

## Capítulo 3

# EXPERIMENTOS DE CAMPO Y LABORATORIO.

*Lo evidente no siempre lo es, es necesario tener una visión entrenada para poder verlo.* -Toulon 29 de mayo de 2002.

## 3.1 EXPERIMENTOS DE CAMPO.

### 3.1.1 Muestreo a lo largo de todo el estuario.

Con la finalidad de observar las características generales a lo largo de la cuña salina se desarrollo la campaña *Cytmar2* (3 de julio de 1997). Donde se realizaron perfiles de salinidad y temperatura hasta el principio de la cuña salina aguas arriba (cabeza) hasta los 32 km de la desembocadura del delta del Ebro en aguas del Mar Mediterraneo occidental.

Adicionalmente se llevo a cabo una serie de cuatro campañas periodicas a las cuales nos referiremos como *Pionner* para observar la variación a lo largo de las diferentes estaciones meteorológicas en el estuario.

### 3.1.2 Estacionalidad de muestreo.

Las temporadas de muestreo fueron hechas sobre un año característico en el período de 1999-2000, en el cual las estaciones temporales de muestreo son consideradas típicas bajo condiciones de primavera, verano, otoño e invierno como se muestra en el la tabla 3.1

## 3.2 Posiciones de las estaciones fijas (R) para el año tipo de Pionner.

Estas campañas contaron con estaciones fijas a lo largo de los primeros 15 kilómetros desde la desembocadura en el mar hacia aguas arriba llamadas R1 a R6 según se

Tabla 3.1: Caracterización de las condiciones estacionales para las campañas del delta del Ebro.

<b>Estación</b>	<b>Campaña</b>	<b>Fecha</b>
Primavera	<i>Pionner1</i>	5 de abril de 1999.
Verano	<i>Pionner2</i>	12 de julio de 1999.
Otoño	<i>Pionner3</i>	5 de octubre de 1999.
Invierno	<i>Pionner4</i>	5 de febrero de 2000.

remonta el estuario mostradas en la figura 3.1. La distancia de estas estaciones respecto de la desembocadura se muestran en la tabla 3.2.

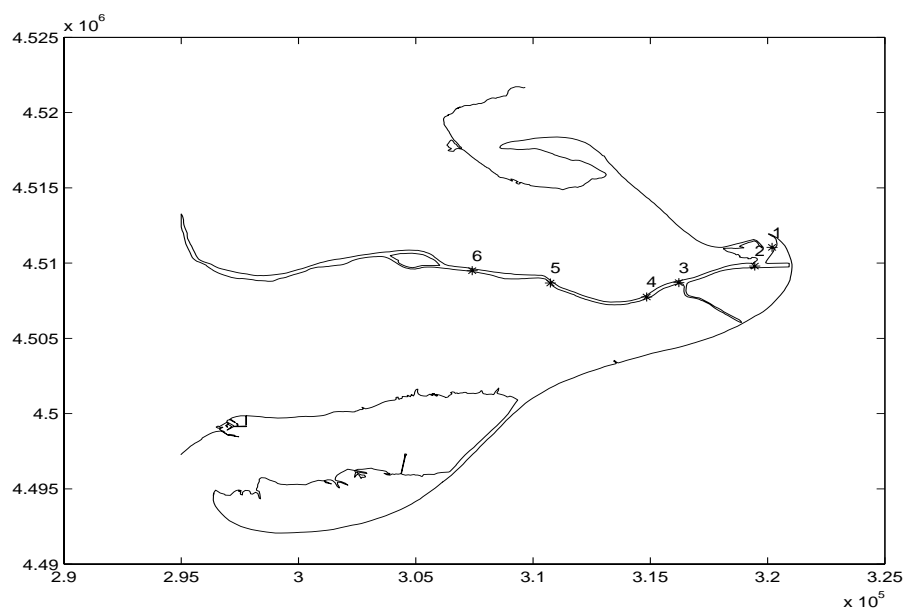


Figura 3.1: Posición de las estaciones fijas en los últimos 15 km del estuario del delta del Ebro desde R1 en la boca a R6 remontando el estuario.

### 3.2.1 Mediciones para las estaciones fijas.

Las medidas de salinidad, temperatura, velocidades y toma de muestras de agua para la determinación de clorofila, nutrientes y material particulado. Fueron tomados de la siguiente manera:

Tabla 3.2: Posición y distancia de las estacionales fijas respecto a la desembocadura del estuario del delta del ebro.

<b>Estación fija</b>	<b>utm<sub>x</sub>[m]</b>	<b>utm<sub>y</sub>[m]</b>	<b>Distancia [km]</b>
<b>Boca</b>	320065	4511370	0.0
R1	320190	4511050	0.344
R2	319450	4509800	1.797
R3	316220	4508700	5.213
R4	314850	4507750	6.880
R5	310740	4508675	11.505
R6	307400	4509500	14.939

### **Profundidades de muestreo.**

Para cada estación fija se establecieron cuatro profundidades fijas de muestreo en la columna de agua mostradas en la tabla 3.3, adicionalmente se tomaron seis puntos en la zona de la profundidad de la interface y en las profundidades cercanas a esta en cada capa correspondientes a la capa del agua de río y la capa del agua de mar.

Tabla 3.3: Profundidades fijas y variables donde se tomaron muestras de agua, para las estacionales fijas dentro del estuario del delta del ebro.

<b>Profundidades fijas [m]</b>			
Superficie	1.5	3.0	4.5
<b>Profundidades variables [m]</b>			
Seis puntos repartidos entre la capa de mezcla y zonas cercanas de las capas adyacentes.			

### **Características de los perfiles locales.**

Para poder localizar la zona de las diferentes capas del estuario presentes en cada estación fija, se realizaba un perfil de salinidades y temperatura con la ayuda

de una sonda multiparamétrica o HYDROLAB modelo "Surveyor 3" guardando estos valores para su posterior análisis.

En una primera fase de los experimentos de campo, las muestras de agua fueron tomadas con la ayuda del hydrolab de la siguiente manera: Junto al sensor de profundidad, se fijaba un tubo de plástico, de modo que se tenía completamente la certeza de la profundidad a la que se tomaba cada muestra con la ayuda de una bomba a la que el tubo de plástico se encontraba conectado. De esta forma se tomaban las seis muestras de profundidad variable a una distancia definida por la profundidad de la capa de mezcla.

Posteriormente se ideó un sistema de multimuestreo, el cual permitía tomar las seis muestras de profundidad variable en la capa de mezcla y profundidades cercanas de manera simultánea. Este sistema consistía en la colocación de seis tubos de teflón con un diámetro de 6 mm, a una equidistancia de 0.10 m sobre una estructura metálica que se adaptaba a un soporte que contenía el hydrolab.

### Procesamiento de las muestras de agua.

Las muestras de agua de las profundidades fijas, se recogieron en botellas de plástico de 2 litros y se mantuvieron a baja temperatura hasta ser procesadas en el laboratorio. El tiempo de transporte y procesamiento nunca fue superior a 12 horas. En el laboratorio las muestras se subdividieron en distintas alícuotas para la determinación de los distintos parámetros; estas se procesaron de acuerdo a las distintas formas de conservación para cada uno de los métodos utilizados (Methods, 1995).

Los análisis de nutrientes fueron hechos con un autoanalizador de flujo continuo segmentado por aire, *Alliance Instruments Evolution II*. Los métodos utilizados son los estándares descritos por Treguer y Corre (1975), tomando en cuenta las consideraciones hechas por Parsons et al. (1984) y Kirkwood et al. (1991). La optimización del equipo se llevó a cabo siguiendo las teorías recomendaciones propuestas por Coakey (1981).

Para todos los métodos de análisis se utilizan reactivos de alta pureza *Merck*. Del mismo modo, se utiliza agua *milli-Q* obtenida con un equipo de purificación de agua Milli-Q 185 Plus, para obtención de agua ultrapura, equipado con cámara de fotooxidación ultravioleta (UV) de Millipore.

### 3.2.2 Parámetros biológicos.

#### Salinidad.

La salinidad fue medida con un conductímetro de inducción Grundy Environmental Systems Incorporation, 6230 N, calibrado con los patrones adecuados (I.A.P.S.O. Standard Seawater, Ocean Scientific International, Ltd,  $K_{15} = 0.99986$ ,  $S = 34.995$ ); y a partir de los datos de conductividad relativa obtenidos con el equipo, se obtuvieron los datos de salinidad empleando las International Oceanographic Tables, editadas por Methods (1995).

### Nutrientes.

La determinación de amonio se basa en la reacción descrita por Berthelot, y la determinación de nitritos se realizó según el método de análisis en aguas de Shinn descrito en 1941 y adaptado para el agua de mar por Bendschneider y Robinson (1952).

El análisis de nitratos se realizó mediante una columna reductora de Cu/Cd siguiendo el método descrito por Grasshoff (1976) El fósforo soluble reactivo (RSP) se midió siguiendo el método de Murphy y Riley (1962) (Methods, 1995). Para el análisis de fósforo total (TP) y fósforo disuelto total (TDP) se realizó una digestión ácida con persulfato de amonio (Rodier, 1981; Methods, 1995) y posteriormente se analizó el ortofosfato formado por el mismo método utilizado para el RSP.

Para el ácido ortosilícico se utilizó el método descrito por Strickland y Parsons (1968) que sigue el método de valoración del ácido ortosilícico en agua de mar de Mullin y Riley (1955).

### Clorofila.

La clorofila a se determinó utilizando el método tricromático basado en espectroscopía visible (APHA, 1995), y utilizando las ecuaciones de (Jeffrey y Humphrey, 1975) para los cálculos de la concentración. Los valores de nitrógeno inorgánico disuelto (DIN) se obtuvieron sumando las concentraciones de amonio, nitritos y nitratos.

### Fitopláncton.

También fueron tomadas en botellas muestras de fitopláncton para análisis cuantitativos y cualitativos en cada profundidad, estas muestras fueron fijadas *in-situ* con glutaraldeido al 2% de concentración final de acuerdo con Sournia (1978).

Se hizo una preparación de cada muestra filtrando una porción de muestra con un filtro de  $0.2 \mu m$  de tamaño de poro. La porción filtrada fue de 10 o 20 ml de agua dependiendo de la concentración del fitopláncton en la muestra. Bajo la excitación de luz azul, las células de cianobacterias presentan una fluorescencia de color amarillo-naranja, lo que facilitaba el conteo de estas células (Vargo, 1978) con un equipo de microscopía Nikon Optiphot equipado con una lámpara de mercurio; con un objetivo 100× de inmersión. Se contaron un mínimo de 300 células de las cuales al menos 100 de ellas fueron de las especies más abundantes con un error menor al 20% (Lund et al., 1958).

#### 3.2.3 Parámetros físicos.

Complementando las variables medidas en la columna de agua mencionadas en §3.2.1, Se realizaron observaciones directas de los parámetros físicos básicos para el cálculo de los patrones de mezcla presentes en el el tramo final de una longitud

de 50 *km* del estuario del delta del Ebro durante un año tipo. Para mejorar la aproximación de las mediciones de las diferentes variables en la columna de agua, se usaron aparatos como CTD y ADCP. Sin embargo este trabajo analiza solo los parámetros y variables medidas a lo largo de los últimos 32 *km* del final del río Ebro donde existe un comportamiento típico de estuario deltaico para condiciones de verano.

### Secciones.

Adicionalmente se realizó una campaña en la cual fueron medidas secciones del río desde la desembocadura hasta cerca del embalse de Mezquinenza, a partir de las cuales se tomaron las secciones de las estaciones fijas.

Las posiciones de las secciones a partir de las cuales se han calculado el área de toda la sección o una parte de ella como en el caso del área de las capas, se representan en la figura 3.2 para el río Ebro en su delta.

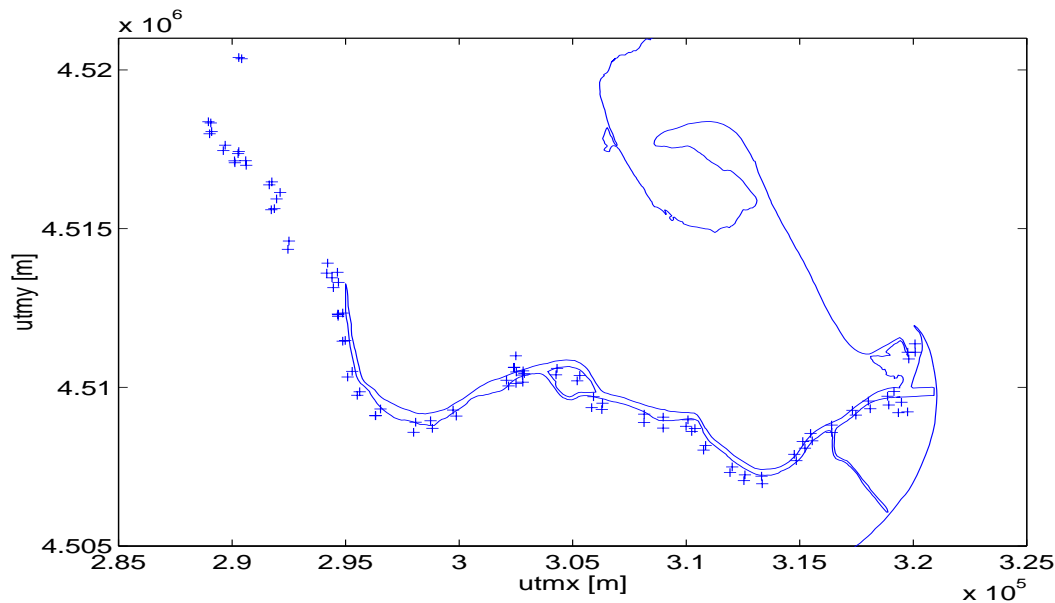


Figura 3.2: Posiciones de las estaciones (+) donde se tomaron las secciones locales del lecho del Ebro en el delta.

### Batimetría.

Se realizó la medición de una batimetría general del lecho del estuario por medio de una ecosonda colocada en una barca que navegó a lo largo de todo el río en el estuario desde la desembocadura hasta la población de Amposta.

### Determinación del inicio y final de la capa de mezcla.

De importancia capital para todos los cálculos que se harán respecto de las capas presentes en el estuario, es el determinar el inicio y final de la capa de mezcla ya que su posición determinará el área de la sección sobre la que estemos llevando a cabo los diferentes cálculos. Se han explorado tres diferentes maneras de determinar estos valores entre los que se encuentran:

**m** Legović (1991) propone un valor empírico crítico para la pendiente formada por la función del cambio de la salinidad respecto a el cambio de la profundidad; de la manera  $m = \Delta Sal / \Delta z$ , el mismo autor propone como valor crítico de la pendiente  $m_{crit} = 5$ .

**N** La frecuencia de Brunt-Väisälä relaciona el empuje generado por la diferencia de densidades existente entre dos capas, que puede generar mezcla entre ellas, el valor crítico para este criterio se explora en §4.2. El principio de este criterio se ha desarrollado en §2.5.

**Rig** El valor del número de Richardson de gradiente es el valor que relaciona entre dos capas las fuerzas estabilizadoras generadas por el empuje y las desestabilizadoras, generadas por el gradiente de velocidades entre estas dos capas. Una descripción más detallada se presenta en §2.5, cabe mencionar que para este criterio  $Ri_{crit} = 0.02$ .

#### 3.2.4 Observaciones costeras por satélite.

Se hicieron análisis de las observaciones de satélite hechas por los satélites ERS1 y ERS2 de apertura sintética, dentro de la colaboración del departamento de Física Aplicada con el proyecto *Clean Seas European Project in the Mediterranean Sea*. La dirección de estos análisis fue el de detectar vortices en la plataforma costera del mar Mediterraneo adyacente a la costa catalana.

De una selección de imágenes se procesaron un total de 81 imágenes SAR (Radar de Apertura Sintética) comprendidas en el período 1997-1998 cerca de Barcelona, se detectaron y se superpusieron los resultados de la detección de los vortices. Una descripción completamente detallada de la técnica empleada puede verse en Platonov (2002).

## 3.3 EXPERIMENTOS DE LABORATORIO.

La observación de los experimentos de laboratorio similares a las condiciones de campo presentes en la naturaleza, es una herramienta para comprobar, corregir y/o elaborar los criterios que evalúan las funciones de los fenómenos que se desean estudiar. En procesos complejos de Mecánica de Fluidos Medioambientales es importante poder aislar y parametrizar mediante números adimensionales las distintas causas del comportamiento del fluido.

En el caso del estuario del delta del Ebro, en este interactúan dos ambientes acuáticos de diferente densidad, en este caso el agua dulce, menos densa del río, y el agua salada más densa del mar. Dentro del estuario ocurren fenómenos de mezcla que se encuentran delimitados por las margenes propias del río, mientras que en las aguas adyacentes a la desembocadura este efecto se limita a las dimensiones máximas de la pluma que son controlados por los efectos de mesoescala que delimitan la forma de la pluma propiamente dicha.

Con el fin de describir algunos de los resultados experimentales trascendentales para valorar los efectos de la estratificación y rotación, en ningún caso son experimentos de tipo exhaustivo ya que este no es el objetivo primordial de este trabajo; se desarrollaron dos tipos de experimentos bajo condiciones de estratificación, para valorar la mezcla vertical y horizontal.

**Verticales** Básicamente se trata de experimentos de rejilla oscilante, esta serie de experiencias se desarrolla para medir el desarrollo de una interface de densidades bajo una fuente turbulenta sin flujo medio. Se desea verificar los valores de entrañamiento, valores del número de Richardson de gradiente y la eficiencia de la mezcla, estas experiencias simplifican los procesos de cizalladura, pero son útiles para cuantificar el efecto de la mezcla a través de una interface de densidad en el cuerpo del estuario.

**Horizontales** El segundo grupo de experimentos se desarrolla para la dinámica presente en la pluma del delta del Ebro con dos modelos experimentales llevado a cabo en la UPC y en el laboratorio del SINTEF en Trondheim:

1. Observando el avance de un frente turbulento en un sistema estratificado con una corriente costera dominante; llevado a cabo por medio de chorros de agua (*jets*) tanto para los que forman el frente turbulento, como para el que forma la corriente dominante, SIN rotación. Esta serie la denominaremos mezcla costera horizontal.
2. Observando la dinámica costera generada por el jet formado por el río Ebro bajo diferentes condiciones de caudales, CON rotación. Se busca comparar las longitudes características de la pluma formada por las descargas del Ebro en la zona costera bajo los diferentes caudales observados en los experimentos de campo.
3. Se hace uso además de una serie de experimentos numéricos con un programa de mesoescala ya utilizado para el área, con el fin de contrastar los resultados experimentales del punto anterior.

Usamos en este capítulo, los descriptores definidos en §2.5, útiles tanto en las medidas de campo como en los experimentos por lo que no se repiten aquí las definiciones de los descriptores ya analizados.

Sin embargo se determinan las condiciones experimentales que serán definidas en la sección de ecuaciones básicas para la experimentación de cada una de las condiciones, se hace de esta manera ya que se considera cada condición presenta particularidades que es necesario tomar en cuenta en cada experimento.



### 3.3.1 Experimentos con turbulencia generada por rejilla oscilante.

En este caso, la capa que presenta la velocidad característica de la cual depende la mezcla en la interface es la capa inferior ya que la rejilla siempre se colocó en la capa del fondo más densa.

### 3.3.2 Ecuaciones básicas.

En esta serie de experimentos la rejilla (fuente de producción de energía turbulenta) está colocada debajo de la interface, y se toma como referencia el centro de la interface, de esta manera la rejilla se encontraba colocada a una distancia inicial  $z_i$  de la interface y a una distancia  $b$  del fondo del tanque. Asumiendo que la capa turbulenta está homogéneamente mezclada tenemos que la función del cambio de densidad a través de la interface de densidad es abrupta y cumple la ecuación de conservación de masa:

$$\Delta\rho(z) = \frac{\Delta\rho_i(z_i + b)}{(z + b)} \quad (3.1)$$

Sustituyendo el salto de la densidad en función de la distancia a la rejilla  $z$  en el número de Richardson de gradiente global, definido a partir de la velocidad turbulenta local  $u'$  tenemos que:

$$Ri = \frac{g \frac{\partial\rho}{\partial z}(z)}{\rho \left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2} \approx \frac{g \Delta\rho_z \ell(z)}{\rho u'^2(z)} \quad (3.2)$$

Lo que produce una disminución del número de Richardson de gradiente conforme la mezcla en la interface aumenta por la turbulencia generada por la rejilla oscilante, ésta genera un cambio en la posición y el ancho de la interface, este cambio fue medido como la velocidad de entrañamiento  $Ve$ .

La turbulencia generada por una rejilla oscilante de una malla regular depende de varios parámetros como son: la distancia al centro de la oscilación  $z$ , el recorrido de la rejilla  $s$ , la frecuencia de la oscilación de la rejilla  $w$  y la medida de la malla que forma la rejilla  $L$ . Las fluctuaciones cuadráticas medias de las velocidades  $u'$  y la escala integral de la turbulencia  $\ell$  que caracterizan el flujo para el tanque usado en esta serie de experimentos, pueden ser escritas como:

$$u' = 0.25s^{3/2}L^{1/2}wz^{-1} \quad (3.3)$$

y

$$\ell = 0.1z \quad (3.4)$$

Se considera una fuente virtual de energía para  $u'$  a una distancia  $z_0$  con el fin de evitar singularidades substituyendo las dependencias de los parámetros con la posición de la interface  $z + b$ , ya que  $b$  es la altura de la rejilla y tenemos que el número de Richardson puede ponerse como:

$$Ri(z) = \frac{g \Delta\rho_i(z_i + b)}{\rho} \frac{z^3}{(z + b) s^3 L \omega^2} \quad (3.5)$$

Según la interface avanza, el número de Richardson va aumentando con una dependencia  $\frac{z^3}{z+b}$  según se ve en la grafica 3.3.

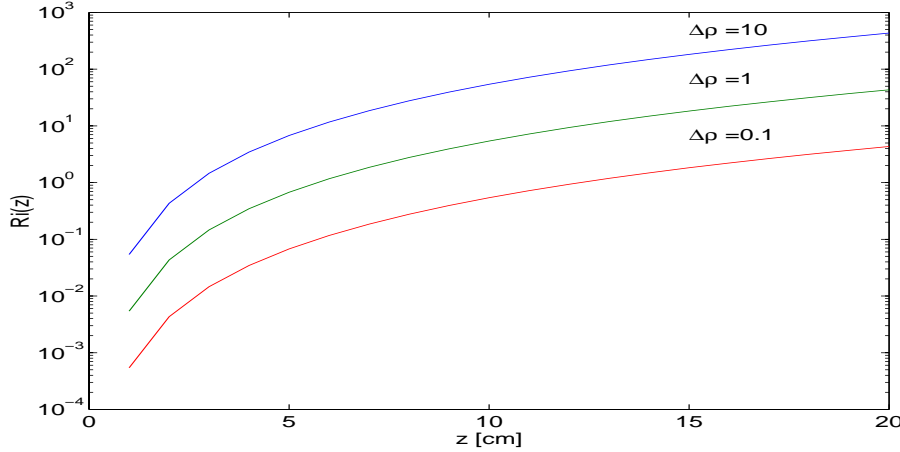


Figura 3.3: Dependencia del número de Richardson respecto a la distancia de la interface de densidades y la fuente turbulenta, para condiciones de  $\omega = 6Hz$ ,  $s = 1cm$ ,  $L = 5cm$  y  $b = 15cm$ .

En este tipo de experimentos popularizados por Turner (1968, 1973), es importante cuantificar la mezcla a partir del número de Richardson, por lo que se relaciona empíricamente el avance adimensional de la interface mediante el llamado entrañamiento (Redondo, 1988) con el número de Richardson:

$$E = \frac{Ve}{u'} = Ri^{-n} \quad (3.6)$$

Como tanto  $u'(z)$  como  $Ri(z)$  dependen de la distancia entre la rejilla y la interface, en un mismo experimento se produce un rango de valores en los parámetros o descriptores adimensionales, por lo que pueden representarse los valores promedios para cada experimento como la secuencia de los valores instantaneos que relacionan  $E(Ri)$  y  $Ve(Ri)$ .

Aceptando la ley del entrañamiento con exponente  $n$  constante (Turner, 1973), podemos substituir para buscar las relaciones teóricas entre  $Ve(z)$  como:

$$Ve(z) = u'(z) Ri(z)^{-n} \quad (3.7)$$

$$= 0.25 s^{3/2} L^{1/2} \omega z^{-1} \left( \frac{g \Delta\rho_i(z_i + b)}{\rho (6.25 s^3 L \omega^2)} \right)^{-n} \left( \frac{z^3}{z + b} \right)^{-n} \quad (3.8)$$

$$= C(s, L, z_i, b) \omega^{2n+1} \left( \frac{\rho}{g \Delta\rho_i} \right)^n \frac{(z + b)^n}{z^{3n}} \quad (3.9)$$

En la figura 3.4 se muestra la dependencia del entranamiento respecto de  $z$  para diversos exponentes  $n$  (mostrados en la tabla 3.4 de la ley de entranamiento)

$$E(z) = \left(\frac{\rho s^3 L}{g \Delta \rho_i}\right)^n \omega^{2n} \frac{(z+b)^n}{z^{3n}} \quad (3.10)$$

Ya que este depende del número de Prandtl o de Schmidt ( $Sc = \nu/D$  y  $Pr = \nu/k$ ) moleculares  $0.5 < n < 2.5$  (Turner (1968), Redondo (1996)).

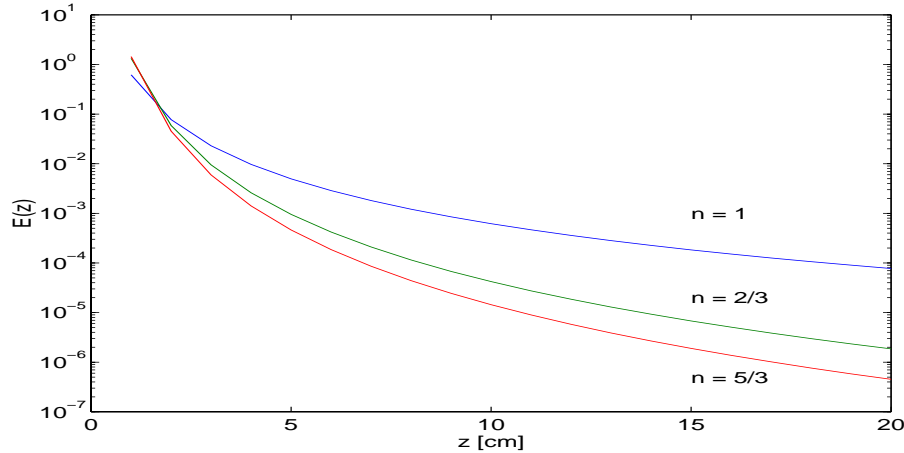


Figura 3.4: Dependencia del entranamiento ( $E$ ) respecto a la distancia de la interface de densidades y la fuente turbulenta, para condiciones de  $\omega = 6Hz$ ,  $s = 1cm$ ,  $L = 5cm$ ,  $b = 15cm$  y  $\Delta\rho = 1$ .

Tabla 3.4: Exponentes de la dependencia del entranamiento respecto de la a la distancia de la interface de densidades y la fuente turbulenta generada por rejilla oscilante para diferentes solutos y temperatura reportados por Redondo (1996).

Soluto	$k_p [m^2s^{-1}]$	$n$
Temperatura	$1.4 \times 10^{-7}$	1
Sal	$1.1 \times 10^{-9}$	3/2
Azúcar	$0.8 \times 10^{-10}$	5/3

### Materiales y métodos.

Estos experimentos de laboratorio se diseñaron para comparar tanto el entranamiento, el número de Richardson de gradiente y la eficiencia de mezcla en una columna de agua estratificada por medio de una interface de densidad; se

desarrollaron con un aparato similar al usado por Turner (1973) y Redondo et al (1996). El tanque usado se muestra en la figura 3.5 y cuenta con una base de  $39 \times 39\text{cm}$  y  $80\text{ cm}$  de altura, aunque también se usaron tanques y rejillas más pequeños la fuente de agitación fue una rejilla oscilante que se accionaba por medio de un motor eléctrico al que se podía controlar la frecuencia de trabajo y por tanto la oscilación de la rejilla.

También se discutirán en esta tesis los experimentos descritos en Matas y Redondo (2000) en un tanque más pequeño de  $15 \times 10\text{cm}$  de base donde se utilizó tanto la temperatura como la sal para formar las interfaces de densidad.

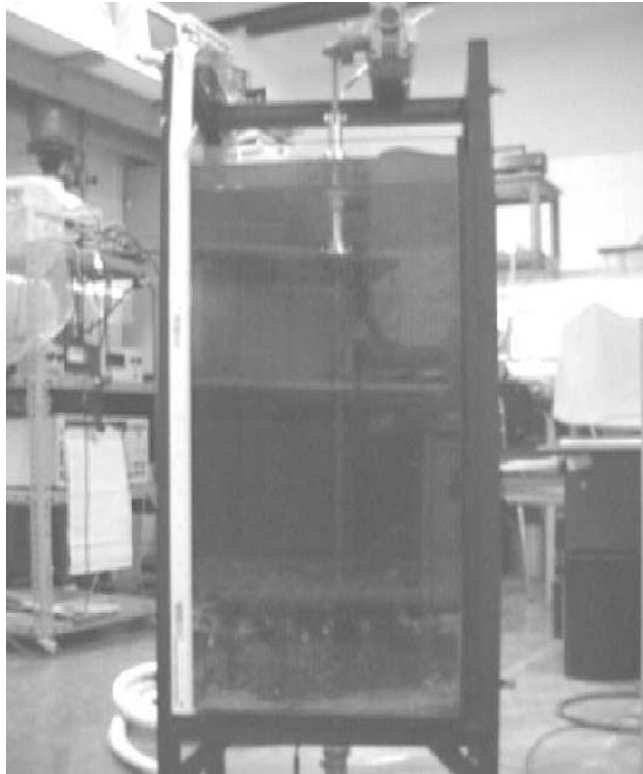


Figura 3.5: Tipo de tanque utilizado en los experimentos de turbulencia generada por rejilla oscilante. Este con una base de  $39 \times 39\text{cm}$  y una altura de  $80\text{ cm}$ , es similar al usado por Turner (1973) y Redondo et al (1996).

Se preparó cuidadosamente una interface de densidades disolviendo primero sal en la capa del fondo, adicionalmente se agregó también a esta capa densa fluoresceína para aumentar el contraste entre las capas. Luego se agregó cuidadosamente una capa de agua dulce sobre la primera por medio de una esponja que permitía amortiguar el movimiento de la capa superior y evitar al máximo la mezcla entre las capas, como ejemplo se muestra una secuencia de la estructura de la interface de densidad marcada con fluoresceína analizada como se verá en §4.1

La mezcla fue generada agitando la rejilla y la velocidad del avance de la

interface fue medido como  $Ve$  por medio del análisis de las imágenes de video con la ayuda del software *DigImage*.

### 3.3.3 Experimentos de mezcla costera horizontal.

#### 3.3.4 Materiales y métodos.

En un tanque de metacrilato de  $1 \times 1m$  y  $0.2m$  de profundidad se realizaron los experimentos para el estudio de las estructuras formadas por el avance de un frente turbulento frente a una corriente lateral, con el fin de identificar la zona en la que se domina el flujo característico de los jets y donde comienza a dominar en la zona las características a mesoescala propias del ambiente.

En un lado del tanque se colocó un par de tubos de plástico con perforaciones intercaladas cada cuatro centímetros, por uno de ellos se inyectaba agua y por el otro se extraía justo en la profundidad de la interface, este flujo formaba un sistema cerrado con la ayuda de una bomba con un caudal de  $1300 \text{ lh}^{-1}$ , mientras al costado del extremo opuesto del tanque se colocó una bomba pequeña bombeando continuamente agua del mismo tanque a un caudal de  $170 \text{ lh}^{-1}$  (figura 3.6).

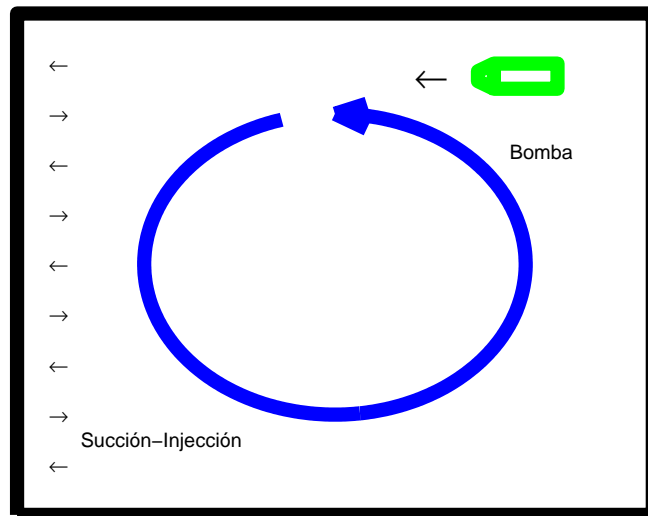


Figura 3.6: Vista superior del tanque de  $1 \times 1m$  para el avance de un frente turbulento frente a una corriente costera paralela a la costa, en un sistema estratificado.

Al inicio del montaje experimental se formaba una interface de densidades por medio de colocar una capa de agua en el tanque, disolviendo sal en esta capa y luego se colocó una capa de agua dulce con la ayuda de una esponja para evitar en la medida de lo posible la mezcla entre las capas de diferente densidad. Una vez establecida la interface, se colocaron partículas de pilyolita que previamente fueron ambientadas a la salinidad de la interface de tal manera que hicieran las funciones de marcadores en la capa de mezcla. Como las partículas de pilyolita son blancas, se colocó debajo del tanque una base de neopreno negro con el fin de mantener una condición de contraste acusada. Adicionalmente se coloreó la capa

inferior con un tinte obscuro con el fin de que las partículas que descendieran de la interface a la capa inferior no fueran captadas por la cámara.

Bajo todas estas condiciones de contraste, también se colocó una capa de luz por medio de proyectores con un pequeño corte en sentido horizontal, de tal manera que el área que se iluminara en la columna de agua fuera siempre la interface. La figura 3.7 muestra estas condiciones.

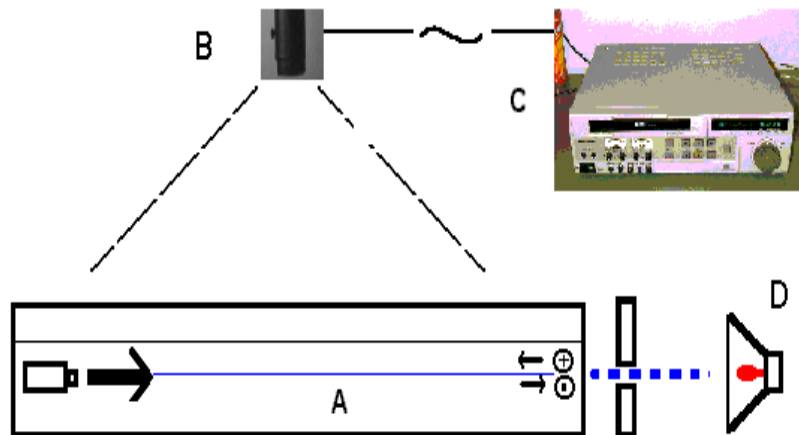


Figura 3.7: Vista lateral del tanque de  $1 \times 1m$ , donde A: tanque experimental, B: video cámara, C: video grabadora y D: fuente de iluminación.

Sobre el tanque se colocó una estructura que sostenía una video cámara con la cual se grabó el desarrollo de los experimentos, después las imágenes se analizaron por medio del software para el análisis en dinámica de fluidos *DigImage*.

### 3.3.5 Experimentos de simulación de la pluma del Ebro.

### 3.3.6 Ecuaciones básicas.

Tres son las características principales del modelo experimental que debemos tomar en cuenta para el escalado con respecto al modelo natural, estas son:

1. La relación de escalas horizontal y vertical de las dimensiones del modelo experimental con el modelo natural.
2. La relación de escala de las velocidades del modelo experimental con el modelo natural.
3. La relación de las escalas de tiempo del modelo experimental con el modelo natural.

La relación de las escalas horizontales y verticales, se determinan por las dimensiones del tanque en el que se llevan a cabo los experimentos, en nuestro caso estas corresponden a  $1 : 0.5 \times 10^5$  y  $1 : 53$  respectivamente. De acuerdo a estas dimensiones, calculamos la relación de las velocidades usadas en el modelo de acuerdo a las velocidades presentes en la naturaleza.

**Número de Froude.**

El parámetro relevante para la simulación de corrientes en el océano es el número de Froude densimétrico. Este relaciona las fuerzas inerciales respecto de las fuerzas de la gravedad y la profundidad característica, de la siguiente manera:

$$Fr = \frac{u}{(g'h)^{1/2}} \quad (3.11)$$

Donde:  $u$  y  $h$  son la velocidad y la profundidad características,  $g'$  es la gravedad compensada. Aplicando (3.11) a los modelos natural y experimental, el número de Froude de cada uno deberá responder a la relación:

$$Fr_n = \frac{u_n}{(g'_n h_n)^{1/2}} = \frac{u_e}{(g'_e h_e)^{1/2}} \quad (3.12)$$

Donde  $n$  y  $e$  denotan las condiciones naturales y experimentales respectivamente. Resolviendo (3.12) obtendremos el valor de la gravedad compensada que es el valor de la gravedad en el modelo experimental de laboratorio. Debido a que usamos un modelo experimental de dimensiones diferentes entre las escalas horizontal y vertical. Este valor lo usaremos en el cálculo de la relación entre los tiempos característicos del experimento y del modelo natural.

$$g'_e = \frac{\left(\frac{u_e}{Fr_n}\right)^2}{h_e} \quad (3.13)$$

Una vez se ha calculado la relación entre las velocidades del modelo experimental y la naturaleza, es necesario buscar la velocidad angular adecuada para que las dos condiciones experimental y natural puedan ser comparadas. En este caso donde se produce mezcla asociada a la cizalla entre las capas del río y del mar, es corriente utilizar también el número de Richardson

$$Ri = \frac{g\Delta\rho\ell}{\rho(\Delta u)^2} \quad (3.14)$$

de forma que si la cizalla de la velocidad  $\frac{\partial u}{\partial z} \approx \frac{\Delta u}{\ell}$  y la de densidad  $\frac{\partial \rho}{\partial z} \approx \frac{\Delta \rho}{\ell}$  se corresponden con los cálculos en la profundidad característica  $\frac{\Delta u}{\ell} \approx \frac{u}{h}$ , tenemos que:

$$Ri = Fr^{-2} \quad (3.15)$$

**Número de Rossby.**

El número de Rossby se define formalmente como la relación que existe entre las fuerzas inerciales y las fuerzas de rotación de la siguiente manera:

$$Ro = \frac{u}{fL} \quad (3.16)$$

También se puede considerar como la relación entre la vorticidad local  $\omega \approx \frac{u}{L}$  y la inducida por la rotación  $f$ , donde  $f$  es el parámetro de Coriolis definido como dos veces la velocidad angular ( $f = 2\Omega$ ),  $u$  y  $L$  son la velocidad y la longitud características del flujo.

Para caracterizar la vorticidad en la zona también se usa la vorticidad absoluta:

$$\omega_a = 2\Omega + \omega \quad (3.17)$$

$$= f + \omega \quad (3.18)$$

y

$$\frac{\omega_a}{f} = 1 + Ro \quad (3.19)$$

Si aproximamos la forma de la tierra a una esfera, al parámetro de Coriolis será dos veces la velocidad angular de la tierra multiplicado por el seno de la latitud del lugar donde se calcula este parámetro ( $f = 2\Omega \sin(lat)$ ). Usando (3.16) para igualar los valores del número de Rossby natural ( $n$ ) y del experimento ( $e$ ) tendremos:

$$Ro_n = \frac{u_n}{f_n L_n} = \frac{u_e}{f_e L_e} \quad (3.20)$$

Resolviendo (3.20):

$$f_e = \frac{u_e}{L_e Ro_n} \quad (3.21)$$

**Relación de tiempo de laboratorio y real.**

La relación de tiempo ( $T_r$ ) existente entre el tiempo real de la naturaleza del fenómeno que queremos representar y el tiempo del modelo experimental se define por:

$$T_r = \frac{T_n}{T_e} \quad (3.22)$$

Esta relación (3.22) puede expresarse también en base a las relaciones de escala entre el modelo experimental y el modelo natural (McClimans et al., 2000) de la siguiente forma:

$$T_r = \frac{L_r}{g_e' h_r} \quad (3.23)$$



Donde  $L_r$  y  $h_r$  son las relaciones de las escalas horizontal y vertical entre el modelo y el experimento de la misma manera que (3.22), en este caso la relación de tiempo es 1 : 1216, es decir un segundo del modelo equivale a 20.28 minutos de la realidad, para las condiciones en las que se llevaron a cabo estos experimentos.

### 3.3.7 Materiales y métodos.

Los experimentos de laboratorio con rotación se realizaron en una mesa rotatoria de cinco metros de diámetro la cual contaba con un tanque rectangular de cuatro metros de largo por 2 metros de ancho (figura 3.8). Esta mesa de Coriolis es parte de las instalaciones del *SINTEF*, que constituyen junto con el *Trondheim Marine Institute* uno de los centros de grandes Instalaciones Europeas en Hidrolab (TMR).

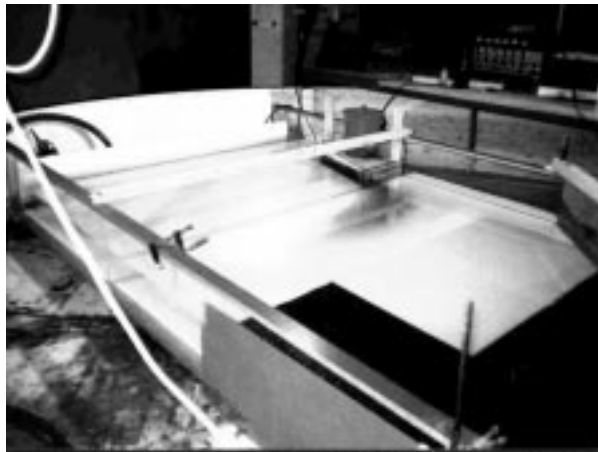


Figura 3.8: Cubeta rectangular experimental de  $4 \times 2m$  dentro de la mesa rotatoria de cinco metros de diámetro.

El perfil del delta del Ebro se simplifico a una figura geométrica mostrada en la figura 3.9 y colocada en un costado dentro del tanque, se colocó además una pared de madera para aproximar la forma de la costa adyacente al delta en la naturaleza.

Se colocó en la posición que corresponde a las desembocadura un tubo de silicona con tres milímetros de radio, por medio del cual se bombeó agua dulce coloreada con una densidad de  $997 \text{ kgm}^{-3}$  con la ayuda de una bomba de caudal variable. El tanque experimental contenía agua salada de una densidad de  $1027 \text{ kgm}^{-3}$ .

En el centro del tanque a una altura de dos metros, se colocó una base metálica donde se fijó una video cámara con la que se capturaron las imágenes de los experimentos. Todos los experimentos se grabaron en cintas magnéticas con la ayuda de una grabadora de video. Posteriormente las imágenes se digitalizaron por medio del programa de procesamiento de imágenes en fluidos *DigImage* Dalziel (1993) Redondo et al (1996) Carrillo et al. (2001).

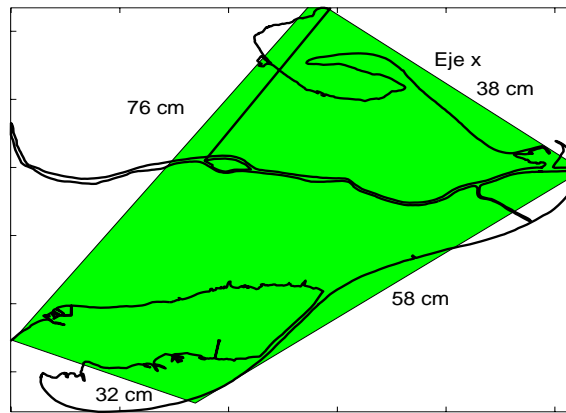


Figura 3.9: Simplificación geométrica del delta del Ebro usada para la experimentación.

### Condiciones iniciales experimentales.

Las distancias entre el modelo experimental y la naturales responden a la relación  $1 : 0.5 \times 10^5$  en la escala horizontal, mientras que la escala vertical es de  $1 : 53$ . La relacion de tiempos entre el modelo experimental y el modelo natural, corresponden con un segundo en el experimento es igual a 20.28 minutos en la naturaleza.

Para el desarrollo de los experimentos descritos en este artículo, usamos cuatro condiciones de flujo diferentes para la desembocadura del Ebro, de acuerdo a los caudales locales promedio reportados por Carrillo et al. (2001a), 121.27, 114.33, 287.00 y  $635.70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  medidos durante las estaciones de primavera, verano, otoño e invierno, lo que corresponde a las velocidades de salida del modelo de cauce (jet) experimental de 0.505, 0.280, 0.546 y  $0.896 \text{ m s}^{-1}$  respectivamente.

Para todos los casos los valores de temperatura del agua del tanque y del río fue de 17.4 y  $24.0 \text{ }^\circ\text{C}$  respectivamente, la salinidad en el mismo orden fue de 39.5 y  $0.0 \text{ gkg}^{-1}$  y el período de rotación del tanque fue de  $51.15 \text{ s}^{-1}$ . La mesa giratoria se mantuvo girando por un tiempo de 15 minutos de tal manera que el flujo dentro del tanque de agua se estabilizara y perdiera la inercia de la aceleración angular, debido a que todo el dispositivo y el flujo eran muy sensibles a pequeñas variaciones en la velocidad angular.

### 3.3.8 Sistema de procesamiento de imágenes utilizado.

La evolución y el desarrollo de todos los experimentos se estudiaron por medio del uso de diferentes técnicas. Diferencias en la iluminación de las capas con diferente densidad gracias al índice de refracción fueron aprovechadas para detectar la interface. Para algunos experimentos la interface fue observada coloreando la capa turbulenta, e incluso se agrego fluoresceina y también se iluminó con una

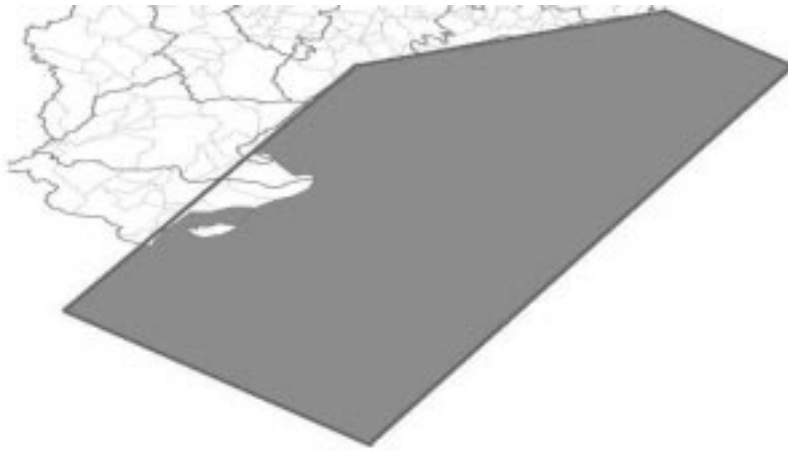


Figura 3.10: Representación gráfica del área de estudio experimental dentro de la cuba de cuatro por dos metros.

delgada capa de luz por medio de potentes focos de iluminación instalados dentro de la mesa rotatoria.

### 3.3.9 Soporte DigImage.

Este programa requiere de unas características especiales de hardware (figura 3.11), los requerimientos mínimos recomendados para el uso correcto del software *DigImage* es: un procesador 386 a 33 MHz., 8 Mega bytes de memoria RAM, 1.2 Giga bytes de disco duro con un monitor VGA de 17" y dos puertos serie. Las imágenes se captaron con una video cámara *JVC GR-AX200*.

### 3.3.10 Tarjeta Digitalizadora.

Un componente importante es la tarjeta que digitaliza la señal de video para procesarla posteriormente, se usa una tarjeta *DT-2861*. La tarjeta contiene 21 conectores que determinan los parámetros de conexión de los cuales se dispone para su correcta utilización, la configuración de estos se encuentra explicada en Dalziel (1994, 2002).

### 3.3.11 Video Grabador.

Las imágenes pueden ser capturadas y procesadas directamente en tiempo real, pero es una buena idea tener un archivo de los experimentos para análisis posteriores de los experimentos realizados. Con este fin utilizamos un video grabador Panasonic *AG-7350*. Con el software *DigImage* es posible controlar el grabador de video con las características que los experimentos requieren. Para ello es necesario modificar la interface *AG-IA232TC* de sincronización, con la finalidad de



Figura 3.11: Equipo informático utilizado para el procesamiento de las imágenes por medio del programa *DigImage*.

que algunos procesos de la videograbadora puedan ser controlados directamente por el software *DigImage*.

De la video grabadora se obtienen dos señales de salida, una que va hacia un TV, y la otra señal se lleva hacia el equipo informático, donde la imagen es digitalizada y procesada. Para controlar este paso dentro del equipo es necesario un tercer monitor *RGB* en nuestro caso usamos un monitor Comodore modelo *1084-S* y adaptar un cable que conecta la señal del ordenador para el monitor. Para capturar las imágenes se hace uso una cámara modelo *JVC* handycam, aunque también se usó una cámara digital *PANASONIC*.

### 3.3.12 Diagrama de flujo de la señal de video.

Todos los experimentos fueron grabados en cinta de video SHVS, digitalizados y luego analizados por la programa de Mecánica de Fluidos *DigImage* (Dalziel, 1993). Filtros, contornos y otras operaciones geométricas fueron hechas aplicando las herramientas incluidas en el paquete informático para medir los avances de los frentes de las interfaces turbulentas según se describe en Redondo et al (1996).

La señal de la cámara fue capturada por una grabadora, digitalizada y procesada experimento a experimento con la tarjeta *DT-2861* por medio del programa *DigImage*, esta imagen procesada se mostraba continuamente en un monitor adicional. La figura 3.12 muestra la configuración del sistema básico de procesamiento de imágenes, que permitía tener en tiempo real en un monitor adicional al del PC y en la TV el procesamiento de imágenes así como la imagen del video.

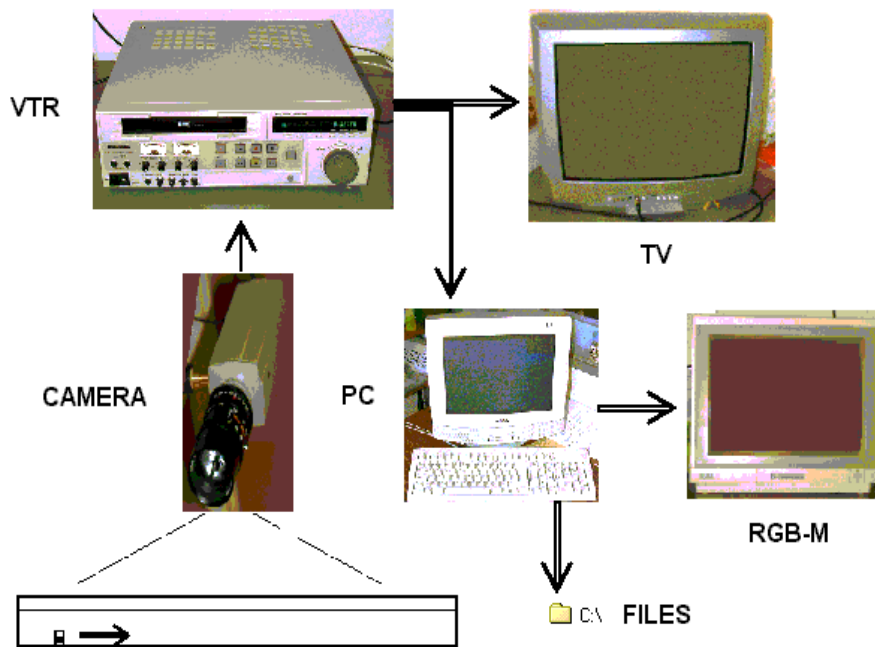


Figura 3.12: Diagrama de flujo de la señal de imagen dentro del sistema de procesamiento de Mecánica de Fluidos *DigImage*.

### 3.3.13 Modelo numérico de mesoescala.

El modelo numérico de difusión en la mesoescala del que se hace uso en este trabajo se describe en Durand et al. (1998, 2002), que adopta seis hipótesis de trabajo que se enumeran a continuación.

1. Se adopta la aproximación de Bousinesq lo que da al fluido el carácter de incompresible, lo cual quiere decir que las variaciones volumétricas de la masa son despreciadas frente a los términos de empuje.
2. Se aplica la descomposición de Reynolds en medias y sus fluctuaciones para las variables, y las ecuaciones se resuelven con las medias de las variables.
3. La curvatura de la tierra se desprecia de manera que es posible trabajar en un plano de coordenadas cartesianas, a esto se denominará la aproximación del plano  $f$  retenido, por lo que se considera el valor del parámetro de Coriolis constante. Esta hipótesis se justifica por las pequeñas dimensiones de las escalas dado que las variaciones de latitud son del orden de  $15'$ .
4. La componente vertical de la fuerza de Coriolis se desprecia, aunque en el término de la componente horizontal de la velocidad interviene la componente vertical de la misma.

5. La aproximación hidrostática es retenida por la presión, lo que supone que las velocidades verticales son fiables.
6. Se desprecia la difusión molecular de la salinidad, por lo que esta es considerada como un escalar pasivo.

### 3.3.14 Ecuaciones del modelo numérico.

Las ecuaciones se describen con una referencia ortonormal indirecta catesiana ( $0xyz$ ) donde los ejes son dirigidos respecto de la forma del delta del Ebro. Así el eje  $0x$  se orienta paralelo a la barra norte del delta del Ebro dirigiéndose al sur como se muestra en la figura 3.9, el eje  $0y$  se orienta perpendicular a el primero y dirigiéndose hacia el este y por último  $0z$  se dirige hacia el fondo de manera que  $z = 0$  es la superficie libre en reposo.

La descripción de las variables que se usan para describir las ecuaciones siguientes, se presentan en la tabla 3.5.

Tabla 3.5: Notación de variables usadas para las ecuaciones del modelo numérico.

<b>Variable</b>	<b>Descripción</b>	<b>Unidades</b>
<b>Campos promedio</b>		
$U_i$	Componente de la velocidad en la dirección $x_i$	$ms^{-1}$
$P$	Presión	$Nm^{-2}$
$\rho$	Masa volumétrica	$kgm^{-3}$
$\eta$	Elevación de la superficie libre	$m$
$S$	Salinidad	$gkg^{-1}$
$T$	temperatura	$^{\circ}C$
<b>Fluctuaciones</b>		
$u'_i$	Componente del vector velocidad en la dirección $x_i$	$ms^{-1}$
$s'$	Fluctuación de la salinidad	$gkg^{-1}$
$t'$	Fluctuación de la temperatura	$^{\circ}C$
<b>Hidrológicas relativas a el estado de referencia</b>		
$\rho_r$	Masa volumétrica de referencia	$kgm^{-3}$
$S_r$	Salinidad de referencia	$gkg^{-1}$
$T_r$	Temperatura de referencia	$^{\circ}C$

Bajo las anteriores hipótesis formuladas, las ecuaciones siguientes describen las condiciones:

- Hidrostáticas,

$$\frac{\partial P}{\partial z} = \rho g \quad (3.24)$$

- Continuidad,

$$\frac{\partial U_j}{\partial x_j} = 0 \quad (3.25)$$

- Conservación de la cantidad de movimiento según los ejes de horizontales, lo que implica que (3.25), puede ser escrita como:

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} + \frac{\partial(U_i U_j)}{\partial x_j} = \varepsilon_{ij3} f U_j + (1 - \delta_{i3} [g \frac{\partial \eta}{\partial x_i} - \frac{g}{\rho_r} \int_{\eta}^z \frac{\partial \rho}{\partial x_i} dz']) - \frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial x_i} \quad (3.26)$$

Si observamos la presencia de cinco terminos en esta ecuación, estos corresponderan con el termino no estacionario, de advección, de la fuerza de Coriolis de los gradientes de presión barotrópico y baroclínico y de la difusión turbulenta respectivamente.

- Transporte de la salinidad,

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(SU_j)}{\partial x_j} = \frac{\partial \overline{u'_j s'}}{\partial x_j} \quad (3.27)$$

- Transporte de la temperatura,

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial(TU_j)}{\partial x_j} = \frac{\partial \overline{u'_j t'}}{\partial x_j} \quad (3.28)$$

- Y la ecuación de estado,

$$\rho = \rho_r(1 + \beta_s(S - S_r) - \beta_t(T - T_r)) \quad (3.29)$$

En el modelo utilizado (Arnoux-Chivassa (1998), Durand et al. (2002), Arnoux-Chivassa et al. (2002)), se obtiene la superficie libre  $y$ , integrando la ecuación de continuidad desde el fondo  $H(x, y)$  que se modeló a partir de datos batimétricos.

$$\int_H^y \frac{\partial u}{\partial x} dz + \int_H^y \frac{\partial v}{\partial y} dz + \int_H^y \frac{\partial w}{\partial z} dz = 0 \quad (3.30)$$

y por tanto puede resolverse la ecuación

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} = 0 \quad (3.31)$$

Para calcular además la velocidad vertical a profundidad  $z$  a partir de:

$$\int_H^z \frac{\partial u}{\partial x} dz' + \int_H^z \frac{\partial v}{\partial y} dz' + \int_H^z \frac{\partial w}{\partial z'} dz' = 0 \quad (3.32)$$

La parametrización de la turbulencia oceánica en el modelo se realiza a partir del modelo de Boussinesq con una viscosidad turbulenta constante pero no isotrópica de forma que:

$$\overline{u'_i u'_j} = \nu_{tj} \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \nu_{ti} \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \quad (3.33)$$

y de forma análoga para los flujos de salinidad y temperatura

$$\overline{u'_j S'} = D_{tj} \frac{\partial S}{\partial x_i} \quad (3.34)$$

$$\overline{u'_j T'} = K_{tj} \frac{\partial T}{\partial x_i} \quad (3.35)$$

Los números de Prandtl y de Schmidt turbulentos toman valores de entre 0.5 y 1 sin tener en cuenta el efecto de la relaminarización de la turbulencia con altas estratificaciones descritos en Redondo (2001). Por lo cual no se consideran explícitamente variaciones en el transporte horizontal entre el momento, la temperatura y la salinidad. La viscosidad horizontal turbulenta se calcula según Tomidokoro (1984) a partir de la malla (en metros):

$$\nu_{th} = 10^{-3} \Delta h^{4/3} \quad (3.36)$$

en base a la ley de Richardson (1921), que observa que el coeficiente de difusión es un proceso turbulento a escala  $\ell$  depende de dicha escala a la potencia 4/3.

Los coeficientes de difusión turbulenta verticales a su vez dependen del número de Richardson como:

$$\nu_{tz} = \frac{\nu_{th}}{(1 + 10 Ri)^{1/2}} \quad (3.37)$$

La discretización espacial usada es del tipo *ultra-quick* de tercer orden ya que mejora las características de los otros esquemas de advección mostrados en tabla 3.6

La discretización temporal se basa en el esquema de Euler, valida para procesos quasi-estacionarios aplicando la condición de Courant Fredrich Levi:

$$\Delta t \leq \frac{1}{\sqrt{gh}} \left( \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right)^{-1/2} \quad (3.38)$$

En Arnoux-Chivassa (1998) se describe la sensibilidad del modelo a distintas condiciones y se aplica al penacho del Rhône. En este estudio se utilizan los valores mas idoneos de los distintos parámetros y se usa una modelización turbulenta de tipo Smagorinski:

$$\nu_t = \ell^2 \sqrt{gh} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] \quad (3.39)$$

donde:  $\ell = kz \left( 1 - \frac{z}{H} \right)$ .



Tabla 3.6: Características principales de los sistemas de advección en el modelo.

Esquema	Orden	Características fundamentales
Centrado	1	Interpolación lineal, inestable para $Pe$ mayor a 2.
Upwind	2	Advecta el campo puro simulación numerica importante.
Quick	3	Interpolación cuadrática, no monotonía, oscilación desde los frentes.
Ultra-quick	3	Quick limitada por características de las variables normalizadas, limitadores lineales o constantes.

### 3.3.15 Condiciones de inicio numéricas.

Para el modelo matemático los caudales del río en la desembocadura son los mismos que los valores de modelo natural usados en la experimentación, elegidos de forma representativa de las campañas de medidas estacionales *in situ*. La anchura de la desembocadura se mantiene estable a 500 metros de longitud y la profundidad de la capa de agua dulce observada por Carrillo et al. (2001a) para los caudales que se utilizan. Por lo tanto para los caudales 121.27, 114.33, 287.00 y  $635.70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  corresponderán las velocidades de 0.48, 0.45, 0.574 y  $0.63 \text{ ms}^{-1}$ , y los valores de profundidad de la interface son de 0.5, 0.5, 1.0 y 2.0 m.

Los valores de la temperatura y la salinidad de referencia que se toman para todas las condiciones fueron de  $21^\circ\text{C}$  y  $37.7\text{ppm}$  respectivamente. Se realizan los cálculos para velocidades de viento nulo con el fin de poder comparar los resultados con el modelo experimental a una latitud de  $41^\circ\text{N}$ .

