



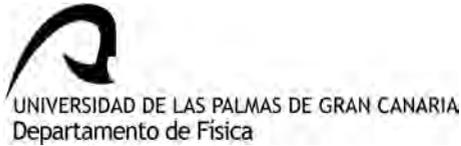
UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
Departamento de Física

TESIS DOCTORAL

Estudio experimental del Sistema de la Corriente de Bransfield (Antártida)

Mónica Hernández Arencibia





D^o. SALVADOR GALVÁN HERRERA, SECRETARIO DEL
DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LAS PALMAS DE GRAN
CANARIA

CERTIFICA,

Que el Consejo de Doctores del Departamento en su sesión extraordinaria tomó el acuerdo de dar el consentimiento para su tramitación, a la tesis doctoral titulada “*Estudio experimental del Sistema de la Corriente de Bransfield*” presentada por la doctoranda D^a Mónica Hernández Arencibia y dirigida por los Doctores M^a de los Ángeles Marrero Díaz, Pablo Sangrà Inciarte y Alexandre Stegner.

Y para que así conste, y a efectos de lo previsto en el Artº6 del Reglamento para la elaboración, defensa, tribunal y evaluación de tesis doctorales de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, firmo la presente en Las Palmas de Gran Canaria, a de Diciembre de dos mil doce.

ANEXO II

- PROGRAMA DE DOCTORADO EN OCEANOGRAFÍA -

Departamento de Física

Bienio 2006-2008

ESTUDIO EXPERIMENTAL DEL SISTEMA DE LA CORRIENTE DE BRANSFIELD



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS
DE GRAN CANARIA

Tesis doctoral presentada por D^a. Mónica Hernández Arencibia para obtener el grado de Doctor por la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Dirigida por la Dra. M^a de los Ángeles Marrero Díaz, el Dr. Pablo Sangrà Inciarte y el Dr. Alexandre Stegner.

La Directora El Director El Director La Doctoranda

Las Palmas de Gran Canaria, a 17 de Diciembre de 2012

Resumen

En este trabajo se presenta un estudio experimental sobre la dinámica de la Corriente de Bransfield con el objetivo de validar una hipótesis que la considera como una corriente de gravedad de superficie que recircula alrededor de la plataforma de las Islas Shetland del Sur (Antártida). Para ello se utiliza un modelo experimental de dos capas en un tanque rectangular con rotación en sentido horario ($\Omega_0 = f/2$), en el que se genera una corriente de gravedad de superficie a través de un experimento de descarga, tanto en configuración de cuenca cerrada como de cuenca abierta. Para el seguimiento y posterior análisis de la corriente de laboratorio se ha utilizado tanto la técnica de Fluorescencia Inducida por Láser (LIF) como la Velocimetría de Imagen de Partículas (PIV). El análisis se ha realizado estudiando principalmente la evolución temporal del ancho (W); la velocidad máxima (Vx_{max}); y la posición de la velocidad máxima, en la dirección perpendicular al canal, (y_{max}), de la corriente experimental. Los experimentos en cuenca cerrada muestran una corriente con un ancho de $2Rd$ y un $y_{max} = 1Rd$, siendo Rd el radio interno de deformación de Rossby. La configuración de cuenca abierta muestra cómo la corriente, al alcanzar el extremo oriental del primer contorno, recircula y tras estabilizarse, sigue propagándose por la cara norte del mismo. De esta recirculación se desprende además un remolino anticiclónico al igual que en el sistema natural. Ambas configuraciones (cuenca cerrada y cuenca abierta) presentan experimentos cuyos parámetros y resultados adimensionalizados son del mismo orden de magnitud que los de la Corriente de Branfield. Por tanto, este estudio experimental apoya la validez de la hipótesis sobre la Corriente de Bransfield como una corriente de gravedad.

Presentación de la tesis

La presente tesis, titulada *Estudio experimental del Sistema de la Corriente de Bransfield (Antártica)*, se ha desarrollado en el contexto del proyecto de investigación COUPLING (CTM2008-06343-CO2-01) financiado por el Estado Español y gracias a la concensión, a favor de la doctoranda, de una beca del programa de Formación de Profesorado Universitario (FPU).

Este trabajo ha sido codirigido por la Dra. Ángeles Marrero Díaz, el Dr. Pablo Sangrà Inciarte, ambos del Departamento de Física de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, y por el Dr. Alexandre Stegner, de la Unité de Mécanique (UME) de la École Nationale Supérieure de Techniques Avancées (ENSTA) ParisTech, en Palaiseau, (Francia).

Esta tesis comienza con una Introducción, seguida de una Descripción del fenómeno de interés, los Fundamentos de la hipótesis planteada en este estudio, el Modelo experimental y la Metodología utilizada, los Resultados y Discusión, para finalizar con las Conclusiones más relevantes y las Líneas futuras de investigación experimental sobre este sistema natural. Las referencias que aparecen a lo largo del documento figuran al final del mismo.

Referencia de la contraportada: La imagen de la contraportada ha sido modificada de una imagen de satélite de la Península Antártica alojada en (http://www.victory-cruises.com/antarctic_global_warming.html).

A mis padres, Santiago y Elena.

A mi hermana, Raquel.

En memoria de mi Elenita.

Agradecimientos

A pesar de ser la autora, este trabajo ha visto por fin la luz gracias al apoyo de muchas personas. A todas ellas les dedico estas páginas.

En primer lugar, a mis directores. A Ángeles Marrero Díaz y a Pablo Sangrà Inciarte, por haberme guiado durante todos estos años. Les agradezco mucho el apoyo, paciencia y tiempo que me han dedicado para poder culminar este proyecto. Quiero agradecer también al Dr. Alexandre Stegner por su colaboración y aportación a este trabajo. Puso a mi disposición su laboratorio durante mis estancias y me asesoró en el aprendizaje de las diferentes técnicas empleadas en este estudio. *Merci beaucoup!*

Este trabajo no se hubiera podido realizar sin la concesión de mi beca del programa de Formación de Profesorado Universitario por parte del Ministerio de Ciencia e Innovación, y sin la realización de las campañas CIEMAR, BREDDIES y COUPLING, financiadas por el Estado Español. Se agradece en especial al proyecto Physical-biological coupling at the mesoscale range around South Shetland Islands (Antarctica) - COUPLING (CTM2008-06343-CO2-01), apoyado por el Ministerio de Educación y Ciencia.

He pasado esta etapa en el Departamento de Física, rodeada de buena gente. Recuerdo en especial a Alemán, que me ayudó en el diseño de la mesa; a Inma, siempre tan dicharachera y preocupada por mi cactus; y a Jorge, que gracias a su buena disposición, me ha “salvado” en varias ocasiones durante mis crisis informáticas.

El recorrido administrativo ha sido extenso y, por momentos, complicado durante estos años. Las buenas gestiones realizadas por personas como Lola y Alejandro, me permitieron ir saltando las piedras del camino.

Parte del estudio que aquí se presenta se ha desarrollado en dos estancias realizadas en la Unité de Mécanique (UME) de la École Nationale Supérieure de Techniques Avancées (ENSTA) en Palaiseau, Francia. Me gustaría agradecer a su personal investigador por el apoyo logístico que me prestaron durante aquellos meses. De todos ellos, recuerdo especialmente con cariño a Romain y a Alba, mis dos “españoles” en el extranjero con los que compartí muchas risas y también, momentos de estrés.

Aquí en mi tierra, son muchos los compañeros y amigos que han compartido conmigo este camino. Desde la pandilla de los primeros años (Isis, Idaira, Aridane e Inma), a las personas que como Ángela, me han seguido aconsejando ya desde la experiencia.

¡Y como nó!, a las chicas del lab: Carolina, Mireya y Sheila. Inolvidables esos cafés en tierra y en alta mar, nuestras charlas, esa manzana verde o las increíbles historias del Pato Donald.

Sin embargo, todo tiene su principio, y aquí es donde tiene el protagonismo el “minipope” de Fran. A él, por conseguir meterme en la pecera, a pesar de mi resistencia inicial. Por estar siempre dispuesto a ayudarme con cualquier “ruido” que apareciera en mi camino y a darme buenos consejos sobre esta carrera.

No podría olvidarme de mi amigo Borja. La persona que ha vivido conmigo en paralelo esta experiencia, aquí en casa y fuera. Son muchas las anécdotas y los “retratos” simpáticos de estos años. Gracias por estar siempre dispuesto a ayudarme, en lo personal y en lo laboral y compartir conmigo los buenos momentos, y los no tan buenos. 감사합니다!, 친구.

Ahora es el turno de las personas más importantes, mi familia. A mis padres, Elena y Santiago, porque siempre me ayudan y me apoyan en todo, incluso en tareas como el diseño y bricolaje de la mesa. Por ser las personas que mejor me conocen y las que más sufren conmigo. Sin su sacrificio y cariño durante estos años no hubiera podido llegar hasta aquí. A mi hermana Raquel, por escucharme y soportarme en “mis momentos”, por rehabilitarme en lo físico y en lo emocional y, por cubrirme en todas aquellas tareas en las que yo no podía estar presente. Son ellos los que más me han acompañado y soportado en este camino, tanto en casa como en el extranjero, y es a ellos a los que más les debo. Gracias de corazón por estar siempre ahí. 난 당신을 사랑 해요.

También recuerdo a mis tíos, primos, “Pater” y demás familia que siempre han estado pendientes e interesados en la elaboración de este trabajo. De todos ellos, me gustaría hacer una mención especial a mis abuelos. A los Hernández, por la pena de no haber podido compartir con ellos ésta y otras experiencias; y a los Arencibia, por los cuidados, el cariño y la “suerte, suerte, mi niña” que siempre me han dado. Un recuerdo muy sentido a mi María, que siempre me instó a ser mejor persona y a aprovechar el tiempo. Seguiré tus consejos. 난보고 싶어.

A todos aquellos que hayan estado conmigo y, que por despiste, me haya olvidado de nombrar, gracias y disculpen.

Por último, al resto de personas interesadas en leer este manuscrito, les transmito de antemano mis disculpas por los errores no depurados que puedan encontrar y les deseo que disfruten, como yo, al “zambullirse” en el mundo antártico.

Índice general

Índice de figuras	XI
Índice de tablas	XVII
1. Introducción	1
1.1. Región de estudio	1
1.2. Simulación experimental	4
1.3. Motivación de este estudio	11
1.4. Objetivos	12
1.5. Estructura de la tesis	14
2. Corriente de gravedad y modelo experimental	17
2.1. Definición y clasificación	17
2.2. Estado del Arte	22
2.3. Corriente de gravedad costera	26
2.4. Modelo experimental	30
2.4.1. Análisis dimensional	34
2.4.2. Teoría de Modelos	40
3. Fundamentos de una hipótesis	47
3.1. El Océano Sur	48

3.2. El Estrecho de Bransfield	50
3.3. Recirculación de la Corriente de Bransfield	59
4. Configuración experimental y metodología	69
4.1. Configuración experimental	70
4.1.1. Mesa rotatoria	70
4.1.2. Tanque	71
4.1.3. Sistema de suministro de la capa superior	73
4.1.4. Batimetrías	73
4.1.5. Sistema de iluminación	76
4.1.6. Cámara con dispositivo de carga acoplada	76
4.2. Metodología	77
4.2.1. Fluorescencia Inducida por Láser (LIF)	78
4.2.2. Velocimetría de Imágenes de Partículas (PIV)	79
4.3. Procedimiento experimental	82
5. Resultados de cuenca cerrada	91
5.1. Descripción cualitativa	91
5.2. Criterio para el estado cuasi-estacionario	99
5.3. Criterio para la extracción del ancho (W) de la corriente	109
5.4. Comparación entre experimentos	111
5.4.1. Experimentos con LIF	112
5.4.2. Experimentos con PIV	112
5.4.2.1. Velocidad máxima, $V_{x_{max}}$	112
5.4.2.2. Ancho de la corriente, W	116
5.4.2.3. Posición de la velocidad máxima, y_{max}	118
5.5. Comparación con el sistema natural	120

5.6. Estabilidad de la corriente	122
6. Resultados de cuenca abierta	125
6.1. Descripción cualitativa	125
6.2. Criterio para el estado de cuasi-estabilidad	133
6.3. Criterio de extracción del ancho (W)	136
6.4. Comparación entre experimentos	137
6.4.1. Experimentos con LIF	137
6.4.2. Experimentos con PIV	142
6.4.2.1. Velocidad máxima, $V_{x_{max}}$	143
6.4.2.2. Ancho de la corriente, W	145
6.4.2.3. Posición de la velocidad máxima, y_{max}	147
6.5. Comparación con el sistema natural	148
6.6. Estabilidad de la corriente	155
7. Conclusiones y trabajos futuros	157
7.1. Conclusiones	157
7.2. Trabajo futuro	161
Bibliografía	163

Índice de figuras

1.1. Localización del Estrecho de Bransfield dentro de la geografía general.	2
1.2. Modelo experimental de la circulación en la región del Estrecho de Skagerrak (modificado de McClimans et al. (2000)).	7
1.3. Modelo experimental de la Corriente Argelina (modificado de Obaton et al. (2000)).	9
2.1. Tormenta de arena como ejemplo de corriente de gravedad en la naturaleza.	18
2.2. Esquema básico de una corriente de gravedad.	21
2.3. Captura de experimentos de descarga en un sistema con rotación horaria.	25
2.4. Vista esquemática de una corriente de gravedad costera (Griffiths and Hopfinger, 1983).	28
2.5. Vista esquemática lateral de un experimento de descarga producido por un inyector triangular.	31
2.6. Modelo experimental para la simulación de la Corriente de Bransfield	32
2.7. Esquema de la propagación de una corriente de gravedad de superficie sobre una pendiente.	39

3.1. Localización de las diferentes zonas frontales del Océano Sur (Talley et al., 2011).	48
3.2. Esquema de la estructura de masas de agua y transporte de la ACC (Rintoul et al., 2011).	50
3.3. Mapa completo de la región del Estrecho de Bransfield.	51
3.4. Cobertura de nuestros datos en el área de estudio. .	53
3.5. Secciones verticales de CIEMAR y BREDDIES (modificado de Sangrà et al. (2011)).	56
3.6. Mapa para la extracción de la batimetría media que afecta a la Corriente de Bransfield.	58
3.7. Perfil de velocidad de la Corriente de Bransfield durante la campaña COUPLING.	59
3.8. Esquema horizontal del Sistema de Bransfield (Sangrà et al., 2011).	60
3.9. Trayectoria de boyas liberadas en la zona de estudio (modificada de Ichii et al. (1998)).	61
3.10. Trayectoria de las boyas liberadas durante las campañas BREDDIES y COUPLING.	62
3.11. Trayectoria de la Boya 63 que marca el remolino anticiclónico y sección vertical de anomalía de densidad potencial (kg/m^3) del transecto TB de la campaña COUPLING.	64
3.12. Sección vertical y diagrama T-S del transecto T1a de la campaña COUPLING.	67
4.1. Vista lateral esquemática de la configuración experimental.	70
4.2. Vista cenital y lateral de los diferentes tanques utilizados.	71
4.3. Esquema lateral de las batimetrías introducidas. . .	74

4.4. Batimetría real de transectos similares al a) T1a y b) TB de la campaña COUPLING.	75
4.5. Esquema de la batimetría 4 en vista a) cenital, b) lateral y c) 3D.	75
4.6. Calibración de la cámara CCD a través del software Streampix 4 en un experimento realizado con partículas (PIV).	77
4.7. Configuración general de un sistema PIV en 2D (LaVision, 2007).	80
4.8. Ejemplo de la distribución de vectores según el tamaño de la ventana de interrogación y el % de solapamiento (LaVision, 2007).	82
4.9. Índice de Refracción (N) y densidad (kg/m ³) de disoluciones de sal y etanol utilizadas en este estudio.	84
4.10. Calibración de un experimento realizado con PIV.	85
5.1. Capturas de un experimento realizado con LIF en configuración de cuenca cerrada.	95
5.2. Evolución temporal del campo de velocidad de un experimento realizado con PIV en configuración de cuenca cerrada.	96
5.3. Evolución temporal del campo de vorticidad de un experimento realizado con PIV en configuración de cuenca cerrada.	97
5.4. Velocidad del frente de la corriente de gravedad de dos experimentos con respecto a la posición de la compuerta y en función del tiempo.	98
5.5. Comportamiento del ancho normalizado en función del tiempo de un experimento con LIF en cuenca cerrada.	101

5.6. a) Perfiles de la velocidad transversal al contorno a cada T_0 , b) evolución de la velocidad máxima normalizada, en cuenca cerrada.	103
5.7. Evolución esquemática de la propagación de la corriente de gravedad experimental en configuración de cuenca cerrada.	104
5.8. a) Perfiles de la velocidad transversal al contorno a cada T_0 , b) evolución de la velocidad máxima normalizada, en cuenca cerrada.	105
5.9. Esquema en 3D para el cálculo del caudal, Q	107
5.10. Comportamiento de la velocidad máxima y de su caudal asociado en función del tiempo del experimento 19.1.	108
5.11. Ajuste del caudal del experimento 19.1.	110
5.12. Criterio de velocidad fija para la obtención del ancho, W , de la corriente de gravedad a través de los perfiles de velocidad.	111
5.13. Evolución temporal normalizada del ancho de la corriente de experimentos realizados con LIF en cuenca cerrada.	113
5.14. Evolución temporal normalizada de la velocidad máxima (Vx_{max}) escalada con Cg	114
5.15. Evolución temporal normalizado del ancho (W) escalado con Rd de todos los experimentos con PIV en cuenca cerrada.	117
5.16. Comportamiento de la posición de la velocidad máxima, (y_{max}), de la corriente en función del tiempo en la dirección transversal al contorno.	119

5.17. Evolución del número de Rossby, Ro , de los experimentos con PIV en cuenca cerrada y comparación con la Corriente de Bransfield.	121
6.1. Capturas de un experimento realizado con LIF en configuración de cuenca abierta.	128
6.2. Evolución temporal del campo de velocidad de un experimento realizado con PIV en configuración de cuenca abierta.	130
6.3. Evolución temporal del campo de vorticidad un experimento realizado con PIV en configuración de cuenca abierta.	132
6.4. Esquema de la evolución de la corriente de gravedad en cuenca abierta.	134
6.5. a) Perfiles de la velocidad transversal al contorno a cada T_0 , b) evolución de la velocidad máxima normalizada, en cuenca abierta.	135
6.6. Evolución temporal del ancho normalizado de la corriente de experimentos con LIF a distintos valores de δ	138
6.7. Evolución temporal del ancho normalizado de la corriente de experimentos con LIF a distintos valores de Rd	140
6.8. Comportamiento temporal del ancho normalizado de la corriente de experimentos con LIF con presencia o no de la batimetría B.4.	141
6.9. Evolución de la Vx_{max} normalizada de los experimentos realizados con PIV en cuenca abierta. . . .	142
6.10. Ancho normalizado extraído en x_0 de los experimento con PIV a una velocidad de $0,1Cg$	146

6.11. Evolución temporal normalizada de la posición de la velocidad máxima, y_{max} , de los experimento llevados a cabo con PIV en configuración de cuenca abierta.	148
6.12. Evolución del número de Rossby, Ro , de los experimentos con PIV en cuenca abierta y comparación con la Corriente de Bransfield.	149
6.13. Perfiles de velocidad de la rama norte de la corriente de gravedad experimental.	150
6.14. Capturas en vista cenital al inicio del estado de cuasi-estabilidad de los experimentos con LIF.	152
6.15. Campo de velocidad de los experimentos con PIV al inicio del estado de cuasi-estabilidad.	153

Índice de tablas

2.1. Escalas físicas, grupos Π del análisis dimensional, números adimensionales y factores de escala del modelo experimental.	43
3.1. Escalas y parámetros adimensionales de la Corriente de Bransfield.	66
4.1. Parámetros de los diferentes tanques.	72
4.2. Ángulos de las diferentes pendientes para las batimetrías 1, 2, 3 y 4.	74
4.3. Trazadores para fase acuosa para la técnica de la LIF.	78
4.4. Material trazador para flujos líquidos para experimentos con PIV (Raffael et al., 2007).	80
4.5. Resolución de la imagen fuente, tamaño de la ventana de interrogación, % de solapamiento, campo de velocidad, n° de vectores totales del campo de velocidad y n° de vectores por radio interno de deformación de Rossby, de todos los experimentos realizados con partículas y procesados con el DaVis.	83
4.6. Parámetros dimensionales y adimensionales de los experimentos (I).	87

4.7. Parámetros dimensionales y adimensionales de los experimentos (II).	88
4.8. Relación de escala horizontal L_r y vertical H_r de los distintos experimentos y grado de distorsión G_r	89
5.1. Volumen de agua de menor densidad, ρ_1 , consumido en cuenca cerrada previamente al estado cuasi-estacionario.	115
5.2. Escalas físicas, parámetros adimensionales del estado inicial y resultados adimensionalizados de los experimentos en cuenca cerrada y su comparación con la Corriente de Bransfield (BC).	123
6.1. Volumen de agua de menor densidad, ρ_1 , consumido en cuenca abierta previamente al estado de cuasi-estabilidad.	144
6.2. Escalas físicas, parámetros adimensionales del estado inicial y resultados adimensionalizados de los experimentos en cuenca abierta y su comparación con la Corriente de Bransfield (BC).	151

Glosario

AAIW	Agua Antártica Intermedia.
ABBW	Agua de Fondo Antártica.
ACC	Corriente Circumpolar Antártica.
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
ASF	Frente de Talud Antártico.
ASW	Agua Superficial Antártica
AW	Agua Atlántica.
AZ	Zona Antártica.
BC	Corriente de Bransfield.
BREDDIES	Remolinos/meandros de mesoscala en la parte central del Estrecho de Bransfield: Identificación y acoplamiento físico-biológico
CCD	Dispositivo de Carga Acoplada.
CDW	Agua Profunda Circumpolar.
CIEMAR	Campaña de Investigación del Ecosistema Antártico.
COUPLING	Physical-biological coupling at the mesoscale range around South Shetland Islands (Antarctica)
CTD	Conductivity, Temperature and Depth
CZ	Zona Continental.
DaVis	Software comercial de la casa LaVision para el procesado, entre otros, de imágenes inteligentes (láser).

ÍNDICE DE TABLAS

DPSSL	Láser de estado sólido activado por Diodos.
EOF	Funciones Empírico Ortogonales
ImageJ	Software libre de procesamiento de imagen digital programado en Java.
LCDW	Fracción Inferior del Agua Profunda Circumpolar.
LEGI	Laboratoire Des Ecoulements Geophysiques et Industriels
LIF	Fluorescencia Inducida por Láser.
MATLAB	Lenguaje de alto nivel y entorno interactivo para el cálculo numérico, la visualización y la programación.
MatPIV	Paquete de herramientas para la Velocimetría de Imágenes de Partículas escrito en lenguaje MATLAB.
NADW	Agua Profunda del Atlántico Norte.
PF	Frente Polar.
PFZ	Zona del Frente Polar.
PIV	Velocimetría de Imágenes de Partículas.
RIM	Ajuste del índice de refracción.
SACCF	Frente Sur de la ACC.
SAF	Frente Subantártico.
SAMW	Agua Modal Subantártica.
SAZ	Zona Subantártica.
SB	Límite Sur de la ACC.
SF	Frente Sur de la ACC.
SPZ	Zona Subpolar.
SSI	Islas Shetland del Sur.
STF	Frente Subtropical.
SZ	Zona Sur de la ACC.

TBW	Agua Transicional zonal con influencia del Mar del Bellingshausen.
TWW	Agua Transicional zonal con influencia del Mar de Weddell.
UCDW	Fracción Superior del Agua Profunda Circumpolar.
WW	Agua de Invierno
XBT	Expendable bathythermograph
XCP	Expendable Current Profiler

Capítulo 1

Introducción

1.1. Región de estudio

La circulación en el Océano Austral tiene una importancia extraordinaria. La interacción de la circulación termohalina con la atmósfera modula el clima del planeta y una de las componentes importantes de esta circulación a escala global es justamente la circulación antártica. Dentro de la región antártica, el área de estudio de esta Tesis Doctoral es el Estrecho de Bransfield, el cual se encuentra concretamente entre la Península Antártica y las Islas Shetland del Sur (Fig. 1.1). Esta zona manifiesta ciertas particularidades que atraen el estudio tanto de los oceanógrafos físicos como de los biológicos, puesto que su patrón de circulación puede afectar a la distribución de nutrientes, fitoplancton y zooplancton (Niller et al., 1991; Gordon et al., 2000; Gomis et al., 2002; García et al., 2002). Posee además especial interés porque su dinámica todavía no está completamente descrita y es donde se desarrolla el grueso de la investigación antártica llevada a cabo en el seno de proyectos con financiación española.

1. INTRODUCCIÓN

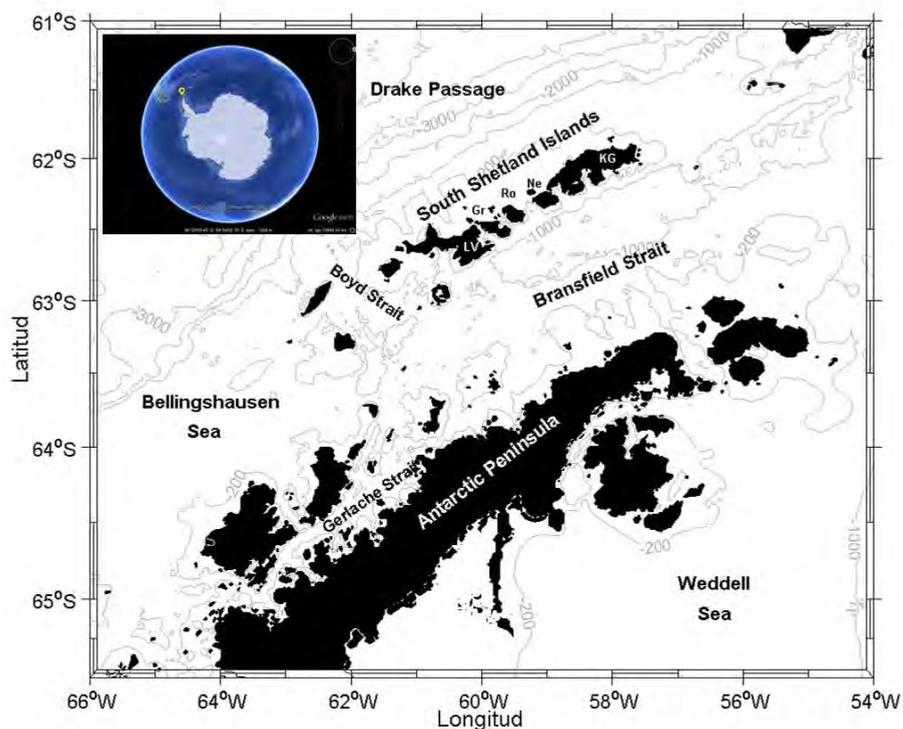


Figura 1.1: Localización del Estrecho de Bransfield dentro de la geografía general. Se muestra la isóbata de 0, 200, 1000, 2000, 3000 y 4000 m (Smith and Sandwell, 1997). Aparecen señaladas las áreas circundantes de mayor relevancia: el Paso Drake, el Mar de Bellingshausen, el Mar de Weddell, el Estrecho de Boyd, el Estrecho de Gerlache, la Península Antártica y las Islas Shetland del Sur (SSI) (entre las islas Livingstone (LV), Greenwich (Gr), Robert (Ro), Nelson (Ne) y King George (KG)).

La investigación en la región del Estrecho de Bransfield comienza con las expediciones de W. Scoresby y del Discovery, realizadas en 1927 y 1930. En la década de los ochenta, a partir del programa BIOMASS, se comienza con la realización de experimentos en los que se implican diferentes países y empieza la movilización de una flota importante de buques oceanográficos. Esto permitió la realización de muestreos con una mayor resolución espacial y mejoró la

caracterización de la circulación y las masas de agua presentes en el Estrecho de Bransfield. A finales de los ochenta surge una tercera generación de proyectos en los que se restringe aún más la zona de estudio para aumentar la resolución del muestreo espacial y estudiar la presencia de actividad mesoescalar. Las primeras campañas de este tipo tuvieron lugar bajo el proyecto RACER (1986/1987). En cuanto a la investigación española, este tipo de estudios comenzó con el proyecto Oceanografía en el Estrecho de Bransfield con campañas en 1991, 1992/1993 (BIOANTAR 93) y 1993/1994 (ECOANTAR 1994) (López et al., 1999).

El patrón de circulación básico para el Estrecho de Bransfield consiste en la entrada de dos tipos de agua locales. Por el oeste, se localiza una entrada de agua relativamente cálida y poco salina proveniente del Mar de Bellingshausen, conocida como Agua Transicional zonal con influencia del Mar de Bellingshausen (TBW). Por otro lado, en la parte oriental del estrecho se detecta la entrada de agua relativamente fría y salina proveniente del Mar de Weddell, conocida como Agua Transicional zonal con influencia del Mar de Weddell (TWW) (Tokarczyk, 1987; García et al., 1994). La TBW fluye hacia el noreste confinada cerca de las Islas Shetland del Sur (SSI), donde se encuentra descrita una corriente de chorro baroclina conocida como Corriente de Bransfield, mientras que la TWW circula muy lentamente hacia el suroeste ocupando la parte sur del estrecho. Aunque los estudios anteriormente realizados han permitido conocer las características más relevantes de la hidrografía del Estrecho de Bransfield, aún deben resolver bastantes incógnitas. No se conoce la dinámica fundamental que rige el sistema de corrientes y la estratificación en el Estrecho de Bransfield. No se sabe cuáles son los mecanismos que permiten la ventilación de las aguas profundas del Estrecho. Por tanto, no están bien definidos los balances de flujo ni la importancia de la variabilidad a mesoescala en la formación, mezcla e intercambio de masas de agua con las regiones

1. INTRODUCCIÓN

adyacentes. En esta línea, nuestro grupo ha participado ya en tres campañas antárticas (CIEMAR 1999/2000, BREDDIES 2002/2003 y COUPLING 2010) con resolución espacial suficiente como para intentar caracterizar la circulación mesoescalar en la región.

A pesar de la indiscutible ventaja y oportunidad que representa la realización de campañas oceanográficas para aumentar el conocimiento del océano, éstas tienen ciertas restricciones. La limitación fundamental radica en la dificultad de la experimentación en el océano. Por un lado, están el alto coste económico de las campañas oceanográficas y el tiempo necesario para realizar los diferentes perfiles, lo cual restringe la resolución espacial y temporal de las estaciones. Por otro lado, las campañas han de realizarse ajustándose al calendario del barco y, en muchas ocasiones, pueden no ser las más apropiadas para observar el fenómeno inicialmente planteado. Aún cuando todos los factores sean favorables, en ningún momento se pueden controlar los parámetros del medio natural. Estas limitaciones en la investigación de campo en la Oceanografía Física se reducen complementándola con la simulación numérica y experimental. En concreto, en esta Tesis Doctoral se realizan simulaciones experimentales con el propósito de entender mejor la dinámica de la circulación de las primeras capas de la columna de agua observada en el Estrecho de Bransfield. Para estas simulaciones se han tomado como parámetros básicos del sistema natural aquellos obtenidos en las campañas oceanográficas realizadas en la zona por nuestro grupo.

1.2. Simulación experimental

Los modelos experimentales también tienen sus limitaciones. Para enfrentarse a un estudio de este tipo hay que ser conciente de que

no es posible simular en el laboratorio la dinámica oceánica con todo detalle. La principal restricción se encuentra en la geometría del modelo. El sistema natural se caracteriza por grandes escalas horizontales y pequeñas escalas verticales. La escala horizontal sí puede cubrirse en el modelo de laboratorio, pero mantener una semejanza geométrica se hace imposible debido a la escala vertical. Esto tiene como consecuencia que con frecuencia en los modelos experimentales la escala vertical se encuentre exagerada con respecto al sistema natural. Esta diferencia en la geometría entre los dos sistemas afecta de forma directa al número de Reynolds, originando un número de Reynolds para el modelo experimental mucho menor. El número de Reynolds típico de laboratorio es $\leq 10^4$ mientras que en el sistema natural suele exceder 10^8 .

A pesar de esta restricción, el estudio experimental de sistema naturales se ha extendido ampliamente por las grandes ventajas que aporta. Los detalles y precisión de las simulaciones experimentales pueden servir para entender la física de los fluidos geofísicos, como entrada para la modelación numérica o como verificación experimental de soluciones analíticas de situaciones físicas simplificadas. Hay que tener en cuenta además, que el rápido desarrollo tecnológico que afecta a la captura y análisis de las simulaciones experimentales apoya el importante papel que están tomando la experimentación en el entendimiento y predicción del comportamiento de ciertos fenómenos oceánicos.

En esa línea, son ya muchos los fenómenos naturales que han llamado la atención de diferentes investigadores y han sido abordados desde un punto de vista experimental. Dos buenos ejemplos son la circulación observada en la región del Estrecho de Skagerrak y la dinámica de la Corriente Argelina.

El Estrecho de Skagerrak separa el sur de Noruega de la Península de Jutlandia (Dinamarca) y ha sido estudiado experimentalmente

1. INTRODUCCIÓN

por McClimans et al. (2000). Este estrecho está directamente conectado con el Mar de Noruega a través de la Dorsal de Noruega y su profundidad máxima está en torno a los 700 m (Fig. 1.2a). Las simulaciones experimentales de McClimans et al. (2000) se realizaron en una plataforma rotatoria de 5 m de diámetro, con una batimetría a escala y con las fuentes de agua representativas del sistema natural, que incluyen el Agua Atlántica (AW), Aguas centrales del Mar del Norte, entrada a través de la bahía alemana y los aportes provenientes del Mar Báltico y del fiordo de Oslofjorden (Fig. 1.2b). El modelo experimental es capaz de reproducir todas los componentes importantes de la dinámica del área: la circulación ciclónica observada en el Estrecho de Skagerrak, la corriente costera de Jutland, la circulación dentro de la región del Kattegat, así como el frente de Skagen, localizado a la salida de Kattegat (Fig. 1.2c). El estudio de McClimans et al. (2000) es un claro ejemplo de cómo los modelos experimentales validados con datos *in situ* pueden servir como solución de referencia (*benchmark*) de alta resolución para las simulaciones numéricas, en este caso, sin forzamiento del viento.

La dinámica observada en el Mar de Alborán ha sido estudiada de forma experimental por diferentes autores desde 1979. El primer estudio que aborda la dinámica del Mar de Alborán desde un punto de vista experimental es el trabajo de Whitehead and Miller (1979). Dicho trabajo tuvo como principal objetivo el estudio de la formación del giro anticiclónico con Agua Atlántica observado al comienzo del Mar de Alborán. Las simulaciones experimentales de Whitehead and Miller (1979) simplificaron la dinámica a través de dos cuencas conectadas entre sí por un pequeño canal (que representaría el Estrecho de Gibraltar) en un tanque cilíndrico y en una mesa rotaria de 2 m de diámetro. Los autores observaron cómo la formación y evolución de este giro se veía fuertemente modificado por la tasa de rotación. El experimento más realista incluía una línea de costa escalada de la zona de estudio y se comparaba con al-

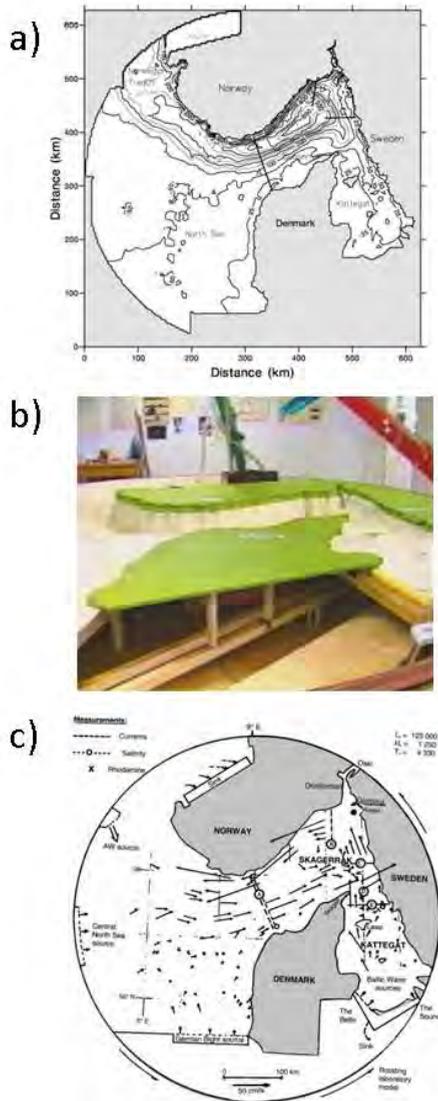


Figura 1.2: a) Batimetría de la zona de la simulación de McClimans et al. (2000); b) foto de el diseño experimental (extraído de <http://www.sintef.no/home/Fisheries-and-Aquaculture/About-us/Laboratories/coriolis/>); c) localización de las fuentes, sumideros, puntos de medida y escalas del modelo experimental con la circulación general del área (modificado de McClimans et al. (2000)).

1. INTRODUCCIÓN

gunos datos *in situ*. Posteriormente Dhières et al. (1991) realizó un estudio más amplio de la dinámica del Mar de Alborán, concretamente de la Corriente Argelina, observada en la costa africana. Para ello realizaron sus experimentos en la plataforma Coriolis, la mayor mesa rotatoria de 13 m de diámetro localizada en el Laboratoire Des Ecoulements Geophysiques et Industriels (LEGI), en Grenoble (Francia). Las simulaciones experimentales de Dhières et al. (1991) fueron dirigidas al estudio de la estabilidad de las corrientes de borde promovidas por la densidad con una aplicación directa a la Corriente Argelina. Como resultado más relevante, Dhières et al. (1991) encontraron que la estabilidad de la corriente dependía fuertemente del número de Burger (Bu), manifestando un comportamiento estable a altos valores de Bu , y a la inversa. Comparando sus resultados con datos reales de la Corriente Argelina, los autores encontraron cómo dicha corriente podía simularse en el laboratorio si $Bu = 0,15$. El estudio experimental más completo hasta la fecha de la Corriente Argelina es el realizado por Obaton et al. (2000). En este trabajo se trata de forma expresa toda la dinámica de dicha corriente (Fig. 1.3a), analizando con todo detalle tanto datos *in situ* como imágenes de satélite. Los diferentes experimentos se diseñaron para un tanque cilíndrico, introduciendo el agua de menor densidad que formará la corriente de gravedad en forma de chorro a través de un inyector triangular (Fig. 1.3b). Tanto la corriente de laboratorio como la natural son inestables y presentan meandros y pares de remolinos ciclónicos y anticiclónicos; y a pesar de que existen puntos que necesitan un mayor estudio, en este trabajo se ve claramente cómo los principales números adimensionales tanto del sistema natural como del modelo de laboratorio son comparables (Fig. 1.3c), simulándose así en el laboratorio, la dinámica principal de la Corriente Argelina.

Otro trabajo interesante, y en el que se tuvo la oportunidad de participar, fue el proyecto Island wakes (HyIII-CNRS-13) llevado

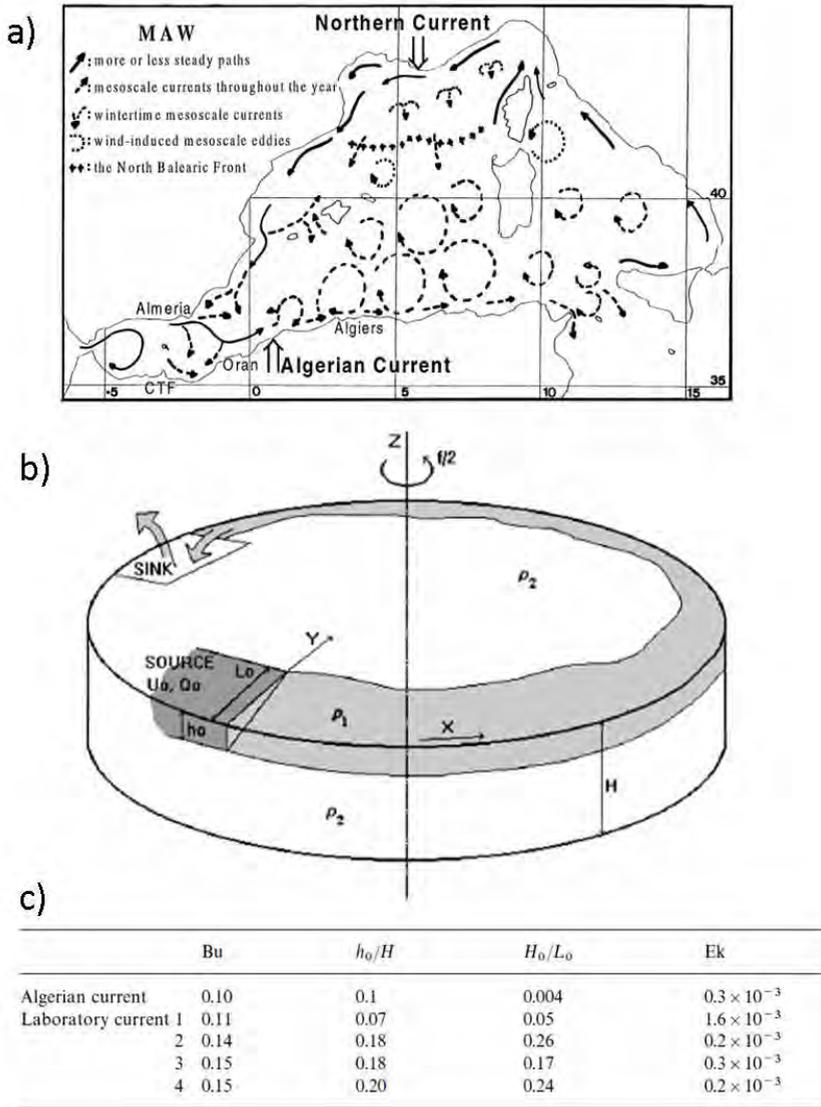


Figura 1.3: a) Esquema de la circulación del agua con origen atlántico en la parte oeste del Mar Mediterráneo; b) configuración experimental donde se aprecia cómo la corriente de gravedad circula en superficie. f : parámetro de Coriolis, H : profundidad total, ρ : densidad ($\rho_1 < \rho_2$), Q_0 : caudal inyectado, U_0 , L_0 y h_0 : la velocidad, ancho y profundidad de la corriente respectivamente; c) parámetros adimensionales de 4 experimentos en similitud con la Corriente Argelina, Bu : número de Burger, Ek : número de Ekman (modificado de Obaton et al. (2000)).

1. INTRODUCCIÓN

a cabo en la plataforma Coriolis. El objetivo de este proyecto era estudiar los condicionantes del desprendimiento de remolinos observado tras la incidencia de una corriente sobre un archipiélago, que tiene una clara relevancia en el comportamiento observado tanto al sur de las Islas de Maderia (Portugal) como al sur de las Islas Canarias (España). Los resultados de estas simulaciones servirán, de nuevo, como *benchmarks* para simulaciones numéricas así como referencia para interpretar las observaciones del sistema natural, en concreto, alrededor de la Isla de Madeira.

El éxito y la calidad de una simulación experimental como las discutidas previamente, dependerá en gran medida de cómo se capture y se procese el experimento. En los casos anteriores de simulación experimental de fenómenos naturales, la técnica más común para visualizar el fenómeno en el laboratorio consistía en añadir colorante al tipo de agua de interés, o también añadir algunos *pellets* que hacían visible las diferentes posibles trayectorias. Sin embargo, en la actualidad, la metodología más utilizada para obtener resultados cuantitativos de calidad de experimentos con fluidos es la Velocimetría de Imágenes de Partículas (PIV). Esta técnica, definida propiamente como PIV, figura en la literatura desde 1984 y su principal ventaja es que es una técnica no intrusiva. Anteriormente, y para obtener datos cuantitativos del experimento, se podían introducir diferentes tipos de sondas que podían distorsionar la correcta evolución del mismo. Con la PIV esto ya no ocurre puesto que al fluido de interés se le añaden unas partículas fluorescentes que se hacen visibles gracias al uso de un láser. De esta manera, y tras realizar una correlación estadística, se puede obtener el campo de velocidad de todo el experimento, entre otras variables. Desde sus inicios y gracias al desarrollo tecnológico, la PIV se ha convertido en la técnica estándar en el estudio de la dinámica de fluidos. Sin embargo, no nos consta que esta técnica se haya aplicado a estudios de simulación experimental de fenómenos naturales. En

ese caso, este trabajo representaría el primer ejemplo, al menos en cuanto a la simulación de corrientes de gravedad se refiere.

1.3. Motivación de este estudio

La idea de iniciar este estudio surge tras el estudio de los datos de dos campañas multidisciplinarias llevadas a cabo en la zona del Estrecho de Bransfield, CIEMAR y BREDDIES. Hasta aquel momento, las campañas realizadas en esta región no tenían la suficiente resolución espacial para resolver la actividad mesoescalar, aspecto que si se pudo cubrir en CIEMAR y BREDDIES. Los resultados de ambas campañas localizaban 2 tipos de frentes diferentes, un campo mesoescalar, y confirmaron la existencia y dirección de flujo de las dos masas de agua locales, TBW y TWW. La localización de dos masas de agua con diferente densidad (TBW y TWW) en la misma profundidad dentro del canal del estrecho junto con el resto de resultados de estas dos primeras campañas, promovieron la postulación de nuestra hipótesis sobre la Corriente de Bransfield. La hipótesis planteada en esta tesis es que la Corriente de Bransfield se comporta dinámicamente como un sistema de corriente de gravedad de superficie afectada por la rotación y causada por la descarga del agua de menor densidad, TBW, que fluye sobre el agua más densa, TWW, apoyándose en el contorno que representa el talud de las Islas Shetland del Sur (SSI).

La simulación experimental de este sistema se torna especialmente importante puesto que se han publicado recientemente trabajos que justifican el sistema de corrientes de Bransfield por la existencia de una corriente de frontera oeste (Zhou et al., 2002, 2006). La ventaja de las simulaciones experimentales es la posibilidad de control de los parámetros involucrados en el proceso. Por

tanto, con la simulación se podría averiguar si el fenómeno de corriente de gravedad sería el responsable del patrón de circulación del Estrecho de Bransfield.

1.4. Objetivos

De acuerdo con los antecedentes y el estado actual del tema, se detallan a continuación los objetivos concretos de esta Tesis Doctoral:

- Diseño del modelo experimental y establecimiento de los parámetros básicos del sistema en un sistema de referencia no inercial.

Previamente a las simulaciones experimentales es necesario analizar y justificar en detalle el modelo experimental que se ha diseñado. Con el objeto de inicializar la simulación y deducir los valores adecuados para los números adimensionales involucrados en los experimentos, es necesario el establecimiento de los parámetros básicos, su análisis dimensional y el conocimiento de sus órdenes de magnitud característicos.

- Analizar detalladamente el comportamiento observado en el Estrecho de Bransfield y especificar los fundamentos de la hipótesis en la que la Corriente de Bransfield se comporta como una corriente de gravedad.

El origen de la hipótesis defendida en este trabajo se fundamenta en parte en ciertas observaciones obtenidas por nuestro grupo, así como por otros autores en la región de estudio. Este trabajo debe recoger todos los indicios de la misma para así poder determinar las escalas características de la Corriente de Bransfield.

- Análisis de la influencia topográfica en el flujo y del desarrollo de inestabilidades.

A parte de variar en un rango ciertos parámetros para aumentar la comprensión del fenómeno experimental, se debe incluir diferentes batimetrías en el sistema para analizar la relación entre el chorro baroclino que se produce en la propagación de la corriente de gravedad y el desarrollo de inestabilidades asociados al mismo. Esto ayudaría a entender las inestabilidades que se observan al paso de la Corriente de Bransfield.

- Obtener datos cuantitativos de alta resolución de la corriente experimental.

Para comparar cuantitativamente ambos sistemas es necesario obtener campos de velocidad del modelo experimental que tengan suficiente resolución. Lograr este objetivo implica el adiestramiento en el uso de la técnica de la Velocimetría de Imágenes de Partículas, PIV, tanto en la parte experimental como en el posterior procesamiento de las simulaciones.

- Incluir en el modelo experimental la situación global del Estrecho de Bransfield.

A partir de la última campaña oceanográfica realizada en la zona (COUPLING 2010) se han obtenido nuevos datos sobre la dinámica al norte de las Islas Shetland del Sur. Una actualización del modelo experimental a la situación de la campaña COUPLING aportaría resultados interesantes que completarían el conocimiento de la dinámica de superficie de la zona.

- Comparación de las simulaciones experimentales con los datos *in situ* disponibles.

Tras cumplir los objetivos previos, se estaría en disposición de abordar el objetivo principal de este estudio: verificar si

la Corriente de Bransfield se comporta como un sistema de corriente de gravedad de superficie que recircula alrededor de las SSI, comparando para ello los resultados experimentales con los datos *in situ*.

1.5. Estructura de la tesis

El capítulo 2 de esta tesis expone la descripción del fenómeno de corriente de gravedad, profundizando en el tipo de experimentos realizados durante este trabajo. Se detalla además el modelo experimental utilizado para simular y simplificar las condiciones del Estrecho de Bransfield y se aplica el análisis dimensional necesario para posteriormente realizar comparaciones entre el sistema natural y el modelo de laboratorio.

Las evidencias observacionales que apoyan la hipótesis de que el sistema de corrientes superficial observado en el área de estudio se comporta como un sistema de corriente de gravedad de superficie se presentan en el capítulo 3. Los resultados de las diferentes campañas realizadas por el grupo, así como las evidencias observadas por otros autores se analizan con detalle, representando los fundamentos de la hipótesis planteada en este trabajo.

En el capítulo 4 se describe la parte experimental. Recoge una descripción completa de la configuración experimental, el procedimiento empleado en todos los experimentos, además de las dos metodologías utilizadas para la visualización y procesamiento de las diferentes simulaciones.

Los resultados de los experimentos y su comparación con los datos *in situ* de la Corriente de Bransfield se muestran según su configuración. De esta forma, el capítulo 5 recoge los resultados

y discusión concernientes a los experimentos realizados en cuenca cerrada, mientras que el capítulo 6 a los de cuenca abierta.

Por último, el capítulo 7 muestra las principales conclusiones de esta investigación y sugiere ideas para posibles trabajos futuros en esta misma línea.

Los resultados preliminares de esta tesis fueron fundamentales para la interpretación de los datos de campo de las campañas oceanográficas CIEMAR y BREDDIES, y han sido parcialmente publicados para apoyar la descripción del Sistema de la Corriente de Bransfield:

- Sangrá, P., Gordo, C., **Hernández-Arencibia, M.**, Marrero-Díaz, A., Rodríguez-Santana, A., Stegner, A., Martínez-Marre-ro, A., Pelegrí, J.L., Pichon, T., 2011. The Bransfield current system. *Deep-Sea Research I.*, 58, 390-402.

La realización de este trabajo representa la primera colaboración entre el laboratorio de Fluidos Geofísicos y Geofísica Aplicada del Departamento de Física de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y la Unité de Mécanique (UME) de la École Nationale Supérieure de Techniques Avancées (ENSTA) ParisTech, en Palaiseau, Francia.



Capítulo 2

Corriente de gravedad y modelo experimental

En este capítulo se recogen los aspectos más relevantes de la corriente de gravedad orientados al tipo de experimentos realizados durante este estudio. Además, se detalla el modelo experimental empleado para simular la Corriente de Bransfield y el análisis dimensional asociado.

2.1. Definición y clasificación

Una corriente de gravedad se produce cuando un fluido con una densidad determinada, ρ_1 , se propaga dentro de un fluido que posee una densidad diferente, originándose un movimiento principalmente en la dirección horizontal (Ungarish, 2009). Existen numerosos ejemplos de la presencia de este fenómeno en la naturaleza, la mayoría de ellos recogidos en el manuscrito de Simpson (Simpson, 1997).

2. CORRIENTE DE GRAVEDAD Y MODELO EXPERIMENTAL

Si nos centramos en la atmósfera, un buen ejemplo sería un frente de aire frío, el frente de la brisa marina, la liberación de gas denso por parte de las industrias, la entrada de aire frío en una habitación caliente o las espectaculares *haboob* (tormentas de arena) que se observan regularmente en regiones áridas (Fig. 2.1).

En el medio terrestre también encontramos casos de corriente de gravedad, tales como las avalanchas, el flujo de piroclastos o de lava. En los dos medios anteriormente mencionados, la corriente de gravedad se encuentra bastante bien definida. Sin embargo, la visualización de este fenómeno en el océano no es tan evidente.

El ejemplo típico de corriente de gravedad en el medio marino es la descarga fluvial que se visualiza gracias al material en suspensión que transporta. El deslizamiento de sedimento en los taludes oceánicos (corrientes de turbidez), las manchas de petróleo



Figura 2.1: Tormenta de arena presenciada en la ciudad de Phoenix, Arizona (EEUU), con una altura media de 1.6 km y 160 km de ancho, viajando a 22-26 m/s (<http://www.hinghamweather.com/main/?p=1627>).

tras un accidente y las acumulaciones de agua densa en la plataforma oceánica que migran y fluyen a través del talud (Shapiro and Zatsepin, 1997), son otros ejemplos de corriente de gravedad en el océano. Este último tipo de corriente de gravedad tiene numerosos ejemplos en la naturaleza, tales como: el movimiento del Agua de Fondo Antártica (ABBW) (Whitehead, 1987), el desbordamiento de agua del Estrecho de Dinamarca (Dickson et al., 1990) o el movimiento del agua del Mar Mediterráneo hacia el Océano Atlántico (Price et al., 1993) y hacia el Mar Negro (Latif et al., 1991).

La clasificación más detallada de los campos y sistema de flujo asociados a este fenómeno se encuentra en Ungarish (2009). Resumimos a continuación su clasificación:

- Volumen constante ó variable: la presencia de fuentes, sumideros, mezcla y otros fenómenos puede provocar cambios en el caudal de corriente transportado. Este tipo de corriente de gravedad diferirá de aquella donde el caudal permanece constante.
- Flujo laminar ó turbulento: determinado por el número de Reynolds del flujo, que se define como:

$$Re = \frac{UL}{\nu}$$

donde U, L y ν son la velocidad, longitud y viscosidad cinemática típica de la corriente, y que relaciona las fuerzas inerciales con las fuerzas viscosas. Cuando las fuerzas de inercia del fluido en movimiento son muy bajas, la viscosidad es la fuerza dominante y el flujo es laminar. Sin embargo, cuando predominan las fuerzas de inercia el flujo es turbulento. La distinción entre los dos regímenes a veces no es muy clara. Esto se debe al hecho de que una corriente de gravedad depende

2. CORRIENTE DE GRAVEDAD Y MODELO EXPERIMENTAL

y evoluciona con el tiempo y puede ocurrir que una corriente en principio en régimen laminar pase a régimen turbulento a medida que la velocidad y grosor de la corriente disminuyen.

- Validez o no de la aproximación de Boussinesq: al sistema de la corriente de gravedad se le puede aplicar la aproximación de Boussinesq si la diferencia de densidad entre los fluidos de interés es relativamente pequeña, $\rho_1/\rho_2 \approx 1$. Los casos donde esta aproximación no es aplicable están aún en estudio teórico.
- Ambiente homogéneo ó estratificado: dependiendo de la distribución de densidad del medio donde se propaga la corriente de gravedad. Si es un ambiente homogéneo, la densidad es constante, mientras que si el ambiente es estratificado, la densidad es una función de la coordenada vertical.
- Geometría rectangular en 2D ó cilíndrica: hace referencia al tipo de geometría del medio donde se propaga la corriente, en un canal (geometría rectangular) o en un cilindro. En este último caso, la propagación de la corriente es radial y aparecen diferencias no despreciables respecto al caso rectangular.
- Sistema con o sin rotación: si existe rotación es necesario tener en cuenta la aceleración de Coriolis puesto que la dinámica de la corriente puede verse influenciada por la rotación del sistema. En una geometría cilíndrica además, la aceleración de Coriolis actúa en la misma dirección de la propagación de la corriente, mientras que en un sistema rectangular, actúa en el eje y origina una corriente de borde.
- Impulsada por diferencias termohalinas o por partículas en suspensión: la diferencia de densidad entre los fluidos suele deberse a diferencias en la temperatura o salinidad, en el caso oceánico, o en la humedad, temperatura o presión, en el

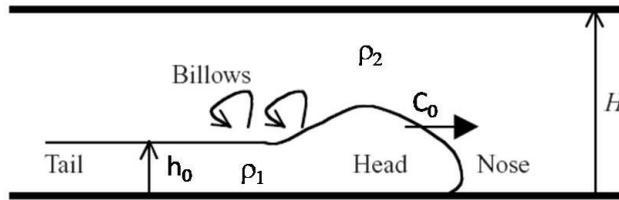


Figura 2.2: Esquema de una corriente de gravedad sin rotación y bi-dimensional propagándose en un canal rectangular de profundidad, H , conocida. Se indica la anatomía básica de la corriente donde C_0 representa la velocidad de propagación y h_0 su profundidad (adaptado de Martin and Lane-Serff (2005)).

caso atmosférico. En este caso se dice que la corriente de gravedad está impulsada por su composición. Sin embargo, se puede conseguir una diferencia de densidad con la presencia de partículas en suspensión, en cuyo caso, son las partículas las que impulsan la corriente de gravedad.

- Corriente de gravedad o intrusión: estrictamente se denomina como corriente de gravedad aquella corriente que se propaga por el fondo o por la superficie de otro fluido. Sin embargo, se denomina intrusión a aquella corriente que se propaga horizontalmente en capas intermedias dentro de un fluido estratificado. A pesar de esta distinción, su comportamiento es muy similar.

El estudio del fenómeno de corriente de gravedad se localiza más en trabajos relacionados y aplicados a la geofísica, pero su dinámica también es relevante para la ingeniería puesto que influyen en algunos casos en la seguridad de las industrias o la protección ambiental (Hartel et al., 2000).

De una forma clásica se plantea el fenómeno de corriente de gravedad como una corriente con densidad ρ_1 propagándose en un

medio homogéneo de densidad ρ_2 (siendo en este caso $\rho_1 \succ \rho_2$) en un sistema sin rotación dentro de un canal con profundidad conocida, H (Fig. 2.2). La anatomía básica de dicha corriente consiste en la cabeza, localizada en la zona de avance del frente; la nariz, situada en el extremo máximo; y por último, la cola, que presenta una profundidad h_0 . Normalmente la zona posterior a la cabeza conecta con la cola de la corriente a través de una zona donde se desarrollan ondas de Kelvin-Helmoltz que originan mezcla entre los dos fluidos (Martin and Lane-Serff, 2005). La velocidad teórica de propagación viene determinada por:

$$C_0 = \sqrt{g'h_0} \quad (2.1)$$

donde g' representa la gravedad reducida y h_0 su profundidad.

2.2. Estado del Arte

De forma histórica la mayoría de los trabajos nombran al estudio de Benjamin (1968) como el primer referente de trabajo teórico dedicado al fenómeno de corriente de gravedad. Benjamin (1968) realizó un análisis de una corriente de gravedad en un sistema sin rotación propagándose en un canal rectangular. Si realizamos un acercamiento a la caracterización física de una corriente de gravedad parecido al realizado por Benjamin (1968), supondríamos un fluido de densidad ρ_1 que se desplaza sobre otro de densidad ρ_2 . En este modelo idealizado se considera un flujo bidimensional estacionario y no viscoso y se desprecian las pérdidas energéticas, lo que hace aplicable la ecuación de Bernoulli. Se desprecia también mezcla en la interfase entre los dos fluidos.

Uno de los resultados más relevantes de Benjamin (1968) está relacionado con la existencia de disipación de energía en el sistema,

el cual se refleja en la relación entre la profundidad total, H , y la de la corriente, h . Así llega a las siguientes conclusiones:

- si $h/H = 0,5$ no existe pérdida de energía.
- si $h/H < 0,5$ existe pérdida energética durante la propagación de la corriente de gravedad.
- si $h/H > 0,5$ no puede originarse a menos que existan fuerzas externas en el sistema puesto que implicaría una ganancia de energía.

Benjamin (1968) acaba sugiriendo que la disipación debe ser una parte esencial de la dinámica de la corriente de gravedad. Sin embargo, el trabajo de Shin et al. (2004) muestra que la disipación no es importante a altos valores del número de Reynolds y desarrolla una teoría alternativa que predice la velocidad de la corriente y su profundidad basándose en un flujo con conservación de energía que concuerda con sus experimentos realizados.

Otro trabajo interesante que concierne a la teoría de la corriente de gravedad es el modelo de Stern et al. (1982) sobre una corriente de gravedad con rotación elevada. Sus resultados contradicen a los encontrados por Benjamin (1968) puesto que concluyen que la velocidad teórica de la nariz no se ve afectada por la profundidad fraccional de la corriente. Posteriormente, Nof (1987) realiza un estudio teórico donde incluye una mejora del modelo desarrollado por Benjamin (1968) y considera el caso de dos capas en un sistema con valores moderados de rotación. Avanzando más en el estudio teórico de este fenómeno, Hacker and Linden (2002) desarrollan una teoría para la velocidad y estructura de una corriente de gravedad no disipativa y estacionaria en un canal y con rotación. En su estudio realizan una extensión de la teoría de Benjamin (1968) y revisan y

2. CORRIENTE DE GRAVEDAD Y MODELO EXPERIMENTAL

amplian el trabajo de Nof (1987). Por último, otro avance relevante en cuanto al estudio teórico de la corriente de gravedad se recoge en el trabajo de Martin and Lane-Serff (2005). Martin and Lane-Serff (2005) presentan una teoría de pérdida de energía para una corriente de gravedad con rotación y en un canal, extendiendo para ello la teoría de Benjamin (1968) y la teoría de Hacker and Linden (2002).

Los trabajos experimentales y/o numéricos se han centrado extensamente en cómo afecta a la propagación de la corriente la presencia de un talud (Shapiro and Zatsepin, 1997; Avicola and Huq, 2002; Cenedese and Linden, 2002; Ross et al., 2002; Sutherland et al., 2004; Cenedese et al., 2004) o de la rotación (Griffiths and Hopfinger, 1983; Ungarish and Huppert, 1998; Hacker and Linden, 2002; Helfrich and Mullarney, 2005; Hunt et al., 2005; Thomas and Linden, 2007), mientras que otros han estudiado la propagación de la corriente de gravedad en medios estratificados (Maxworthy et al., 2002).

El trabajo de Hartel et al. (2000) lleva a cabo simulaciones numéricas en frentes de corriente de gravedad con una configuración de descarga y pequeñas diferencias de densidad. Su objetivo era el análisis en detalle de la estructura del flujo de la parte más destacada del frente donde, hasta el momento, no habían datos de alta resolución disponibles. Por otro lado, Maxworthy et al. (2002) realizan un trabajo experimental y numérico para estudiar la velocidad de propagación inicial y constante de una corriente de gravedad densa liberada en un ambiente estratificado. El modo en el que la presencia de un talud afecta a las corrientes de gravedad ha sido estudiado entre otros por Cenedese et al. (2004). En este trabajo, los autores jugaron con rangos de parámetros como la pendiente, la tasa de suministro del agua más densa, la gravedad reducida y el parámetro de Coriolis y obtuvieron diferentes regímenes según

los rangos impuestos en la simulación. El estudio teórico y numérico de Hunt et al. (2005) aborda como la forma de la corriente de densidad se desarrolla cuando se incluyen los efectos de la rotación. Además, analiza la evolución del frente cuando el flujo está cercano al balance geostrófico y cuando los efectos de las oscilaciones ageostróficas son significativas. Thomas and Linden (2007) realizaron una serie de experimentos de corriente de gravedad en rotación en geometría asimétrica para el estudio de la altura, ancho y longitud de la corriente de gravedad en función de la tasa de rotación, tasa de descarga de fluido y la diferencia de densidad. Este trabajo incluye también un modelo simple geostrófico predictivo para la altura, ancho y velocidad de propagación de la corriente. Su escalado para ancho, profundidad y velocidad de la corriente son similares a los de Davies et al. (1993) y Lentz and Helfrich (2002).

2.3. Corriente de gravedad costera

El nacimiento de nuestra hipótesis sobre el sistema de corriente superficial del Estrecho de Bransfield radica en el efecto que tiene la rotación sobre la propagación de una corriente de gravedad en un canal.

Si se considera un experimento de descarga, es decir, aquel donde los fluidos de diferente densidad se encuentran separados por una compuerta o pared vertical, y un sistema sin rotación, ambos fluidos colapsan al retirarse la compuerta. La diferencia de presión hidrostática origina una corriente de gravedad densa que se propaga por el fondo ocupando todo el ancho del canal, mientras que el fluido menos denso se propaga como una corriente de gravedad en superficie y en sentido opuesto. La Figura. 2.3a muestra la vista cenital de un experimento de descarga sin rotación donde se visualiza

2. CORRIENTE DE GRAVEDAD Y MODELO EXPERIMENTAL

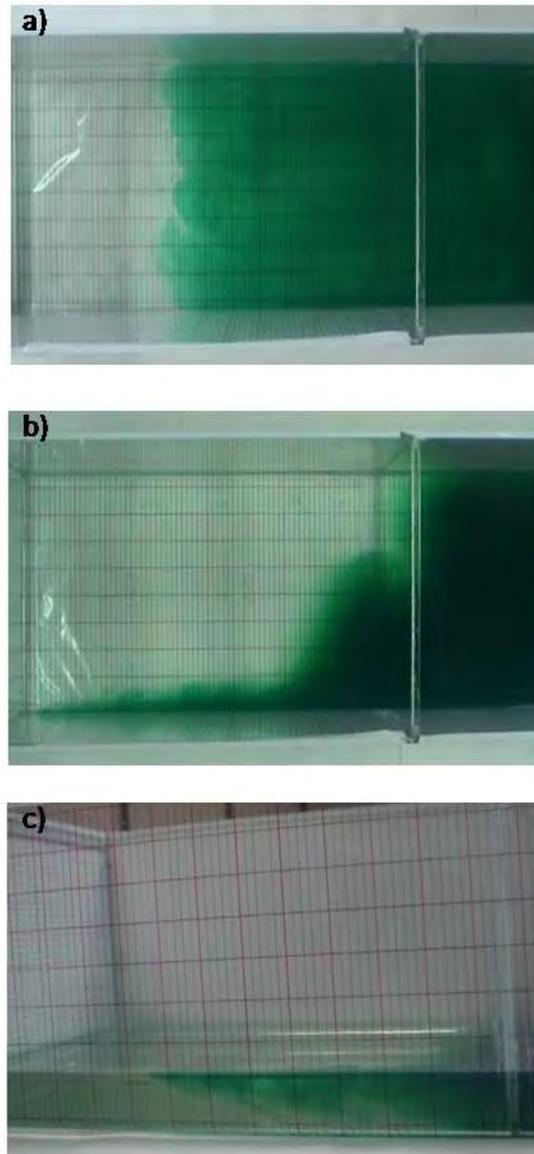


Figura 2.3: Capturas de experimentos de descarga realizados en el laboratorio de Fluidos Geofísicos y Geofísica Aplicada del Departamento de Física. a) Vista cenital a los 27 s de retirar la compuerta en un sistema sin rotación; b) vista cenital a los 21 s en un sistema con rotación del Hemisferio Sur; c) vista lateral de (b).

el fluido menos denso en superficie gracias al colorante. Se aprecia claramente como el frente de la corriente de gravedad de superficie avanza a una velocidad constante a lo largo del ancho del taque.

Sin embargo, el tipo de corriente de gravedad de interés para este estudio es aquella corriente de gravedad impulsada por su composición que se propaga por la superficie en una geometría rectangular, dentro de un ambiente homogéneo pero en un sistema en rotación. El comportamiento de la misma dependerá del ancho relativo del canal, α , definido como:

$$\alpha = \frac{W_0}{Rd}$$

donde W_0 es el ancho del canal y Rd el radio interno de deformación de Rossby. En canales estrechos, ($\alpha < 0,5$), la corriente de gravedad permanece en contacto con los dos contornos laterales, pero si el canal es relativamente ancho ($\alpha > 0,5$), la corriente se propaga apoyada en uno de los contornos (Hacker and Linden, 2002; Helfrich and Mullarney, 2005) y se forma una corriente de gravedad costera (Fig. 2.3b y c). En este caso y tras la retirada de la compuerta el ajuste comienza con la radiación de ondas de Poincaré y un colapso gravitacional parecido al caso sin rotación (Griffiths and Hopfinger, 1983). Tras un periodo f^{-1} , siendo f el parámetro de Coriolis, la corriente alcanza el ajuste geostrófico entre el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. Por lo tanto, antes de que la corriente pueda desplazarse la distancia equivalente al radio interno de deformación de Rossby se observa claramente como la corriente se desvía hacia su izquierda (por el sentido de rotación del Hemisferio Sur). Una vez que llega al contorno, se forma una corriente de borde en forma de chorro que se propaga a lo largo del mismo. En la propagación de la corriente se observan *billows*, resultado de la inestabilidades de Kelvin-Helmholtz, que pueden originar remolinos poco afectados por la rotación durante su crecimiento (Griffiths and

Hopfinger, 1983). Otra característica relevante de este fenómeno es que la velocidad de la nariz de la corriente disminuye con el tiempo de una forma exponencial.

La Fig. 2.4 muestra el esquema desarrollado por Griffiths and Hopfinger (1983) para resumir el flujo relativo a la nariz de una corriente de gravedad costera en un instante de tiempo. En la vista cenital se ve claramente la corriente de gravedad ya formada, con su típica cabeza, nariz e inestabilidades en desarrollo a lo largo de toda la corriente. En su vista lateral, además de su profundidad, aparece indicado la mezcla entre los dos fluidos, así como la radiación de ondas inerciales que Griffiths and Hopfinger (1983) postulan que son los responsables de la disminución de la velocidad de la nariz.

Los modelos teóricos desarrollados para este tipo de corrientes emplean la aproximación de Boussinesq, la aproximación hidrostática y la aproximación de aguas someras.

El término de corriente de gravedad de superficie presenta extensas variantes en la literatura. Puede encontrarse también como corriente de borde propulsada por la densidad (Dhières et al., 1991), corriente o chorro costero (Dhières et al., 1991), así como corriente superficial costera propulsada por la gravedad (Thomas and Linden, 2007), entre otros.

La presencia de las corrientes de gravedad de borde en el medio marino también aparece descrita en la literatura. Algunos ejemplos son: la Pluma del Río Columbia; la descarga de la Bahía Chesapeake; la Corriente Costera de Delaware; la Pluma del Río Hudson; la descarga de ciertos fiordos (Thomas and Linden, 2007); la Corriente Kyucho, localizada en las bahías de las Islas Japonesas; la Corriente de Groenlandia Oriental; la Corriente de Leeuwin (Griffiths, 1986), la Corriente Costera Noruega; la corriente costera en el mar italiano (Dhières et al., 1991); la Corriente Costera de Alaska (Hacker

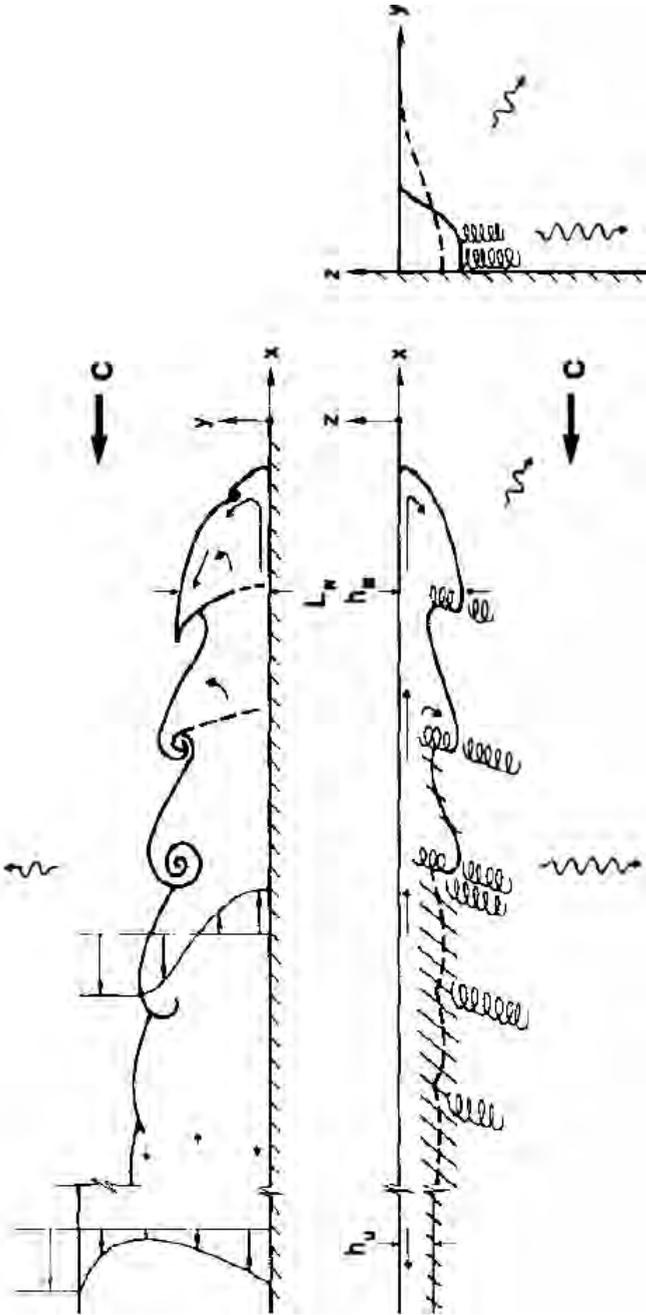


Figura 2.4: Esquema de la vista a) cenital, b) lateral y c) sección de una corriente de gravedad costera. Las velocidades son relativas a un observador que se mueve con la nariz de la corriente. Se marcan las ondas, radiación de ondas inerciales y mezcla típicamente observadas en este fenómeno (Griffiths and Hopfinger, 1983).

and Linden, 2002); así como la Corriente Argelina (Obaton et al., 2000). El trabajo de Obaton et al. (2000) representa el antecedente más cercano de estudio experimental de una corriente de gravedad costera. Su relevancia y principales diferencias con respecto a este estudio sobre la Corriente de Bransfield se detallan en la siguiente sección.

La dificultad para identificar este tipo de corrientes en el océano radica en que a largas escalas oceánicas el comportamiento como corriente de gravedad no se hace evidente, especialmente si no existe una fuente cercana de agua menos densa. Normalmente se localiza una masa de agua en ajuste geostrófico gracias a que sus propiedades difieren de las del fluido circundante y su propagación se debe al gradiente de presión local. En estos casos, es difícil conocer si su movimiento comenzó propulsado por una anomalía de densidad.

Este trabajo plantea la hipótesis de que la Corriente de Bransfield pertenece a este tipo de corriente y es otro ejemplo de corriente de gravedad de superficie.

2.4. Modelo experimental

La determinación del tipo de modelo experimental idóneo para simular un fenómeno natural se inicia con la elección de la geometría del sistema. Puesto que la configuración del Estrecho de Bransfield es muy similar a la de un canal, parece oportuno seleccionar la geometría rectangular en 2D.

Ya se ha explicado anteriormente que la diferencia de densidad entre las aguas de interés en un experimento se puede obtener gracias a partículas en suspensión o a diferencias en la temperatura o

la salinidad. En la zona antártica, a diferencia de otras, la densidad esta fuertemente controlada por la salinidad, por lo que resulta adecuado conseguir en el laboratorio la diferencia en densidad entre las dos aguas tipo a través de su distinto contenido en sal.

La liberación del agua menos densa para generar en el laboratorio una corriente de gravedad se puede producir de dos formas: utilizando un inyector o liberando el agua contenida por una compuerta en un compartimento adyacente al del experimento, lo cual se conoce como experimento de descarga. El trabajo de Obaton et al. (2000) que simula experimentalmente también una corriente de gravedad costera, genera la misma utilizando como fuente de agua de menor densidad un inyector triangular de ancho (W_0) y profundidad (h_0) conocidas. Utilizando esta técnica se consigue que la corriente se ajuste geostroficamente a pocos centímetros del inyector. El uso de esta fuente es apropiado para el caso de la Corriente Argelina puesto que previamente a dicha corriente el agua desde el Océano Atlántico entra a través del Estrecho de Gibraltar en forma de chorro. En estos casos, cerca del inyector triangular y teniendo en cuenta la sección vertical de la corriente (Fig. 2.5), si la corriente está en ajuste geostrofico, entonces:

$$V_x = -\frac{1}{f\rho_1} \frac{\partial P}{\partial y}$$

que combinándola con la ecuación hidrostática:

$$P = -\rho gh = \rho gh_0 \left(1 - \frac{y}{W_0}\right)$$

donde:

$$\frac{\partial P}{\partial y} = -\rho g \frac{h_0}{W_0} - \rho$$

Por lo tanto, la velocidad de la corriente vendrá determinada por la siguiente expresión:

$$V_x = \frac{g'}{f} \frac{h_0}{W_0} \tag{2.2}$$

2. CORRIENTE DE GRAVEDAD Y MODELO EXPERIMENTAL

Si el caudal es constante, entonces:

$$Q = \frac{V_x W_0 h_0}{2} \quad (2.3)$$

Combinando las expresiones 2.3 y 2.2:

$$Q = \frac{V_x W_0 h_0}{2} = \frac{g' h_0}{f} \frac{W_0 h_0}{2} = \frac{g' h_0^2}{f 2}$$

se obtiene que la profundidad de la corriente cerca del inyector depende del caudal utilizado

$$h_0 = \sqrt{\frac{Q f 2}{g'}} \quad (2.4)$$

Por lo tanto, hay que tener en cuenta que en el uso de un inyector triangular como fuente de agua de menor densidad, las dimensiones del inyector condicionarán el ancho, profundidad y velocidad de la corriente de gravedad.

Para el caso de la Corriente de Bransfield, tenemos indicios que se aproxima más al caso de una corriente de gravedad por descarga.

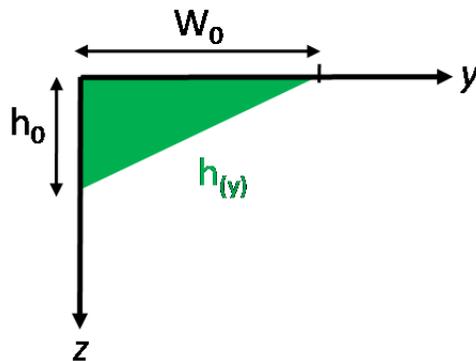


Figura 2.5: Vista lateral esquemática cerca de la entrada de agua de menor densidad en un experimento de corriente de gravedad producida por un inyector triangular, donde h_0 es la profundidad, W_0 el ancho máximo de la corriente y la función $h_y = h_0(1 - \frac{y}{W_0})$.

La situación previa de la TBW antes de su entrada en el estrecho no está confinada en un chorro, sino que aparece como un *pool* de agua relativamente cálida y poco salina causada por el deshielo. En este caso, y debido a la configuración de entrada de la cuenca central del Estrecho de Bransfield, la fuente del agua menos densa no está forzada (Obaton et al., 2000; Avicola and Huq, 2002; Thomas and Linden, 2007), sino que la circulación está controlada por una capa superior de agua con densidad ρ_1 localizada en uno de los compartimentos del tanque (Fig. 2.6). El agua de densidad, ρ_1 , se encuentra separada del agua más densa, con densidad ρ_2 , a través

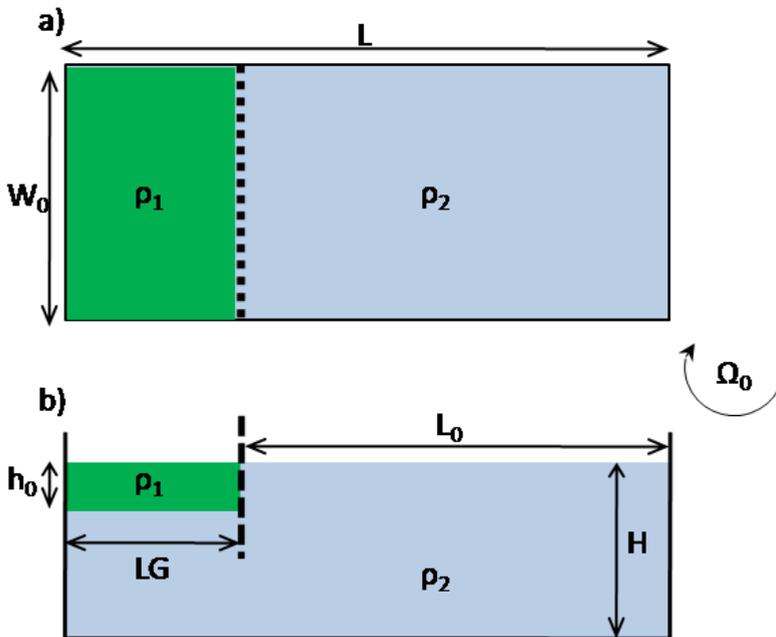


Figura 2.6: Vista a) cenital y b) lateral del modelo experimental para la simulación de la Corriente de Bransfield. L largo y W_0 ancho del canal; ρ_1 y ρ_2 indican las densidades de los dos fluidos; LG , la posición de la compuerta; H , profundidad total; h_0 , profundidad de la capa superior; L_0 , longitud disponible para la corriente de gravedad.

2. CORRIENTE DE GRAVEDAD Y MODELO EXPERIMENTAL

de una compuerta manifestando un clásico ejemplo de experimento de descarga (Stern et al., 1982; Griffiths and Hopfinger, 1983; Helfrich and Mullarney, 2005). Sin embargo, la novedad en este trabajo es que el fluido de menor densidad se encuentra confinado en una capa superior de profundidad h_0 (Fig. 2.6). Obviamente, el ancho, profundidad y velocidad de la corriente de gravedad generada en nuestro caso no estarán condicionadas, irán cambiando durante un periodo inicial de transición posterior al cual, alcanzará un estado cuasi-estacionario. Cuando alcance este estadio es precisamente cuando podrá asemejarse a la Corriente de Bransfield.

El talud de las Islas Shetland del Sur dentro del Estrecho de Bransfield es muy abrupto, de modo que se puede aproximar a una pared vertical en el modelo experimental.

Por tanto, para reproducir la interacción entre el agua relativamente poco densa proveniente del Mar de Bellingshausen (TBW) y el agua relativamente densa (TWW) proveniente del Mar de Weddell, se utiliza en este trabajo una configuración simplificada de dos capas en un tanque rectangular con rotación horaria ($\Omega_0 = f/2$)(Fig. 2.6). Se utiliza para ello un experimento de descarga donde la diferencia en densidad se alcanza gracias a las variaciones del contenido en sal.

En nuestros experimentos la corriente de gravedad se representa en el margen izquierdo del tanque. La Fig. 2.6a y b muestra la vista esquemática cenital y lateral del modelo experimental respectivamente. Las escalas de L y W_0 representan el largo y ancho del tanque o canal, mientras que ρ_1 y ρ_2 son las densidades de los dos fluidos, siendo siempre $\rho_1 < \rho_2$. La línea discontinua muestra la localización de la compuerta (LG) y L_0 la distancia del tanque disponible para la propagación de la corriente de gravedad de superficie sobre el contorno que representaría el talud de las Islas

Shetland del Sur dentro del Estrecho de Bransfield. La profundidad total y de la capa superior que contiene el agua de menor densidad viene representadas por H y h_0 , respectivamente.

2.4.1. Análisis dimensional

Una vez identificadas las variables principales de un proceso, el siguiente paso es realizar un análisis dimensional del que resulten la combinación de productos adimensionales. Este tipo de análisis presenta grandes ventajas a la hora de abordar un estudio experimental, numérico o de campo:

1. Pondera los principales procesos implicados
2. Las gráficas escaladas aportan mayor información que las dimensionalizadas, puesto que es posible abarcar mayor rango de parámetros
3. Los productos adimensionales extraídos del análisis pueden servir de base para el diseño de modelos escalados y la interpretación de los resultados
4. Permite condensar los resultados de una manera sistemática

La metodología del análisis dimensional se basa en el Teorema II de Vaschy-Buckingham que establece lo siguiente:

«Si se sabe que un proceso físico está gobernado por una relación dimensionalmente homogénea que comprende a n parámetros dimensionales, tales como:

$$f(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$$

2. CORRIENTE DE GRAVEDAD Y MODELO EXPERIMENTAL

donde x_i representa las diferentes variables dimensionales, entonces existe una relación equivalente que contiene un número $n - r$ de parámetros adimensionales, tales como:

$$F(\Pi_1, \Pi_2, \Pi_3, \dots, \Pi_{n-r})$$

donde Π_i representa los grupos adimensionales y r el número de dimensiones fundamentales de las variables originales, x_i » (Hughes, 1993).

En el caso del modelo experimental utilizado para simular la Corriente de Bransfield (Fig. 2.6), las variables que determinarán la dinámica de la corriente son: la profundidad total (H), la profundidad de la capa superior (h_0), la longitud disponible para la propagación de la corriente (L_0), el ancho del tanque (W_0), las densidades de los dos tipos de agua ($\rho_1 \prec \rho_2$), la viscosidad cinemática (ν), y la velocidad angular (Ω_0).

Se considera a continuación el radio interno de deformación de Rossby por ser la escala del ajuste geostrófico, que para el caso de dos capas viene definido por:

$$Rd = \frac{\sqrt{\frac{g'h_0(H-h_0)}{H}}}{f} \quad (2.5)$$

y puesto que en este caso la relación entre las profundidades del sistema $h_0/H \prec \prec 1$, se puede reescribir como:

$$Rd = \frac{\sqrt{g'h_0}}{f} \quad (2.6)$$

donde g' es la gravedad reducida definida por:

$$g' = g \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_1} \quad (2.7)$$

siendo g la aceleración de la gravedad y ρ_1, ρ_2 las densidades de los dos fluidos ($\rho_1 \prec \rho_2$). Si se desprecia la difusión de la sal, la

disipación viscosa y se tiene en cuenta la ecuación 2.6, entonces las condiciones iniciales del experimento vienen fijadas por las siguientes variables:

$$f(H, h_0, L_0, W_0, Rd)$$

La matriz de dimensiones para las cinco variables viene dado por:

$$\begin{array}{c|ccccc} & H & h_0 & L_0 & W_0 & Rd \\ \hline L & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{array}$$

A partir de esta matriz se puede determinar el número de productos adimensionales como $n - r = 5 - 1 = 4$. Cada producto vendrá dado por la siguiente expresión:

$$\Pi = H^{k_1} h_0^{k_2} L_0^{k_3} W_0^{k_4} Rd^{k_5}$$

donde Π es la notación para los productos adimensionales y k los exponentes por determinar. Sustituyendo la unidad fundamental para cada variable en la ecuación anterior se obtiene:

$$\Pi [=] [L]^{k_1} [L]^{k_2} [L]^{k_3} [L]^{k_4} [L]^{k_5}$$

que reorganizando:

$$\Pi [=] [L]^{k_1+k_2+k_3+k_4+k_5}$$

Para que los productos sean adimensionales, es necesario que el exponente de la unidad fundamental sea cero:

$$(k_1 + k_2 + k_3 + k_4 + k_5) = 0$$

El sistema resultante tiene 1 ecuación con 5 incógnitas, es un sistema compatible indeterminado que tiene un número infinito de soluciones. Es en ese punto donde interviene el conocimiento sobre el fenómeno de interés para reconocer aquellos productos resultantes con sentido físico para el sistema de estudio.

2. CORRIENTE DE GRAVEDAD Y MODELO EXPERIMENTAL

Teniendo en cuenta que esta configuración se basa en un modelo de dos capas, parece lógico establecer un grupo adimensional que relacione las profundidades del sistema. Escogiendo $k_1 = -1$, $k_2 = 1$, $k_3 = 0$, $k_4 = 0$ y $k_5 = 0$, se obtiene el primer grupo Pi:

$$\Pi_1 = H^{-1} h_0^1 L_0^0 W_0^0 Rd^0 = \frac{h_0}{H} = \delta$$

El segundo grupo Pi puede focalizarse en las escalas del canal, importante aspecto para conocer la similitud entre el modelo de laboratorio y el sistema natural. Para ello, si $k_1 = 0$, $k_2 = 0$, $k_3 = 1$, $k_4 = -1$ y $k_5 = 0$, se obtiene:

$$\Pi_2 = H^0 h_0^0 L_0^1 W_0^{-1} Rd^0 = \frac{L_0}{W_0} = \gamma$$

Una relación que determinaba la formación clara o no de una corriente de borde, explicada anteriormente, involucraba el ancho del canal con respecto al radio interno de deformación de Rossby. Basándonos en ella y en su importancia, se puede obtener el tercer grupo Pi escogiendo $k_1 = 0$, $k_2 = 0$, $k_3 = 1$, $k_4 = 1$ y $k_5 = -1$, resultando:

$$\Pi_3 = H^0 h_0^0 L_0^0 W_0^1 Rd^{-1} = \frac{W_0}{Rd} = \alpha$$

El cuarto y último grupo Pi puede basarse en el ajuste geostrófico. La escala horizontal en la que se produce dicho ajuste es precisamente el radio interno de deformación de Rossby. Este radio representa la escala para la cual los efectos de la rotación son comparables a los de estratificación. En nuestro sistema parece lógico relacionar esta escala horizontal con una escala vertical, en este caso h_0 , característica de la capa superior. De esta forma, si $k_1 = 0$, $k_2 = 1$, $k_3 = 0$, $k_4 = 1$ y $k_5 = -1$, se obtiene:

$$\Pi_4 = H^0 h_0^1 L_0^0 W_0^0 Rd^{-1} = \frac{h_0}{Rd} = \lambda$$

Por tanto, de acuerdo al análisis dimensional, la evolución dinámica del agua menos densa en superficie estará gobernada por 4 parámetros adimensionales:

- el ratio vertical:

$$\delta = \frac{h_0}{H} \quad (2.8)$$

- el ratio vertical-horizontal:

$$\lambda = \frac{h_0}{Rd} \quad (2.9)$$

- el ancho relativo del tanque:

$$\alpha = \frac{W_0}{Rd} \quad (2.10)$$

- y la relación entre las dimensiones del tanque:

$$\gamma = \frac{L_0}{W_0} \quad (2.11)$$

Si en nuestro modelo experimental se introduce una pendiente en el contorno izquierdo del tanque sobre el que comienza a propagarse la corriente, se obtendría la situación esquematizada en la Figura 2.7. La corriente de gravedad se propagaría sobre el talud introducido, con pendiente s , presentando una sección vertical de la densidad en ajuste geostrófico y un perfil de velocidad parabólico y simétrico. La máxima velocidad y la pendiente (θ) de las isopicnas se sitúan en y_{max} . En esta situación, la profundidad total de la columna de agua que afecta a la corriente cambia de H a H_{eff} . Esto implica la redefinición de δ como $\delta = h_0/H_{eff}$, siendo $H_{eff} = H$ en los experimentos con fondo plano.

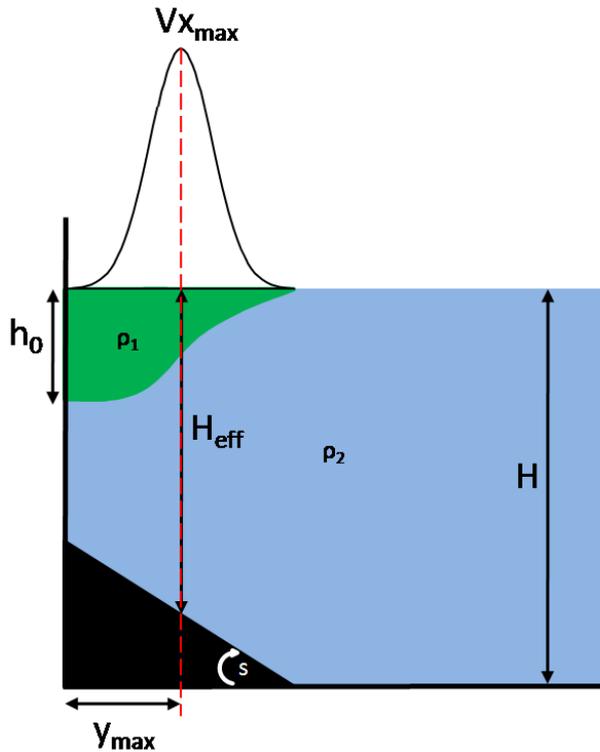


Figura 2.7: Vista lateral esquemática de una corriente de gravedad de superficie propagándose sobre un talud con pendiente s . Se muestra la sección vertical de la densidad con una pendiente máxima de las isopícnas que coincide con la posición de la velocidad máxima (y_{max}). La profundidad de la corriente en el contorno se asume igual a h_0 . Al introducir un talud en el sistema, la profundidad total de la columna de agua que afecta a la corriente cambia de H a H_{eff} .

2.4.2. Teoría de Modelos

Para poder reproducir en el laboratorio situaciones que se puedan parecer a las de la naturaleza de forma que los resultados obtenidos en la simulación sean extrapolables al sistema natural estudiado, es necesario hacer uso de la Teoría de Modelos. La Teoría de Modelos establece ciertas analogías entre el fenómeno natural

y el modelo de laboratorio necesarias para trabajar de manera semejante, que serán de orden geométrico, cinemático y dinámico, las cuales reciben el nombre de semejanzas (Palacios, 1964). Para poder analizar las condiciones de semejanza que vamos a imponer a nuestros experimentos denotaremos a las escalas y números adimensionales con los subíndices n , p y r ; para distinguir los referidos a la naturaleza, al modelo del laboratorio y al cociente entre los valores de la naturaleza y los del modelo, respectivamente.

1. Semejanza geométrica. Entre el sistema natural y el modelo experimental existe semejanza geométrica cuando las relaciones entre todas las dimensiones correspondientes u homólogas del sistema natural y del modelo son iguales. La relación entre las distancias horizontales en nuestro fenómeno y las que se van a simular en el laboratorio se obtienen utilizando:

$$L_r = \frac{L_n}{L_p} \quad (2.12)$$

y en el caso de la escala vertical:

$$H_r = \frac{H_n}{H_p} \quad (2.13)$$

La semejanza geométrica implicaría imponer que 2.12 y 2.13 tuvieran el mismo valor. Sin embargo, hay que tener en cuenta que en el océano las escalas horizontales son diferentes de las escalas verticales, $L_r \gg H_r$, por lo que la semejanza geométrica obligaría a emplear en el modelo profundidades muy pequeñas causando que las fuerzas viscosas y capilares se volvieran dominantes. Para evitar esto, lo que se hace es trabajar con modelos con la escala vertical exagerada de forma que se trabaja con la denominada semejanza geométrica distorsionada, midiéndose el grado de distorsión como el cociente:

$$G_r = \frac{H_r}{L_r} \quad (2.14)$$

2. CORRIENTE DE GRAVEDAD Y MODELO EXPERIMENTAL

2. Semejanza cinemática. Para que el fenómeno natural y el modelo de laboratorio sean comparables, no basta sólo con que sean geoméricamente semejantes, se necesita además que los flujos, es decir, las líneas de corriente sean semejantes. Para ellos es necesario que las velocidades, aceleraciones y fuerzas lo sean:

$$\frac{V_n}{V_p} = \frac{L_n/T_n}{L_p/T_p} = \frac{L_r}{T_r}$$
$$\frac{a_n}{a_p} = \frac{L_n/T_n^2}{L_p/T_p^2} = \frac{L_r}{T_r^2}$$

3. Semejanza dinámica. Si entre dos sistemas existe semejanza geométrica y cinemática, entonces existirá también una semejanza dinámica donde las relaciones entre las fuerzas homólogas del sistema natural y del modelo son las mismas. Las campos de fuerzas que pueden aparecer en sistemas de fluidos son: las fuerzas de inercia, las fuerzas de rozamiento por viscosidad, las fuerzas gravitatorias, las fuerzas de presión, las fuerzas de elasticidad, las fuerzas de tensión superficial o la fuerza de Coriolis. Esto tiene como consecuencia directa, que los números adimensionales característicos, tales como el número de Reynolds, el número de Froude, o el número de Rossby, etc, de las fuerzas relevantes deben ser iguales entre el sistema natural y el modelo de laboratorio, es decir:

$$Re_n = Re_p \quad Fd_n = Fd_p \quad Ro_n = Ro_p$$

En el caso de las simulaciones de la Corriente de Bransfield, las fuerzas relevantes son las fuerzas de inercia, las fuerzas gravitatorias y la fuerza de Coriolis. Como resultado tendremos dos números adimensionales:

- el número de Rossby (Ro), que representa la razón entre los

términos advectivos y el término de Coriolis:

$$Ro = \frac{V_{max}}{fW}$$

siendo W el ancho de la corriente de gravedad y V_{max} su velocidad. Sin embargo, trabajos experimentales, numéricos y de medidas *in situ* (Thivolle-Cazat et al., 2005; Avicola and Huq, 2002; Pennel et al., 2011) muestran cómo el ancho de la corriente se escala con el radio interno de deformación de Rossby. De esta forma, para este trabajo se redefine el número de Rossby como:

$$Ro = \frac{V_{max}}{fRd} \quad (2.15)$$

- el número de Froude densimétrico (Fd), que relaciona las fuerzas de inercia con las fuerzas de gravedad. En esta trabajo lo definimos como:

$$Fd = \frac{V_{max}}{Cg} \quad (2.16)$$

siendo Cg la velocidad de fase máxima de las ondas internas:

$$Cg = \sqrt{g'h_0 \frac{(H - h_0)}{H}} \quad (2.17)$$

De esta forma Fd se puede interpretar como la resistencia del medio a la propagación de la corriente.

Teniendo en cuenta las expresiones para el Ro y Fd , se aprecia claramente cómo en nuestro caso $Ro \approx Fd$.

La comparación entre el sistema natural y el modelo de laboratorio a través de los parámetros extraídos de la aplicación del Teorema de Pi, el número de Rossby, el número de Froude densimétrico, así como el ratio entre el ancho de la corriente (W) y el radio interno de deformación de Rossby (Rd):

$$\frac{W}{Rd} \quad (2.18)$$

2. CORRIENTE DE GRAVEDAD Y MODELO EXPERIMENTAL

ρ_1	densidad del fluido que representa TBW	
ρ_2	densidad del fluido que representa TWW	$\rho_1 \prec \rho_2$
H	profundidad total del sistema	
H_{eff}	profundidad total efectiva	
h_0	profundidad de la capa superior	
L	largo del tanque	
L_0	longitud disponible para la corriente	
W_0	ancho del tanque	
Ω_0	velocidad angular	$\Omega_0 = f/2$
f	parámetro de Coriolis	
g'	gravidad reducida	$g' = g \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_1}$
C_0	velocidad de propagación	$C_0 = \sqrt{g'h_0}$
Rd	radio interno de deformación de Rossby	$Rd = \frac{\sqrt{g'h_0}}{f}$
δ	ratio vertical	$\delta = h_0/H_{eff}$
λ	ratio vertical-horizontal	$\lambda = h_0/Rd$
α	ancho relativo del canal	$\alpha = W_0/Rd$
γ	ratio geométrico del canal	$\gamma = L_0/W_0$
$V_{x_{max}}$	velocidad máxima de la corriente	
s	pendiente de la batimetría	
L_r	ratio horizontal de los 2 sistemas	$L_r = L_n/L_p$
H_r	ratio vertical de los 2 sistemas	$H_r = H_n/H_p$
G_r	grado de distorsión del modelo	$G_r = H_r/L_r$
W	ancho de la corriente	
Cg	vel. de fase máx. de las ondas internas	$Cg = \sqrt{g'h_0 \frac{(H-h_0)}{H}}$
Ro	número de Rossby	$Ro = \frac{V_{x_{max}}}{fRd}$
Fd	número de Froude densimétrico	$Fd = \frac{V_{x_{max}}}{Cg}$

Tabla 2.1: Escalas físicas, grupos II del análisis dimensional, números adimensionales y factores de escala del modelo experimental.

indicará de forma clara cómo esta representada la Corriente de Bransfield a través de una corriente de gravedad de superficie, es decir, cómo de semejante es el comportamiento de la corriente experimental al observado de la Corriente de Bransfield.

Para aumentar la claridad del documento y facilitar su seguimiento, la Tabla 2.1 recoge las variables y parámetros adimensionales descritos en este capítulo.

Todos los indicios que apoyan la hipótesis de que la Corriente de Bransfield se comporta como una corriente de gravedad, así como las escalas características del sistema natural para dicha corriente necesarias para la validación de la misma se recogen en el siguiente capítulo.

2. CORRIENTE DE GRAVEDAD Y MODELO EXPERIMENTAL



Capítulo 3

Fundamentos de una hipótesis

Trabajos y campañas realizadas en el área de estudio por otros autores, así como los resultados propios de las campañas llevadas a cabo por nuestro grupo de investigación aportan los fundamentos en base a los cuales postulamos nuestra hipótesis: considerar a la Corriente de Bransfield como un sistema de corriente de gravedad de superficie que recircula alrededor de las SSI. En este capítulo se describe la región de estudio y todos aquellos indicios que apoyan dicha hipótesis. Algunos de los resultados de este capítulo están publicados en:

- Sangrá, P., Gordo, C., **Hernández-Arencibia, M.**, Marrero-Díaz, A., Rodríguez-Santana, A., Stegner, A., Martínez-Marre-ro, A., Pelegrí, J.L., Pichon, T., 2011. The Bransfield current system. *Deep-Sea Research I.*, 58, 390-402.

3. FUNDAMENTOS DE UNA HIPÓTESIS

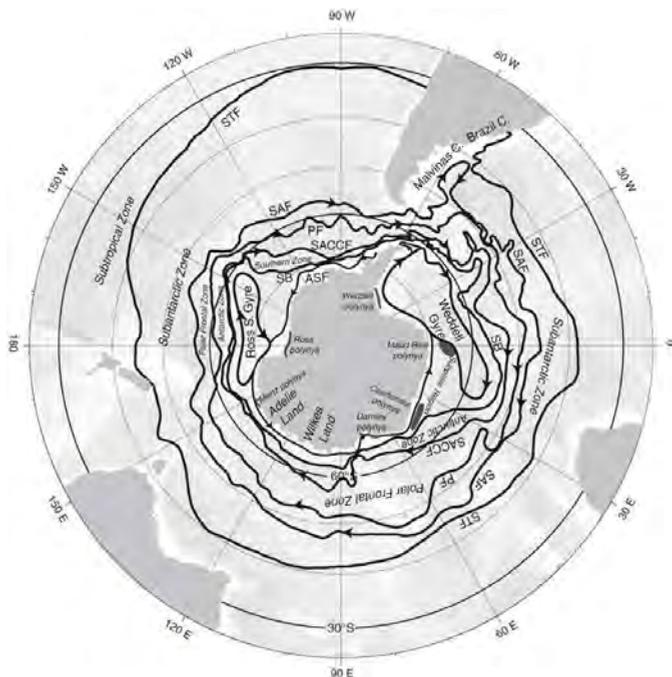


Figura 3.1: Localización de las diferentes zonas frontales del Océano Sur (Orsi et al., 1995; Talley et al., 2011). STF, el Frente Subtropical. Dentro de la Corriente Circumpolar Antártica (ACC): el SAF, el Frente Subantártico; PF, el Frente Polar; SACCF ó SF, el Frente Sur de la ACC; SB, el Límite Sur de la ACC y ASF, el Frente de Talud Antártico.

3.1. El Océano Sur

El Estrecho de Bransfield es la parte del Océano del Sur que se encuentra entre las Islas Shetland del Sur (SSI) y la Península Antártica. La principal característica de este océano es la presencia que la Corriente Circumpolar Antártica (ACC), que fluye de forma continua hacia el Este alrededor de la Antártida con un transporte medio entre 134 ± 11.2 Sv (Whitworth and Peterson, 1985) y 136.7 ± 7.8 Sv (Cunningham et al., 2003) a través del Paso de Drake. La ACC es la única corriente que posee una trayectoria alrededor

de un continente. Su límite norte se encuentra, en posición media, alrededor de los 38°S , y limita al sur con el continente antártico (Talley et al., 2011). Una descripción general de la ACC consiste en una corriente con amplia extensión horizontal donde las propiedades de las masas de agua cambian, localizándose así la posición de diferentes frentes. Los frentes de la ACC son: el Frente Subantártico (SAF), el Frente Polar (PF) y el Frente Sur de la ACC (SF ó SACCF) (Orsi et al., 1995). Se define también el Límite Sur de la ACC (SB), el cual no es un frente dinámico sino que representa el límite sur de la ACC en términos de las propiedades de las masas de agua. Al sur del SB se encuentra el Frente de Talud Antártico (ASF) (Fig. 3.1) que fluye hacia el Oeste y se localiza a lo largo del talud en muchas localizaciones alrededor del continente antártico (Talley et al., 2011).

Dentro de los frentes de la ACC, la corriente es muy fuerte y entre ellos, se describen diferentes zonas. Las zonas descritas para la ACC son: la Zona Subantártica (SAZ; al norte del SAF); la Zona Frontal Polar (PFZ; entre el SAF y el PF), la Zona Antártica (AZ; entre el PF y el SF/SACCF), la Zona del Sur (SZ; entre el SF/SACCF y el SB) y la Región o Zona Subpolar (SPZ; entre el SB y el ASF). Los giros del Mar de Ross y del Mar de Weddell están incluidos en la SPZ. Al sur del ASF, se encuentra la Zona Continental (CZ).

La Fig. 3.2 muestra una vista clásica de la Circulación Termohalina del Océano Sur. El forzamiento en el Océano Sur está claramente definido por una banda de vientos del Oeste entre los $40\text{-}60^{\circ}\text{S}$ y una banda de vientos del Este entre los 60°S y el continente antártico. Como resultado, se obtiene una célula superior formada por un transporte de Ekman hacia el norte y un transporte hacia el sur de la capa de la Fracción Superior del Agua Circumpolar Profunda (UCDW). En la zona regida por los vientos del Este, cerca del

3. FUNDAMENTOS DE UNA HIPÓTESIS

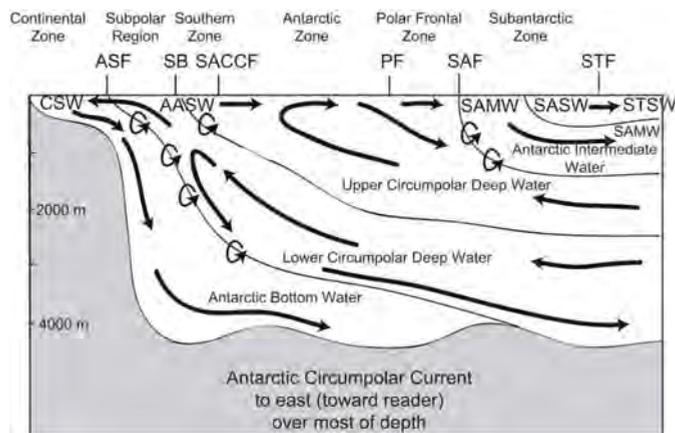


Figura 3.2: Esquema de la estructura de masas de agua y transporte de la ACC (Rintoul et al., 2011). SAMW, Agua Modal Subantártica; AAIW, Agua Antártica Intermedia; UCDW, Fracción Superior del Agua Circumpolar Profunda; NADW, Agua Profunda del Atlántico Norte; LCDW, Fracción Inferior del Agua Circumpolar Profunda; AABW, Agua Antártica de Fondo; STF, el Frente subtropical; SAF, el Frente subantártico; y PF, el Frente Polar.

continente, se forma una célula inferior definida por el transporte de Ekman hacia el sur y su posterior hundimiento. En esta célula inferior es donde se encuentra la formación del Agua de Fondo Antártica (AABW) que fluye hacia el norte. La Fig. 3.2 muestra claramente cómo los frentes de la ACC son los límites entre las diferentes masas de agua.

3.2. El Estrecho de Bransfield

Dentro de esta descripción del Océano Sur y en la zona más irregular del continente antártico se encuentra el Estrecho de Bransfield; concretamente entre las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica. Su batimetría aumenta en profundidad hacia el Noreste

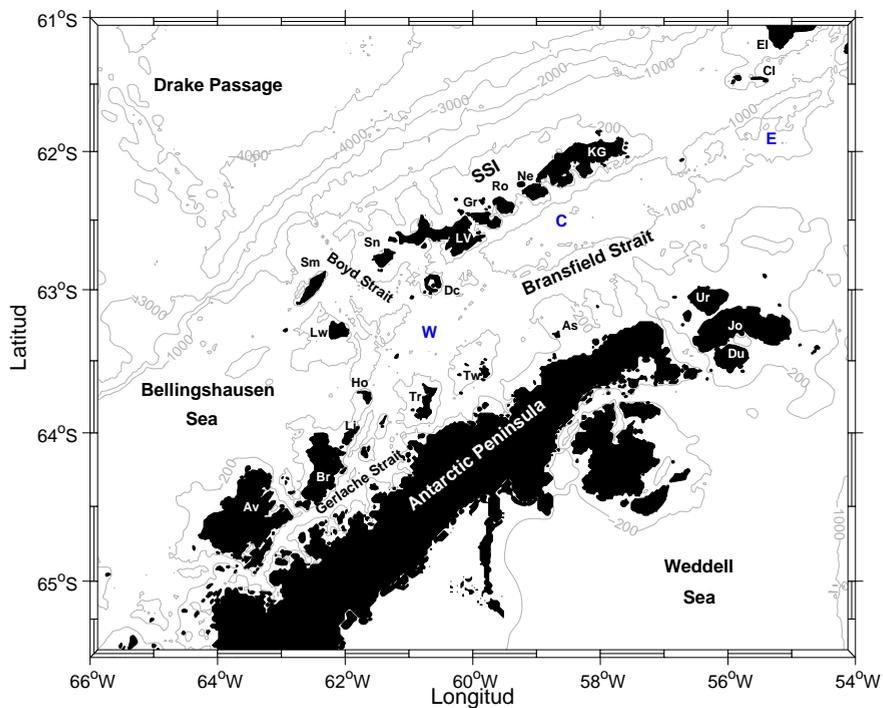


Figura 3.3: Mapa de la región del Estrecho de Bransfield. Se muestra la isóbata de 0, 200, 1000, 2000, 3000 y 4000 m (Smith and Sandwell, 1997). La batimetría muestra la Cuenca Oeste (W), Central (C) y Este (E) del Estrecho de Bransfield. Las localizaciones importantes incluyen: el Paso de Drake, el Mar de Bellingshausen, el Mar de Weddell, el Estrecho de Boyd, el Estrecho de Gerlache, la Península Antártica, las Islas Shetland del Sur (SSI) (entre las islas LV: Livingstone, Gr: Greenwich, Ro: Robert, Ne: Nelson y KG: King George), y las islas El: Elephant, Cl: Clarence, Sn: Snow, Dc: Deception, Sm: Smith, Lw: Low, Ho: Hoseason, Tw: Tower, Tr: Trinity, Li: Liege, Br: Brabant, Av: Anvers, As: Astrolabe, Ur: D'Urville, Jo: Joinville y Du: Dundee.

3. FUNDAMENTOS DE UNA HIPÓTESIS

(García et al., 2002) y esta formada por 3 cuencas, comúnmente conocidas como Cuenca Oeste, Central y Este que están conectadas entre sí por pasos someros (<1000 m) (Fig. 3.3). Esta configuración restringe el flujo dentro del propio estrecho y el intercambio de agua entre el estrecho y las áreas circundantes. Sin embargo, existen algunas entradas de agua. La Cuenca Oeste está conectada al Mar de Bellingshausen a través del Estrecho de Gerlache y otros pasos descritos en la parte más occidental de las SSI, mientras que la Cuenca Este está abierta al Mar de Weddell y al Mar de Escocia (López et al., 1999). La Cuenca Central conecta con la Cuenca Oeste a través de un paso entre la Isla Deception y la Isla Tower, que tiene una longitud de 56 km aproximadamente.

Como resultado, y desde un punto de vista hidrográfico, el Estrecho de Bransfield es una zona de transición. Su patrón de circulación básico consiste en la entrada por el Oeste de agua relativamente cálida y poco salina proveniente del Mar de Bellingshausen (a través del Estrecho de Gerlache) y la entrada por el Este de agua relativamente fría y salina proveniente del Mar de Weddell (Thompson et al., 2009). El agua relativamente salina y fría entra el estrecho y fluye hacia el Este por la plataforma de la Península Antártica, mientras que el agua proveniente del Mar de Bellingshausen fluye hacia el Noreste en una banda muy estrecha sobre el talud de las Islas Shetland del Sur (Gordon and Nowlin, 1978; Kim et al., 2003; Vázquez et al., 2007). El trabajo de Tokarczyk (1987) muestra un estudio para identificar las masas de agua locales en el área a través de un Análisis de Funciones Empírico Ortogonales (EOF) de la temperatura, salinidad, contenido biogénico y oxígeno disuelto medidos en la Expedición FIBEX en 1991. Tokarczyk (1987) encontró que el agua relativamente fría y salina estaba dominada por características típicas del Mar de Weddell y que el agua relativamente cálida y poco salina, por las del Mar de Bellingshausen. Posteriormente, García et al. (1994) redefinieron las masas de agua

locales como Agua Transicional zonal con influencia del Mar de Bellingshausen (TBW) y Agua Transicional zonal con influencia del Mar de Weddell (TWW).

Se han llevado a cabo numerosos estudios para caracterizar la zona y su patrón de circulación. En muchos casos, la resolución de

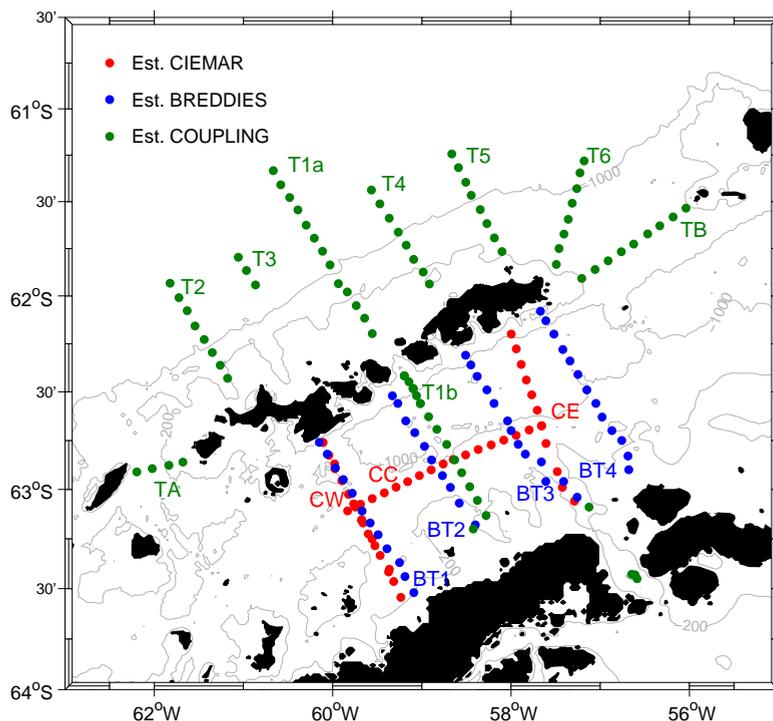


Figura 3.4: Cobertura de nuestros datos en el área de estudio. Los puntos rojos indican el muestreo de estaciones CTD (a través de los transectos Oeste (CW), Central (CC) y Este (CE)), durante la campaña CIEMAR realizada en Diciembre de 1999. Los puntos azules muestran el muestreo de estaciones CTD/XBT del proyecto BREDDIES (con cuatro transectos transversales (BT1, BT2, BT3 y BT4)) llevado a cabo en Enero de 2003. Los puntos verdes marcan la posición de las estaciones del proyecto COUPLING en 6 transectos transversales (T1 (a y b), T2, T3, T4, T5, y T6) y 2 transectos paralelos (TA y TB) al estrecho en Enero de 2010. Se muestra la isóbata de 200 y 1000 m.

3. FUNDAMENTOS DE UNA HIPÓTESIS

las estaciones de esas campañas no eran adecuadas para reconocer la dinámica de las estructuras mesoescalares (Clowes, 1934; Gordon and Nowlin, 1978; Grelowski et al., 1986; Sievers, 1982; Tokarczyk, 1987). Sin embargo, en la última década se han realizado campañas en el Estrecho de Bransfield con una mejor resolución de las estaciones. Por ejemplo, las cuatro campañas del proyecto RACER, realizado en la cuenca oeste durante el verano austral de 1986/87 (Huntley et al., 1991); las campañas de BIOANTAR 93 (García et al., 1994) centradas en la Cuenca Oeste y Central; ECOANTAR 94 (López et al., 1999) que estudió la Cuenca Este, y el trabajo de Zhou et al. (2006), que investigó la Corriente de Bransfield a través de un transecto de alta resolución combinando datos de XBT y ACDP. Además, nuestro grupo de investigación ha llevado a cabo tres proyectos interdisciplinarios en la zona, CIEMAR, BREDDIES y COUPLING, cuyas observaciones han contribuido a un mejor conocimiento de la circulación a mesoescala de la zona gracias a una alta resolución espacial no adoptada previamente. Como resultado se ha definido el “Bransfield System” (Sangrà et al., 2011), cuyas componentes se describirán posteriormente.

La primera campaña, CIEMAR, se llevó a cabo a comienzos del verano austral de 1999 (diciembre) y estudió el estrecho con dos transectos transversales y uno paralelo al eje del mismo a través de estaciones CTD (Fig. 3.4). La resolución de esta campaña fue adecuada para detectar la actividad mesoescalar puesto que el equiespaciado de las estaciones fue de 5 millas náuticas (aprox. 9.2 km), del mismo orden de magnitud que el radio de deformación de Rossby (Rd) para la región. El segundo proyecto, BREDDIES, se realizó a mediados del verano austral, entre el 30 de diciembre y el 6 de Enero. En su primera fase, la campaña BREDDIES localizó el Frente de Bransfield y el Frente de Península, además de una zona interfrontal, muestreada a través de un vehículo ondulante para estudiar el campo de estructuras mesoes-

cales anticiclónicas, observadas previamente en la campaña CIEMAR. El último proyecto del grupo financiado para estudiar esta área fue el proyecto COUPLING, cuyo objetivo estaba relacionado con el estudio del acoplamiento físico-biológico a nivel mesoescalar relacionado con la dinámica de la comunidad planctónica alrededor de las Islas Shetland del Sur. El área al norte de las SSI todavía no está bien estudiada, y fue un aspecto importante a cubrir con este proyecto. El diseño de la campaña COUPLING consistió en 6 transectos interdisciplinarios de 50 mn de longitud desde la plataforma norte de las SSI hacia el Paso de Drake con una resolución espacial de 5 mn; y dos transectos paralelos al eje del estrecho, uno desde la Isla King George hacia Isla Elephant (TB), y otro a través del Estrecho de Boyd (TA). El transecto 1 (central) se extendió a través del canal entre la Isla Robert e Isla Nelson hacia el interior del Estrecho de Bransfield, siendo la combinación de los transectos T1a y T1b (Fig. 3.4).

Tanto en estudios previos (García et al., 2002; López et al., 1999) como en las campañas CIEMAR, BREDDIES (Sangrà et al., 2011) y COUPLING, se han obtenido la señal de dos frentes. El primero de ellos separa las dos masas de agua locales en superficie (TBW y TWW) y se conoce como Frente de Península (Sangrà et al., 2011). Este frente se ha observado principalmente en las cuencas Central y Este del estrecho (García et al., 1994; López et al., 1999). El segundo, denominado Frente de Bransfield, se localiza a lo largo del talud de las Islas Shetland del Sur, y se encuentra asociado al jet baroclino conocido como Corriente de Bransfield (BC) (Niller et al., 1991; Zhou et al., 2002, 2006) (Fig. 3.5). Éste último es el punto central de este estudio.

Zhou et al. (2006) postula que la Corriente de Bransfield es una corriente de frontera Oeste. Sin embargo, los resultados de nuestros proyectos (CIEMAR, BREDDIES, COUPLING) sugieren que la

3. FUNDAMENTOS DE UNA HIPÓTESIS

Corriente de Bransfield se comporta como una corriente de gravedad de superficie, donde la TBW fluye hacia el Noreste en una banda estrecha sobre el talud de las SSI, mientras que la TWW fluye hacia el Suroeste en una banda mas ancha y cerca de la Península Antártica.

Analizando los resultados de las campañas CIEMAR y BRED-DIES, se observa que las propiedades hidrográficas a través de la Cuenca Central del estrecho, muestran una distribución similar de las masas de agua (Fig. 3.5). La TWW, masa de agua homogénea, salada y fría, ocupa casi todo el estrecho, mientras que la TBW es una capa bien estratificada, relativamente cálida y fría con forma de Γ . Debido al calentamiento y endulzamiento de la TBW desde el verano austral hacia el otoño, sus propiedades hidrográficas cambian de la campaña CIEMAR a la campaña BREDDIES. El límite entre la TWW y TBW está en la isoterma de -0.7°C , la isohalina de 34.425 y la isopicna de 1027.7 kg/m^3 (Sangrà et al., 2011) (Fig. 3.5). El frente subsuperficial, también conocido como Frente de Bransfield (Niller et al., 1991; García et al., 1994; Sangrà et al., 2011), se identifica claramente en la estación 36 entre los 50-400 m. La Corriente de Bransfield que se identifica como el jet baroclinico asociado al Frente de Bransfield (Zhou et al., 2002, 2006; Sangrà et al., 2011) y que fluye hacia el Noreste a lo largo de la pendiente de las SSI, es más ancha y menos intensa en la parte Oeste que en su extremo mas oriental. La profundidad media de la corriente es de unos 200-300 m y su ancho de 10-20 km. La velocidad geostrofica máxima del jet es aproximadamnete de 0.3 m/s (Sangrà et al., 2011), que está de acuerdo con las velocidades encontradas por Zhou et al. (2002, 2006) a través de datos de boyas y ADCP, 0.3 m/s y 0.5 m/s respectivamente.

Para seguir caracterizando la Corriente de Bransfield se puede calcular también el valor medio de la batimetría de fondo que

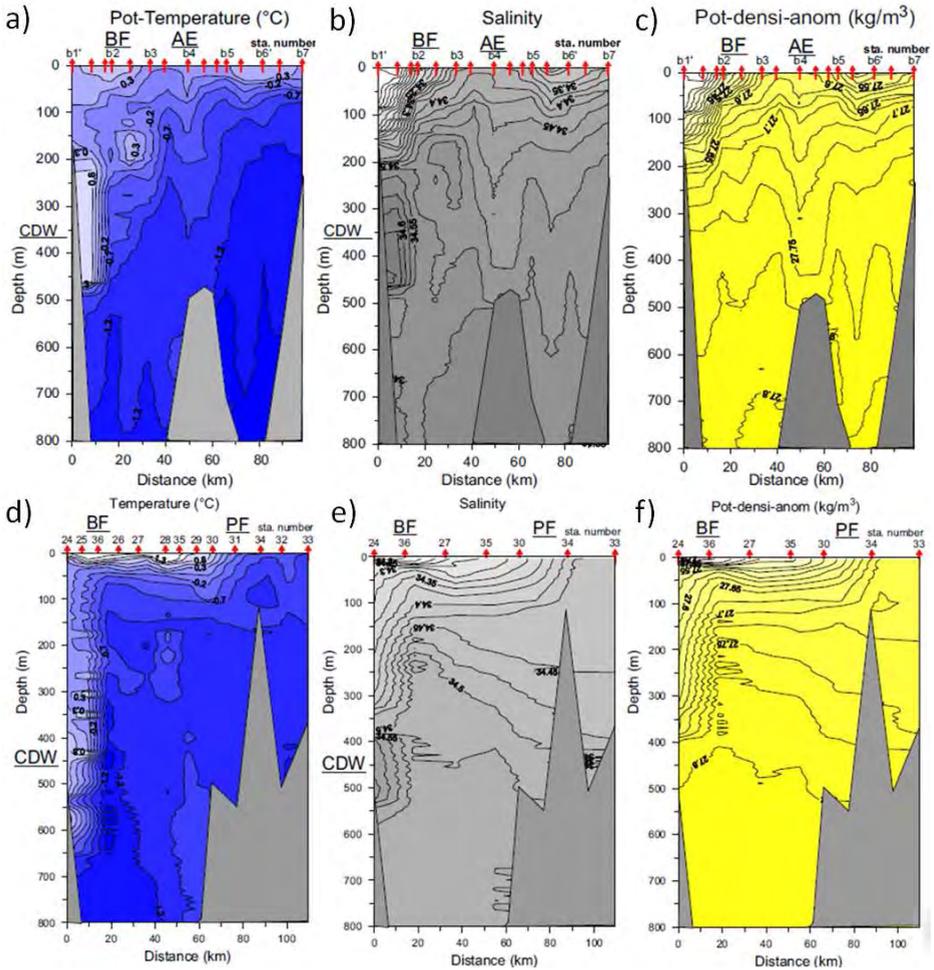


Figura 3.5: Sección vertical del transecto Oeste del proyecto CIEMAR de (a) temperatura potencial, (b) salinidad y (c) anomalía de densidad potencial. Sección vertical del transecto BT3 del proyecto BREDDIES de (e) temperatura *in situ*, (f) salinidad y (g) anomalía de densidad potencial. Se encuentran localizados el Frente de Bransfield (BF), el Frente de Península (PF), la lengua de Agua Profunda Circumpolar (CDW) y el remolino anticiclónico (AE) (modificado de Sangrà et al. (2011)).

3. FUNDAMENTOS DE UNA HIPÓTESIS

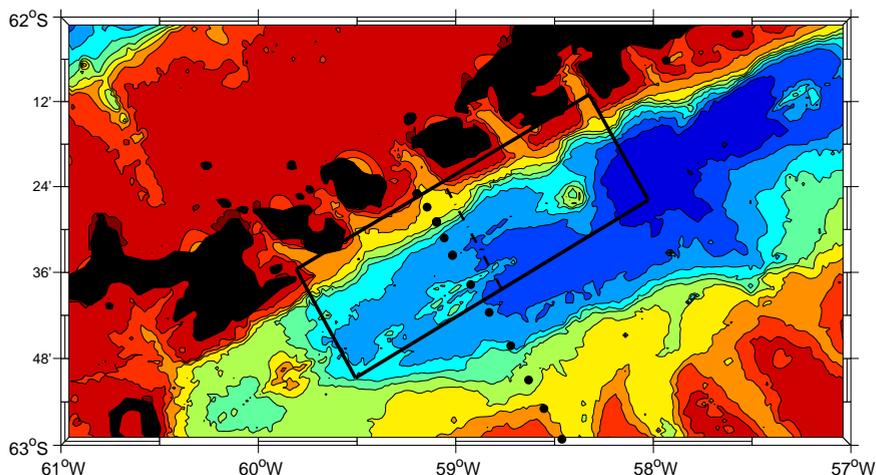


Figura 3.6: Batimetría de la zona del Estrecho de Bransfield con las isóbatas cada 200 m. Se muestra la caja en la que se extrae la batimetría media. Los puntos negros representan las posiciones de las estaciones CTD del transecto T1b de la campaña COUPLING, mientras que la línea discontinua sitúa la posición del transecto medio de la caja.

le afecta. Para ello se ha calculado la media de la batimetría extraída en transectos transversales a las SSI dentro del Estrecho de Bransfield a partir de los datos de Smith and Sandwell (1997) en su versión 14.1 (1' de resolución) (Fig. 3.6). Para relacionar la batimetría media extraída de la caja con la velocidad de la Corriente de Bransfield se toman los datos de velocidad de las boyas, XCP y ADCP en estaciones del transecto T1b de la campaña COUPLING (Fig 3.7a). Se observa claramente cómo el perfil de velocidad es simétrico, situándose el máximo de la corriente en ese transecto en torno a 10 km, que coincide prácticamente con el valor del radio interno de deformación de Rossby. El ancho de la misma en este transecto es de unos 20 km. A partir de ese perfil, se puede calcular la pendiente de la batimetría media (Fig 3.7b), s , que afecta a la Corriente de Bransfield, obteniéndose un valor de 8.5%. En

este transecto, la H_{eff} media se sitúa en torno a los 1200 m de profundidad.

El Sistema de Bransfield definido a partir de las observaciones de CIEMAR y BREDDIES y descrito por (Sangrà et al., 2011) estaría constituido por la Corriente de Bransfield (BC), que transporta la TBW hacia el Noreste a lo largo del talud de SSI; el Frente de Península, límite superficial entre la TWW y la TBW; una entrada de una lengua de Agua Circumpolar Profunda (CDW) (Fig. 3.5) y

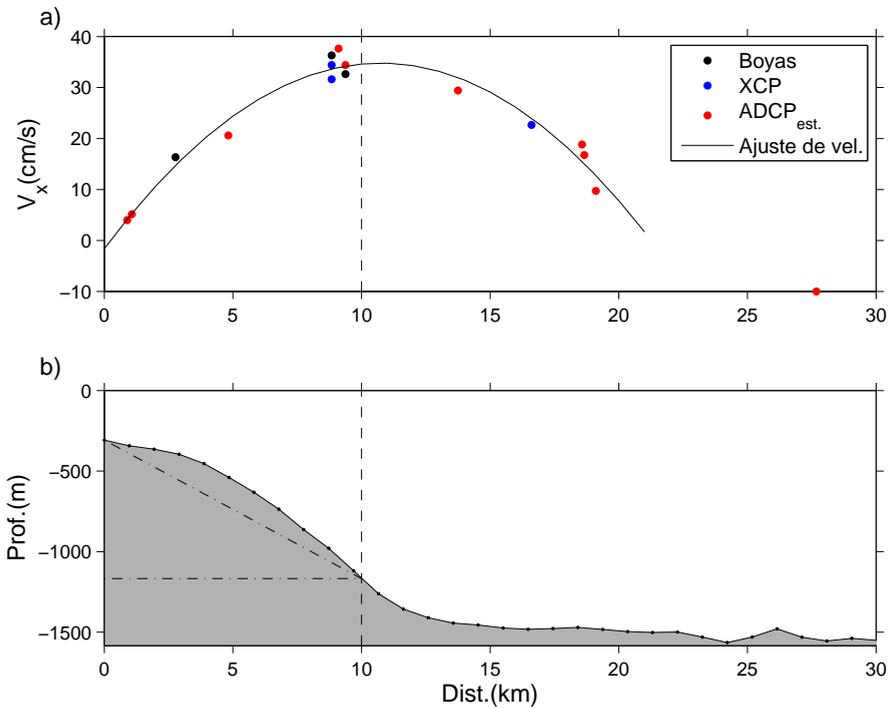


Figura 3.7: a) Perfil de velocidad de la Corriente de Bransfield obtenida a partir de los datos de boyas, XCP y ADCP en estaciones del transecto T1b de la campaña COUPLING. La corriente presenta su máximo en torno a los 10 km. b) Batimetría media obtenida a partir de la Figura 3.6. Se obtiene el valor de la pendiente de la batimetría, s , para el sistema natural en la posición del máximo de la corriente, 10 km.

3. FUNDAMENTOS DE UNA HIPÓTESIS

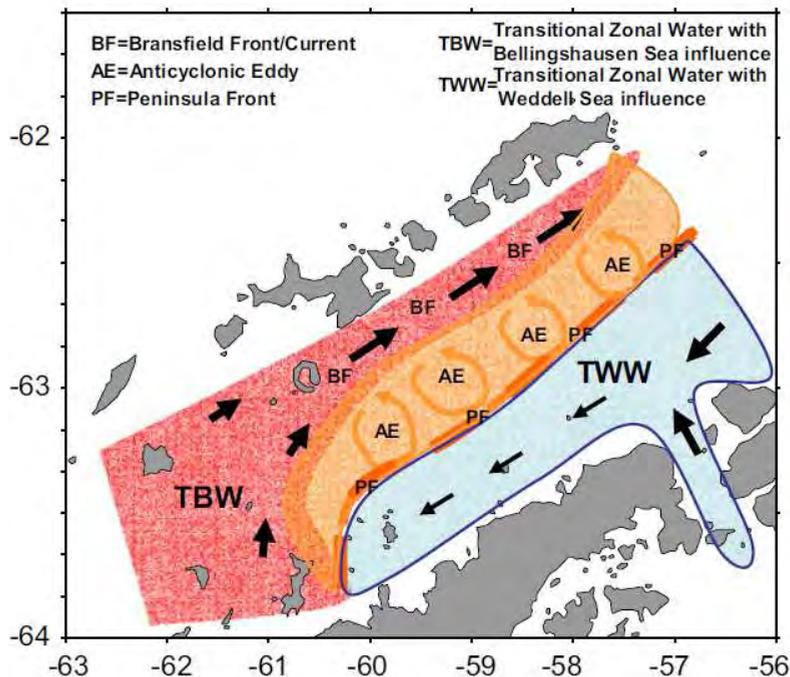


Figura 3.8: Esquema horizontal del Sistema de Bransfield con algunos de sus componentes: Corriente de Bransfield, Frente de Península y la zona interfrontal (Sangrà et al., 2011).

un sistema de remolinos anticiclónicos entre el Frente de Bransfield y el Frente de Península. Dicho sistema, formado por núcleos cálidos de TBW con una profundidad de 300 m, sería responsable de extender la TBW hacia la Península Antártica, como ocurre en el caso de la Corriente Argelina (Fig. 3.8).

3.3. Recirculación de la Corriente de Bransfield

Si la Corriente de Bransfield se comporta como un sistema de corriente de gravedad de superficie, surge una pregunta relacionada con lo que ocurre una vez que la corriente alcanza la Isla King

George. La teoría indica que una vez que alcance dicha posición, debe girar hacia su izquierda y seguir su recorrido apoyada en el talud norte de las SSI. Este comportamiento de recirculación se ha observado no sólo en nuestras campañas, sino también por trabajos previos. El primer trabajo del que tenemos constancia que muestra la recirculación de la Corriente de Bransfield y su presencia en la cara norte de las SSI es el de Ichii et al. (1998). Su trabajo estudió la zona con 6 boyas dragadas a 30 m en tres regiones diferentes: zona oceánica (+3000 m), zona de talud (200-3000 m) y zona de plataforma (<200 m). De todas las boyas, la boya 2 (Fig. 3.9) mostró una trayectoria interesante para este estudio. La boya 2 se dragó en la zona continental y fluyó de forma antihoraria alrededor de las SSI, marcando remolinos a lo largo de la cara norte y, la Corriente de Bransfield dentro del estrecho. Los tiempos de escala para su movimiento fueron de 90 días en la parte norte y 15 días en la parte sur de las SSI. La corriente identificada en la cara norte, fue denominada por Ichii et al. (1998) como Corriente de Talud Polar (Polar Slope Current).

Otra evidencia de cómo la corriente dentro del Estrecho de Bransfield gira cuando está en las cercanías de la Isla King George se encuentra en el trabajo de Naganobu et al. (1993). Su estudio muestra resultados de dos campañas realizadas en la parte norte de la SSI para investigar el cambio estacional de las estructuras oceánicas. Uno de sus transectos (la línea S) muestra un flujo hacia el Oeste de aproximadamente 1 cm/s en la plataforma y talud norte de las SSI. Una investigación mucho más completa fue realizada por Savidge and Amft (2009) utilizando para ellos los registros de datos ADCP del área. En ese trabajo, Savidge and Amft (2009) encontraron un flujo claro hacia el Suroeste cerca del límite de la plataforma entre la Isla Elephant y la Isla Livingstone, que va hacia el polo a través del Estrecho de Boyd. La identificaron como la componente somera de la Corriente de Talud Polar, de la que

3. FUNDAMENTOS DE UNA HIPÓTESIS

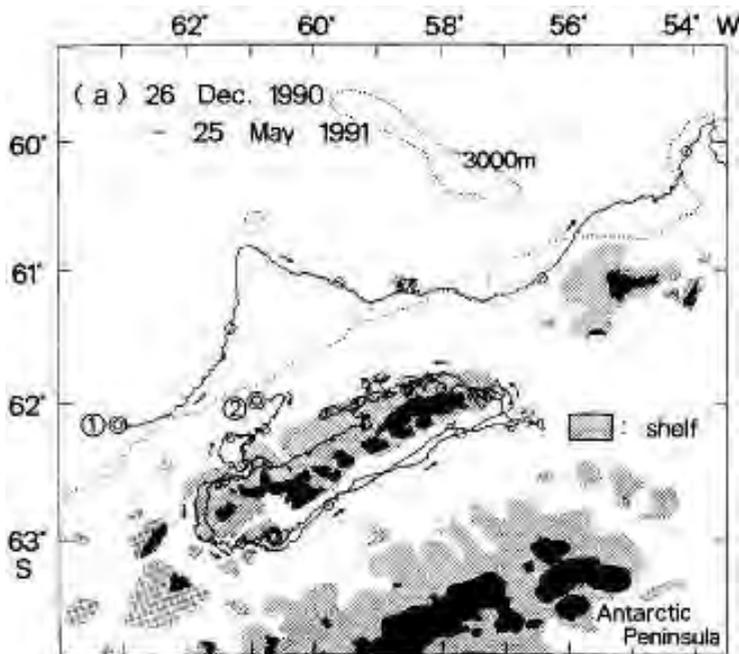


Figura 3.9: Trayectoria de la boya 1 y 2, ésta última liberada en la zona de plataforma (modificada de Ichii et al. (1998)).

encontraron un reforzamiento en invierno.

Contamos con las trayectorias de boyas lanzadas durante el proyecto BREDDIES y COUPLING, dragadas a 100 m y 50 m, respectivamente. Como resultado de la diferencia en la profundidad de la draga, las boyas de COUPLING presentan velocidades mayores que las de BREDDIES. La Figura 3.10 muestra las diferentes trayectorias de nuestras boyas. La boya 58 presenta una trayectoria antihoraria alrededor de las SSI, con una corriente fluyendo hacia el Suroeste en la parte norte de la plataforma de las islas, y la Corriente de Bransfield en la parte sur. La boya 68 quedó atrapada en la Isla Deception pero muestra el paso existente a través del Estrecho de Boyd. La estructura más interesante la presentó la boya 63, que quedó atrapada en un remolino anticiclónico cuando estaba en

las cercanías de la Isla King George.

La Figura 3.11 muestra el remolino anticiclónico extraído de la trayectoria de la boya 63 y la sección vertical de la anomalía de densidad potencial del transecto TB. El periodo del remolino anticiclónico está en torno a los 5 días. La sección vertical de la anomalía de densidad potencial aporta información adicional del

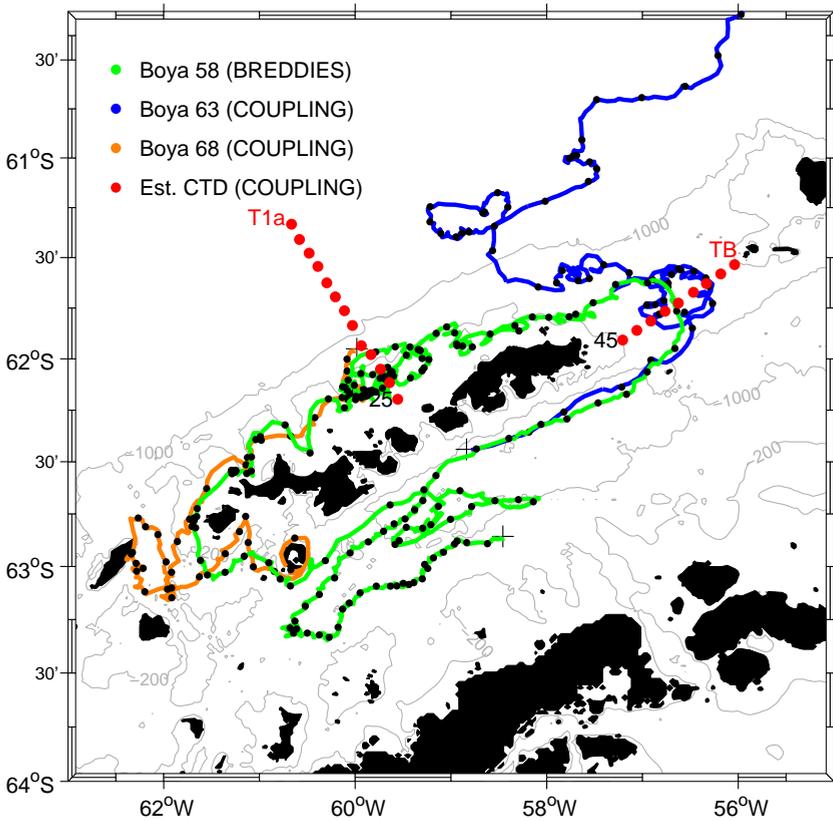


Figura 3.10: Posición de lanzamiento (cruces negras) y trayectorias (línea continua) de las boyas lanzadas en el Estrecho de Bransfield en el proyecto BREDDIES y COUPLING. Los puntos negros muestran la posición diaria de la boya. Las boyas en el proyecto BREDDIES se dragaron a 100 m, mientras que las boyas de COUPLING se dragaron a 50 m. Las estaciones CTD de los transectos T1a y TB de COUPLING se muestran superpuestas.

3. FUNDAMENTOS DE UNA HIPÓTESIS

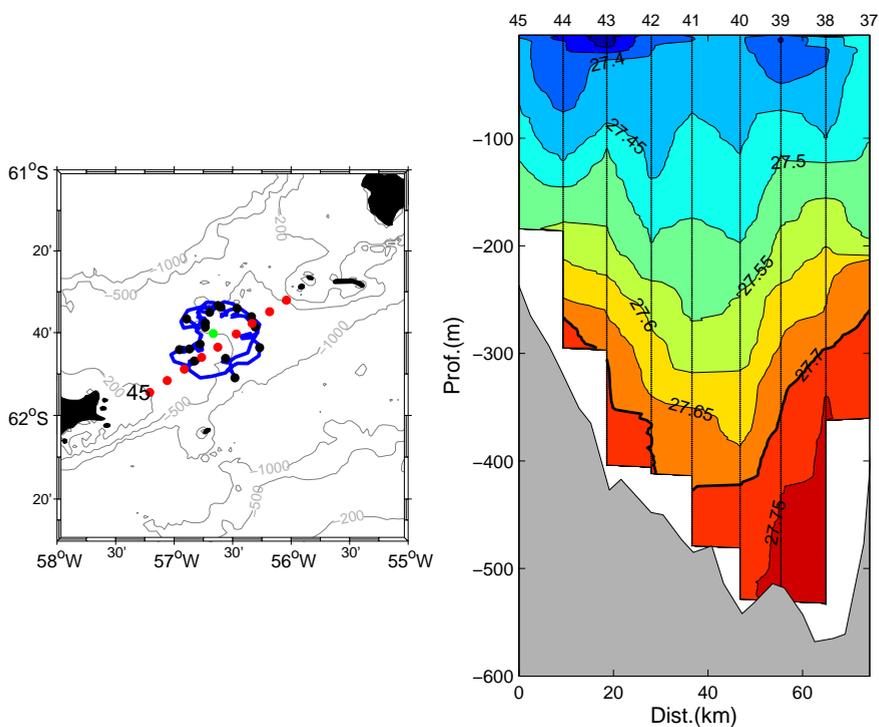


Figura 3.11: a) Trayectoria de la Boya 63, lanzada en el proyecto COUPLING, dentro del remolino anticiclónico con las estaciones del transecto TB superpuestas (14-29 de Enero). Los puntos negros muestran la posición diaria del derivador y los puntos verdes, la posición central del remolino (determinada como la posición media de la boya durante el tiempo que se encontró englobada en el remolino). b) Sección vertical de anomalía de densidad potencial (kg/m^3) del transecto TB. La Isla King George se encuentra en la parte izquierda del panel. La isopícula de 27.7 está marcada en línea gruesa. TBW, Agua Transicional zonal con influencia del Mar de Bellingshausen; ASW, Agua Superficial Antártica; WW, Agua de Invierno; UCDW, Fracción Superior del Agua Profunda Circumpolar; LCDW, Fracción Inferior del Agua Profunda Circumpolar. Datos de CTD cortesía de Carolina Salinas Núñez.

remolino. De este modo, se puede apreciar como el remolino estuvo presente entre las estaciones 43 y 39, resultando un radio medio de 18.5 km y manifestó una profundidad máxima de 400 m.

Cuando la corriente abandona las inmediaciones de la Isla King George, fluye sobre la plataforma norte de las SSI, tal y como muestran las trayectorias de las boyas 58 y 68. Este patrón por el norte termina en el Estrecho de Boyd, donde la corriente entra, y por el que ingresa nuevamente al Estrecho de Bransfield. Este paso a través del Estrecho de Boyd está activo durante todo el año, tal y como muestra el trabajo de Savidge and Amft (2009). La posición de las diferentes masas de agua en el transecto T1a se pueden observar en la sección vertical de la anomalía de densidad potencial y diagrama θ -S (Fig. 3.12). La TBW se identifica claramente sobre la plataforma norte de las SSI entre las estaciones 28 y 25. En esta área cerca de las islas, se halla un frente costero entre las estaciones 26 y 25. La inclinación de las isopicnas hacia el talud indica un flujo hacia el Suroeste en la cara norte de las SSI, anteriormente descrito por las trayectorias de las boyas. Considerando que este flujo en la cara norte de las ISS es producto de la recirculación de la CB, se le denominará como Rama Norte de la Corriente de Bransfield. Las escalas típicas de esta rama se pueden extraer fácilmente de la sección vertical de anomalía de densidad potencial a partir de los datos de la campaña COUPLING. De esta manera se obtiene un ancho medio de 35 km y una profundidad de 200 m. Esta Rama Norte recorre unos 236 km en 110 días, lo que representa unos 25 cm/s de velocidad media.

Teniendo en cuenta las escalas, parámetros y números adimensionales importantes del sistema desarrollados en el Capítulo 2 (Tabla 2.1), se recogen en la Tabla 3.1 los valores típicos de la Corriente de Bransfield. Se incluye por tanto: H , la profundidad total de la columna de agua; h_0 , la profundidad de la corriente; H_{eff} , la pro-

3. FUNDAMENTOS DE UNA HIPÓTESIS

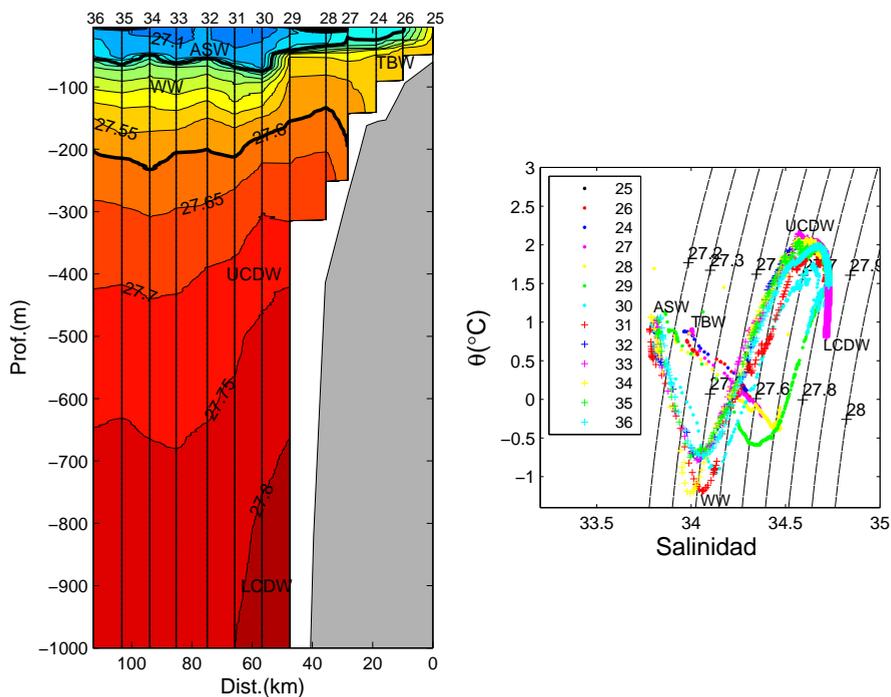


Figura 3.12: a) Sección vertical de anomalía de densidad potencial (kg/m^3) en el transecto T1a de COUPLING. Las Islas Shetland del Sur se encuentran a la derecha. La isopicna de 27.25 y 27.6 están indicadas con línea negra. b) Diagrama T-S del transecto T1a. TBW, Agua Transicional zonal con influencia del Mar de Bellingshausen; ASW, Agua Superficial Antártica; WW, Agua de Invierno; UCDW, Fracción Superior del Agua Profunda Circumpolar; LCDW, Fracción Inferior del Agua Profunda Circumpolar.

fundidad total efectiva por la presencia de la batimetría; L_0 , la longitud de la plataforma de las SSI; W_0 , el ancho del estrecho; E , la longitud libre en la entrada del estrecho entre la Isla Deception y la Isla Tower (Fig. 3.3); W , el ancho de la corriente; U , su velocidad media; la gravedad reducida, $g' = g\Delta\rho/\rho$; el radio interno de deformación de Rossby, $Rd = \sqrt{g'h_0}/f$; la velocidad de fase máxima de las ondas internas, $Cg = \sqrt{g'h_0(H - H_0)/H}$; el ratio vertical, $\delta = h_0/H_{eff}$; el ratio vertical-horizontal, $\lambda = h_0/Rd$; el ancho re-

3.3 Recirculación de la Corriente de Bransfield

Escala física		Parámetros adimensionales	
H (m)	1500-2000	$\Delta\rho/\rho$	$6,9132 \cdot 10^{-4}$
h_0 (m)	200-300	δ	0.16-0.25
H_{eff} (m)	1200	α	11.11-9.09
ρ_1 (TBW) (g/l)	1027.015	γ	2
ρ_2 (TWW) (g/l)	1027.725	λ	0.018-0.033
f (s^{-1})	$-1,2959 \cdot 10^{-4}$	ϵ	5-6
L_0 (km)	200	W/Rd	0.9- 2 -2.24
W_0 (km)	100	y_{max}/Rd	1
E (km)	56	Ro	0.21-0.43
s (%)	8.5	Fd	0.27-0.46
W (km)	10- 20		
U (m/s)	0.30-0.50		
g' (m/s^2)	$6,7818 \cdot 10^{-4}$		
Rd (km)	8.9-11		
Cg (m/s)	1.084-1.315		

Tabla 3.1: Escalas y parámetros adimensionales de la Corriente de Bransfield. Los valores indicados en negrita se corresponden con los cálculos realizados a partir de la batimetría media extraída, y del perfil de velocidad de la Corriente obtenido en el transecto T1b de la campaña COUPLING (Fig.3.7).

lativo del canal, $\alpha = W_0/Rd$; el ratio de las dimensiones del canal, $\gamma = L_0/W_0$; la relación entre el paso disponible entre la Isla Deception y Tower y el radio de deformación, $\epsilon = E/Rd$; el ratio entre el ancho de la corriente y el radio de deformación, W/Rd , la posición de la velocidad máxima de la corriente, y_{max}/Rd , y por supuesto, el número de Rossby (Ro) y el número de Froude densimétrico (Fd).

Zhou et al. (2006) defiende que la Corriente de Bransfield podría ser una corriente de frontera Oeste donde el flujo hacia el Suroeste inducido por el viento, recircularía hacia el Noreste como conse-

3. FUNDAMENTOS DE UNA HIPÓTESIS

cuencia del bloqueo aportado por la batimetría. Sin embargo, la estructura del campo de densidad; la observación del desprendimiento de un remolino anticiclónico en el extremo oriental de las SSI; la recirculación de la Corriente de Bransfield, observada a partir de las boyas; así como los resultados experimentales de este trabajo apoyan una hipótesis alternativa donde la Corriente de Bransfield se comporta como un sistema de corriente de gravedad de superficie que recircula alrededor de las SSI. La interpretación de las observaciones de las campañas CIEMAR y BREDDIES junto con los resultados preliminares de las simulaciones experimentales de este estudio tuvo como resultado la postulación de la hipótesis de corriente de gravedad aplicada a la Corriente de Bransfield (Sangrà et al., 2011). En este trabajo se amplía esos resultados preliminares, se incrementan las simulaciones experimentales y se comparan sus resultados con las observaciones aportadas por la campaña COUPLING, validando así nuestra hipótesis para el Sistema de Bransfield.



Capítulo 4

Configuración experimental y metodología

Los experimentos del Sistema de Bransfield se realizaron en la Unité de Mécanique (UME) de la École Nationale Supérieure de Techniques Avancées (ENSTA), en Palaiseu (Francia), con el objetivo de verificar la hipótesis que considera a la Corriente de Bransfield como una corriente de gravedad. Esta corriente costera estaría inducida por la flotabilidad donde el agua relativamente poco densa, la TBW, formada por el deshielo durante el verano en el Mar de Bellighaussen, fluye a lo largo de la pendiente de las Islas Shetland del Sur (SSI) sobre el agua más densa, TWW, que ocupa más de la mitad del ancho del estrecho. La corriente de gravedad simulada en el laboratorio se ha originado por experimentos de descarga de una configuración idealizada de dos capas. Una vez retirada la compuerta del tanque, la corriente se encuentra iluminada por un haz de láser horizontal. Para visualizar la corriente y medir su velocidad se utilizaron dos técnicas, la Fluorescencia Inducida por Láser (LIF) y la Velocimetría de Imágenes de Partículas (PIV). Una cámara CCD

4. CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL Y METODOLOGÍA

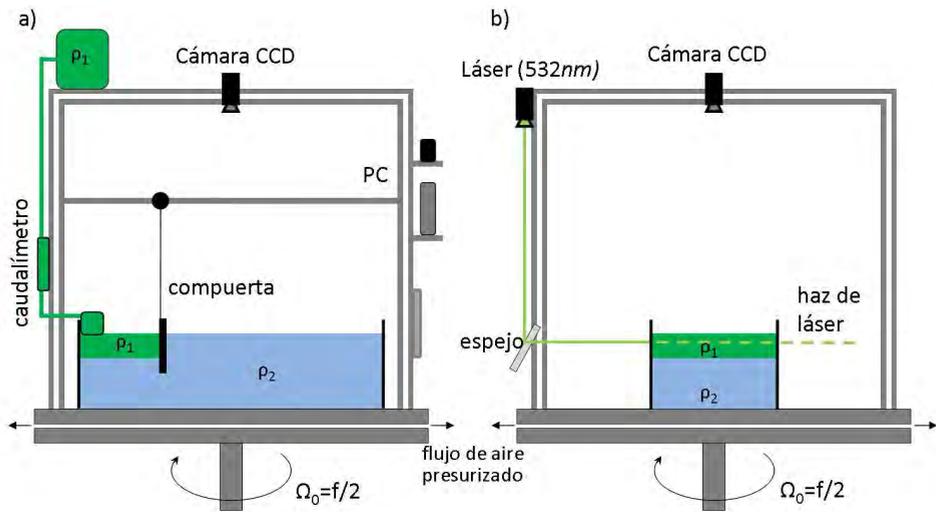


Figura 4.1: Vista lateral esquemática de la configuración experimental.

instalada en la parte superior de la estructura de la mesa rotatoria graba todo el experimento en un ordenador fijado también a la estructura.

4.1. Configuración experimental

La configuración experimental esquematizada en la Figura 4.1 está formada por la mesa rotatoria, los diferentes tanques utilizados, el sistema que suministra la capa superior, las distintas batimetrías, el sistema de iluminación, así como el sistema de adquisición de imágenes.

4.1.1. Mesa rotatoria

La mesa rotatoria utilizada tiene 1.5 m de diámetro y está compuesta por dos discos de granito. El disco superior de la mesa gira

sobre una fina capa de aire que reduce la fricción y evita todas las vibraciones mecánicas cercanas a la frecuencia inercial. La tasa de rotación puede variar en este sistema hasta los 12 r.p.m. Un software específico controla desde el ordenador la rotación de la mesa. Anclado al disco superior se encuentra una estructura de aluminio en forma de torre donde se pueden fijar fácilmente todos los dispositivos necesarios como la cámara, diferentes recipientes, el láser, espejos, el ordenador, etc. La estructura se diseñó de forma cerrada para reducir la influencia del aire en alcanzar el comportamiento de sólido rígido y posee algunas paredes oscurecidas para aumentar la seguridad del sistema evitando la reflexión del haz del láser fuera de la mesa.

4.1.2. Tanque

Para realizar los experimentos utilizamos tres tanques de cristal diferentes, cuya configuración básica se refleja en la Figura 4.2 y se detalla en la Tabla 4.1. Los parámetros físicos del tanque son: W , el ancho del tanque; L , su longitud; LG , la posición de la compuerta;

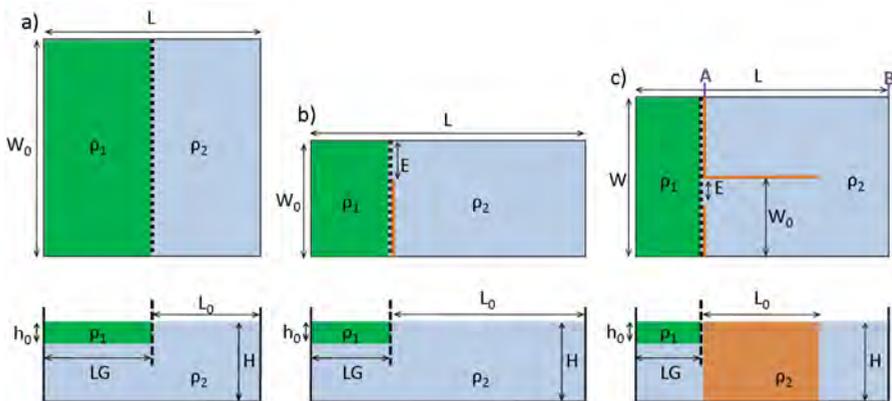


Figura 4.2: Vista cenital y lateral de los diferentes tanques utilizados en la configuración experimental. (a) Tanque 1, (b) tanque 2 y (c) tanque 3.

4. CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL Y METODOLOGÍA

	Tanque 1		Tanque 2			Tanque 3
	v.1	v.2	v.1	v.2	v.3	
W	85	85	38.5	38.5	38.5	58.5
L	85	85	118	118	118	109
LG	42.5	27.5	38.5	38.5	50	29
E	-	-	-	6	-	9
L_0	42.5	57.5	79.5	79.5	68	50
W_0	=W	=W	=W	=W	=W	29

Tabla 4.1: Parámetros de los diferentes tanques (en cm). El tanque 2 y 3 tienen dos versiones. W , el ancho del tanque; L , su longitud; LG , la posición de la compuerta; E , la longitud libre de paso cuando hay restricción en la entrada de agua de menor densidad; L_0 , la primera distancia disponible para la propagación de la corriente de gravedad y W_0 , el ancho del tanque que afectará a la corriente.

E , la longitud libre de paso cuando hay restricción en la entrada de agua de menor densidad; L_0 , la primera distancia disponible para la propagación de la corriente de gravedad y W_0 , como el ancho del tanque que afectará a la corriente. ρ_1 y ρ_2 , donde $\rho_1 < \rho_2$, representan las densidades de los dos tipos de agua. Los experimentos más realistas se llevaron a cabo en el tanque 2 y 3. En el tanque 2 se fijaron diferentes batimetrías y una pared vertical que restringe la entrada libre de agua de menor densidad, tal y como se observa en el Estrecho de Bransfield con la batimetría existente alrededor de la Isla Tower. La configuración del tanque 3 es la más similar al área del Estrecho de Bransfield. Después de la compuerta, posee una pared vertical que limita la entrada de ρ_1 , así como una pared vertical en el centro del tanque que representa las SSI. De esta manera, con el tanque 3 podemos estudiar la situación dentro del Estrecho de Bransfield, así como lo que ocurre en la parte norte de las SSI Fig. 4.2.

4.1.3. Sistema de suministro de la capa superior

El sistema que suministra la capa superior con agua de densidad ρ_1 comienza con un recipiente fijado en la parte superior de la estructura de la mesa que se llena con ρ_1 . Si el experimento se lleva a cabo con partículas (PIV), se necesita un agitador mecánico dentro de este recipiente que garantice la mezcla y distribución homogénea de las partículas dentro del fluido ρ_1 . Este recipiente está conectado a un caudalímetro con el que se fija el flujo de ρ_1 suministrado. Debe ser menor a 0.15(l/min) para evitar la mezcla entre ρ_1 y ρ_2 . Al final del sistema y dentro del tanque, se encuentra una estructura construída con metacrilato que consiste en dos placas, separadas 1 mm entre sí, unida a un sistema de flotabilidad que le permite cambiar su posición en función de la altura de agua total dentro del tanque. Con esta última estructura de metacrilato, se garantiza el suministro de ρ_1 en una fina capa a lo largo de todo el ancho del tanque.

4.1.4. Batimetrías

La batimetría dentro del Estrecho de Bransfield y cerca de la SSI es realmente abrupta (Fig. 3.3). Como consecuencia, su representación en el laboratorio se puede idealizar con una pared vertical, tal y como se ha llevado a cabo en algunos experimentos. Sin embargo, para explorar el efecto de la batimetría en la propagación de una corriente de gravedad, se contruyeron tres pendientes diferentes (batimetría 1, 2 y 3) (Fig. 4.3).

En los experimentos más realistas (llevados a cabo en el tanque 3), se contruyó una batimetría idealizada (batimetría 4) en la parte norte de la pared vertical, que representaría la cara norte de las

4. CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL Y METODOLOGÍA

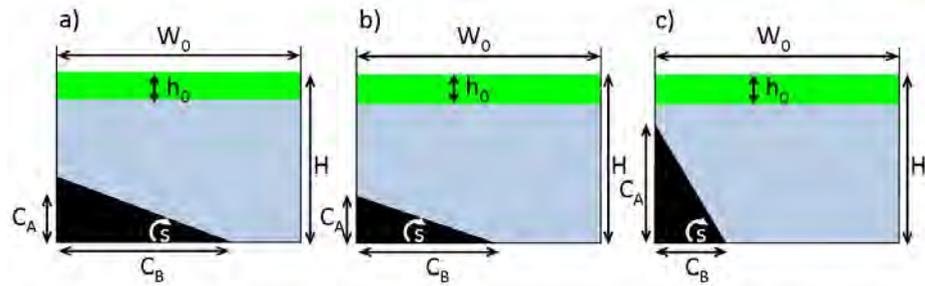


Figura 4.3: Esquema lateral de la a) batimetría 1 (media), b) batimetría 2 (suave), c) batimetría 3 (abrupta) y d) batimetría 4. La batimetría 1 se fijó en tanque 2v.3, las batimetrías 2 y 3 en el tanque 2v.1 y la batimetría 4 en el tanque 3.

SSI (Fig. 4.5). A partir de una batimetría real extraída en transectos similares al transecto T1a y TB de la campaña COUPLING (Fig. 4.4), se puede apreciar cómo, en ambos, hay un cambio de pendiente a los 500 m. De esta manera, se contruyó una batimetría con dos pendientes. La primera es más suave y alcanzaría la isóbata de 500 m. Para conservar la misma escala vertical utilizada dentro del estrecho, la segunda pendiente debe terminar a los 1500 m. Las pendientes continúan hacia el Oeste con un modelo de la batimetría de un transecto semejante al transecto TB. En este transecto (Fig. 4.4b), la primera pendiente alcanza también los 500 m. Sin embargo, en este caso, despreciamos la presencia de la Isla Elephant

	batimetría 1	batimetría 2	batimetría 3	batimetría 4	
Tanque	2v.3	2v.1	2v.1	1	2
C_A (cm)	6	2	10	4	10
C_B (cm)	17	11.42	6	12.35	3.04
s (°)	19.44	9.93	59.02	18	17

Tabla 4.2: Ángulos de las diferentes pendientes para las batimetrías 1, 2, 3 y 4.

4.1 Configuración experimental

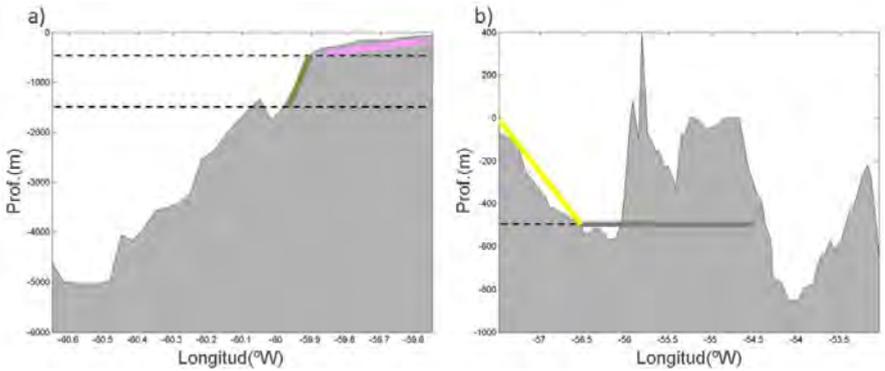


Figura 4.4: Batimetría real de transectos similares al a) T1a y b) TB de la campaña COUPLING. Las líneas de color representan diferentes patrones de pendientes. En a) la batimetría real se idealizó a partir de una pendiente suave (rosa) unida a otra más abrupta (verde). En b), hay sólo una pendiente (amarillo) hasta los 500 m, y luego se terminó de idealizar con una estructura plana (gris). Las líneas discontinuas marcan la isóbata de 500 y 1500 m.

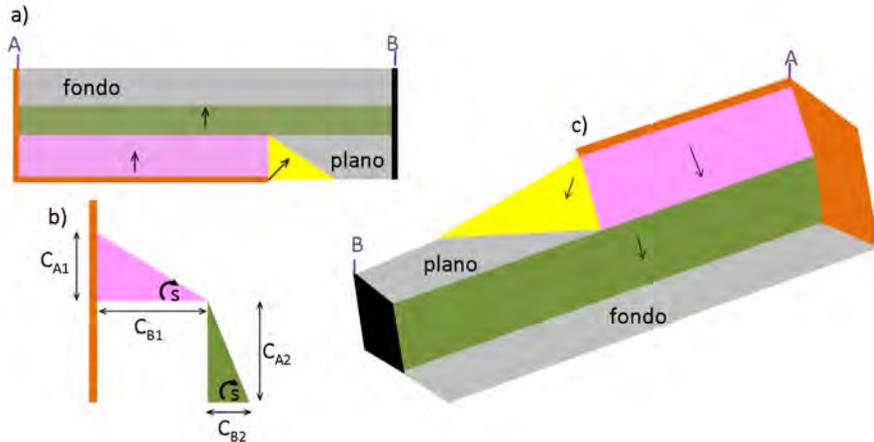


Figura 4.5: Esquema de la batimetría 4 en vista a) cenital, b) lateral y c) 3D. Cada color identifica una estructura diferente también señalizada en la Fig. 4.4; línea rosa, se corresponde con una pendiente suave; línea verde, señala una pendiente más abrupta; la línea amarilla representa el triángulo que une el transecto T1a con el TB; y la línea gris identifica una estructura plana.

y cerramos la batimetría con una estructura plana en los 500 m. El valor del ángulo de todas las pendientes utilizadas se resumen en la Tabla 4.2.

4.1.5. Sistema de iluminación

El sistema de iluminación de la corriente consiste en un láser de estado sólido activado por diodos (DPSSL) de 532 nm. El láser se encuentra fijado en un lateral de la parte superior de la estructura de la mesa, tal y como se puede apreciar en la Figura 4.1. Para crear el haz del láser de forma horizontal, se colocó cerca de la base de la mesa un espejo, de esta forma, el láser cortará el frente de la corriente dentro del tanque. Por seguridad, se cubrieron algunas de las paredes del tanque para así evitar en lo posible la reflexión del haz del láser fuera de la configuración experimental.

4.1.6. Cámara con dispositivo de carga acoplada

Una cámara con dispositivo de carga acoplada (CCD) (Lumenera LW11057) de alta resolución (4000 x 2670 pixels) se fijó a la parte superior de la estructura de la mesa para grabar la evolución de la corriente de gravedad costera. El dispositivo de carga acoplada (CCD) que viene incorporado es un chip de silicio cuya superficie está dividida en píxeles sensibles a la luz. Cuando un fotón (partícula de luz) golpea al píxel, éste registra una pequeña carga eléctrica que se puede cuantificar. Con una gran distribución de píxeles y una alta sensibilidad, las cámaras CCD pueden crear imágenes de alta resolución bajo una gran variedad de condiciones de luz. Esta razón es la que la convierte en la mejor opción para grabar este tipo de experimentos. Con el software Streampix 4 se controla y calibra la cámara antes de cada experimento (Fig. 4.6). Los parámetros más

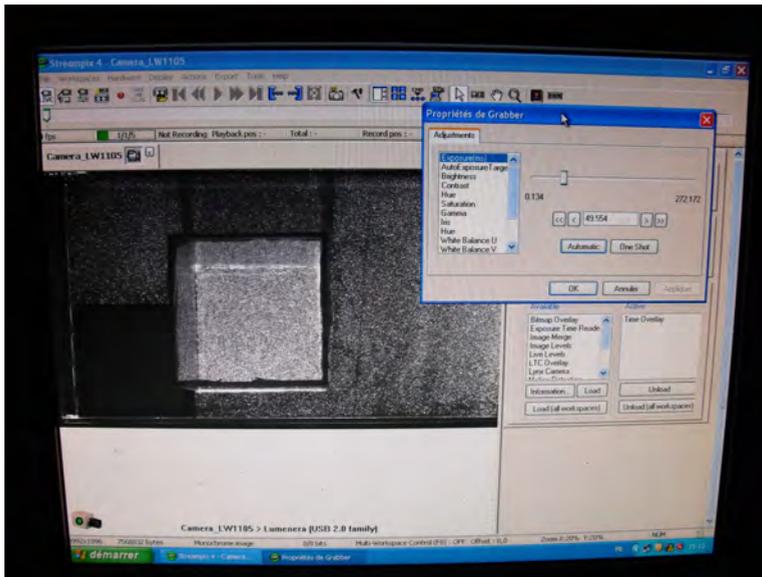


Figura 4.6: Calibración de la cámara CCD a través del software Streampix 4 en un experimento realizado con partículas (PIV).

críticos a revisar para tener una buena calidad de los fotogramas del experimento son: el tiempo de exposición (ms), el brillo, el contraste y la ganancia de la imagen.

4.2. Metodología

Las dos técnicas empleadas para la visualización de la corriente de gravedad son la Fluorescencia Inducida por Láser (LIF) y la Velocimetría de Imágenes de Partículas (PIV). Ambas necesitan la excitación producida por el láser pero utilizan diferentes trazadores para marcar los fluidos. A continuación se describe brevemente cada una de ellas.

4.2.1. Fluorescencia Inducida por Láser (LIF)

En el siglo XIX ya se hizo evidente el uso de colorantes solubles para flujos acuosos a partir del trabajo de Osbourne Reynolds sobre experimentos de flujo laminar y turbulento en un cilindro (Reynolds, 1883), pero no se extendió como técnica de visualización hasta el siguiente siglo con el pionero trabajo de Dewey (1976). En la actualidad, la LIF se puede utilizar para obtener medidas cualitativas y cuantitativas del fluido.

En esta técnica, el láser excita una especie fluorescente que se encuentra en el fluido de interés. El trazador suele ser un colorante fluorescente orgánico. El principio de esta técnica es que el colorante absorbe una porción de la energía de excitación y de forma espontánea emite una porción de la energía absorbida como fluorescencia (Crimaldi, 2008). Los trazadores más frecuentes se encuentran recogidos en la Tabla 4.3.

En este trabajo se utilizó la rodamina 6G como trazador. Todas las rodaminas son colorantes con un campo de fluorescencia muy fuerte, se pueden excitar con luz visible (normalmente con 532 nm)

Trazador	Absorción (nm)	Emisión (nm)	pH
Rodamina B	560	585	<6
Fluoresceína 27	488	514	5-8
Kiton Red	565	592	sin f. 3-10
Rodamina 6G	530	560	-
Rodamina 110	496	520	-
Quinina	n.d.	270-400	-

Tabla 4.3: Trazadores para fase acuosa. El pH es el rango óptimo descrito para la absorción (LaVision, 2007)

y tienen su emisión dentro del rango del naranja hasta el rojo. La rodamina 6G además posee una independencia de la temperatura.

La LIF se utiliza en este trabajo para localizar la corriente de gravedad durante todo el experimento y así poder extraer información, como por ejemplo, su extensión horizontal en superficie o la velocidad de propagación del frente. El procesado de los experimentos llevados a cabo con LIF se procesaron con el programa ImageJ, programa libre escrito en código Java.

4.2.2. Velocimetría de Imágenes de Partículas (PIV)

El desarrollo tecnológico de los últimos 20 años en los campos de la óptica, láser, electrónica, video e informática ha permitido el salto de las técnicas de visualización cualitativa para los fluidos a una estado más avanzado, donde las técnicas de visualización permiten realizar medidas cuantitativas del mismo. Una de las técnicas que se ha desarrollado extensamente y en la actualidad se emplea de manera rutinaria en la investigación de la mecánica de fluidos es la Velocimetría de Imágenes de Partículas, PIV (Raffael et al., 2007).

Esta técnica presenta la ventaja de que proporciona de forma instantánea medidas cuantitativas precisas del campo de velocidad del fluido en distintos puntos de un plano de una forma no intrusiva. Para ello, es necesario añadir partículas de pequeño tamaño y de flotabilidad neutra al fluido de interés. A través de un haz de láser se iluminan las partículas y el sistema de grabación toma dos fotogramas en un pequeño intervalo de tiempo conocido. A partir del desplazamiento de las partículas se puede obtener la velocidad del fluido en cada punto de la imagen. La cámara, comúnmente fijada en un plano perpendicular al haz del láser, se configura para captar sólo la luz dispersada por las partículas (Fig. 4.3).

4. CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL Y METODOLOGÍA

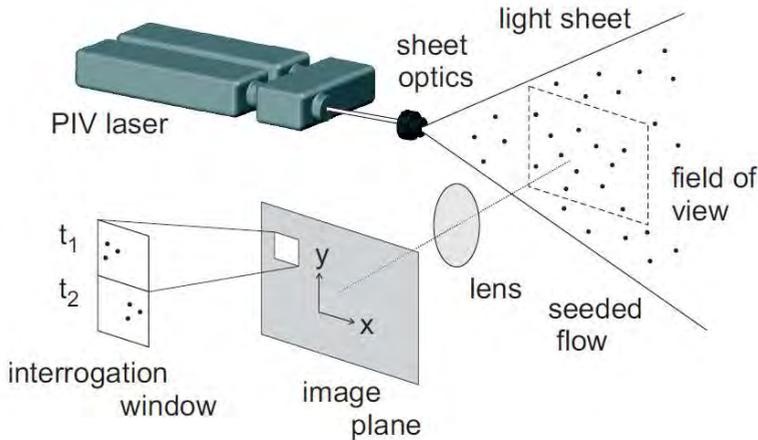


Figura 4.7: Configuración general de un sistema PIV en 2D (LaVision, 2007).

Existen diferentes tipos de partículas que pueden usarse como trazadores de PIV en líquidos (Tabla 4.4). En este trabajo, se usa como partícula el Orgasol 2002 ES NAT3, un polvo de poliamida de alto rendimiento utilizado en las artes gráficas y en la industria del recubrimiento. Este polvo se suministra en forma de cuentas esféricas micro-porosas con un diámetro de $50\mu\text{m}$ y una densidad media de 1023 g/l , muy apropiada para el rango de densidades utilizado en los diferentes experimentos (Raffael et al., 2007).

En esta técnica se asume que los trazadores, o partículas, se mueven con el fluido en el intervalo de tiempo que se toman las dos imágenes. Cada imagen de un experimento llevado a cabo con PIV se divide en pequeñas subáreas, conocidas como ventanas de interrogación. Aplicando la correlación estadística en estas ventanas, se puede obtener un vector de desplazamiento local para cada una de ellas. Por esta razón, el tamaño de la ventana de interrogación se tiene que seleccionar de modo que todas las partículas dentro de ella esten distribuidas de forma homogénea (LaVision, 2007).

Obtener un experimento donde las partículas estén distribuidas de forma homogénea en un tamaño de ventana de interrogación que permita el seguimiento del fluido de una forma idónea es la parte crítica del uso de esta técnica.

La evaluación de las imágenes con las partículas dependerá del modo en el que se hayan tomado dichas imágenes. Se puede utilizar la auto-correlación o la correlación cruzada estadística en función de cómo se configure la cámara. En dicha evaluación se puede seleccionar también el solapamiento de las ventanas de interrogación. El tamaño de las ventanas de interrogación y el porcentaje de solapamiento determina finalmente el tamaño de la malla del campo de vectores de velocidad, es decir, la distancia entre vectores (Fig. 4.8). La posición del primer vector en la esquina izquierda del campo de velocidad viene determinado sólo por el tamaño de la malla. La convención adoptada establece que la posición (x/y) en pixeles está fijada por la mitad del tamaño de la malla (LaVision, 2007).

El análisis de los experimentos con PIV se ha realizado con dos programas diferentes, el DaVis y el MatPIV. El primero de ellos es un software comercial proporcionado por La Vision y que posee

Tipo	Material	Diámetro (μm)
Sólido	Poliestireno	10-100
	copos de aluminio	2-7
	esferas huecas de vidrio	10-100
	Gránulos para recubrimientos sintéticos	10-500
Líquido	aceites de diferentes tipos	50-500
Gaseoso	burbujas de oxígeno	50-1000

Tabla 4.4: Material trazador para flujos líquidos en experimentos con PIV (Raffael et al., 2007).

4. CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL Y METODOLOGÍA

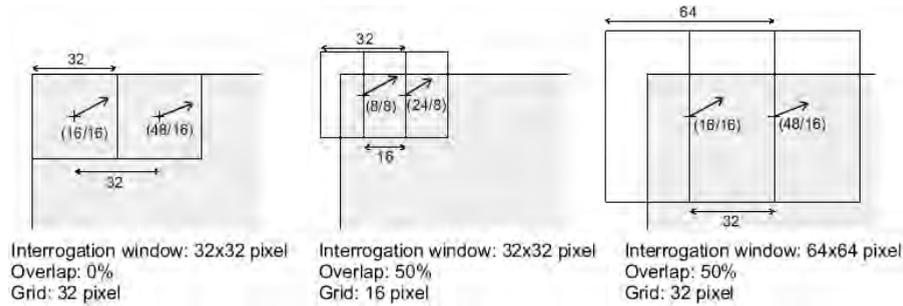


Figura 4.8: Ejemplo de la distribución de vectores según el tamaño de la ventana de interrogación y el % de solapamiento (LaVision, 2007).

una interfaz muy intuitiva para realizar los cálculos estadísticos de las imágenes. El MatPIV sin embargo, es un software libre desarrollado en lenguaje MATLAB. A pesar del doble procesamiento, se mostrará sólo los resultados aportados por el DaVis. La Tabla 4.5 presenta la resolución de las imágenes fuente, el tamaño de la ventana de interrogación, el solapamiento, el campo y número de vectores, así como el tamaño de la malla y la resolución del campo de velocidad expresado como el n° de vectores/ Rd del procesado realizado con el DaVis.

4.3. Procedimiento experimental

El procedimiento experimental de cada simulación comienza con la preparación de los dos tipos de agua, ρ_1 y ρ_2 , empleando para ello volúmenes en torno a 5 l y 80 l, respectivamente, dependiendo del tanque y configuración empleada. El láser tiene que atravesar el frente de la corriente, pasando del medio con densidad ρ_2 al medio con densidad ρ_1 . Éste cambio de medio origina cambios en la intensidad del láser que distorsionan la buena visualización del mismo. Tanto en los experimentos con LIF como con PIV, se necesita preparar dos tipos de agua con diferentes densidades (establecidas en

4.3 Procedimiento experimental

Exp	Imagen	Ventana	Solap.	Campo de vel.	n° vect.	malla	vect./Rd
19.1	3992x1896	32x32	50 %	249x118	29382	16px	12.6
20.1	3992x1896	32x32	25 %	166x79	13114	24px	8
21.1	3992x1896	32x32	50 %	249x118	29382	16px	12.6
22.1	3992x1896	32x32	50 %	249x118	29382	16px	12.6
2.2	4000x1816	64x64	50 %	125x57	7125	32px	6.67
15.3	4008x2672	64x64	75 %	250x167	41750	16px	14.29
16.3	4008x2672	64x64	75 %	250x167	41750	16px	19.93
18.3	4008x2672	64x64	75 %	250x167	41750	16px	16.87
20.3	4008x2672	64x64	75 %	250x167	41750	16px	10.31
21.3	4008x2672	64x64	75 %	250x167	41750	16px	17.1

Tabla 4.5: Resolución de la imagen fuente, tamaño de la ventana de interrogación, % de solapamiento, campo de velocidad, n° de vectores totales del campo de velocidad y n° de vectores por radio interno de deformación de Rossby, de todos los experimentos realizados con partículas y procesados con el DaVis.

función de los parámetros fijados para el experimento) pero con el mismo índice de refracción. Para ello se utiliza el Ajuste del Índice de Refracción (RIM) (Daviero et al., 2001). Este punto es crucial para la obtención de un buen experimento. El uso del RIM en fluidos estratificados fue sugerida por primera vez en el trabajo de McDougall (1979) pero fue Hannoun (1985) quien concluyó que el etanol y la sal (NaCl) era una muy buena combinación. La principal ventaja del uso de este tándem es su bajo coste, principalmente en aquellos experimentos que requieren grandes volúmenes de fluido. La desventaja mas clara tiene que ver con el aumento de temperatura que sufre el agua al añadirle el etanol, la evaporación del mismo en la superficie y la corrosión del sistema por el uso de la sal.

El uso de esta combinación se debe al efecto del etanol (Fig. 4.9). Añadir sal a una disolución claramente aumenta la densidad de la misma, sin embargo, la adición de etanol produce una disminución

4. CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL Y METODOLOGÍA

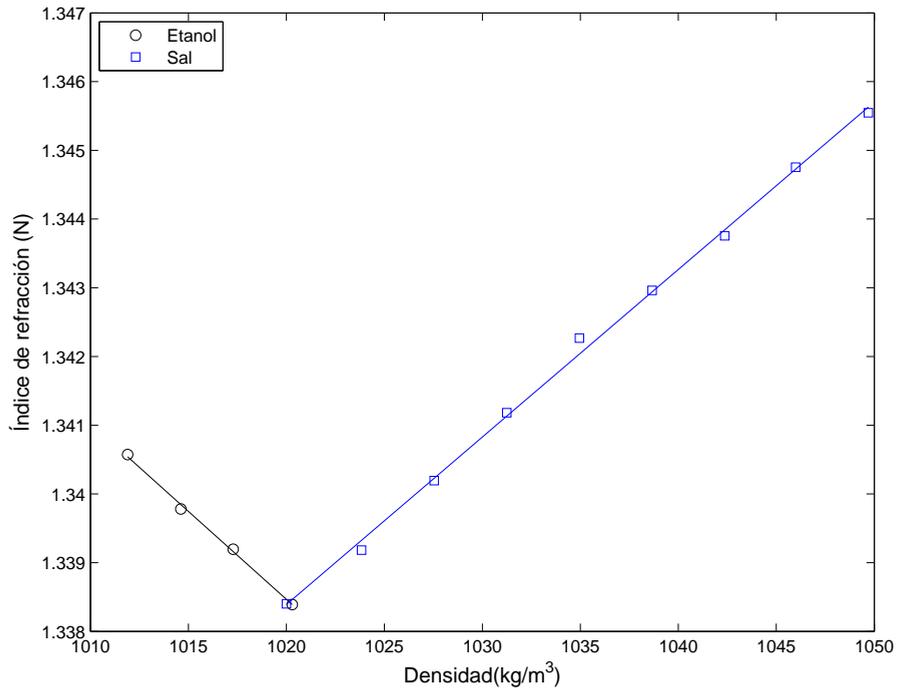


Figura 4.9: Índice de Refracción (N) y densidad (kg/m^3) de disoluciones de sal y etanol utilizadas en este estudio.

de la densidad. De esta forma se han realizado rectas de calibración para diferentes disoluciones y así poder conocer la cantidad de sal y etanol necesarios para obtener dos tipos de agua con una diferencia de densidad determinada, pero con el mismo índice de refracción. La densidad de cada experimento se midió con el densímetro DMA 35N de la casa Antor Paar. La resolución en la medición de la densidad es de 0.0001g/cm^3 con una incertidumbre de $\pm 0,001\text{g/cm}^3$. El índice de refracción se midió con un refractómetro manual de la casa ATAGO con una resolución de 0.001.

Una vez preparadas los dos tipos de agua, se procede a añadir la rodamina 6G, en el caso del uso de la LIF, o disolver las partículas si se trabaja con el método PIV. Si se escoge el método LIF, la rodamina se ha añadido siempre en una concentración del $4 \cdot 10^{-4}\text{g/l}$

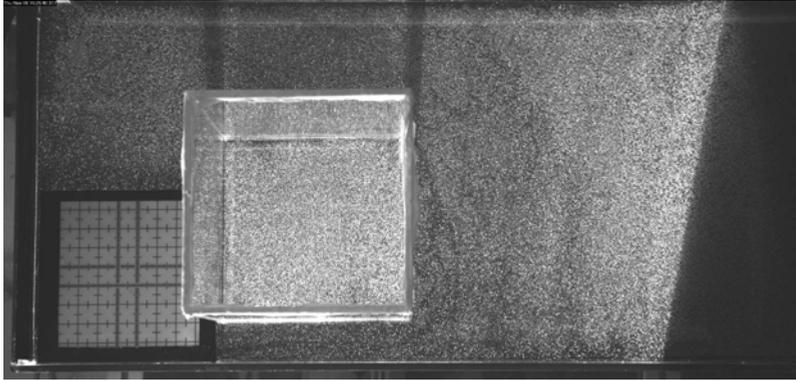


Figura 4.10: Calibración de un experimento realizado con PIV. Se observa las partículas en el fluido con densidad ρ_2 , un recipiente cuadrado que alberga el fluido de densidad ρ_1 también con partículas y la placa cuadrículada necesaria para la posterior calibración del experimento.

tras comprobar previamente que aportaba buenos resultados en la visualización de la corriente. Las partículas utilizadas con PIV (Orgasol 2002 ES NAT3) necesitan un agente humectante para poder disolverse de forma correcta y así evitar la aglomeración de partículas en la superficie del fluido. En el caso de la PIV, ambos tipos de agua tienen que poseer partículas para obtener posteriormente un correcto campo de velocidad.

El siguiente paso es llenar el tanque con el agua ρ_2 , el recipiente superior con ρ_1 , y realizar la calibración de la cámara. En este momento se coloca una placa flotante cuadrículada en la superficie del tanque y se guarda un fotograma del sistema para poder calibrar posteriormente los experimentos de forma apropiada (Fig. 4.10).

A continuación, se pone en marcha la mesa rotatoria a la velocidad previamente calculada y se espera a que el sistema alcance el estado de sólido rígido. Una vez en ese estado, se procede al suministro del agua ρ_1 para formar la segunda capa anterior a la compuerta. Cuando esta segunda capa está formada, se espera algo

4. CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL Y METODOLOGÍA

más de tiempo para evitar posibles inestabilidades debido a la introducción del agua de menor densidad, de forma que se garantiza que el sistema esté en estado de sólido rígido antes de la realización del experimento.

El experimento comienza con la retirada de la compuerta y la grabación del mismo. Las escalas físicas y los parámetros adimensionales de cada experimento se encuentran recogidos en las siguientes Tablas (Tabla 4.6, 4.7 4.8).

Exp	1.1	2.1	5.1	6.1	9.1	19.1	20.1	21.1	22.1	2.2	3.2	5.2	6.2	8.2
T.	1v.1	1v.2	1v.2	1v.2	1v.2	2v.2	2v.1	2v.1	2v.1	2v.3	2v.3	2v.3	2v.3	2v.3
B.	-	-	-	-	-	-	-	1	2	-	-	-	1	-
M.	LIF	LIF	LIF	LIF	LIF	PIV	PIV	PIV	PIV	PIV	LIF	LIF	LIF	LIF
h_0	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3
H	16	16	16	16	16	14	14	14	14	14	14	7.5	14	10
s	-	-	-	-	-	-	-	17.5	166.6	-	-	-	35.29	-
H_{eff}	16	16	16	16	16	14	14	12.7	11	14	14	7.5	9.7	10
ρ_1	1024	1024	1024	1024	1024	1020	1020	1020	1020	1021.1	1021.7	1021.2	1021.4	1021.1
ρ_2	1030	1034	1027	1027	1026	1025	1024	1025	1025	1033.1	1033.1	1033.5	1033.7	1033.1
g'	5.747	9.58	2.873	2.873	1.915	4.808	3.8470	4.808	4.808	11.52	10.94	11.81	11.81	11.52
Ω_0	2	4	1	6	1.9	3.5	3.3	3.5	3.5	5.58	5.58	5.58	5.58	5.58
f	0.418	0.837	0.209	1.256	0.397	0.733	0.6911	0.733	0.733	1.16	1.16	1.16	1.16	1.16
T_0	30	15	60	10	31.57	17.14	18.18	17.14	17.14	10.75	10.75	10.75	10.75	10.75
C_0	3.39	4.37	2.39	2.39	1.95	3.10	2.77	3.10	3.10	5.88	5.73	5.95	5.95	5.88
Rd	8.11	5.22	11.44	1.91	4.91	4.23	4.01	4.23	4.23	5.03	4.90	5.09	5.09	5.03
δ	0.125	0.125	0.125	0.125	0.125	0.142	0.142	0.16	0.18	0.214	0.214	0.4	0.30	0.3
α	10.50	16.26	7.42	44.55	17.27	9.10	9.59	9.10	9.10	7.65	7.85	7.55	7.55	7.65
λ	0.25	0.38	0.17	1.05	0.41	0.47	0.49	0.47	0.47	0.596	0.612	0.588	0.588	0.596
γ	0.5	0.676	0.676	0.676	0.676	2.064	2.064	2.064	2.064	1.766	1.766	1.766	1.766	1.766
C_g	3.17	4.09	2.24	2.24	1.83	2.87	2.57	2.87	2.87	5.21	5.07	4.61	5.27	4.92

Tabla 4.6: Parámetros dimensionales y adimensionales de los experimentos indicándose el tanque (T.), batimetría (B.) y metodología (M.) empleada. $h_0(\text{cm})$, $H(\text{cm})$, $s(\%)$, $H_{eff}(\text{cm})$, $\rho_1(\text{g/l})$, $\rho_2(\text{g/l})$, $g'(\text{cm/s}^2)$, $\Omega_0(\text{r.p.m.})$, $f(s^{-1})$, $T_0(\text{s})$, $C_0(\text{cm/s})$, $Rd(\text{cm})$, $Cg(\text{cm/s})$. Su significado y expresión se encuentra recogida en la Tabla 2.1. El exp. 19.1 posee un $\epsilon = 1,41$.

4. CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL Y METODOLOGÍA

Exp	6.3	10.3	11.3	12.3	13.3	14.3	15.3	16.3	17.3	18.3	20.3	21.3
T.	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
B.	-	-	-	-	-	-	-	-	3	3	3	3
M.	PIV	LIF	LIF	LIF	LIF	LIF	PIV	PIV	LIF	PIV	PIV	PIV
h_0	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
$H = H_{eff}$	10	15	15	15	17	10	15	15	15	14.7	14.7	14.7
ρ_1	1021.7	1017.2	1017	1017	1017.2	1017.2	1017	1017.1	1017.3	1017.1	1017.1	1017
ρ_2	1028.6	1023.7	1023.6	1023.8	1023.5	1023.2	1023.5	1023	10237.7	1023.9	1023.4	1023
g'	6.62	6.26	6.36	6.55	6.07	5.78	6.26	5.69	6.17	6.55	6.07	5.78
Ω_0	3.48	6.90	4.17	3.03	6.79	6.63	4.14	2.82	4.11	4.24	6.79	3.98
f	0.728	1.44	0.87	0.634	1.422	1.388	0.867	0.590	0.860	0.888	1.422	0.833
T_0	17.24	8.69	14.38	19.80	8.83	9.04	14.49	21.27	14.59	14.15	8.83	15.07
C_0	3.64	4.33	4.37	4.43	4.26	4.16	4.33	4.13	4.30	4.43	4.26	4.16
Rd	5	3	5	6.99	3	3	5	6.99	4.99	4.99	3	4.99
δ	0.2	0.2	0.2	0.2	0.176	0.3	0.2	0.2	0.2	0.204	0.204	0.204
α	5.8	9.66	5.8	4.14	9.66	9.66	5.8	4.14	5.81	5.81	9.66	5.81
λ	0.4	1	0.6	0.429	1	1	0.6	0.429	0.601	0.601	1	0.601
γ	1.724	1.724	1.724	1.724	1.724	1.724	1.724	1.724	1.724	1.724	1.724	1.724
ϵ	1.8	3	1.8	1.3	3	3	1.8	1.3	1.8	1.8	3	1.8
C_g	3.25	3.87	3.90	3.96	3.87	3.48	3.87	3.66	3.84	3.95	3.80	3.71

Tabla 4.7: Parámetros dimensionales y adimensionales de los experimentos indicándose el tanque (T.), batimetría (B.) y metodología (M.) empleada. h_0 (cm), H (cm), ρ_1 (g/l), ρ_2 (g/l), g' (cm/s²), Ω_0 (r.p.m.), f (s⁻¹), T_0 (s), C_0 (cm/s), Rd (cm), C_g (cm/s). Su significado y expresión se encuentra recogida en la Tabla 2.1.

4.3 Procedimiento experimental

Exp	L_r	$H_r(1)$	$H_r(2)$	$G_r(1)$	$G_r(2)$
1.1	470588.23	9375	12500	0.0199	0.026
2.1	347826.087	9375	12500	0.027	0.0359
5.1	347826.087	9375	12500	0.027	0.0359
6.1	347826.087	9375	12500	0.027	0.0359
9.1	347826.087	9375	12500	0.027	0.0359
19.1	251572.327	10714	14285.71	0.0426	0.0368
20.1	251572.327	10714	14285.71	0.0426	0.0368
21.1	251572.327	10714	14285.71	0.0426	0.0368
22.1	251572.327	10714	14285.71	0.0426	0.0368
2.2	294117.64	10714.285	14285.714	0.0364	0.0486
3.2	294117.64	10714.285	14185.71	0.0364	0.0486
5.2	294117.64	20000	26666.6	0.068	0.0907
6.2	294117.64	10714.285	14285.7	0.0364	0.0486
8.2	294117.64	15000	20000	0.051	0.068
6.3	400000	1500	20000	0.0375	0.05
10.3	400000	10000	13333.3	0.025	0.0333
11.3	400000	10000	13333.3	0.025	0.033
12.3	400000	10000	13333.33	0.025	0.033
13.3	400000	8823.52	11764.70	0.0221	0.0294
14.3	400000	15000	20000	0.0375	0.0521
15.3	400000	10000	13333.33	0.025	0.033
16.3	400000	10000	13333.33	0.025	0.033
17.3	400000	10000	13333.33	0.025	0.033
18.3	400000	10204.08	13605.44	0.025	0.034
20.3	400000	10204.08	13605.44	0.025	0.034
21.3	400000	10204.08	13605.44	0.025	0.034

Tabla 4.8: Relación de escala horizontal L_r y vertical H_r de los distintos experimentos y grado de distorsión G_r . Su significado y expresión matemática se encuentra recogida en la Tabla 2.1. Para todos los casos, $L_n = 200\text{km}$, $H_n(1) = 1500\text{m}$, $H_n(2) = 2000\text{m}$.

4. CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL Y METODOLOGÍA



Capítulo 5

Resultados de cuenca cerrada

La simulación experimental permite reproducir fenómenos observados en la naturaleza, pero además, da la posibilidad de variar el valor de diferentes parámetros dentro de un determinado rango o realizar cambios en la configuración, lo que aporta un mayor conocimiento del sistema simulado. Siguiendo esta línea, se presentan los resultados más relevantes de los experimentos realizados y su comparación con la Corriente Bransfield separándolos en dos capítulos en función de su configuración. Este capítulo presenta los concernientes a la configuración de cuenca cerrada.

5.1. Descripción cualitativa

La configuración de cuenca cerrada se corresponde con el tanque 2 versiones 1, 2 y 3 (Fig. 4.2b, Tab. 4.1). En dicha configuración, el agua de menor densidad (ρ_1) se encuentra confinada en la capa

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

superior previa a la compuerta y la corriente se propagará sobre el contorno izquierdo del tanque de longitud L_0 (Fig. 5.1a). Los experimentos de esta serie aportarán información sobre si el comportamiento de la corriente de gravedad de superficie se ve o no afectado por:

- la variación del ratio vertical de profundidades, ($\delta = h_0/H$), a través de los experimentos 3.2 ($\delta = 0,21$), 5.2 ($\delta = 0,4$) y 8.2 ($\delta = 0,3$).
- la restricción de la descarga de agua de menor densidad (ρ_1). En la configuración de cuenca cerrada se ha añadido una pared vertical posterior a la compuerta que limita la zona disponible para la descarga del agua de menor densidad. Esta pared vertical deja un espacio disponible, E , de una longitud de 6 cm. Su efecto en la corriente de gravedad se revela tras la comparación del experimento 20.1, sin limitación en la descarga, y el experimento 19.1, con una pared vertical posterior a la compuerta. Se introduce este efecto para simular la batimetría que se observa alrededor de la Isla Tower, en el Estrecho de Bransfield, tal y como se explicó en los capítulos 2 y 4.
- la inclusión de batimetría en el sistema en forma de talud. Este efecto se obtiene comparando entre sí los experimentos 3.2, que tiene fondo plano; y 6.2, que posee un talud con una pendiente de $s=35.5\%$, realizados con LIF. Además, se comparan entre sí los siguientes experimentos llevados a cabo con PIV: el experimento 20.1, que tiene fondo plano; el experimento 21.1, que posee un talud con una pendiente suave de $s=17.5\%$; y el experimento 22.2, que tiene un talud más abrupto con $s=166\%$.
- el cambio en el radio interno de deformación de Rossby (Rd),

comparando los experimentos 20.1 y 2.2, ambos con fondo plano, pero con $Rd=4.23$ cm y $Rd=5$ cm, respectivamente.

La Figura 5.1 presenta una secuencia de imágenes de un experimento llevado a cabo con LIF, Fluorescencia Inducida por Láser, en configuración de cuenca cerrada. Tras la retirada de la compuerta se ve claramente como el agua de menor densidad (color claro) tiende a propagarse ocupando todo el ancho del tanque (Fig. 5.1a), sobre el agua de mayor densidad (oscurecida en las imágenes). Sin embargo, rápidamente se observa cómo tras un tiempo de escala de $T_0/2$, siendo T_0 el periodo de rotación (Stegner et al., 2004), se produce el ajuste geostrófico y se genera un flujo a través del ancho del tanque. Puesto que en todos los casos el ancho relativo del canal, $\alpha > 0,5$ (Tab. 4.6 y 4.7), la corriente de gravedad de superficie continúa propagándose sobre el contorno (5.1b y c) en forma de una banda estrecha, dando lugar a una corriente de gravedad de superficie costera. En su evolución, la corriente manifiesta las partes características de la anatomía de una corriente de gravedad: la cabeza; la nariz, definida como la primera protuberancia más externa posterior a la cabeza y que marca la velocidad de propagación del frente; y por último, la cola de corriente, que en estos experimentos no presenta inestabilidades importantes (Fig. 5.1). En la posición que ocupaba inicialmente la compuerta se observa el desarrollo de un vórtice ciclónico, al que se une la corriente de gravedad cuando ha realizado su recorrido por todo el perímetro del tanque (Fig 5.2c)). Para una completa visualización de la evolución temporal de la corriente en esta configuración, consultar los videos alojados en <https://www.dropbox.com/sh/uay9mpnseb9rvhh/Tphvm0f6hd>.

Los resultados de la metodología PIV, Velocimetría de Imágenes de Partículas, empleada en estos experimentos refleja la idoneidad de su uso. En la Figura 5.2 se muestra el campo de velocidad del

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

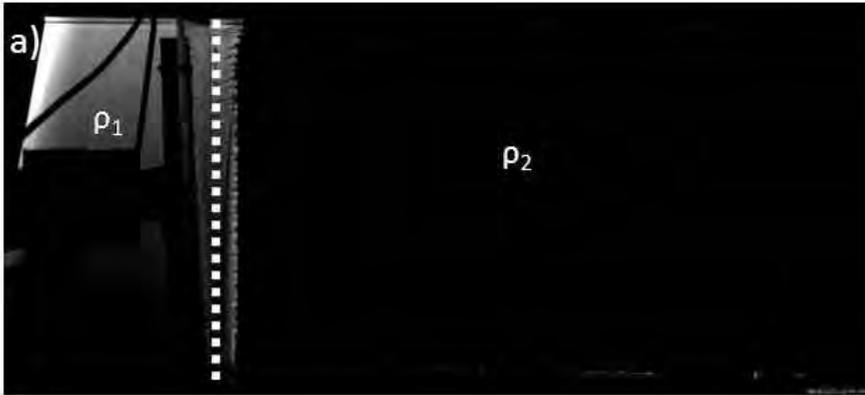




Figura 5.1: Evolución temporal del experimento 5.1 realizado con LIF a a) 0.07, b) 0.12, c) 0.21, d) 0.48 y e) $1 T_0$, siendo T_0 su periodo de rotación.

experimento 20.1 (fondo plano) a 2 , 5 y $10T_0$ tras la retirada de la compuerta. Se observa claramente cómo esta metodología es capaz de registrar el campo de velocidad de este experimento con una alta resolución. Analizando en detalle el comportamiento de la velocidad de la corriente costera transversal al contorno del tanque se aprecia cómo ésta no es constante, sino que aumenta hasta un valor máximo para, posteriormente, disminuir. La posición de la velocidad máxima de la corriente la denominaremos y_{max} . A partir del campo de velocidad (Fig. 5.2), se puede obtener el campo de vorticidad del

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

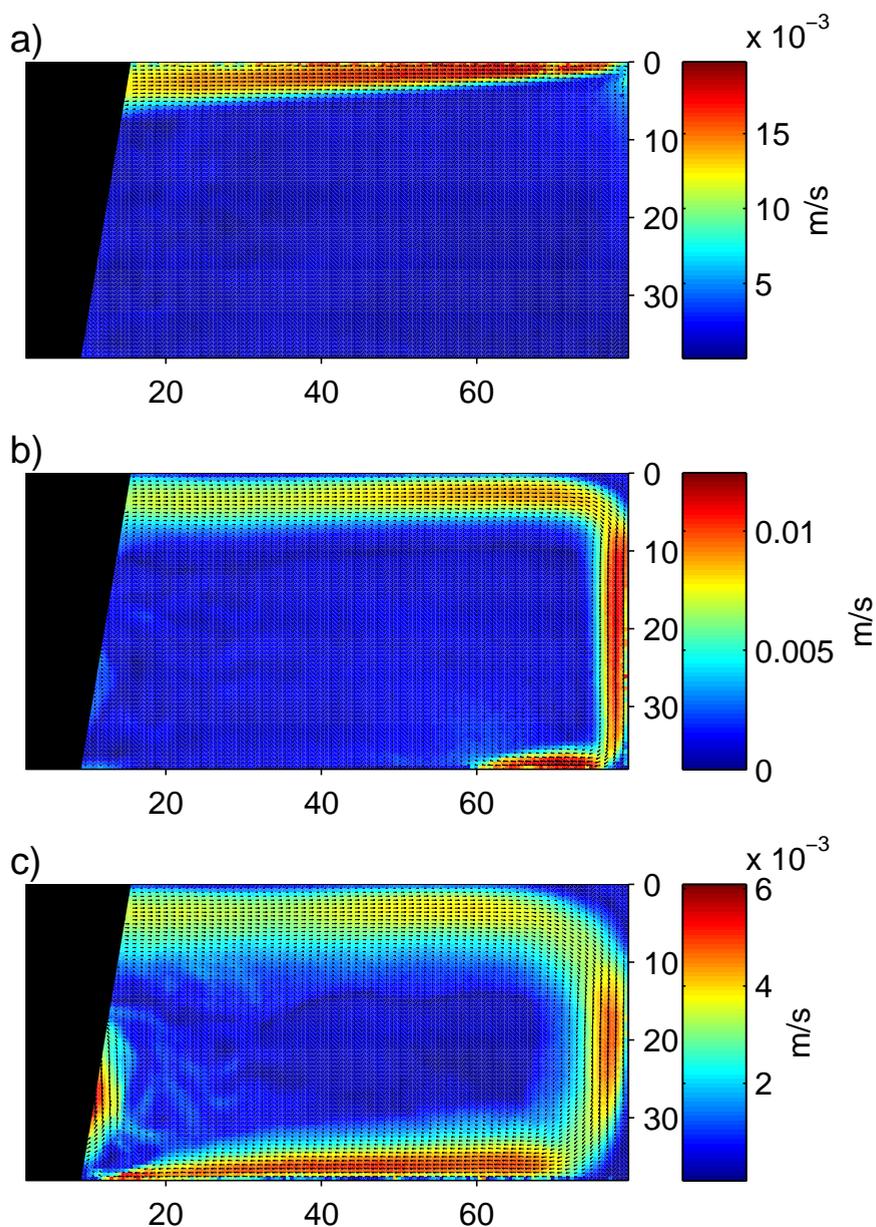


Figura 5.2: Campo de velocidad (m/s) del experimento 20.1 a a) 2, b) 5 y c) $10 T_0$ tras la retirada de la compuerta. La zona oscura refleja la máscara aplicada en el procesamiento con el objeto de eliminar la parte del campo no iluminado por el láser. Para una correcta visualización de la gráfica se presenta 1/4 del número total de vectores.

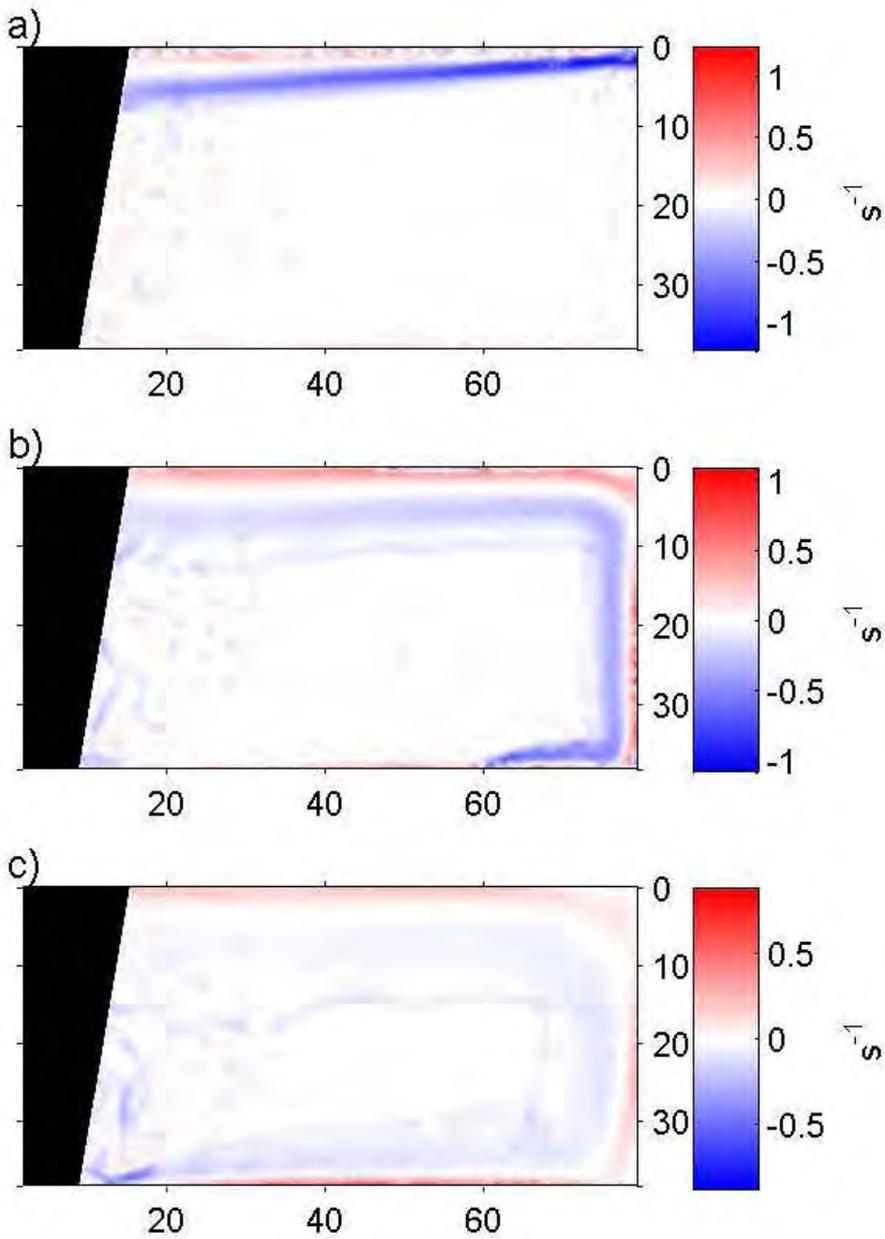


Figura 5.3: Campo de vorticidad (s^{-1}) del experimento 20.1 a a) 2, b) 5 y c) 10 T_0 tras la retirada de la compuerta. Los valores positivos representan vorticidad anticiclónica, mientras que los negativos reflejan una vorticidad ciclónica (Hemisferio Sur).

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

sistema (Fig. 5.3), donde se observa nuevamente el comportamiento transversal de la velocidad. De esta forma, cerca del contorno existe una vorticidad positiva (anticiclónica-hemisferio sur) puesto que en esa zona la velocidad aumenta hacia el centro de la corriente. Sin embargo, el sentido de la vorticidad cambia a medida que avanzamos en la dirección transversal al contorno, pasando a valores negativos (ciclónica-hemisferio sur) en la mitad exterior de la corriente. La Figura 5.2c recoge también la señal del vórtice ciclónico que se origina en la parte inicialmente ocupada por la compuerta.

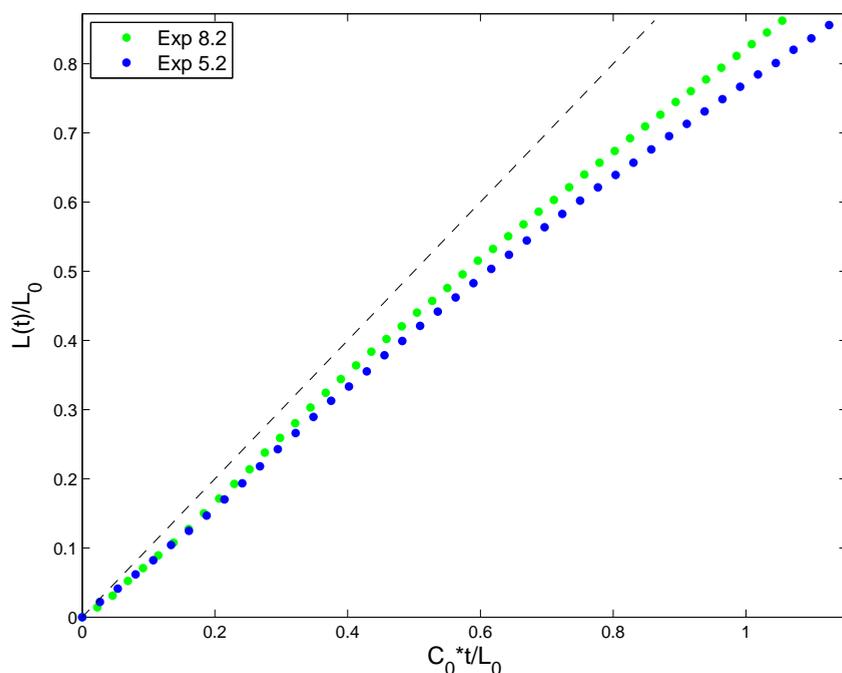


Figura 5.4: Posición de la nariz de la corriente en dos experimentos con respecto a la posición de la compuerta escalada con L_0 en función de un tiempo adimensionalizado con la velocidad $C_0 = (g'h_0)^{1/2}$. La línea discontinua representa una velocidad de propagación igual a C_0 .

Tanto el ancho (W_t) como la longitud (L_t) de la corriente evolucionan temporalmente. La longitud de la corriente se relaciona con la velocidad de propagación del frente, la cual ha sido estudiada previamente por Griffiths and Hopfinger (1983), entre otros. Como ejemplo, en la Figura 5.4 se muestra la posición de la nariz con respecto a la posición de la compuerta en función del tiempo de dos experimentos. La posición de la nariz ha sido escalada con L_0 (longitud del primer contorno del tanque), mientras que el tiempo se ha normalizado también con la velocidad teórica de propagación $C_0 = (g'h_0)^{1/2}$. En ambos casos, tal y como describe Griffiths and Hopfinger (1983), en los primeros momentos del experimento se observa como esta velocidad es constante. A medida que la corriente avanza, la velocidad del frente presenta una disminución que estudios previos han descrito como exponencial (Griffiths and Hopfinger, 1983).

Sin embargo, a pesar de que la velocidad del frente es un resultado de este tipo de experimentos, refleja un periodo de transición de la corriente. El objetivo de este estudio es la comparativa entre las simulaciones de laboratorio y los datos *in situ* disponibles de la Corriente de Bransfield. Nuestro objetivo, por tanto, es fijar en estos experimentos un estado estacionario comparable con la Corriente de Bransfield y del que la velocidad del frente no es representativa.

5.2. Criterio para el estado cuasi-estacionario

En nuestro modelo experimental, donde la cantidad inicial de agua de menor densidad es fija, alcanzar un estado completamente estacionario no es evidente, puesto que dicha cantidad irá decayendo a medida que evoluciona el experimento. Sin embargo, los resultados de las primeras simulaciones revelaron que sí es posible

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

el establecimiento de un intervalo de tiempo donde la dinámica de la corriente alcanza un estado cuasi-estacionario.

Los experimentos realizados en cuenca cerrada pero en el tanque 1, versiones 1 y 2 (Fig. 4.2a, Tab. 4.1) no alcanzaron un estado cuasi-estacionario. Esto se debe al uso de una configuración con un L_0 pequeño con respecto al Rd (como en el caso de los experimentos 1.1 y 5.1), donde el estudio de la dinámica de la corriente a través de la evolución temporal de su ancho se verá afectado por la zona inicialmente ocupada por la compuerta o por la del recorrido ciclónico alrededor del perímetro del tanque. Por lo tanto, para alcanzar un estado cuasi-estacionario es necesario utilizar una configuración rectangular (tanque 2 y 3) y además, dejar evolucionar el sistema más allá de $4T_0$ para asegurarnos de tener registros suficientemente largos.

Tras las ideas sobre la configuración para que la corriente pueda alcanzar la dinámica cuasi-estacionaria aportadas por los primeros experimentos, se explica a continuación el establecimiento del estado cuasi-estacionario para la configuración de cuenca cerrada.

A la hora de presentar los resultados de este trabajo, se normalizarán los ejes con el fin de obtener una mejor comparación y facilitar su interpretación. Además, se establecerá una posición fija de toma de datos, x_0 , tanto de los experimentos realizados con LIF como con PIV. Dicha posición se corresponde con la posición media del primer contorno del tanque, es decir, $x_0 = L_0/2$. De esta forma, se asegura que los datos extraídos no se verán influenciados con la dinámica de la zona de la compuerta ni por el recorrido ciclónico de la corriente. Siguiendo esta idea, la Figura 5.5 presenta la evolución temporal del ancho de la corriente de un experimento en x_0 normalizándolo con el radio interno de deformación de Rossby (Rd). El tiempo aparece normalizado con $\tau = L_0/Cg$, que representa un

tiempo teórico que tardaría la corriente en recorrer L_0 propagándose a una velocidad igual a $Cg = \sqrt{g'h_0 \frac{(H-h_0)}{H}}$, velocidad de fase máxima de las ondas internas. La evolución del ancho, W , de la corriente de un experimento realizado con LIF en el tanque 2, versión 3 (Tab. 4.1), muestra claramente el alcance de un estado cuasi-estacionario (Fig. 5.5). Se aprecia cómo tras el rápido aumento inicial, la corriente llega a un estado en el que el ancho se estabiliza,

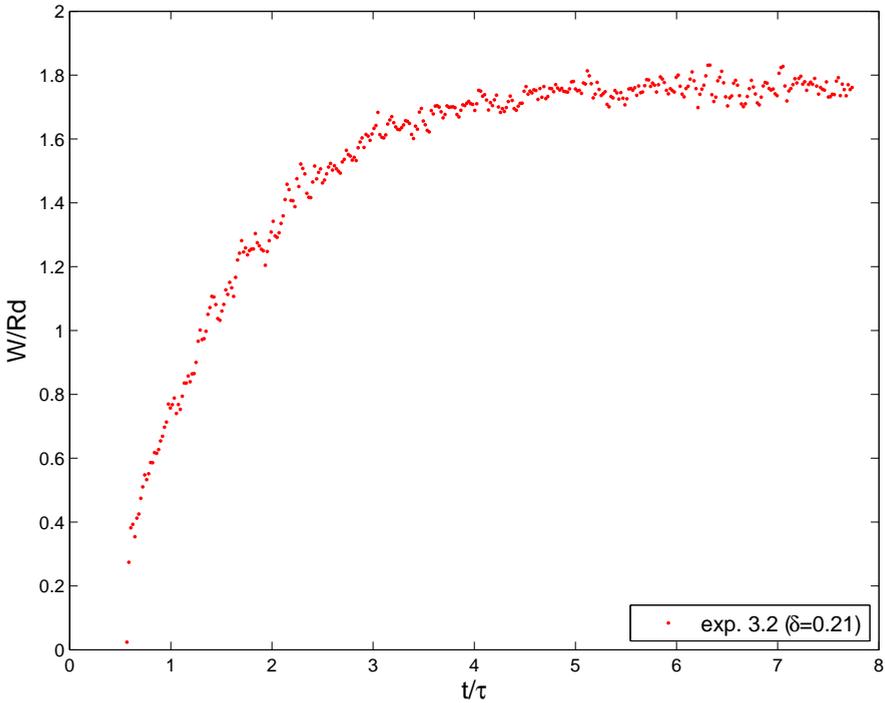


Figura 5.5: Evolución temporal normalizada del ancho de la corriente de un experimento con LIF en la posición media del primer contorno del tanque disponible para su propagación, $x_0 = L_0/2$. Rd representa el radio interno de deformación de Rossby y τ el tiempo teórico que tardaría la corriente en recorrer L_0 a una velocidad igual a la velocidad de fase máxima de las ondas internas, $Cg = \sqrt{g'h_0 \frac{(H-h_0)}{H}}$

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

en torno a un valor de $1.7Rd$. Esta estabilización del ancho permite el establecimiento de un intervalo de tiempo donde nuestros experimentos se encuentran en un estado cuasi-estacionario.

Otra variable importante para el criterio de estado cuasi-estacionario es la velocidad de la corriente. Para nuestro caso, no se trata de la velocidad del frente, sino la velocidad de la corriente en un punto fijo (x_0), y que sólo puede obtenerse a partir de los experimentos realizados con PIV. Teniendo en cuenta que la configuración es cerrada, la corriente de gravedad realiza un recorrido ciclónico por el perímetro del tanque, y ese efecto de recirculación de la corriente puede manifestarse en los perfiles de velocidad. Hay que señalar que en nuestros experimentos, el primer perfil de velocidad no suele estar bien definido, probablemente por la rápida propagación de la corriente y la saturación de la imagen fuente. Sin embargo, la evolución de la velocidad de la corriente está bien registrada a partir de $2T_0$. Si se analiza como ejemplo los perfiles de velocidad transversales al contorno del tanque en x_0 del experimento 2.2 (Tab. 4.6) extraído cada T_0 y normalizado con Cg (Fig. 5.6a), se puede observar cómo la velocidad de la corriente va disminuyendo con el tiempo. Sin embargo, su comportamiento es muy semejante al de una parábola, tal y como indicada el campo de velocidad (Fig. 5.2). La velocidad de la corriente, Vx , aumenta en y hasta alcanzar un valor máximo, Vx_{max} , tras el cual disminuye nuevamente de una forma muy simétrica. El recorrido ciclónico alrededor de los contornos del tanque también se refleja en la Figura 5.6a, mostrando claramente la corriente en el contorno opuesto a partir de $14T_0$.

La Figura 5.6b presenta la Vx_{max} normalizada. A parte de su clara disminución temporal, se aprecia cómo aumenta en $8T_0$, señal que atribuimos a la recirculación de la corriente tras alcanzar la posición ocupada inicialmente por la compuerta. Tras este aumento, la Vx_{max} normalizada oscila en torno a un valor más estacionario.

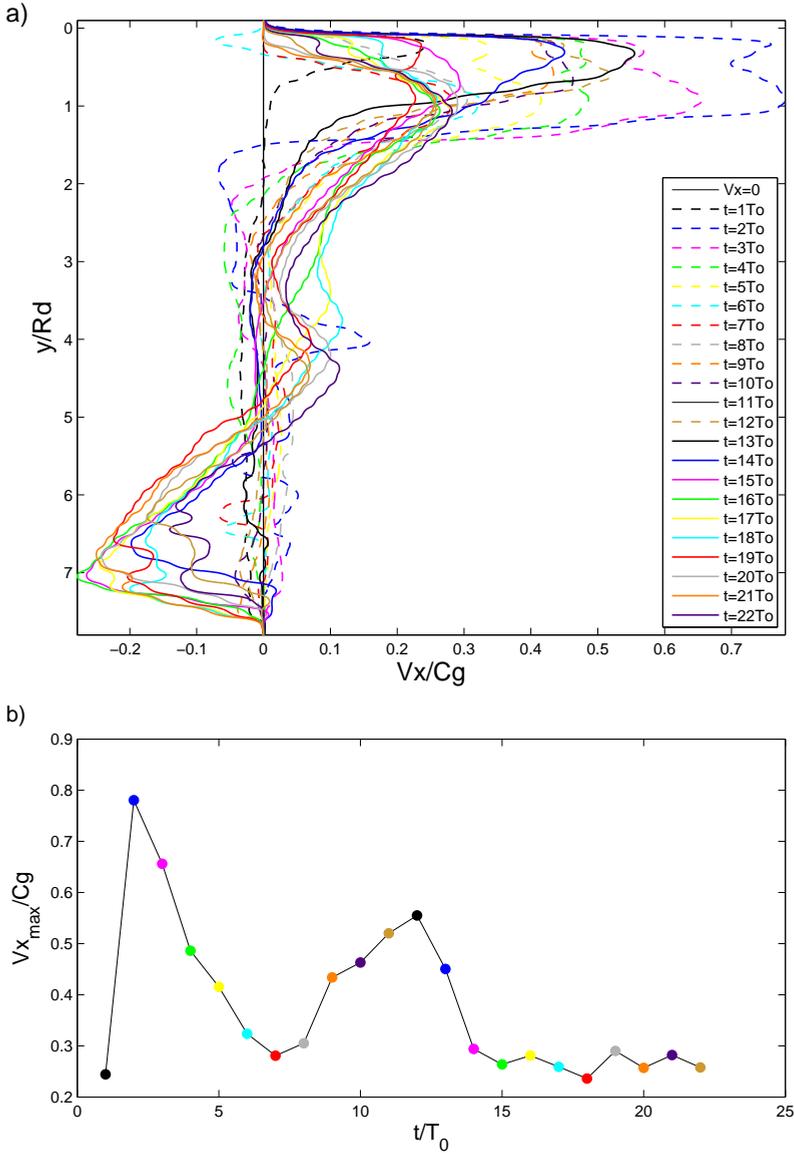


Figura 5.6: a) Perfiles de velocidad transversales al contorno del tanque del experimento 2.2 extraídos en la posición $x_0 = L_0/2$ para cada periodo de rotación, T_0 . V_x aparece normalizada con Cg , mientras que el eje y se normaliza con Rd . La $y/Rd = 0$ indica la posición del contorno izquierdo del tanque sobre el que comienza a propagarse la corriente. b) Evolución temporal de la velocidad máxima, $V_{x_{max}}$, normalizada. La escala de colores para los puntos se corresponden con los diferentes T_0 mostrados en a).

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

La señal de la recirculación también se hace evidente en la parte central de los perfiles de velocidad. El análisis de estos perfiles manifiestan nuevamente la necesidad de tener registros lo suficientemente largos para poder entender la dinámica de la corriente experimental en nuestra configuración.

Para poder establecer el criterio cuasi-estacionario es necesario que el intervalo de tiempo en el que se aplique sea anterior a la recirculación de la corriente. Con este objetivo, se sigue el esquema de la Figura 5.7. Tras la retirada de la compuerta y la visualización clara de una corriente de gravedad de superficie costera, se fija la posición $x_0 = L_0/2$ para la extracción de los perfiles. Siguiendo la propagación de la corriente, se anota en cada experimento el tiempo en el que la corriente alcanza la posición $x_1 = L_0 + W_0 + (L_0/2)$ y la posición $x_2 = 2L_0 + W_0$, siendo ésta la última posición en la

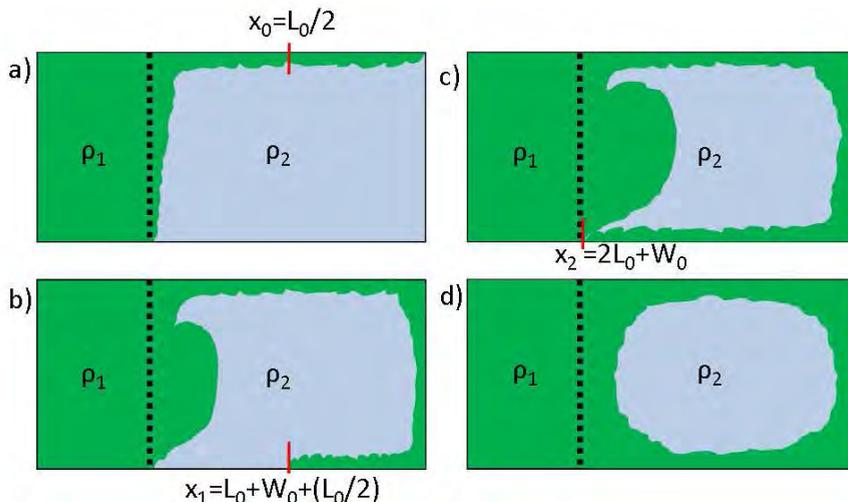


Figura 5.7: Esquema de la evolución de la propagación de una corriente de gravedad superficial costera en un sistema con rotación horaria. Se indica la posición de extracción de datos y las relevantes para el establecimiento del criterio cuasi-estacionario.

que se sabe con seguridad que el perfil de velocidad no se encuentra influenciado por la recirculación, puesto que x_2 se corresponde con la distancia que hay que recorrer perimetralmente en el tanque para volver a llegar a la compuerta.

A continuación se detalla como ejemplo el caso del experimento 19.1, el cual posee una pared vertical que limita la descarga de agua de menor densidad. La Figura 5.8 muestra los perfiles de velocidad en x_0 y la evolución temporal de Vx_{max} , donde las líneas discontinúas marcan el tiempo normalizado en el que la corriente alcanzó las posiciones x_1 y x_2 . Su evolución temporal muestra claramente cómo en el caso de este experimento la velocidad, a pesar de decaer, alcanza un estadio en el que se estabiliza que concuerda además con el intervalo de tiempo comprendido para x_1 y x_2 , e indicado en la Figura 5.8 por las líneas verticales discontinúas.

Un factor limitante de nuestro modelo puede ser el volumen de agua de menor densidad (ρ_1) disponible, ya que a medida que avanza el experimento, este volumen se va consumiendo. Por lo tanto, para asegurar que en el intervalo establecido como estado cuasi-estacionario la corriente no está afectada por la disminución drástica de agua de menor densidad, se calcula el volumen de agua de densidad ρ_1 consumido hasta ese momento. Para ello, seguimos el esquema de la Figura 5.9 en el que la velocidad, $Vx(y)$, se asume con un perfil parabólico simétrico con su máximo, Vx_{max} , en $y = 1Rd$, mientras que para la profundidad de la corriente, $h(y)$, se parte de un perfil en ajuste geostrófico con su pendiente máxima en $y = 1Rd$. El caudal vendrá determinado por:

$$Q = \int_0^{2Rd} h(y)V_x(y)dy \quad (5.1)$$

y a continuación se estiman las expresiones de cada función para obtener, a partir del caudal, el volumen de agua de menor densidad consumido.

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

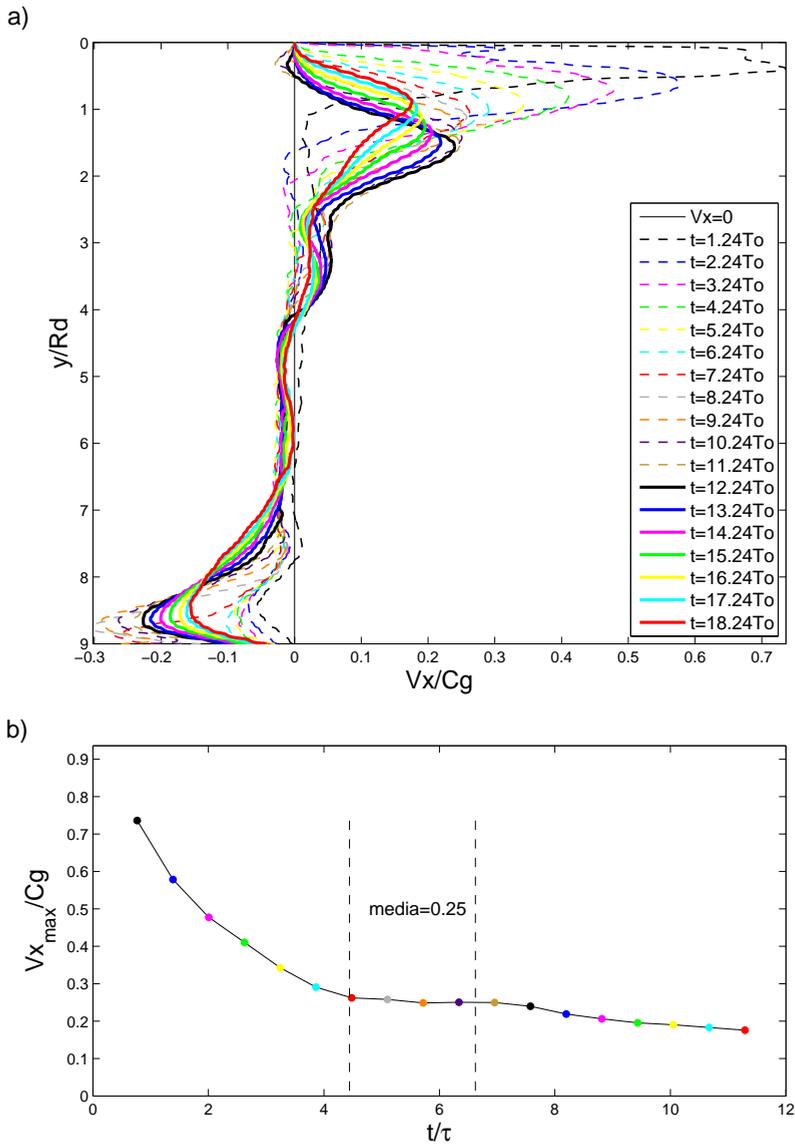


Figura 5.8: a) Perfiles de velocidad transversales al contorno del tanque del experimento 19.1 extraídos en x_0 y para cada T_0 . Vx aparece normalizada con Cg , mientras que el eje y se normaliza con Rd . b) Evolución temporal de la velocidad, Vx , máxima normalizada. Las líneas discontinuas marcan el tiempo en que la corriente alcanza la posición x_1 y x_2 . En ese intervalo se ha calculado la media.

5.2 Criterio para el estado cuasi-estacionario

- $V_x(y)$. Partiendo de la ecuación de una parábola, $V_x(y) = By^2 + Cy + A$, y del esquema de la velocidad de la corriente (Fig. 5.9) donde $V_x(0) = V_x(2Rd) = 0$ y $V_x(Rd) = V_{x_{max}}$, resulta:

$$V_x(y) = \frac{2V_{x_{max}}}{Rd}y \left(1 - \frac{y}{2Rd}\right) \quad (5.2)$$

- $h(y)$. Si la corriente está en ajuste geostrófico, entonces:

$$fV_x(y) = -g' \frac{\partial h}{\partial y}$$

de cuya expresión se puede obtener la función de $h(y)$, asu-

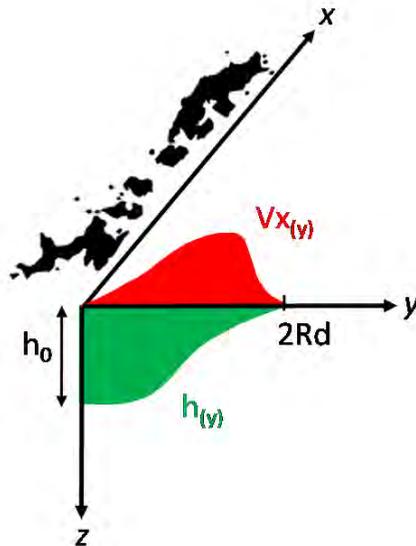


Figura 5.9: Esquema en 3D para el cálculo del caudal, Q . Se asume un perfil parabólico simétrico para la velocidad, $V_x(y)$, y un perfil en ajuste geostrófico para la profundidad de la corriente, $h(y)$, fijando su máxima pendiente y la máxima velocidad en $y = 1Rd$.

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

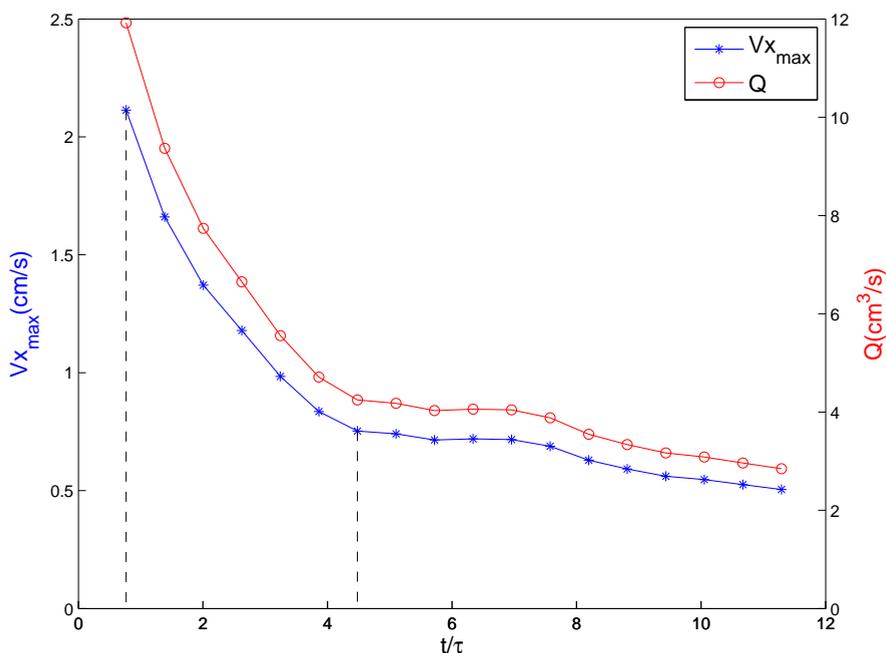


Figura 5.10: Evolución temporal normalizada de $V_{x_{max}}$ (azul) y de su caudal (rojo) asociado del experimento 19.1. Las líneas discontinuas indican en este caso el dato de velocidad normalizada extraído del primer perfil, y el instante considerado como inicio del estado cuasi-estacionario (t_{start}).

miendo que $h(2Rd) = 0$ y utilizando la expresión anterior:

$$\int_{h(2Rd)}^{h(y)} dh = -\frac{fVx(y)}{g'} dy = -\frac{2V_{x_{max}}f}{g'Rd} \int_{2Rd}^y y \left(1 - \frac{y}{2Rd}\right) dy$$

de manera que $h(y)$ queda como:

$$h(y) = -2\frac{g'V_{x_{max}}}{fRd} \left(\frac{y^2}{2} - \frac{y^3}{6Rd} - \frac{2Rd^2}{3}\right)$$

Dado que en $y = 0$ se asume que $h(0) = h_0$, se obtiene que:

$$h_0 = \frac{4fV_{x_{max}}Rd}{3g'}$$

de la cual se concluye que a medida que avanza el experimento, h_0 no es constante y dependerá de Vx_{max} . Teniendo en cuenta la expresión para h_0 , se llega a la siguiente función para $h(y)$:

$$h(y) = \frac{3}{2} \frac{h_0}{Rd^2} \left(\frac{-y^2}{2} + \frac{y^3}{6Rd} + \frac{2Rd^2}{3} \right) \quad (5.3)$$

Combinando y operando con las ecuaciones 5.1, 5.2 y 5.3, el caudal para este tipo de experimento de corriente de gravedad viene determinado por:

$$Q = \frac{2Vx_{max}h_0Rd}{3} \quad (5.4)$$

Para cada experimento se puede calcular el valor del caudal para cada Vx_{max} extraído a cada To (Fig. 5.10). Existiría entonces un periodo comprendido entre el primer dato del experimento y aquel correspondiente al instante considerado como inicio del estado cuasi-estacionario (t_{start}) en el que se podría analizar el caudal. Dicha función se ajusta, en nuestro caso, a una curva exponencial negativa (Fig. 5.11), debido al comportamiento de Vx_{max} , y se puede ajustar a la expresión:

$$Q = b \cdot e^{-a(t/\tau)} \quad (5.5)$$

Por lo tanto, el volumen consumido previamente al estado cuasi-estacionario se puede calcular a partir de la integral definida de la ecuación 5.5 entre 0 y t_{start} :

$$Vol = \int_0^{t_{start}} Q dt = \int_0^{t_{start}} b \cdot e^{-a(t/\tau)} dt = -\frac{\tau}{a} b [e^{-a(t_{start}/\tau)} - 1] \quad (5.6)$$

De esta forma se puede tener la seguridad de si queda volumen suficiente para que la evolución del experimento durante el estado cuasi-estacionario y que no se verá afectado por la disminución de agua de menor densidad.

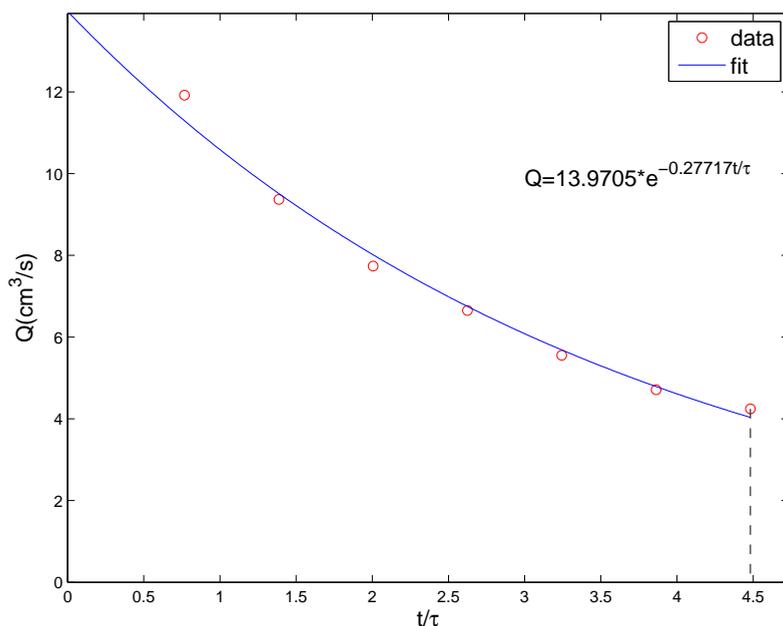


Figura 5.11: Ajuste del caudal del experimento 19.1. El ajuste se ciñe exclusivamente entre el primer dato disponible y aquel considerado como inicio del estado cuasi-estacionario (t_{start}).

5.3. Criterio para la extracción del ancho (W) de la corriente

Los experimentos realizados con PIV, a parte de analizar la velocidad de la corriente, permiten obtener la evolución temporal de su ancho (W), que debe ser similar al comportamiento observado en los experimentos realizados con LIF (Fig. 5.5). Para ello, se parte de los perfiles de velocidad extraídos en x_0 para cada T_0 . La elección de corte muy cercano a $Vx = 0$ no es viable puesto que el perfil recoge también la dinámica central del tanque y interna a la corriente, por lo que se hace necesario elegir otro criterio para extraer el ancho de la corriente. Tras analizar nuestros perfiles y

5.3 Criterio para la extracción del ancho (W) de la corriente

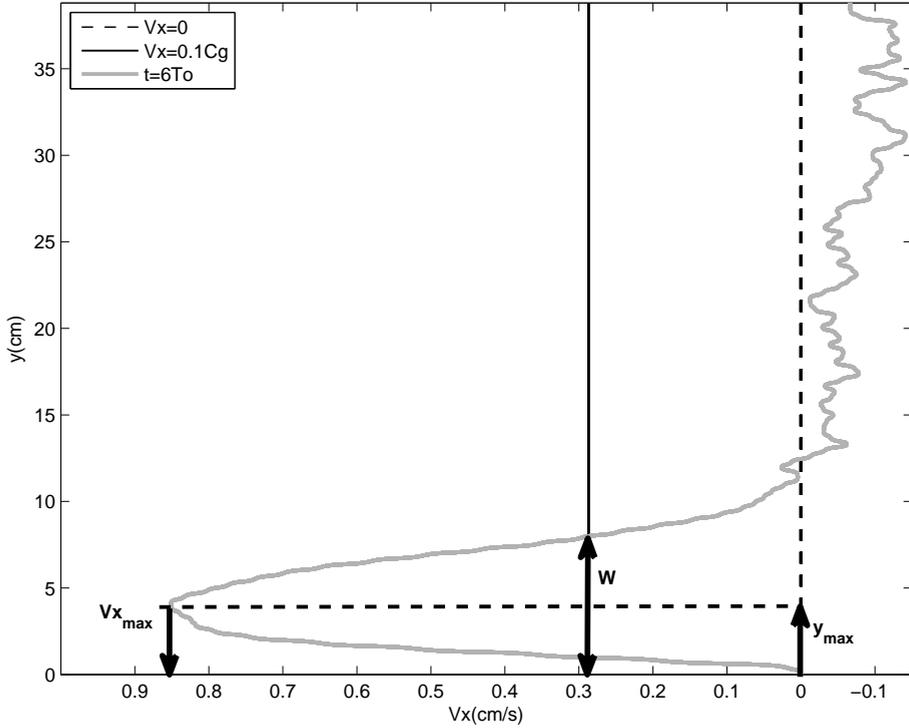


Figura 5.12: Criterio de velocidad fija para la obtención del ancho, W , de la corriente de gravedad. Se presenta como ejemplo el perfil de velocidad del experimento 22.1 a $t = 6T_0$, indicándose el corte en el mismo en $V_x = 0,1Cg$. Del perfil se extrae además, la velocidad máxima, $V_{x_{max}}$, y su posición, y_{max} .

realizar varias pruebas, en este estudio se utiliza un criterio de velocidad fija común para todos los experimentos para la extracción del ancho de la corriente. Dicho criterio desprecia la velocidad inferior a $0,1Cg$ para la obtención del ancho de la corriente en cada instante siguiendo el esquema de la Figura 5.12. Además de la velocidad máxima, $V_{x_{max}}$, y del ancho, W , otro resultado relevante a extraer de los perfiles de los experimentos es y_{max} , la posición de

la velocidad máxima.

5.4. Comparación entre experimentos

Una vez expuestos los diferentes criterios de esta configuración, se muestran los resultados de los experimentos llevados a cabo con la técnica LIF y PIV, para luego poder compararlos con las condiciones de la Corriente de Bransfield.

5.4.1. Experimentos con LIF

El análisis de los experimentos llevados a cabo con LIF se centran en el ancho (W) de la corriente.

Los experimentos llevados a cabo con LIF en configuración de cuenca cerrada permiten conocer el efecto en la evolución temporal del ancho de la corriente en función del valor del ratio vertical entre la profundidad de capa superior y la profundidad total de la columna de agua ($\delta = h_0/H$). En la Figura 5.13 se comparan entre sí los experimentos 3.2 ($\delta = 0,21$), 5.2 ($\delta = 0,4$) y 8.3 ($\delta = 0,3$). Se observa cómo el ancho de la corriente, en todos los casos, aumenta pero llega a una situación donde se estabiliza sin que se observen diferencias significativas según el valor de δ . Por lo tanto, el ratio vertical parece no afectar la dinámica de la corriente, al menos en cuanto a la evolución del ancho de la corriente.

5.4.2. Experimentos con PIV

De los experimentos realizados con PIV en cuenca cerrada se analizan la velocidad máxima (Vx_{max}), el ancho (W) y la posición

de la velocidad máxima (y_{max}) de la corriente de gravedad experimental, en la dirección transversal al contorno y en la posición x_0 .

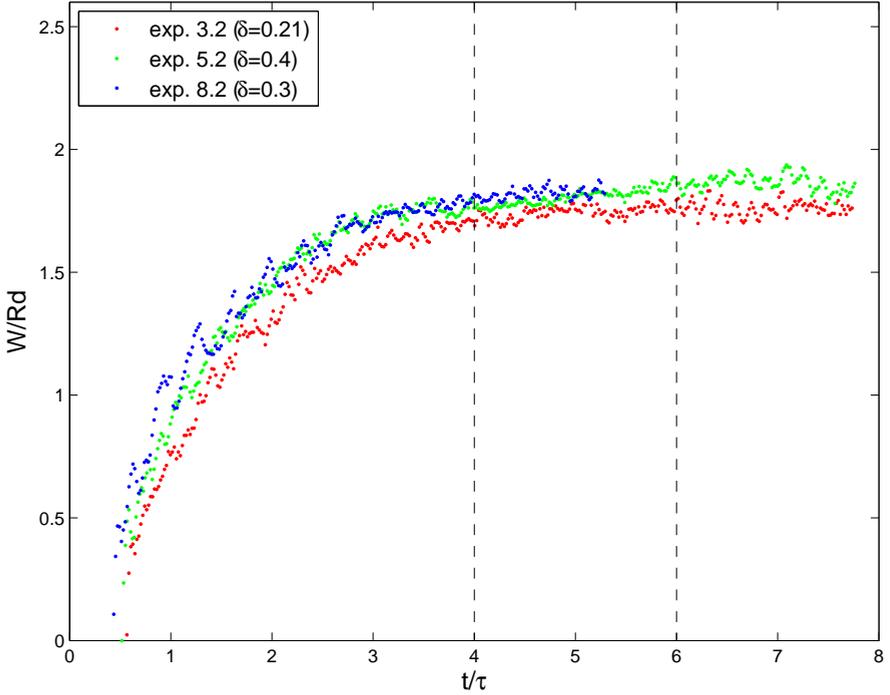


Figura 5.13: Evolución temporal normalizada del ancho de la corriente de experimentos realizados con LIF en la posición media del primer contorno del tanque disponible para su propagación, $x_0 = L_0/2$. Rd representa el radio de interno de deformación de Rossby y τ el tiempo teórico que tardaría la corriente en recorrer L_0 a una velocidad igual a la velocidad de fase máxima de las ondas internas $Cg = \sqrt{g'h_0 \frac{(H-h_0)}{H}}$. Las líneas discontinuas fijan el intervalo considerado en este estudio como estado cuasi-estacionario. $W_{3,2}=1.74Rd$, $W_{5,2}=1.68Rd$ y $W_{8,2}=1.82Rd$ son el ancho medio normalizado de cada experimento en el estado cuasi-estacionario.

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

5.4.2.1. Velocidad máxima, Vx_{max}

La Figura 5.14 muestra la evolución de Vx_{max} normalizada en los experimentos 19.1 (pared vertical; $Rd = 4.2$ cm), 20.1 ($Rd = 4$ cm; $s = 0$), 21.1 ($Rd = 4.2$ cm; $s = 0,175$), 22.1 ($Rd = 4.23$ cm; $s = 1,66$) y 2.2 ($Rd = 5$ cm; $s = 0$) obtenida a partir de los diferentes perfiles extraídos en la posición x_0 . Esta variable coincide, además, con la evolución del número de Froude ($Fd = Vx_{max}/Cg$). En todos los

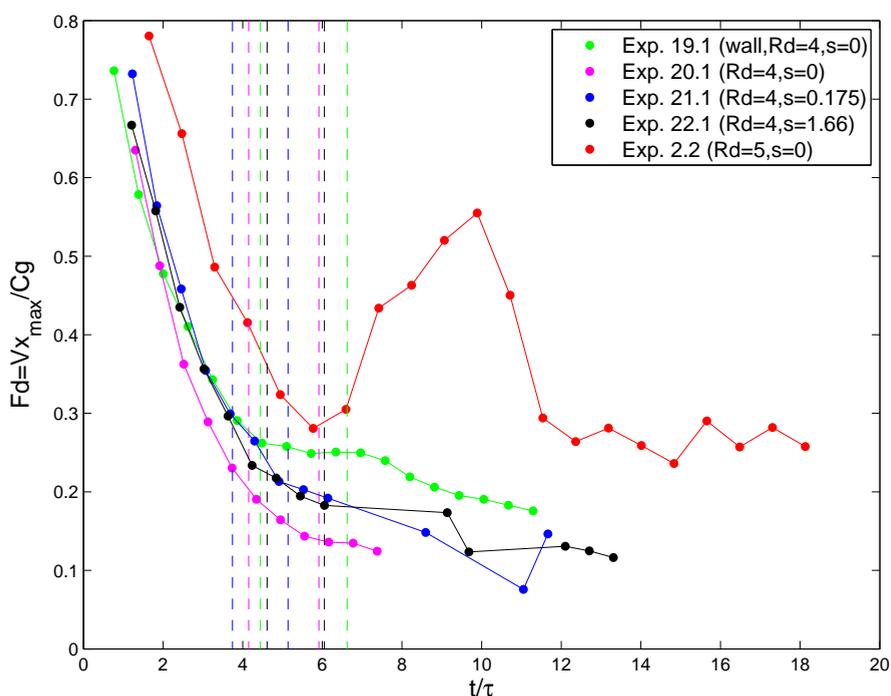


Figura 5.14: Evolución temporal normalizada de la velocidad máxima (Vx_{max}) escalada con Cg , la velocidad máxima de fase de las ondas internas, que coincide con el $Fd = Vx_{max}/Cg$. Los puntos representan los datos experimentales. Las líneas discontinuas indican el tiempo normalizado en que la corriente alcanzó la posición x_1 y x_2 del tanque en la misma escala de colores que los datos. El intervalo cuasi-estacionario queda fijado entre $4-6\tau$.

5.4 Comparación entre experimentos

experimentos se observa cómo la velocidad (y Fd) disminuye pero cambia la pendiente de su comportamiento, resultando datos mas estables. En todos los casos, aparece indicado en líneas discontinuas el momento en el que la corriente alcanzó las posición x_1 y x_2 , utilizadas en este trabajo para establecer el estado cuasi-estacionario. Se puede apreciar como en todos los casos dichas posiciones se alcanzaron entre $4-6\tau$. De esta forma, decidimos fijar el intervalo $4-6\tau$ como intervalo cuasi-estacionario de la corriente en la configuración de cuenca cerrada.

Para comprobar que en ese intervalo la corriente no se ve influenciada por la disminución del agua de menor densidad (ρ_1) se ha calculado el porcentaje de volumen agotado previamente. La Tabla 5.1 recoge los parámetros de la configuración y el porcentaje de volumen agotado de cada experimento, siguiendo la expresión 5.6, entre $t = 0$ y $t = 4\tau$, es decir, t_{start} . El volumen presentado en la Tabla 5.1 confirma que en el intervalo cuasi-estacionario aún que-

Exp	h_0	Rd	W_0	L_0	LG	t_{start}	%ρ_1 agotado
19.1	2	4.23	38.5	79.5	38.5	4.48τ	33.5
20.1	2	4.01	38.5	79.5	38.5	4.34τ	30.6
21.1	2	4.23	38.5	79.5	38.5	4.29τ	36.4
22.1	2	4.23	38.5	79.5	38.5	4.23τ	34.4
2.2	3	5.03	38.5	68	50	4.12τ	36.2

Tabla 5.1: Parámetros de la configuración de los experimentos realizados con PIV en cuenca cerrada para el cálculo del porcentaje de volumen de ρ_1 agotado antes del intervalo establecido como cuasi-estacionario ($t < 4\tau$). h_0 , profundidad de la capa superior; Rd , radio interno de deformación de Rossby; W_0 , ancho del tanque; L_0 , longitud del primer contorno disponible para la propagación de la compuerta; LG , posición de la compuerta. Todas las dimensiones aparecen en cm. t_{start} indica el primer valor experimental disponible dentro del estado estacionario.

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

da suficiente volumen de ρ_1 como para que la corriente no se vea influenciada por su disminución.

Todos los perfiles de la Figura 5.14 presentan un decaimiento de la velocidad máxima, a excepción del experimento 2.2, el cual registra un aumento de Vx_{max} que asociamos a la recirculación de la corriente, tal y como se ha comentado anteriormente. Además, pueden analizarse los siguientes efectos:

- Efecto de la restricción en la descarga de agua de menor densidad.

Los experimentos 19.1 y 20.1 se realizaron con los mismos parámetros y difieren únicamente en que el experimento 19.1 presenta una pared posterior a la compuerta que limita la descarga y el colapso del agua de menor densidad. Esta restricción parece tener efecto en la velocidad de la corriente, puesto que se observa que el experimento 19.1 tiene una velocidad máxima ligeramente superior con respecto al experimento 20.1.

- Efecto de la inclusión de un talud.

Al comparan los experimentos 20.1 (sin talud), 21.1 (talud suave; $s=17.5\%$) y 22.1 (talud abrupto; $s=166\%$), se observa que la presencia del talud provoca un aumento de la velocidad máxima de la corriente. Sin embargo, no se aprecian diferencias significativas en la velocidad entre el uso de talud con diferentes pendientes.

- Efecto del radio interno de deformación de Rossby (Rd).

Los experimentos 20.1 y 2.2 difieren principalmente en su valor de δ y Rd (Tab. 4.6). Sin embargo, tal y como se ha explicado anteriormente, la variación en δ parece no mostrar cambios significativos en el comportamiento de la corriente de gravedad. Se interpreta entonces que la diferencia entre el

experimento 20.1 y 2.2 se debe al cambio en el radio interno de deformación de Rossby. En este caso, un aumento en Rd parece producir un aumento en la velocidad de la corriente de gravedad próximo a $0,1Cg$.

5.4.2.2. Ancho de la corriente, W

En la Figura 5.15 se muestra la evolución del ancho (W) de la corriente, normalizada con Rd , de los experimentos con PIV. Todos se han obtenido a partir de los perfiles de velocidad en cada periodo de rotación (T_0) siguiendo el criterio de despreciar las velocidades inferiores a $0.1Cg$. Los experimentos convergen en el mismo comportamiento semejante además, al que muestran los experimentos con LIF en la Figura 5.13. Tras el rápido aumento inicial, alcanzan una zona más estable en torno a $1.8Rd$, coincidente con el intervalo elegido para el estado cuasi-estacionario en cuenca cerrada ($4-6\tau$).

En la Figura 5.15, el experimento 2.2 presenta un comportamiento diferente tras el intervalo de $4-6\tau$. A partir de 8τ manifiesta una disminución del ancho de la corriente que coincide con el aumento observado en su velocidad (Fig. 5.14). Esto se atribuye a un efecto de la recirculación de la corriente por el perímetro del tanque. Teniendo en cuenta la comparativa entre el experimento 20.1 ($Rd = 4$ cm) y 2.2 ($Rd = 5$ cm) parece que al aumentar Rd , el ancho de la corriente se estabiliza en un valor ligeramente inferior.

En cuanto al intervalo de estado cuasi-estacionario se refiere, no parece observarse diferencias significativas con respecto al ancho de la corriente, cuyo valor se aproxima a $2Rd$.

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

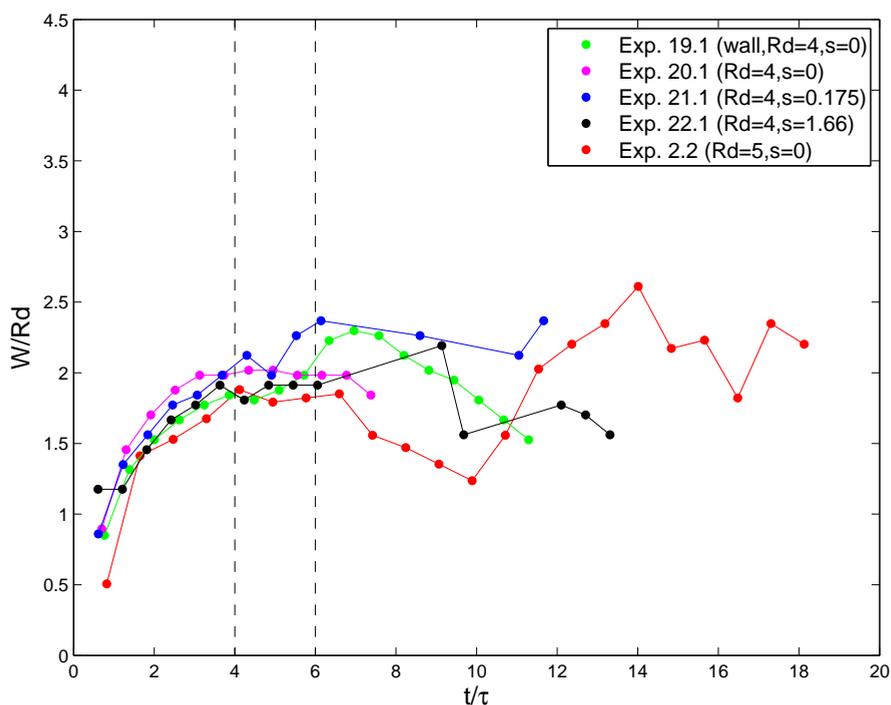


Figura 5.15: Evolución temporal normalizado del ancho (W_t) escalado con Rd de todos los experimentos de PIV en cuenca cerrada. Los puntos representan los datos experimentales extraídos a partir de los perfiles de velocidad en cada T_0 , despreciando para ello la velocidad inferior a $0.1Cg$. Las líneas discontinuas indican el intervalo cuasi-estacionario fijado entre $4-6\tau$.

5.4.2.3. Posición de la velocidad máxima, y_{max}

Una vez establecida la corriente de gravedad de superficie, el máximo de velocidad rápidamente se estabiliza en un valor medio, tal y como muestra la Figura 5.16. En ella se observa como en el intervalo de estado cuasi-estacionario, el valor de y_{max} , medido siempre en la dirección transversal al contorno, está en torno a $1Rd$.

- Efecto del radio interno de deformación de Rossby, Rd .

El experimento 2.2 es el que manifiesta una estabilización más acusada, posterior a la cual se observa unas disminuciones por debajo de $0.4Rd$ asociados al doble pico de velocidad que se observa en sus perfiles. Este efecto de doble pico podría estar inducido por la PIV en esos determinados T_0 . Sin embargo, parece que el incremento en Rd (exp. 20.1 y exp. 2.2) produce como resultado que la corriente estabilice su valor de y_{max} en un valor ligeramente más próximo al contorno.

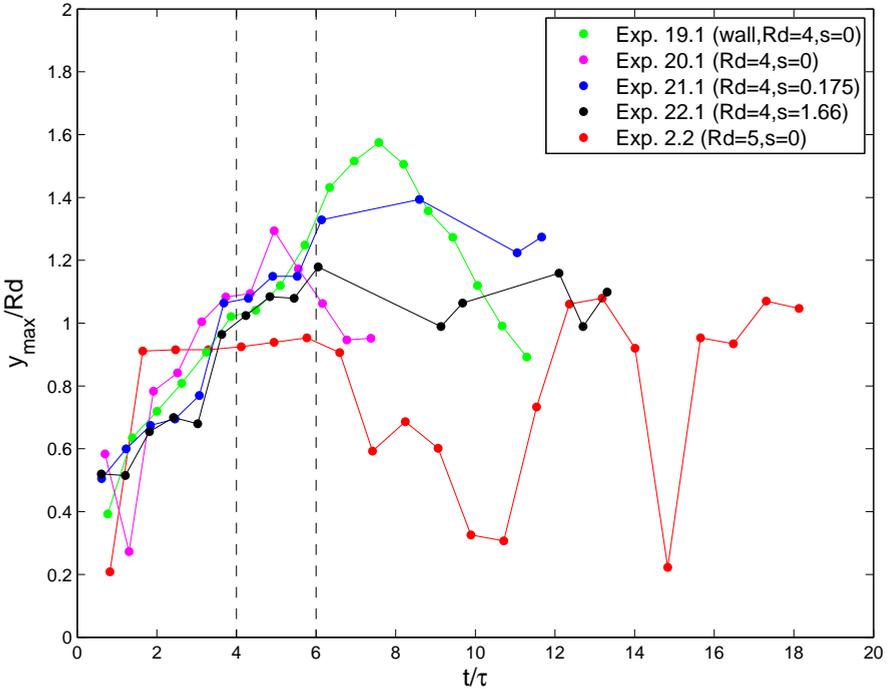


Figura 5.16: Evolución temporal normalizado de la posición de la velocidad máxima, (y_{max}), de la corriente escalado con Rd de todos los experimentos con PIV en cuenca cerrada. Los puntos representan los datos experimentales obtenidos a partir de los perfiles de velocidad a cada T_0 . Las líneas discontinuas indican el intervalo cuasi-estacionario fijado entre $4-6\tau$.

- Efecto de la restricción en la descarga de agua de menor densidad.

El experimento 19.1 (con restricción en la descarga del agua de menor densidad) muestra posteriormente al intervalo cuasi-estacionario ($t > 6\tau$), en comparación con el experimento 20.1 (sin limitación), una leve migración de la corriente hacia el centro del tanque alcanzando y_{max} un pico máximo en torno a $1.6Rd$. Atribuimos este comportamiento al diferente carácter de recirculación que debe ocurrir en este experimento debido a la presencia de la pared vertical posterior a la compuerta. Este efecto podría también justificar el leve aumento en W para el experimento 19.1.

El incremento hasta $1.3Rd$ en y_{max} para el caso del experimento 21.1 ($s = 0,175$) se relaciona con un pico máximo en el perfil de velocidad ligeramente más ancho que para el resto de los casos.

5.5. Comparación con el sistema natural

La Figura 5.17 recoge la evolución temporal del número de Rossby y permite realizar una comparación cuantitativa entre la corriente de gravedad experimental y la Corriente de Bransfield (BC). Las líneas horizontales indican los valores límite de Ro obtenidos a partir de datos *in situ* de la Corriente de Bransfield (Tab. 3.1). Se aprecia cómo, al decaer el valor de la velocidad (Fig 5.14), también Ro disminuye a medida que la corriente avanza en su propagación. Sin embargo, la pendiente de la curva de todos los experimentos experimenta un cambio coincidente con el intervalo establecido como cuasi-estacionario. Al depender de la Vx_{max} , el comportamiento del Ro sigue su mismo patrón de comportamiento.

El experimento 2.2 muestra un aumento a partir 8τ que atribuimos a la recirculación de la corriente. La restricción de la entrada de agua de menor densidad (exp. 19.1) ocasiona un aumento en el Ro en comparación con la situación de descarga en todo el ancho del tanque (exp. 20.1). La implementación de batimetría en la configuración de cuenca cerrada (exp. 21.1 y 22.1) ocasiona un aumento en Ro si se compara con el caso de fondo plano (exp. 20.1).

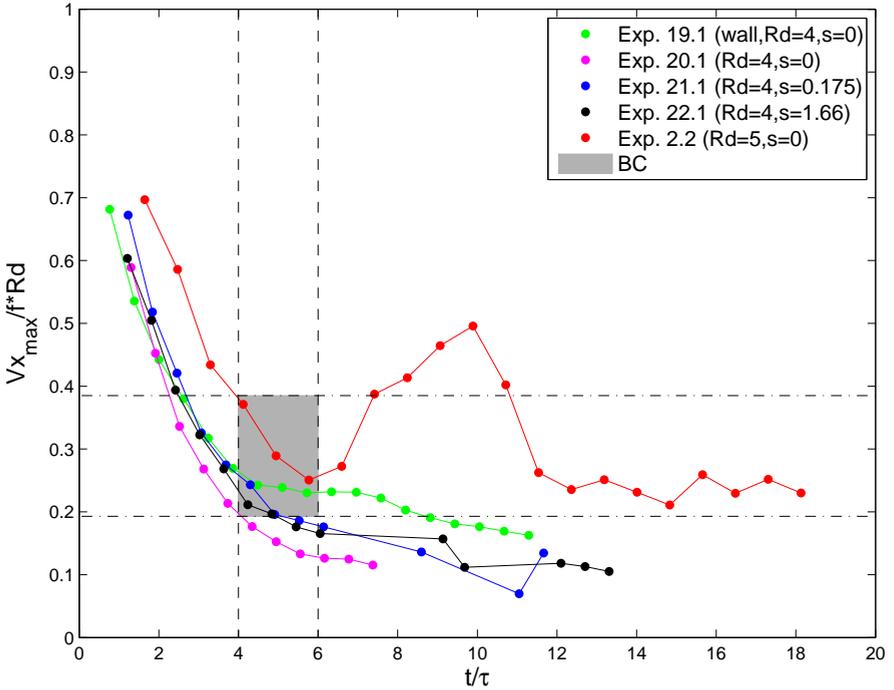


Figura 5.17: Evolución temporal normalizada del número de Rossby, $Ro = Vx_{max}/fRd$, de la corriente de gravedad experimental de todos los experimentos con PIV en cuenca cerrada. Los puntos representan los datos experimentales obtenidos a partir de los perfiles de velocidad en cada T_0 . Las líneas verticales discontinuas indican el intervalo cuasi-estacionario fijado entre $4-6\tau$. Las líneas horizontales marcan el valor mínimo y máximo de Ro para la Corriente de Bransfield (BC) según la Tabla 3.1. El cuadro sombreado muestra la zona de los experimentos que se asemejan a la BC.

5. RESULTADOS DE CUENCA CERRADA

Sin embargo, no se observa diferencias significativas con respecto a la pendiente de la batimetría introducida. Teniendo en cuenta los valores límite de Ro para la Corriente de Bransfield, se observa claramente cómo existe una zona dentro de la propagación de estos experimentos (a excepción del experimento 20.1) en los que la corriente de gravedad superficial simulada en el laboratorio se asemejaría a la Corriente de Bransfield. Para una mejor comparación entre el sistema natural y el experimental se recogen en la Tabla 5.2 los valores medios de los resultados dentro del estado cuasi-estacionario.

Al analizar la evolución de la corriente en un punto fijo y no focalizándonos en el frente de la misma, se han obtenido unos valores para el número de Rossby y para el número de Froude inferiores a los indicados en los trabajos de Hacker and Linden (2002) y Helfrich and Mullarney (2005), en los que se centraban en la velocidad de la nariz de la corriente.

A partir de los experimentos llevados a cabo con LIF se puede concluir que la evolución del ancho de la corriente es independiente de δ , alcanzando valores medios de entre 1,74 (Exp. 3.2), 1,68 (Exp. 5.2) y $1,82Rd$ (Exp. 8.2), que concuerdan con los valores obtenidos a partir de los experimentos realizados con partículas. En todos los experimentos en cuenca cerrada realizados con PIV, el ancho de la corriente, la posición de su velocidad máxima, así como los números de Rossby y de Froude, son del mismo orden que los encontrados para la Corriente de Bransfield. En nuestro caso, el ajuste que se realiza tras la descarga del agua de menor densidad origina una corriente de gravedad costera que se escala de forma evidente con el radio interno de deformación de Rossby, resultando una corriente con un ancho de $2Rd$ y un máximo de velocidad localizado en $1Rd$.

Los resultados de este modelo idealizado en cuenca cerrada apoyan la hipótesis alternativa de que la Corriente de Bransfield se

5.5 Comparación con el sistema natural

	Experimentos					Corriente de Bransfield
	19.1	20.1	21.1	22.1	2.2	
Escalas físicas						
H (cm-m)	14	14	14	14	14	1500-2000
H_{eff} (cm-m)	14	14	12.7	9.7	14	1200
h_0 (cm-m)	2	2	2	2	3	200-300
Rd (cm-km)	4.23	4.01	4.23	4.23	5.03	8.9-11
W_0 (cm-km)	38.5	38.5	38.5	38.5	38.5	100
L_0 (cm-km)	79.5	79.5	79.5	79.5	68	200
s (%)	–	–	17.5	166.6	–	8.5
Parámetros adimensionales						
$\delta = h_0/H_{eff}$	0.142	0.142	0.16	0.18	0.214	0.16-0.25
$\alpha = W_0/Rd$	9.10	9.59	9.10	9.10	7.65	9.09-11.11
$\gamma = L_0/W_0$	2.064	2.064	2.064	2.064	1.766	2
$\lambda = h_0/Rd$	0.47	0.49	0.47	0.47	0.596	0.018-0.033
$\epsilon = E/Rd$	1.41	–	–	–	–	5-6
Resultados adimensionales						
W/Rd	1.88	2	2.12	1.87	1.83	0.9- 2 -2.24
y_{max}/Rd	1.13	1.18	1.12	1.06	0.93	1
$Ro = Vx_{max}/fRd$	0.23	0.15	0.20	0.19	0.3	0.21-0.43
$Fd = Vx_{max}/Cg$	0.25	0.16	0.22	0.21	0.34	0.27-0.46

Tabla 5.2: Escalas físicas, parámetros adimensionales del estado inicial y resultados adimensionalizados de los experimentos llevados a cabo con PIV en cuenca cerrada. Se muestra también los valores para cada parámetro correspondiente a la Corriente de Bransfield. Los valores indicados en negrita se corresponden con los cálculos realizados a partir de la batimetría media extraída y del perfil de velocidad de la Corriente obtenido en el transecto T1b de la campaña COUPLING (Fig. 3.7).

comporta como una corriente de gravedad de superficie.

5.6. Estabilidad de la corriente

La corriente de gravedad observada en nuestros experimentos de cuenca cerrada no manifiesta inestabilidades importantes. La razón por la que se obtiene una corriente tan estable puede estar relacionada con el sistema de descarga utilizado para producir la corriente de gravedad experimental. En este tipo de experimentos la vorticidad potencial del agua más densa es uniforme en los momentos previos del experimento ($PV = f/H$). Al retirarse la compuerta, producirse el colapso del agua de menor densidad y propagarse por la superficie, la vorticidad potencial de la capa mas densa no cambia y sigue uniforme. De esta forma, no existe el gradiente de una distribución de vorticidad potencial entre las dos capas, condición necesaria para cumplir el criterio de Charney-Stern para la generación de inestabilidades baroclinas. Sin embargo, al final de los experimentos en cuenca cerrada se comienzan a observar una señal de inestabilidad. Esto puede deberse a que la disipación originada por el fondo y los contornos pueden modificar la distribución de la vorticidad potencial de la capa de fondo. De producirse inestabilidades baroclinas hay que tener en cuenta que según el trabajo de Phillips (1954) y tal y como se recoge en Pennel et al. (2011), la longitud de onda mas inestable de un flujo baroclinico se corresponde aproximadamente con $\lambda_B \simeq 2\pi Rd$. Como consecuencia, esa inestabilidad será visible en los casos en los que como mínimo $L_0 \succ 6Rd$. Debido a esta gran estabilidad inicial que ya presenta la corriente, creemos que no se aprecian diferencias significativas al añadir en cuenca cerrada batimetrías con diferentes pendientes, y cuyo efecto sería de estabilización de la corriente (Pennel et al., 2011).

Capítulo 6

Resultados de cuenca abierta

A continuación se presentan los resultados y discusión de los experimentos realizados en cuenca abierta. Con esta configuración se quiere simular en el laboratorio, tanto la cara sur de las SSI (el Estrecho de Bransfield), como su cara norte, es decir, la zona de las SSI en contacto con el Paso de Drake. El principal objetivo de esta serie de experimentos es estudiar en el sistema experimental y natural lo que ocurre cuando la corriente alcanza las inmediaciones de la Isla King George.

6.1. Descripción cualitativa

La configuración de cuenca abierta se corresponde con el tanque 3 (Fig. 4.2c, Tab. 4.1) y representa la configuración más realista del Sistema de Bransfield. Esto se debe a que el compartimento del tanque en el que se propagará la corriente posee una pared vertical

6. RESULTADOS DE CUENCA ABIERTA

(de longitud L_0) en la zona central que simula la presencia de las Islas Shetland del Sur (SSI) hasta la Isla King George. Además, existe una pared vertical posterior a la compuerta que limita la descarga de agua de menor densidad ρ_1 a un ancho de 9 cm.

Las simulaciones experimentales de esta serie aportarán información sobre cómo se propaga la corriente de gravedad en cuenca abierta y si su comportamiento se ve afectado por:

- la variación del ratio vertical (δ), a través de los experimentos 10.3 ($\delta = 0,2$), 13.3 ($\delta = 0,17$) y 14.3 ($\delta = 0,3$), realizados con LIF.
- la inclusión de la batimetría 4 (B.4). Dicha batimetría simula la plataforma y talud de las SSI, pero en su cara norte. El punto de interés es conocer si al añadir esta batimetría en la cara norte, la corriente dentro del estrecho (cara sur) se ve afectada. Para ello se compararán los experimentos 14.3 (sin batimetría 4) y 17.3 (con B.4) llevados a cabo con LIF, y los experimentos 15.3 (sin B.4) y 21.3 (con B.4) realizados con partículas.
- el cambio en el radio interno de deformación de Rossby (Rd). Para ello se cuenta con los experimentos 10.3 ($Rd = 3$ cm), 11.3 ($Rd = 5$ cm) y 12.3 ($Rd = 7$ cm) llevados a cabo con LIF, y las simulaciones experimentales 15.3 ($Rd = 5$ cm) y 16.3 ($Rd = 7$ cm), y 20.3 ($Rd = 3$ cm, B.4) y 21.3 ($Rd = 5$ cm, B.4) realizadas con PIV.

Los experimentos en cuenca abierta, manifiestan al comienzo el mismo comportamiento observado en las simulaciones de cuenca cerrada. Al retirar la compuerta, se produce el colapso del agua de menor densidad pero en una menor longitud que en cuenca cerrada (Fig. 6.1a). Tras realizarse el ajuste, se forma claramente una



6. RESULTADOS DE CUENCA ABIERTA

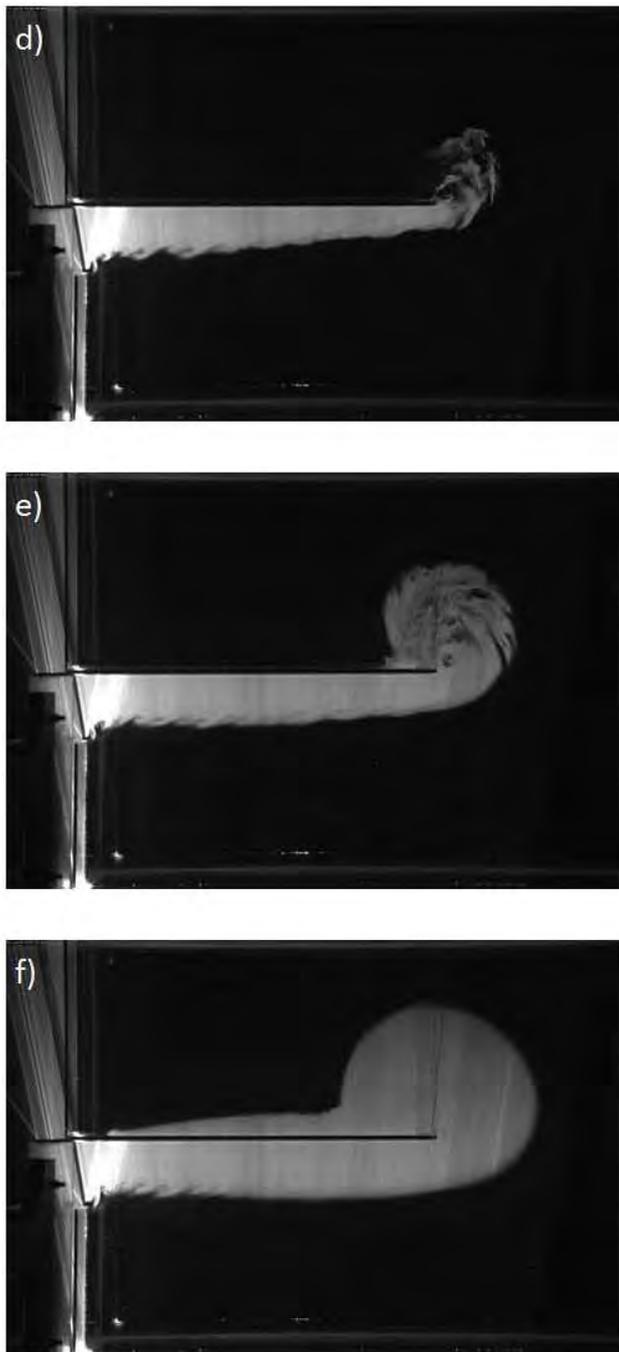


Figura 6.1: Evolución temporal del experimento 12.3 realizado con LIF a a) 0.03, b) 0.13, c) 0.33, d) 0.79, e) 1.20 y f) 2.17 T_0 , siendo T_0 su periodo de rotación.

corriente de gravedad superficial que se propaga apoyada en la pared fijada en la mitad del tanque y que simula la presencia de las SSI (Fig. 6.1c). Esta corriente se correspondería con la Corriente de Bransfield. En esta configuración parece apreciarse que la corriente se propaga a una velocidad mayor que en cuenca cerrada. Igual que para el caso de cuenca cerrada, la corriente de gravedad experimental no presenta importantes inestabilidades en su cola. El resultado novedoso aportado en esta configuración está relacionado con el final del recorrido sobre la pared de longitud L_0 . En ese momento, la corriente gira hacia su izquierda recirculando y tras estabilizarse, sigue su propagación en sentido contrario a lo largo de la cara norte del contorno (Fig. 6.1d-f). Como consecuencia de la recirculación de la corriente, se origina una estructura en forma de recirculación anticiclónica en el extremo oriental del contorno que migra hacia el noreste. En este caso además, parece que el ancho de la corriente de gravedad, dentro de lo que simularía el Estrecho de Bransfield, se estabiliza inicialmente a una longitud cercana a E . Para una completa visualización de la evolución temporal de la corriente en esta configuración, consultar los videos alojados en <https://www.dropbox.com/sh/uay9mpnseb9rvhh/Tphvm0f6hd>.

La Figura 6.2 muestra la evolución del campo de velocidad de un experimento realizado con PIV. Esta metodología registra adecuadamente la evolución de la corriente de gravedad en configuración de cuenca abierta. Sin embargo, hay que tener en cuenta que en primeros momentos de la recirculación, la velocidad de las partículas cambia tan rápidamente que se necesita una cierta evolución de la misma para que aparezca correctamente reflejada en el campo de velocidad (Fig. 6.2a-b). Al igual que en caso de cuenca cerrada, la velocidad de la corriente de gravedad presenta un comportamiento parabólico en la dirección transversal al tanque. Tanto en su recorrido por la cara sur como por la cara norte del contorno, aumenta su velocidad desde el contorno hasta alcanzar un valor

6. RESULTADOS DE CUENCA ABIERTA

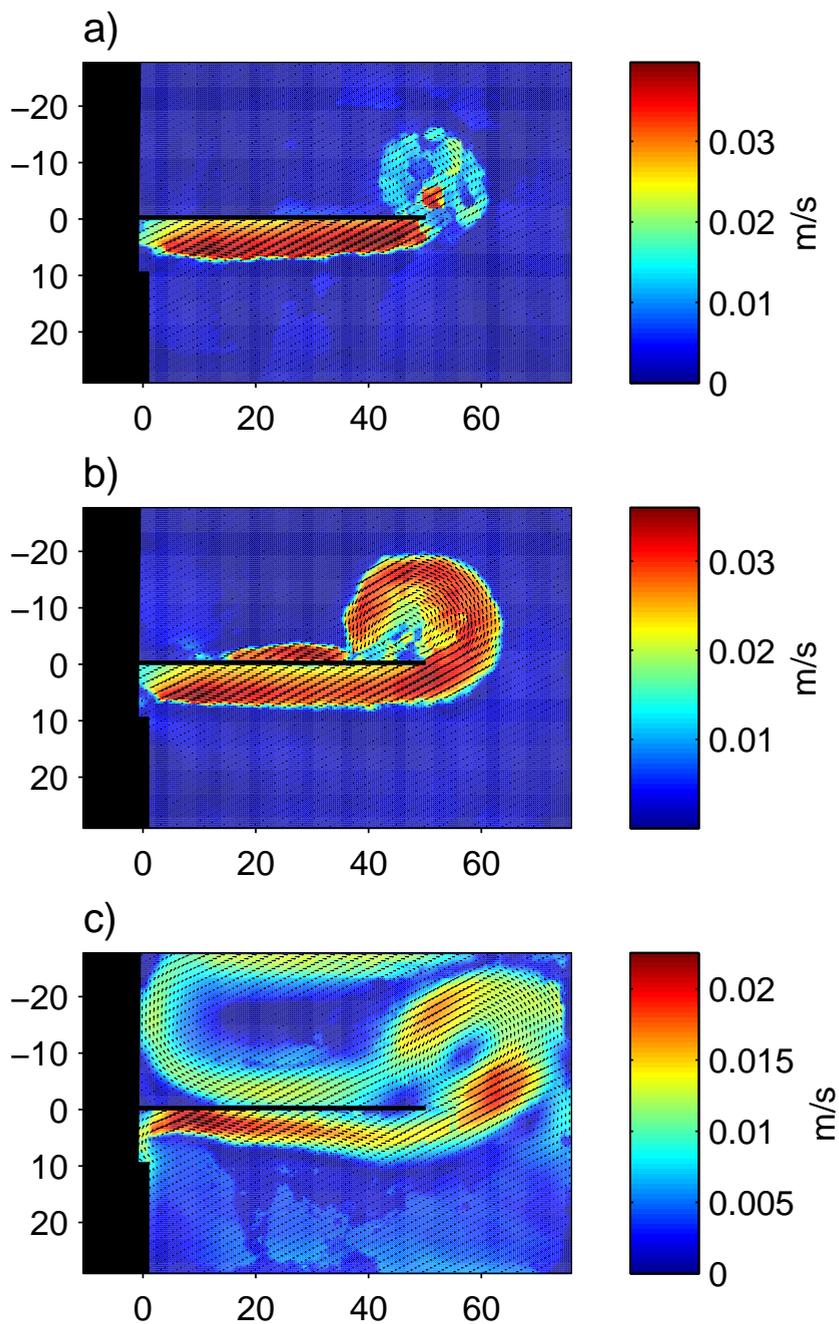


Figura 6.2: Campo de velocidad (m/s) del experimento 16.3 a a) 1, b) 2 y c) $6 T_0$ tras la retirada de la compuerta. Para una correcta visualización se presenta $1/8$ del número total de vectores.

máximo y, posteriormente, disminuir hacia el centro del tanque. A partir del campo de velocidad se observa nuevamente cómo la corriente parece alcanzar al inicio un ancho estable muy cercano al valor de E (Fig. 6.2a-b). A medida que avanza el experimento, se pone de manifiesto que la estructura que se forma por la recirculación se identifica con un remolino anticiclónico. Dicho remolino se desarrolla, en primer lugar, muy cercano al contorno y en una dirección claramente Norte para luego, alargar su radio y migrar en dirección Noreste en estadios avanzados de la propagación de la corriente (Fig. 6.2c) presentando velocidades máximas en la dirección NO-SE. En esos momentos, parece que la evolución de la zona de la recirculación afecta a la corriente dentro del estrecho. Se ve cómo en la zona inicialmente ocupada por la compuerta la corriente se pega más al contorno mientras que en el extremo oriental del mismo se distancia de él. En este último caso se produce una clara migración del máximo de la corriente hacia el centro del tanque. En la parte norte de la configuración, la metodología PIV recoge de forma clara el recorrido de la corriente de gravedad alrededor del perímetro del tanque.

El campo de vorticidad también refleja la recirculación de la configuración de cuenca abierta (Fig. 6.3). Manifiesta nuevamente el patrón transversal al tanque de la velocidad, al igual que en caso de cuenca cerrada. De esta forma, la vorticidad es positiva (anticiclónica-hemisferio sur) cerca del contorno y negativa (cyclónica-hemisferio sur) en su extremo exterior. La zona de la recirculación, representada por un remolino, es claramente anticiclónica. De hecho, si se deja evolucionar el sistema a periodos lo suficientemente largos, se observa cómo el remolino anticiclónico se ha desprendido de la corriente (Fig. 6.3c).

Igual que para el caso de configuración de cuenca cerrada, la velocidad del frente de la corriente no sería comparable con el sis-

6. RESULTADOS DE CUENCA ABIERTA

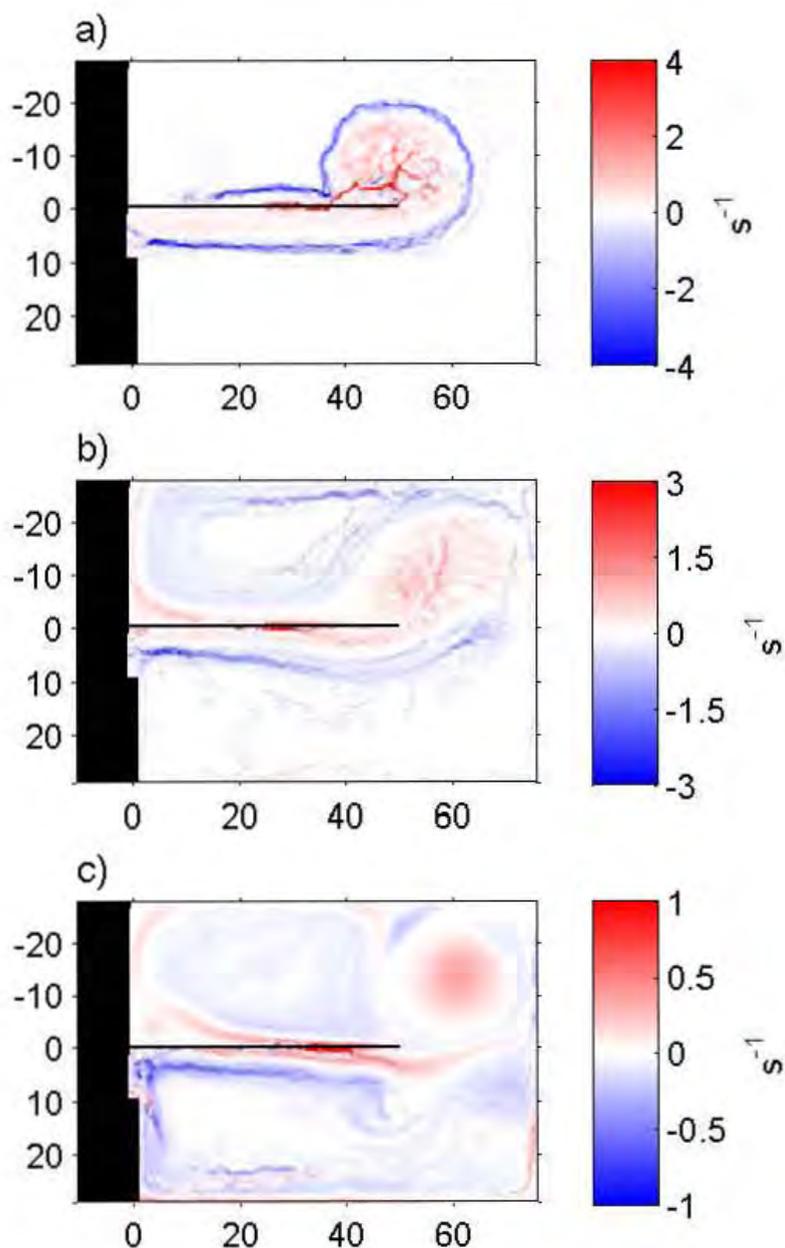


Figura 6.3: Campo de vorticidad ($1/s$) del experimento 16.3 a) 2, b) 5 y c) $12 T_0$ tras la retirada de la compuerta. La zona oscura refleja la máscara aplicada en el procesamiento.

tema natural puesto que representa una situación transitoria. El objetivo, por tanto, es establecer un estadio dentro del experimento cuyos resultados sean comparables con la situación de la Corriente de Bransfield.

6.2. Criterio para el estado de cuasi-estabilidad

Teniendo en cuenta la evolución de la corriente en esta configuración, no se considera adecuado utilizar el término estacionario. Sin embargo, nuestro objetivo es establecer un período en el que se pueda observar una estabilización del comportamiento de la corriente de los que extraer los datos experimentales y así, compararlos con el sistema natural.

Para encontrar este estadio en nuestros experimentos de cuenca abierta se sigue el esquema de la Figura 6.4 que muestra la evolución de la corriente de gravedad. La posición para extraer los resultados sigue siendo la posición media del contorno, es decir, x_0 y se anotan los tiempos reales en los que la corriente alcanza ciertas posiciones. La posición x_1 , representa la longitud del contorno que representa la plataforma de las SSI; x_2 , es la posición posterior a la recirculación en la que la cabeza de la corriente es visible en la cara norte; y x_3 , la posición inicialmente ocupada por la compuerta pero en la cara norte del contorno, es decir, $x_3 = 2L_0$. El análisis de los experimentos para la obtención de estos tiempos reales ayudará a situarnos dentro de los diferentes perfiles.

Como ejemplo, la Figura 6.5a muestra los perfiles de velocidad en la dirección transversal al contorno del experimento 15.3 extraídos en x_0 y con los ejes escalados igual que en el caso de cuenca cerrada. $y/Rd = 0$ representa la posición del contorno. Los valores positivos

6. RESULTADOS DE CUENCA ABIERTA

de y/Rd se corresponden con la corriente dentro del estrecho mientras que los negativos indican la rama que se propaga por la cara norte. En este caso, lo primero que se observa de los perfiles es que efectivamente, en esta configuración la corriente dentro del estrecho se propaga a una velocidad mayor en comparación con los experimentos de cuenca cerrada. Este aumento está en torno a $0,15Cg$, y no sólo se aprecia en los valores máximos de velocidad sino en el propio registro de los perfiles.

En cuenca abierta, el análisis de PIV aporta perfiles correctos desde el primer periodo de rotación T_0 . El perfil recoge claramente la rama norte de la corriente, así como la señal que se origina a $y/Rd < -4$ y que se corresponde con el recorrido horario que realiza la corriente en la parte norte del tanque. En los primeros perfiles

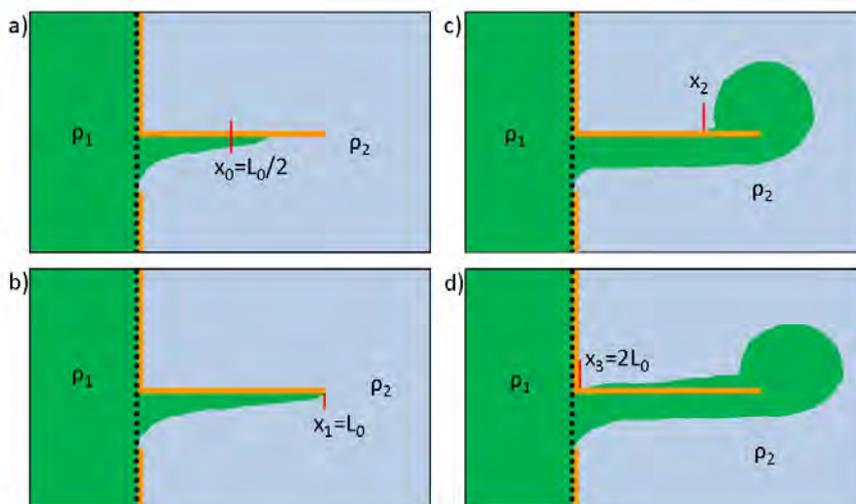


Figura 6.4: Esquema de la evolución de la propagación de una corriente de gravedad costera de superficie en configuración de cuenca abierta y con rotación horaria. Se indica la posición de extracción de datos (x_0) y las relevantes para el establecimiento del criterio de cuasi-estabilidad (x_1 , x_2 y x_3).

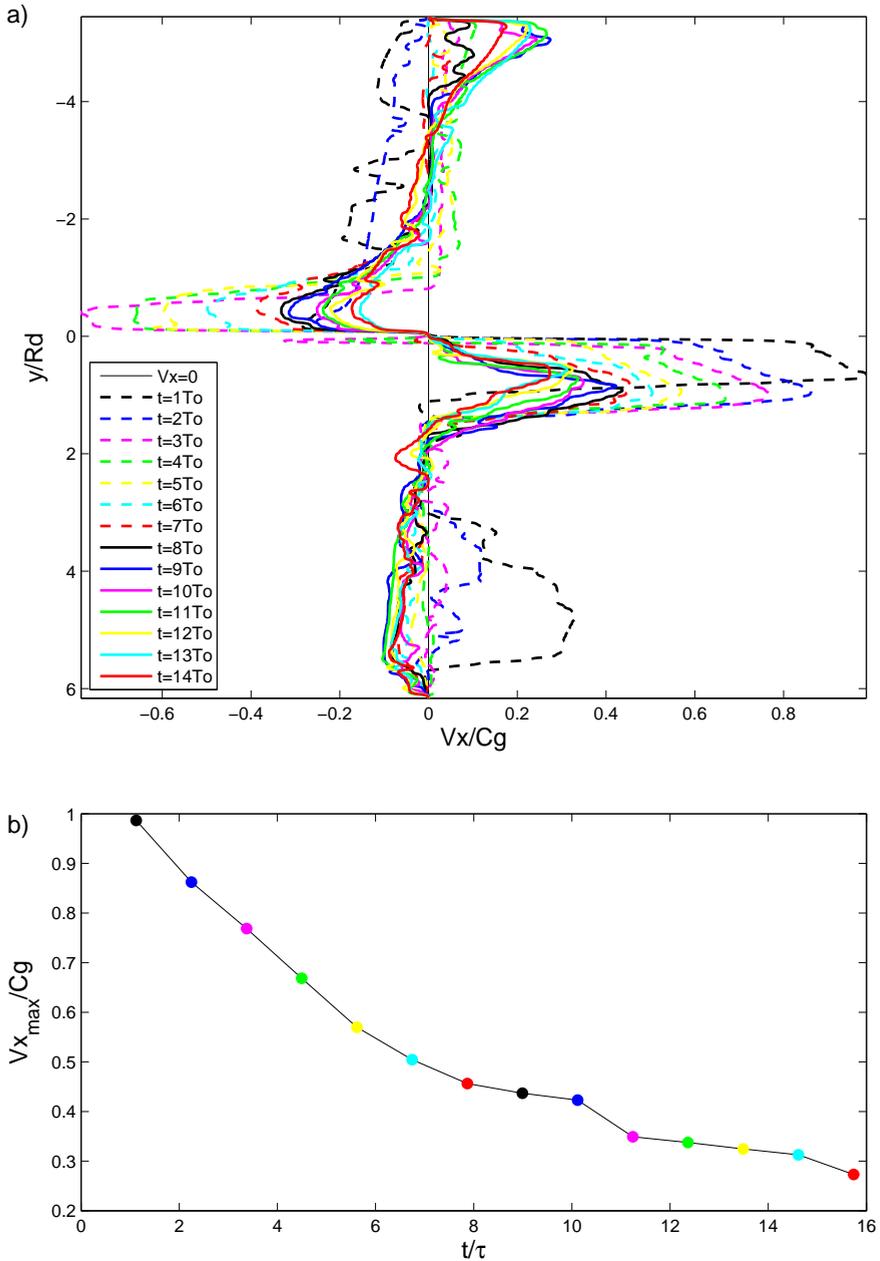


Figura 6.5: a) Perfiles de velocidad transversales al contorno del tanque del experimento 15.3 extraídos en x_0 para cada T_0 . V_x aparece normalizada con C_g , mientras que el eje y se normaliza con R_d . b) Evolución temporal de la velocidad, V_x , máxima normalizada.

de velocidad se aprecia cómo el máximo no es simétrico, aspecto que se corrige a medida que el experimento avanza. La Figura 6.5b presenta la Vx_{max} normalizada. De forma similar al caso de cuenca cerrada, la Vx_{max} disminuye pero su comportamiento se estabiliza a partir de 8τ .

Se necesita asegurar que el comportamiento de la corriente no se ve afectado por la disminución del agua de menor densidad, para lo cual se sigue la misma idea que para cuenca cerrada. Se calcula el caudal entre el primer valor experimental y aquel instante establecido como inicio del estado de cuasi-estabilidad, t_{start} . Posteriormente, se obtiene el volumen remanente de agua de menor densidad. En esta configuración, y a razón de los perfiles mostrados como ejemplo (Fig. 6.5), parece que la corriente sería algo más estrecha que en el caso de cuenca cerrada. Sin embargo, se mantienen las mismas asunciones aunque se sobreestime el volumen consumido. De esta forma, el caudal viene determinado nuevamente por la ecuación 5.4, es decir,

$$Q = \frac{2Vx_{max}h_0Rd}{3}$$

y el volumen consumido previamente al estado cuasi-estable por:

$$Vol = -\frac{\tau}{a}b [e^{-a(t_{start}/\tau)} - 1]$$

6.3. Criterio de extracción del ancho (W)

En el caso de los experimentos con PIV llevados a cabo en cuenca abierta se sigue el mismo criterio para la obtención del ancho. Se despreciará por tanto, la velocidad de la corriente inferior a $0.1Cg$. A partir de los perfiles de velocidad se obtiene también la velocidad máxima de la corriente, V_{max} , y su posición, y_{max} , de igual manera que en cuenca cerrada.

6.4. Comparación entre experimentos

A continuación se separan los resultados experimentales en cuenca abierta según la técnica utilizada para su visualización, LIF o PIV, para compararlos posteriormente con las condiciones de la Corriente de Bransfield.

6.4.1. Experimentos con LIF

Las simulaciones realizadas con esta técnica se centran en el estudio de la evolución temporal del ancho de la corriente y si su comportamiento se ve o no afectado por δ , Rd o la B.4.

- Efecto de δ .

Los experimentos 10.3 ($\delta = 0,2$), 13.3 ($\delta = 0,17$), 14.3 ($\delta = 0,3$) tienen parámetros idénticos salvo en su valor de δ . De esta forma, y tras procesarlos con el ImageJ, se puede analizar la evolución del ancho de la corriente en esta configuración. Nuestro estudio (Fig. 6.6) revela nuevamente que el ancho de la corriente no depende del valor de δ . Este resultado es común en los experimentos de cuenca cerrada y abierta. Sin embargo, la evolución temporal de W sí muestra un comportamiento diferente al caso de cuenca cerrada. Todos los experimentos de la Figura 6.6 tiene un $Rd=3$ cm ($\epsilon = E/Rd = 3$). Para estos casos, a pesar de aumentar temporalmente el ancho de la corriente y llegar a valores de $2Rd$, no se queda estacionario sino que el ancho sigue aumentando, aunque con una menor pendiente. El punto de inflexión del comportamiento de la curva para todos los casos es previo a 8τ . Este aumento de W se debe al desarrollo de inestabilidades dentro de la zona que simula al estrecho y que atribuimos a las diferencias en la

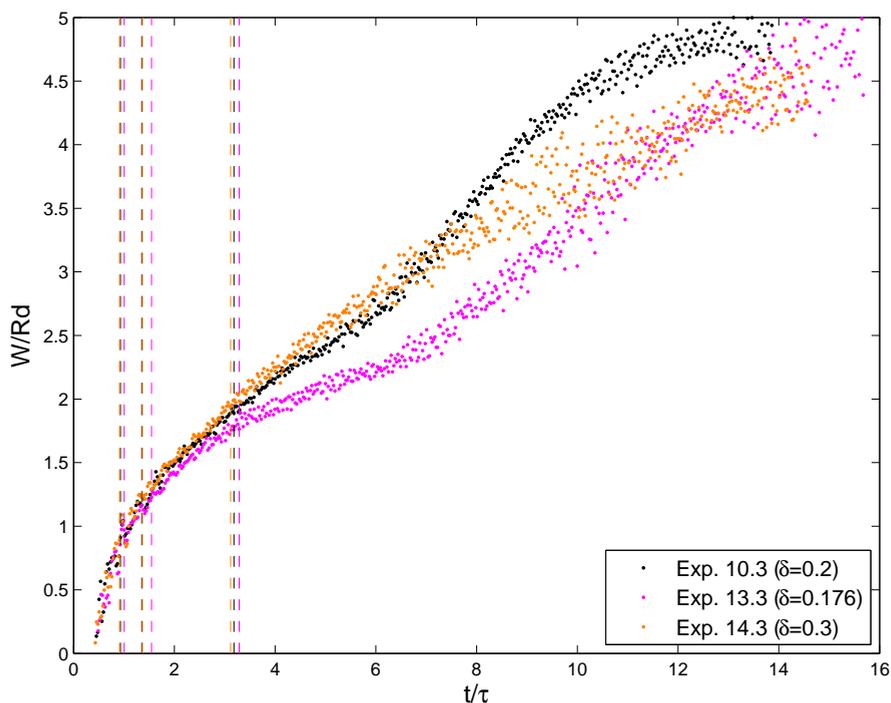


Figura 6.6: Evolución temporal normalizada del ancho de la corriente en experimentos con LIF en configuración de cuenca abierta. Los experimentos solamente difieren en su valor de δ . Las líneas verticales discontinuas siguen la escala de colores de cada experimento y representan el momento en el que la corriente alcanzó la posición x_1 , x_2 y x_3 .

recirculación de la corriente con estos parámetros. Cuando el Rd es pequeño, la corriente recircula ocupando una pequeña extensión en la dirección x . La mayor parte de dicha recirculación se produce entonces en la dirección y , y ya en la zona norte del tanque, pero junto a la pared vertical que simula las SSI. A medida que la corriente y recirculación evolucionan, se observa como aparecen inestabilidades dentro del estrecho que parecen producirse desde $L_0 = 1$ hacia la posición de la compuerta (LG) (Fig. 4.2), sobrepasando la posición x_0 y afec-

tando, por tanto, la evolución del ancho. Tras varios periodos de rotación, se puede apreciar cómo la corriente, a pesar de la presencia de inestabilidades, podría desviarse y acercarse nuevamente al contorno que representa las SSI. Este acercamiento no se detecta con la técnica LIF puesto que registra tanto el colorante activo como pasivo de la corriente. Lo que sí se observa claramente es cómo al final de todos estos experimentos (10.3, 13.3 y 14.3) se desprende de la recirculación un vórtice hacia la dirección NO. La Figura 6.6 también aporta información sobre el momento en el que la corriente comienza y termina la recirculación gracias a la extracción del alcance de las posiciones x_1 , x_2 y x_3 (líneas discontinuas). El cambio de δ tampoco afecta significativamente en este aspecto. La posición de x_1 revela nuevamente, la alta velocidad inicial de la corriente, próxima a $1Cg$.

- Efecto del radio interno de deformación de Rossby, Rd .

El efecto en W en esta configuración, por el cambio en Rd , se muestra en la Figura 6.7 a través de la comparación de los experimentos 10.3 ($Rd=3$ cm), 11.3 ($Rd=5$ cm) y 12.3 ($Rd=7$ cm) realizados con LIF. La primera diferencia que se observa es que el único caso en el que W no alcanza un valor estacionario es en el experimento 10.3, con $Rd=3$ cm. Si se aumenta el Rd se consigue una corriente mucho más estable dentro del estrecho. La recirculación en estas condiciones ocupa una mayor extensión horizontal en la dirección x . Además, se produce y evoluciona más en el extremo de la pared vertical. En periodos avanzados de la corriente, se observa nuevamente como la corriente se va inestabilizando dentro del estrecho pero menos que con bajos valores de Rd . El efecto de esta inestabilidad se refleja en la evolución de W por su leve disminución final. Esto es consecuencia de que la inestabilidad

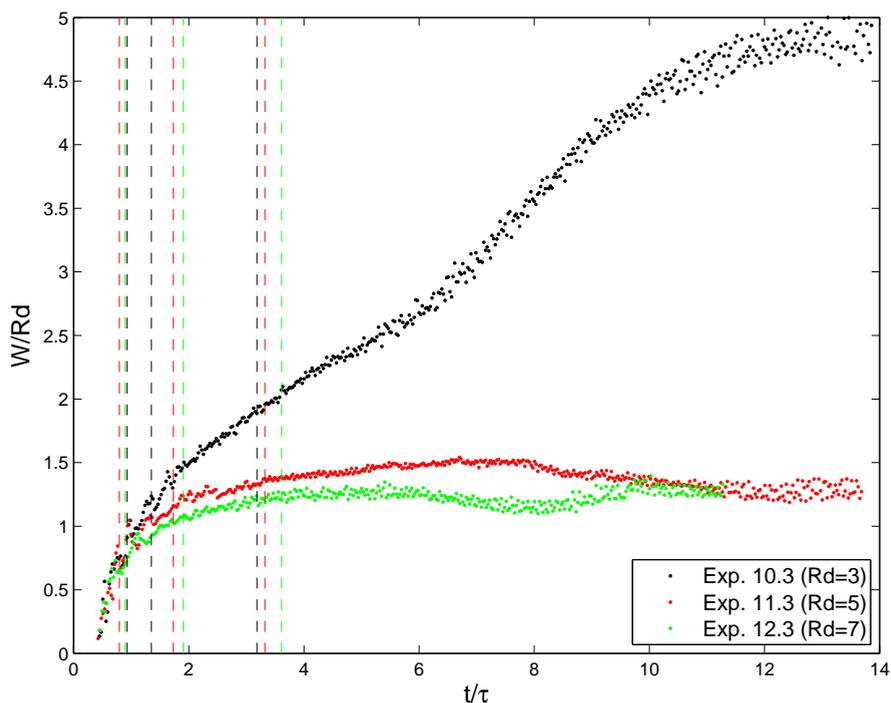


Figura 6.7: Evolución temporal normalizada del ancho de la corriente en experimentos con LIF en configuración de cuenca abierta. Los experimentos solamente difieren en su valor de Rd . Las líneas verticales discontinuas siguen la escala de colores de cada experimento y representan el momento en el que la corriente alcanzó la posición x_1 , x_2 y x_3 .

hace disminuir W cerca de la posición de la compuerta y la hace aumentar en $x = L_0$, lo cual se registra en x_0 como una leve disminución. El ancho escalado más estacionario para altos valores de Rd se encuentra entre $1-1.5 Rd$. A medida que aumenta Rd , se observa también cómo la corriente tarda más en recircular (posición x_2) y como consecuencia, alcanza x_3 a un tiempo mayor.

- Efecto de la batimetría 4 (B.4.).

Otro aspecto a analizar sobre W es el efecto de la inclusión de

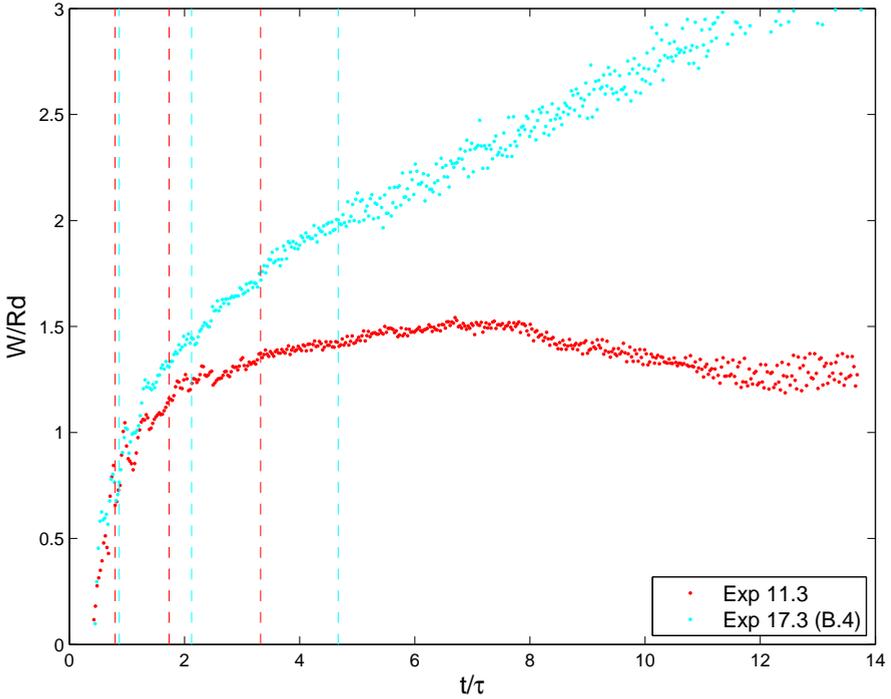


Figura 6.8: Evolución temporal normalizada del ancho de la corriente en experimentos con LIF en configuración de cuenca abierta. Los experimentos solamente difieren en si poseen o no la batimetría 4 (B.4) en la cara norte de la pared vertical que simula la presencia de las SSI. Las líneas verticales discontinuas siguen la escala de colores de cada experimento y representan el momento en el que la corriente alcanzó la posición x_1 , x_2 y x_3 .

la batimetría 4 (B.4) en la parte norte de la pared vertical central (Fig. 6.8). Se aprecia claramente que, aunque se incluya la batimetría en la cara norte, la corriente dentro del estrecho se ve afectada. Concretamente, cambia su comportamiento de alcance de valor estable para presentar una evolución en aumento. Esto es debido a la recirculación de la corriente. La presencia de la batimetría ya desde el extremo de la pared vertical, origina una recirculación más ancha en la dirección

6. RESULTADOS DE CUENCA ABIERTA

x , que afecta más rápidamente al aumento anteriormente descrito en la zona de $x = L_0$. Además, aumenta el tiempo en el que la corriente recircula, se estabiliza y continúa su propagación por la cara norte es mucho mayor.

6.4.2. Experimentos con PIV

De los experimentos realizados con PIV en cuenca abierta se analizan la velocidad máxima (Vx_{max}), el ancho (W) y la posición

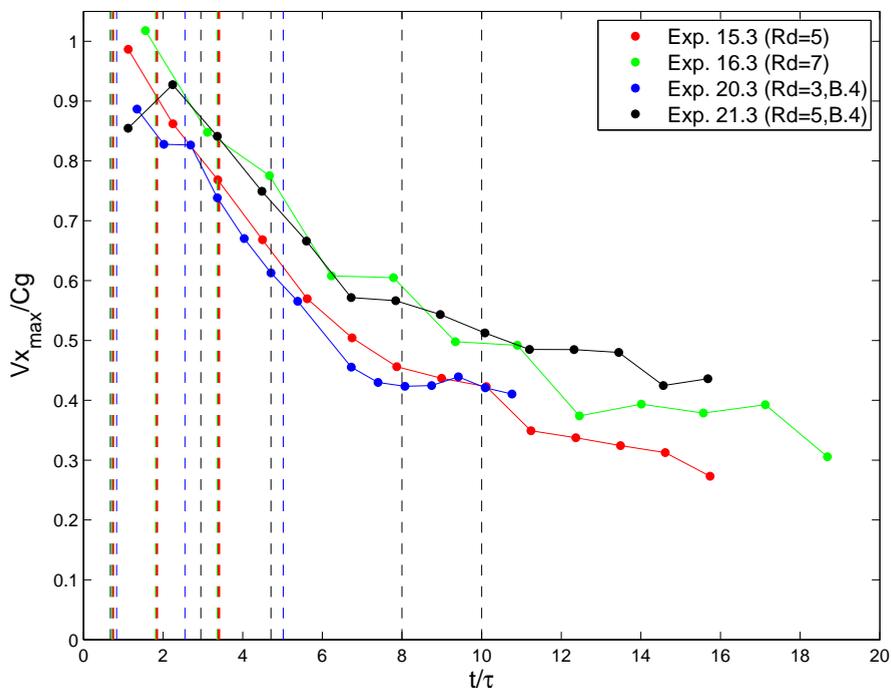


Figura 6.9: Comportamiento de Vx_{max} escalada ($Fd = V_{max}Cg$) de los experimentos realizados con PIV en cuenca abierta. Los puntos muestran los datos experimentales. Las líneas discontinuas indican el momento en el que la corriente alcanza en el laboratorio la posición x_1 , x_2 y x_3 . El intervalo de cuasi-estabilidad se fija en esta configuración entre $8-10 \tau$.

de la velocidad máxima (y_{max}) de la corriente de gravedad experimental, en la dirección transversal al contorno y en la posición x_0 .

6.4.2.1. Velocidad máxima, Vx_{max}

El establecimiento del estado de cuasi-estabilidad en configuración de cuenca abierta se realiza a partir de la evolución temporal de la Vx_{max} escalada con Cg , es decir, la evolución de $Fd = Vx_{max}/Cg$ (Fig. 6.9). Marcar el momento en que la corriente está en la posición x_1 , x_2 y x_3 no limita el establecimiento del intervalo cuasi-estable de la corriente pero si ayuda a interpretar la evolución temporal y saber en qué momento de la propagación de la corriente estamos. Localizar correctamente el momento para x_1 , x_2 y x_3 es más difícil en experimentos PIV que LIF puesto que ambos tipo de agua presentan partículas. La velocidad máxima de la corriente en x_0 va disminuyendo a medida que la corriente se va propagando, al igual que en cuenca cerrada. Sin embargo, se ve claramente cómo los primeros valores son mayores que los de cuenca cerrada y muy próximos a Cg , como ya se ha reflejado anteriormente. A pesar de disminuir, se aprecia un cambio de pendiente de las curvas, lo que se traduce en una estabilización de Vx_{max} . Se fija entonces para cuenca abierta el intervalo cuasi-estable entre $8-10\tau$. En dicho intervalo, y de forma similar a los experimentos de cuenca abierta, se realizarán las medias de los valores experimentales que se compararán posteriormente con las condiciones de la Corriente de Bransfield. La Tabla 6.1 muestra el porcentaje de agua de menor densidad consumido previamente al intervalo de cuasi-estabilidad para asegurar que los resultados de los experimentos PIV en dicho intervalo no se ven afectados por la disminución de ρ_1 .

- Efecto del radio interno de deformación de Rossby, Rd .

6. RESULTADOS DE CUENCA ABIERTA

Exp	h_0	Rd	W	L_0	LG	t_{start}	$\% \rho_1$ agotado
15.3	3	5	58.5	50	29	7.9τ	56.8
16.3	3	7	58.5	50	29	7.8τ	88.3
20.3	3	3	58.5	50	29	8.0τ	32.7
21.3	3	5	58.5	50	29	7.8τ	50.0

Tabla 6.1: Parámetros de la configuración de los experimentos realizados con PIV en cuenca abierta para el cálculo del porcentaje de volumen de ρ_1 agotado antes del intervalo establecido como cuasi-estable ($t < 8\tau$). h_0 , profundidad de la capa superior; Rd , radio interno de deformación de Rossby; W_0 , ancho del tanque; L_0 , longitud del primer contorno disponible para la propagación de la compuerta; LG , posición de la compuerta. Todas las dimensiones aparecen en cm. t_{start} indica el primer valor experimental disponible dentro del estado estable. Nota: los experimentos con altos Rd tendrán sobreestimado el volumen consumido.

Para ver el efecto del cambio de Rd en la velocidad de la corriente en un punto fijo contamos con dos pares de experimentos. El primero de ellos consta de los experimentos 15.3 ($Rd=5$ cm) y 16.3 ($Rd=7$ cm), ambos sin batimetría en la cara norte. El segundo lo forman los experimentos 20.3 ($Rd=3$ cm) y 21.3 ($Rd=5$ cm), ambos en este caso poseen la batimetría B.4. en la cara norte de la pared vertical. La velocidad de la corriente revela cómo ésta aumenta al incrementar el valor de Rd siendo mayor cerca de $0,1Cg$. Este efecto es similar al encontrado en los experimentos de cuenca cerrada.

- Efecto de la batimetría 4.

Los experimentos 15.3 y 21.3 son idénticos excepto en que éste último posee la batimetría 4 en la cara norte de la pared vertical. Analizando el comportamiento de la velocidad máxima se observa cómo la presencia de la batimetría en la cara norte incrementa ligeramente la velocidad máxima de la corriente.

6.4.2.2. Ancho de la corriente, W

La evolución temporal normalizada del ancho de la corriente, W , en los experimentos llevados con PIV, se presentan en la Figura 6.10. Los valores iniciales del rápido aumento del ancho de la corriente no aparecen en estas curvas puesto que en esta configuración, la corriente es ligeramente más rápida. La corriente en $1T_0$ ya a alcanzado prácticamente L_0 y W posee ya suficiente entidad.

- Efecto del radio interno de deformación de Rossby, Rd .

La comparativa de las simulaciones según Rd concuerda con el comportamiento mostrado anteriormente por los experimentos LIF. Si Rd es pequeño (exp. 20.3) se observa cómo el ancho supera el valor de $2Rd$ hasta alcanzar un máximo cercano a $3.5Rd$ para luego volver a disminuir a los valores iniciales, reflejando las inestabilidades que se originan con estos parámetros. Esta recuperación en el valor del ancho, así como su efecto también en y_{max} que se mostrará a continuación, sólo puede revelarlos los experimentos realizados con PIV porque muestra con precisión la zona del experimento donde la corriente se encuentra realmente activa. Si se aumenta Rd , la corriente es más estable y alcanza valores entre $1-1.8Rd$. Nuevamente, el máximo Rd (exp.16.3) origina el menor W . Teniendo en cuenta el valor real del ancho del experimento con el mayor Rd (exp. 16.3), se confirma que para el caso de configuración de cuenca abierta, el volumen de agua de menor densidad consumido previo al intervalo de cuasi-estabilidad está sobreestimado. Esta relación entre el aumento de Rd y la disminución del ancho de la corriente también se observó en la configuración de cuenca cerrada. Hay que recordar que si aumenta Rd se produce una disminución del ancho relativo del canal, α ($\alpha = W_0/Rd$). Este cambio en el comportamiento del ancho

6. RESULTADOS DE CUENCA ABIERTA

de la corriente puede deberse a que la corriente comienza a sentir el ancho del canal (W_0) a menores valores de α , por lo que W/Rd podría ser una función de W/W_0 . Sin embargo, para probarlo sería necesario realizar más experimentos. La evolución del ancho presenta una ligera disminución final también observada en los experimentos con LIF. Esta disminución es consecuencia de una pequeña inestabilidad desarrollada a partir de la recirculación, que aumenta el ancho de la corriente cerca de $x = L_0$ y que va disminuyendo hacia $x = LG$.

■ Efecto de la batimetría 4

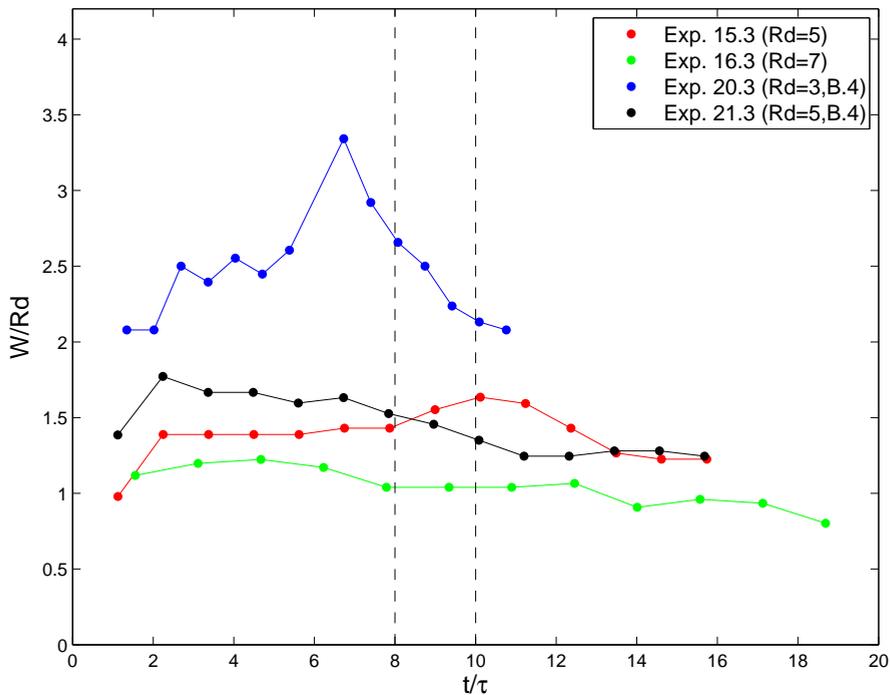


Figura 6.10: Ancho normalizado extraído en x_0 de los experimentos con PIV a una velocidad de $0,1Cg$. Los puntos indican los datos experimentales y las líneas discontinuas el intervalo de cuasi-estabilidad de la corriente.

Los experimentos 15.3 y 21.3 sólo difieren en la presencia de la B.4. en la cara norte. Parece que esta modificación aumenta ligeramente el ancho de la corriente. Sin embargo es un patrón que no se mantiene a la largo de todo el experimento y que posiblemente, se deba a la generación de distinta forma de la inestabilidad por la ligera modificación en la recirculación debido a la presencia de B.4.

6.4.2.3. Posición de la velocidad máxima, y_{max}

La Figura 6.11 presenta el comportamiento de la posición de la velocidad máxima (y_{max}) en la dirección transversal al tanque.

- Efecto del radio interno de deformación de Rossby, Rd .

En este caso también y_{max} aumenta y sobrepasa el valor de $1Rd$ en el caso de bajo Rd (exp. 20.3, $Rd = 3$), siguiendo el comportamiento de W , para situarse más cerca del contorno al final del experimento. Esto se relaciona con la inestabilidad que manifiesta la corriente con estos parámetros. Se constata por tanto, que aunque se haya visto un aumento continuo de W en los experimentos con $Rd=3$ cm realizados con LIF (Fig.6.7), y_{max} se recupera y migra hacia el contorno. El experimento 16.3 presenta el mayor Rd y una evolución en y_{max} , de casi una continua disminución hasta alcanzar valores de $0,4Rd$.

- Efecto de la batimetría 4.

La inclusión de B.4 parece no afectar significativamente a la evolución de la posición máxima de la corriente (exp. 15.3-21.3). Ambas parten de valores próximos a 1, para luego ir disminuyendo reflejando una migración hacia el contorno, congruente con el comportamiento de W .

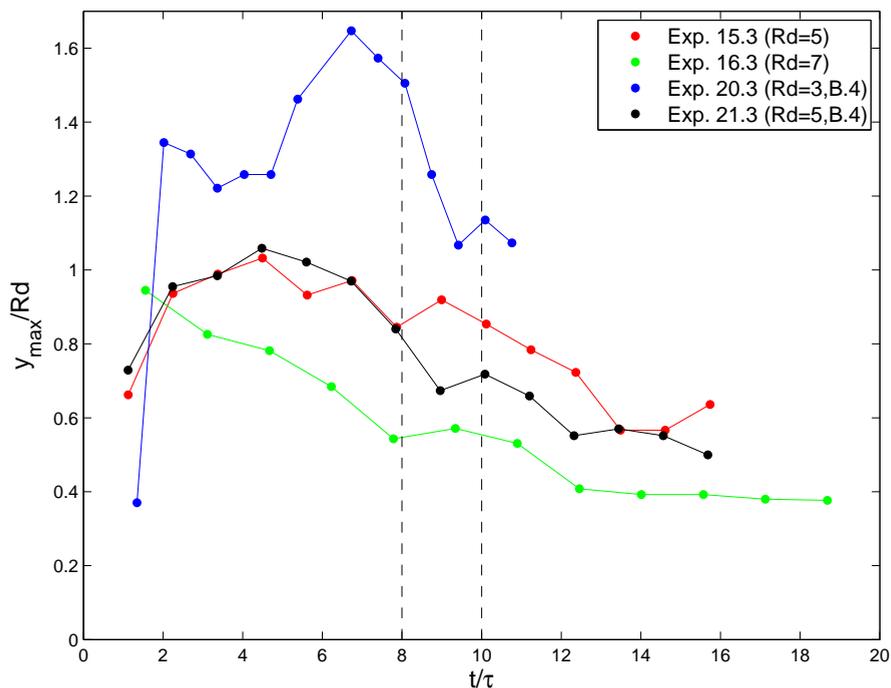


Figura 6.11: Evolución temporal normalizada de la posición de la velocidad máxima, y_{max} , de los experimento llevados a cabo con PIV en configuración de cuenca abierta. Los puntos representan los datos experimentales obtenidos a partir de los perfiles extraídos a cada T_0 . Las líneas discontinuas, el intervalo de cuasi-estabilidad de la corriente.

6.5. Comparación con el sistema natural

El comportamiento del número de Rossby (Ro) durante cada experimento en configuración de cuenca abierta realizado con PIV se muestra en la Figura 6.12. De forma similar a su presentación en cuenca cerrada, las líneas discontinuas verticales marcan el estado de cuasi-estabilidad fijado para la corriente, mientras que las horizontales señalan el mínimo y máximo valor para la Corriente de Bransfield. La zona sombreada, por tanto, representa la semejanza

6.5 Comparación con el sistema natural

entre ambos sistemas y muestra cómo los experimentos 15.3 y 20.3 aportan los mejores resultados.

En los experimentos de cuenca abierta no se extraen en detalle los resultados concernientes a la corriente que se propaga por la cara norte puesto que no serían comparables con la Rama Norte de la Corriente de Bransfield. En este caso no habría semejanza porque en el laboratorio, la cara sur y norte del contorno poseen la misma densidad de fondo, mientras que en el sistema natural no.

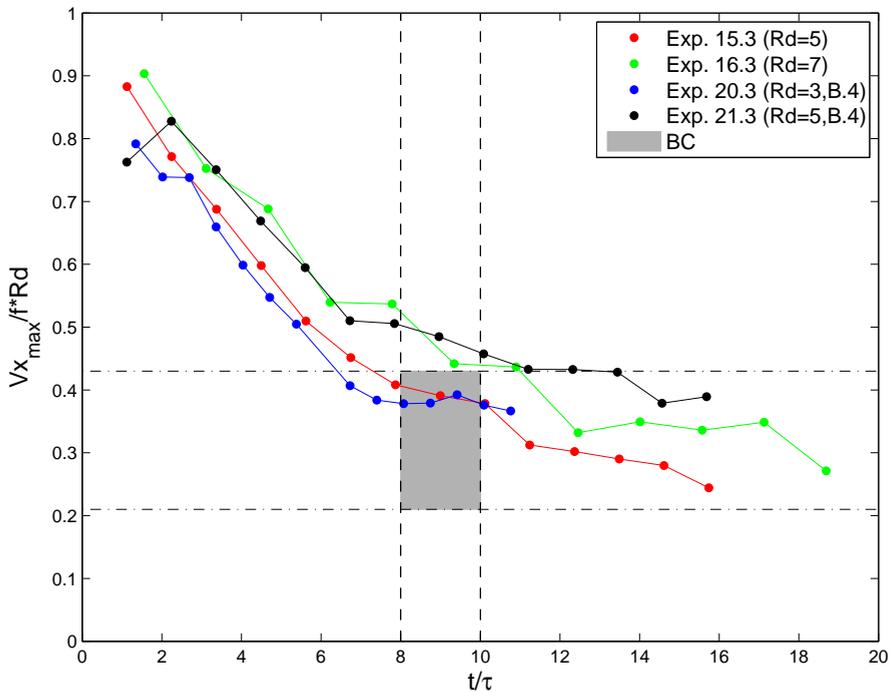


Figura 6.12: Comportamiento del número de Rossby durante cada experimento con PIV. Las líneas discontinuas verticales indican el intervalo de cuasi-estabilidad de la corriente. Los valores máximo y mínimo de Ro para la Corriente de Bransfield se enmarcan entre las líneas horizontales. El cuadro sombreado muestra la zona de evolución de los experimentos que se asemeja a las condiciones de la Corriente de Bransfield.

6. RESULTADOS DE CUENCA ABIERTA

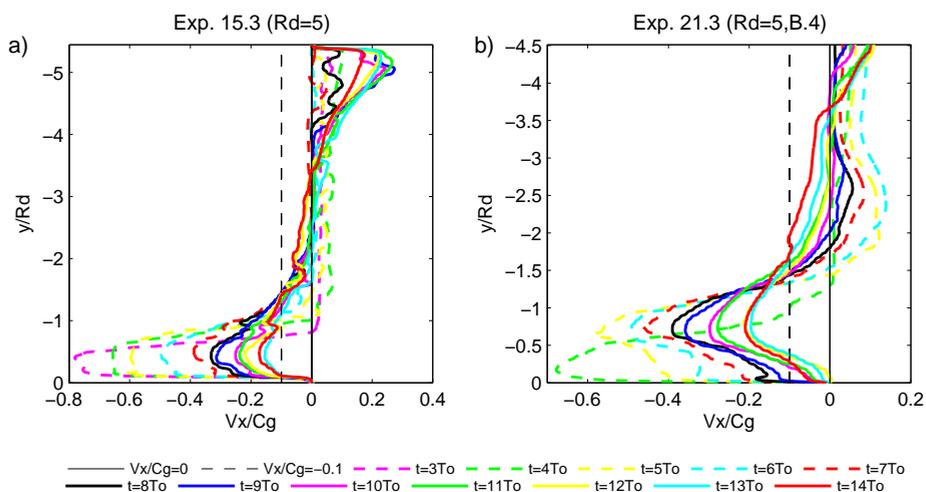


Figura 6.13: Perfiles de velocidad normalizados de la rama norte de la corriente del experimento a) 15.3 y b) 21.3. Se muestran únicamente aquellos perfiles una vez bien establecida la corriente en la cara norte.

Sin embargo, en general en esta configuración se obtiene una rama norte de la corriente que se propaga a una menor velocidad. Esto tiene sentido debido a que si la zona de la recirculación evoluciona temporalmente, el caudal de la corriente en un punto dentro del estrecho tiene que ser mayor que el caudal en ese mismo punto, pero en la cara norte. La presencia de la batimetría 4 tiene un efecto en el ancho de la rama norte, así como en la posición del máximo de velocidad, observándose un aumento significativo (Fig. 6.13).

La Tabla 6.2 recoge las escalas físicas, parámetros adimensionales y resultados de los experimentos con PIV en configuración de cuenca abierta, así como los valores de la Corriente de Bransfield. El experimento 20.3 es el que presenta mejor semejanza al tener sus parámetros en el mismo orden de magnitud que el sistema natural. Esto indica que en nuestra configuración de cuenca abierta, se consigue una corriente de gravedad experimental en mayor semejanza

6.5 Comparación con el sistema natural

	Experimentos				Corriente de Bransfield
	15.3	16.3	20.3	21.3	
Escalas físicas					
H (cm-m)	15	15	14.7	14.7	1500-2000
H_{eff} (cm-m)	15	15	14.7	14.7	1200
h_0 (cm-m)	3	3	3	3	200-300
Rd (cm-km)	5	7	3	5	8.9-11
W_0 (cm-km)	29	29	29	29	100
L_0 (cm-km)	50	50	50	50	200
Parámetros adimensionales					
$\delta = h_0/H_{eff}$	0.2	0.2	0.2	0.2	0.16-0.25
$\alpha = W_0/Rd$	5.8	4.14	9.66	5.81	9.09-11.11
$\gamma = L_0/W_0$	1.7	1.7	1.7	1.7	2
$\lambda = h_0/Rd$	0.6	0.4	1	0.6	0.018-0.033
$\epsilon = E/Rd$	1.8	1.3	3	1.8	5-6
Resultados adimensionales					
W/Rd	1.54	1.03	2.38	1.44	0.9- 2 -2.24
y_{max}/Rd	0.87	0.56	1.24	0.74	1
$Ro = Vx_{max}/fRd$	0.39	0.49	0.38	0.48	0.21-0.43
$Fd = Vx_{max}/Cg$	0.44	0.55	0.42	0.54	0.27-0.46

Tabla 6.2: Escalas físicas, parámetros adimensionales del estado inicial y resultados adimensionalizados de los experimentos llevados a cabo con PIV en cuenca abierta. Se muestra también los valores para cada parámetro correspondiente a la Corriente de Bransfield. Los valores indicados en negrita representan aquellos valores obtenidos a partir de los cálculos realizados de la batimetría media extraída y del perfil de velocidad de la Corriente obtenido en el transecto T1b de la campaña COUPLING (Fig. 3.7).

6. RESULTADOS DE CUENCA ABIERTA

con la Corriente de Bransfield con un Rd pequeño y con una batimetría que simule la plataforma y el talud de la cara norte de las Islas Shetland del Sur. La excepción en la semejanza, al igual que en el caso de cuenca cerrada, es el ratio vertical horizontal, λ . El ratio vertical horizontal en el océano es pequeño ($\lambda = 10^{-2}$) y estos valores en el laboratorio son difíciles de alcanzar porque, tal y como

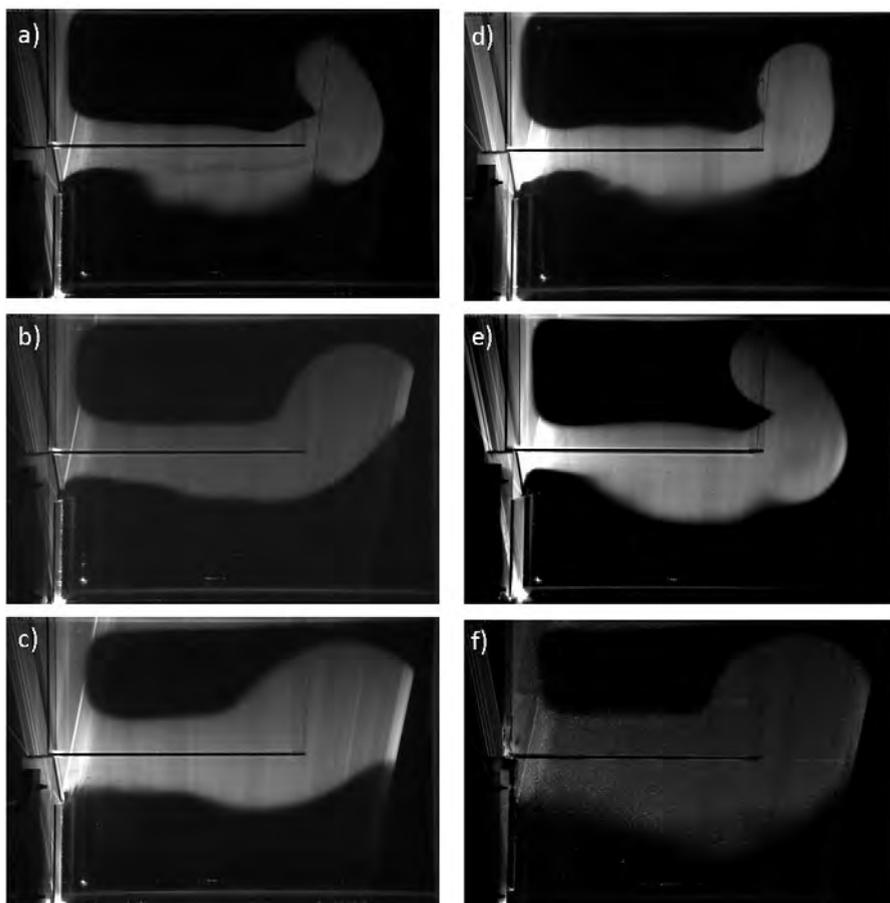


Figura 6.14: Captura cenital de los experimentos a) 10.3 ($Rd=3$ cm), b) 11.3 ($Rd=5$ cm), c) 12.3 ($Rd=7$ cm), d) 13.3 ($Rd=3$ cm), e) 14.3 ($Rd=3$ cm) y f) 17.3 ($Rd=5$ cm y B.4) en el inicio del estado de cuasi-estabilidad ($t = 8\tau$).

se explicó en el Capítulo 2, se trabaja con modelos distorsionados debido a que una semejanza geométrica perfecta no se puede obtener por la escala vertical. Sin embargo, el resultado más relevante que aportan las simulaciones experimentales en cuenca abierta es la recirculación de la corriente cuando termina de recorrer la pared vertical que representa las SSI. En esta recirculación, además, se observa como llega a desprenderse un vórtice anticiclónico. La forma en la que se produce la recirculación y el desprendimiento del remolino anticiclónico puede variar en función del experimento. La Figura 6.14 presenta la dinámica experimental de los experimentos con LIF en el momento de inicio del intervalo de cuasi-estabilidad ($t = 8\tau$), mientras que el campo de velocidad de los experimentos con PIV se muestran en la Figura 6.15.

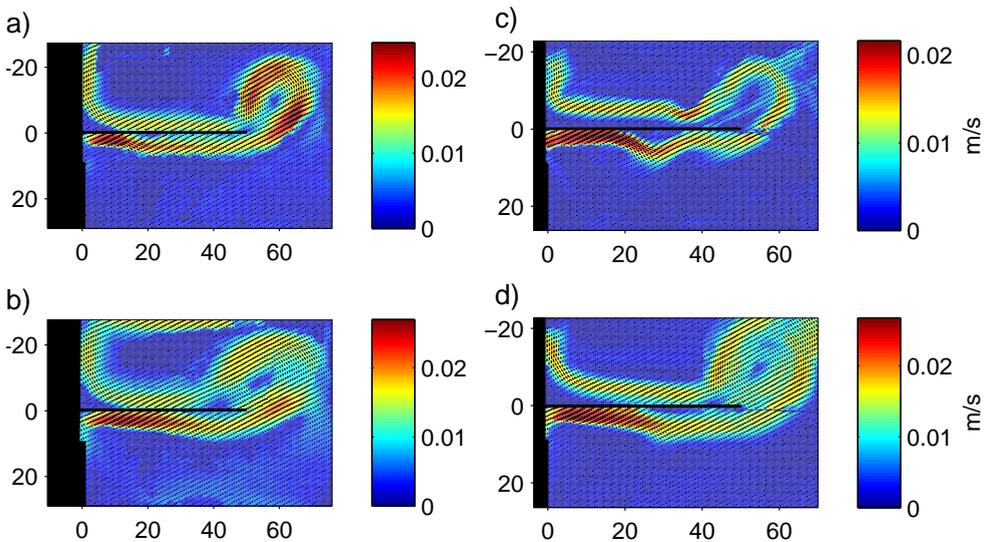


Figura 6.15: Campo de velocidad de los experimentos a) 15.3 ($Rd=5$ cm), b) 16.3 ($Rd=7$ cm), c) 20.3 ($Rd=3$ cm y B.4) y d) 21.3 ($Rd=5$ cm y B.4), en el momento experimental más cercano a $t = 8\tau$. Para una mejor visualización se muestran sólo 1/8 del número total de vectores.

6. RESULTADOS DE CUENCA ABIERTA

A partir de la Figura 6.15 se puede extraer valores medios orientativos de la velocidad y del radio medido en la dirección x del remolino anticiclónico de la recirculación al inicio del estado de cuasi-estabilidad. De esta forma se obtienen valores de velocidad de 0,02, 0,02, 0,012 y 0,015 m/s y radios de 2,3, 2,3, 3,5 y 2,8 Rd para los experimentos 15.3, 16.3, 20.3 y 21.3, respectivamente. A partir de estas estimas podemos hacer una comparación preliminar entre el remolino observado en el Estrecho de Bransfield y en el laboratorio. Teniendo en cuenta que el remolino observado en el transecto TB de la campaña COUPLING tiene un periodo de 5 días, el periodo normalizado para el sistema natural será el ratio entre el periodo del remolino y el del sistema natural, es decir, T_{rem}/T_s , cuyo valor es 5. Como primera aproximación a esta comparación se asume que el remolino experimental sigue un movimiento circular uniforme. De esta forma, el periodo del remolino experimental, T_{rem} , será igual a $2\pi/\omega$, siendo ω la velocidad angular, mientras que el periodo del sistema experimental, T_s , viene determinado por $4\pi/f$. El periodo normalizado para el sistema experimental será entonces $f/2\omega$. Si se realizan los cálculos, se obtiene un periodo normalizado de 2.5, 2.38, 6.2 y 3.4 para los experimentos 15.3, 16.3, 20.3 y 21.3, respectivamente. Por lo tanto, dentro de la serie de experimentos realizada en cuenca abierta, existe una combinación de parámetros que origina un remolino anticiclónico cuyo periodo normalizado es del mismo orden que el del sistema natural. La mejor comparación se establece con el experimento 20.3 que además es el más semejante a la Corriente de Bransfield en cuanto al resto de parámetros. Se necesitan realizar más experimentos en esta configuración pero este resultado es otro indicio de la idoneidad de explorar a fondo la configuración de cuenca abierta.

La recirculación experimental observada en el laboratorio se correspondería con la observada en la Corriente de Bransfield que aparece descrita en el Capítulo 3. Dicha recirculación, así como el

periodo normalizado del remolino anticiclónico de algunos de los experimentos de esta serie, aumentan la validez de la hipótesis que considera a la Corriente de Bransfield como una corriente de gravedad de superficie que recircula alrededor de las Islas Shetland del Sur.

6.6. Estabilidad de la corriente

En ninguna de las dos configuración utilizadas en este estudio se detectan inestabilidades importantes de la corriente. Por lo tanto, el modelo experimental de este trabajo no reproduce ni el sistema de remolinos anticiclónicos ni la presencia del Frente de Península que se observan en el *Bransfield System*.

En los experimentos de cuenca abierta, la corriente también es estable incluso cuando ya ha terminado de recircular y comienza su recorrido por la cara norte. Sin embargo, en este caso creemos que la dinámica de la recirculación es lo que afecta a la corriente dentro del estrecho, que comienza a manifestar señal de inestabilidad. El caso mas claro es el del experimento 20.3 (Fig. 6.15c), donde $L_0 \gg 6Rd$.

La principal diferencia entre la corriente costera simulada en este trabajo con la obtenida por Obaton et al. (2000) es referente a su estabilidad. Como se ha mencionado en el Capítulo 4, Obaton et al. (2000) producen la corriente a través de un inyector, fijando para ello inicialmente el caudal y el ancho de la corriente. En este caso, escogen un ancho de la corriente que es significativamente mayor al Rd . En esa configuración, se pueden entonces originar grandes meandros a lo largo de la corriente costera. Por lo tanto, las condiciones de forzamiento y la elección de un gran ancho de la corriente podría originar en el caso de Obaton et al. (2000), un

fuerte impacto en la distribución de vorticidad potencial y en la estabilidad de la corriente costera.

Sin embargo, a pesar de esta diferencia, creemos que sigue siendo apropiado la elección de experimento de descarga para simular la Corriente de Bransfield por la propia forma en la que el Agua transicional Zonal con la influencia del Mar de Bellinghausen (TBW) entra al estrecho. En realidad, según la trayectoria de las boyas obtenidas a partir de nuestras campañas así como las presentadas en el trabajo de Zhou et al. (2002) la Corriente de Bransfield sigue un recorrido muy concreto y estable. Sí que existe un sistema de remolinos anticiclónicos que propagan la TBW fuera de la CB, pero su mecanismo de desprendimiento o formación a partir de la Corriente de Bransfield sigue sin estar claro.



Capítulo 7

Conclusiones y trabajos futuros

7.1. Conclusiones

Las principales conclusiones de este estudio experimental de la dinámica de la Corriente de Bransfield son:

1. En todos los experimentos realizados se observa cómo, tras retirar la compuerta, el agua de menor densidad colapsa y debido a la fuerza de Coriolis se propaga de forma transversal al tanque. Sin embargo, cuando llega al contorno que representa las SSI sigue propagándose en una banda estrecha formándose una corriente de gravedad costera en ajuste geostrófico.
2. El perfil de la velocidad en la dirección transversal al contorno es parabólica, con un perfil vertical en forma de cuña dado por el ajuste geostrófico. De esta forma, se obtiene una vorticidad anticiclónica (positiva) cerca del contorno que cambia a ciclónica (negativa) en el extremo más exterior de la corriente.

7. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

3. Ambas configuraciones revelaron que el ancho de la corriente no se ve influenciado por el valor de δ , donde δ es el ratio entre la profundidad de la capa superior, h_0 , y la profundidad total de la columna de agua, H .
4. La inclusión de diferentes pendientes o la modificación de la configuración añadiendo una pared vertical posterior a la compuerta, que restringe el colapso del agua de menor densidad, en configuración de cuenca cerrada tienen el mismo efecto: se produce un ligero aumento de la velocidad de la corriente en x_0 , donde x_0 representa la posición media del primer contorno disponible para la propagación de la corriente.
5. El aumento del radio interno de deformación de Rossby (Rd) en cuenca cerrada produce un aumento de la velocidad máxima de la corriente de aproximadamente $0,1Cg$.
6. Todos los experimentos de la serie en cuenca cerrada muestran una corriente de gravedad que se escala con el radio interno de deformación de Rossby (Rd). Se obtiene en este caso una corriente con un ancho de $2Rd$ mientras que el máximo de velocidad se sitúa en $1Rd$. Vx_{max} y Ro (Vx_{max}/fRd) presentan el mismo comportamiento de decaimiento.
7. Las simulaciones experimentales en cuenca abierta muestran también una corriente de gravedad costera algo más rápida que la de cuenca cerrada. Sin embargo, el resultado más importante en esta serie es la recirculación que experimenta dicha corriente al llegar al final del contorno que representa las SSI. Tras recircular, se estabiliza y sigue su propagación en la cara norte.
8. En la evolución de la recirculación observada en cuenca abierta se observa claramente un desprendimiento de un remolino

anticiclónico que posee un radio estimado entre $2.3-3.5Rd$ y una velocidad entre 1.2 y 2 cm/s.

9. La presencia de una batimetría que simula la plataforma y talud de las SSI en la cara norte de la configuración de cuenca abierta, ocasiona un ligero aumento de la velocidad máxima de la corriente dentro del estrecho y una recirculación más extensa que acaba desestabilizando el ancho de la corriente.
10. El aumento de Rd en cuenca abierta afecta a que la recirculación de la corriente sea más extensa. Un valor bajo de Rd produce una corriente cuyo ancho se desestabiliza debido a la dinámica de la recirculación. Sin embargo, al aumentar Rd , la corriente es más estable pero se alcanza un menor valor del ancho y de y_{max} .
11. La comparación entre el sistema experimental y el natural exige el establecimiento de un estado cuasi-estacionario o de cuasi-estabilidad de la corriente de gravedad. El comportamiento y evolución del frente de la corriente no es representativo de dicho estado. Este intervalo se ha fijado a partir de la evolución temporal de la velocidad máxima. Para cuenca cerrada está entre $4-6\tau$ y entre $8-10\tau$ para el caso de cuenca abierta, siendo τ el tiempo teórico que tardaría la corriente en recorrer el contorno de longitud L_0 a una velocidad igual a la velocidad de fase máxima de las ondas internas, Cg .
12. Ambas configuraciones presentan una corriente con una gran estabilidad. Para el caso de la cuenca cerrada la destabilización observada al final del experimento se atribuye a cambios en la distribución de la vorticidad potencial de la capa de fondo y que restringe inicialmente el desarrollo de inestabilidades baroclinas por ser uniforme. Para el caso de configuración de cuenca abierta, la evolución de la recirculación de la corriente

7. CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

- parece ser la causante de la inestabilización de la corriente de gravedad dentro del estrecho.
13. Tanto la técnica PIV como la LIF utilizadas en las diferentes configuraciones han permitido obtener escalas y resultados adimensionalizados de la corriente de gravedad experimental del mismo orden de magnitud que los de la Corriente de Bransfield. El campo de velocidad ofrecido por el empleo de la técnica de PIV aporta resultados de una alta resolución, con un rango de entre 8-20 vectores por *Rd*.
 14. La serie de experimentos en cuenca abierta resuelve además la incertidumbre concerniente a lo que le ocurre a la corriente al alcanzar el extremo oriental del contorno, manifestando una clara recirculación con desprendimiento de remolino anticiclónico similar a la presentada por el sistema natural.
 15. Realizando una primera aproximación comparando los remolinos anticiclónicos observados en ambos sistemas a través de sus periodos normalizados, se obtienen resultados prometedores.
 16. Las simulaciones experimentales de este trabajo han sido capaces de producir una corriente de gravedad costera con parámetros y comportamiento similares a los de la Corriente de Bransfield sin la necesidad de incluir el forzamiento del viento. Por tanto, este estudio experimental apoya la validez de la hipótesis alternativa de corriente de gravedad aplicada a la Corriente de Bransfield. Los resultados preliminares de este trabajo se han incluido en el artículo de Sangrà et al. (2011) acerca del Sistema de Bransfield.

7.2. Trabajo futuro

El estudio aquí presentado representa el primer trabajo que aborda la dinámica de la Corriente de Bransfield desde un punto de vista experimental. Con estos experimentos se ha aportado importante información para aumentar el entendimiento de la dinámica de la Corriente de Bransfield. Sin embargo, existen líneas futuras que pueden mejorar y seguir incrementando el conocimiento sobre este sistema natural.

Durante este estudio se intentó obtener datos de una segunda capa más profunda de la columna de agua pero sin éxito. Podría explorarse nuevamente esta opción y trabajar con dos láseres para poder tener los datos en superficie y en una segunda capa más profunda.

La colaboración ya establecida entre el laboratorio de Fluidos Geofísicos y Geofísica Aplicada del Departamento de Física de la ULPGC y la Unité de Mécanique (UME) de la École Nationale Supérieure de Techniques Avancées (ENSTA) pretende continuarse con un estudio de estabilidad de las corrientes costeras. Para ello, servirá de base los resultados presentados en este trabajo.

Sería adecuado seguir explorando la dinámica que ofrece una configuración de cuenca abierta. En esta línea se podría modificar la configuración aquí empleada, retirando o variando la longitud de la pared vertical que restringe la descarga de agua de menor densidad. Además, sería necesario introducir en esta configuración una batimetría a escala de todo el Sistema de Bransfield, tanto de la zona de la cuenca central del estrecho como de la cara norte de la plataforma de las SSI. De esta forma se podrían obtener las simulaciones experimentales más realistas de dicho sistema de las que esperamos, este trabajo experimental sirva de base.



Bibliografía

- Avicola, G., Huq, P., 2002. Scaling Analysis for the interaction between a Buoyant Coastal Current and the Continental Shelf: Experiments and Observations. *Journal of Physical Oceanography* 32, 3233–3248.
- Benjamin, T. B., 1968. Gravity currents and related phenomena. *Journal of Fluid Mechanics* 31, 209–248.
- Cenedese, C., Linden, P. F., 2002. Stability of a buoyancy-driven coastal current at the shelf break. *Journal of Fluid Mechanics* 452, 97–121.
- Cenedese, C., Whitehead, J. A., Ascarelli, T. A., Ohiwa, M., 2004. A dense current flowing down a sloping bottom in a rotating fluid. *Journal of Physical Oceanography* 34 (1), 188–203.
- Clowes, A. J., 1934. Hydrology of the Bransfield Strait. *Journal of Physical Oceanography* 9, 1–64.
- Crimaldi, J. P., Jun. 2008. Planar laser induced fluorescence in aqueous flows. *Experiments In Fluids* 44 (6), 851–863.
- Cunningham, S., Alderson, S., King, B., Brandon, M., 2003. Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage. *Journal of Geophysical Research* 108, 8084–8101.
- Daviero, G., Roberts, P., Maile, K., 2001. Refractive index matching in large-scale stratified experiments. *Experiments in Fluids* 31 (2), 119–126.
- Davies, P., Jacobs, P., LA, M., 1993. A laboratory study of buoyant fresh water boundary currents in tidal crossflow. *Oceanologica Acta* 16, 489–503.

BIBLIOGRAFÍA

- Dewey, C., 1976. Qualitative and quantitative flow field visualization utilizing laser-induced fluorescence. Proceedings of the AGARD conference of non-intrusive instrumentation in fluid flow research, AGARD-CP-193.
- Dhières, G. C., Didelle, H., Obaton, D., 1991. A Laboratory Study of Surface Boundary Currents - Application to the Algerian Current. *Journal of Geophysical Research* 96 (C7), 12539–12548.
- Dickson, R., Gmitrowicz, E., Watson, A., 1990. Deep-water renewal in the northern North Atlantic. *Nature* 344, 848–850.
- García, M. A., Castro, C. G., Ríos, A. F., Doval, M. D., Rosón, G., Gomis, D., López, O., 2002. Water masses and distribution of physico-chemical properties in the Western Bransfield Strait and Gerlache Strait during Austral summer 1995/96. *Deep-Sea Research II* 49, 585–602.
- García, M. A., López, O., Sospedra, J., Espino, M., Gracia, V., Morrison, G., Rojas, P., Figa, J., Puigdefabregas, J., Arcilla, A. S., 1994. Mesoscale Variability in the Bransfield Strait Region (Antarctica) during Austral Summer. *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences* 12 (9), 856–867.
- Gomis, D., García, M. A., López, O., Pascual, A., 2002. Quasi-geostrophic 3d circulation and mass transport in the western bransfield strait during austral summer 1995/96. *Deep Sea Research II* 49, 603–621.
- Gordon, A. L., Mensch, M., Dong, Z., Jr., W. M. S., Bettencourt, J. D., 2000. Deep and bottom water of the Bransfield Strait eastern and central basins. *Journal of Geophysical Research* 105 (C5), 11337–11346.
- Gordon, A. L., Nowlin, W. D., 1978. The Basin Waters of Bransfield Strait. *Journal of Physical Oceanography* 8 (2), 258–264.
- Grelowski, A., Majewicz, A., Pastuszak, M., 1986. Mesoscale hydrodynamic processes in the region of the Bransfield Strait and the southern part of Drake Passage during Biomass-SIBEX 1983/84. *Polish Polar Research* 7, 353–369.
- Griffiths, R. W., 1986. Gravity currents in rotating systems. *Annual Review of Fluid Mechanics* 1, 59–89.

- Griffiths, R. W., Hopfinger, E. J., 1983. Gravity currents moving along a lateral boundary in a rotating fluid. *Journal of Fluid Mechanics* 134, 357–399.
- Hacker, J. N., Linden, P. F., 2002. Gravity currents in rotating channels. Part 1. Steady-state theory. *Journal of Fluid Mechanics* 457, 295–324.
- Hannoun, I., 1985. Matching the refractive index in density stratified flows. Tech. rep., California Institute of Technology.
- Hartel, C., Meiburg, E., Necker, F., 2000. Analysis and direct numerical simulation of the flow at a gravity-current head. Part 1. Flow topology and front speed for slip and no-slip boundaries. *Journal of Fluid Mechanics* 418, 189–212.
- Helfrich, K. R., Mullarney, J. C., 2005. Gravity currents from a dam-break in a rotating channel. *Journal of Fluid Mechanics* 536, 253–283.
- Hughes, S. A., 1993. Physical models and laboratory techniques in coastal engineering. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., Ch. Dimensional Analysis, pp. 19–50.
- Hunt, J. C. R., Pacheco, J. R., Mahalov, A., Fernando, H. J. S., 2005. Effects of rotation and sloping terrain on the fronts of density currents. *Journal of Fluid Mechanics* 537, 285–315.
- Huntley, M., Karl, D. M., Niller, P., Holm-Hansen, O., 1991. Research on Antarctic Coastal Ecosystem Rates (RACER): an interdisciplinary field experiment. *Deep Sea Research A* 38 (8-9), 911–941.
- Ichii, T., Katayama, K., Obitsu, N., Ishii, H., Naganobu, M., 1998. Occurrence of Antarctic krill (*Euphasia superba*) concentrations in the vicinity of the South Shetland Islands: relationship to environmental parameters. *Deep-Sea Research I* 45, 1235–1262.
- Kim, D., Kim, D. Y., Kim, Y. J., Kang, Y. C., Shim, J., 2003. Downward fluxes of biogenic material in Bransfield Strait, Antarctica. *Antarctic Science* 16 (3), 227–237.
- Latif, M., E., O., T., O., U., U., 1991. Observations of the Mediterranean outflow into the Black Sea. *Deep Sea Research A* 38, 711–723.

BIBLIOGRAFÍA

- LaVision, 2007. Flow Master. LaVision GmbH, Anna-Vandenhoeck-Ring 19, D-37081 Göttingen (Germany).
- Lentz, S., Helfrich, K., 2002. Buoyant gravity currents along a sloping bottom in a rotating fluid. *Journal of Fluid Mechanics* 464, 251–278.
- López, O., García, M. A., Gomis, D., Rojas, P., Sospedra, J., Sánchez-Arcilla, A., 1999. Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the Bransfield Strait (Antarctica). *Deep Sea Research I* 46 (10), 1755–1778.
- Martin, J., Lane-Serff, G., 2005. Rotating gravity currents. Part 1. Energy loss theory. *Journal of Fluid Mechanics* 522, 35–62.
- Maxworthy, T., Leilich, J., Simpson, J. E., Meiburg, E. H., 2002. The propagation of a gravity current into a linearly stratified fluid. *Journal of Fluid Mechanics* 453, 371–394.
- McClimans, T. A., Pietrzak, J. D., Huess, V., Kliem, N., Nilsen, J. H., Johannessen, B. O., 2000. Laboratory and numerical simulation of the Skagerrak circulation. *Continental Shelf Research* 20 (9), 941–974.
- McDougall, T., 1979. On the elimination of refractive-index variation in turbulent density-stratified liquid flows. *Journal of Fluid Mechanics* 93, 83–96.
- Naganobu, M., Katayama, T., Ichii, T., Ishii, H., Nasu, K., 1993. Characteristics of oceanic structure in the waters around the south shetland islands of the antarctic ocean between december 1990 and february 1991: Outstanding coastal upwelling? *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Biology* 6, 166–170.
- Niller, P. P., Amos, A., Hu, J. H., 1991. Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region. *Deep Sea Research A* 38 (8-9), 943–959.
- Nof, D., 1987. Penetrating outflows and the dam-breaking problem. *Journal of Marine Research* 45 (3), 557–577.
- Obaton, D., Millot, C., D’Hières, G. C., Taupier-Letage, I., 2000. The Algerian current: comparisons between in situ and laboratory data sets. *Deep Sea Research I* 47 (11), 2159–2190.

- Orsi, A. H., Whitworth, T., W.D., N., 1995. On the meridional extent and fronts of the antarctic circumpolar current. *Deep Sea Research I* 42 (5), 641–673.
- Palacios, J., 1964. *Análisis dimensional*, 2nd Edition. Espasa-Calpe.
- Pennel, R., Stegner, A., Béranger, K., 2011. Shelf Impact on Buoyant Coastal Current Instabilities. *Journal of Physical Oceanography* 42 (1), 39–61.
- Phillips, N., 1954. Energy transformation and meridional circulations associated with simple baroclinic waves in a two-level quasigeostrophic model. *Tellus* 6, 273–286.
- Price, J. F., Baringer, M. O., Lueck, R. G., Johnson, G. C., Ambar, I., Parrilla, G., Cantos, A., Kennelly, M. A., Sanford, T. B., 1993. Mediterranean outflow mixing and dynamics. *Science* 259 (5099), 1277–1282.
- Raffael, M., Willert, C., Wereley, S., Kompenhans, J., 2007. *Particle Image Velocimetry : A Practical Guide*, 2nd Edition. Springer.
- Reynolds, O., 1883. An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water in parallel channels shall be direct or sinuous and of the law of resistance in parallel channels. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 174, 935–982.
- Rintoul, S., Hughes, C., Olbers, D., 2011. *Ocean Circulation and Climate*. New York : Academic Press., Ch. The Antarctic Circumpolar Current System, pp. 271–302.
- Ross, A. N., Linden, P. F., Dalziel, S. B., 2002. A study of three-dimensional gravity currents on a uniform slope. *Journal of Fluid Mechanics* 453, 239–261.
- Sangrà, P., Gordo, C., Hernández-Arencibia, M., Marrero-Díaz, A., Rodríguez-Santana, A., Stegner, A., Martínez-Marrero, A., Pelegrí, J. L., Pichon, T., 2011. The Bransfield Current System. *Deep-Sea Research I* 58 (4), 390–402.
- Savidge, D. K., Amft, J. A., 2009. Circulation on the West Antarctic Peninsula derived from 6 years of shipboard ADCP transects. *Deep-Sea Research I* 56 (10), 1633–1655.
- Shapiro, G. I., Zatsepin, A. G., 1997. Gravity current down a steeply inclined slope in a rotating fluid. *Annales Geophysicae* 15 (3), 366–374.

BIBLIOGRAFÍA

- Shin, J. O., Dalziel, S. B., Linden, P. F., 2004. Gravity currents produced by lock exchange. *Journal of Fluid Mechanics* 521, 1–34.
- Sievers, H. A., 1982. Descripción de las condiciones oceanográficas físicas, como apoyo al estudio de la distribución y comportamiento del krill. *INACH Serie Científica* 28, 87–136.
- Simpson, J. E., 1997. *Gravity Currents: In the Environment and the Laboratory*, 2nd Edition. Cambridge University Press.
- Smith, W. H. F., Sandwell, D. T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277 (5334), 1956–1962.
- Stegner, A., Bouruet-Aubertot, P., Pichon, T., 2004. Nonlinear adjustment of density fronts. Part 1. The Rossby scenario and the experimental reality. *Journal of Fluid Mechanics* 502, 335–360.
- Stern, M. E., Whitehead, J. A., Hua, B. L., 1982. The intrusion of a density-current along the coast of a rotating fluid. *Journal Of Fluid Mechanics* 123, 237–265.
- Sutherland, B. R., Nault, J., Yewchuk, K., Swaters, G. E., 2004. Rotating dense currents on a slope. Part 1. Stability. *Journal of Fluid Mechanics*, 241–264.
- Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., Swift, J. H., 2011. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. Elsevier, Ch. Southern Ocean, pp. 437–471.
- Thivolle-Cazat, E., Sommeria, J., Galmiche, M., 2005. Baroclinic instability of two-layer vortices in laboratory experiments. *Journal of Fluid Mechanics* 544, 69–97.
- Thomas, P., Linden, P., 2007. Rotating gravity current: small-scale and large-scale laboratory experiments and a geostrophic model. *Journal of Fluid Mechanics* 578, 35–65.
- Thompson, A. F., Heywood, K. J., Thorpe, S. E., Renner, A. H. H., Trasvina, A., 2009. Surface Circulation at the Tip of the Antarctic Peninsula from Drifters. *Journal of Physical Oceanography* 39 (1), 3–26.
- Tokarczyk, R., 1987. Classification of water masses in the bransfield strait and southern part of the drake passage using a method of statistical multidimensional analysis. *Polish Polar Research* 8, 333–336.

- Ungarish, M., 2009. An Introduction to Gravity Currents and Intrusions. Chapman & Hall.
- Ungarish, M., Huppert, H. E., 1998. The effects of rotation on axisymmetric gravity currents. *Journal of Fluid Mechanics* 362, 17–51.
- Vázquez, E., Ameneiro, J., Putzeys, S., Gordo, C., Sangrà, P., 2007. Distribution of meroplankton communities in the Bransfield Strait, Antarctica. *Marine Ecology Progress Series* 338, 119–129.
- Whitehead, J. A., Jun. 1987. Oceanography - dense water off continents. *Nature* 327 (6124), 656–656.
- Whitehead, J. A., Miller, R., 1979. Laboratory Simulation of the Gyre in the Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research* 84 (C7), 3733–3742.
- Whitworth, T., Peterson, R., 1985. Volume transport of the antarctic circumpolar current from bottom pressure measurements. *Journal Of Physical Oceanography* 15 (6), 810–816.
- Zhou, M., Niiler, P. P., Hu, J. H., 2002. Surface currents in the Bransfield and Gerlache Straits, Antarctica. *Deep Sea Research I* 49 (2), 267–280.
- Zhou, M., Niiler, P. P., Zhu, Y., Dorland, R. D., 2006. The western boundary current in the Bransfield Strait, Antarctica. *Deep Sea Research I* 53 (7), 1244–1252.
- <http://www.sintef.no/home/Fisheries-and-Aquaculture/About-us/Laboratories/coriolis/>
- <http://www.hinghamweather.com/main/?p=1627>

En este trabajo se presenta un estudio experimental sobre la dinámica de la Corriente de Bransfield con el objetivo de validar una hipótesis que la considera como una corriente de gravedad de superficie que recircula alrededor de la plataforma de las Islas Shetland del Sur (Antártida). Para ello se utiliza un modelo experimental de dos capas en un tanque rectangular con rotación en sentido horario, en el que se genera una corriente de gravedad de superficie a través de un experimento de descarga, tanto en configuración de cuenca cerrada como de cuenca abierta.

Para el seguimiento y posterior análisis de la corriente de laboratorio se ha utilizado tanto la técnica de Fluorescencia Inducida por Láser (LIF) como la Velocimetría de Imágenes de Partículas (PIV). El análisis se ha realizado estudiando principalmente la evolución temporal del ancho (W); la velocidad máxima ($V_{x_{\max}}$); y la posición de la velocidad máxima en la dirección perpendicular al canal, (y_{\max}), de la corriente experimental.

Los experimentos en cuenca cerrada muestran una corriente con un ancho de $2R_d$ y un $y_{\max} = 1R_d$, siendo R_d el radio interno de deformación de Rossby. La configuración de cuenca abierta muestra cómo la corriente, al alcanzar el extremo oriental del primer contorno, recircula y tras estabilizarse, sigue propagándose por la cara norte del mismo. De esta recirculación se desprende además un remolino anticiclónico al igual que en el sistema natural. Ambas configuraciones (cuenca cerrada y cuenca abierta) presentan experimentos cuyos parámetros y resultados adimensionalizados son del mismo orden de magnitud que los de la Corriente de Branfield.

Por tanto, este estudio experimental apoya la validez de la hipótesis sobre la Corriente de Bransfield como una corriente de gravedad.

“Las palabras no tienen alas, pero pueden volar mil kilómetros”

Proverbio coreano



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
Departamento de Física

