.

Cuando el ángulo de rasancia es pequeño $\theta \rightarrow \pi/2$, entonces $\delta y \rightarrow \delta r$; la resolución sobre el fondo es igual a la resolución radial. Próximo al nadir $\theta \rightarrow 0$ y la aproximación (1.1) ya no es válida y la resolución efectiva es

$$\delta y = \sqrt{HcT} \quad (1.2)$$

donde H es la altura del agua.

En la dirección de movimiento (x), la resolución está definida por la abertura angular del haz

$$\delta x = r\delta\phi = \frac{H\delta\phi}{\cos \theta} \quad (1.3)$$

donde r es la distancia oblicua entre el sonar y el fondo (rango) y $\delta\phi$ es abertura angular en azimut de las antenas (Figura 1-3).

Las dimensiones (δx , δy) de la célula resolución depende de su posición dentro de la huella del tiro (Figura 1-6). La superficie S de la célula se escribe,

$$S = \delta x \delta y = \frac{\delta \phi H c T}{\sin(2\theta)}. \quad (1.4)$$

Esta superficie es mínima (máxima resolución) para una incidencia $\theta=45^\circ$.

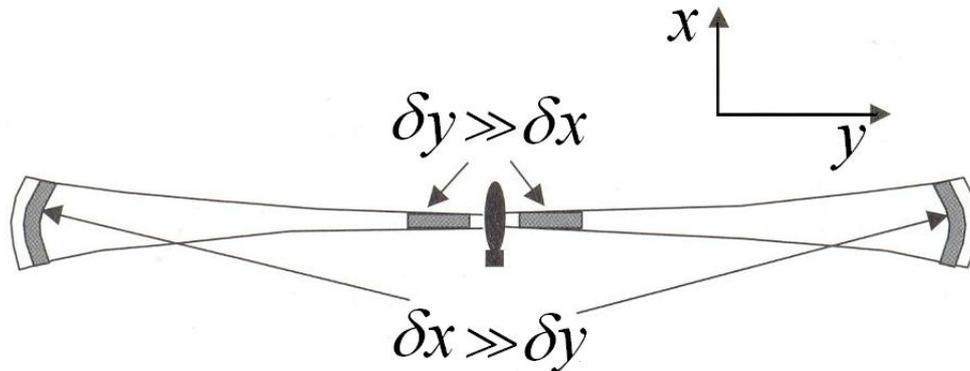


Figura 1-6– Evolución de la célula de resolución de un sonar lateral.

Cobertura del fondo

Para asegurar una exploración completa del fondo el sistema debe ser puesto en marcha de forma tal que no haya espacios entre las huellas sucesivas de los tiros. En particular la velocidad de desplazamiento máxima depende de la directividad en azimut $\delta\phi$ de los haces y de la abertura máxima en *site* deseada. En término de cobertura, la situación más crítica se da próximo a la vertical (la extensión longitudinal de la huella es la más reducida). Se puede mostrar que la velocidad máxima que asegura una cobertura completa está dada por

$$v_{\max} = \frac{c \delta \phi}{2} \cos \theta_{\max} \quad (1.5)$$

donde θ_{\max} el ángulo de incidencia máximo. Por ejemplo, para un sonar cuyo lóbulos principal es de $\phi=1^\circ$ con un ángulo de sonificación máximo de 70° , la velocidad límite del barco es de 4,5m/s. (8,7 nudos)

1.3 SONDA MULTI-HAZ

La sonda multi-haz es en principio concebida para efectuar relevamientos batimétricos. Se trata de una extensión del principio de la ecosonda mono-haz.

El lugar de transmitir y recibir un único haz vertical, la sonda multi-haz utiliza un patrón de radiación en forma de abanico similar a un sonar lateral, pero efectúa una discriminación en *site* de los ecos a la recepción (Figura 1-7). La impresión ecográfica sobre el fondo es equivalente a la que tendría una multitud de haces dispuestos transversalmente la eje de avance del barco. La huella de un tiro sobre el fondo se asemeja a una hilera de adoquines, donde cada adoquín corresponde a una abertura angular del orden de 1° . La medida del tiempo de vuelo del primer eco recibido por cada haz, asociado al conocimiento de la dirección de origen de la señal, permite establecer la posición donde se originó el eco, y así cartografiar una franja.

El perfil de velocidad del sonido no es, en general, constante en la columna de agua. Por lo tanto es necesario tener en cuenta la refracción utilizando los métodos de trazado de rayos.

Las antenas están diseñadas para asegurar una gran cobertura angular en el plano perpendicular a la dirección de avance. Con una abertura lateral total de aproximadamente 150° , el ancho de la franja cartografiada sobrepasa 7 veces la columna de agua.

La directividad ecográfica longitudinal y la discriminación angular de los haces formados en recepción, son los parámetros que condicionan la resolución de la batimetría obtenida y el número de sondas independientes que se pueden establecer en cada andanada.

Las sondas multi-haz son utilizadas también para producir imágenes de retrodifusión. En cuanto a la resolución no hay diferencias fundamentales entre estos sistemas y los sonares laterales. Es siempre el ancho de banda de la señal utilizada quien dicta la resolución radial y así, la lateral (ver ecuación (1.1)). La resolución longitudinal esta dictada por la directividad ecográfica. En las antenas con geometrías cruzadas la antena de emisión tiene una influencia predominante en la resolución longitudinal.

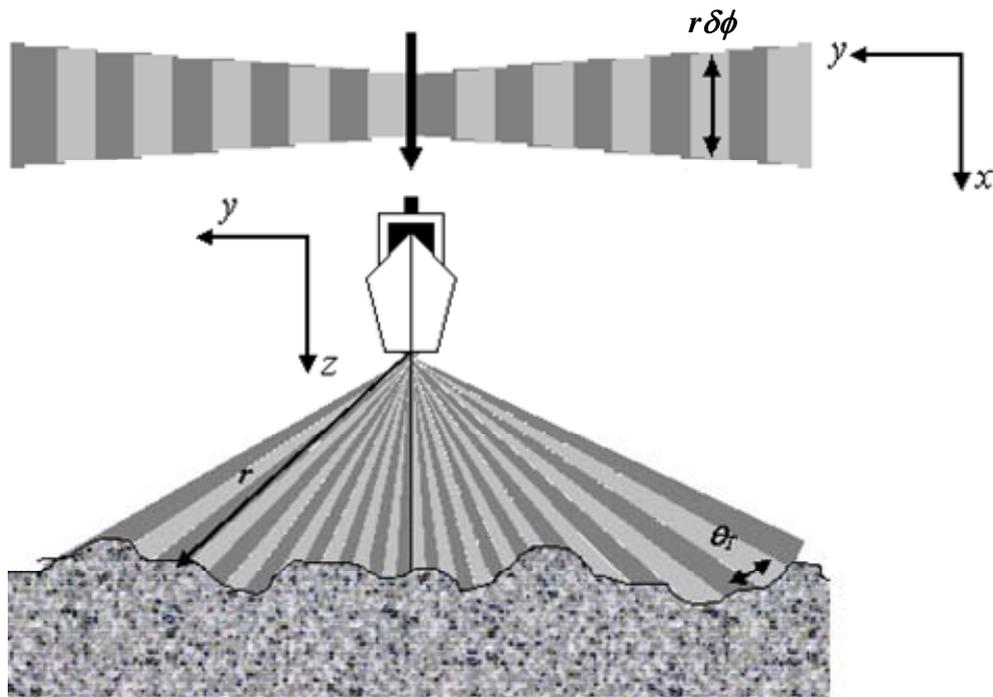


Figura 1-7 Geometría de un sonar multi-haz. (Arriba) vista superior de la huella sobre el fondo de un tiro y la huella de cada haz; (Abajo) vista vertical; θ_L es la apertura angular transversal del haz.

1.4 SISTEMA COSMOS

1.4.1 Características Generales

COSMOS es un sistema sonar multihaz frontal concebido para efectuar medidas de batimetría, adquirir imágenes de retrodifusión de alta resolución, y caracterizar el fondo marino. A diferencia de los sistemas clásicos de exploración (sonar lateral y sonda multi-haz), quienes efectúan la adquisición de datos por bandas sucesivas perpendiculares a la dirección de avance, el sistema COSMOS proyecta un haz acústico hacia adelante, en el sentido de avance del barco (Figura 1-8). Esta geometría frontal vuelve al sistema particularmente adaptado para el estudio de la caracterización del fondo marino. En efecto, una misma zona del fondo es vista múltiples veces bajo numerosos ángulos de incidencia, a medida que el sonar avanza. La respuesta angular de retrodifusión es así obtenida.

La apertura en el plano vertical es superior a la que tienen la mayoría de los sonares laterales. El sector sonificado se extiende desde el nadir hasta un ángulo máximo en elevación θ_c de alrededor de 75° . La apertura frontal en azimut es de $\phi = 25^\circ$ (12.5° a cada lado del eje de la antena), cubriendo así la banda central alrededor del nadir normalmente ciego con los sistemas laterales de imaginería.

A la emisión, la totalidad del ángulo sólido es sonificado en cada tiro por medio de una antena en arco de circunferencia. A la recepción, dos antenas lineales permiten la formación de haces en abanico sobre el sector acimutal. El tratamiento de imágenes asociado se puede comparar al de los sonares laterales multihaz, pero la dirección de los haces está orientada hacia adelante.

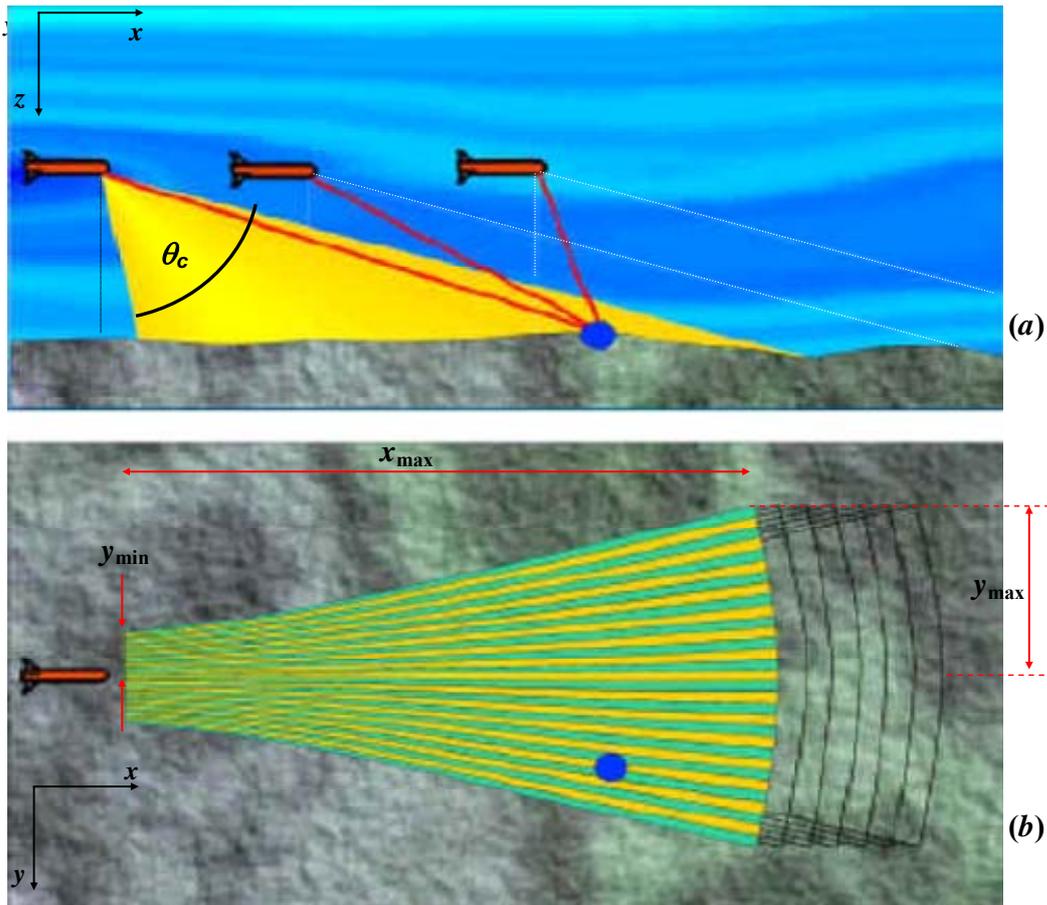


Figura 1-8 Geometría del sonar COSMOS. (a) el punto sobre el fondo es visto bajo numerosos ángulos, el ángulo θ_c es el ángulo máximo en elevación. (b) la huella de un tiro sobre el fondo y sus 31 haces.

1.4.2 Antenas

Emisión

La antena de emisión forma un arco de círculo de 80 cm. de longitud, con un radio de curvatura de 1,4 m. Está constituida por 125 elementos piezoeléctricos y el plano del círculo está inclinado 40° debajo de la horizontal. El amplificador de potencia provee a la antena con una tensión eléctrica del orden de $1300 V_{pp}$. El nivel de la fuente obtenido es de aproximadamente 207 dB re $1\mu P @ 1m$. Este nivel es suficiente para proporcionar un alcance de varias centenas de metros con la abertura angular requerida.

Recepción

La antena de recepción comprende dos arrays lineales paralelos que constituyen una base interferométrica (separadas 2λ) para proporcionar la función batimétrica. Las caras activas de la antena de recepción están inclinadas 40° debajo de la horizontal, es decir el mismo ángulo que el array de emisión (Figura 1-9). El largo del array es de 72 cm conteniendo 32 elementos con un paso de 22,5 mm. Con esta longitud y separación de elementos, su directividad azimutal en la banda de frecuencias alrededor de 100 kHz es aproximadamente de $1,5^\circ$ (a -3 dB). La formación de una treintena de haces es entonces suficiente para cubrir ampliamente la abertura acimutal total ϕ .

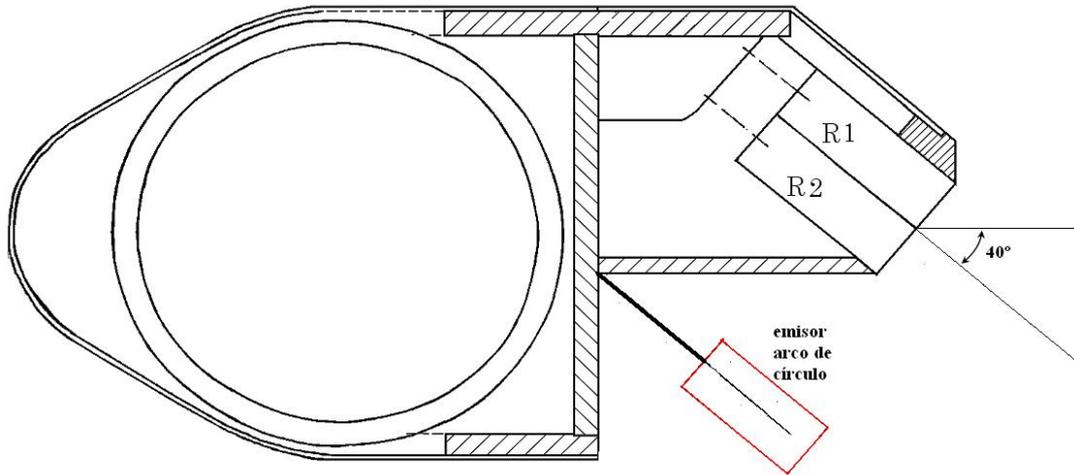


Figura 1-9 Corte esquemático transversal del sonar COSMOS mostrando la antena emisora y los dos arrays de recepción (R1 y R2).

1.4.3 Señal

Se eligió una frecuencia central de 100 kHz para asegurar un compromiso suficiente entre el alcance y la resolución angular, ya que la atenuación es tal que se puede obtener un alcance de algunos centenares de metros y es posible obtener una resolución angular del orden de 1° con antenas de menos de 1m.

Se utilizó la técnica de compresión de pulso para favorecer la relación señal/ruido. Así, la señal de emisión es una onda modulada linealmente en frecuencia (chirp), modulada por una ventana temporal gaussiana truncada al 20%:

$$E(t) = \text{rect}(t/T) \exp\left(-\alpha(2t/T)^2\right) \cos\left(\left(\omega_0 + \frac{\pi Bt}{T}\right)t\right) \text{ donde } \alpha = -\ln(0,2) \quad (1.6)$$

Frecuencia central $(2\pi)^{-1} \omega_0 = 100 \text{ kHz}$

Ancho de banda $B = 3 \text{ kHz}$

Duración del chirp $T = 8 \text{ ms.}$

El factor de ganancia es del orden de 17 pues el valor teórico $BT=24$ no es válido a causa de la modulación gaussiana.

La resolución temporal de la señal comprimida, obtenida por correlación con la señal de referencia, es del orden del inverso del ancho de banda:

$$\delta t = \frac{1}{B} = 0.33 \text{ ms} \quad (1.7)$$

Así, la resolución radial ecográfica δr vinculada a la duración del pulso comprimido, es del orden de 25cm:

$$\delta r = \frac{c\delta t}{2} \approx \frac{c}{2B} \approx 25 \text{ cm} \quad (1.8)$$

1.4.4 Huella de los haces y ángulos de rasancia

Las antenas receptoras están montadas perpendicularmente a la dirección del desplazamiento del barco. Consideremos un sistema de coordenadas fijo relativo a la antena receptora de la manera siguiente: el eje x en el sentido del movimiento, el eje y paralelo a la antena orientado hacia estribor, el eje z orientado hacia abajo. En la fase de formación de haces (beamforming- anexo C), se aplican en post-tratamiento, leyes de retardo temporal asociando a cada haz un ángulo de deflexión ϕ_p . Considerando un modelo de array unidimensional lineal, este tratamiento privilegia la recepción de señales que provienen de un cono de eje y y abertura $\pi/2 - \phi_p$ radianes (Figura 1-10). La disminución de la sensibilidad alrededor de esta napa está dada por la directividad del array. Despreciando la directividad en elevación asociada con el largo del array real, se puede considerar groseramente que el volumen de “escucha” de un haz esta limitado por dos conos de abertura al vértice $\pi/2 - \phi_p \pm \delta\phi/2$, donde $\delta\phi$ representa la abertura acimutal a -3 dB de un haz.

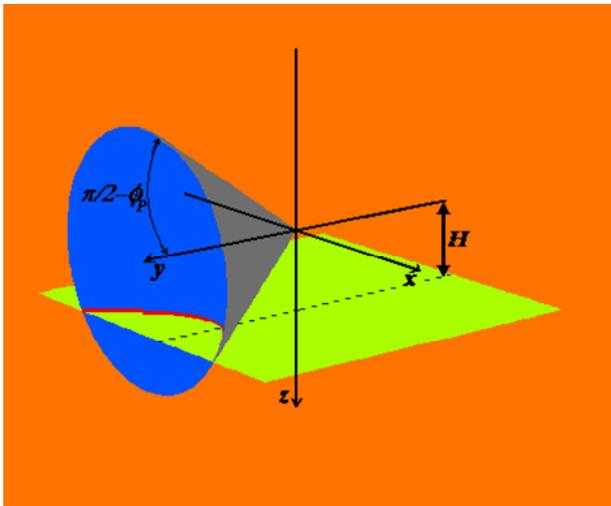


Figura 1-10 Cono de «escucha» de eje y ; ángulo de deflexión ϕ_p y la huella del haz sobre el fondo (rojo). El ángulo de desviación ha sido exagerado para hacer más clara la figura.

La huella de cada haz sobre un fondo plano, corresponde a la intersección del volumen “de escucha” con el fondo. Por lo tanto esta huella esta limitada por hipérbolas (Figura 1-10).

Los parámetros de estas hipérbolas dependen del ángulo de deflexión y la posición relativa de la antena en referencia al fondo (distancia y orientación). Para determinar la proyección horizontal (cartográfica) de estas huellas, es necesario entonces conocer la distancia entre la antena y el fondo, la pendiente de éste, los ángulos de orientación del barco (cabeceo y rolido) y los datos de montaje de la antena en el barco.

En post-tratamiento, 31 haces se forman uniformemente repartidos sobre un sector azimutal total ϕ . Siendo la directividad del array $\delta\phi = 1,5^\circ @ -3\text{dB}$, esta distribución asegura un recubrimiento normal del orden de un 200%.

Si consideramos un fondo plano horizontal a una profundidad H , la hipérbola formada por la huella de un haz con deflexión ϕ_p está dada por la ecuación

$$y^2 = (x^2 + H^2) \tan^2 \phi_p \quad (1.9)$$

La huella de un sector explorado mediante un tiro está limitada lateralmente por las hipérbolas correspondientes a la deflexión máxima $|\phi_p|_{\max} = \phi/2 = 12.5^\circ$ (Figura 1-8). La dimensión transversal del área sonificada por un tiro se extiende desde un valor mínimo $2y_{\min}$. al nadir del sonar, hasta un valor máximo $2y_{\max}$. que corresponde al alcance máximo intersectado con el fondo.

El ancho mínimo de la huella de un tiro interceptada por el fondo está dada entonces por:

$$2y_{\min} = 2H \tan(\phi/2) = 0.44H \quad (1.10)$$

Para el ancho máximo tenemos según (1.9):

$$y_{\min} = r \sin(\phi/2) \quad \text{donde} \quad r^2 = x^2 + y^2 + H^2 \quad (1.11)$$

La altura del sistema sobre el fondo no pasa de algunas decenas de metros y se puede considerar el alcance máximo r_{\max} . está dado por la abertura en elevación θ_c de los haces de tal manera que,

$$r_{\max} = H \tan \theta_c \Rightarrow y_{\max} = H \tan \theta_c \sin(\phi/2) \quad (1.12)$$

Considerando que θ_c es de aproximadamente 75° se puede considerar que el semiancho máximo y_{\max} de la zona explorada es del mismo orden de magnitud que la altura del agua H .

Para un punto dado del fondo, el rango de ángulos bajo el cual es visto, depende de la posición lateral de este punto dentro del sector angular explorado. Así, los puntos de la huella que se sitúan en el interior de la banda de ancho $2y_{\min}$. son sonificados bajo todos los ángulos, tiro tras tiro, a medida que el sonar avanza. Por el contrario, los puntos situados a una distancia y_{\max} del eje son sonificados una sola vez, bajo el ángulo correspondiente al alcance máximo (Figura 1-11).

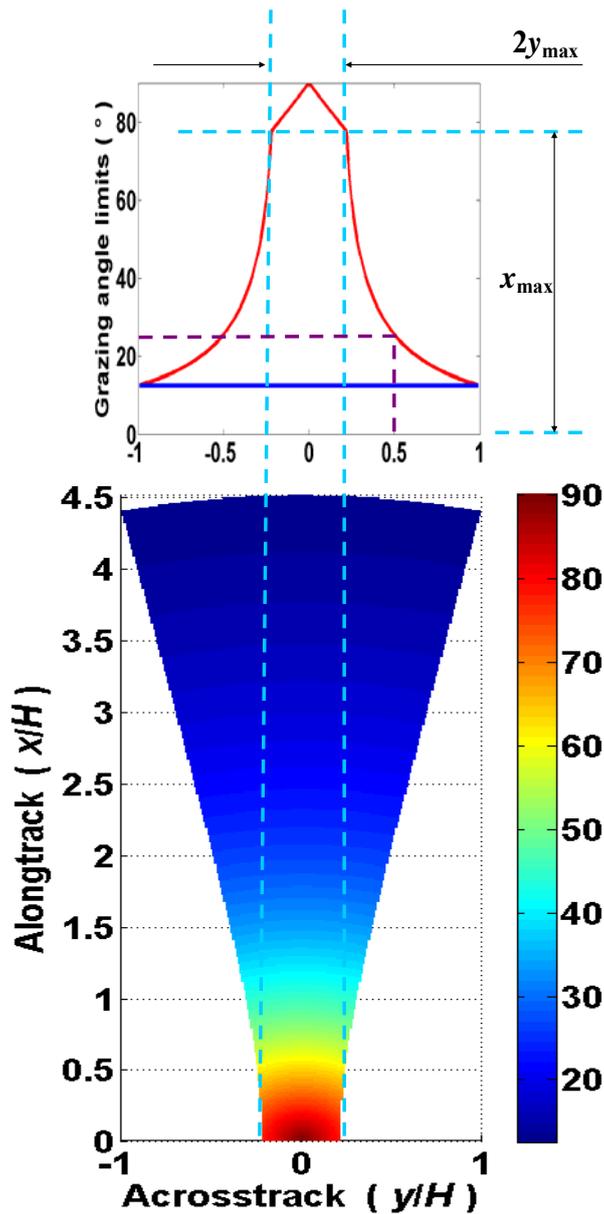


Figura 1-11 (abajo) Imprenta de un tiro sobre el fondo, en función del ángulo de rasancia (en gama de colores). (Arriba) Límite de la rasancia accesible en función de la posición lateral y/H . Por ejemplo si $y/H=0,5$, la gama de ángulos cubierta va de 0° hasta aproximadamente 25° (línea violeta punteada).

1.4.5 Resolución

La resolución ecográfica radial es la mitad del largo equivalente del pulso comprimido $\delta r = \frac{c}{2B}$. La resolución en azimuth está dada por la abertura angular de cada haz $\delta\phi$. La célula de resolución sobre el fondo tiene límites determinados por: 1) la extensión longitudinal δx correspondiente a la resolución radial, 2) la extensión transversal δy dada por el producto de alcance r y la directividad angular $\delta\phi$ (Figura 1-12)

$$\delta x = \frac{\delta r}{\cos \gamma} = \frac{c}{2B \cos \gamma} \text{ y } \delta y = r \delta \phi \quad (1.13)$$

donde γ es el ángulo de rasancia sobre el fondo (complementario del incidente)

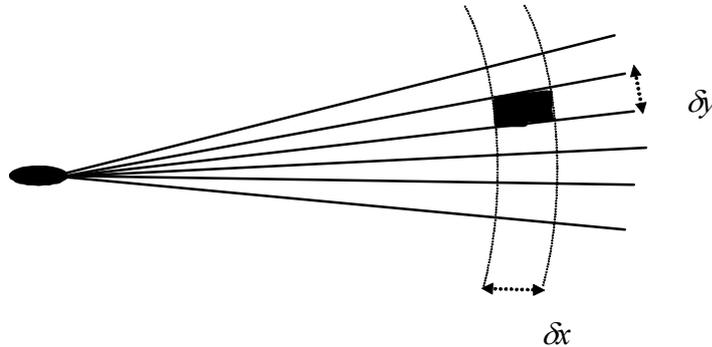


Figura 1-12 Célula de resolución sobre el fondo.

Bajo la hipótesis de un fondo plano, el área de la célula de resolución está dado por el producto

$$\delta x \delta y = \frac{2\delta\phi}{\sin(2\gamma)} H \delta r. \quad (1.14)$$

La superficie de la célula de resolución es entonces mínima, para un ángulo de rasancia $\gamma = 45^\circ$.

Para construir las imágenes de retrodifusión, se eligió la talla de un píxel ($l_p = 40$ cm) de manera de ser coherente con las dimensiones de la célula de resolución. En el sentido longitudinal, la extensión δx de la célula de resolución está acotada inferiormente por la resolución radial $\delta r \approx 25$ cm del sistema (ver ecuación (1.8)). Por el contrario δx es máximo sobre el fondo visto próximo al nadir, es decir cuando el ángulo de rasancia es máximo (γ_{\max} . $\delta x \approx 70^\circ$).

Con estos ordenes de magnitud tenemos que

$$\delta r = 25 \text{ cm} < \delta x_{\min} < l_p = 40 \text{ cm} < \delta x_{\max} = \frac{\delta r}{\cos \gamma_{\max}} \approx 75 \text{ cm} \quad (1.15)$$

En la dirección perpendicular, la dimensión lateral δy de la célula de resolución es proporcional al alcance r . Siendo la resolución angular $\delta\phi \approx 1,5^\circ$, δy es igual a la talla de un píxel cuando el alcance es del orden de 15m.

1.5 CLASIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DEL FONDO MARINO MEDIANTE SONAR

Los sistemas acústicos de exploración del fondo marino difieren según el tipo de información que aportan de acuerdo a la aplicación para la cual fueron diseñados.

En algunas aplicaciones (navegación, pesca, hidrografía, dragado...) el objetivo es la discriminación de tipos de fondos según se trate de, por ejemplo, fondos “blandos”, “duros” o “rugosos”.

Otro tipo de exigencias es la que concierne a la caracterización geológica de sedimentos (granulometría, composición mineral) y sus propiedades mecánicas. El análisis de la respuesta acústica combinada con modelos físicos de retrodifusión, puede identificar en principio, de una manera indirecta algunos de estos parámetros.

Se describen a continuación los principios en los que se basan algunos sistemas acústicos difundidos comercialmente, y su especificidad para responder a la problemática de la clasificación.

Sondas mono-haz

Las Ecosondas mono-haz son utilizadas para la navegación, pesquería e hidrografía. En general son poco adecuadas para la extracción y clasificación de parámetros del fondo y su identificación. La geometría de adquisición se efectúa sobre un sector angular restringido (aproximadamente 12°) alrededor de la vertical. En consecuencia, su potencial para explotar la respuesta angular de retrodifusión, es muy inferior a aquellos sistemas con una gran cobertura angular y buena resolución (por ejemplo sondas multi-haz y sonar lateral).

La respuesta media retrodifundida únicamente en dirección vertical, no es un indicador suficiente para determinar las características del fondo.

El análisis temporal de ecos recibidos con este tipo de sondas permiten, sin embargo, extraer información pertinente sobre las características de la interfase agua/sedimento (Figura 1-13) [Pouliquen and Lurton 1994]. Estas señales llevan, en efecto, la firma del barrido angular (aunque sobre un sector restringido) al reflejarse el pulso en el fondo.

En [Pouliquen and Lurton 1992] se describe un método fundado sobre el hecho que, los fondos duros producen un eco breve de gran amplitud, mientras que los fondos blandos producen un eco prolongado de amplitud más débil. La integral acumulada de la energía, en cada caso, tiene un aspecto diferente y es utilizada para discriminar los fondos.

Un modelo de series temporales de retrodifusión acústica a sido desarrollado en [Pouliquen et. al 1999] y en [Bergem et. al 1999]. Más recientemente, Sternlicht y De Moustier [Sternlicht and De Moustier 2003] han logrado estimar el espectro rugosidad de un fondo arenoso y han diferenciado sedimento grueso del sedimento fino. El método utilizado sugiere también una manera de diferenciar la arcilla del limo.

RoxAnn [Chivers *et al.*, 1990] es un sistema comercial que utiliza dos ecos de fondo. El eco directo, sonda→fondo→sonda, y el segundo eco debido al trayecto múltiple sonda→fondo→superficie→fondo→sonda, para deducir dos parámetros E_1 y E_2 . El primer parámetro es la integración de la cola del primer eco, y proporciona información sobre la rugosidad del fondo. El segundo parámetro integra todo el segundo eco, y es proporcional a la dureza del fondo. La comparación de los parámetros E_1 y E_2 junto con el análisis de muestras permite efectuar una clasificación gruesa.

En [Hamilton 2001] se puede encontrar un análisis detallado de las capacidades de las ecosondas mono-haz comerciales para clasificar los fondos.

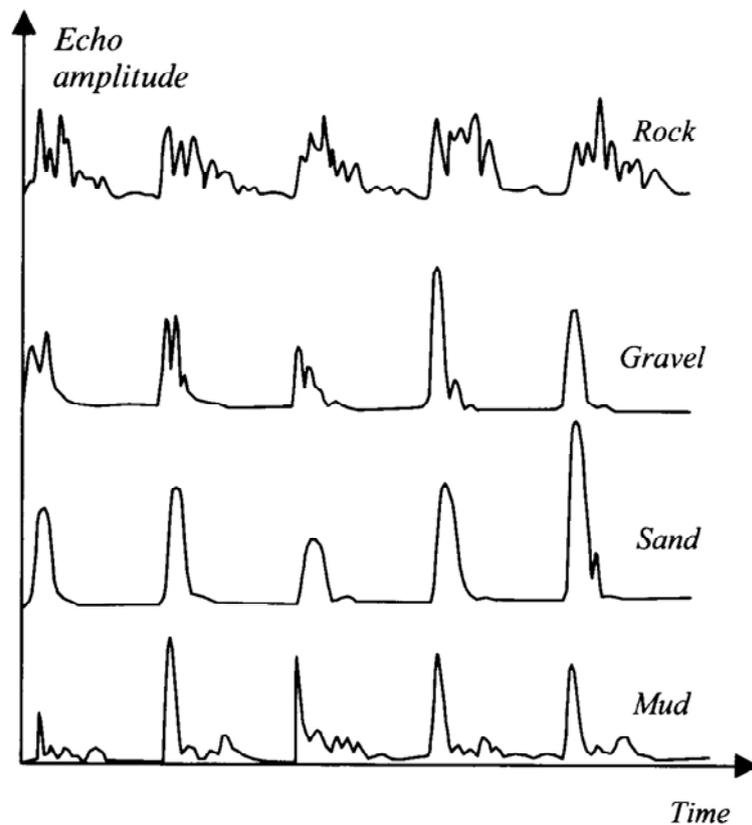


Figura 1-13 Señal temporal registrada mediante una ecosonda mono-haz sobre diferentes tipos de fondo [Pouliquen et Lurton 1994]. Mientras que la arena y la gravilla reproducen más o menos la señal transmitida, la roca produce ecos dispersos fuertemente fluctuantes debido a la rugosidad. El eco del barro está formado por una fuerte componente especular seguida de contribuciones del volumen del sedimento.

Sonar lateral

El sonar lateral ha sido desarrollado principalmente para obtener imágenes acústicas de retrodifusión. Excepto sonares con capacidad batimétrica, la ausencia de datos geométricos realmente explotables impide, por ejemplo, estudiar la variación del índice de retrodifusión con el ángulo de incidencia. El análisis directo de las imágenes no aporta información pertinente salvo en los casos en que las imágenes son texturadas, lo que únicamente se puede lograr con sistemas de alta frecuencia, y por tanto de gran resolución. Tal tipo de imagen, correspondiente a un fondo arenoso, se muestra en la Figura 1-14.

Luego de corregir los artefactos de medida, la interpretación de la imagen se obtiene luego de un proceso clásico de tratamiento de imágenes.

Sin embargo, algunas aplicaciones exigen un proceso de reconocimiento del fondo marino en tiempo real. Diversas técnicas han sido propuestas a estos efectos:

- El análisis de la señal cruda procedente del sonar, basado en la idea de que las características del eco están estrechamente vinculadas a las propiedades de la interfaz agua/sedimento como, por ejemplo, el hecho de que el espectro de rugosidad (sección 2.1.1) modula la señal retrodifundida.

- El análisis del espectro de la señal retrodifundida. Pace y Gao sugieren la posibilidad de clasificar correctamente seis tipos de fondo [Pace and Gao 1988].



Figura 1-14 Textura de arena tomada con un sonar lateral Klein 3900

El interés principal de este tipo de métodos es que permite la interpretación en el curso mismo de la adquisición de los datos.

De las técnicas de post-procesamiento, las más difundidas son los métodos clásicos de procesamiento de imágenes, como por ejemplo clasificación de texturas [Blondel 1999] [Blondel and Murton 1997] [Subramaniam et. al 1993] y [Reed and Hussong 1989]. En estos trabajos se utiliza el análisis multivariado y algoritmos de identificación de clusters para clasificar las diferentes texturas.

Un método de análisis conjunto de textura e intensidad ha sido propuesto en [Stewart et al. 1994] para clasificar señales de sonar lateral mediante Algoritmos Genéticos.

En [Reut et al. 1985] se propone un método mediante análisis espectral de la señal cruda, con el cual han podido discriminar hasta seis tipos de fondos. Esta técnica puede ser utilizada incluso con sistemas no calibrados.

En [Tamsett 1993] se propone una técnica de segmentación y clasificación utilizando también el espectro de potencia de datos tomados con un sonar lateral.

Sonda multi-haz

El sonar multi-haz también tiene la capacidad de formar imágenes (aunque de menor calidad que el sonar lateral), y las técnicas de clasificación mediante tratamiento de imágenes son también utilizadas en este caso. Pero la principal ventaja para la clasificación, es la posibilidad de conocer con precisión el ángulo de procedencia de la señal.

La dependencia angular de la señal retrodifundida abre grandes posibilidades para la clasificación de fondos. Los modelos de retrodifusión angular se detallan en la sección 2.3.1.

Varios trabajos sobre clasificación se han publicado, explotando el conocimiento de la respuesta angular de retrodifusión:[Beyer et al. 2007], [Bentrem et. al 2002], [Chakraborty et al. 2000], [Clarke et. al 1997] y [Stewart et. al 1994].

La respuesta angular es también utilizada en [Le Chenadec et. al 2007] pero desde un punto de vista estadístico, utilizando la densidad de probabilidad de la intensidad retrodifundida para cada ángulo. Se encuentra una correlación entre, diferentes tipos de fondo y la dependencia angular del parámetro de forma de la densidad de probabilidad. También en otros trabajos se hacen estudios estadísticos cuyos parámetros varían con el ángulo de incidencia. En [Abraham and Lyons 2002] se encuentra una relación entre el parámetro de escala de la densidad de probabilidad de la reverberación, y el coeficiente de retrodifusión y la talla promedio de los dispersores. También se encuentra una relación entre el parámetro de forma y el número de dispersores.

El principal inconveniente de los métodos que explotan los datos proporcionados por sondas multi-haz, es la forma indirecta en que son evaluadas las respuestas angulares. En efecto, los planes de exploración fijan las trayectorias de los sistemas evitando al máximo el cubrimiento redundante de las zonas barridas. No se dispone in ningún caso de respuestas angulares locales. Así, procesos complejos de tratamiento de datos deben ser implementados para inferir la existencia y los límites de zonas homogéneas. Es sobre el conjunto de ecos recibidos en estas zonas que las respuestas angulares son deducidas. Hay entonces una estrecha imbricación entre la determinación de estas respuestas angulares, y los modelos de retrodifusión inyectados a priori para ubicar las zonas homogéneas. Es allí donde reside la dificultad esencial en la clasificación acústica de fondos con los medios actuales. El interés principal del sistema COSMOS es rodear esta dificultad, proporcionando efectivamente respuestas locales.

2. LOS MODELOS

Este capítulo está dedicado a modelar la interacción de las ondas acústicas con el fondo marino. Comenzamos por la modelización estadística de la superficie. Se desarrolla luego detalladamente, un modelo del índice de retrodifusión en función de un grupo de seis parámetros: la velocidad y la atenuación del sonido en el sedimento; la densidad del sedimento; los descriptores estadísticos de la rugosidad de la superficie (intensidad y exponente espectral) y un parámetro de volumen que describe la interacción de las ondas con el volumen del sedimento.

El fondo marino es una interfase sedimentaria compleja, tanto desde el punto de vista de su composición como desde un punto de vista geométrico. A los efectos de caracterizar el fondo a partir de su respuesta acústica, es necesario modelizar tanto el fondo como la interacción de ondas acústicas con él. Para modelarlo, conviene separarlo en dos componentes. Así, consideraremos el fondo como compuesto por una superficie rugosa y por un cuerpo sedimentario debajo de la superficie. Si bien en el eco retrodifundido, no es posible diferenciar cual es la contribución de la superficie y cual es la del sedimento, estas dos componentes intervienen de manera diferente en el cálculo del campo resultante retrodifundido.

En las secciones 2.1 y 2.2 se discute la descripción estadística de la superficie y el sedimento y en la sección 2.3 se resume el modelo físico de retrodifusión.

2.1 DESCRIPCIÓN ESTADÍSTICA DE LA SUPERFICIE

La interfase sedimentaria no tiene una configuración determinista. En consecuencia, el relieve del fondo es considerado como un proceso aleatorio y su descripción se realiza por medio de descriptores estadísticos. Estos descriptores forman parte integral del proceso de caracterización acústica.

Las características geométricas del relieve son muy variadas e involucran diferentes órdenes de magnitud. Clásicamente se separa el relieve en dos tipos de componentes (Figura 2-1).

- Macro-relieve: las variaciones de altura ocurren en grandes distancias (típicamente del orden de algunos metros)
- Micro-escala: se refiere a las elevaciones locales, del orden de algunos centímetros, que son características del fondo considerado.

La manera de separar los dos tipos de escala es en general arbitraria. Esto depende fuertemente de la longitud de onda incidente y se fija normalmente de manera de satisfacer alguna hipótesis teórica dada.

Esta característica del relieve hace que sea posible la prospección acústica de fondos, ya que una interfase perfectamente lisa no produciría retrodifusión.

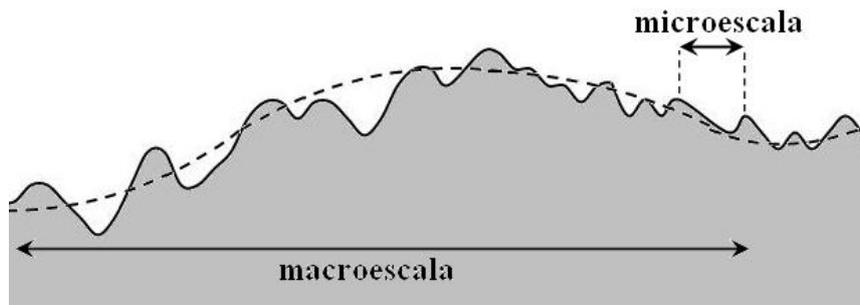


Figura 2-1 Esquema mostrando el macro y el micro relieve del fondo marino

La **difusión de superficie** de ondas acústicas es un fenómeno que depende de dos tipos de características:

- Las que dependen del fondo (naturaleza de la interfase, rugosidad)
- Las que dependen de la onda incidente (frecuencia y ángulo de incidencia)

Los comportamientos varían mucho en función de estos parámetros y más concretamente según la relación entre la longitud de onda y la rugosidad.

Varias hipótesis son hechas para la descripción estadística de la superficie:

Estacionaridad

Una superficie es estacionaria si la probabilidad de que un punto tenga una altura z , es independiente de su posición en la superficie y si todos los descriptores estadísticos que establezcan una medida entre dos o más puntos, dependen únicamente del vector que conecta esos puntos y no depende de su posición en la superficie. En consecuencia la superficie tendrá una invariancia estadística por traslación.

Ergodicidad

Un proceso aleatorio es ergódico si tiene la propiedad de que, cualquier media estadística estimada a partir de un ensemble determinado de eventos, puede ser utilizada como aproximación para la estadística global correspondiente. Una superficie de interfase rugosa puede considerarse ergódica si la zona en la cual son estimados los estadísticos es suficientemente grande como para realmente poder representar la naturaleza aleatoria de la superficie.

Isotropía

Una superficie es isotrópica si sus parámetros estadísticos son independientes de la dirección. La mayor parte de las superficies del fondo marino son isotrópicas. Sin embargo, esta hipótesis excluye algunos tipos de fondo como los formados por “arrugas de arena”. Esto son superficies de arena con pequeñas onditas orientadas en una misma dirección.

2.1.1 Espectro de rugosidad

Una superficie rugosa está definida por sus variaciones de relieve. Sea $z(\mathbf{r})$ la altura de la interfase en un punto $\mathbf{r} = (x, y)$. El plano de referencia horizontal a partir del cual se toma la altura z se elige de manera que $\langle z(\mathbf{r}) \rangle = 0$. La función z se denomina *función de relieve*.

Se define además la *rugosidad cuadrática media* h^2 (h es la rugosidad *rms*) dada por:

$$h^2 = \langle z(\mathbf{r})^2 \rangle \quad (2.1)$$

Una superficie puede ser caracterizada por su espectro de rugosidad (también denominado espectro espacial del relieve). El espectro se define como la Transformada de Fourier espacial 2D de la covarianza $B(\mathbf{r})$ de la función $z(\mathbf{r})$ [Ishimaru 1972]. El espectro se expresa entonces como:

$$W(\mathbf{K}) = (2\pi)^{-2} \iint B(\mathbf{r}) e^{-i\mathbf{K}\cdot\mathbf{r}} d\mathbf{r} \quad \text{con} \quad B(\mathbf{r}) = \langle z(\mathbf{r}_0 + \mathbf{r})z(\mathbf{r}_0) \rangle \quad (2.2)$$

$\mathbf{K} = (K_x, K_y)$ es un vector de onda de módulo $K = 2\pi/\Lambda$ asociado a una frecuencia espacial Λ de relieve.

Bajo las hipótesis establecidas anteriormente, la función aleatoria B depende únicamente de la norma $r = |\mathbf{r}|$. Esta función representa la medida de la escala, en la cual la altura de la superficie presenta cambios. Una exposición extensa del concepto de *espectro de densidad de una función aleatoria* se encuentra en el anexo A de [Ishimaru 1972].

El espectro es normalizado y su integral sobre los valores de K_x y K_y es igual a la rugosidad cuadrática media h^2 .

$$\iint W(\mathbf{K}) d\mathbf{K} = h^2 \quad (2.3)$$

Las dimensiones del espectro son (longitud)⁴. Normalmente, se accede a la descripción de una superficie mediante su espectro de rugosidad. Éste se puede obtener experimentalmente mediante diferentes técnicas, por ejemplo estéreo-fotometría o medidas de conductividad, [Tang et al. 2002] [Briggs et al. 2002] [Briggs 1989]. La covarianza del relieve es entonces deducida mediante la transformada de Fourier inversa de (2.2)

La cantidad $W(\mathbf{K})d\mathbf{K}$ representa la contribución a la rugosidad de la superficie por los vectores de onda comprendidos entre \mathbf{K} y $\mathbf{K}+d\mathbf{K}$. Así, la superficie es considerada como la superposición de ondas de diferente frecuencia espacial. La macroescala se debe a la contribución de ciclos espaciales largos y la microescala es la contribución de ciclos espaciales cortos; la Figura 2-2 ilustra esta idea.

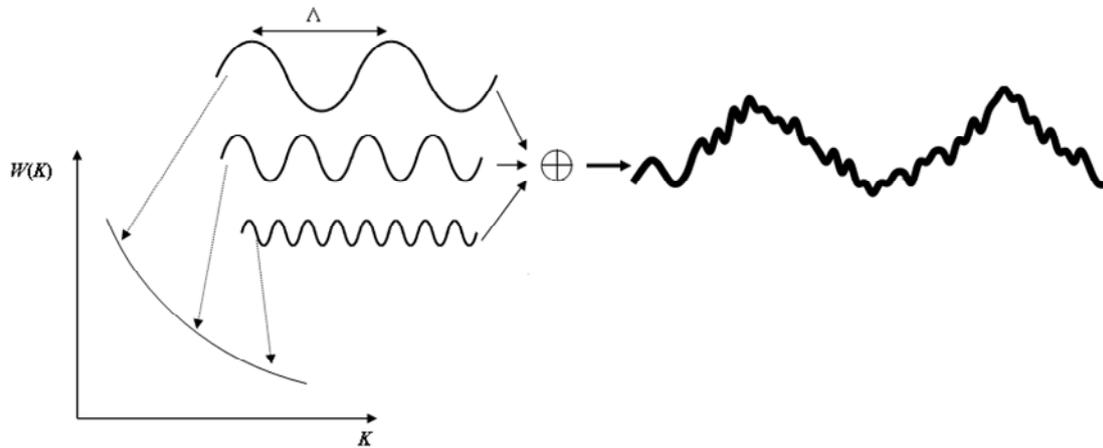


Figura 2-2 Descomposición de la amplitud de una superficie rugosa aleatoria en sus componentes espectrales

Los modelos de difusión utilizan formas de funciones convenientes para el espectro de rugosidad. Estas formas, ajustan bien con los espectros obtenidos experimentalmente. Uno de los espectros isotrópicos más simples y más utilizados es la “ley de potencia”, dada por

$$W(\mathbf{K}) = \frac{w_2}{(h_0 K)^{\gamma_2}} \quad (2.4)$$

Los parámetros w_2 y γ_2 se denominan, respectivamente, intensidad espectral y exponente espectral. La constante h_0 es una longitud de referencia introducida por Jackson y Briggs [Jackson and Briggs1992] para homogeneizar las unidades. De esta forma, w_2 tiene dimensiones de (longitud)⁴ independientemente del valor de γ_2 . Experimentalmente se encuentra que $1,5 < \gamma_2 < 3,5$ [Briggs 1989].

Siendo exponente espectral mayor que la unidad, la rugosidad cuadrática media (ec. (2.3)), no está definida cuando $K \rightarrow 0$. Para definir esta cantidad, es necesario imponer una escala espacial que determine un límite inferior a la norma K . Si la rugosidad media se determina experimentalmente, por ejemplo mediante estereofotografías, esto impone un límite máximo en las dimensiones del campo de visión ($\Lambda < K^{-1}$).

En la Figura 2-3 se muestra el ajuste de la ley de potencia con mediciones realizadas en el experimento SAX99 [Tang et al. 2002].

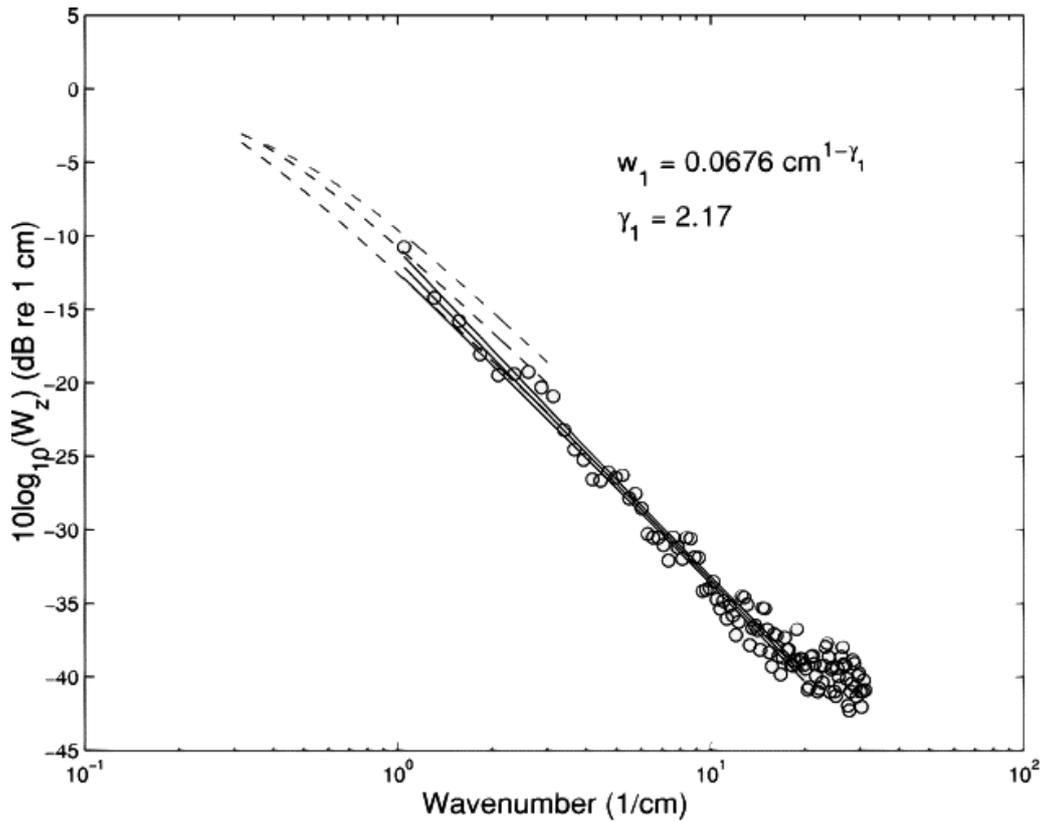


Figura 2-3 Espectro de rugosidad unidimensional medido durante SAX99 [Tang et al. 2002]. Los círculos representan los datos medidos y las líneas sólidas los ajustes mediante la ley de potencia y el intervalo del 95% de confianza.

2.1.1.1 Espectro de rugosidad y la reflexión de Bragg

Si la rugosidad a micro-escala es pequeña respecto a la longitud de onda acústica λ , el campo difundido es la resultante de la contribución continua de los puntos de superficie. Para un ángulo de incidencia θ dado, la contribución coherente a la señal retrodifundida está dominada por la componente del espectro de rugosidad del fondo cuya frecuencia espacial Λ es tal que (Figura 2-4):

$$\Lambda = \frac{\lambda}{2 \sin \theta} \text{ siendo } K = 2k \sin \theta, \quad (2.5)$$

donde $k = 2\pi/\lambda$ es el número de onda acústico

Un experimento para demostrar la retrodifusión de Bragg, a partir de un fondo ondeado artificialmente, es reportado en [Richardson et al. 2001].

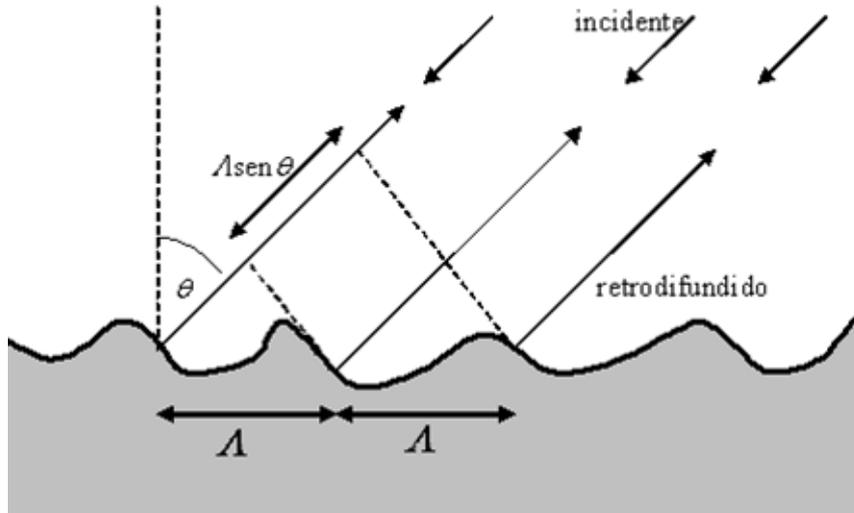


Figura 2-4 Reflexión de Bragg.

2.1.2 Función de estructura

Otro estadístico importante que usaremos en el modelo de retrodifusión de Rayleigh es la denominada *Función de Estructura*, introducida en [Yaglom 1962] y definida de la siguiente manera:

$$D(\mathbf{r}) = E \left\{ [z(\mathbf{r} + \mathbf{r}_0) - z(\mathbf{r}_0)]^2 \right\} \quad (2.6)$$

La función de estructura se relaciona con el espectro de rugosidad a través de:

$$D(\mathbf{r}) = 2 \iint (1 - \cos(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r})) W(\mathbf{K}) d\mathbf{K} \quad (2.7)$$

Para el espectro de rugosidad isotrópico dado en (2.4) la función de estructura se puede obtener analíticamente,

$$D(r) = C_h^2 r^{2\alpha} \quad (2.8)$$

donde
$$C_{h_0}^2 = \frac{2\pi w_2 \Gamma(2-\alpha) 2^{-2\alpha}}{h_0^2 \alpha(1-\alpha) \Gamma(1+\alpha)} \text{ y } \alpha = \frac{\gamma_2}{2} - 1, \quad 0 < \alpha < 1 \quad (2.9)$$

La función de estructura da una medida de la rugosidad que es simple de interpretar. Para un fondo normal, valores razonables de los parámetros de la función de estructura son: $\alpha \approx 0,63$, $C_h r^\alpha \approx 3 \text{ cm}$ con $R = 100 \text{ cm}$. En otras palabras, la diferencia (rms) de altura entre dos puntos separados 100 cm, es alrededor de 3cm. Si se asume que la ley de potencia para el espectro se mantiene a grandes escalas, la diferencia rms de alturas aumenta suavemente cuando la separación de los puntos crece. Para una separación de 100 m la diferencia altura rms es de unos 60 cm.

2.1.3 Parámetro de Rayleigh

Otro parámetro importante en la descripción estadística de una superficie rugosa es el *Parámetro de Rayleigh*. En este parámetro se pone en evidencia que el grado de rugosidad de una superficie depende, del ángulo de incidencia y de la relación entre la longitud de onda y las variaciones de altura. El parámetro de Rayleigh especifica la escala vertical de la rugosidad y está dado por,

$$P = 2kh \cos \theta \quad (2.10)$$

donde k representa el número de onda acústico, θ el ángulo de incidencia y h la rugosidad *rms*

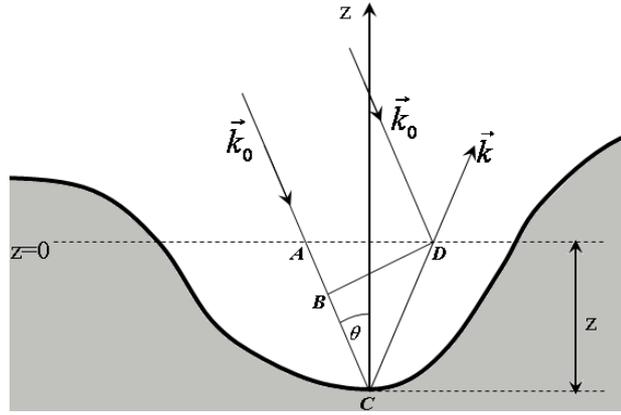


Figura 2-5 Interpretación del parámetro de Rayleigh.

El Parámetro de Rayleigh tiene una interpretación física simple. Consideremos la reflexión del sonido en la superficie rugosa $z(\mathbf{r})$. El cambio de fase relativo al plano de referencia $\langle z(\mathbf{r}) \rangle = 0$ a lo largo del rayo ACD es (Figura 2-5)

$$\Delta\phi = k(2CD - AB) = 2kz \cos \theta \quad (2.11)$$

Entonces, el *rms* de $\Delta\phi$ es exactamente el parámetro de Rayleigh

$$\left[\langle (\Delta\phi)^2 \rangle \right]^{1/2} = 2kh \cos \theta, \quad h = \sqrt{\langle z^2 \rangle} \quad (2.12)$$

Cuando $P \ll 1$, $h/\lambda \rightarrow 0$ y/o $\theta \rightarrow \pi/2$, entonces la superficie refleja la mayor parte de la energía en la dirección especular como una onda coherente, esto se interpreta como una rugosidad *pequeña*. Si $P \gg 1$ la rugosidad es *grande*, lo cual causa una fuerte difusión no coherente bajo un amplio intervalo angular.

2.2 DESCRIPCIÓN ESTADÍSTICA DE LAS HETEROGENEIDADES DE VOLUMEN

Resumimos aquí las características principales del sedimento en la perspectiva de los objetivos de esta tesis. Este análisis se limita a sedimentos superficiales (centímetros o algunos metros) tales como los que se encuentran en las plataformas continentales hasta una profundidad de 100-150. Una descripción en profundidad sobre este tema, así como múltiples referencias se encuentran en [Jackson and Richardson 2007].

El depósito de sedimentos sobre el fondo marino es en general un proceso complejo, producto de la erosión, la fricción, actividades biológicas, reacciones químicas, el transporte de corrientes y la acumulación. Todos estos fenómenos contribuyen a dar una gran variabilidad espacial y temporal así como una gran heterogeneidad. Esta heterogeneidad da origen a la esencia de la problemática general de la caracterización geológica de sedimentos.

Por un lado, existe una heterogeneidad espacial tanto en el sentido vertical (lo cual revela la historia del proceso de sedimentación) como horizontal (variabilidad geográfica). Por otro lado, está la heterogeneidad interna de los sedimentos causada por su propia composición granular, conteniendo granos de diferentes tallas y naturaleza. Estas heterogeneidades son acentuadas además por la presencia de agregados calcáreos, valvas de moluscos, burbujas de aire, vegetales, e inclusiones de diferentes tipos. La **difusión de volumen** es causado por estas heterogeneidades y depende de su magnitud y de su escala espacial.

En los modelos acústicos de **difusión de volumen**, se distinguen las heterogeneidades en aleatorias y no-aleatorias. La parte no-aleatoria de los parámetros físicos del sedimento es el promedio de estos parámetros sobre la región de interés, mientras que la parte aleatoria es la fluctuación en torno a estos promedios. Para que estas definiciones sean útiles, es necesario que los promedios sean tomados sobre grandes regiones en las cuales las heterogeneidades aleatorias sean estadísticamente iguales; es decir espacialmente estacionarias. Los promedios se toman normalmente sobre coordenadas horizontales, de manera que la parte no-aleatoria dependerá únicamente de la coordenada vertical (z) introduciendo los gradientes verticales. La parte aleatoria es descrita estadísticamente, comúnmente en términos de varianza, covarianza o espectros de potencia.

Consideremos un par de parámetros genéricos α y β (por ejemplo, velocidad de compresión y densidad del sedimento) los cuales expresamos como la suma de su promedio (parte no-aleatoria) mas su fluctuación (parte aleatoria).

$$\alpha(x, y, z) = \langle \alpha(x, y, z) \rangle [1 + \gamma_\alpha(x, y, z)]. \quad (\text{Ídem para } \beta) \quad (2.13)$$

La fluctuación γ_α resulta una cantidad normalizada adimensionada. Despreciando las variaciones a gran escala horizontales, se asume que el promedio depende únicamente de la coordenada vertical.

$$\langle \alpha(x, y, z) \rangle = \bar{\alpha}(z). \quad (\text{Ídem para } \beta) \quad (2.14)$$

Desde el punto de vista de los modelos de retrodifusión de volumen, las propiedades esenciales de las fluctuaciones están contenidas en la covarianza.

Se asume en estos modelos que las fluctuaciones son procesos aleatorios estacionarios en las coordenadas horizontales (x, y). Es decir, las medidas estadísticas tales como densidades de probabilidad y momentos dependen únicamente de la diferencia de coordenadas.

No hay estacionaridad en la coordenada vertical ya que es justamente en esa coordenada donde se producen los gradientes más importantes. No obstante ello, se considera el sedimento como estratificado en capas horizontales y se puede asumir la estacionaridad por capas. Teniendo en cuenta estas consideraciones, la covarianza entre la fluctuación de dos parámetros α y β (donde se incluye el caso $\alpha = \beta$) está dada por

$$B_{\alpha\beta}(\mathbf{r}) = \langle \gamma_\alpha(\mathbf{r}_0) \gamma_\beta(\mathbf{r}_0 + \mathbf{r}) \rangle, \quad \mathbf{r} = (x, y, z) \quad (2.15)$$

donde \mathbf{r} y $\mathbf{r}_0 + \mathbf{r}$ deben pertenecer a la misma capa

Análogamente al espectro 2D definido para la superficie, se define la densidad espectral como la transformada de Fourier espacial de la covarianza. Para una capa, el espectro es entonces:

$$W_{\alpha\beta}(\mathbf{K}) = (2\pi)^{-3} \iiint B_{\alpha\beta}(\mathbf{r}) e^{-i\mathbf{K}\cdot\mathbf{r}} d\mathbf{r} \quad (2.16)$$

El vector de onda $\mathbf{K} = (K_x, K_y, K_z)$ tiene módulo $K = \frac{2\pi}{\Lambda}$, donde nuevamente Λ es la longitud de onda característica de las fluctuaciones. En el caso de $\alpha \neq \beta$, W se denomina espectro cruzado.

La definición del espectro es tal que, como en el caso 2D, su integral sobre una región dada del espacio \mathbf{K} , da la contribución de las diferentes longitudes de onda, a la varianza normalizada del parámetro en cuestión. Es decir,

$$\iiint W_{\alpha\alpha}(\mathbf{K}) d\mathbf{K} = \hat{\sigma}_\alpha^2 \quad (2.17)$$

donde

$$\hat{\sigma}_\alpha^2 = \frac{\langle [\delta\alpha(\mathbf{r})]^2 \rangle}{\alpha^2} \quad (2.18)$$

Mediante técnicas de tomografía acústica realizadas en diferentes sedimentos, se han obtenido imágenes de fluctuaciones de velocidad de compresión y de densidad. A partir de estas imágenes se han calculado los espectros 3D de estos parámetros [Yamamoto 1995] [Yamamoto 1996]. Como en el caso 2D, en la mayoría de los casos se encontró que, una ley de potencia para el espectro ajusta bien los datos.

La forma explícita de la ley, depende naturalmente de las consideraciones de isotropía y homogeneidad. La expresión utilizada por Yamamoto en una versión simplificada se escribe

$$W_{\alpha\beta}(\mathbf{K}) = \frac{W_{3\alpha\beta}}{\left[\Delta^2 (K_x^2 + K_y^2) + K_z^2 + L_c^{-2} \right]^{\frac{\gamma_3}{2}}} \quad (2.19)$$

El grado de anisotropía en (2.19) está dado por Δ ; se asume que el sedimento es isotrópico en las direcciones x y y . Si $\Delta > 1$, las fluctuaciones tienen mayor contenido en altas frecuencias espaciales (baja longitud de correlación) en la dirección vertical que en la horizontal, y viceversa. El parámetro L_c es la longitud de correlación en dirección vertical y L_c/Δ es la longitud de correlación en dirección horizontal.

Si $\Delta=1$, el medio es isotrópico en todas direcciones. Si además, la longitud de correlación es infinita, el espectro (2.19) se transforma en una ley de potencia pura,

$$W(K) = \frac{W_3}{K^{\gamma_3}} \quad (2.20)$$

Esta última forma es a menudo usada en **difusión de volumen** y tiene la ventaja que requiere sólo dos parámetros. Es una aproximación razonable si la longitud de correlación es mayor que la longitud de onda acústica [Jackson and Richardson 2007].

En todos los casos las estadísticas deben ser calculadas a escalas comparables a la longitud de onda o mayores.

La mayoría de los modelos de **difusión de volumen** requieren espectros que describen la fluctuación espacial de la densidad media del sedimento y de la velocidad de compresión, ya que la variación en estos parámetros es lo que produce la difusión.

Otros modelos utilizan descriptores estadísticos de dispersores acústicos discretos tales como inclusiones de piedras o caparzones de moluscos.

De todas las propiedades físicas de las heterogeneidades sedimentarias, relevantes para la prospección acústica, sólo unos pocos se han podido medir con cierta precisión. En los últimos años se han desarrollado varias técnicas de medición de estos parámetros (rayos X, tomografía acústica). Además de los trabajos de Yamamoto, ya citado, se puede consultar por ejemplo las referencias [Chotiros et al. 2002] [Chu et al. 2001]. En particular citamos el experimento SAX99 (Sediment Acoustics Experiment 1999) por su importancia relevante en cuanto a técnicas utilizadas y resultados [SAX 2001 a] [SAX 2001 b].

2.3 DIFUSIÓN POR EL FONDO MARINO

Las fronteras del medio marino (superficie y fondo) están lejos de ser superficies reflectoras planas, donde la interacción con ondas acústicas se describe únicamente mediante las leyes de reflexión y refracción de ondas planas. Estas interfases pueden considerarse, en promedio, localmente planas, con una rugosidad en micro-escala cuya influencia será significativa si su dimensión característica es, al menos, comparable con la longitud de onda acústica.

Una parte de la energía incidente será reflejada por la superficie en la dirección especular con una pérdida de amplitud (parte coherente de la señal). Mientras que el resto de la energía es difundida en todo el espacio, incluyendo la dirección “hacia atrás” de regreso a la fuente (señal retrodifundida). La importancia relativa de la componente especular y difundida dependerá de la rugosidad de la superficie, es decir de la relación entre la amplitud característica del relieve y la longitud de onda de la señal acústica.

2.3.1 Índice de retrodifusión

El campo acústico difundido por el fondo es la superposición de dos componentes. Por un lado, el campo difundido por la superficie, vinculada a la rugosidad y al cambio de impedancia acústica en la interfase agua-sedimento. Por otro lado, el campo difundido por el volumen generado por las inhomogeneidades del sedimento (Figura 2-6). Se definen entonces dos coeficientes que cuantifican estas contribuciones.

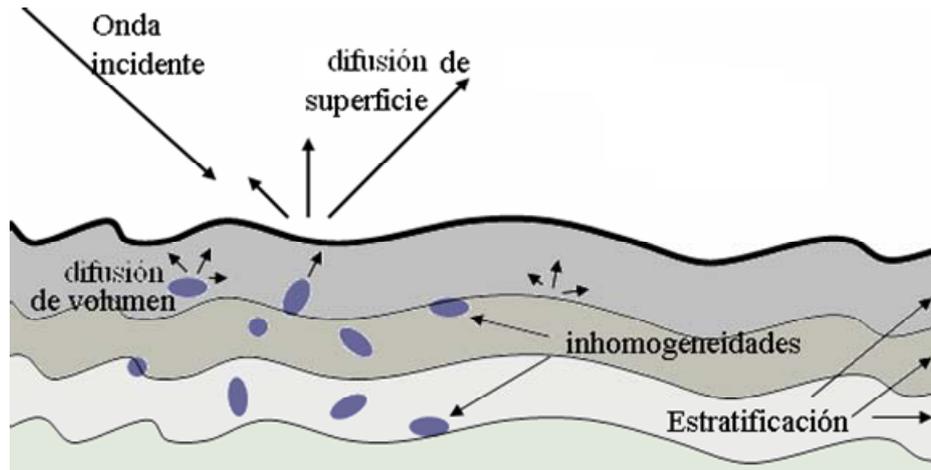


Figura 2-6 Difusión de superficie y de volumen de una onda acústica por el fondo marino

Coefficiente de difusión

Se define como la razón de la intensidad incidente a la intensidad difundida, a un metro de distancia del blanco, por unidad de área o volumen.

Sea I_i la intensidad de la onda incidente supuesta plana, en la dirección dada por el ángulo θ_i ; sea I_s la intensidad del campo difundido por una superficie de área A (o un volumen V), a una distancia de 1m en la dirección dada por θ_s . Los coeficientes de difusión de superficie m_{rug} y de volumen m_{vol} se definen como,

$$m_{rug}(\theta_i, \theta_s) = \frac{r^2 I_s^{sup}}{I_i A} \quad (2.21)$$

$$m_{vol}(\theta_i, \theta_s) = \frac{r^2 I_s^{vol}}{I_i V}$$

donde r es la distancia de la superficie difusora (o el volumen) al punto de observación. Esta distancia debe ser suficientemente grande para que sea válida la aproximación del campo lejano. Es decir, $r \gg \frac{l^2}{\lambda}$ donde l es la dimensión lineal media del blanco.

Así definido, el *coeficiente de difusión* es el poder difusor intrínseco de un blanco, independientemente de su talla y de la distancia entre el blanco y el punto de observación.

Los sistemas sonares “escuchan” desde el mismo lugar de donde emiten y por lo tanto el ángulo $\theta_i = \theta_s = \theta$ y los coeficientes de difusión devienen en coeficientes de *retrodifusión* $m_{vol} = m_{vol}(\theta)$ y $m_{rug} = m_{rug}(\theta)$.

Índice de retrodifusión

El índice de retrodifusión $m(\theta)$, se define como la suma de las contribuciones de la superficie y el volumen en decibeles.

$$m(\theta) = 10 \log(m_{vol}(\theta) + m_{rug}(\theta)) \quad (2.22)$$

2.3.2 Modelo de retrodifusión APL-UW

Los modelos de retrodifusión tienen por objetivo obtener expresiones explícitas (o implícitas) para los coeficientes de retrodifusión, en función del ángulo de incidencia, las características de la onda incidente y las propiedades de la superficie y el sedimento.

Estos modelos están basados en la difusión vinculada a la rugosidad del fondo [Clay and Medwin 1977] [Kuo 1964] y la difusión de volumen vinculada a las inhomogeneidades del sedimento [Ivakin and Lysanov 1981] [Hines 1990] [Tang 1991]. Modelos combinando las dos contribuciones [Jackson et al. 1986a] [Mourad and Jackson 1989], y su importancia relativa, ha sido desarrollada en detalle en [Jackson and Briggs 1992].

Uno de los modelos más completo hasta el momento es el desarrollado por Applied Physics Laboratory - University of Washington (APL-UW). [Jackson and Briggs 1992]. [Mourad and Jackson 1993], [Jackson et al. 1986a], [Mourad and Jackson 1989] y [APL 1994]. Este modelo integra difusión de superficie y de volumen, tomando en cuenta también los fondos duros y muy rugosos (roca y gravilla). Se aplica a frecuencias comprendidas entre 10 kHz y 100kHz, y ha sido testeado con éxito para diversos tipos de sedimento [Williams et al. 2002] [Jackson and Briggs 1992] [Mourad and Jackson 1993] [Jackson et al. 1996].

Salvo para los fondos duros, el modelo supone una interfase de dos fluidos de extensión infinita cuyos parámetros son constantes (sin gradiente vertical).

En el entorno de los 100 kHz (frecuencia de funcionamiento del sistema COSMOS), la atenuación es tal que las ondas interactúan con el fondo sedimentario hasta una profundidad de algunos centímetros [Hamilton 1972]. En una capa de espesor tal los gradientes se pueden expresar como nulos. Esta capa presenta en general sedimentos no consolidados cuyo comportamiento es más bien el de un fluido que un sólido.

Por otro lado, en fondos arenosos a 100 kHz, el coeficiente de atenuación de las ondas de corte (cizalla) es del orden de 10^3 dB/m, mientras que para las ondas de compresión es del orden de 10^1 dB/m [Buckingham 2005]. A la misma frecuencia en fondos blandos, las ondas de corte son casi inexistentes o su velocidad de propagación es del orden de 10^{-3} veces la velocidad de compresión. En fondos arenosos la velocidad de las ondas de corte es aun 100 veces más débil que la velocidad de compresión [Williams et al. 2002]. Estos resultados hacen que el modelo de fluido sea adecuado en este tipo de sedimento a 100 kHz.

En sedimentos rocosos la situación es muy diferente pero en este caso no hay casi penetración en el sedimento y casi toda la energía retrodifundida proviene de la superficie.

En el capítulo 5 usaremos el modelo APL-UW para ajustar las curvas de retrodifusión angular obtenidas con el sonar COSMOS y caracterizar las respuestas de los diferentes tipos de fondo.

Para modelar el coeficiente de retrodifusión m_{rug} debido a la rugosidad, tres aproximaciones son utilizadas:

- Para rugosidades suaves y moderadas (por ejemplo barro y arena) y ángulos de incidencia próximos a la normal hasta 60° , m_{rug} se calcula utilizando la *aproximación de Kirchhoff*.

- Para el mismo tipo de rugosidad, se utiliza la aproximación de *rugosidad compuesta* más allá de los 60° de incidencia, es decir, rasancias comprendidas entre 0° y 30°.
- Para fondos de alta rugosidad (por ejemplo gravilla y roca) se utiliza una expresión empírica válida para todos los ángulos [APL 1987].

El cálculo final del coeficiente de retrodifusión de rugosidad se obtiene interpolando estas tres aproximaciones.

Para calcular el coeficiente de retrodifusión de volumen m_{vol} se utiliza el modelo de [Stockhausen 1963].

En todos los casos estos modelos hacen uso del coeficiente de reflexión definido por:

$$R(\gamma) = \frac{\mu - 1}{\mu + 1} \quad \text{con} \quad \begin{cases} \mu = \frac{\rho \sin \gamma}{\sqrt{\kappa^2 - \cos^2 \gamma}} \\ \kappa = k_2/k_1 = \frac{1 + i\delta}{\nu} \end{cases} \quad (2.23)$$

donde γ es el ángulo de rasancia, ρ es la densidad del sedimento en relación a la del agua, k_1 y k_2 son los números de onda acústicos en el agua y el sedimento respectivamente. Estos últimos son complejos a causa de la atenuación en el sedimento. En el modelo APL-UW, la atenuación en el sedimento se introduce por medio del **parámetro de pérdida** δ . La razón κ es evaluada entonces utilizando δ y la razón ν de velocidades sedimento/agua.

2.3.2.1 Aproximación de Kirchhoff (método de los planos tangentes)

Esta aproximación es utilizada para ángulos de rasancia desde 90° hasta ángulos moderados y es válida en los casos en que la longitud de onda acústica incidente es pequeña en relación a las dimensiones horizontales de la rugosidad. Es decir, se puede considerar que la superficie es un plano infinito tangente al punto de difusión. El fondo es visto como una composición de planos tangentes al relieve suave, dispuestos aleatoriamente, donde se aplica la acústica geométrica.

La aproximación de Kirchhoff da una expresión en forma de integral para el cálculo del coeficiente de retrodifusión por rugosidad (ver por ejemplo [Ishimaru 1972]). Para incidencia normal, existe una solución exacta de la integral, de donde se puede derivar la siguiente aproximación para una amplia gama de ángulos de rasancia [Mourad and Jackson 1989]

$$m_{kr}(\gamma) = \frac{bq_c |R(90^\circ)|^2}{8\pi [\cos^{4\alpha}(\gamma) + aq_c^2 \sin^4(\gamma)]^{\frac{1+\alpha}{2\alpha}}} \quad \text{donde } \alpha = \frac{\gamma_2}{2} - 1 \text{ y } 40^\circ \leq \gamma < 90^\circ \quad (2.24)$$

Los parámetros a , b , y q_c se derivan de la función de estructura definida en (2.7) a (2.9) para un espectro de rugosidad isotrópico. Estos parámetros se expresan explícitamente:

$$q_c = C_h^2 2^{(1-2\alpha)} k^{2(1-\alpha)} \quad y \quad \left\{ \begin{array}{l} a = \left[\frac{8\alpha^2 \Gamma\left(\frac{1+\alpha}{2\alpha}\right)}{\Gamma\left(\frac{1}{2}\right) \Gamma\left(\frac{1}{\alpha}\right) \Gamma\left(\frac{1}{2\alpha}\right)} \right]^{2\alpha} \\ b = (2\alpha)^{-1} a^{\left(\frac{1}{2} + \frac{1}{2\alpha}\right)} \Gamma\left(\frac{1}{\alpha}\right) \end{array} \right. \quad (2.25)$$

2.3.2.2 Aproximación de rugosidad compuesta

La esencia de la aproximación de rugosidad compuesta (RC) es separar la rugosidad de la superficie en la contribución de una rugosidad de micro-escala mas una rugosidad de macro-escala. La rugosidad a pequeña escala debe ser tal que sea válida la teoría de perturbaciones pequeñas y la rugosidad a gran escala debe ser tal que el fondo pueda ser considerado como plano.

En términos del espectro de rugosidad, se asume que la micro-escala (longitudes de onda pequeñas) causa la difusión, mientras que la macro-escala simplemente inclina el fondo alterando el ángulo de incidencia (o rasancia), provocando eventualmente sombra acústica. La figura (Figura 2-7) ilustra esta idea.

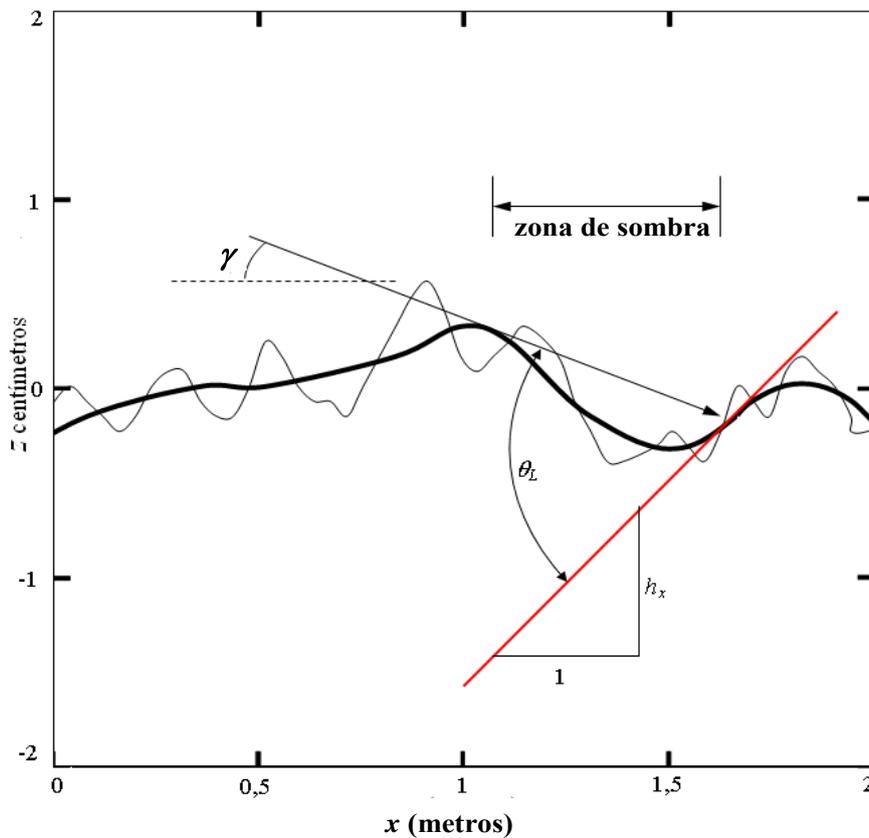


Figura 2-7 Esquema en dos dimensiones ilustrando las principales ideas de la aproximación de la rugosidad compuesta. La flecha inclinada muestra un rayo con un ángulo de rasancia γ tangente a la cresta de la rugosidad macro-escala. El rayo incide bajo un ángulo de rasancia θ_L sobre el macro-relieve, cuya pendiente a gran escala es h_x

La división entre pequeña y gran escala se realiza mediante un corte (cutoff) en el número de onda K_c . La elección de este número de onda difiere entre diferentes autores. En el modelo APL-UW se utiliza el criterio dado en [Jackson et al. 1986a]

$$2kh < 1 \quad (2.26)$$

donde k es el número de onda acústico y h la rms de rugosidad definida en (2.1).

La aproximación RC sólo puede ser utilizada si el número de onda de corte es menor que el número de onda de Bragg, lo que limita la aplicación de la aproximación RC a ángulos de rasancia lejanos a 90° . En el modelo APL-UW se aplica la aproximación para ángulos de rasancia menores a 40° .

Otra restricción en la aproximación RC es que la pendiente a gran escala debe ser tal que su valor rms sea pequeño. La pendiente cuadrática media a gran escala σ_L se calcula como

$$\sigma_L^2 = \frac{1}{2} \int_{K < K_c} K^2 W(K) d^2 K = \frac{(2\pi w_2 h_0^{-\gamma})^{\frac{1}{\alpha}} \left(\frac{k^2}{\alpha}\right)^{\frac{1-\alpha}{\alpha}}}{2(1-\alpha)} \quad (2.27)$$

siendo W la ley de potencia isotrópica (2.4) y w_2 **la intensidad espectral**. Este parámetro también interviene en el modelo APL-UW como parámetro de entrada.

El subíndice L significa macro-escala y la condición de “pequeña pendiente a gran escala” se impone como $\sigma_L < 0,1$.

Si el ángulo de rasancia no supera el entorno de 70° y el rms de la pendiente a gran escala es pequeño, el ángulo local de rasancia se puede aproximar por (Figura 2-7)

$$\theta_L = \gamma + h_x \quad (2.28)$$

donde h_x es el valor local de la pendiente a gran escala en el plano vertical que contiene la recta que conecta la fuente y la región difusora.

Asumiendo que la pendiente a gran escala es una variable aleatoria con distribución gaussiana, el coeficiente de retrodifusión m_{rc} en la aproximación RC se calcula promediando el coeficiente de retrodifusión de la rugosidad a pequeña escala, pesado con la distribución de la pendiente a gran escala.

Así,

$$m_{rc}(\gamma) = S(\gamma, \sigma_L) \frac{1}{\sigma_L \sqrt{\pi}} \int_{-\gamma}^{\infty} m_p(\gamma + h_x) \exp\left(-\frac{h_x^2}{\sigma_L^2}\right) dh_x \quad (2.29)$$

En esta expresión, m_p es el coeficiente de retrodifusión calculado a partir de la teoría de pequeñas perturbaciones para rugosidades pequeñas (ver por ejemplo [Brekhovskikh and Lysanov 1991]). El factor $S(\phi, \sigma_L)$ en (2.29) es una corrección incluida para tener en cuenta el efecto de sombra de la superficie a gran escala [Wagner 1967] cuya expresión es

$$S(\gamma, \sigma_L) = \frac{1 - e^{-2Q}}{2Q}, \quad (2.30)$$

donde
$$Q = \frac{\pi^{1/2} e^{-t^2} - t(1 - \text{erf}(t))}{4t} \quad \text{y} \quad t = \sigma_L^{-1} \tan \gamma. \quad (2.31)$$

El cálculo de la integral en (2.29) exige encontrar primeramente una aproximación para el coeficiente de retrodifusión m_p . Esta aproximación fue obtenida en [Kuo 1964], modificada por [Mourad and Jackson 1989], a partir del desarrollo a primer orden de la teoría de perturbaciones en un sedimento fluido [Ishimaru 1972]. El coeficiente m_p se expresa como

$$m_p(\gamma) = 4k^4 \sin^4(\gamma) |Y(\gamma)|^2 W(k_\gamma), \quad (2.32)$$

donde el subíndice p significa tratamiento perturbativo de la retrodifusión de superficie, k es el número de onda acústico, y W es el espectro de rugosidad isotrópico (2.4). El exponente espectral γ_2 se elige tal que,

$$2 < \gamma_2 < 4 \quad (2.33)$$

El espectro de rugosidad es evaluado en,

$$k_\gamma = [4k^2 \cos^2 \gamma + (k/10)^2]^{1/2} \quad (2.34)$$

El término $(k/10)^2$ es agregado al término de Bragg para asegurar la finitud de dos estadísticos importantes en la aproximación de rugosidad compuesta: el *rms* de rugosidad en la micro-escala (ecuación (2.1)) y el *rms* de la pendiente en la macro-escala (ecuación (2.27)). Esta modificación evita las singularidades pero no modifica el comportamiento de la respuesta del modelo.

El factor $|Y(\gamma)|^2$ en la ecuación (2.32) rinde cuenta de las condiciones de frontera de la interfase fluido-fluido. Explícitamente la función compleja $Y(\gamma)$ se expresa,

$$Y(\gamma) = \frac{(\rho - 1)^2 \cos^2 \gamma + \rho^2 - \kappa^2}{[\rho \sin \gamma + P(\gamma)]^2} \quad \text{con} \quad P(\gamma) = \sqrt{\kappa^2 - \cos^2 \gamma} \quad (2.35)$$

La introducción del parámetro de pérdida en (2.32) a través de κ evita el fenómeno de ruptura de la respuesta angular en el ángulo crítico que aparece en [Jackson et al. 1986a].

La aproximación de la integral (2.29) (incluyendo el factor $1/\sigma_L \sqrt{\pi}$), con m_p dado en (2.32), fue obtenida por Mourad y Jackson [Mourad and Jackson 1989] y se escribe:

$$I(\gamma, m_p, \sigma_L) = \pi^{-1/2} \sum_{n=-1}^{n=1} a_n m_p(\gamma - \gamma_n) \quad (2.36)$$

donde
$$\begin{cases} a_{-1} = a_1 = 0,295410 \\ a_0 = 1,181636 \end{cases} \quad \text{y} \quad \begin{cases} \gamma_{-1} = -\gamma_1 = 1,224745 \arctan \sigma_L \\ \gamma_0 = 0,0 \end{cases} \quad (2.37)$$

En resumen, el índice de retrodifusión en la aproximación RC se calcula según:

$$\boxed{\begin{array}{ll} m_{rc} = S(\gamma, \sigma_L) I(\gamma, m_p, \sigma_L) & \text{si } 0 < \gamma < 40^\circ \\ m_{rc} = 0 & \text{si } 40^\circ \leq \gamma \end{array}} \quad (2.38)$$

donde $I(\gamma, m_p, \sigma_L)$ está dado en (2.36) y $S(\gamma, \sigma_L)$ en (2.30)

2.4 SUPERFICIES MUY RUGOSAS

La respuesta de retrodifusión observada en roca y gravilla es relativamente alta e implican parámetros de rugosidad que, generalmente caen fuera del rango de validez de la aproximación de Kirchhoff y la aproximación RC. En estos casos el modelo APL-UW utiliza un ajuste empírico para obtener el coeficiente de retrodifusión de superficies muy rugosas m_{mr}

$$\boxed{m_{mr}(\gamma) = \sigma_1 \sin^n \left(\frac{\pi}{1 + 0,81\gamma_c^2/\gamma^2} \right) + \frac{0,0260 |R(90^\circ)|^2}{s^2 \left(1 + (\gamma - \pi/2)^2 / 2,6s^2 \right)^{1,9} (1 + 0,81\gamma_c^2/\gamma^2)}} \quad (2.39)$$

Los parámetros n y σ_1 están dados por,

$$n = 0,7263s^{-1/3}, \quad \sigma_1 = \frac{0,04682s^{2,25}v^{3,25} \left((1 + 2/\rho)v^2 + 1 \right)^2}{1 + 3,54s/\gamma_c} \quad (2.40)$$

La expresión del ángulo crítico γ_c depende de la razón de velocidades

$$\begin{array}{ll} \gamma_c = \text{acos}(1/v) & \text{si } v \geq 1,001 \\ \gamma_c = 2,5613^\circ & \text{si } v < 1,001 \end{array} \quad (2.41)$$

El coeficiente de retrodifusión de superficie m_{rug} se obtiene finalmente mediante una interpolación de las ecuaciones (2.24), (2.38) y (2.39).

2.4.1.1 Retrodifusión de volumen

La expresión de retrodifusión de volumen del modelo APL-UW es una generalización del modelo de Stockhausen [Stockhausen 1963]. Originalmente el modelo incluye refracción. En la versión presentada aquí se incluyen correcciones que tienen en cuenta el efecto de absorción y además, se tiene en cuenta las pendientes de la superficie y efecto de sombra, análogas a la ecuación (2.38). El índice de retrodifusión de volumen se expresa como

$$\boxed{m_{vol}(\gamma) = S(\gamma, \sigma_L) I(\gamma, m_{pv}, \sigma_L)} \quad (2.42)$$

Para evaluar $I(\gamma, m_{pv}, \sigma_L)$ se utilizan las ecuaciones (2.36) y (2.37) reemplazando m_p por m_{pv} ,

$$m_{pv}(\gamma) = \frac{5\delta\sigma_2 |1 - R^2(\gamma)|^2 \sin^2 \gamma}{v \ln(10) |P(\gamma)|^2 \text{Im}\{P(\gamma)\}} \quad (2.43)$$

Las expresiones $P(\gamma)$ y $R(\gamma)$ están dadas respectivamente en (2.35) y (2.23).

El **parámetro de volumen** σ_2 es otro de los parámetros de entrada del modelo APL-UW. En general no se tienen medidas precisas de este parámetro y normalmente se ajusta de manera empírica a partir de las curvas de retrodifusión angular. Los parámetros ν y δ son la razón de velocidades y el parámetro de pérdida ya introducidos en (2.23)

2.4.1.2 Desempeño del modelo para diferentes tipos de fondos

El índice total de retrodifusión angular se obtiene finalmente utilizando la definición (2.22), donde m_{vol} se calcula con (2.42) y m_{rug} se obtiene por interpolación.

La Figura 2-8 muestra las curvas del índice de retrodifusión angular calculadas con el modelo APL-UW para siete tipos diferentes de sedimentos. Se utilizaron los parámetros de entrada correspondientes dados en la Tabla 5-2 (filas con fondo gris).

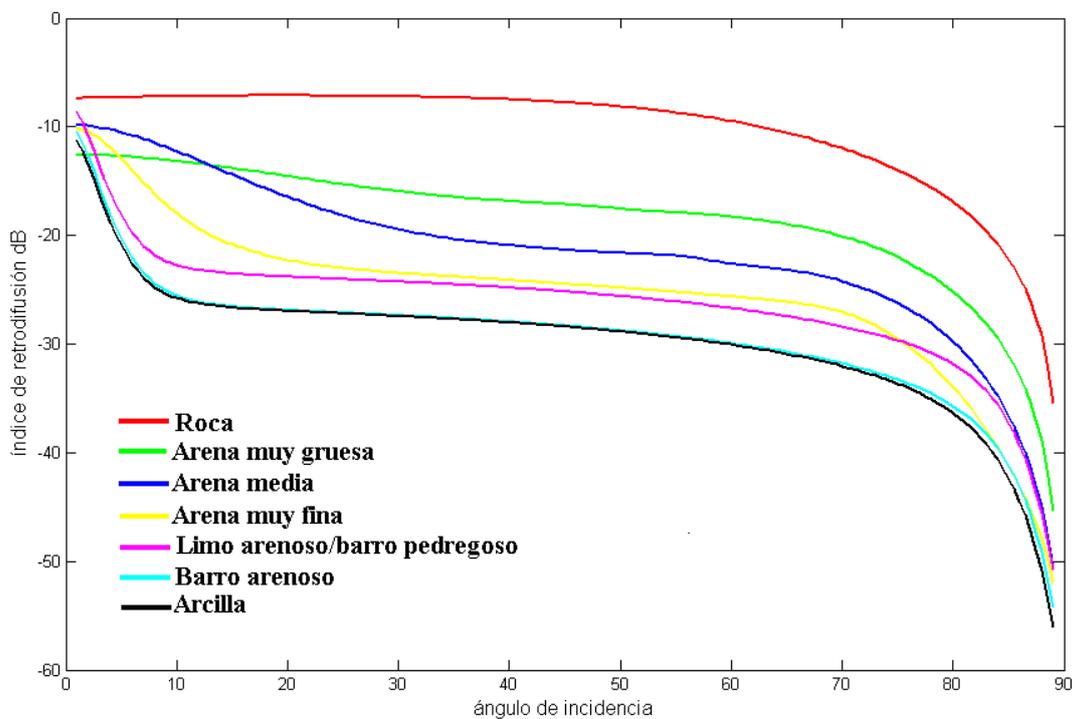


Figura 2-8 Índices de retrodifusión resultados del Modelo APL-UW para algunos tipos de fondo con los parámetros de la Tabla 5-2.

En el capítulo 5 usaremos este modelo para resolver el *problema inverso*. Una vez hecha la segmentación del fondo mediante la clasificación de las respuestas angulares, buscaremos los parámetros del modelo mediante un ajuste con las curvas de retrodifusión experimentales

3. DATOS, REPARTICIÓN ANGULAR Y ERRORES

Se presenta en este capítulo la cadena de tratamiento de los datos brutos adquiridos por el sonar, así como la descripción de los sistemas de coordenadas utilizados para localizar el origen de la señal y el estudio de los errores debido a la pendiente del fondo y la refracción del sonido. Se expone también el procedimiento utilizado para obtener una cobertura completa del fondo con una amplia gama de ángulos de vista.

3.1 PRE-TRATAMIENTO DE LOS DATOS

Los datos brutos registrados y guardados en CD han sido sometidos a una serie de correcciones y compensaciones utilizando la calibración del sistema hecha en la piscina y los datos estadísticos deducidos de la campaña en mar. Los registros son organizados en tablas en dos dimensiones: el tiempo y los transductores elementales. El tratamiento consiste en transformar esta información en un sistema de haces, donde las dimensiones asociadas son: la distancia (equivalente al tiempo) y la dirección de escucha en azimut.

- Filtrado de datos brutos (complejos) para eliminar las componentes continuas residuales.
- Compensación de la sensibilidad y de la respuesta en fase entre los transductores elementales, utilizando los parámetros de calibración obtenidos en la piscina.
- Retiro de la ganancia cronovariante en amplitud (TVG) introducida en línea durante las adquisiciones de las muestras temporales.
- Compresión del pulso mediante el producto de convolución de la señal compleja por la señal de referencia, (Eq. (1.6)).
- Formación de haces a partir de las señales elementales (beamforming). La aproximación de Fresnel es utilizada para separar la focalización de la deflexión de cada haz. Así, la curvatura de los frentes de onda que focalizan a la distancia $r=ct/2$, se introduce aplicando a cada muestra temporal (cada transductor) la ley de fase cuadrática,

$$\phi_{x_i}(t) = \frac{2\pi x_i^2}{\lambda_0 ct}, \quad (3.1)$$

donde x_i es la posición del i -ésimo transductor y λ_0 la longitud de onda correspondiente a la frecuencia central del chirp (100 kHz).

La deflexión en la dirección ϕ_j se obtiene mediante una corrección de fase independiente del tiempo aplicada a cada muestra temporal

$$\phi(x_i, \phi_j) = \frac{2\pi}{\lambda_0} x_i \sin \phi_j, \quad j = 1, \dots, 31. \quad (3.2)$$

31 haces son así repartidos a paso constante sobre un sector angular total de 25° en azimut.

En esta operación de formación de haces, la contribución en amplitud de cada elemento del array es ponderada por una ley gaussiana truncada a 40% de los extremos, para disminuir el nivel de los lóbulos secundarios

$$A_p(x_i) = \exp(4 \ln(0,4)x_i^2) \quad (3.3)$$

- Una ley de compensación fundada en las pérdidas por propagación, es adicionada en los niveles de los haces formados. Estas pérdidas comprende la atenuación y la divergencia esférica que, para un trayecto simple se expresa (en términos de intensidad)

$$A = \left(\frac{e^{-\alpha r}}{r} \right)^2 \quad (3.4)$$

donde $\alpha = 41$ dB/km (para una temperatura de 19°C en el Mar Mediterráneo a la frecuencia de 100 kHz). Estas pérdidas son parcialmente compensadas por la talla de la huella sonificada S (ver (1.14)) :

$$S = r \delta\phi \frac{\delta r}{\sin \theta} \quad (3.5)$$

donde $\delta\phi$ es el ancho en azimut de un haz, θ es el ángulo de incidencia sobre el fondo y δr es la resolución radial (ecográfica) equivalente de la señal comprimida.

El efecto neto sobre los ecos retrodifundidos está dado por la ley :

$$A_{\text{eco}} = A^2 S = \frac{\exp(-4\alpha r)}{r^3} \frac{\delta\phi \delta r}{\sin \theta} \quad (3.6)$$

A esta etapa del proceso, el relieve y por lo tanto, la evolución temporal del ángulo de incidencia no son conocidos. El factor multiplicativo (en términos de amplitud) efectivamente aplicado está limitado a la única parte de (3.6) que depende del rango r

$$f = r^{3/2} \exp(2\alpha r) \quad (3.7)$$

Los haces formados son entonces archivados sin incluir una última corrección constante que debe ser adicionada posteriormente, en el proceso de clasificación. De acuerdo a (3.6), esta corrección se expresa en dB según

$$\text{corrección} = -10 \log(\delta r \delta\phi) \quad (3.8)$$

3.2 LOCALIZACIÓN DE LOS ECOS - SISTEMA DE COORDENADAS

Luego del proceso de formación de haces, se dispone para cada tiro de una tabla organizada en *rango-azimut*. Es necesario ahora asociar una localización cartográfica a cada dato acústico. Para ello es necesario conocer con precisión la posición y orientación de las antenas respecto al barco, y en particular, respecto a la antena GPS y

a la antena central de *attitude*³. La información de navegación (latitud, longitud, orientación) y de *attitude* (rolido, cabeceo y arfada) deben ser resincronizadas / interpoladas antes de fusionarlas con los datos del sonar.

Es necesario también escoger un modelo de relieve. Para limitar la complejidad del tratamiento, se ha elegido proyectar cada tiro sobre un fondo plano horizontal. La profundidad de cada uno de estos planos se determina evaluando la distancia más próxima al blanco (primer eco de fondo)

Las proyecciones se calculan con la aproximación de iso-velocidad, es decir que las trayectorias de los rayos acústicos son rectilíneas.

Se exponen a continuación los sistemas de referencia utilizados. La cartografía final esta dada sobre un sistema fijo cuyos ejes x , y , y z están orientados respectivamente hacia el Norte, el Este y verticalmente hacia abajo. Se utiliza un sistema fijo en referencia al barco ($\mathbf{s}_x, \mathbf{s}_y, \mathbf{s}_z$), cuyos ejes están orientados hacia la proa (\mathbf{s}_x), hacia estribor (\mathbf{s}_y), y hacia abajo ($\mathbf{s}_z = \mathbf{s}_x \wedge \mathbf{s}_y$). El plano ($\mathbf{s}_x, \mathbf{s}_y$) es horizontal cuando el barco está en sus líneas y en reposo. La orientación de estos ejes en referencia al sistema cartográfico determina los ángulos de rumbo, cabeceo y rolo. El rumbo está dado por el compás, mientras que el cabeceo y rolo (y también la arfada) son proporcionados por la central de *attitude*. Otro sistema ($O_a, \mathbf{a}_x, \mathbf{a}_y, \mathbf{a}_z = \mathbf{a}_x \wedge \mathbf{a}_y$) está fijo respecto al barco pero centrado en los arrays de recepción (O_a), estando el eje \mathbf{a}_x orientado hacia delante, en dirección normal a la cara activa de la antena, \mathbf{a}_y orientado paralelamente a la dimensión longitudinal de los arrays, en sentido de estribor. La posición relativa de estos dos sistemas (\mathbf{a} y \mathbf{s}) está determinada por el montaje de las antenas sobre el barco.

La formación de haces está, naturalmente, referida al sistema fijo a la antena ($O_a, \mathbf{a}_x, \mathbf{a}_y, \mathbf{a}_z$). Un ángulo de deflexión igual a ϕ_P significa que el eje del haz evoluciona sobre el cono de eje \mathbf{a}_y y abertura ($\pi/2 - \phi_P$) (Figura 3-1 y Figura 1-10). Un eco recibido por el haz deflectado ϕ_P según el ángulo interferométrico ζ , proviene de un blanco cuya dirección \mathbf{u} está dada por la intersección del cono del haz, con el cono de eje \mathbf{a}_z y abertura ($\pi/2 - \zeta$).

En la práctica, es la hipótesis de fondo plano combinado con los tiempos de arribo, lo que es utilizado en lugar del ángulo interferométrico. Para un haz dado, las señales provienen de la hipérbola determinada por la intersección del cono ($\mathbf{a}_y, \pi/2 - \phi_P$) con el plano del fondo. Es necesario entonces, conocer todos los parámetros que permiten precisar la posición y la orientación del ensemble (O_a, \mathbf{a}_y) en el referencial cartográfico. Luego, Para un instante dado, se calcula el punto de la hipérbola que se sitúa dentro del alcance del sonar, referido al centro O_a de la antena.

³ No hay una traducción satisfactoria para la palabra *attitude*. La central de *attitude* mide los ángulos de rolo, cabeceo y orientación.

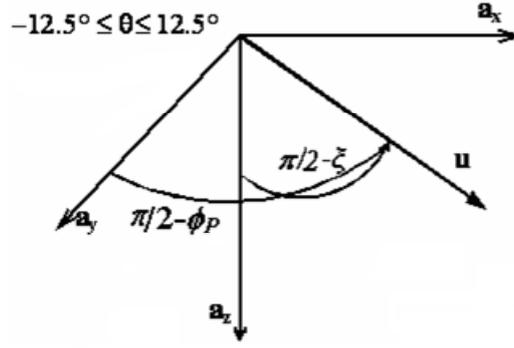


Figura 3-1 Eco recibido según el ángulo interferométrico ξ por el haz con deflexión $(\pi/2 - \phi_p)$. El vector u indica la dirección del blanco.

También se calcula el ángulo de incidencia del rayo sobre el fondo. Estos datos georeferenciados, asociando intensidad acústica y ángulo de incidencia, son finalmente interpolados sobre una grilla de píxels cuyo lado mide típicamente $l_p = 40$ cm. La cobertura de los tiros se superponen ampliamente y así, un mismo píxel de la cartografía puede ser “visto” varias veces, bajo diferentes ángulos de incidencia. Se construye entonces varias “capas” de mosaicos conteniendo imágenes de retrodifusión, donde cada capa corresponde a un intervalo de ángulos de incidencia. La repartición y la división angular se discute en la sección siguiente.

3.3 REPARTICIÓN ANGULAR

El problema consiste en repartir una gama de ángulos de incidencia acotada por los límites $\theta_0 > 0^\circ$ y $\theta_{max} < 90^\circ$, de manera de obtener una cobertura completa del fondo con una buena cantidad de ángulos de vista para cada punto. El problema es crítico para las incidencias más bajas (rasancias más elevadas). Consideraremos un fondo plano, una trayectoria rectilínea y el plano vertical que contiene esta trayectoria.

Notaremos v la velocidad del barco, Δt el período de recurrencia de tiros, H la altura del agua y (θ_{i-1}, θ_i) los ángulos de incidencia límites del intervalo angular $\#i$. Entre dos tiros sucesivos emitidos con un intervalo Δt , el sistema avanza una distancia Δx (Figura 3-2):

$$\Delta x = v\Delta t \quad (3.9)$$

Notando $\delta\theta$ la amplitud del intervalo angular alrededor de la incidencia θ , la huella longitudinal correspondiente sobre el fondo se escribe:

$$\delta x \approx \frac{H\delta\theta}{\cos^2 \theta} \quad (3.10)$$

Para evitar que la cobertura no tenga huecos, es necesario que $\delta x \geq \Delta x$, es decir

$$\delta\theta \geq \Delta\theta = \Delta\theta_{max} \cos^2 \theta \quad \text{con} \quad \Delta\theta_{max} = H^{-1}v\Delta t \quad (3.11)$$

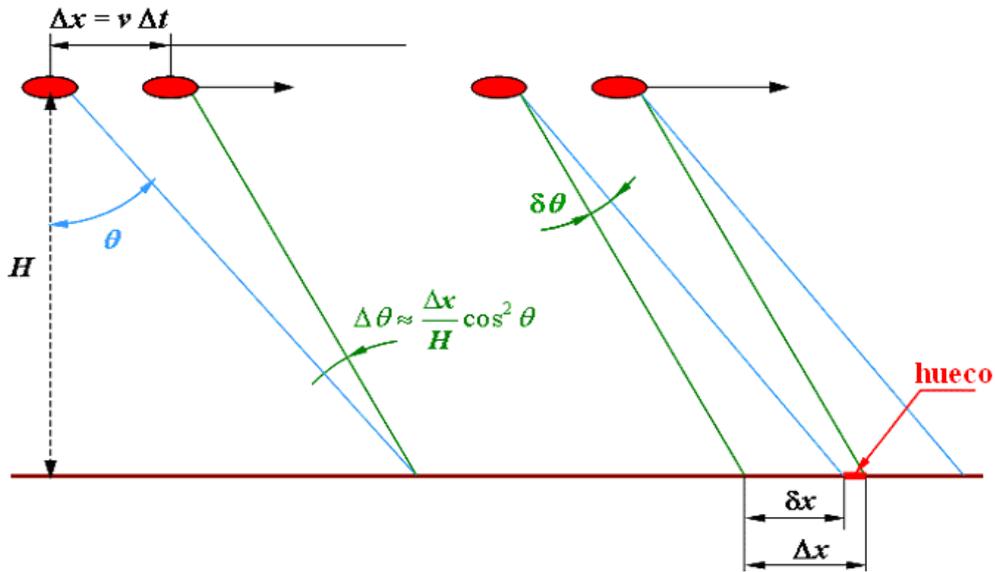


Figura 3-2 Intervalos angulares y paso entre tiros. La repartición angular a sido hecha para evitar los huecos.

Una cota superior de $\Delta\theta$ es entonces $\Delta\theta_{\max}$. La distancia $v\Delta t$ es típicamente de algunos metros (alrededor de 3m) y la altura del agua H es del orden de decenas de metros.

En el conjunto de las zonas exploradas en mar, los valores más grandes de $\Delta\theta_{\max}$ fueron observados en la región de Besos (Figura 3-3). Se constata que este valor es siempre inferior a 5° . Para homogeneizar la repartición angular en todas las zonas estudiadas, hemos adoptado este valor de 5° como el primer intervalo $\delta\theta_1 = \theta_1 - \theta_0$. Los límites θ_i siguientes se calculan utilizando el hecho que $\delta x = \Delta x$ se escribe exactamente:

$$\tan \theta_{i+1} - \tan \theta_i = H^{-1}v\Delta t \quad (3.12)$$

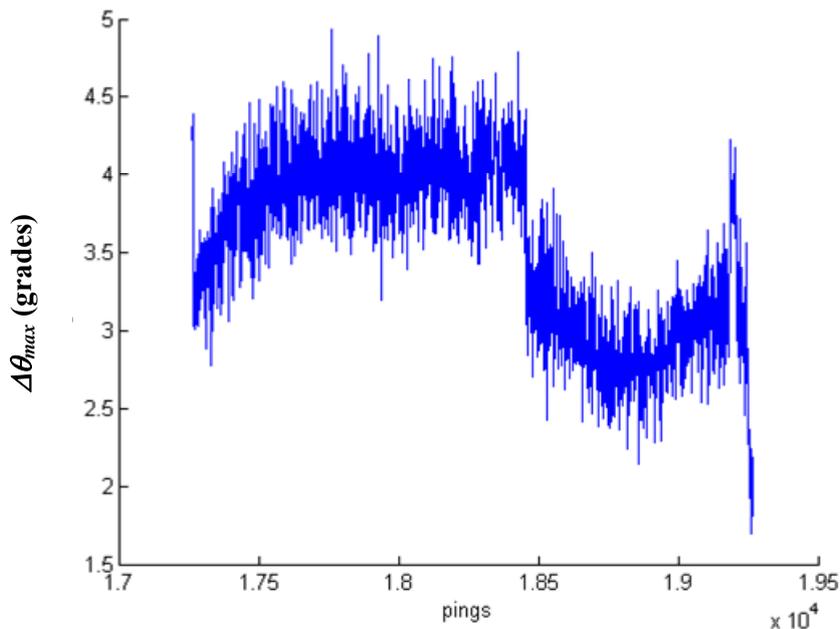


Figura 3-3 La gráfica muestra los valores de $\Delta\theta_{\max}$ entre tiros para la región Besos. En todos los casos es inferior a 5° .

La amplitud de cada intervalo angular decrece cuando la incidencia aumenta ver ((3.10) o (3.12)). Para cubrir el sector comprendido entre θ_0 y θ_{\max} , es necesario disponer de $N = (\tan \theta_{\max} - \tan \theta_0) / \Delta \theta_{\max}$ intervalos, donde N puede alcanzar un valor muy alto si θ_{\max} se aproxima a $\pi/2$. Por otro lado, teniendo en cuenta la precisión limitada en el ángulo de incidencia, no es conveniente reducir demasiado los intervalos $\delta \theta_i$. Así, se retiene un número limitado $n < N$ de intervalos angulares con un paso constante $\delta \theta_{\text{fin}} = \frac{\theta_{\max} - \theta_m}{n - m}$ (régimen iso-ángulo), a partir de un índice m tal que $\delta \theta_m \geq \delta \theta_{\text{fin}} \geq \delta \theta_{m+1}$ donde $\delta \theta_{m+1}$ designa el intervalo que habría sido aplicado si se hubiera continuado con el régimen a δx constante (iso-imprenta). La Figura 3-4 ilustra el cambio de regímenes iso-ángulo a iso-imprenta.

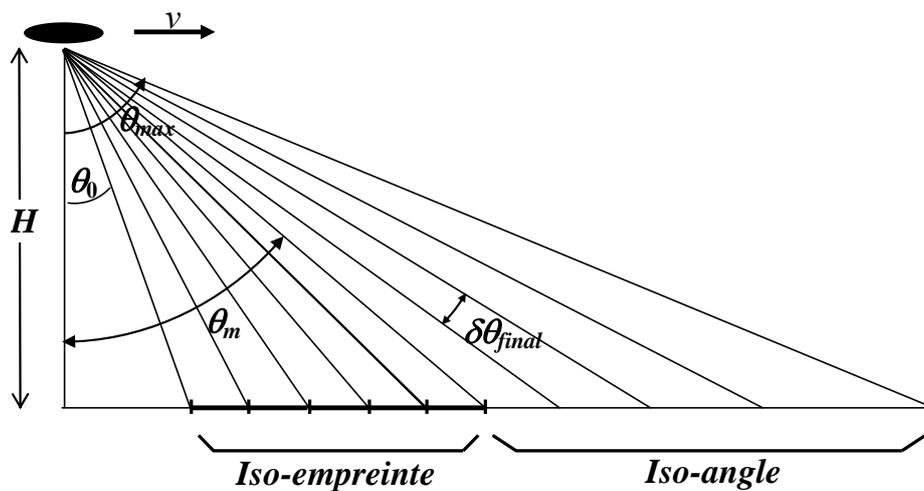


Figura 3-4 Repartición angular. Transición en el ángulo θ_m del régimen iso-imprenta al régimen iso-ángulo.

La repartición final fue establecida eligiendo $\theta_0 = 15^\circ$ y $\theta_{\max} = 85^\circ$. La Figura 3-5 muestra la repartición obtenida eligiendo $\Delta \theta_{\text{final}} = 1.7^\circ$. Se tomaron entonces un total de 30 intervalos. También en la Figura 3-5 se muestra la repartición correspondiente a estos intervalos. Figura 3-5 Repartición angular final. (Izquierda) intervalos angulares y sus correspondientes imprentas, (derecha) límites entre cada intervalo.

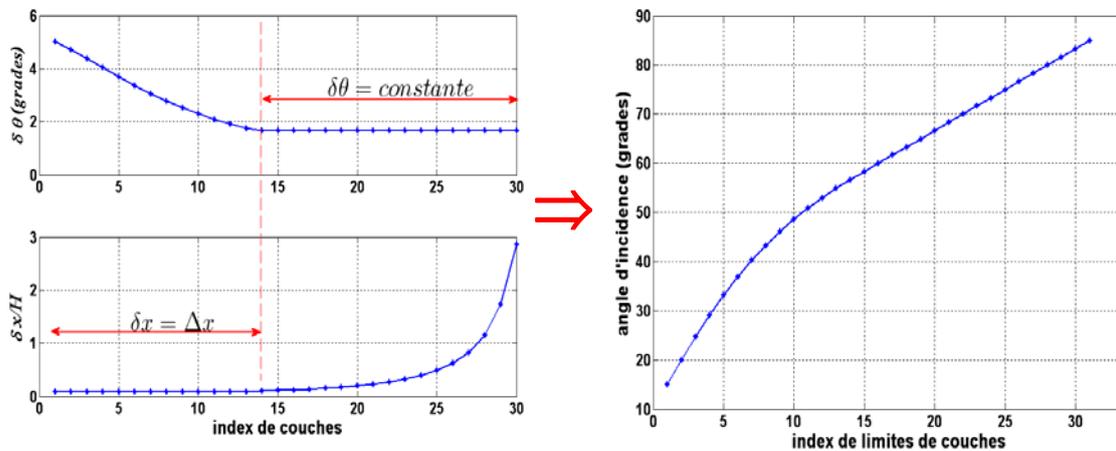


Figura 3-5 Repartición angular final. (Izquierda) intervalos angulares y sus correspondientes imprentas, (derecha) límites entre cada intervalo.

3.4 ERRORES EN LA RASANCIA Y LOCALIZACION

Se trata aquí de la estimación de los errores cometidos en el ángulo de rasancia y en la localización horizontal de la proyección cartográfica de los difusores. Esta estimación se lleva a cabo con las siguientes hipótesis: el fondo se puede asimilar localmente a un plano; se tiene en cuenta únicamente el haz acústico central, considerado como infinitamente estrecho.

3.4.1 Rasancia en función de la pendiente

En la Figura 3-6 se esquematiza la situación en el plano del haz central. Se considera un marco de referencia ortonormal directo $(O, \mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$, con \mathbf{z} dirigido hacia abajo. La antena está situada en el origen O y describe una trayectoria rectilínea según \mathbf{x} . Los rayos acústicos emitidos y retrodifundidos pertenecen al plano $y=0$, $(O, \mathbf{x}, \mathbf{z})$. La normal al plano del fondo, dirigida hacia abajo está dada por:

$$\mathbf{n} = \begin{bmatrix} \sin \alpha \cos \varphi \\ \sin \alpha \sin \varphi \\ \cos \alpha \end{bmatrix} \quad \text{con } 0 \leq \alpha < \frac{\pi}{2} \quad \text{et } -\pi \leq \varphi < \pi \quad (3.13)$$

El suelo forma entonces un ángulo α con la horizontal ($\cos \alpha = \mathbf{n} \cdot \mathbf{z}$) y la orientación de la pendiente respecto al plano $y=0$ está dada por el ángulo φ . La altura del agua al aplomo de la antena es notada h y está dada por la distancia entre el origen O y la intersección con el fondo de la recta vertical que pasa por O . La intersección del plano $y=0$ con el fondo es la recta (D_y) , cuya ecuación es $z = h - x \tan \beta$, donde $\tan \beta = \tan \alpha \cos \varphi$. El ángulo β es la pendiente aparente del fondo vista por el haz central. El primer eco de fondo recibido por el sonar proviene del punto F , pie de la proyección del punto O sobre la recta (D_y) , de donde: $d = OF = h \cos \beta$ ($0 < d \leq h$).

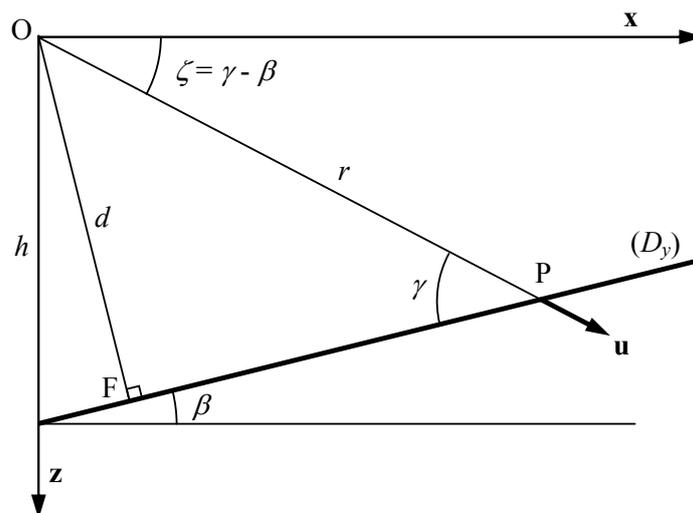


Figura 3-6 Intersección del haz central con el plano del fondo

Al eco proveniente del punto P , situado a una distancia radial $r \geq d$, se le atribuye una rasancia incorrecta γ sobre el fondo tal que $\sin \gamma = d/r$. Para situaciones concretas, la rasancia aparente γ verifica las desigualdades:

$$\max\{0, \beta\} < \gamma < \min\left\{\frac{\pi}{2}, \beta + \frac{\pi}{2}\right\} \quad (3.14)$$

Considerando la dirección \mathbf{u} del rayo incidente,

$$\mathbf{u} = \begin{bmatrix} \cos \zeta \\ 0 \\ \sin \zeta \end{bmatrix} \quad (3.15)$$

donde $\zeta = \gamma - \beta$ nota la inclinación respecto a la horizontal, el ángulo de rasancia exacto g es tal que $\sin g = \mathbf{u} \cdot \mathbf{n}$, es decir:

$$\sin g = \sin \gamma \sqrt{1 - \sin^2 \alpha \sin^2 \varphi} \quad (3.16)$$

Las situaciones extremas se presentan cuando:

- $\varphi = 0$ o π . La pendiente (ascendente o descendente) está orientada en el sentido de la marcha ($\beta = \pm\alpha$). En este caso no hay error en el ángulo de rasancia ($g = \gamma$)
- $|\varphi| = \pi/2$. Esta situación corresponde a un talud perpendicular a la trayectoria ($\beta = 0$), con la relación $\sin g = \sin \gamma \cos \alpha$ entre la rasancia exacta g y la rasancia aparente γ . El error $\Delta g = \gamma - g$ es máximo con la relación:

$$\sin^2(\Delta g) + \cos \alpha \sin(2\gamma) \sin(\Delta g) - \sin^2 \gamma \sin^2 \alpha = 0 \quad (3.17)$$

Cuando la pendiente es pequeña ($\alpha \ll 1$), lo que se verifica casi siempre, la incidencia no es demasiado pequeña ($\alpha \tan \gamma < 1$), entonces el orden de magnitud del error máximo en el ángulo de rasancia permanece inferior a la pendiente misma:

$$\Delta g \approx \alpha^2 \tan \gamma < \alpha \quad (3.18)$$

El error relativo $\Delta g/g$ es una función creciente de g (o γ). Su valor máximo está dado entonces por el valor máximo de g . Por ejemplo, con $g_{\max} = 80^\circ$ y $\alpha = 3^\circ$, el error relativo es inferior a 1,2%.

3.4.2 Localización longitudinal.

3.4.2.1 Corrimiento en función de la pendiente aparente

La Figura 3-7 ilustra el origen del error de localización en proyección. Al no conocer la pendiente aparente β , la proyección cartográfica está basada en la hipótesis de un fondo horizontal. Entonces, al difusor P vista por el haz central, se le atribuye la abscisa x'_p en lugar de la abscisa correcta x_p .

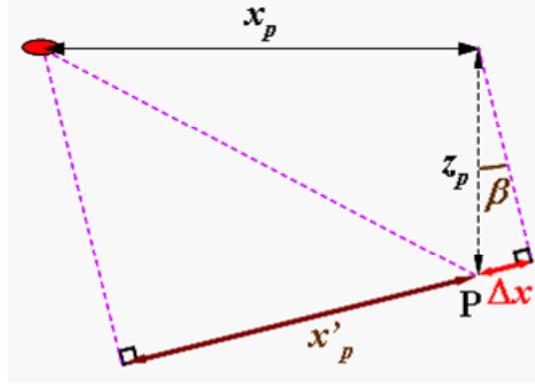


Figura 3-7 Origen del error de localización. La abscisa x'_p es atribuida en lugar del valor correcto x_p

Utilizando la notación de la Figura 3-6, las coordenadas del punto P son:

$$\begin{bmatrix} x_p \\ z_p \end{bmatrix} = r \begin{bmatrix} \cos \zeta \\ \sin \zeta \end{bmatrix} \quad (3.19)$$

mientras que sus coordenadas aparentes se escriben:

$$\begin{bmatrix} x'_p \\ d \end{bmatrix} = r \begin{bmatrix} \cos \gamma \\ \sin \gamma \end{bmatrix} \quad (3.20)$$

El error de localización longitudinal está entonces dado por:

$$\Delta x_p = x_p - x'_p = 2r \sin\left(\gamma - \frac{\beta}{2}\right) \sin\left(\frac{\beta}{2}\right) = z_p \sin \beta \left(1 + \frac{\tan \frac{\beta}{2}}{\tan \zeta}\right) \quad (3.21)$$

No hay error de localización longitudinal cuando la pendiente aparente β es nula. Esta situación se da cuando el fondo es horizontal, o cuando la pendiente está orientada perpendicularmente a la trayectoria ($|\phi| = \pi/2$). En este último caso se puede observar que el error de localización longitudinal es nulo cuando el error en el ángulo de rasancia es máximo.

Teniendo en cuenta las condiciones $(0, \beta) < \gamma \leq \min(\pi/2, \beta + \pi/2)$, el error Δx_p está acotado. De acuerdo a (3.21), el error más pequeño (en valor absoluto) está dado por :

$$|\Delta x_p|_{\min} = \left| \Delta x_p \left(\gamma = \max(0, \beta) \right) \right| = r |1 - \cos \beta| \xrightarrow{|\beta| \rightarrow 0} \frac{\beta^2 r}{2} \quad (3.22)$$

mientras que el error máximo se obtiene según:

$$|\Delta x_p|_{\max} = \left| \Delta x_p \left(\gamma = \frac{\pi}{2} + \min(0, \beta) \right) \right| = r |\sin \beta| \xrightarrow{|\beta| \rightarrow 0} |\beta| r \quad (3.23)$$

Para una pendiente ascendente ($\beta > 0$), el error de localización decrece a medida que la rasancia se hace pequeña, siendo mínimo en la situación límite de un ángulo de vista horizontal. El error es máximo para una incidencia normal al plano de fondo.

Para una pendiente descendente ($\beta < 0$), es ángulo de vista límite paralelo al fondo quien da el error mínimo de localización. El error es máximo por un rayo que apunta directamente a la vertical.

La ecuación (3.21) se simplifica notoriamente cuando la pendiente aparente $\beta \approx 0$ y la inclinación ζ del rayo respecto a la horizontal, no es demasiado pequeña, es decir, explícitamente cuando

$$|\beta| \ll 1 \text{ y } 2 \tan \zeta \gg |\beta| \quad (3.24)$$

Entonces, el error de localización longitudinal a una profundidad z_p no depende más del ángulo de vista γ , sino solamente de la pendiente aparente β (ver Figura 3-7) :

$$\boxed{\Delta x_p \approx z_p \beta} \quad (3.25)$$

En la mayor parte de las regiones exploradas, la profundidad es del orden de decenas de metros (típicamente entre 10 m y 40 m). Se puede ver entonces que según la inclinación del fondo el error de posicionamiento puede ser nulo, sin embargo para una pendiente típica de 3° ($1/20$ rad), se puede constatar que el corrimiento de la localización longitudinal es del orden de metros. Este problema es tratado en la sección siguiente.

Es conveniente precisar que el corrimiento Δx_p causado por la pendiente aparente β , puede fácilmente superar la extensión longitudinal δs de la imprenta vinculada a la resolución radial δr (ver Figura 3-8).

$$\delta s = \frac{\delta r}{\cos \gamma} \quad (3.26)$$

y por lo tanto

$$\frac{\Delta x_p}{\delta s} = \frac{z_p \beta}{\delta r} \cos \gamma \quad (3.27)$$

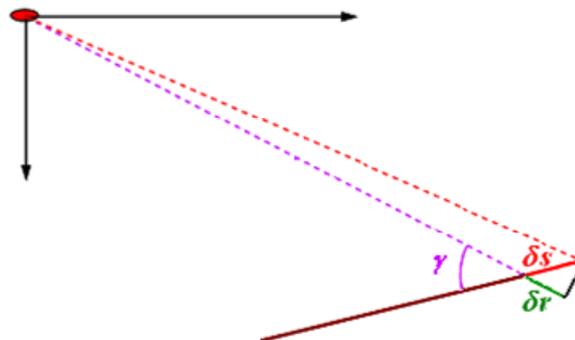


Figura 3-8 Relación entre la extensión longitudinal δs de la imprenta del pulso y la resolución radial δr

Con el sistema COSMOS, $\delta r \approx 25$ cm (ver ec. (1.8)). Si se considera la más pequeña incidencia tomada en cuenta ($\theta = 15^\circ$, es decir $\gamma = 75^\circ$), el corrimiento vinculado a la pendiente es mayor que la resolución longitudinal una vez que la profundidad pasa los 5 m (con una pendiente de 3°)

3.4.2.2 Evolución del corrimiento en el curso de relevamiento

Cuando el sonar avanza en dirección de un difusor dado, la ecuación (3.25) muestra que la variación **relativa** del corrimiento de la localización con el ángulo de vista, es despreciable. Sin embargo para verificar el aspecto efectivamente local de las respuestas angulares de retrodifusión, es necesario examinar la variación absoluta de ese corrimiento,

Se puede constatar, derivando la ecuación (3.21) que el error Δx_P decrece cuando la rasancia aumenta, es decir cuando el sonar se aproxima al aplomo de la zona considerada:

$$\frac{\partial(\Delta x_P)}{\partial \gamma} = -2z_P \frac{\sin^2(\beta/2)}{\sin^2 \zeta} \leq 0 \quad (\zeta = \gamma - \beta) \quad (3.28)$$

El deslizamiento máximo de la localización se obtiene entonces mediante la diferencia $\Delta_2 x = \Delta x_{\max} - \Delta x_{\min}$ entre dos puntos con ángulos de vista extremos, esto da:

$$\Delta_2 x = z_P \sin \beta \tan \frac{\beta}{2} \left(\frac{1}{\tan \zeta_{\min}} - \frac{1}{\tan \zeta_{\max}} \right) < x_{\max} \sin \beta \tan \frac{\beta}{2} \quad (3.29)$$

donde $x_{\max} = z_P / \tan \zeta_{\min}$ es la mayor distancia horizontal desde donde el punto P es visto por el sistema.

Cuando la pendiente aparente β es pequeña, la acotación (3.29) del deslizamiento de la localización del punto P se simplifica dando:

$$\Delta_2 x < \frac{\beta^2 z_P}{2 \tan \zeta_{\min}} = \frac{\beta^2 x_{\max}}{2} < \frac{\beta^2 r_{\max}}{2} \quad (3.30)$$

donde r_{\max} es el rango máximo del sistema.

Se tiene entonces una cota superior de $\Delta_2 x$ independiente de la profundidad del punto explorado. Esta cota depende únicamente de la pendiente aparente β y del alcance máximo del sistema r_{\max} . Para fijar ordenes de magnitud, tenemos que $\Delta_2 x \leq 40$ cm con $r_{\max} = 300$ m y $\beta = 3^\circ$. El deslizamiento de la localización longitudinal de un punto del fondo, sobre la gama efectiva de ángulos de vista, es inferior o igual a la dimensión $l_p = 40$ cm de los píxeles utilizados en la construcción de las imágenes. Por lo tanto este deslizamiento no tiene ningún efecto sobre el carácter local de la adquisición de las respuestas angulares.

3.4.2.3 Comparación de Δx_P con otros parámetros

Es interesante comparar también las desviaciones Δx_P dadas por (3.25), con otros parámetros de la geometría de adquisición. Para fijar ordenes de magnitud consideremos nuevamente una pendiente aparente, $\beta = 3^\circ = 1/20$ rad.

Se puede constatar que es suficiente que la profundidad supere los 8m para que Δx_P supere la talla de un píxel. Por otro lado, si se compara con la extensión longitudinal mínima de la imprenta sobre el suelo de la repartición angular ($\delta x_{\min} = vt$), Δx_P no es significativo si la profundidad se mantiene menor a h_{\max} ; obtenida combinando las ecuaciones (3.9) y (3.25) :

$$h_{\max} = \frac{v\Delta t}{\beta} \quad (3.31)$$

Si $v\Delta t = 3$ m, resulta que $h_{\max} = 60$ m. con las pendientes y profundidades efectivamente encontradas en la campaña en mar, el error de localización no compromete sensiblemente la repartición angular adoptada para llevar a cabo la clasificación de las respuestas angulares de retrodifusión.

3.4.3 Refracción

Los mosaicos presentados en este trabajo fueron calculados considerando la velocidad del sonido constante, es decir trayectorias de rayos rectilíneas. Más precisamente, la rasancia correspondiente a un eco recibido un tiempo t luego de emitido un tiro, es estimado por:

$$\gamma = \text{asin} \frac{t_0}{t}, \quad (3.32)$$

donde t_0 denota el instante de arribo del primer eco de fondo. Considerando una velocidad media c_0 , el punto difusor es localizado a una distancia horizontal x tal que

$$x = \frac{1}{2} c_0 t \cos \gamma, \quad (3.33)$$

En realidad la velocidad nunca es constante dentro de la columna de agua. El fenómeno de refracción puede introducir errores tanto en el ángulo de incidencia como en la localización de los puntos difusores. Las fluctuaciones de velocidad están vinculadas a variaciones de temperatura, de presión y eventualmente de salinidad. El análisis de las fluctuaciones se puede reducir únicamente a los dos primeros factores, ya que las variaciones de salinidad tienen importancia sólo en ciertas zonas (estuarios, frentes, etc.). En una profundidad de 40 m, la presión introduce un gradiente en la velocidad del sonido de 16m/s/km, es decir una variación relativa de alrededor de $4 \cdot 10^{-4}$. Por otro lado el valor del gradiente térmico de velocidad que se aplica alrededor de 20°C es del orden de 3 m/s/°C. Así, una variación de temperatura de 5°C conduce a un cambio en la velocidad del 1%. Es entonces la temperatura quien juega el rol preponderante sobre las variaciones de velocidad, en bajas profundidades.

La variación de la inclinación $\Delta\gamma$ sufrida por un rayo acústico que atraviesa una variación relativa de velocidad $\Delta c/c$, está dada por la ley de Snell-Descartes según

$$1 + \frac{\Delta c}{c} = \frac{\cos(\gamma + \Delta\gamma)}{\cos \gamma}, \quad (3.34)$$

En tanto que la rasancia γ no sea demasiado pequeña,

$$\tan^2 \gamma \gg 2 \frac{\Delta c}{c}, \quad (3.35)$$

y entonces la ecuación (3.34) se puede escribir simplemente como

$$\Delta\gamma \approx \frac{\Delta c}{c \tan \gamma}, \quad (3.36)$$

Se puede considerar esta expresión como una cota superior del error que puede ser cometido cuando existe una variación de velocidad Δc en la columna de agua. En efecto, si se considera por ejemplo un gradiente de velocidad constante, (3.36) expresa bien la diferencia de inclinación del rayo entre sus extremos, pero la diferencia entre la rasancia sobre el fondo y la estimación dada por (3.32) es mucho menor. Por otro lado un ejemplo de situación desfavorable aparece cuando la velocidad (c) es casi constante en la columna de agua, y presenta una variación (Δc) brusca e importante cerca del fondo. La forma de calcular (3.32) conduce a un error sobre el ángulo de rasancia que es efectivamente dado por (3.36). Es de notar por otro lado que en este caso, bajo reserva que la velocidad media c sea correctamente estimada, el error de localización es despreciable dado que la porción refractada no se propaga más que una pequeña distancia.

En la práctica sondas baticelerimétricas son utilizadas en el curso de las operaciones, permitiendo eventualmente la puesta en obra de métodos de trazado de rayos. La Figura 3-9 muestra el relevamiento baticelerimétrico efectuado en el curso de la campaña COSMOS. Se puede observar que la variación relativa de velocidad está aquí limitada a $3 \cdot 10^{-3}$. De acuerdo a (3.36), la diferencia $\Delta\gamma$ no sobrepasa los 2° , en tanto que la rasancia γ se mantenga superior a 5° . Como se indica en la Figura 3-5, el muestreo angular no desciende por debajo de un pequeño entorno de 2° . Siendo además la diferencia $\Delta\gamma$ una cota superior, se puede concluir que la refracción es suficientemente débil para que no haya confusión en la repartición angular.

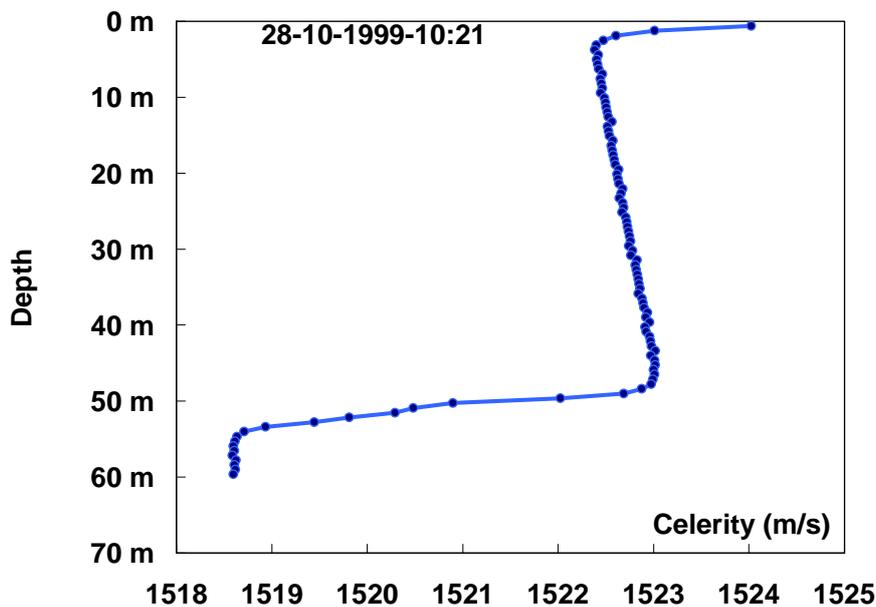


Figura 3-9 Ejemplo de relevamiento baticelerimétrico en la zona Besos

4. CLASIFICACIÓN DE LAS RESPUESTAS Y SEGMENTACIÓN

El sistema COSMOS fue puesto en marcha en el curso de una campaña en mar durante el mes de noviembre de 1999, a bordo del catamarán *l'Europe* de IFREMER. Durante estos ensayos, fueron adquiridos datos acústicos de 4 regiones próximas a Barcelona. Estas regiones fueron referenciadas de acuerdo al nombre de las ciudades costeras más próximas (Figura 4-1) : Blanes, Besos, Castelldefels y Vilanova.

A partir de estos datos, ha sido demostrada la capacidad del sistema para formar imágenes y efectuar relevamientos batimétricos [Janvrin 2001]. En este capítulo los datos son explotados con el fin de evaluar la capacidad del sistema para la segmentación mediante la clasificación de las respuestas angulares de retrodifusión.

Primeramente se describen las características generales de las regiones estudiadas y la estadística de su relieve; luego se expone el método utilizado para la clasificación de las respuestas y finalmente se presentan los resultados de la segmentación.

4.1 REGIONES ESTUDIADAS

Para este trabajo se han explotado los datos adquiridos en las regiones Blanes y Besos (Figura 4-1) ya que estas poseen una gran variedad de tipos de fondo cuyas características sedimentarias son relativamente bien conocidas.

Se describen en las secciones siguientes las características generales de estas regiones.

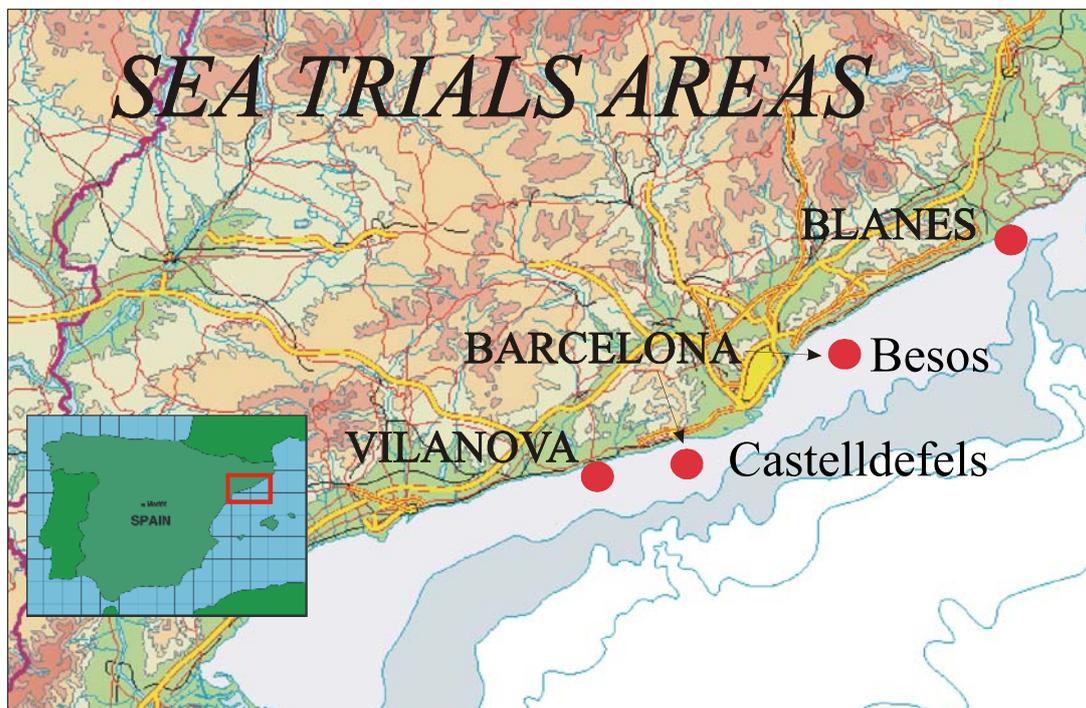


Figura 4-1 Localización de las regiones de la campaña en mar COSMOS.

4.1.1 Besos

La región Besos fue recorrida con el sistema COSMOS en 13 transectos utilizando 34 km, estando la profundidad comprendida entre 25 m y 60 m. El fondo está constituido principalmente de arena y barro, el sedimento no presenta variaciones bruscas, sin embargo tiene cambios graduales en su textura. Presenta también trazas de actividad humana (tuberías, marcas de redes de pesca, sedimentos antropogénicos).

El relieve en general es suave y salvo algunas excepciones aisladas la pendiente no sobrepasa los 3°.

La región fue explorada en tres partes que llamaremos en adelante Besos-Begin, Besos-Legs y Besos-Pipe. La Figura 4-2 presenta los transectos seguidos y algunas características sedimentarias del fondo. Se indican también allí los puntos donde fueron recogidas muestras del fondo con el fin de compararlas con el resultado de la clasificación.

La Figura 4-3 muestra las imágenes de retrodifusión construidas superponiendo todos los datos registrados, es decir teniendo en cuenta las contribuciones de todos los ángulos de vista disponibles, con una técnica de ponderación adecuada.

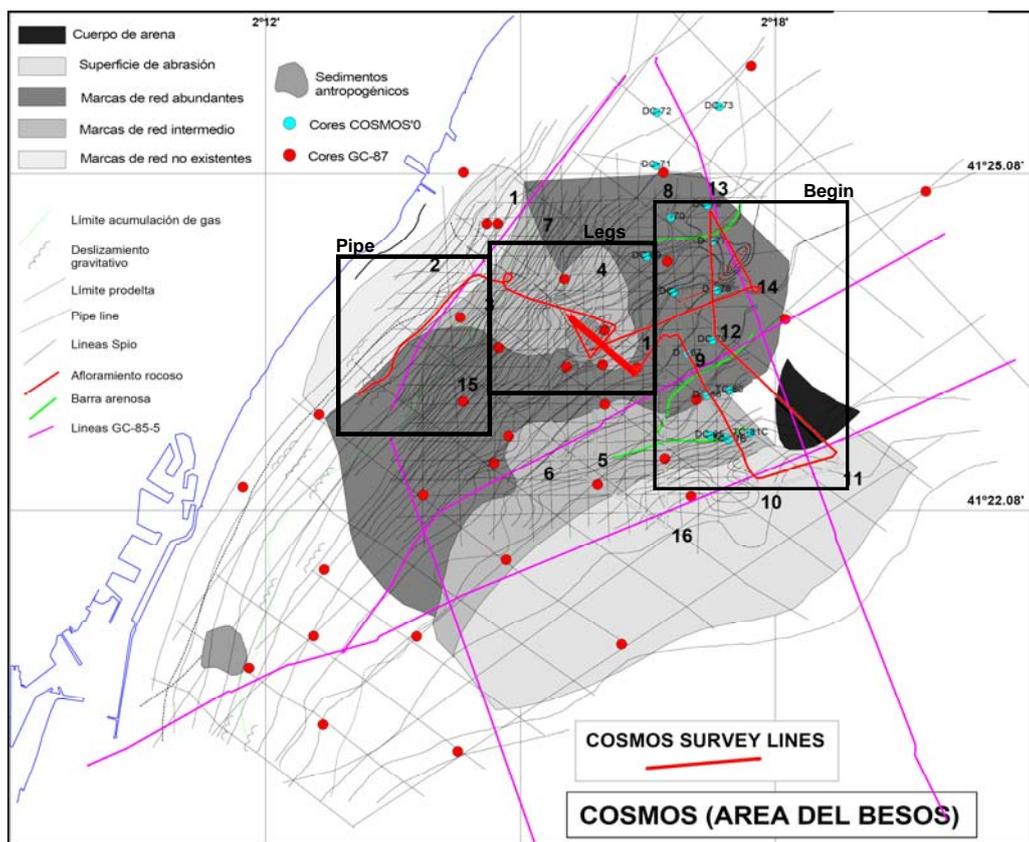


Figura 4-2 Región de Besos. En rojo: transectos seguidos en el curso de la campaña. Las marcas azules indican la toma de muestras efectuadas durante campaña COSMOS. Los puntos rojos localizan las muestras tomadas en 1987. [COSMOS 2001 b]

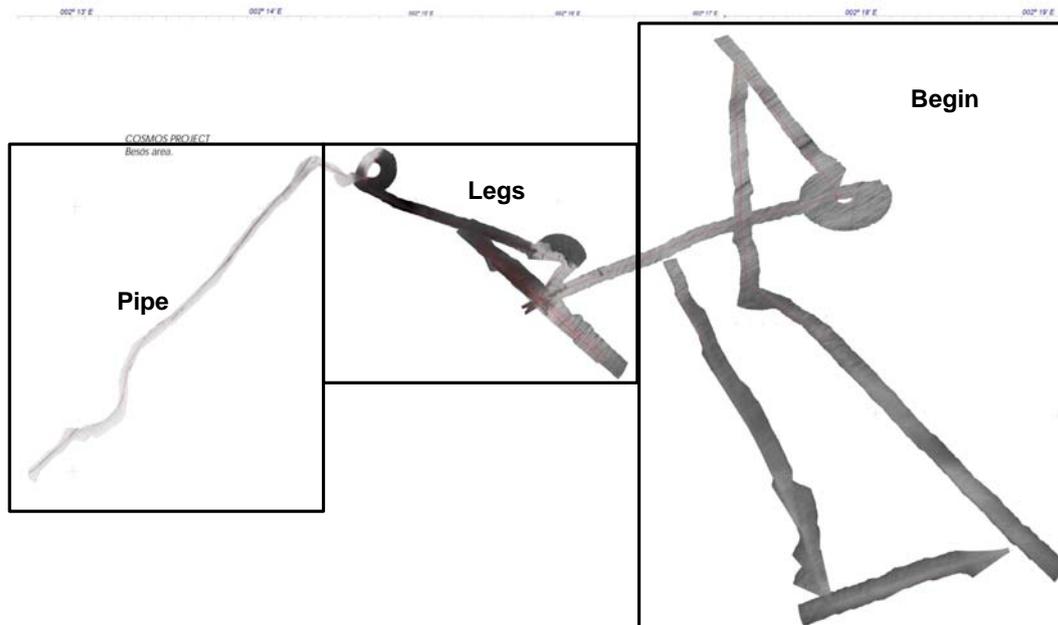


Figura 4-3 Imagen de retrodifusión de la región Besos.

Besos Begin

Se trata de la parte oriental de región Besos (derecha de la Figura 4-2 y Figura 4-3). Esta es la zona más profunda de todas las que se han explorado (entre 45 y 60 m). Presenta pendientes débiles, sedimento blando, y existe también un cuerpo arenoso. Hay una abundante presencia de sedimentos antropogénicos y marcas de redes.

Besos Pipe

La región Besos-Pipe (izquierda de la Figura 4-2 y Figura 4-3) posee un relieve suave con una profundidad comprendida entre 25 m y 30 m. El tipo de fondo es homogéneo. El principal interés de esta región está en la presencia de un gasoducto visible en la imagen de retrodifusión (derecha Figura 4-3).

Besos Legs

Esta región (centro Figura 4-2) se caracteriza por una gran variabilidad sedimentaria, con transiciones sutiles. La profundidad varía entre 30 y 60 m. Su característica principal es la presencia de una gran superficie de depósitos de sedimentos antropogénicos, visible en tono oscuro (retrodifusión más intensa) sobre la imagen acústica (centro de la Figura 4-3). Estos sedimentos de la emisión de alcantarillas que se encuentran allí.

4.1.2 Blanes

Esta región fue explorada en 14 transectos totalizando un recorrido de 25 km. La profundidad varía entre 15 m y 55 m (Figura 4-4). El fondo es heterogéneo, formado por sedimentos arenosos y roca, con transiciones bruscas. Esta heterogeneidad aparece con las variaciones del nivel de gris sobre la imagen de retrodifusión (Figura 4-5).

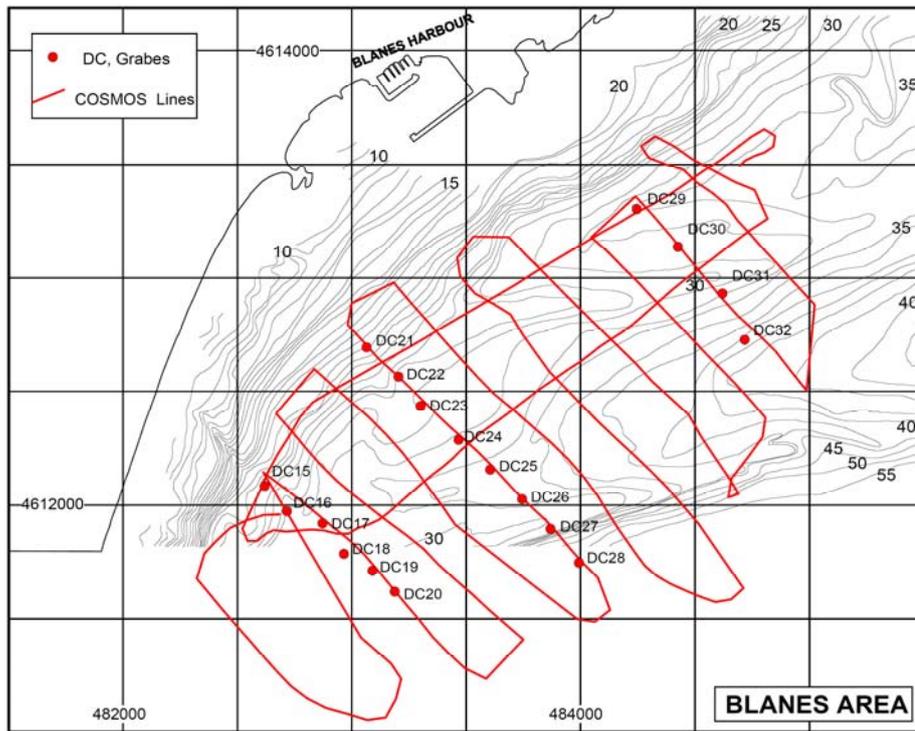


Figura 4-4 Región de Blanes. En rojo: Transectos seguidos durante la campaña. Los puntos rojos señalan el lugar donde fueron tomadas las muestras durante la campaña COSMOS. [COSMOS 2001 b]



Figura 4-5 Imagen de retrodifusión de la región Blanes. Todos los datos acústicos disponibles están fusionados.

4.1.3 Características estadísticas del relieve

Hemos mencionado en el capítulo 3, que los errores en la localización y en los ángulos de rasancia se mantienen aceptables, en tanto la pendiente media no supere los 3°. Presentamos aquí la técnica utilizada para evaluar las pendientes medias con los datos del sistema COSMOS. Por otro lado, se obtienen también los resultados estadísticos para validar las hipótesis asociadas al modelo APL-UW utilizado para la clasificación en el capítulo 5.

Se busca conocer algunas características estadísticas elementales del relieve, más específicamente, sobre la distribución de las pendientes (valores medios y percentiles) a lo largo de los transectos recorridos. Para llevar esto a cabo, para cada tiro # i se utiliza únicamente el primer eco de fondo del haz central, se obtiene así una sonda z_i asociada a la posición geográfica $P_i = (x_i, y_i)$ de la antenna en el instante del tiro.

Para cada posición de un tiro, se calcula la proyección de la pendiente local sobre el plano vertical que pasa por el transecto recorrido. Así, para el tiro # i se toma en cuenta todos los puntos $\{P_k(x_k, y_k, z_k)\}_i$ asociados a los tiros # k tales que $|P_i P_k(x_k, y_k)| \leq R$ (ver Figura 4-6). Se calcula el coeficiente de correlación lineal r_p de las posiciones $\{P_k(x_k, y_k)\}_i$. Si $|r_p| > 0,5$, se considera la trayectoria lineal (D_i) que se ajusta a las posiciones $\{P_k(x_k, y_k)\}_i$, evaluando luego directamente la pendiente de la recta obtenida por regresión lineal de las sondas $\{z_k\}_i$ proyectadas sobre el plano vertical que contiene a (D_i). Los casos donde $|r_p| < 0,5$ no fueron considerados ya que corresponden generalmente a puntos donde las trayectorias se cruzan, y son muy poco frecuentes.

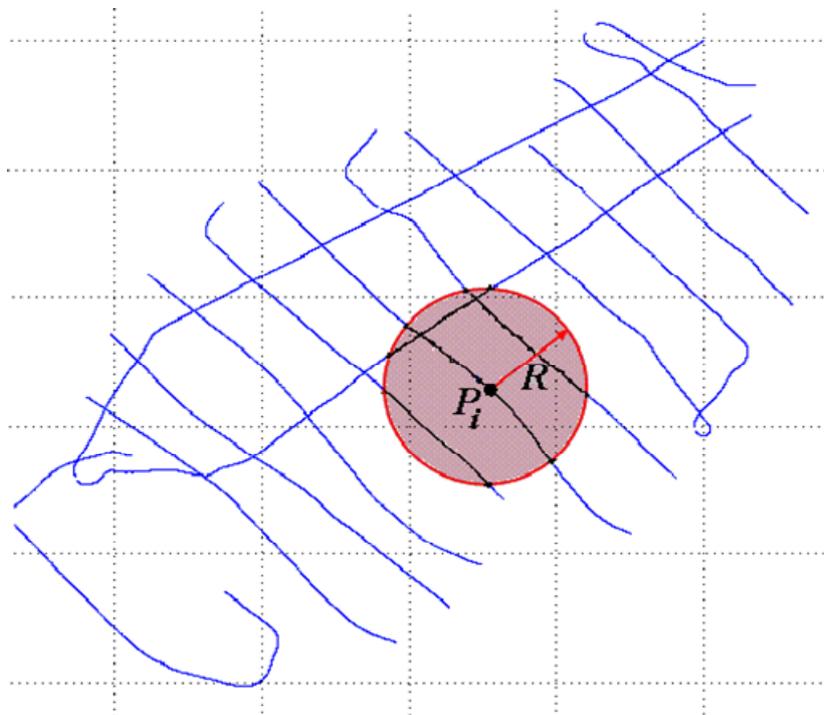


Figura 4-6 Los puntos $\{P_k\}_i$ en negro (intersección del círculo de radio R con los puntos del recorrido) son utilizados para determinar la proyección de la pendiente media local en el punto P_i .

Con el procedimiento descrito para calcular la pendiente se obtiene un estimador sesgado de la misma, dado que las sondas corresponden en realidad al primer eco del fondo (distancia d en la Figura 3-6) y no la altura del agua h . Retomando la notación de la sección 3.4.1, considerando un fondo plano tal que $\varphi = 0$ según una trayectoria

rectilínea, se tiene la relación siguiente entre la pendiente α , la progresión Δx y la evolución de distancias Δd sobre el fondo:

$$\frac{\Delta d}{\Delta x} = \sin \alpha, \quad (4.1)$$

El método utilizado para determinar las pendientes interpreta los valores de las sondas z_i como las verdaderas sondas, esto es, los valores asociados al aplomo de las posiciones P_i . La razón $\Delta d / \Delta x$ se identifica entonces a $\tan \alpha$, es decir un factor de sesgo igual a $\cos \alpha$. Sabiendo que la pendiente $|\alpha|$ no excede de algunos grados, el sesgo introducido es del orden de $\alpha^2/2$, y por lo tanto despreciable en la mayoría de los casos (por ejemplo $\alpha^2/2 \approx 1/800$ con $|\alpha| = 3^\circ$).

Por otro lado, es la pendiente signada β (Figura 3-6), en una distancia $2R$, quien es obtenida con el método descrito, en lugar de la pendiente real α . Es posible sin embargo, encontrar una relación entre los valores *rms* de β y α . Según la sección 3.4.1,

$$\tan \beta = \tan \alpha \cos \varphi \quad (4.2)$$

donde φ es la orientación de la pendiente. En la aproximación de pendientes pequeñas y para φ uniformemente distribuido en $[0, \pi]$,

$$\beta = \alpha \cos \varphi \Rightarrow \sqrt{\langle \beta^2 \rangle} = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\langle \alpha^2 \rangle} \quad (4.3)$$

El factor de sesgo $\sqrt{2}$ será entonces utilizado para estimar la pendiente real α .

Por último, la pendiente calculada según el procedimiento descrito, está estrechamente asociada a la escala cuantificada por R . Es necesario definir un criterio para determinar un valor de R adecuado y obtener efectivamente la pendiente en una escala de decenas de metros. Analizando casos extremos: si por ejemplo $R=5\text{m}$, el recorrido es 10m y esto da entre 3 y 5 sondas z_i lo cual hace que los valores de la pendiente sea muy fluctuante; si en cambio R es del orden de centenas de metros, la pendiente es prácticamente constante.

Para determinar R , en la región Blanes (la mayor variación de relieve) se calcularon los percentiles de la distribución de pendientes (en valor absoluto). La Figura 4-7 muestra la evolución de los percentiles 85, 90, 95, y 99, como función de R . En la Figura 4-8 se muestra la evolución con R , de la desviación estándar.

Las curvas de percentiles (excepto el 99%) comienzan a estabilizarse a partir de $R = 20 \text{ m}$, con lo cual se toma este valor para calcular las pendientes. Una vez elegido R , de acuerdo a la curva del percentil 95, se puede decir que en el 95% de los casos la pendiente del fondo no supera los 3° y por tanto se encuentra dentro de los valores aceptables para la acotación de los errores.

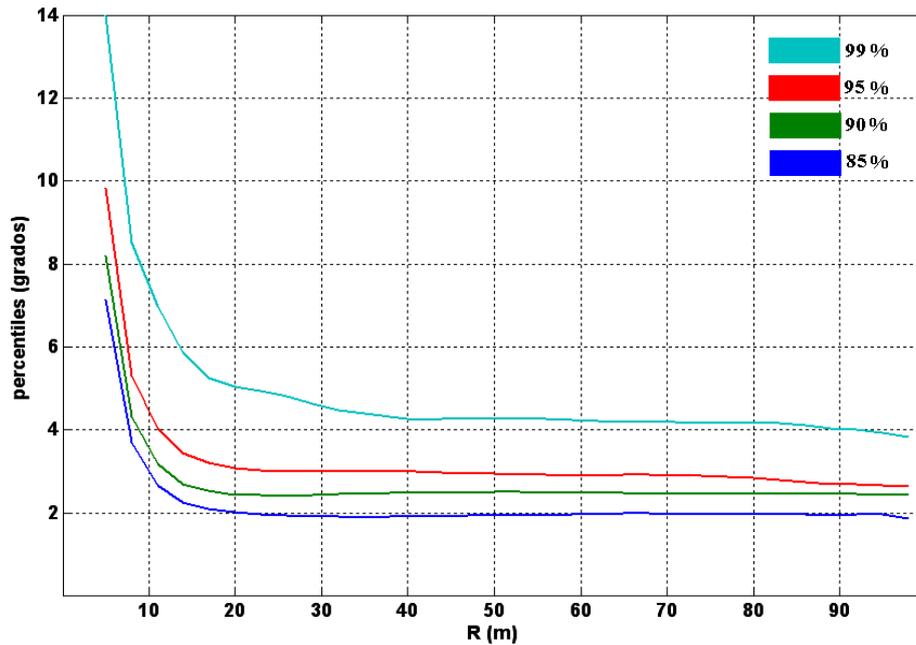


Figura 4-7 Evolución de los percentiles en función de R

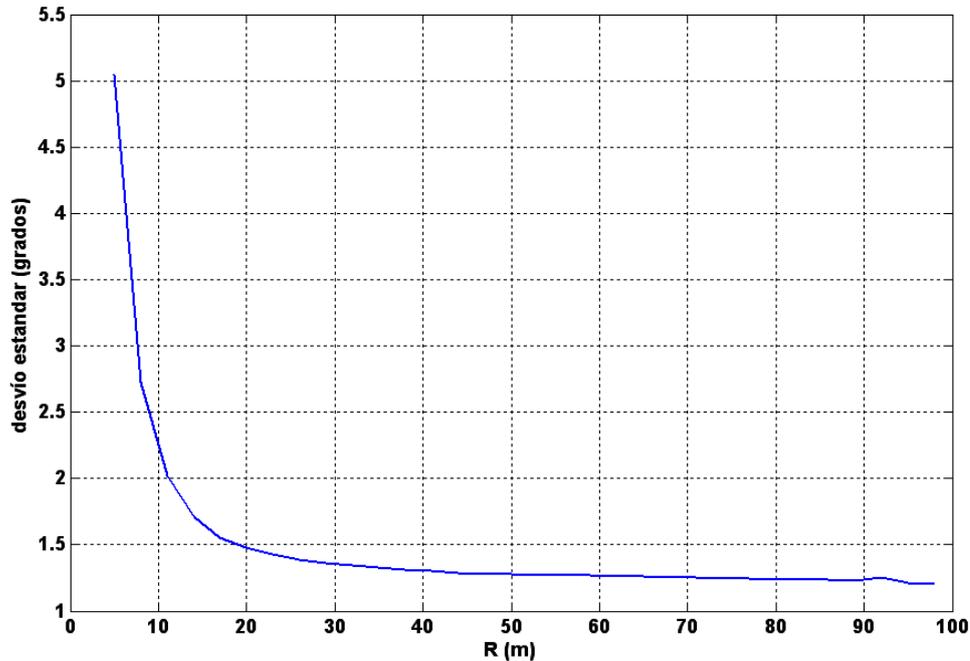


Figura 4-8 Evolución de la desviación estándar en función de R

En lo que concierne a la distribución estadística de las pendientes, para validar las hipótesis de la aproximación de la rugosidad compuesta (sección 2.3.2.2) es necesario que:

- σ_L sea inferior a 0,1, con $\sigma_L = \sqrt{\langle m^2 \rangle}$, siendo m la pendiente a gran escala.
- la pendiente a gran escala sea una variable con una distribución gaussiana.

El parámetro σ_L fue estimado como $\sqrt{2} \sqrt{\langle \beta^2 \rangle}$, donde β se determinó con el método descrito antes, eligiendo $R=5m$, ya que en este caso es la fluctuación lo que nos interesa

Para verificar la normalidad de la distribución de pendientes, aunque se ha calculado la pendiente de la intersección del relieve con un plano vertical, bajo la hipótesis de

isotropía (ya hecha en el modelo APL-UW) esto no tiene efecto sobre el carácter de la distribución

La Tabla 4-1 Muestra los resultados de σ_L para cada región

Tabla 4-1 rms de la pendiente a gran escala para cada zona estudiada				
	Blanes	Besos Begin	Besos Legs	Besos Pipe
σ_L	0,085	0,071	0.10	0,085

Para verificar que la pendiente a gran escala es una variable con distribución normal, se calcularon los histogramas con unos 50 puntos por bin aproximadamente, con diferentes muestreos. Se presentan los histogramas en la Figura 4-9.

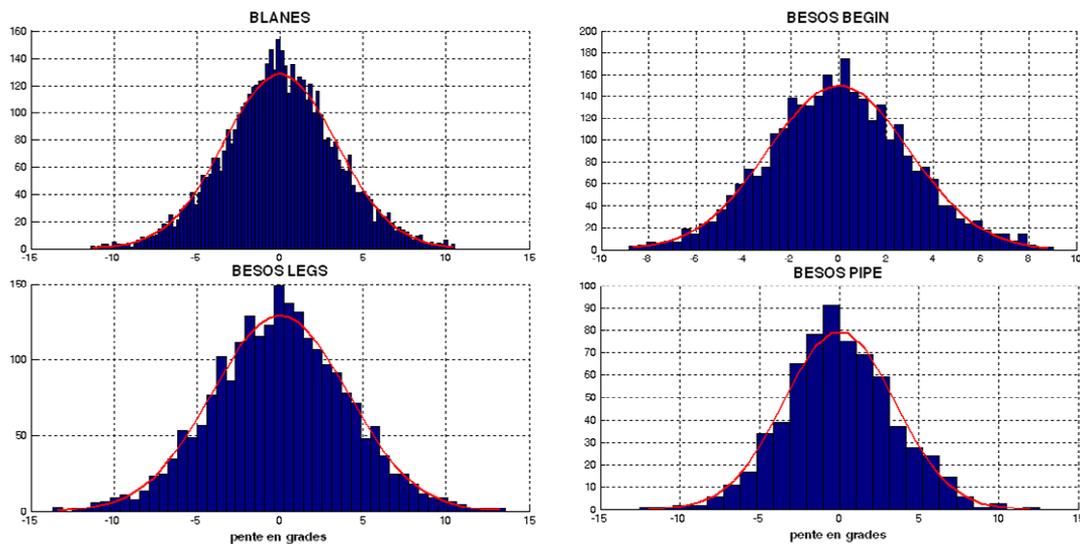


Figura 4-9 Histogramas de la pendiente a gran escala para las cuatro regiones. La curva en rojo indica la distribución normal

Un test Ji cuadrado se efectuó con la hipótesis nula siguiente.

Hipótesis nula: La pendiente a gran escala ha sido tomada a partir de una muestra con distribución gaussiana.

Los resultados del test se muestran en la Tabla 4-2, donde p es la probabilidad de error cuando la hipótesis nula es rechazada

Tabla 4-2 resultados del test χ^2 para la distribución de la pendiente a gran escala				
	Blanes	Besos Begin	Besos Legs	Besos Pipe
G. de L.	79	47	34	15
Chi2	62.7	42	22.7	8.8
p	0.91	0,68	0.93	0.89

Según estos resultados, podemos decir con alta probabilidad que la pendiente a gran escala tiene una distribución gaussiana.

4.2 ANÁLISIS EN COMPONENTES PRINCIPALES

Sobre cada región, se dispone de una cartografía de respuestas angulares de retrodifusión. El problema consiste en agrupar estas respuestas según un número limitado de clases, teniendo por objetivo último la clasificación. Es decir la asociación de cada una de esas clases de respuesta con un tipo de sedimento. En este trabajo hemos abordado la segmentación utilizando técnicas de análisis en componentes principales, proyectando las respuestas angulares en un espacio de dimensión restringida para identificar los clusters.

Se considera una repartición angular de $n = 26$ intervalos como se discutió en la sección 3.3. Son retenidos únicamente aquellos píxeles para los cuales está disponible la respuesta angular completa, esto es, aquellos puntos que pertenecen a la banda central de la Figura 1-11

Los datos son así expresados en forma de una matriz \mathbf{X} , de p filas (píxeles) y n columnas (ángulos de vista):

$$\mathbf{X} = [x_{i,j}], \quad i = 1, \dots, p \quad \text{y} \quad j = 1, \dots, n \quad (4.4)$$

donde cada componente $x_{i,j} = x_i(\gamma_j)$ representa la intensidad retrodifundida por el píxel $\#i$ bajo el ángulo de rasancia γ_j .

Estas matrices poseen toda la información de las regiones estudiadas, pero de manera redundante. Desde el punto de vista estadístico, las n variables están correlacionadas. Utilizaremos el método de componentes principales (ACP) con el fin de construir una nueva base ortonormal – las componentes principales – de dimensión reducida ($k < n$). Las componentes de los datos proyectadas en este nuevo espacio están mucho menos correlacionadas, pero conservan lo esencial de la información; la varianza.

Teniendo en cuenta la gran dinámica de las intensidades acústicas, estas son expresadas en escala logarítmica construyendo la matriz \mathbf{Y} (en dB)

$$\mathbf{Y} = 10 \log_{10} \mathbf{X} \quad (4.5)$$

Para la implementación de las ACP, se reacondicionan las matrices de forma que cada componente tenga media nula y varianza unitaria sobre el conjunto de la población

$$z_{ij} = \frac{y_{ij} - \bar{y}_j}{\sigma_j}, \quad \text{donde} \quad \bar{y}_j = \frac{1}{p} \sum_{i=1}^p y_{ij}, \quad \sigma_j^2 = \frac{1}{p} \sum_{i=1}^p (y_{ij} - \bar{y}_j)^2 \quad (4.6)$$

Notando \mathbf{C} la matriz de correlación de \mathbf{Z} , tenemos:

$$\mathbf{C} = \mathbf{Z}^T \mathbf{Z}. \quad (4.7)$$

Notando \mathbf{E} la matriz $n \times n$ construida con los n vectores propios (columnas) \mathbf{e}_j de \mathbf{C} , que constituyen una base ortonormal, y $\mathbf{\Lambda}$ la matriz diagonal de los valores propios asociados, ordenados en sentido decreciente:

$$\mathbf{C} = \mathbf{E}\mathbf{\Lambda}\mathbf{E}^{-1} \text{ con } \mathbf{E} = [\mathbf{e}_1 \dots \mathbf{e}_n] \text{ y } \mathbf{\Lambda} = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \ddots & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \dots & 0 & \lambda_n \end{bmatrix} \quad \lambda_i \geq \lambda_{j>i} \quad (4.8)$$

El primer vector propio \mathbf{e}_1 determina la dimensión que tiene la más grande variabilidad de los datos z_{ij} . El segundo vector propio determina la dirección conteniendo la más grande varianza residual, y así sucesivamente. Más precisamente, la componente \mathbf{e}_j contiene una proporción R_j de la varianza total cuantificada por el valor propio asociado λ_j , normalizado por la suma de los valores propios:

$$R_j = \lambda_j / \sum_{k=1}^n \lambda_k \quad (4.9)$$

Para limitar el número de componentes conservando una proporción P de la varianza total inicial, es suficiente conservar únicamente los m primeros vectores propios tales que

$$\sum_{k=1}^{m-1} R_k < P \leq \sum_{k=1}^m R_k < 1, \quad m < n. \quad (4.10)$$

Considerando entonces el conjunto de respuestas angulares \mathbf{Z} , acondicionado según (4.6), se calculan las coordenadas $\mathbf{Z}^{(3)}$ proyectando los datos sobre la base reducida $\mathbf{E}^{(3)}$ formada únicamente por las tres primeras columnas de \mathbf{E} :

$$\mathbf{Z}^{(3)} = \mathbf{Z}\mathbf{E}^{(3)} \text{ con } \mathbf{E}^{(3)} = [\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3]. \quad (4.11)$$

Cada píxel $\#i$ del espacio original (una línea x_{ij} con n componentes de \mathbf{X}) tiene entonces una representación reducida a 3 componentes en el espacio de componentes principales. El conjunto de estos puntos forman la nube característica de este modo de representación (Figura 4-15 a). La distribución de puntos en la nube, forma clusters a los cuales se trata de identificar y aislar para arribar a la clasificación de las respuestas.

Una vez identificado los centros $\mathbf{Z}_c^{(3)}$ de los clusters, es posible volver a las respuestas angulares correspondientes invirtiendo (4.11), así,

$$\mathbf{Z}_c = \mathbf{Z}_c^{(3)}\mathbf{E}^{(3)r}. \quad (4.12)$$

Mas generalmente, la operación de síntesis (4.12) puede ser efectuada sobre todos los puntos de la nube, devolviendo así una versión filtrada por las CP, de los datos originales.

4.3 IDENTIFICACIÓN DE CLUSTERS

El agrupamiento de los datos proyectados en el espacio de componentes principales es representativo de su nivel de correlación. Con la identificación de diferentes “centros de atracción” se puede asignar una clase a los datos así agrupados en torno a esos centros. Cada una de estas clases corresponde a un tipo de respuesta angular, las cuales es necesario verificar que provienen de zonas por lo menos parcialmente contiguas.

Describimos aquí el método utilizado para la identificación de clusters.

El espacio de componentes principales es dividido en células cúbicas idénticas referenciadas por coordenadas discretas \mathbf{r} . Se cuenta el número de puntos presentes dentro de cada una de las células y se construye un campo de “densidad” $\rho(\mathbf{r})$ (Figura 4-10). El tamaño de las células elementales y el número total de células (dimensión del espacio discretizado) están dadas por el espacio total ocupado por el conjunto de puntos y la densidad media.

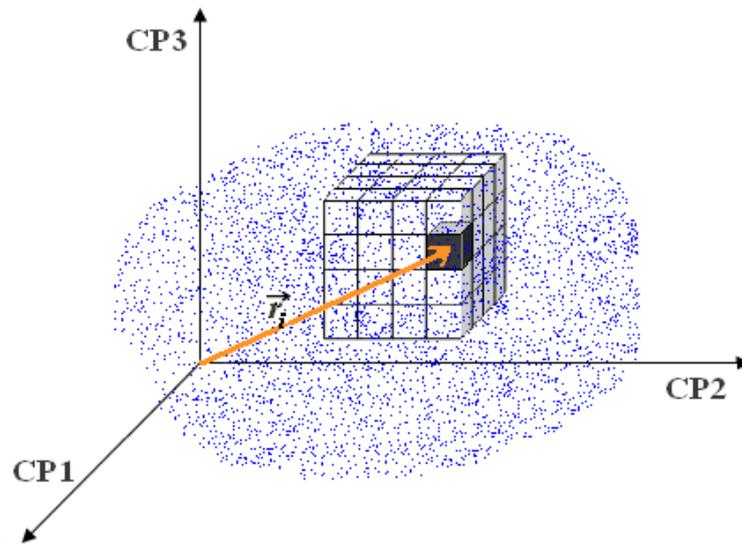


Figura 4-10 Campo de densidad en el espacio de componentes principales, el vector r_i indica la i – ésima célula.

Los máximos del campo de densidad ρ , corresponden a los centros alrededor de los cuales se agregan los puntos que pueden, finalmente, definir los elementos de una misma clase. La primera etapa en la identificación de clusters consiste entonces en ubicar todos los máximos locales, cómo también los vecinos no ambiguos de esos máximos. Para esto se utiliza una técnica inspirada en el *Level Set Method*.

Las células son ordenadas según una densidad decreciente. El algoritmo se puede comparar con un nivel de agua que decrece, dejando aparecer cumbres aisladas, y luego los islotes contiguos que emergen (Figura 4-11). Así, cada célula es sucesivamente analizada y la asignación de clase depende de las etiquetas atribuidas a sus 26 vecinos, en el curso de las iteraciones anteriores. Si ninguna etiqueta ha sido aún asignada a los vecinos de esa célula, una nueva etiqueta de clase es creada (máximo local); si los vecinos ya poseen una etiqueta de clase, pero todas idénticas, la célula considerada recibe también la misma etiqueta de clase; finalmente, si los vecinos tienen etiquetas diferentes, la célula considerada recibe el nombre “frontera” y no es clasificada. La Figura 4-12 muestra un ejemplo del proceso para dos clases en un espacio unidimensional.

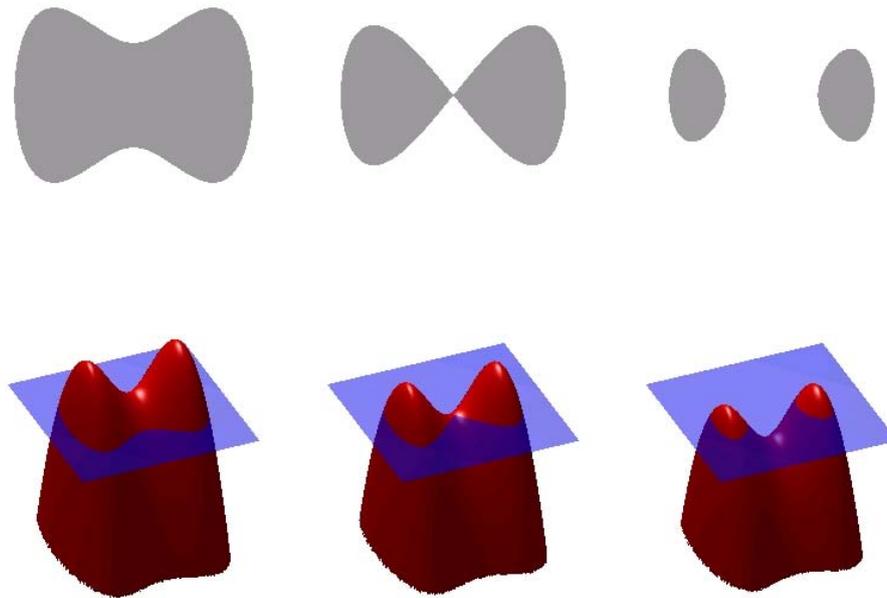


Figura 4-11 Ilustración del principio de "Level Set Method"

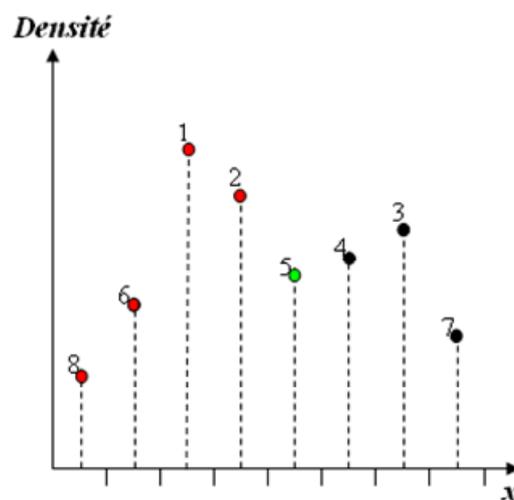


Figura 4-12 Ejemplo de clasificación en un espacio de una dimensión. Los puntos rojos pertenecen a la clase #1, los puntos negros a la clase #2, el punto verde es una frontera

En la práctica, dado la modalidad de discretización, el campo ρ presenta numerosos máximos locales, pero a menudo con una barrera de “ potencial ” débil, conduciendo a la creación de un número excesivo de clases.

Así, en el ejemplo en una dimensión de la Figura 4-13, el algoritmo descrito anteriormente crearía las clases correspondientes a los máximos $a, b, c, d, e, f,$ y $g,$ cuando es notorio que existen sólo dos clases. Un proceso de fusión de clases es entonces elaborado en la segunda etapa del proceso de identificación de clusters.

Consideremos dos clases adyacentes $\#i$ y $\#j,$ cuyos máximos son notados respectivamente ρ_i y $\rho_j,$ tales que $\rho_i < \rho_j.$ Sea además $\rho_{ij},$ la mayor densidad observada en la frontera entre estas dos clases, y $d_{ij} = \rho_i - \rho_{ij}$ la diferencia con el más pequeño de los máximos. El algoritmo de fusión de clases se basa en el principio de que, dos clases

son **candidatas** a fusionarse si la diferencia relativa d_{ij} / ρ_i es inferior a un umbral ajustado empíricamente, del orden de $1/2$, (Figura 4-14) Si se utiliza únicamente este criterio para fusionar clases, el proceso puede degenerar. Es necesario que la puesta en marcha de las concatenaciones sea jerarquizada. Así, estando las clases ordenadas según su volumen decreciente, se calcula todas las superficies inter-clases S_{ij} de las parejas que hayan satisfecho el primer criterio (asignando un valor nulo a todas las otras combinaciones). Luego, se busca sucesivamente para cada clase $\#i$ cual de las clases $\#j < i$ posee la mayor superficie de inter-clase S_{ij} no nula. Si existe, las clases $\#j$ y $\#i$ se fusionan.

Al final del proceso sobreviven en general menos de una decena de clases (ver Figura 4-15). Por último, se asignan a los píxeles originales la clase dentro de la cual él se sitúa dentro del espacio de componentes principales. Se puede calcular también los centros de masa de cada clase y encontrar con (4.12), la respuesta angular asociada.

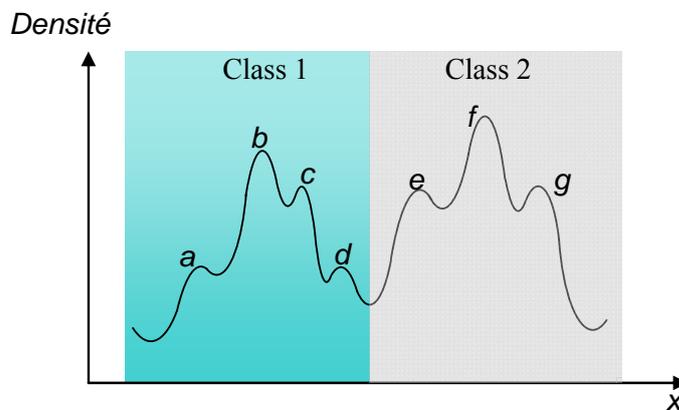


Figura 4-13 Ejemplo de máximos locales que conducen a identificar multiplicidad de clases en la primera etapa (*Level Set Method*).

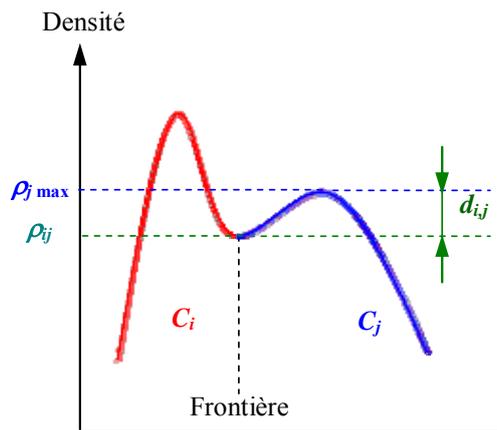


Figura 4-14 Campo de densidad unidimensional. La clase C_j es candidata a la fusión con la clase C_i si $d_{ij} < \varepsilon \rho_{j \max}$, con ε del orden de $1/2$.

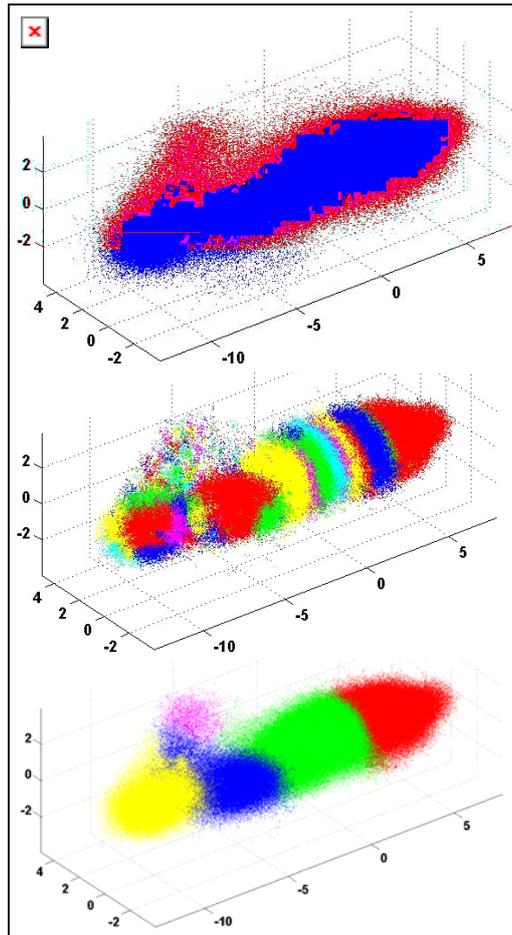


Figura 4-15 Ejemplo de identificación de clusters en la región Blanes. (a) nube inicial de las respuestas en el espacio de componentes principales; (b) Clusters originados en la primera etapa (level set method) ; (c) Clusters obtenidos luego del proceso de fusión

4.4 RESULTADOS

La clasificación de las respuestas fue hecha en dos etapas. Inicialmente una matriz de covarianza para cada zona fue calculada, a partir de los mosaicos multicapa previamente construidos. Se tiene entonces 4 sistemas de componentes principales donde los datos de cada región son proyectados sobre si mismos. Antes de la proyección, los datos son normalizados y solamente son retenidos los píxeles que contienen una respuesta angular completa sobre la gama de incidencias comprendidas entre 15° y 75°. Mediante el método de identificación de clusters descrito en la sección 4.3, las proyecciones son clasificadas.

Este método es utilizado para discriminar diferentes tipos de respuesta en referencia a una misma región. Una vez que los datos son clasificados, se realiza una segmentación primaria y un mapa de clases es construido para cada región, donde se pueden ver los tipos de fondo homogéneos sobre los mosaicos. Esta segmentación es “relativa” y no definitiva ya se corre el riesgo que un segmento homogéneo, pequeño respecto a otros dentro de la misma región, pase “desapercibido”

En una segunda etapa, utilizando la segmentación hecha en la primera etapa, fueron extraídos datos provenientes de diferentes tipos de fondo pertenecientes a *todas* las regiones estudiadas, a partir de los mosaicos de retrodifusión. Las zonas de donde se tomaron los datos las llamaremos *zonas-muestra*. El tamaño de cada *zona – muestra* se

eligió de forma tal que, el número de puntos de cada una sea del mismo orden de magnitud, aproximadamente. En la Figura 4-16 y Figura 4-17 se muestra la distribución espacial de las *zonas-muestra* sobre cada una de las regiones estudiadas.

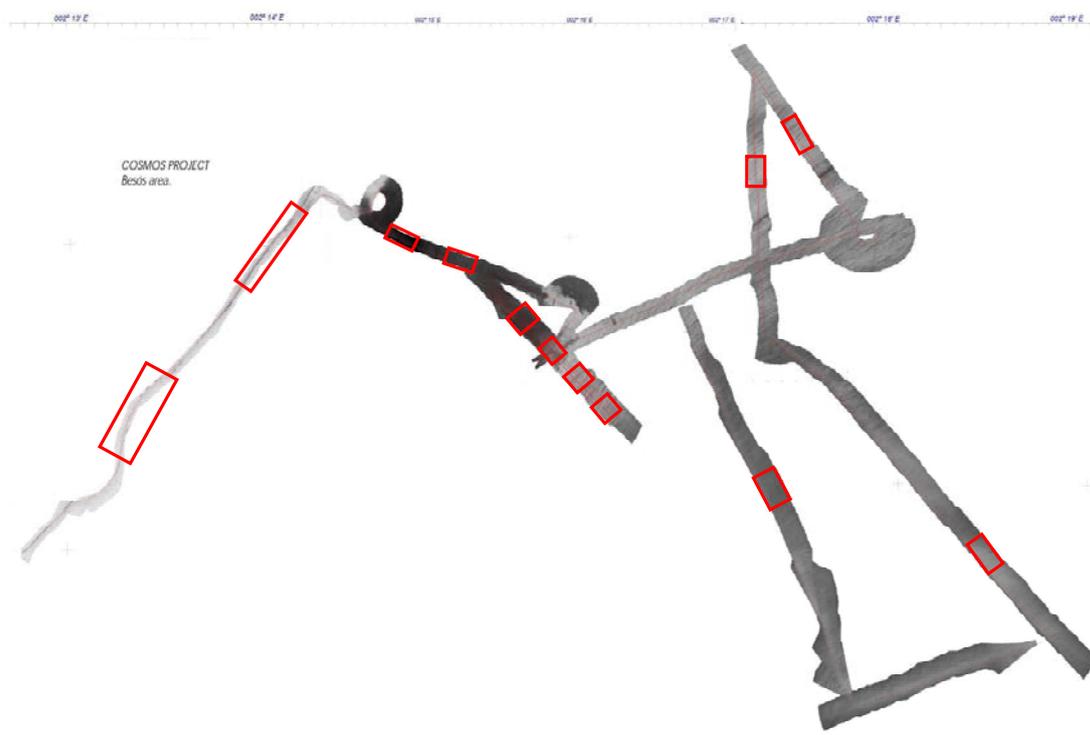


Figura 4-16 Zonas-muestra elegidas en la región Besos.

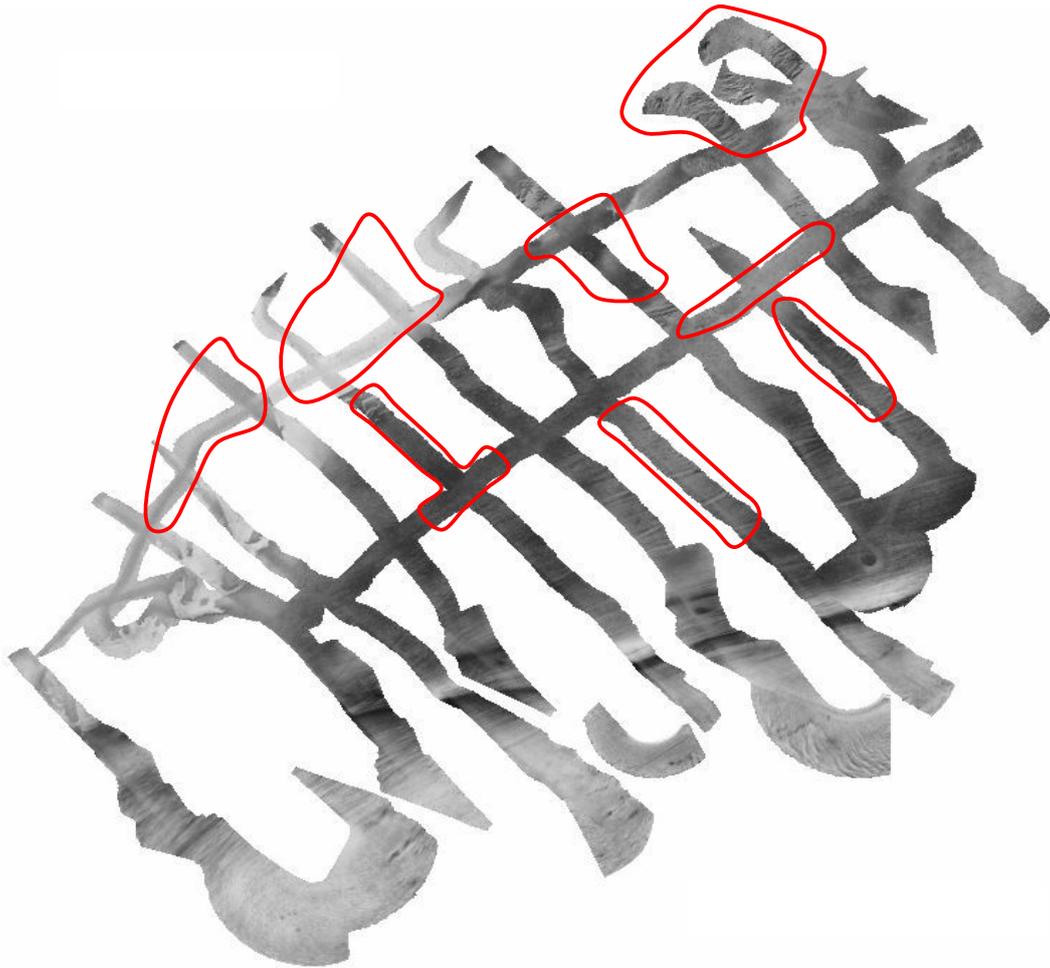


Figura 4-17 Zonas-muestra en la región Blanes.

La unión del conjunto de *zonas-muestra*, constituye una *zona de referencia* a partir de la cual se construyó una única matriz de covarianza obteniendo una base común de vectores propios, donde cada *zona-muestra* tiene aproximadamente el mismo peso. La Figura 4-18 muestra la repartición de los tres primeros valores propios, calculados sobre la zona de referencia, y la imagen de la matriz de covarianza. La varianza tomada en cuenta reteniendo los tres primeros valores propios (22.9, 0.67 y 0.24) es 92%.

Se constata que el primer valor propio es mucho mayor que todos los restantes. Se puede entonces esperar que, esencialmente, el proceso de clasificación venga a ordenar las respuestas angulares según un solo eje principal. Esto es, las respuestas angulares que previamente hayan sido ponderadas por las componentes del primer vector propio. Se retiene sin embargo los 3 primeros valores, dado que aparentemente al menos en este primer examen, el segundo vector propio no es despreciable.

Los datos de la zona de referencia son proyectados sobre la base común de vectores propios. La Figura 4-19 muestra la nube de puntos de esta proyección. Efectuando la identificación de clusters sobre estas proyecciones, se obtiene finalmente una clasificación “absoluta” de respuestas.

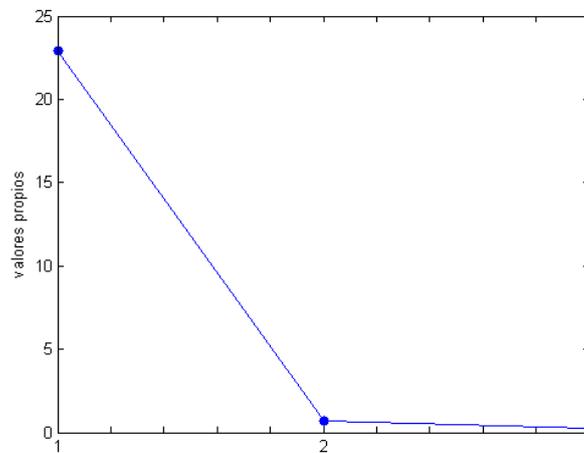
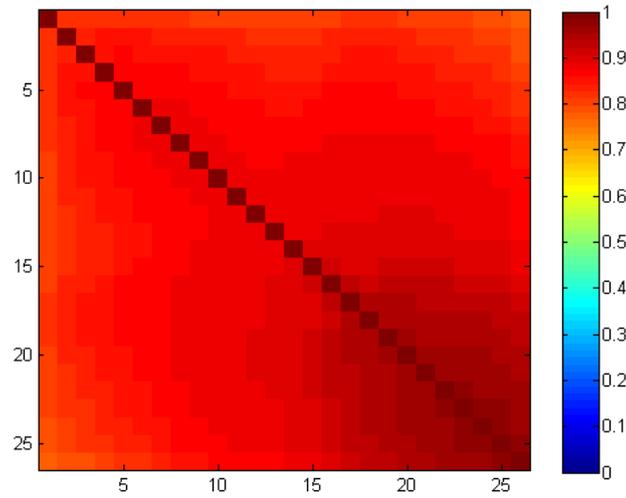


Figura 4-18 Imagen de la matriz de covarianza y los tres primeros valores propios, calculados en base a los datos de la zona de referencia.

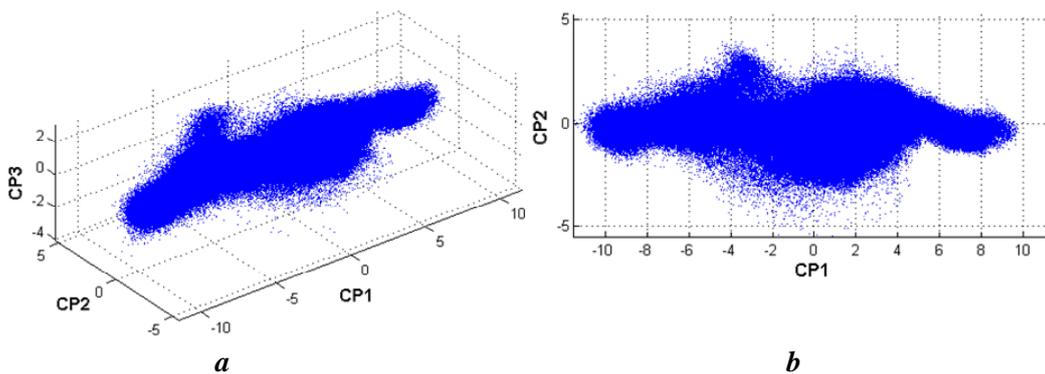


Figura 4-19 (a) Proyección de los datos de la zona de referencia sobre las tres componentes principales (b) proyección sobre las dos primeras componentes.

La Figura 4-20 y Figura 4-21 muestra los cluster y las respuestas asociadas a ellos. Se puede observar que, excepto la clase #6, lo esencial de las respuestas se conforma por una misma curva únicamente modulada en amplitud.

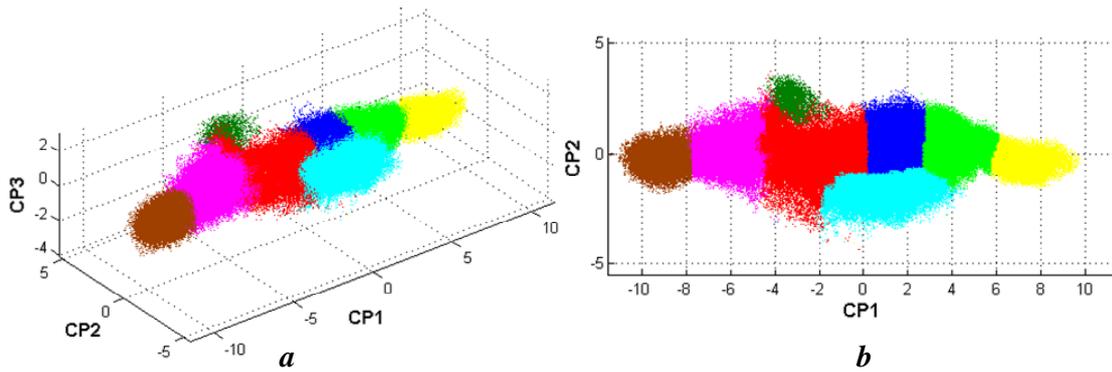


Figura 4-20 (a) Clusters en el espacio de CP de la zona de referencia, (b) proyección sobre el plano de la primera y segunda componente. La correspondencia entre los colores y las clases se indican en la figura de abajo.

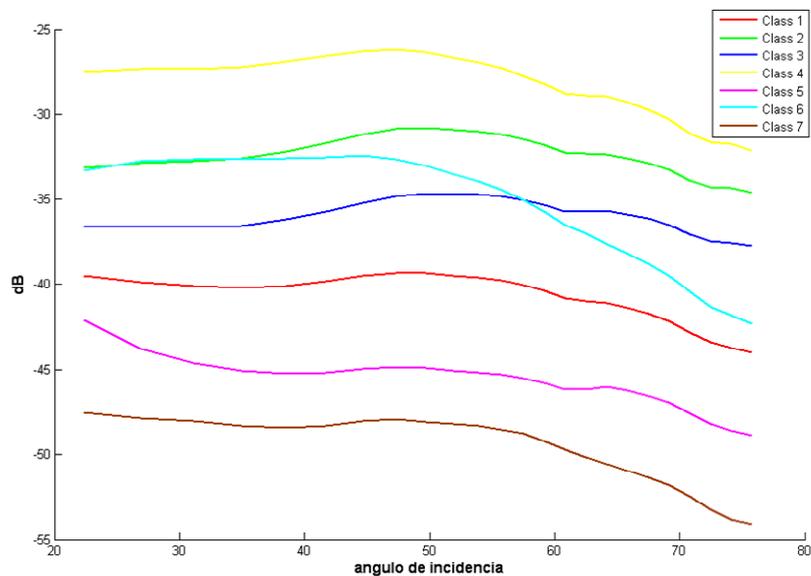


Figura 4-21 Clasificación de las respuestas de la zona de referencia.

El proceso de agregación hace aparecer 7 tipos de respuestas conteniendo el 99,7% del total de los puntos tratados con la siguiente repartición:

- Clase 1 25.2 % (rojo)
- Clase 2 17.0 % (verde)
- Clase 3 16.1 % (azul)
- Clase 4 13.6 % (amarillo)
- Clase 5 12.2 % (fucsia)
- Clase 6 8.3 % (cyan)
- Clase 7 7.3 % (marrón)

La segmentación de cada una de las cuatro regiones (Blanes y Besos) se efectúa a partir de la clasificación de las respuestas hecha sobre la zona de referencia. Los datos de cada región son proyectados sobre la base común a partir de los mosaicos multicapa.

Antes de la proyección los datos son normalizados con los parámetros (media y varianza) de la zona de referencia. Únicamente son retenidos los píxel conteniendo una respuesta angular completa. En la sección 1.4.4 se ha visto que esto restringe las muestras analizadas a una banda relativamente estrecha que sigue la trayectoria del barco. Fueron excluidas además las zonas donde la pendiente es superior a 3° .

Luego de la proyección, se efectúa la discretización del espacio CP (espacio de clase), con las mismas dimensiones que el espacio de clase de la zona de referencia, construyendo las células de la misma talla. De esta forma cada célula retoma la etiqueta atribuída en el proceso de clasificación de la zona de referencia. Esto se ilustra en la Figura 4-22 donde se muestran las proyecciones sobre las dos primeras componentes de las cuatro regiones y de la zona de referencia

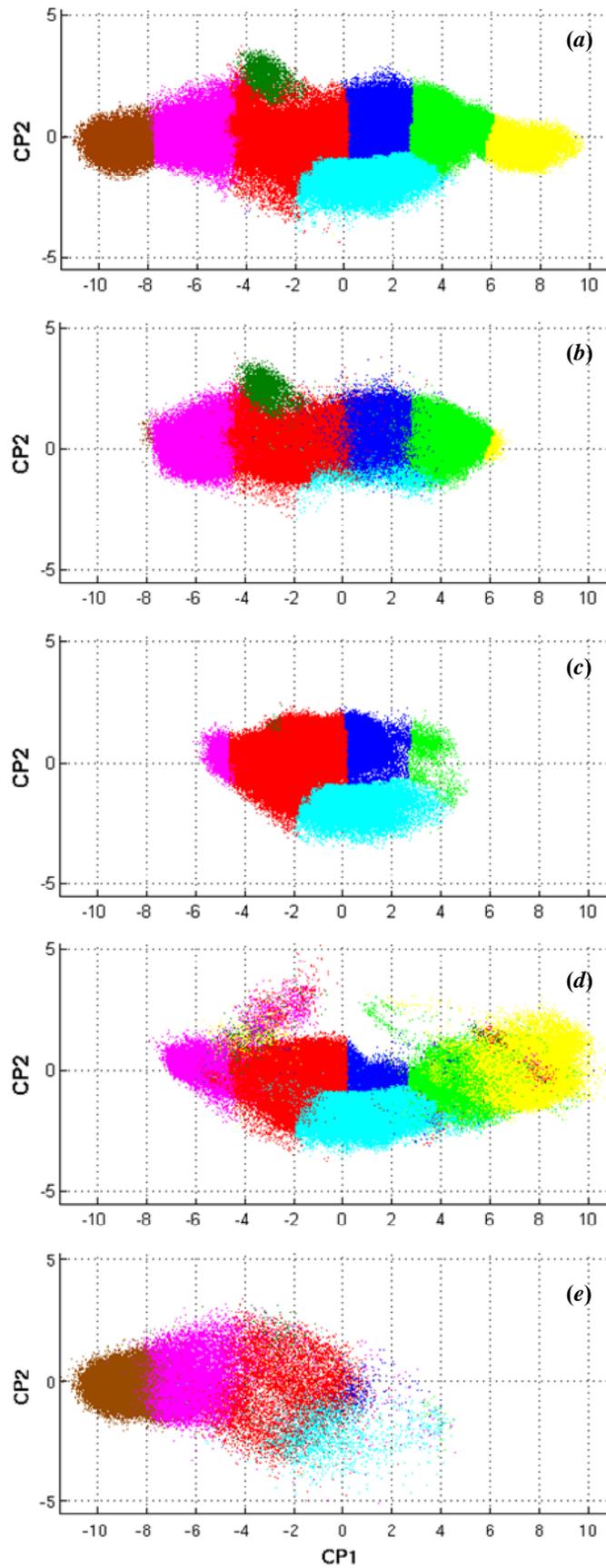


Figura 4-22 Proyección sobre la primera y segunda CP y cluster sobre: (a) zona de referencia; (b) Blanes ; (c) Besos-Begin ; (d) Besos-Legs ; (e) Besos-Pipe. Las clases son indicadas en colores según el mismo código usado anteriormente.

Según la Figura 4-22 las clases predominantes en la región Blanes son #1, #2, #3 y #5. En la región Besos-Begin las clases son #1, #3 y #6. En Besos-Legs todas las clases están presentes con la única excepción de la #7. Es en esta zona donde se puede encontrar la más grande variedad de tipos de fondo. Los clusters presentes en Besos-Pipe corresponden a las clases #1, #5 y #7

La fracción de participación de cada clase en relación a la propia región está dada en la Tabla 4-3. Los espacios en blanco indican un porcentaje inferior a 1%

Tabla 4-3 Distribución de clases según las regiones

Clase	Blanes	Besos Begin	Besos Legs	Besos Pipe
#1 (rojo)	19.3%	85.1%	32.5%	5.4%
#2 (verde)	35.2%		9.3%	
#3 (azul)	36.8%	12.2%	1.5%	
#4 (amarillo)			39.3%	
#5 (fucsia)	7.4%		3.7%	25.1%
#6 (cyan)		2.1%	13.6%	1.4%
#7 (marrón)				67.8%

Se presentan en las figuras siguientes la cartografía de la segmentación obtenida, superpuesta las imágenes de retrodifusión fusionadas.

En la Figura 4-23 (Blanes) la zona que se encuentra al sur de la línea discontinua no fue tomada en cuenta en el tratamiento. El análisis de la pendiente indica que el relieve de esta zona tiene un talud orientado según SW-NE con una fuerte pendiente superior a 10°.

Según la Figura 4-21 y Figura 4-22 las clases en Blanes se diferencian esencialmente por una evolución de la reflectividad por franjas de 3 dB a 4 dB. La diversidad de sedimentos puesta en evidencia en esta región se extiende de fondos duros (clase 2) a fondos arenosos (clase 5).

Según la distribución esencialmente sobre un solo eje en la región Blanes (Figura 4-22), la segmentación mostrada en la Figura 4-23 sigue las diferentes tonalidades de gris de la imagen de retrodifusión. El análisis en componentes principales finalmente, no aporta más que una ponderación de las contribuciones angulares para efectuar la selección.

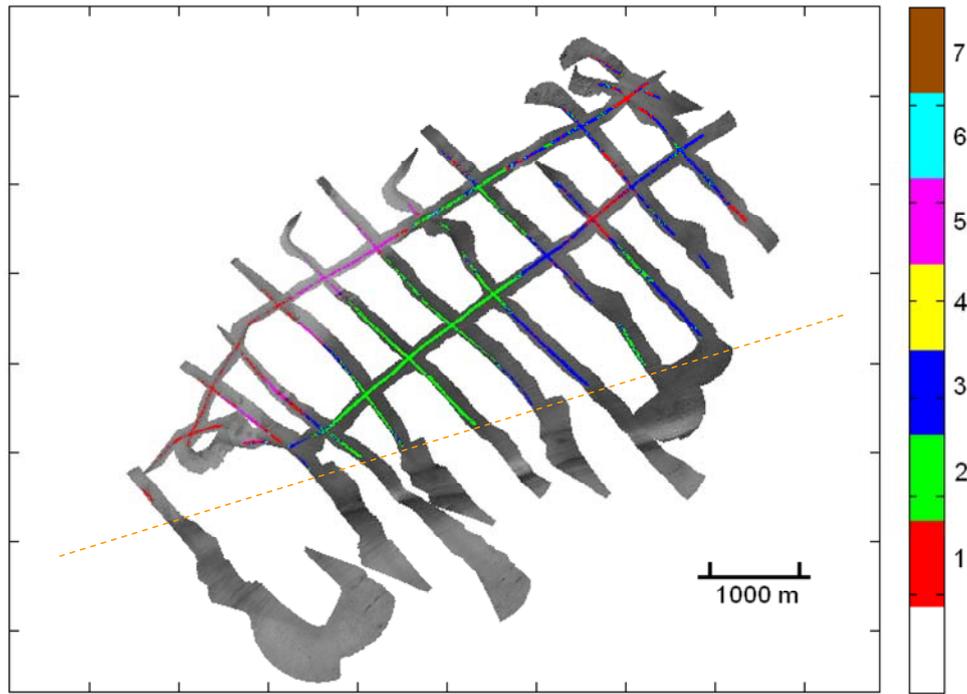


Figura 4-23 Zona Blanes. Mapa de clases superpuesta a la imagen de retrodifusión.

La segmentación de Besos-Begin se muestra en el mapa de clases de la Figura 4-24. La zona azul (clase3) situado al sudeste, corresponde a un cuerpo de arena (ver Figura 4-2). La clase 6 corresponde a una pequeña porción situada al oeste, que se continúa en la región central de Besos-Legs (Figura 4-25). De acuerdo a las curvas de la Figura 4-21, el nivel del segmento en azul en Besos-Begin es unos 3dB superior al rojo.

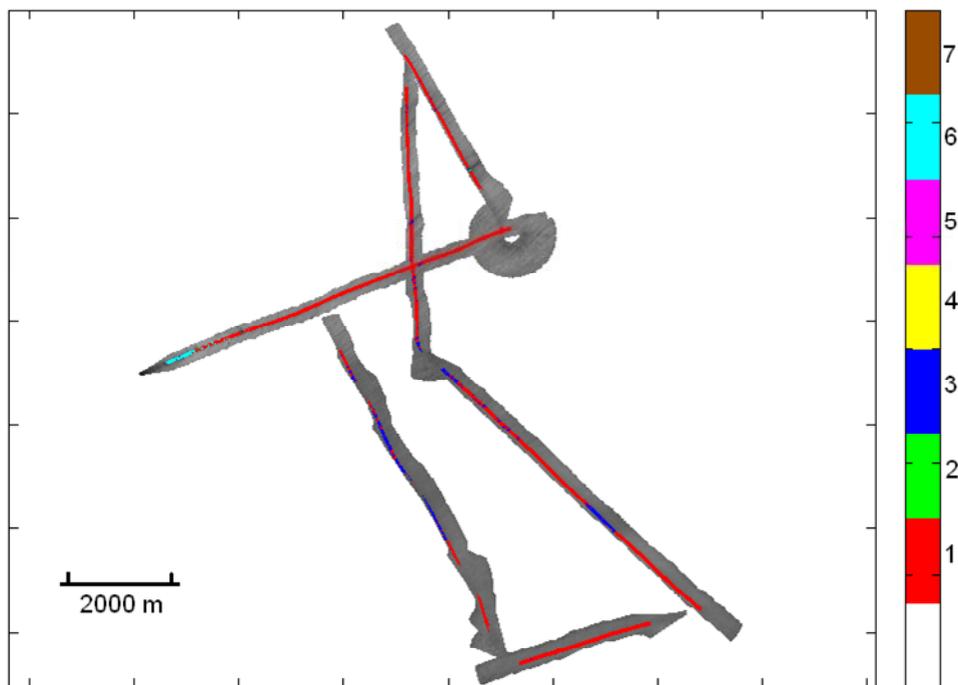


Figura 4-24 Región Besos-Begin. Mapa de clases superpuesta a la imagen de retrodifusión.

La Figura 4-25 muestra la distribución de las diferentes respuestas sobre la región Besos-legs. Esta región está caracterizada por la acumulación de una enorme masa de sedimentos antropogénicos originados en la emisión de las alcantarillas de Barcelona.

Esto es puesto en evidencia en la zona amarilla de la figura (respuesta con la más alta reflectividad) que se corresponde con la parte más oscura de la imagen de retrodifusión.

Las respuestas angulares mostradas en la Figura 4-21 , van desde suelos con muy alta reflectividad (clase 4) a sedimentos blandos (clase 5), lo que muestra la variabilidad de sedimentos en esta región, en acuerdo con la imagen de retrodifusión y las cartas disponibles.

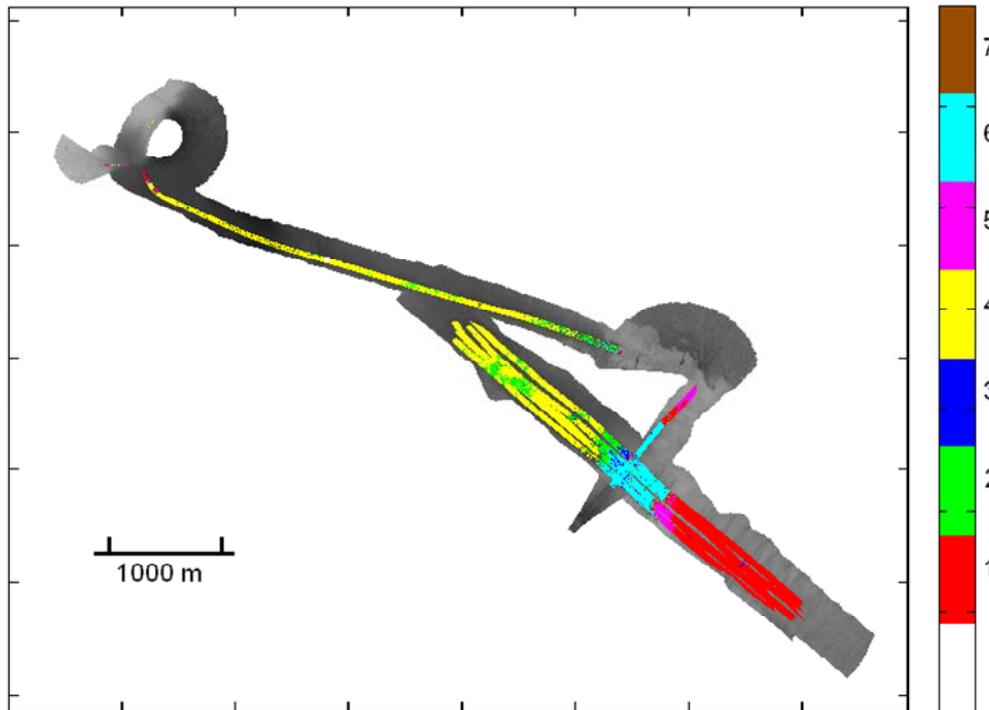


Figura 4-25 Región Besos-Legs. Mapa de clases superpuesta a la imagen de retrodifusión.

Finalmente, la Figura 4-26 muestra la imagen de Besos-Pipe. Se encuentran aquí dos segmentos con la reflectividad más baja de todas las regiones, marrón (clase 7) y fucsia (clase 5). Según las curvas de la Figura 4-21 , la diferencia de niveles entre estos tipos de fondos está entre 2 y 3 dB.

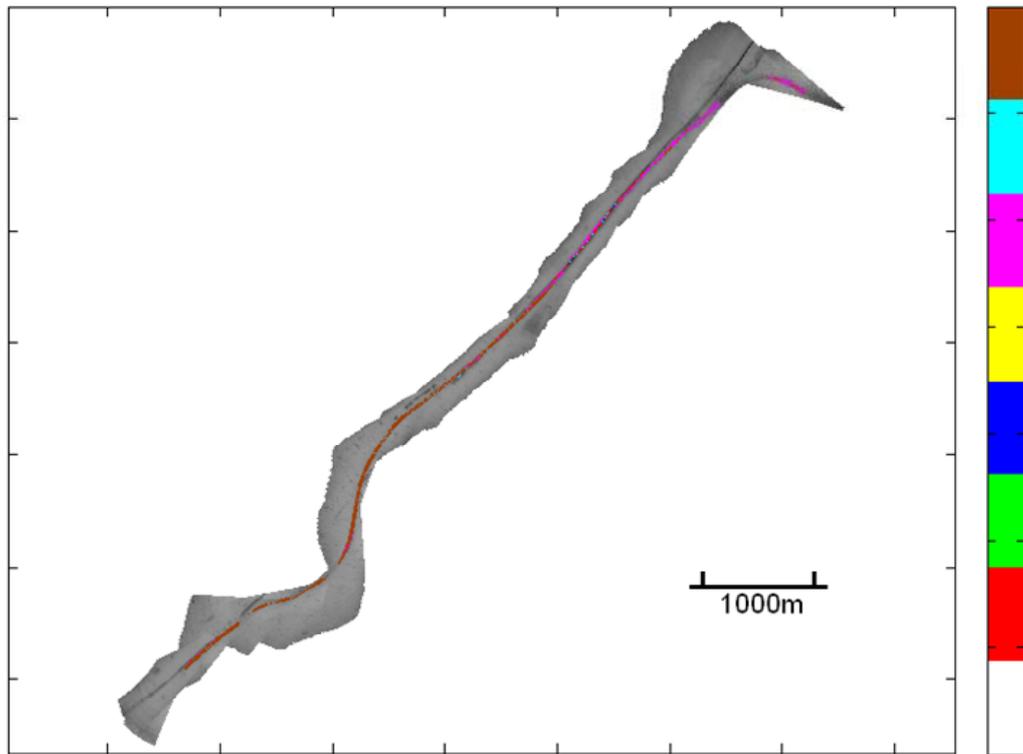


Figura 4-26 Región Besos-Pipe. Mapa de clases superpuesta a la imagen de retrodifusión.

4.5 CONSIDERACIÓN DE LAS FLUCTUACIONES LOCALES

Hasta el momento se ha utilizado un espacio de partida de dimensión $n=26$ para describir las respuestas angulares de retrodifusión. El análisis en componentes principales muestra que estas variables están bien correlacionadas. Dado este resultado se plantea la cuestión de un enriquecimiento eventual que aportaría la introducción de nuevos parámetros, a saber, las fluctuaciones locales de las respuestas angulares observadas. Más específicamente la dimensión de los vectores iniciales es duplicada. Se considera ahora para cada vector un grupo de píxeles, la primera mitad del vector comprende las respuestas angulares medias de ese grupo, y la segunda mitad los momentos de orden 2. En referencia al tratamiento descrito en la sección 4.2, la matriz Y (Ec.(4.4)) es reemplazada por la matriz $Y^{(r)}$ quien posee el doble de columnas, cuyos elementos se escriben :

$$Y^{(r)} = \left[y_{ij}^{(1)} = 10 \log_{10} \langle x_{ij} \rangle_i \quad y_{ij}^{(2)} = 10 \log_{10} \left(\langle x_{ij}^2 \rangle_i - \langle x_{ij} \rangle_i^2 \right) \right] \quad (4.13)$$

donde $\langle \rangle_i$ nota la media efectuada sobre los vecinos del píxel $\#i$. El mismo condicionamiento realizado con la ecuación (4.6) es entonces implementado antes del tratamiento ACP.

Para que este tratamiento sea pertinente, es necesario de antemano estar seguro que la dimensión espacial del grupo de vecinos sea suficiente, en referencia a la resolución del sistema, para que los elementos de información aportados puedan considerarse como independientes.

Consideremos una vecindad (grupo de vecinos) A_v cuya extensión está cuantificada por la dimensión característica R , y la superficie dada por $S\{A_v\} = R^2$. En los límites de campo de visión del sistema, la imprenta A_v es invariable. Por el contrario las dimensiones y el aspecto de la célula de resolución A_r , dadas por (1.13) y (1.14), cambian con el punto de vista, es decir tanto con la altura del agua H como con el ángulo de rasancia γ (Figura 4-27). Se recuerda que :

$$S\{A_r\} = \delta x \delta y \text{ con } \delta x = \frac{\delta r}{\cos \gamma} \text{ et } \delta y = r \delta \phi \quad (4.14)$$

Se puede cuantificar la cantidad de información independiente aportada por la vecindad con la razón de superficies:

$$n = \frac{S\{A_v\}}{S\{A_v \cap A_r\}} \equiv \frac{R^2}{\min(R, \delta x) \min(R, \delta y)} \quad (4.15)$$

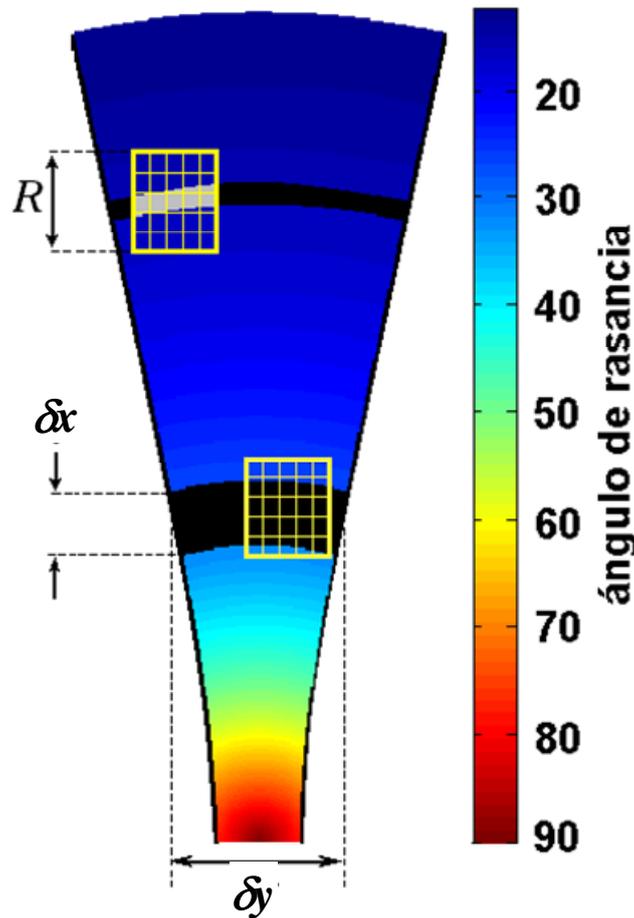


Figura 4-27 Relación, sobre la huella de un tiro, del área de una vecindad de dimensión característica R (25 píxeles) y la célula de resolución ($\delta x, \delta y$) del sistema (en negro). Se muestra en gris la superficie de intersección $S\{A_v \cap A_r\}$

El cálculo de n depende entonces del orden relativo de las dimensiones δx y δy respecto a R . En el sentido longitudinal, la extensión δx de la célula de resolución es máxima sobre el fondo visto próximo al nadir, es decir cuando el ángulo de rasancia es máximo. Se ha visto que (ec. (1.15)) $\delta x_{\max} < 2l_p$. La noción de vecindad no es

significativa a menos que su extensión verifique por lo menos $R > 2l_p$, de tal manera que sea siempre $R > \delta x$. Así, la Ec.(4.15) se reduce a :

$$n = \frac{R^2 \cos \gamma}{\delta r \min(R, \delta y)} = \frac{R \cos \gamma}{\delta r} \max\left(1, \frac{R}{r \delta \phi}\right) = \frac{R \cos \gamma}{\delta r} \max\left(1, \frac{R \sin \gamma}{H \delta \phi}\right) \quad (4.16)$$

con $\delta r = 25 \text{ cm}$ y $\delta \phi \approx 1/40 \text{ rad}$.

Si consideremos una vecindad constituida por 5×5 píxeles, entonces $R = 2 \text{ m}$. Sabiendo que la altura del agua H no supera nunca los 80 m , se puede definir el ángulo de transición γ_y :

$$\sin \gamma_y = \frac{H \delta \phi}{R} = \frac{H}{80 \text{ m}} \quad (4.17)$$

tal que (ver Figura 4-28)

$$\begin{aligned} \gamma \leq \gamma_y & \quad n = \frac{R \cos \gamma}{\delta r} \\ \gamma \geq \gamma_y & \quad n = \frac{R^2 \cos(2\gamma)}{2H \delta r \delta \phi} \end{aligned} \quad (4.18)$$

La Figura 4-28 presenta la evolución de la razón n con el ángulo de rasancia para algunos valores de la altura del agua H . Con las profundidades más frecuentes encontradas durante la campaña, una vecindad de 5×5 es entonces susceptible de contener como mínimo 4 informaciones independientes. Sin embargo es de notar un problema que puede aparecer cuando la altura del agua deviene demasiado pequeña : la extensión lateral de la vecindad puede conducir a limitar considerablemente el número de píxeles agrupados conteniendo respuestas angulares completas.

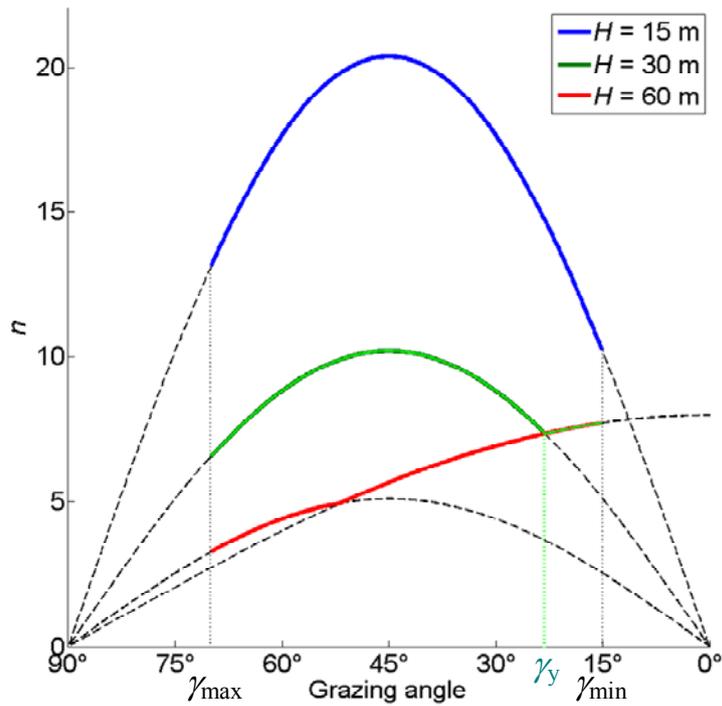


Figura 4-28 Evolución de la razón n (ver Ec.(4.15)) con la rasancia para diferentes alturas del agua (bajo la hipótesis de fondo plano horizontal).

En Figura 4-29 y Figura 4-30 se muestran los resultados obtenidos para dos regiones (Blanes y Besos-Legs). Se comparan las proyecciones sobre los dos primeros vectores propios cuando la vecindad (5×5) es tomada en cuenta y cuando no lo es. El tratamiento parece no aportar ninguna diferencia significativa entre las proyecciones con y sin fluctuaciones.

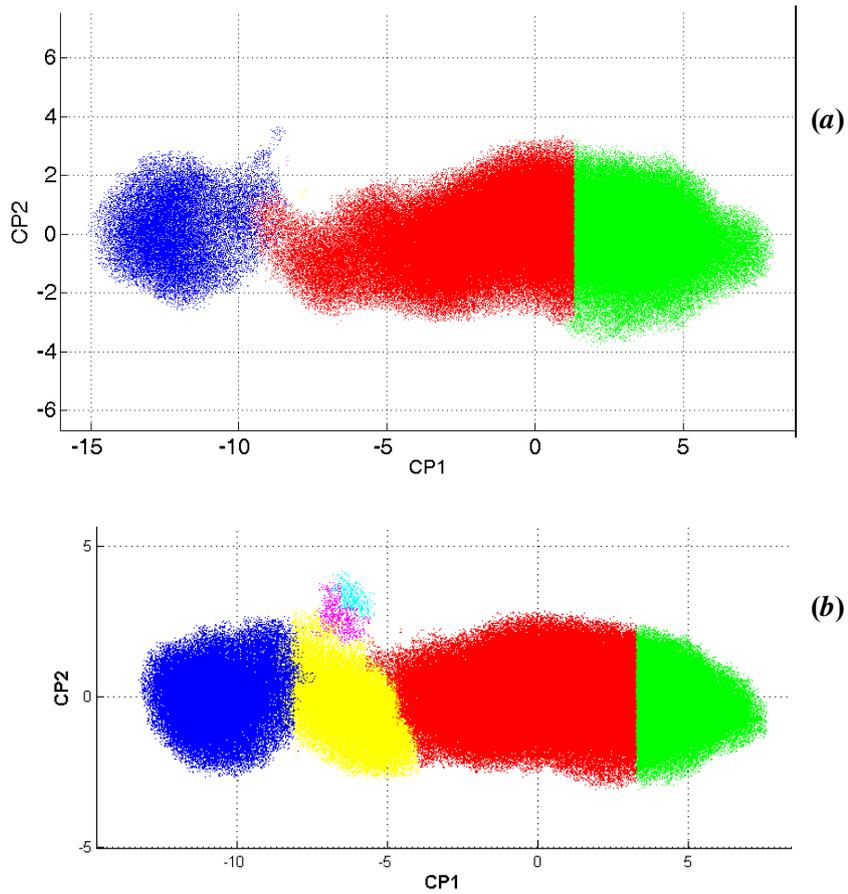


Figura 4-29 Proyección según los dos primeros vectores propios de la región Blanes, y la clasificación (a) teniendo en cuenta las fluctuaciones de los vecinos (b) sin fluctuación.

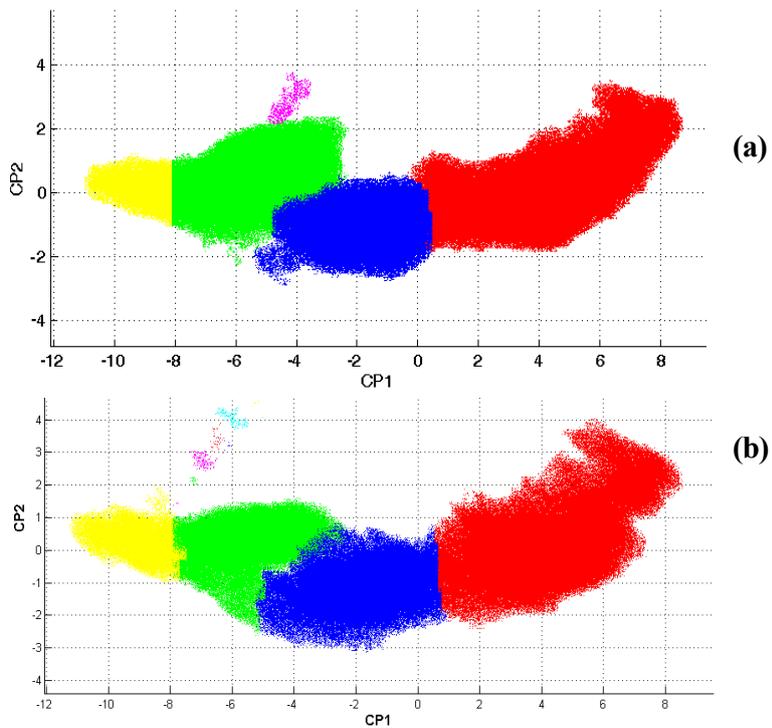


Figura 4-30 Proyección según los dos primeros vectores propios de la región Besos-Legs, y la clasificación (a) teniendo en cuenta las fluctuaciones de los vecinos (b) sin fluctuación.

4.6 CONCLUSIONES

Las clases puestas en evidencia mediante el tratamiento descrito en este capítulo, exhiben una correlación significativa con la información disponible sobre la naturaleza de los fondos. En la región Besos-Legs, diferentes zonas sedimentarias han sido netamente diferenciadas, a pesar de la sutilidad de los cambios. Un cuerpo arenoso ha sido también registrado en la región Besos-Begin. En la región Blanes, donde la naturaleza del fondo presenta cambios más bruscos, es cuando el proceso de clasificación ha dado los resultados más claros

5. CLASIFICACIÓN EQUATION CHAPTER (NEXT) SECTION 1

En el presente capítulo, cada respuesta angular clasificada en el capítulo anterior, es aproximada por una curva construida a partir del modelo APL-UW desarrollado en el capítulo 2, mediante el ajuste de parámetros. Los diferentes tipos de fondo son entonces identificados por medio de vínculos entre los tipos de sedimento y los parámetros.

Finalmente los resultados son comparados con los datos obtenidos a partir de muestras de sedimentos extraídos durante la campaña.

5.1 IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO

5.1.1 Interpolaciones

El modelo APL-UW fue desarrollado gracias a algunas aproximaciones cuya validez depende de la gama del ángulo de incidencia y de las características de la interfase agua-sedimento. Se exponen aquí las interpolaciones utilizadas para empalmar las curvas del índice de retrodifusión entre :

la aproximación de Kirchhoff , el modelo de rugosidad compuesta y las superficies muy rugosas.

Ambas interpolaciones utilizan la siguiente función :

$$f(x) = \frac{1}{1 + e^x} \quad (5.1)$$

Interpolación entre la aproximación de Kirchhoff y rugosidad compuesta

Esta interpolación se efectúa a través de la siguiente fórmula

$$m_{ip} = f(x)m_{kr}(\gamma) + [1 - f(x)]m_{rc}(\gamma) \quad (5.2)$$

donde γ es el ángulo de rasancia, m_{kr} es el coeficiente de retrodifusión en la aproximación de Kirchhoff (ecuación (2.24)), m_{rc} es el coeficiente en la aproximación de rugosidad compuesta (ecuación (2.38)) y el argumento x está dado por las expresiones siguientes:

$$x = \frac{\cos(\gamma) - \cos(\gamma_k)}{0,0125}, \quad \cos \gamma_k = \left[\frac{1}{C_4} + 4 \right]^{-\frac{1}{4}} \quad \text{y} \quad C_4 = (1000)^{\frac{1}{1+\alpha}} (aq_c^2)^{\frac{1}{\alpha}}. \quad (5.3)$$

Los parámetros a y q_c están definidos por las ecuaciones (2.25).

La interpolación conecta las dos aproximaciones alrededor del ángulo γ_k que es aproximadamente, aquel para el cual el índice de retrodifusión Kirchhoff cae 15 dB por debajo del máximo observado a 90°

Interpolación con la rugosidad fuerte.

La interpolación final con rugosidad fuerte, da el coeficiente de retrodifusión m_{rug} debido a la rugosidad, que aparece en la ecuación (2.22),

$$m_{rug}(\gamma) = f(\gamma)m_{ip}(\gamma) + [1 - f(\gamma)]m_{mr} \quad (5.4)$$

donde m_{mr} está dado por la ecuación (2.39), f es la función dada en 5.1 y m_{ip} está dada por (5.2). Aquí, el argumento γ de la función f es

$$\gamma = \frac{(\tan^{-1}(\sigma_L) - \theta_r)}{\Delta\theta} \quad (5.5)$$

Los parámetros $\theta_r = 7,0^\circ$ y $\Delta\theta = 0,5^\circ$ son ángulos de referencia empíricos, y el parámetro σ_L es el *rms* de la pendiente a gran escala.

5.1.2 Parámetros de entrada

El modelo se ajusta con un juego de 6 parámetros describiendo:

- Las propiedades geoacústicas del sedimento (velocidad, densidad y atenuación).
- La superficie del sedimento (intensidad y exponente espectral).
- La retrodifusión de volumen (parámetro de volumen).

Un resumen del nombre y definición de los parámetros se presentan en la tabla siguiente:

Tabla 5-1 Parámetros de entrada del modelo APL-UW		
Símbolo	Definición	Nombre
ρ	$\frac{\text{densidad del agua}}{\text{densidad del sedimento}}$	Razón de densidades
ν	$\frac{\text{velocidad de propagación en el agua}}{\text{velocidad de compresión en el sedimento}}$	Razón de velocidades
δ	$\frac{\text{parte imaginaria del número de onda en el sedimento}}{\text{parte real del número de onda en el sedimento}}$	Parámetro de pérdida
σ_2	$\frac{\text{índice de retrodifusión en el sedimento}}{\text{coeficiente de atenuación en el sedimento}}$	Parámetro de volumen
γ_2	Exponente del espectro de rugosidad	Exponente espectral
w_2	Coficiente del espectro de rugosidad	Intensidad espectral

El parámetro de pérdida δ en la Tabla 5-1 está vinculado al coeficiente de atenuación en el sedimento a través de la ecuación [Mourad and Jackson 1989],

$$\delta = \frac{\alpha v c_p \ln(10)}{f 40\pi} \quad (5.6)$$

donde α es el coeficiente de atenuación en el sedimento en dB/m, f es la frecuencia (en kHz) y c_p es la velocidad del sonido en el sedimento considerado como un fluido.

La Tabla 5-2, la cual a sido tomada de [APL 1994], es un catálogo de características típicas de sedimentos. Ha sido elaborada en base al ajuste de datos experimentales (con excepción del parámetro de volumen). Un grupo de 23 tipos de sedimentos son presentados en función de los parámetros dados en la Tabla 5-1

El valor del exponente espectral en todos los casos es igual a 3,25.

El nombre de los materiales está ligado más bien al cuerpo del sedimento que a la superficie. Los parámetros de velocidad y densidad corresponden a la superficie, constituyendo extrapolaciones de valores medidos en el cuerpo del sedimento. Los autores recomiendan utilizar esta tabla como referencia por defecto en ausencia de datos físicos de las propiedades del sedimento, dado que hay una considerable dispersión en el índice de retrodifusión angular medio asociado a un tipo de sedimento dado. Una gran parte de esta dispersión es atribuida al parámetro de volumen y a la densidad espectral

Tabla 5-2 Parámetros de entrada según el nombre de los sedimentos

Nombre del sedimento	Razón de Densidad ρ	Razón de velocidad v	Parámetro de pérdida δ	Parámetro de volumen σ_2	Intensidad espectral $w_2(\text{cm}^4)$
Roca rugosa	2.5	2.5	0.01374	0.002	0.20693
Roca	2.5	2.5	0.01374	0.002	0.01862
Piedra/gravilla/guijarros	2.5	1.8	0.01374	0.002	0.016
Gravilla arenosa	2.492	1.337	0.01705	0.002	0.012937
Arena muy gruesa	2.401	1.3067	0.01667	0.002	0.010573
Gravilla barrosa y arenosa	2.314	1.2778	0.0163	0.002	0.008602
Arena gruesa/arena gravilosa	2.231	1.2503	0.01638	0.002	0.006957
Arena gravilosa y barrosa	2.151	1.2241	0.01645	0.002	0.005587
Arena media	1.845	1.1782	0.01624	0.002	0.004446
Gravilla barrosa	1.615	1.1396	0.0161	0.002	0.003498
Arena fina/arena con limo	1.451	1.1073	0.01602	0.002	0.002715
Arena barrosa	1.339	1.08	0.01728	0.002	0.00207
Arena muy fina	1.268	1.0568	0.01875	0.002	0.001544
Arena arcillosa	1.224	1.0364	0.02019	0.002	0.001119
Limo grueso	1.195	1.0179	0.02158	0.002	0.000781
Limo arenoso / barro graviloso	1.169	0.9999	0.01261	0.002	0.000518
Limo medio / arena-limo-arcilla	1.149	0.9885	0.00676	0.001	0.000518
Barro arenoso	1.149	0.9873	0.00386	0.001	0.000518
Limo fino / limo arcilloso	1.148	0.9861	0.00306	0.001	0.000518
Arcilla arenosa	1.147	0.9849	0.00242	0.001	0.000518
Limo muy fino	1.147	0.9837	0.00194	0.001	0.000518
Arcilla con limo	1.146	0.9824	0.00163	0.001	0.000518
Arcilla	1.145	0.98	0.00148	0.001	0.000518

5.2 CLASIFICACIÓN

Después de la segmentación, las coordenadas espaciales de los píxeles de cada clase son referenciadas sobre el sistema de coordenadas fijo del fondo. Luego, a partir de estas coordenadas se lee la respuesta angular de cada píxel. Para cada segmento, se calcula la respuesta angular media en escala lineal y es convertida finalmente a decibeles.

Por último las curvas son corregidas por la ecuación (3.8). Luego de este procedimiento las respuestas están listas para su ajuste.

La clasificación consiste primeramente, en determinar los parámetros de la Tabla 5-1 que permiten el mejor ajuste de las curvas predichas por el modelo, con las respuestas angulares experimentales. Luego, utilizando la Tabla 5-2 identificamos los parámetros con diferentes tipos de sedimento.

Los parámetros determinados son aquellos que hacen mínima la función S dada por

$$S(\mathbf{p}) = \sum_{i=1}^n \left(m(\theta_i) - \hat{m}(\theta_i, \mathbf{p}) \right)^2 \quad (5.7)$$

donde $m(\theta_i)$ es la respuesta de retrodifusión ya clasificada para cada ángulo θ_i y $\hat{m}(\theta_i, \mathbf{p})$ es la respuesta determinada con el modelo para el vector de parámetros $\mathbf{p} = [\rho, \nu, \delta, \sigma_2, \gamma_2, w_2]$.

El procedimiento se realizó para cada clase teniendo entonces un vector \mathbf{p} que minimiza la función S para cada una de las 7 respuestas. Es decir, tenemos un conjunto de parámetros para cada clase de respuesta.

Se ha estimado también la bondad de ajuste del método para cada respuesta, calculando el *rms* de la diferencia entre las respuestas experimentales y aquellas calculadas con el modelo luego de haber encontrado los parámetros \mathbf{p}_k . Se evalúa entonces

$$\Delta_k = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(m(\theta_i) - \hat{m}(\theta_i, \vec{p}_k) \right)^2} \quad k = 1, \dots, 7 \quad (5.8)$$

Para el parámetro γ_2 (exponente espectral) hemos utilizado un valor fijo 3,25 de acuerdo a la recomendación dada en [Mourad and Jackson 1993].

Los otros parámetros fueron ajustados dentro del rango de valores dados en las siguientes expresiones:

$$1,0 < \rho < 3,0$$

$$0,8 < \nu < 3,0$$

$$0,0 < \delta < 0,1$$

$$0,0 < \sigma_2 < 0,05$$

$$0,0 < w_2 < 1,0 \text{ (cm}^4\text{)}$$

En general, dadas las características estadísticas del proceso de clasificación y del modelo, los parámetros encontrados luego del ajuste difícilmente coincidan sobre una misma línea de la Tabla 5-2

Por esta razón, luego del proceso de optimización, para cada respuesta se buscan los parámetros para los cuales el modelo es menos sensible (por ejemplo la atenuación en los sedimentos de tipo “duro”). Estos parámetros son entonces llevados hasta un valor tal que la banda vertical de variación sea lo más estrecho posible, manteniendo siempre el valor máximo de Δ_k alrededor de 0,5 dB. Finalmente, el tipo de sedimento obtenido para cada clase es comparado con el resultado del análisis granulométrico de las muestras extraídas durante la campaña. En los casos donde no tenemos muestras se utilizaron cartas de fondos.

Los resultados del análisis granulométrico de las muestras se dan en el anexo D. Las cartas mostrando la ubicación de los puntos donde se tomaron las muestras se ven en las Figura 4-2 y Figura 4-4.

5.3 RESULTADOS

Los resultados del ajuste se muestran por medio de las curvas correspondientes superpuestas, en la Figura 5-1 . Los resultados de la clasificación se resumen en la Tabla 5-3, donde se presentan la desviación Δ_k y los parámetros encontrados luego del proceso de minimización.

Finalmente se comparan los resultados con el análisis de la granulometría de las muestras o utilizando las cartas.

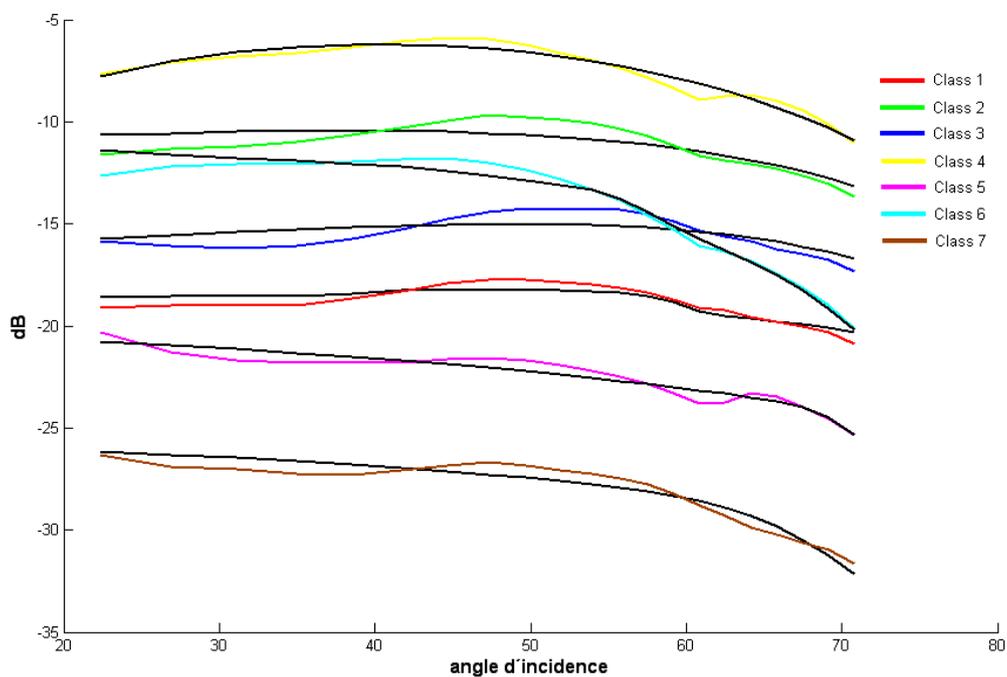


Figura 5-1 Ajuste de las respuestas angulares según el modelo APL-UW (en negro) sobre las respuestas clasificadas adquiridas con COSMOS.

Tabla 5-3 Parámetros de ajuste y su desviación

clase	ρ	ν	δ	σ_2	$w(\text{cm}^4)$	Δ (dB)
# 1	1.67	1.16	0.0100	0.0055	0.059	0.34
# 2	2.49	1.78	0.0140	0.0007	0.0610	0.56
# 3	2.44	1.36	0.0170	0.0010	0.04800	0.56
# 4	1.35	1.29	0.0001	0.0028	0.1656	0.31
# 5	1.44	1.06	0.0150	0.0039	0.0015	0.46
# 6	1.35	1.19	0.0240	0.0252	0.0040	0.44
# 7	1.15	1.09	0.0700	0.0010	0.0005	0.47

Análisis de la clase 1

Esta clase está presente en todas las regiones estudiadas, principalmente en Blanes, Besos – Begin y Besos - legs. De acuerdo a la Tabla 5-2 los parámetros correspondientes de la Tabla 5-3 se identifican con un material comprendido entre *arena media y gravilla barrosa* con una rugosidad superior a la normal.

El análisis de la granulometría se muestra en la Tabla 5-4. La notación “DC” hace referencia a los puntos de Figura 4-2 y Figura 4-4 donde fueron tomadas las muestras. No disponemos de información de la zona que afecta a la clase 1 en la zona Besos – Legs.

Tabla 5-4 Granulometría de las muestras tomadas en las zonas afectadas por la clase 1				
	Besos Begin		Blanes	
Ubicación	DC77	DC78	DC15 / DC16	DC30
Gravilla/grava	0 %	0 %	0 %	4%
Arena	28 %	42 %	98%	93%
Limo	54 %	38 %	2%	2 %
Arcilla	18 %	16 %	0%	0%
Características especiales : caparzones de Turritelas ¹ y bivalvos			Sin características especiales	

La participación de cada material sobre el total de las cuatro muestras es: 1% gravilla; 65% arena; 24% limo; 9% arcilla. Estos valores están en buena concordancia con la identificación hecha a partir de los parámetros. La fuerte rugosidad se puede vincular a la presencia de moluscos.

Análisis de la clase 2

Esta clase está presente principalmente en Blanes (35%), y también algunas partes aisladas de Besos-Legs (ver Figura 4-25). Los parámetros de la Tabla 5-3 corresponden a *pedra/gravilla/guijarros* y *gravilla arenosa* con una rugosidad próxima a la roca.

Los resultados del análisis de las muestras se presentan en Tabla 5-5. No hay muestras disponible sobre Besos-Legs.

Tabla 5-5 Granulometría de las muestras tomadas en las regiones afectadas por la clase 2				
	Blanes			
ubicación	DC23	DC24	DC25	DC26
Gravilla/guijarros	5 %	21 %	16 %	49 %
Arena	91 %	77 %	80 %	45 %
Limo	4 %	2 %	3 %	6 %
Arcilla	0	0	0	0
Sin características especiales				

Sobre el total recorrido desde DC23 hasta DC26 el porcentaje de cada tipo es: gravilla/guijarros 23%; arena 73% y limo 4%. Estos resultados están en concordancia con la identificación de los sedimentos ya hecha.

Análisis de la clase 3

La clase tres corresponde a la segmentación más extensa de la región Blanes (37% de sus puntos). También está presente en Besos-Begin con un 12% de sus puntos. La identificación de sedimentos según la Tabla 5-2 es *gravilla arenosa* y *arena muy gruesa*

El análisis granulométrico de las muestras tomadas en Blanes y la información disponible en cartas da:

Tabla 5-6 Granulometría de las muestras tomadas en las regiones afectadas por la clase 3 e información de cartas				
	Blanes			Besos Begin
ubicación	DC19	DC31	DC32	carta
Gravilla/guijarros	17 %	14 %	12 %	Cuerpo de arena
Arena	81 %	84 %	86 %	
Limo	2 %	1 %	2 %	
Arcilla	0	0	0	
Sin características especiales.				

En las tres muestras tomadas en Blanes, hay entonces: 14% gravilla ; 84% arena 2% limo. No tenemos muestras de la región Besos-Begin correspondiente a la clase 3, pero según la carta de Figura 4-2 , existe un cuerpo de arena al sudeste de la región que se

superpone perfectamente al área ocupada por la clase 3 al sudeste de la carta de clases de la Figura 4-25

En resumen, la clasificación y las muestras con concordantes. A señalar, que la presencia del cuerpo de arena puesto en evidencia en Besos – Begin, no aparece en las imágenes de retrodifusión obtenidas con el sonar COSMOS, ni tampoco por el sonar Klein utilizado como testigo durante la campaña (Cosmos report task 6 chapter 3).

Análisis de la clase 4

Esta clase está presente únicamente en la región Besos – Legs con aproximadamente el 40% de sus puntos. Los valores de los parámetros de densidad y velocidad para esta clase, cubren una amplia gama de tipos de sedimento, yendo desde *gravilla barrosa* y *arenosa* hasta *arena barrosa*. Por otro lado, el parámetro de pérdida indica que la atenuación es extremadamente débil y la intensidad espectral indica que la rugosidad corresponde a la roca. No es posible encontrar un tipo de sedimento que se asocie a estas características.

La carta de la Figura 4-2 indica que en zona correspondiente a la clase 4 hay sedimentos antropogénicos provenientes de las alcantarillas de Barcelona. Los parámetros de la Tabla 5-3 corresponden probablemente a este tipo particular de sedimentos. Por otro lado, la carta de clases de la Figura 4-25 muestra que el área ocupada por la clase 4 está más extendida (hacia el norte) que los sedimentos antropogénicos indicados en la carta de la Figura 4-2 . Esto diferencia está seguramente vinculada al hecho que la región de Besos ha sido estudiada por última vez en 1987.

Análisis de la clase 5

Esta clase está presente en el nordeste de Besos – Pipe, el noroeste de Blanes y en una pequeña zona de la región central de Besos – Legs. Según la Tabla 5-2 y la Tabla 5-3, los parámetros de la clase 5 se corresponden con *arena fina/arena limosa*; *arena barrosa* y *arena muy fina*.

La **Tabla 5-7** muestra el análisis de las muestras tomadas en Blanes y la información sobre las cartas [COSMOS 2001 b] de Besos - Pipe.

Tabla 5-7 Granulometría de las muestras tomadas en las regiones afectadas por la clase 5 e información de cartas.		
	Blanes	Besos Pipe
ubicación	DC21	carta
Gravilla/guijarros	0	fondo blando y homogéneo
Arena	96 %	
Limo	4 %	
Arcilla	0	
Sin características especiales		

La granulometría y la información de las cartas muestran un buen acuerdo.

Análisis de la clase 6

La clase 6 se encuentra principalmente en la zona central de Besos – Legs y al oeste de Besos – Begin. Estas dos zonas pertenecen a la misma segmentación dado que ellas están conectadas (ver Figura 4-3). La interpretación de los parámetros de la Tabla 5-3 indica que los sedimentos correspondientes a esta clase son: *arena fina/arena limosa; gravilla barrosa; arena media y arena barrosa*. Sin embargo, el parámetro de volumen es 10 veces superior al que corresponde a esa franja de sedimentos. Es posible observar un comportamiento atípico en esta clase, dada su posición dentro de la nube de puntos en el espacio de componentes principales.

No hay muestras de la zona afectada por la clase 6. Comparando la carta de clases de la Figura 4-25 y Figura 4-2 el área ocupada por la clase 6 puede corresponder tanto a sedimentos antropogénicos como a una plataforma de abrasión. Sin embargo, el tipo de respuesta de la clase 6 es muy diferente a aquella que corresponde a sedimentos antropogénicos (clase 4). Esto induce a asociar la clase 6 a la abrasión.

Análisis de la clase 7

Esta clase está presente únicamente en la zona sur de Besos – Pipe. El parámetro de densidad de la Tabla 5-3 corresponde a *limo medio/arena – limo – arcilla*, mientras que el parámetro de velocidad corresponde a *arena barrosa*. El resto de los parámetros se encuentran, aproximadamente, dentro de esta banda.

Las curvas de retrodifusión de acuerdo al modelo APL – UW (Figura 2-8) asociadas a *limo medio y arena barrosa*, se diferencian entre si (en promedio) en algunas décimas de dB, en rango de ángulos de incidencia que estamos considerando. En consecuencia, el procedimiento y el modelo utilizado no permiten discriminar entre los diferentes tipos de sedimentos que se encuentran dentro de esta banda. Es necesario trabajar con ángulos de incidencia entre 0° y 20° o más allá de 75° para tener un mejor poder discriminatorio.

Resumiendo, la clasificación establece que la clase 7 corresponde a una mezcla de arena muy fina, limo medio y barro.

5.4 CONCLUSIONES

Se ha encontrado un buen ajuste entre las respuestas clasificadas y las predichas por el modelo. Una desviación de 0,5 dB entre ellas es aceptable, considerando que las diferencias de nivel entre las clases encontradas son del orden de 3dB.

En cuanto a la clasificación del sedimento, los resultados muestran que el método de segmentación y clasificación utilizado es satisfactorio.

Tomando en cuenta que las muestras de los sedimentos fueron tomadas en puntos fijos, mientras que las respuestas son obtenidas a partir del barrido de zonas extensas, la concordancia entre las muestras y los resultados de nuestra clasificación son buenos.

6. CONCLUSIONES GENERALES Y PERSPECTIVAS

Una etapa crítica en el análisis de componentes principales reside en la constitución de los *vectores-muestras*. Se trata aquí de respuestas angulares, donde cada componente se corresponde a una estrecha banda de rasancia. La elección del sector angular retenido, así como su repartición, son determinantes para implementación del ACP. Para simplificar los tratamientos, ha sido impuesta una localidad estricta de las respuestas angulares, es decir que sólo los píxeles que poseen una respuesta completa en el intervalo definido han sido conservados. Además, las pendientes locales no han sido tomadas en cuenta: la pérdida de precisión asociada con esta aproximación ha sido analizada en detalle. El “costo” de estas simplificaciones es que los ángulos de vista tratados están limitados a una gama intermedia, de donde son excluidas las incidencias débiles y las débiles rasancias. Ahora bien, es justamente en los extremos de la gama considerada, donde se presentan las inflexiones que hacen singulares a las respuestas angulares de retrodifusión en relación a los fondos; en la gama intermedia, los gradientes angulares son débiles y las respuestas difieren esencialmente sólo por su nivel medio. Lo esencial de la varianza (y por lo tanto la información extraída) se encuentra en el primer vector propio y entonces, la segmentación finalmente obtenida no es muy diferente de una clasificación según el nivel medio de gris. Así, los resultados obtenidos conducen a una segmentación con fronteras precisas en zonas homogéneas, según el plan de la textura aparente en las imágenes de rétrodifusión. Sin embargo, cuando la segmentación pone de manifiesto zonas que las imágenes de rétrodifusión no ponen en evidencia, se ha podido verificar a posteriori la correcta coherencia con la información proporcionada por los geólogos sobre las zonas exploradas.

En cuanto a la clasificación de los sedimentos, las curvas de rétrodifusión obtenidas con COSMOS, han sido bien ajustadas por el modelo físico. En 5 de 7 clases identificadas, los parámetros obtenidos en el proceso de optimización coinciden con un tipo de sedimento fácilmente identificable. Cuando se disponía de muestras tomadas *in situ*, la granulometría realizada en laboratorio estaba en buen acuerdo con las medidas experimentales. En ambos casos donde no se pudo identificar el tipo de sedimento, corresponden a una zona de abrasión y una zona de depósitos antropogénicos. Aún así, estas dos zonas han sido bien aisladas en el proceso de segmentación.

El análisis de las fluctuaciones alrededor del valor medio de la respuesta de cada píxel, da un resultado inesperado. Se ha observado una fuerte correlación lineal entre la respuesta angular media y las fluctuaciones alrededor esta media, lo que implica una contribución esencialmente vinculada al ruido de *speckle*.

En cuanto a trabajos futuros, por un lado, es necesario relajar la condición de localidad estricta de las respuestas, para ampliar el análisis a las incidencias débiles, y por otra parte, tener en cuenta las pendientes para tratar las rasancias débiles. Un análisis estadístico de las respuestas angulares debe ser también retomado en este contexto de vecindad ampliada.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

[**Abraham and Lyons 2002**] Douglas A. Abraham and Anthony P. Lyons; *Novel Physical Interpretations of K-Distributed Reverberation*; IEEE J. Ocean. Eng. (27), pp 800-813.

[**APL 1987**] Darrell R. Jackson, third report TTCP Bottom Scattering Measurements: Model Development APL-UW 8708.

[**APL 1994**] APL-UW *High-Frequency Ocean Environmental Acoustics Models Handbook* (APL-UW TR 9407), Seattle, WA: Applied Physics Laboratory, University of Washington, 1994

[**Bentrem et al 2002**] Frank W. Bentrem, John Sample, Maria T. Kalcic, and Michael E. Duncan, *High-Frequency Acoustic Sediment Classification in Shallow Water*, Proc. Vol 1, pp 7- 11.

[**Bergem et al. 1999**] O. Bergem, E. Pouliquen, G. Canepa, and N. G. Pace; *Time-evolution modeling of seafloor scatter. II. Numerical and experimental evaluation* J. Acoust. Soc. Am. (105), pp 3142-3150.

[**Beyer et al. 2007**] Andreas Beyer, Bishwajit Chakraborty and Hans Werner Schenke; *Seafloor characterization of the mound and channel provinces of the Porcupine Seabight -an application of the multi-beam angular backscatter data*; Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch) (96), pp 1-19.

[**Blondel 1999**] *Textural Analysis of Sidescan Sonar Imagery and Generic Seafloor Characterization*, J. Acoust. Soc. Am. (105) pp. 1206-1206.

[**Blondel 2009**] Philippe Blondel ; *The Handbook of Sidescan Sonar*; Springer-Praxis Books, Geophysical Sciences series; 2009

[**Blondel and Murton 1997**] Blondel, P. and Murton, B.J., *Handbook of Seafloor Sonar Imagery*, Chichester, UK: John Wiley and Sons/Praxis, 1997.

[**Brekhovskikh and Lysanov 1991**] Leonid M. Brekhovskikh and Yuri. P. Lysanov, *Fundamentals of Ocean Acoustics* 2nd ed, Springer-Verlag, Berlin 1991.

[**Briggs 1989**] Kevin B. Briggs *Microtopographical Roughness of Shallow-Water*, IEEE J. Ocean. Eng., (14), pp. 360-367.

[**Briggs et al. 2002**] Kevin B. Briggs, Dajun Tang, and Kevin L. Williams, *Characterization of Interface Roughness of Rippled Sand Off Fort Walton Beach, Florida*, IEEE J. Ocean. Eng., (27), pp. 505-514.

[**Buckingham 2005**] Michael J. Buckingham; *Compressional and shear wave properties of marine sediments: Comparisons between theory and data*; J. Acoust Soc. Am. (117), pp 137-152.

[**Cervenka 2003a**] Pierre Cervenka, *Characterization and observation of the seafloor with a new multi-beam front-scan sonar system; Final report on Task 2 (Hardware Development)*; Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Mécanique Physique (CNRS UPRESA 7068)

[**Cervenka 2003b**] Pierre Cervenka, *Characterization and observation of the seafloor with a new multi-beam front-scan sonar system; Final report Task 4 (Data Alignmen-Imaging and Interferometry- Bathymetry)*; Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Mécanique Physique (CNRS UPRESA 7068)

[**Cervenka and Marchal 2004**], P. Cervenka and J. Marchal, *Imaging with a new multi-look front-scan sonar system*, *Acta Acustica / Acustica* **90** 1, pp 38-48.

[**Chakraborty et al. 2000**] Bishwajit Chakraborty, Hans Werner Schenke, Vijay Kodagali, and Rick Hagen; *Seabottom Characterization Using Multibeam Echosounder Angular Backscatter: An Application of the Composite Roughness Theory*; IEEE Trans. Geosc. and Remote Sensing (38), pp 2419-2422.

[**Chen and Millero 1977**] C.T. Chen and F.J. Millero, *Speed of sound in seawater at high pressures*, *J. Acoust. Soc. Am.* 62(5) pp 1129-1135.

[**Chevalier 2002**] Chevalier, Francois; *Principles of radar and sonar signal processing*; Artech House 2002.

[**Chivers et al., 1990**] R. C. Chivers, N. C. Emerson, and D. Burns, *New acoustic processing for underway surveying*. *The Hydrographic Journal*, 56, pp 9–17.

[**Chotiros et al. 2002**] Nicholas P. Chotiros, D. Eric Smith, and James N. Piper, *Refraction and Scattering Into a Sandy Ocean Sediment in the 30–40-kHz Band*, IEEE J. Ocean. Eng. (27), pp 362 – 375.

[**Chu et al. 2001**] Dezhang Chu, Dajun Tang, Thomas C. Austin, Alan A. Hinton, and Richard I. Arthur, Jr., *Tomographic Imaging of Shallow Water Sediments*, IEEE J. Oceanic Eng., (26), pp. 70-83.

[**Clarke et. Al 1997**] Hughes Clarke J.E., Danforth B.W. and Valentine P., *Areal Seabed Classification using Backscatter Angular Response at 95kHz*, NATO SACLANTCEN Conference Proceedings Series CP-45, High Frequency Acoustics in Shallow Water, p.243-250.

[**Clay and Medwin 1977**] Clay C. S., and Medwin H. (1977). *Acoustical Oceanography Principles and Application* (Wiley-Interscienc NewYork) , Chap.10 and Appendix A.

[**COSMOS 2001 a**] *Characterization and observation of the seafloor with a new multi-beam front-scan sonar system*; Final report on Task 6 (Analysis and interpretation of results); ICM-CSIC & IFREMER.

[**COSMOS 2001 b**] *Characterization and observation of the seafloor with a new multi-beam front-scan sonar system*; Final report Research Cruise Reports& ROSCOP; ICM-CSIC, Barcelona, March 2001.

[**Fawcett 2003**] John A. Fawcett; *Seabed classification from acoustic data collected during DRDC Atlantic/SACLANTCEN MAPLE trial*; Technical Memorandum, Defense R&D Canada-Atlantic TM 2002-141, January 2003.

[**Hamilton 1972**] Edwin L. Hamilton; *Compressional wave attenuation in marine sediments*, *Geophysics* (37), pp 620-646.

[**Hamilton 1980**] Edwin L. Hamilton; *Geoacoustic modeling of the sea floor*; *J. Acoust. Soc. Am.* (68), pp 1313-1340.

[**Hamilton 2001**] L.J. Hamilton; *Acoustic Seabed Classification Systems*; DSTO, Aeronautical and Maritime Research Laboratory, Australia, November 2001.

[Hines 1990] P.C. Hines, *Theoretical model of acoustic backscatter from a smooth seabed*, J. Acoust. Soc. Am. (88), pp 324-334.

[Ishimaru 1972] Akira Ishimaru, *Wave propagation and Scattering in random Media Vol 2*. Academic Press, 1978.

[Jackson and Briggs 1992] Darrel R. Jackson and Kevin B. Briggs, *High-frequency bottom backscattering: Roughness versus sediment volume scattering*, J. Acoust. Soc. Am. (92), pp 962-977.

[Jackson and Richardson 2007] Darrell Jackson and Michael Richardson; *High Frequency Seafloor Acoustic*; Springer-Monograph Series in Underwater Acoustic; 2007

[Jackson et al. 1986a] Jackson D. R., Winebrenner D. P., and Ishimaru A., *Application of the composite roughness model to high-frequency bottom backscattering*, J. Acoust. Soc. Am. (79), pp 1410-1422

[Jackson et al. 1986b] Darrell R. Jackson Andrew M. Baird, John J. Crisp, and Patricia A. G. Thomson, *High-frequency bottom backscatter measurements in shallow water*, J. Acoust. Soc. Am. (80) pp 1188-1199.

[Jackson et al. 1996] Darrell R. Jackson, Kevin B. Briggs, Kevin L. Williams, and Michael D. Richardson, *Test of models for high-frequency seafloor backscattering*, IEEE J. Ocean. Eng (21). pp 458-470.

[Janvrin 2000] Philippe Janvrin, *Sonar frontal pour l'imagerie par synthese non-coherente et la bathymetrie*, Thèse de doctorat de l'Université Paris 6.

[Kuo 1964] E.Y.T. Kuo, *Wave Scattering and Transmission at Irregular Surfaces*, J. Acoust. Soc. Am. (36), pp 2135-2142.

[Le Chenadec et. al 2007] Gilles Le Chenadec, Jean-Marc Boucher and Xavier Lurton *Angular Dependence of K-Distributed Sonar Data*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, (45), pp. 1224-1235.

[Lurton 2002] Xavier Lurton, *An introction to Underwater Acoustic – Principles and Applications*, Springer 2002.

[Lyons and Abraham 1999] Anthony P. Lyons and Douglas A. Abraham, *Statistical characterization of high-frequency shallow-water seafloor backscatter*, J. Acoust. Soc. Am. (106), pp 1307-1315.

[Mackenzie 1981] K.V. Mackenzie, *Nine-term Equation for Sound Speed in the Ocean*, J. Acoust. Soc. Am. (70), pp 807-812.

[Marsh and Schulkin 1962] M. Schulkin and H.W.Marsh; *Sound absorption in seawater*. J. Acoust. Soc. Am.(34), pp 864–865.

[McDaniel and Gorman 1983] S. T. McDaniel and A.D. Gorman, *An examination of the composite roughness scattering model*, J. Acoust. Soc. Am. (73), pp 1476-1486.

[Mourad and Jackson 1989] Pierre D. Mourad and Darrell R. Jackson, *High Frequency Sonar Equation Models for Bottom Backscatter and Forward Loss*, Proc. of IEEE OCEANS'89, New York.

[**Mourad and Jackson 1993**] Pierre D. Mourad and Darrell R. Jackson; *A model/data comparison for low-frequency bottom backscatter*; J. Acoust. Soc. Am. (94), pp 344-358.

[**Nielsen 1991**] Richard O. Nielsen; *Sonar Signal Processing*, Artech House, 1991

[**Pace and Gao 1988**] N. G. Pace and H. Gao, *Swathe Seabed Classification*, IEEE J. Ocean. Eng (13), pp 83-90.

[**Pouliquen and Lurton 1992**] Pouliquen E., and Lurton X. *Sea-bed identification using echosounder signal*. European Conference on Underwater Acoustics, Elsevier Applied Science, London and New York, p. 535.

[**Pouliquen and Lurton 1994**] Pouliquen E. et Lurton X., *Identification de la nature du fond de la mer a l'aide de signaux d'échos-sondeurs: I. Modélisation d'échos réverbérés par le fond*, Acta Acustica (2), pp. 113-126.

[**Pouliquen et al. 1999**] E. Pouliquen, O. Bergem, and N. G. Pace; *Time-evolution modeling of seafloor scatter. I. Concept*; J. Acoust. Soc. Am. (105), pp 3136-3141.

[**Reed and Hussong 1989**] Thomas Beckett Reed and Donald Hussong; *Digital Image Processing Techniques for Enhancement and Classification of SeaMARC II Side Scan Sonar Imagery*; J. Geoph. Res. (94), pp 7469-7490.

[**Reut et al. 1985**] Z. Reut, N. G. Pace & M. J. P. Heaton; *Computer classification of sea beds by sonar*, Nature 314, pp 426 - 428

[**Richardson and Briggs 1996**] M. D. Richardson and K. B. Briggs, *In-situ and laboratory geoacoustic measurements in soft mud and hard-packed sand sediments: Implications for high-frequency acoustic propagation and scattering*; Geomarine Lett., vol. 16, pp. 196–203.

[**Richardson et al. 1992**] M. D. Richardson, P. V. Curzi, E. Muzi, F. Turgutcan, and T. Akal, *A generic geoacoustic model for the central Adriatic Sea*, SACLANT

[**Richardson et al. 2001**] Michael D. Richardson, Kevin B. Briggs, Kevin L. Williams, Anthony P. Lyons and Darrell R. Jackson, *Effects of changing roughness on acoustic scattering: (2) anthropogenic changes*, Proceedings of the Institute of Acoustics, Vol. 23 part 2, pp. 383-390.

[**SAX 2001 a**] Varios autores, *Overview of SAX99: Environmental Considerations*, IEEE J. Ocean. Eng. (26), pp 26-53

[**SAX 2001 b**] Varios autores, *An overview of SAX99: Acoustic Measurements*, IEEE J. Oceanic Eng., (26), pp. 4–25.

[**Sternlicht and De Moustier 2003**] Daniel D. Sternlicht and Christian P. de Moustier, *Remote sensing of sediment characteristics by optimized echo-envelope matching*, J. Acoust Soc. Am. (114), pp 2727- 2743.

[**Stewart et al. 1994**] W. Kenneth Stewart, Min Jiang, and Martin Marra; *A Neural Network Approach to Classification of Sidescan Sonar Imagery from a Midocean Ridge Area*; IEEE J. Ocean. Eng. (19), pp 214-224.

[**Stewart et. al 1994**] W. Kenneth Stewart, Dezhang Chu, Sandipa Malik, Steve Lerner, *Quantitative seafloor characterization using a bathymetric sidescan sonar*, IEEE J. Ocean. Eng. (19), pp 599-610.

[**Stockhausen 1963**] J. H. Stockhausen; *Scattering from the Volume of an Inhomogeneous Half-Space*, J. Acoust. Soc. Am. (35), pp. 1893-1893.

[**Subramaniam et al.1993**] Suresh Subramaniam, Herb Barad, Andrew B. Martinez and Brian Bourgeois; *Seafloor Characterization Using Texture*; proc. MTS/IEEE OCEAN.

[**Tang 1991**] D. Tang, *Acoustic wave scattering from a random ocean bottom*, Ph.D. thesis Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution.

[**Tang et al. 2002**] Dajun Tang, Kevin B. Briggs, Kevin L. Williams, Darrell R. Jackson, Eric I. Thorsos, and Donald B. Percival *Fine-Scale Volume Heterogeneity Measurements in Sand*, IEEE J. Ocean. Eng., (27), pp. 546-560.

[**Thorp and Browning 1973**] W. Thorp and D. Browning; *Attenuation Of low frequency sound in the ocean* J. Sound and Vibration, vol. 26, issue 4, pp. 576-578

[**Wagner 1967**] R. J. Wagner; *Shadowing of randomly rough surfaces*, J. Acoust. Soc. Am. (41), pp 137-147.

[**Williams et al. 2002**] Kevin L. Williams, Darrell R. Jackson, Eric I. Thorsos, Dajun Tang, and Kevin B. Briggs, *Acoustic Backscattering Experiments in a Well Characterized Sand Sediment: Data/Model Comparisons Using Sediment Fluid and Biot Models*, IEEE J. Ocean. Eng., (27), pp. 376-387.

[**Yaglom 1962**] A. M. Yaglom *An Introduction to the Theory of Stationary Random Functions*, (Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey).

[**Yamamoto 1995**] Tokuo Yamamoto, *Velocity variabilities and other physical properties of marine sediments measured by crosswell acoustic tomography*, J. Acoust. Soc. Am. (98), pp 2235-2248.

[**Yamamoto 1996**] Tokuo Yamamoto, *Acoustic scattering in the ocean from velocity and density fluctuations in the sediments*, J. Acoust. Soc. Am. (99), pp 866-879

Continental Shelves, IEEE J. Ocean. Eng. (14) pp 360-367

[**Tamsett 1993**] Tamsett, D.; *Seabed Characterization and Classification from Power Spectra of Side-scan Sonar Data*. Marine Geophysical Researches, v. 15, pp. 43-64.

ANEXO A

Emisión y recepción: Transductores y Antenas

A1. Generalidades

Los **transductores electroacústicos submarinos** efectúan (como en el aire los micrófonos y altoparlantes) la transformación de energía eléctrica en energía acústica, o a la inversa.

La denominación genérica de los transductores en **recepción** (sentido acústico→eléctrico) es hidrófono para un transductor “puntual”, y **antena** para un receptor extenso a menudo constituyendo un array de varios elementos.

En emisión, (sentido eléctrico → acústico) se utiliza a menudo el término **base acústica**

Las principales características de un transductor son las siguientes:

- **Frecuencia nominal de utilización**

Ella está definida en general, por la resonancia del transductor (sobre todo a la emisión) la cual está determinada por una gama dada.

- **Banda pasante**

Es el ancho de banda de frecuencias en las que el transductor puede emitir o recibir eficazmente alrededor de su frecuencia nominal. Cuanto más se explota el comportamiento resonante del transductor su banda pasante es más estrecha. La banda pasante es normalmente medida a -3dB del máximo. El **factor de calidad** (notado tradicionalmente Q) está dado por la razón $f_0 / \delta f_{3dB}$ de la frecuencia central al ancho de banda y vale típicamente entre 3 y 10 para transductores de ASM usuales. Los hidrófonos de medida son, por el contrario muy poco selectivos (respuesta “plana”).

- **Sensibilidad**

La sensibilidad de un transductor cuantifica la calidad de la conversión electroacústica. Expresa la relación entre los valores de entrada y la salida (presión acústica y voltaje).

En **transmisión**, la sensibilidad se define como,

$$SV = 20 \log \left(\frac{p_{1V}}{p_{ref}} \right) \quad (\text{en dB re } 1 \mu\text{Pa}/1 \text{ m}/1 \text{ V}) \quad \text{A. 1}$$

Donde p_{1V} es la presión acústica a un metro de la fuente (en la dirección de su máxima sensibilidad), cuando se aplica una tensión eléctrica de 1V, y p_{ref} es la presión acústica de referencia (1μPa).

En **recepción**, la sensibilidad de un hidrófono se define como,

$$SH = 20 \log \left(\frac{V_{1\mu Pa}}{V_{ref}} \right) \quad (\text{en dB re } 1 \text{ V}/1 \mu\text{Pa}) \quad \text{A. 2}$$

donde $V_{1\mu Pa}$ es el voltaje de salida proporcionado por hidrófono, cuando incide sobre él una presión acústica de $1\mu\text{Pa}$, y V_{ref} es el voltaje de referencia (1V).

Para un transductor con una respuesta amplia en recepción, el rango usual de sensibilidad está entre -220 dB y -190 dB re 1 V/ 1 μPa .

- **Directividad**

En emisión, es la repartición angular de la energía acústica emitida por el transductor. En recepción, es la respuesta eléctrica en función de la dirección de arribo de la onda. La **función de directividad** describe las variaciones espaciales de la directividad y depende de la frecuencia y de la forma/dimensión del transductor. Para una geometría y frecuencia dada, la función de directividad es la misma en emisión que en recepción.

- **Rendimiento electroacústico**

Definido para la emisión, es la razón entre la potencia acústica transmitida a la potencia eléctrica consumida, para una frecuencia dada o para un ancho de banda estrecho.

$$\beta = \frac{P_{ac}}{P_{el}} \quad \text{B. 1}$$

Valores típicos de β se encuentran entre 0,2 y 0,7 para transductores piezoeléctricos.

A.2 Emisión – Nivel - Limitaciones

Los transductores en ASM utilizan las propiedades piezoeléctricas o magnetostrictivas de ciertos materiales naturales u obtenidos artificialmente (por ejemplo cerámicas). El campo eléctrico o magnético aplicado a estos materiales permite obtener deformaciones cuya modulación reproduce el campo excitador, estas deformaciones generan una onda acústica en el medio de propagación. En recepción se utiliza el efecto inverso.

En general se busca utilizar los transductores alrededor de su frecuencia de resonancia para obtener el mejor rendimiento posible. Sin embargo, a menudo es deseable la búsqueda de un compromiso con una banda pasante suficientemente amplia para pasar varias frecuencias, o una señal modulada.

Conociendo el coeficiente SV (ecuación A.1), el nivel de emisión NE de un transductor se obtiene con

$$NE = SV + 20 \log V \quad \text{A. 3}$$

donde V es la tensión eficaz de alimentación del transductor.

El nivel de emisión de un transductor se puede obtener también a partir de la relación:

$$NE = 10 \log P_{el} + 10 \log \beta + GD - (-170.8) \quad \text{A. 4}$$

con : NE = Nivel en dB/ μ Pa/1m (utilizando la notación usual ...)
 P_{el} = Potencia eléctrica suministrada (en W)
 β = Rendimiento electroacústico
 GD = Índice (o ganancia) de directividad en emisión (en dB), el cual depende de la geometría de la antena (ver sección siguiente)

La constante -170.8 corresponde a la potencia de referencia, calculada sobre una esfera de un metro de radio, donde la presión eficaz vale $1\mu\text{Pa}$:

$$10\log P_{ref} = 10\log \frac{4\pi(1m)^2(1\mu Pa)^2}{\rho_0 c_0} = 10\log \frac{4\pi 10^{-18}}{1.5} = -170.8 \quad \text{A. 5}$$

Introduciendo la impedancia del transductor, se podría establecer una relación (aunque de poco interés) vinculando esta impedancia con los coeficientes SV , GD y β .

La utilización del coeficiente SV constituye la aproximación experimental más directa y la más práctica, ya que no es necesario calcular la directividad ni la potencia eléctrica suministrada, únicamente se debe conocer la tensión de alimentación

Típicamente, NE vale de 170 a 240 dB ref μPa @ 1m.

Los **límites de utilización** en potencia de los transductores son de dos órdenes :

- **Tecnológicos** : ruptura dieléctrica, degradación vinculada a los constrains mecánicos
- **Medio de propagación** : cavitación (vaporización del agua próxima la cara del transductor)

A.3 Directividad

En emisión, la directividad concentra la energía dentro de un sector angular privilegiado, lo que, a una potencia emitida dada, aumenta la presión acústica local.

En recepción, el interés de una antena directiva se puede formular de diferentes formas, finalmente equivalentes, dado que se trata siempre de un aumento en la razón señal/ruido

- Utilizando las propiedades respectivas de coherencia del ruido y de la señal (i.e. ruido no-correlacionado entre los receptores y señal correlacionada), la composición de salida de los receptores favorece la señal y tiende a minimizar el ruido.
- Suponiendo un ruido isótropo, la directividad de la antena reduce la cantidad de ruido recibido, mientras que la señal escuchada (suponiendo que la antena está bien orientada) no es debilitada.

Una antena directiva permite también, al menos parcialmente, conocer los trayectos múltiples seleccionando ciertas direcciones de arribo de la señal. La directividad permite también localizar un blanco.

El **patrón de directividad** de un transductor expresa, la respuesta en energía del campo lejano, para una frecuencia dada, como función de los ángulos y normalizada respecto a su máximo. Se define como la integral sobre la superficie Σ del transductor, de las contribuciones de emisores elementales $d\Sigma(M)$ (supuestos puntuales) distribuidos sobre la superficie (Figura A.1). Es decir,

$$D(\theta, \psi) = R_0^2 \left| \iint_{\Sigma} \frac{\exp(-ikR(M))}{R(M)} d\Sigma(M) \right|^2 \approx \left| \iint_{\Sigma} \exp(-ikR(M)) d\Sigma(M) \right|^2 \quad \text{A. 6}$$

Donde $R(M)$ es la distancia del punto M (en la superficie del transductor) al punto de observación P . R_0 es la distancia promedio desde el transductor al punto de observación, considerado suficientemente lejano y de coordenadas angulares (θ, ψ) site y azimut respectivamente.

El patrón de directividad es normalizado respecto a su máximo, a menudo correspondiente a los ángulos $(\theta, \psi) = (0, 0)$. Por convención, es tomado igual a la unidad en esa dirección.

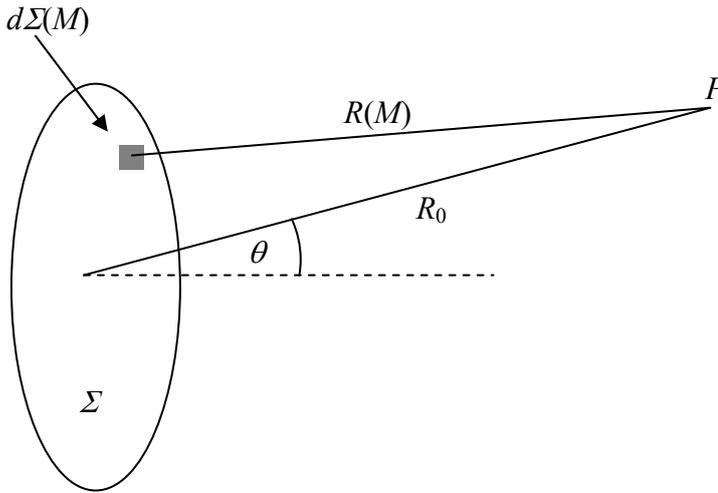


Figura A.1 Geometría usada para el cálculo del patrón de directividad de un transductor.

Por lo general, el patrón de directividad presenta un lóbulo principal caracterizado por su ancho a -3dB a cada lado de su máximo (denominado valor “ $2\theta_{3\text{dB}}$ ”). Este es el ancho del haz tal que $D(\theta, \psi) = 0.5$ y define la resolución angular de la antena.

Alrededor del lóbulo principal están los lóbulos secundarios, los cuales son siempre indeseados. Su atenuación en relación al lóbulo principal es una de los principales factores de calidad de la antena. El nivel de los lóbulos laterales depende de la geometría de la antena. Existen técnicas de ponderación que pueden ser aplicadas para aumentar la diferencia entre los niveles del lóbulo principal y el secundario.

El **factor de directividad** de un transductor es un número que caracteriza sus propiedades direccionales, incluyendo los lóbulos secundarios. Se define por la razón Q de la intensidad acústica en el eje del haz (campo lejano), a la intensidad en el mismo sitio que habría causado una fuente puntual, omnidireccional, radiando la misma energía.

La intensidad en la dirección axial $(\theta, \psi) = (0, 0)$,

$$I_{axe} = I(\theta = 0, \psi = 0) = P_{axe}^2 / (\rho c) \quad \text{A. 7}$$

está vinculada a la intensidad en las otras direcciones por

$$I(\theta, \psi) = I_{axe} D^2(\theta, \psi) \quad \text{A. 8}$$

La potencia emitida se obtiene integrando la intensidad (a una distancia fija dada) en todas direcciones,

$$\Pi = \iint_{R=cste} I \, dS = I_{axe} \iint_{R=cste} D^2 \, dS = r^2 I_{axe} \iint_{R=cste} D^2 \frac{dS}{r^2} = r^2 I_{axe} \iint_{4\pi} D^2 \, d\Omega \quad \text{A. 9}$$

La intensidad causada por una fuente omnidireccional radiando la misma potencia Π se escribe:

$$I_{omni} = \Pi / 4\pi r^2 \quad \text{A. 10}$$

El factor de directividad se escribe entonces (usando las ecuaciones A.9 y A.10):

$$Q = \frac{I_{axe}}{I_{omni}} = \frac{4\pi}{\iint_{4\pi} D^2 \, d\Omega} = \frac{4\pi}{\iint_{4\pi} D^2(\theta, \psi) \cos \theta \, d\theta \, d\psi} \quad \text{A. 11}$$

La integral analítica es en general difícil, recurriéndose casi siempre el cálculo numérico

En la ecuación A.4, es el **índice de directividad** (factor de directividad en dB) quien se utiliza:

$$GD = 10 \log_{10} Q \quad (5.9)$$

En recepción, este índice de directividad traduce la disminución del ruido percibido por el receptor gracias a la directividad de la antena (en la hipótesis de un ruido ambiente isótropo)

En emisión, el índice de directividad traduce el aumento de la intensidad acústica en la dirección principal. A notar que el índice de directividad está ya tomado en cuenta implícitamente, cuando se calcula el nivel de la fuente a partir del conocimiento de SV (ecuación A.3)

Algunos casos típicos se pueden calcular analíticamente y se presentan en la tabla siguiente:

Tabla A- 1 Directividad característica de algunas antenas de geometría simple. En transmisión o recepción.			
	Antena lineal $L > \lambda$	Antena Circular $D > \lambda$	Antena Rectangular $a, b > \lambda$
Patrón de Directividad $D(\theta)$	$\frac{\sin(\pi L \sin \theta / \lambda)}{\pi L \sin \theta / \lambda}$	$2 \frac{J_1(\pi D \sin \theta / \lambda)}{\pi D \sin \theta / \lambda}$	
Índice de directividad $GD = 10 \log \frac{4\pi}{\iint D^2 dS}$	$10 \log(2L/\lambda)$	$20 \log(\pi D/\lambda)$	$10 \log(4\pi ab/\lambda^2)$
Abertura a $2\theta_{3dB}$ (grados)	$50 \lambda / L$	$60 \lambda / D$	
1 ^{er} cero (grados.)	$57 \lambda / L$	$70 \lambda / D$	
1 ^{er} lóbulo (grados)	$86 \lambda / L$	$97 \lambda / D$	
Nivel del 1 ^{er} lóbulo (dB)	-13.5	-17.7	

Para la antena rectangular, las características angulares en las direcciones de los lados a y b son idénticas a las de las antenas lineales de largo a y b .

La figura A.2 muestra las características de una antena lineal de 40 cm a una frecuencia de 30kHz. Alrededor del lóbulo principal se ven los lóbulos secundarios, los cuales generan réplicas (imágenes fantasmas) de los blancos

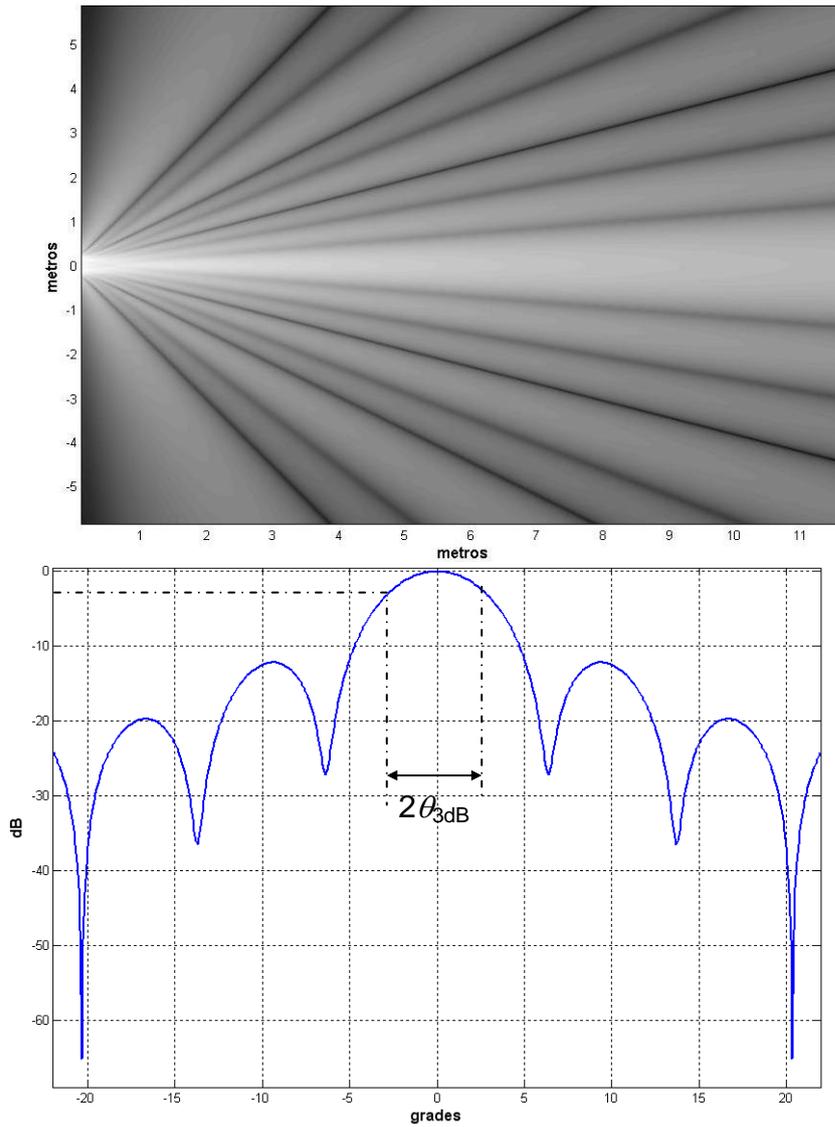


Figura A.2- Campo radiado por un array lineal sin ponderación ($L=40\text{cm}$ y $f = 30\text{kHz}$). (Arriba) Sección transversal del campo radiado, el nivel está dado en tonos de gris y la fuente está ubicada en el origen $(0,0)$. (Abajo) Diagrama del campo lejano en un plano que contiene a la fuente mostrando el ancho del lóbulo principal.

ANEXO C.

Formación de haces (beamforming)

En un array de transductores, es posible imponer corrimientos de fase o tiempo apropiados, para dirigir el lóbulo principal hacia una dirección determinada. Este proceso es llamado formación de haces o beamforming y se utiliza tanto en recepción como en transmisión. Esto permite explorar el espacio mediante un barrido, sin necesidad de un movimiento mecánico de la antena.

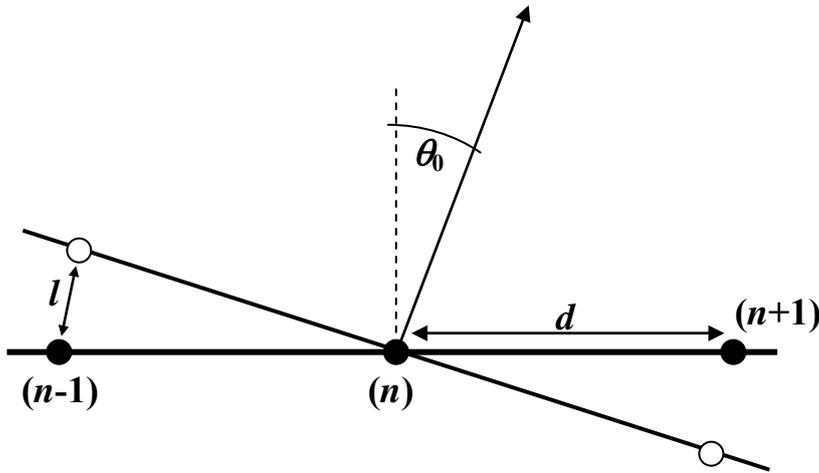


Figura c 1 Geometría del Beamforming para un array lineal

Consideremos por ejemplo una antena lineal de longitud L con $N=2m+1$ transductores que forma un haz en la dirección θ_0 (Figura c 1). A este ángulo de le llama ángulo de deflexión. Sea d la distancia entre los transductores y l la diferencia de camino entre dos transductores contiguos, entonces,

$$l = d \sin \theta_0 \quad \text{C. 1}$$

Para formar un haz en la dirección θ_0 el retardo en el transductor n referido al centro del array debe ser.

$$\delta t_n = n \frac{d}{c} \sin \theta_0, \text{ con } n = -m, \dots, +m \quad \text{C. 2}$$

y el correspondiente cambio en la fase es

$$\delta \phi_n = knd \sin \theta_0 \text{ con } k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad \text{C. 3}$$

Si cada transductor del array emite una señal s_n sinusoidal, de amplitud unidad en dirección θ ,

$$s_n(t) = \exp(i(\omega t - knd \sin \theta)) \quad \text{C. 4}$$

Despreciando la directividad individual de cada transductor, luego del corrimiento de fase $\Delta\phi_n$, la señal resultante es

$$S(\theta_0, t) = \sum_{n=-m}^{n=m} s_n(t) \exp(iknd \sin \theta_0) \quad \text{C. 5}$$

Eliminando la dependencia temporal, el patrón de directividad resulta,

$$D(\theta) = \left| \frac{\sin A}{N \sin(A/N)} \right|^2, \text{ con } A = \pi \frac{Nd}{\lambda} (\sin \theta - \sin \theta_0) \quad \text{C. 6}$$

Este patrón de directividad tiene una interpretación interesante si θ es próximo al ángulo de deflexión θ_0 . En este caso, ($\theta \cong \theta_0$) se pueden hacer las siguientes aproximaciones,

$$A \cong \pi \frac{Nd}{\lambda} \cos \theta_0 \sin(\theta - \theta_0) \text{ y } N \sin(A/N) \cong A \quad \text{C. 7}$$

Sustituyendo $Nd=L$ y tomando $\nu = \theta - \theta_0$, la ecuación C.6 se transforma en,

$$D(\theta) \cong \left| \frac{\sin\left(\frac{\pi L \cos \theta_0}{\lambda} \sin \nu\right)}{\frac{\pi L \cos \theta_0}{\lambda} \sin \nu} \right|^2 \quad \text{C. 8}$$

Este último patrón es el mismo que el de un array lineal con una longitud aparente $L' = L \cos \theta_0$ en la dirección θ_0 (Tabla A.1). Así, el patrón de directividad de un array discreto, luego del proceso de beamforming, es el patrón de una antena lineal inclinada un ángulo θ_0 respecto al haz principal, con una longitud reducida en $\cos \theta_0$. Esto tiene importantes consecuencias:

- La orientación de los haces no afecta el aspecto general del patrón de directividad.
- El nivel de los lóbulos laterales no cambia, en particular, el primer lóbulo lateral se encuentra a -13,3dB.
- El ancho del lóbulo principal se ve aumentado en un factor $1/\cos \theta_0$.
- Para arrays lineales, el índice de directividad no cambia. Para arrays rectangulares, el lóbulo principal se ve disminuido en $10 \log(\cos \theta_0)$ dB.

ANEXO D

La tabla muestra el resultado del análisis granulométrico de las puestras tomadas durante la campaña COSMOS. La notación DC es la localización geográfica de las muestras en referencia a las figuras 4-2 y 4-4.

Samples	Longitude	Latitude	Gravel (%)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)	Particularity
<i>Blanes area</i>							
DC-15	2,7900	41,6613	0,07	98,02	1,92	0	
DC-16	2,7912	41,6603	0,07	98,22	1,71	0	
DC-17	2,7927	41,6598	0,85	80,85	18,3	0	
DC-18	2,7942	41,6587	1,91	95,76	2,33	0	
DC-19	2,7957	41,6580	16,74	81,46	1,8	0	
DC-20	2,7968	41,6572	10,2	87,52	2,28	0	
DC-21	2,7953	41,6668	0	95,88	4,12	0	
DC-22	2,7970	41,6657	0	96,58	3,42	0	
DC-23	2,7982	41,6645	5,39	90,94	3,67	0	
DC-24	2,8002	41,6632	20,88	76,85	2,27	0	
DC-25	2,8018	41,6620	16,43	80,8	2,77	0	
DC-26	2,8035	41,6608	49,2	44,88	5,92	0	
DC-27	2,8050	41,6597	13,45	84,79	1,76	0	
DC-28	2,8065	41,6583	7,42	89,95	2,63	0	
DC-29	2,8095	41,6723	29,35	69,04	1,61	0	Non-homogeneous zone
DC-30	2,8117	41,6708	4,25	93,36	2,39	0	
DC-31	2,8140	41,6690	14,42	84,16	1,42	0	
DC-32	2,8152	41,6672	11,83	85,81	2,36	0	
<i>Besos area</i>							
TC-1	2,2662	41,3896	0	4,78	50,08	44,5	Turritella & bivalves
TC-81	2,2903	41,3788	0	59,3	24,35	13,3	Turritella & bivalves
DC-76	2,2867	41,4133	0	9,18	60,56	30,26	Turritella & bivalves
DC-77	2,2877	41,4078	0	27,55	53,58	17,99	Turritella & bivalves
DC-78	2,2885	41,4007	0	41,71	38,09	15,79	Turritella & bivalves
DC-79	2,2877	41,3932	0	24,56	56,93	17,51	Turritella & bivalves
TC-20	2,2105	41,3822	0	4,4	55,2	40,4	

Datos proporcionados por el Instituto de Ciencias del Mar – Consejo Superior de Investigaciones Científicas (ICM)-Barcelona.