

TESIS DOCTORAL

The Azores Current System  
and the Canary Current  
from CTD and ADCP data

*Isis Comas Rodríguez*

**MAYO 2011**



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS  
DE GRAN CANARIA



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA  
Departamento de Física

**D. SALVADOR GALVÁN HERRERA, SECRETARIO DEL DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA,**

**CERTIFICA,**

Que el Consejo de Doctores del Departamento en su sesión de fecha 13 de mayo de 2011 tomó el acuerdo de dar el consentimiento para su tramitación, a la tesis doctoral titulada “The Azores Current System and the Canary Current from CTD and ADCP data” presentada por la doctoranda D<sup>a</sup>. Isis Comas Rodríguez y dirigida por el Doctor D. Alonso Hernández Guerra.

Y para que así conste, a efectos de lo previsto en el Artº 73.2 del Reglamento de Estudios de Doctorado de esta Universidad, firmo la presente en Las Palmas de Gran Canaria, a diez y seis de mayo de dos mil once.



PROGRAMA DE DOCTORADO EN OCEANOGRAFÍA  
Departamento de Física

**The Azores Current System and the Canary  
Current from CTD and ADCP data**

(La Corriente de Azores y la Corriente de Canarias mediante  
datos de CTD y ADCP)

*Tesis doctoral presentada por Isis COMAS RODRÍGUEZ  
para la obtención del título de Doctor por la Universidad de Las  
Palmas de Gran Canaria*

*Dirigida por Dr. Alonso HERNÁNDEZ GUERRA*

Dr. Alonso Hernández Guerra

D<sup>a</sup>. Isis Comas Rodríguez

LAS PALMAS DE GRAN CANARIA  
MAYO 2011

*A mi familia*

# Agradecimientos

## Acknowledgements

Dedico mi tesis doctoral a mi familia, en el sentido más amplio de la palabra. A todas y cada una de esas personas que considero “mías”, unidas a mí y al trabajo que he desempeñado estos años por lazos de muchos tipos, pero todos fundamentales para llegar a escribir estas líneas. Deseo dar las **GRACIAS...**

... por la beca FPU (Formación de Profesorado Universitario), del Ministerio de Educación y Ciencia, que he disfrutado durante los cuatro años de realización de mi tesis. Sin ese apoyo financiero, no habría podido hacer el doctorado. Las estancias que he realizado en el extranjero no habrían sido posibles sin las convocatorias a las que me acogí en el marco de esta beca predoctoral.

... al Departamento de Física de la ULPGC (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria) por permitirme la adscripción como PIF (Personal Investigador en Formación) y por el apoyo logístico y humano que siempre me han brindado. La asistencia a congresos internacionales ha sido posible además gracias al programa PFPI (Programa de Formación de Personal Investigador) de la ULPGC.

... al grupo de investigación “Oceanografía Física y Oceanografía por Satélite”. El laboratorio F-214 ha sido mi segundo hogar durante este periodo. La Facultad de Ciencias del Mar ha sido mi escuela, brindándome además la oportunidad de formarme como docente durante estos dos últimos años. De aquí me llevo estupendos

amigos y compañeros de fatiga que me han ayudado y acompañado durante largas horas de trabajo (Francis, Eugenio, Vero, Lola, David, Juanma, Tina, Johan, Enrique...) o simplemente con una sonrisa de ánimo por los pasillos entre Departamentos (Iván, Inma, Minerva, Mayiya, Sheila, Anna...).

... al Personal de Administración y Servicios que, de una manera u otra, han facilitado esta andadura. El “coñazo” que damos en Conserjería, los trámites en la Administración y cualquier consulta en la Biblioteca, todo ello acompañado de una sonrisa y de muchas ganas de ayudar. No quiero olvidarme tampoco del resto de personas que, trabajando en la ULPGC y dedicándome un rato más del que era necesario, me han ayudado con los inacabables trámites necesarios para llegar hasta aquí, especialmente al personal de Tercer Ciclo y de GRAI (Gestión de Recursos y Ayudas a la Investigación). A algunos de ellos (Lola, Alejandro...) les debo, como poco, una caja de bombones :)

... a los proyectos ORCA (CTM2005-04701 y CTM2008-04510) y MOC (CTM2008-06438), en los que he participado y han apoyado además económicamente mi formación, ambos financiados por el Ministerio de Ciencia y por fondos Feder. Al proyecto Malaspina (Consolider CSD2008-00077), del que formo parte en la actualidad. Un lugar muy especial guardo también para el proyecto RAPROCAN del IEO (Instituto Español de Oceanografía), que me ha permitido disfrutar de las campañas oceanográficas desde que era estudiante colaboradora en los últimos años de carrera. Hablando de barcos...

... a la tripulación del B/O Cornide de Saavedra y del BIO Hespérides, por contribuir a que la experiencia de embarcarme me haya enganchado hasta acumular un total de siete campañas en los últimos años. Y a todos mis compañeros de profesión que han estado embarcados conmigo y han hecho que resonaran las risas durante las largas guardias nocturnas (Mireya, Carolina, Yeray, Amelia, Fran, Marta, pequeño Timmy...).

... con mayúsculas a mi director de tesis, Alonso. Por haberme dejado colaborar con él desde cuarto de carrera (¡tras insitirle tres veces!) y haberme enseñado mucho en la oceanografía, pero también en la manera de hacer ciencia, durante los últimos siete años. Por su paciencia y tiempo dedicado a que esta tesis sea lo que es. Por las campañas, los congresos y el apoyo que me ha brindado, y porque estos años han permitido que nos entendamos cada vez un poquito más.

... a todos los investigadores que me han ayudado, colaborando en mi formación y con esas charlas sobre el futuro que han esclarecido más de una vez en qué dirección seguir (Pedro Vélez, Antonio Martínez, Federico López...). También me gustaría mencionar a aquellas personas que hicieron posibles mis estancias en Southampton:

I would like to thank Elaine McDonagh and Stuart Cunningham for hosting my two three-month visits to NOCS (National Oceanography Centre, Southampton) and providing the chance to work with them. Thanks both to the institution and its ‘Ocean Observation and Climate’ research group, with special mention to Brian King, who helped me during my stay. They also provided the cruise D279 data (shown in Chapter 2 of this thesis), which was supported by NERC (Natural and Environmental Research Council, United Kingdom) as part of the Core Strategic Research Programme ‘Ocean Variability and Climate’ at NOCS. Also to Alberto Naveira Garabato for sharing impressions with me and a big Thank You to all those people who helped me keep warm memories of the months I spent abroad.

...a mi “gente”. A mi familia al completo, de sangre o no, por el apoyo y los ánimos incondicionales durante mi carrera (a mi madre, mi hermano, mis abuelos, mis tíos y primos, Yoly y Pepe, Cintia y Alberto, Saulo y Carlos...). A todo el que me ha hecho sentir querida y en familia. Dedico esta tesis de manera muy especial a mi padre. Como se suele decir, “no le cabría el culo en la silla de orgullo” si estuviese presenciando este momento. Esa persona que siempre te ve guapa y cree que todo lo haces bien... y en el fondo sabes que es porque el amor lo ciega. Yo también te quiero, papá, mucho :)

...a mi “otra gente”, aquellos que con su amistad se han alegrado conmigo por todo lo bueno y han sabido levantarme en los momentos no tan buenos. Hay amigos que llevan a mi lado desde la adolescencia (Varsha...). Algunos entraron en mi vida en cuarto de carrera, cuando empecé en la investigación (Mónica, Borja...). Otros llevaban ahí desde que entramos en Ciencias del Mar, pero pasaron muchas experiencias con la “delegada de clase” :) antes de que nos uniera la amistad (Ángela, Aridane...). Alguna incluso dejó este mundillo, pero eso no ha hecho que deje de estar aquí cerquita (Idaira...). Gracias por todo el apoyo que me han brindado y por las experiencias que, a día de hoy, hacen que sea la persona que soy.

...a Rayco, esa persona que me aguanta (¡pobrecito!) cuando acaba el día y con la que desahogo los a veces sinsabores de esta profesión que tanto me gusta. Su apoyo para la realización de esta tesis ha sido fundamental y ver el mundo a través de sus ojos ha hecho que, desde hace más de ocho años ya, estar a su lado me haya enriquecido en todos los aspectos. Gracias por tu paciencia, generosidad y sencillez. Gracias por ser familia, amigo y mucho más.

...a todo aquél que, de un modo u otro, ha contribuido a que haga realidad el sueño de ser oceanógrafa. Incluso a aquellos que (discúlpenme), me haya dejado en el tintero...



# Resumen

Debido al creciente interés en el estudio de la circulación global y su papel en la regulación del cambio climático, la frontera occidental del giro subtropical de Atlántico Norte (NASG, North Atlantic subtropical gyre, en inglés) ha sido extensamente estudiada a lo largo de los años a causa del su intenso transporte de masa y calor hacia el norte. No obstante, pocos trabajos ha suscitado la frontera este hasta que recientemente se ha reconocido el papel esencial que juegan las corrientes en la Cuenca de Canarias. En la actualidad, estos estudios han contribuido a mejorar nuestro entendimiento y cuantificación del NASG. En esta tesis, se propone y aplica una metodología para evaluar el Sistema de Corrientes de Azores, así como el transporte promedio de masa y la variabilidad de la Corriente de Canarias, ambos como parte fundamental del NASG. Mediante el uso de Perfiladores de Corriente Acústicos Doppler (ADCP, Acoustic Doppler Current Profiler, en inglés) para calcular velocidades en la capa de referencia, este procedimiento proporciona un método para las estimaciones de cálculos geostroficados absolutos.

La metodología sugerida es aplicada a diversos conjuntos de datos con el fin de mejorar las estimas de transporte en las regiones de Canarias y Azores. Se ha realizado una sección hidrográfica zonal al norte de las Islas Canarias en el invierno de diferentes años. Un transporte de masa promedio ha sido obtenido de estas medidas mediante la elaboración de una sección promedio, en la cual se aprecia una reducción del campo de remolinos de la región. Los resultados muestran un flujo característico hacia el sur a través de la termoclina, de una intensidad de 3.5 Sv, lo cual se corresponde con la magnitud de la Corriente de Canarias. El procedimiento de referenciado mediante

datos de ADCP desvela un ensanchamiento horizontal de la circulación, pasando a extenderse a lo largo de todo el archipiélago canario. Asimismo se analiza de forma individual cada una de las secciones anuales, lo cual revela un flujo permanente hacia el sur para aguas superficiales y la circulación de diversas masas de agua a profundidades intermedias. No se aprecian cambios significativos en el transporte de la Corriente de Canarias para las observaciones realizadas durante los inviernos de 1997, 2006 y 2009.

El origen de la Corriente de Canarias como rama más oriental del NASG ha causado controvertidas opiniones a lo largo de los años. En esta tesis, se analiza el Sistema de Corrientes de Azores, delimitándolo y cuantificando la contribución de las Corriente y Contracorriente de Azores a través de una sección hidrográfica meridional localizada al sur del archipiélago de Azores. Se estima un flujo neto de 7.3 Sv hacia el este, así como se ubican y describen diferentes estructuras oceanográficas. Se cree que la Corriente de Azores es fundamental en el origen de la Corriente de Canarias, ya que alimenta la rama que fluye hacia el sur a través del archipiélago canario.

A modo general, esta tesis analiza el Sistema de Corrientes de Azores y contribuye a arrojar luz sobre el transporte de masa promedio, la variabilidad y el posible origen de la Corriente de Canarias. Gracias a la metodología propuesta, se pueden aportar nuevas contribuciones al análisis de la circulación en la cuenca canaria. No obstante, serán necesarios estudios adicionales que continúen trabajando en la línea de investigación de un transporte de masa promedio para la Corriente de Canarias y su variabilidad. Aun cuando se logran abordar los principales objetivos de esta tesis, surgen nuevos aspectos que contribuirán a mejorar nuestro conocimiento de la oceanografía física de la cuenca de Canarias.

# Summary

Prompted by ongoing interest in the study of the ocean circulation and its role in regulating the climate change, the western boundary of the North Atlantic subtropical gyre (NASG) has been widely analyzed over the last few decades due to the strong northward mass and heat transport that it carries. In contrast, the eastern boundary has been weakly studied until recently, when the essential role played by the currents in the Canary Basin was recognized. Today, these studies have helped to improve our understanding and measuring of the NASG. In this thesis, a methodology is proposed and applied to study the Azores Current system, as well as the mean circulation and the variability of the Canary Current, as a fundamental part of the NASG. Using Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) data to calculate velocities in the reference layer, this procedure provides a way to perform absolute geostrophic calculations.

The suggested method is applied to several datasets to improve the flow estimates in the Canary and Azores regions. A zonal hydrographic section north of the Canary Islands has been occupied in winter for several years. A mean mass transport is inferred from these measurements, providing an average synthetic section in which the eddy field in the region is reduced. These results show a characteristic southward thermocline flow of 3.5 Sv, that corresponds to the Canary Current. The ADCP-referencing produces a horizontal stretching of the circulation, that spans across the whole Canary archipelago. Each cruise carried out in a particular year is also studied separately, revealing the permanent southward flow in the surface and different water mass circulations at intermediate layers. No significant changes in the Canary Current transport are found in the observations made in the winter of 1997, 2006 and

2009.

The main source feeding the Canary Current as the easternmost branch of the NASG has caused controversial opinions throughout the years. In this thesis, the Azores Current System is analyzed, delimiting and quantifying the contribution of the Azores Current and the Azores Countercurrent across a meridional hydrographic section south of the Azores archipelago. A net eastward mass transport of 7.3 Sv in the surface layer is estimated and different oceanographic areas are located and described. The Azores Current is believed to be crucial in forming the branch turning south and feeding the Canary Current.

Overall, this thesis analyzes the Azores Current System and contributes new knowledge of the Canary Current mean mass transport, its variability and its possible source. Despite the new contribution in the flow analysis, owing to the methodology developed, additional studies are necessary to further estimate the average mass transport and variability of the Canary Current. While the main goals of this thesis are achieved, new aspects arise to improve our knowledge of the physical oceanography of the Canary Basin.

# Presentación de la tesis

La presente tesis, titulada *The Azores Current System and the Canary Current from CTD and ADCP data*, resulta de la recopilación de una serie de trabajos enmarcados dentro de los proyectos de investigación ORCA (CTM2005-04701-C02-01, financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación y fondos Feder), RAPROCAN (Instituto Español de Oceanografía) y el programa ‘Ocean Variability and Climate’ del National Oceanography Centre, Southampton (financiado por el ‘Natural and Environmental Research Council’ de Reino Unido).

El Dr. Alonso Hernández Guerra, Catedrático de la Facultad de Ciencias del Mar de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, ha supervisado esta tesis. Ésta consta de una primera parte realizada íntegramente en inglés, estructurada en Introducción, Objetivos, Contribuciones originales, Discusión General, Conclusiones y Líneas futuras de investigación. De este modo, resumen y conclusiones de la tesis se encuentran en una lengua oficial de la Unión Europea distinta a la lengua Española (Inglés), de acuerdo a la normativa para la obtención de la Mención Europea del Título de Doctor (BOULPGC Art.1 Cap.4, 5 de noviembre 2008).

La segunda parte de la tesis está escrita en castellano, constando el documento de las 50 páginas en dicha lengua requeridas por el Reglamento de Elaboración, Tribunal, Defensa y Evaluación de Tesis Doctorales de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (BOULPGC, Art.2 Cap.1, 5 de noviembre 2008). Además, contiene los elementos exigidos por dicho Reglamento: Objetivos, Planteamiento y metodología, Aportaciones originales y Conclusiones obtenidas.

---

La imagen de satélite de la portada es propiedad de “The Visible Earth” (<http://visibleearth.nasa.gov/>), la cual pertenece al EOS Project Science Office situado en el NASA Goddard Space Flight Center.

# Thesis preview

This thesis entitled *The Azores Current System and the Canary Current from CTD and ADCP data* compiles different studies carried out in the frame of the research projects ORCA (CTM2005-04701-C02-01, financed by the Spanish 'Ministerio de Ciencia e Innovación'), RAPROCAN (Instituto Español de Oceanografía) and the Core Strategic Research Programme 'Ocean Variability and Climate' at National Oceanography Centre, Southampton (supported by the United Kingdom Natural and Environmental Research Council).

Dr. Alonso Hernández Guerra, Professor at the School of Marine Sciences of the Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, has supervised this thesis. This thesis is structured into a general introduction that explains the unique hydrographic location of the Canary Basin and summarizes the aims of this thesis. Then, the original contributions are compiled in manuscript format and are at different stages in the peer-review publication process. Afterwards, there is general discussion section, which precedes conclusions. Finally, further research studies on the physical oceanography of the region are suggested.

At the end, a summary in Spanish is included, containing more than 50 pages. This is a requirement from the PhD Thesis Regulations from the Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (BOULPGC Art.2 Chap.1, November 5th 2008). In order to obtain the Doctor Europeus Mention (BOULPGC, Art.1 Chap.4, November 5th 2008), Summary and Conclusions have been translated into English.

---

The satellite image on the cover is owned by ‘The Visible Earth’ (<http://visibleearth.nasa.gov/>), which is part of the EOS Project Science Office located at NASA Goddard Space Flight Center.



# Contents

<b>Resumen / Summary</b>	<b>ix</b>
<b>Presentación de la tesis / Thesis preview</b>	<b>xiii</b>
<b>1 GENERAL INTRODUCTION</b>	<b>1</b>
1.1 Oceanographic setting . . . . .	1
1.2 The Canary and Azores Currents as part of the NASG . . . . .	3
1.3 Geostrophic calculations . . . . .	5
1.4 Aim and thesis outline . . . . .	8
<b>2 METHODOLOGY</b>	<b>11</b>
<b>Referencing geostrophic velocities using ADCP data at 24.5°N (North Atlantic)</b>	<b>11</b>
2.1 Introduction . . . . .	13
2.2 Material and methods . . . . .	14
2.2.1 Data acquisition . . . . .	14
2.2.2 LADCP data processing . . . . .	15
2.2.3 Tidal barotropic component correction . . . . .	19
2.2.4 Reference velocity field . . . . .	19
2.3 Results . . . . .	20
2.4 Discussion . . . . .	24
<b>3 THE CANARY CURRENT</b>	<b>25</b>

<b>Mean mass transport and variability of the Canary Current</b>	<b>25</b>
3.1 Introduction . . . . .	27
3.2 Data . . . . .	29
3.3 Methodology . . . . .	34
3.3.1 Average transect ADCP-referencing . . . . .	38
3.3.2 Yearly transects ADCP-referencing . . . . .	43
3.4 Mean mass transport and variability . . . . .	45
3.4.1 Average section mass transport . . . . .	45
3.4.2 Variability between the 1997, 2006, 2008 and 2009 cruises . . .	50
3.5 LADCP vs. inverse model solution . . . . .	58
3.6 Discussion and conclusions . . . . .	60
<b>4 THE AZORES CURRENT SYSTEM</b>	<b>63</b>
<b>The Azores Current System from hydrographic data</b>	<b>63</b>
4.1 Introduction . . . . .	65
4.2 Data and methods . . . . .	67
4.3 Results . . . . .	69
4.3.1 Water mass distribution . . . . .	69
4.3.2 The Azores Current and Countercurrent System . . . . .	71
4.4 Discussion and conclusions . . . . .	77
<b>5 DISCUSSION</b>	<b>81</b>
5.1 General discussion . . . . .	81
5.2 Conclusions . . . . .	85
5.3 Further research . . . . .	87
<b>A Resumen en español / Spanish summary</b>	<b>89</b>
A.1 INTRODUCCIÓN GENERAL . . . . .	89
A.1.1 Localización oceanográfica . . . . .	89
A.1.2 Las Corrientes de Canarias y Azores como parte del giro sub- tropical del Atlántico Norte . . . . .	92

A.1.3	Cálculos geostróficos . . . . .	95
A.1.4	Objetivos y estructura de la tesis . . . . .	97
A.2	METODOLOGÍA . . . . .	99
A.2.1	Adquisición de datos . . . . .	101
A.2.2	Procesado de datos de LADCP . . . . .	103
A.2.3	Corrección de la componente barotrópica de la marea . . . . .	107
A.2.4	Velocidades en el nivel de referencia . . . . .	108
A.3	RESULTADOS . . . . .	113
A.3.1	La Corriente de Canarias . . . . .	113
A.3.2	El Sistema de Corrientes de Azores . . . . .	128
A.4	DISCUSIÓN . . . . .	139
A.4.1	Discusión general . . . . .	139
A.4.2	Conclusiones . . . . .	143
A.4.3	Trabajos futuros . . . . .	145

# List of Figures

1.1	Geographical location of the area of study. For reference, the main isobaths are shown following the Smith-Sandwell database [ <i>Smith and Sandwell, 1997</i> ]. . . . .	2
1.2	Surface currents of the Atlantic Ocean from <i>Tomczak and Godfrey [1994]</i> . . . . .	4
1.3	Surface currents of the North Atlantic Ocean from <i>Schmitz [1996]</i> . . . . .	5
2.1	Station positions for the transatlantic hydrographic section occupied during cruise D279. 125 full depth stations were used along a nominal latitude of 24.5°N. . . . .	15
2.2	LADCP data processed using the Visbeck method at Station 23 (26.5°N, 75.9°W): a) eastwards velocity component, b) northwards velocity component. BB and WH master represent data processed individually, while WH master/slave corresponds to the combined data of the down- and up-looking WH running in master/slave mode. Note that the vertical scale is different for each depth range. Mean profiles are the average of the upcast and downcast. . . . .	16
2.3	Statistical analysis carried out for the three different instruments deployed during the survey: a) mean and standard deviation of the differences between the BB and WH master bottom track measurements; b) mean and standard deviation of the differences between each LADCP full depth profile and their bottom track record in the depth range near the sea bottom; c) mean and standard deviation between each LADCP full depth profile and the SADCP profile in a depth range near the sea surface. . . . .	17

2.4	Tidal barotropic component calculated from the OSU TPXO tide prediction model. This velocity is subtracted from the velocity measurements of the LADCP and SADCP profiles. . . . .	20
2.5	Comparison between the initial geostrophic profile and the ADCP-referenced for station pair 22-23 (located at 26.5°N, at 76.1°W and 75.9°W respectively). The dashed line represents the initial calculation while the solid one is corrected using ADCP data. Stars and circles correspond to bottom track records of Stations 22 and 23 respectively. Triangles show the SADCP velocity calculated as the mean of the measurements taken during each cast. Note that the vertical scale is different for each depth range. . . . .	21
2.6	a) velocity obtained from the depth-averaged offset of each geostrophic profile, considered as the reference velocity providing the new corrected calculations; b) final velocity estimated at the sea bottom before (gray line) and after (black line) the referencing ADCP data contribution was taken into account. . . . .	22
2.7	Velocity fields ( $\text{cm s}^{-1}$ ) contoured a) before and b) after the correction that applied ADCP referencing. . . . .	23
3.1	Location of the CTD stations carried out in January 1997 (grey dots) during the CANIGO project. Stations occupied in February 2006, 2008 and 2009 (black dots), in the framework of the RAPROCAN project, are also shown. For reference, 200, 1000, 2000, 3000 and 4000-m isobaths are shown [ <i>Smith and Sandwell, 1997</i> ]. . . . .	29
3.2	Mean $\Theta$ -S diagram. Stations located in the Lanzarote Passage (stations 1-5) are plotted in grey. . . . .	32
3.3	Mean potential temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) vertical section. Note that the vertical scale is different for each depth range. . . . .	33
3.4	Mean salinity vertical section. Note that the vertical scale is different for each depth range. . . . .	35

3.5	Mean neutral density ( $\text{kg m}^{-3}$ ) vertical section. Note that the vertical scale is different for each depth range. . . . .	36
3.6	Mean geostrophic velocity ( $\text{cm s}^{-1}$ ) vertical section. Isolines are drawn as follows: every $0.1 \text{ cm s}^{-1}$ from 0 to 0.5 and every $0.5 \text{ cm s}^{-1}$ from 0.5 to 20 (positive range of velocities); every $1 \text{ cm s}^{-1}$ from -20 to -6, every $0.5 \text{ cm s}^{-1}$ from -6 to -0.5 and every $0.1 \text{ cm s}^{-1}$ from -0.5 to 0 (negative range of velocities). Positive/negative values stand for northward/southward velocities. . . . .	39
3.7	ADCP-referencing process summary for the averaged data. a) Comparison between the initial and the ADCP-referenced geostrophic profiles for station pair 2-3 (located in the Lanzarote Passage). b) Comparison between the initial and the ADCP-referenced geostrophic profiles for station pair 8-9. c) Mean tidal barotropic component calculated from the OSU TPXO prediction model. d) Mean velocity at the reference level for the average cruise. The stars mark the station pairs corrected with bottom-track data. The dots represent station pairs where the LADCP profile is used. . . . .	40
3.8	Mean ADCP-referenced geostrophic velocity ( $\text{cm s}^{-1}$ ) vertical section. Isolines are drawn as follows: every $0.1 \text{ cm s}^{-1}$ from 0 to 0.5 and every $0.5 \text{ cm s}^{-1}$ from 0.5 to 20 (positive range of velocities); every $1 \text{ cm s}^{-1}$ from -20 to -6, every $0.5 \text{ cm s}^{-1}$ from -6 to -0.5 and every $0.1 \text{ cm s}^{-1}$ from -0.5 to 0 (negative range of velocities). Positive/negative values stand for northward/southward velocities. . . . .	42
3.9	Initial geostrophic velocity fields ( $\text{cm s}^{-1}$ ) for the four winter cruises. Isolines are drawn every $1 \text{ cm s}^{-1}$ . Positive/negative values stand for northward/southward velocities. . . . .	44
3.10	Comparison between the geostrophic and the ADCP-referenced profiles for station pair 8-9 (located in the main section at $29^\circ\text{N}$ , $14.7^\circ\text{W}$ and $15.1^\circ\text{W}$ , respectively) for the four winter cruises. . . . .	45

3.11	Mean tidal barotropic component calculated from the OSU TPXO prediction model. This velocity is subtracted from the velocity measurements obtained through the ADCPs. . . . .	46
3.12	Mean velocity at the reference level obtained from the depth-averaged offset of each geostrophic profile during each of the four winter cruises. Stars mark the station pairs corrected with bottom-track data. Dots represent station pairs where the LADCP or SADCP profile is used. Errorbars are shown, calculated from the available error estimates. . .	47
3.13	ADCP-referenced geostrophic velocity fields ( $\text{cm s}^{-1}$ ) for the four winter cruises. Isolines are drawn every $1 \text{ cm s}^{-1}$ . Positive/negative values stand for northward/southward velocities. . . . .	48
3.14	Mean accumulated mass transport (Sv). . . . .	49
3.15	Accumulated mass transport (Sv) in the surface layer ( $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ) for the four winter cruises. . . . .	53
3.16	Accumulated mass transport (Sv) in the intermediate layer ( $27.38 < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) for the four winter cruises. . . . .	55
3.17	Accumulated mass transport (Sv) in the deep layer ( $\gamma_n > 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) for the four winter cruises. . . . .	56
3.18	Accumulated mass transport (Sv) in the surface, intermediate and deep layers (1997). Dashed lines stand for the stream function estimated by the inverse model and solid lines represent the estimates calculated through our ADPC-referencing procedure. . . . .	59
4.1	a) Location of the CTD stations occupied at the Azores Current System during the ORCA cruise in the fall of 2010. For reference, 200-, 1000-, 2000-, 3000-, 4000- and 5000-m isobaths are shown [ <i>Smith and Sandwell, 1997</i> ]. b) $\Theta$ -S diagram. NACW, SAIW, MW (dark gray, stations 41-43), NADW and LSW (light gray, stations 39-43) are shown.	68
4.2	Vertical sections for a) $\Theta$ ( $^{\circ}\text{C}$ ), b) salinity and c) $\gamma_n$ ( $\text{kg m}^{-3}$ ). Note the different vertical scales in plots a) and b). The black dots mark the location of the AzF as suggested by <i>Pérez et al. [2003]</i> . . . . .	70

4.3	a) Full-depth averaged and b) mean surface velocities from the SADCPC. For reference, locations of the CTD stations and main isobaths are shown.	72
4.4	Reference level velocities ( $\text{cm s}^{-1}$ ) obtained from LADCP bottom-track (stars) and full-depth (dots) profiles.	73
4.5	Accumulated geostrophic mass transport (Sv) for thermocline (red), intermediate (green) and deep (blue) layers. Dashed lines show the geostrophic mass transport, solid lines show the LADCP-referenced stream functions. Positive/negative values stand for eastward/westward flows.	75
4.6	SADCPC averaged velocities ( $\text{cm s}^{-1}$ ) corresponding to the a) AzCC and b) AzC domains. Geostrophic mass transport (Sv) per layer for the c) AzCC and d) AzC. Dashed lines show the geostrophic mass transport, and solid lines stand for the LADCP-referenced mass transport.	76
4.7	Surface layer data at $24.5^\circ\text{W}$ . Gray line represents temperature ( $^\circ\text{C}$ ) recorded by the thermosalinometer. Black lines correspond to the zonal velocity component ( $\text{cm s}^{-1}$ ) measured by the SADCPC (solid) and altimeter (dashed). Note the different y-scales.	77
4.8	Vertically integrated mass transport per station pair for a) thermocline, b) intermediate and c) deep layers. The thick black line marks the vessel path. At the surface layer, arrows represent the satellite absolute geostrophic velocity.	79
5.1	Geographical location of the area of study including the sections occupied during the ORCA (red dots) and RAPROCAN (black dots) cruises.	84
A.1	Localización geográfica del área de estudio. Las principales isóbaras se muestran como referencia según la base de datos de Smith-Sandwell [Smith and Sandwell, 1997].	91
A.2	Las corrientes superficiales del Océano Atlántico según Tomczak and Godfrey [1994].	92
A.3	Las corrientes superficiales del Océano Atlántico según Schmitz [1996].	93



A.4	Posición de las estaciones durante la sección hidrográfica transatlántica llevada a cabo durante la campaña D279. Se realizaron 125 estaciones a lo largo de la latitud de 24.5°N. . . . .	101
A.5	Datos de LADCP procesados mediante el método Visbeck en la estación 23 (26.5°N, 75.9°W): a) componente zonal de la velocidad, b) componente meridional de la velocidad. BB y WH “master” (maestro) representan los datos procesados de manera individual, mientras que WH “master/slave” (maestro/esclavo) corresponde con los datos combinados de los cabezales orientados en sentidos inversos del descenso de la roseta. Debe apreciarse que la escala vertical de los ejes es diferente para los distintos rangos de profundidades. Los perfiles medios (mean, en inglés) son el promedio entre el recorrido de descenso y de ascenso de la roseta. . . . .	104
A.6	Análisis estadístico para los diferentes instrumentos empleados: a) media y desviación estándar de la diferencia entre las medidas de “bottom-track” del BB y del WH “master”; b) media y desviación estándar de las diferencias entre cada perfil de LADCP y su “bottom-track”; c) media y desviación estándar de cada perfil de LADCP y las medidas de SADCP en la zona superficial de la columna de agua. . . . .	105
A.7	Componente barotrópica de la marea calculada del modelo de predicción OSU TPXO. Esta velocidad será eliminada de las medidas de velocidad obtenidas por el LADCP y el SADCP. . . . .	107

A.8	Comparación entre el perfil geostrófico inicial y la velocidad absoluta tras incluir la velocidad de referencia calculada, para el par de estaciones 22-23 (situado en 26.5°N, a 76.1°W y 75.9°W respectivamente). La línea discontinua representa los cálculos iniciales mientras que la continua ha sido corregida gracias a los datos de ADCP. Los asteriscos y los círculos corresponden a las medidas de “bottom-track” de las estaciones 22 y 23, respectivamente. Los triángulos muestran la velocidad del SADCP como la media de las medidas tomadas durante el tiempo que el barco permaneció en cada estación. Debe apreciarse que la escala vertical de los ejes es diferente para los distintos rangos de profundidades. . . . .	108
A.9	a) Velocidades obtenidas mediante la comparación de los perfiles geostróficos y los datos de LADCP, son consideradas las nuevas velocidades en el nivel de referencia; b) velocidad geostrófica en el fondo antes (línea gris) y después (línea negra) de aplicar la introducción de las velocidades de referencia. . . . .	110
A.10	Secciones de velocidad geostrófica ( $\text{cm s}^{-1}$ ) a) inicial, y b) absoluta, tras incluirse las velocidades de referencia calculadas. . . . .	111
A.11	Posición de las estaciones hidrográficas realizadas en febrero de 2006, 2008 y 2009 en el marco del proyecto RAPROCAN (círculos negros). También se muestran las realizadas en enero de 1997 para el proyecto CANIGO (círculos grises). Como referencia, se muestran las isóbaras de 200, 1000, 2000, 3000 y 4000 metros de profundidad [ <i>Smith and Sandwell, 1997</i> ]. . . . .	113
A.12	Diagrama $\Theta$ -S promedio. Las estaciones situadas en el Pasaje de Lanzarote (estaciones 1-5) se muestran en gris. . . . .	115
A.13	Transporte de masa acumulado (Sv) para la sección promedio. . . . .	118
A.14	Componente barotrópica de la marea calculada a partir del modelo de predicción OSU TPXO para cada campaña. . . . .	120

A.15	Velocidad en el nivel de referencia estimado para cada una de las cuatro campañas. Los asteriscos representan las velocidades obtenidas mediante datos de “bottom-track”. Los círculos marcan aquellas velocidades calculadas a partir de perfiles de LADCP o SADCP (para 2008). Se muestran las barras de error calculadas para estas estimaciones. . . . .	121
A.16	Transporte de masa acumulado (Sv) en capas superficiales ( $\gamma_n < 27.38$ kg m <sup>-3</sup> ) para las cuatro campañas. . . . .	122
A.17	Transporte de masa acumulado (Sv) en capas intermedias ( $27.38 < \gamma_n < 27.922$ kg m <sup>-3</sup> ) para las cuatro campañas. . . . .	124
A.18	Transporte de masa acumulado (Sv) en capas profundas ( $\gamma_n > 27.922$ kg m <sup>-3</sup> ) para las cuatro campañas. . . . .	126
A.19	a) Localización de las estaciones hidrográficas en la región del sistema de Corrientes de Azores durante la campaña ORCA en el otoño de 2009. Se muestran las isóbaras de 200, 1000, 2000, 3000, 4000 y 5000 metros de profundidad [ <i>Smith and Sandwell, 1997</i> ]. b) Diagrama $\Theta$ -S. Se identifican las masas de agua: NACW, SAIW, MW (gris oscuro, estaciones 41-43), NADW y LSW (gris claro, estaciones 39-43). . . . .	129
A.20	Secciones verticales de a) $\Theta$ (°C), b) salinidad y c) $\gamma_n$ (kg m <sup>-3</sup> ). Debe apreciarse que la escala vertical de los ejes es diferente para los distintos rangos de profundidades. Los círculos negros marcan la localización del Frente de Azores según <i>Pérez et al. [2003]</i> . . . . .	130
A.21	Velocidades promedio de SADCP en a) todo el rango de alcance del instrumento (~700 metros), y b) la capa más superficial (hasta 50 metros). Como referencia se muestran la posición de las estaciones hidrográficas y las principales isóbaras. . . . .	132
A.22	Velocidades en el nivel de referencia (cm s <sup>-1</sup> ) obtenidas mediante datos de “bottom-track” (asteriscos) y perfiles completos (círculos) de LADCP. . . . .	134

A.23	Transporte de masa acumulado (Sv) para capas superficiales (rojo), intermedias (verde) y profundas (azul). Las líneas discontinuas muestran el transporte geostrófico inicial y las líneas continuas, el transporte absoluto incluyendo las velocidades de referencia calculadas. Los valores positivos y negativos se corresponden con flujos en dirección al este y al oeste, respectivamente. . . . .	135
A.24	Velocidades de SADCP promediadas ( $\text{cm s}^{-1}$ ) para la a) AzCC y b) AzC. Transporte de masa (Sv) por cada para la c) AzCC y d) AzC. Las líneas discontinuas muestran el transporte geostrófico inicial y las líneas continuas, el transporte absoluto, incluyendo las velocidades de referencia calculadas. . . . .	136
A.25	Transporte de masa integrado por pares de estaciones para aguas a) superficiales, b) intermedias y c) profundas. La gruesa línea negra marca la trayectoria del buque. En la capa superficial, las flechas muestran la velocidad geostrófica absoluta mediante altimetría. . . . .	138
A.26	Localización geográfica del área de estudio, incluyendo los transectos realizados durante las campañas ORCA (puntos rojos) y RAPROCAN (puntos negros). . . . .	142

# List of Tables

3.1	Summary of cruises. . . . .	30
3.2	Neutral surface layers ( $\text{kg m}^{-3}$ ). . . . .	37
3.3	Summary of accumulated mass transport results (Sv). . . . .	57
A.1	Resumen de las campañas. . . . .	114
A.2	Capas según densidad neutral ( $\text{kg m}^{-3}$ ). . . . .	116
A.3	Resumen de los resultados de transporte de masa acumulado (Sv). . .	127

# List of Acronyms

**AABW** Antarctic Bottom Water

**AAIW** Antarctic Intermediate Water

**ACS** Azores Current System

**ADCP** Acoustic Doppler Current Profiler

**AMOC** Atlantic Meridional Overturning Circulation

**AzC** Azores Current

**AzCC** Azores Countercurrent

**AzF** Azores Front

**BB** Broadband

**BIO** Buque de Investigación Oceanográfica / Research Vessel

**CANIGO** Canary Islands Azores Gibraltar Observations

**CC** Canary Current

**CODAS** Common Ocean Data Access System

**CORICA** Corriente de Contorno Oriental - Canarias / Eastern Boundary Current -  
Canary Islands

**CTD** Conductivity, Temperature and Depth

**CVFZ** Cape Verde Frontal Zone

**Duacs** Developing Use of Altimetry for Climate Studies

**DWBC** Deep Western Boundary Current

**EBC** Eastern Boundary Current

**Envisat** Environmental Satellite

**ERS** European Remote-Sensing Satellite

**GEOSAT** Geophysical/Geodetic Satellite

**GFO** GEOSAT Follow-On

**GPS** Global Positioning System

**IEO** Instituto Español de Oceanografía / Spanish Institute of Oceanography

**LADCP** Lowered Acoustic Doppler Current Profiler

**LP** Lanzarote Passage

**LSW** Labrador Sea Water

**MOCHA** Meridional Overturning Circulation and Heatflux Array

**MW** Mediterranean Water

**NACW** North Atlantic Central Water

**NADW** North Atlantic Deep Water

**NASG** North Atlantic Subtropical Gyre

**NERC** Natural Environment Research Council (United Kingdom)

**NOCS** National Oceanography Centre, Southampton

**ORCA** Origen y variabilidad de la Corriente de Canarias / Origins and variability of the Canary Current

**OSU** Oregon State University

**OTIS** OSU Tidal Inversion Software

**RAPID** Rapid Climate Change, programme of the NERC (United Kingdom)

**RAPROCAN** Radial Profunda de Canarias / Canary Deep Hydrographic Section

**RDI** (Teledyne) RD Instruments

**RRS** Royal Research Ship

**SADCP** Ship-mounted Acoustic Doppler Current Profiler

**SAIW** Sub-Arctic Intermediate Water

**Ssalto** Segment Sol Multimissions d'Altimétrie, d'Orbitographie et de Localisation Précise / Ground Segment Multimission Altimetry, Orbit Determination and Precise Location

**Sv** Sverdrup ( $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \sim 10^9 \text{ kg s}^{-1}$ )

**TPXO** TOPEX/POSEIDON Global Tidal Model

**ULPGC** Universidad de Las Palmas de Gran Canaria / University of Las Palmas de Gran Canaria

**WH** Workhorse (RDI ADCP)



# Chapter 1

## GENERAL INTRODUCTION

### 1.1 Oceanographic setting

The North Atlantic subtropical gyre (NASG) spans from  $15^{\circ}$  to  $45^{\circ}$ N and is bounded to the west by the American continent. To the east, it encounters Europe, the Strait of Gibraltar (connecting the Atlantic with the Mediterranean Sea) and Africa. Its importance in the North Atlantic circulation has awakened our interest for decades, leading to studies of both boundaries. The NASG eastern margin is mostly covered by the Canary Basin, which extends between  $20^{\circ}$  to  $40^{\circ}$ N, a total area of approximately 7 million  $\text{km}^2$  located from  $10^{\circ}$  to  $40^{\circ}$ W.

Due to its large dimensions, different water masses can be found in the Canary Basin. A water mass is constituted by a water volume that can be identified by its area of formation. It is known by its characteristic temperature and salinity values. The water masses are usually formed by the air-sea interaction where they sink. They stabilize at a depth range determined by their density and then flow along isopycnals. In the Canary Basin, the following water masses can be found:

North Atlantic Central Water (NACW) is a central water mass located between the surface and 600-800 m depth. It can be easily identified in  $\Theta$ -S diagrams by a well

defined line between  $26.5$  and  $27.3 \text{ kg m}^{-3}$  ( $\sigma_\theta$ ). Below the central waters, the intermediate waters are located. In some cases, these are formed at higher latitudes and therefore characterized by higher densities. In the  $700\text{-}900 \text{ m}$  depth range, Antarctic Intermediate Water (AAIW) can be located, known for being relatively cooler and fresher than the surrounding waters. In contrast, Mediterranean Water (MW), also flowing at intermediate depths, is easily identified by its high temperature and salinity values. At approximately  $800\text{-}1400 \text{ m}$ , isolated MW cores can be found, known as Meddies (Mediterranean eddies). Below  $1500 \text{ m}$  depth, North Atlantic Deep Water (NADW) occupies the largest water mass volume in the Atlantic Ocean, spreading above the  $4500 \text{ m}$  depth. NADW also comprises the Labrador Sea Water (LSW), formed due to deep winter convection in the Labrador Sea. In this basin, diluted Antarctic Bottom Water (AABW) is also present in the deepest layer.

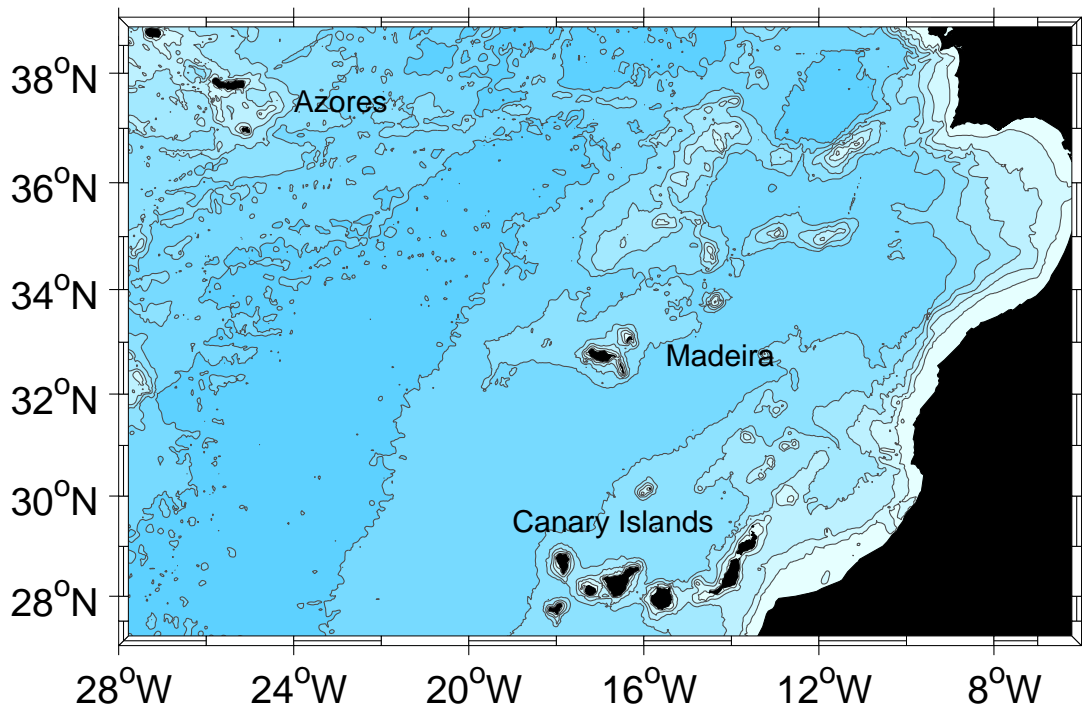


Figure 1.1: Geographical location of the area of study. For reference, the main isobaths are shown following the Smith-Sandwell database [Smith and Sandwell, 1997].

Located at the Canary Basin eastern margin, approximately 100 km off the northwest coast of mainland Africa, are the Canary Islands. This is a Spanish archipelago situated between  $27^{\circ}$  and  $29^{\circ}$ N, and from  $18^{\circ}$  to  $13^{\circ}$ W. Near the northern end of the Canary Basin, the Azores archipelago is located about 1500 km west of the Portuguese coast, extending along a west-northwest to east-southeast orientation in the range of latitudes from  $36.5^{\circ}$  to  $40^{\circ}$ N, and between  $31.5^{\circ}$  and  $24.5^{\circ}$ W. The area of study covered by this thesis extends over the Canary Basin, from the surface current that flows across the Canary Islands up to the current system located south of the Azores archipelago (Fig. 1.1).

## 1.2 The Canary and Azores Currents as part of the NASG

The prevailing winds north of the tropics consist of the trades (easterlies) and the mid-latitude westerlies. These create Ekman convergence in the mid-latitude North Atlantic, where a high pressure zone is located, driving the subtropical gyre. Circulation around a high pressure is clockwise in the northern hemisphere due to the Coriolis effect. At the NASG western boundary, the Gulf Stream flows polewards along the American coast before detaching and dividing into several branches. The most important are the North Atlantic Current, which circulates to the north, and the Azores Current, that bends to the east forming the northern margin of the NASG. On the gyre's eastern margin, the Azores Current diverges into several southward-flowing branches, feeding the Canary Current when flowing southwards through the permanent thermocline across the Canary Islands, in line with the African coast. These branches feed the North Equatorial Current, the southern side of the subtropical gyre, that closes the gyre.

The existence of the Canary Current was found in the XV century by sailors who navigated taking advantage of the wind forcing and the oceanic surface circulation. This current was first mapped when the Challenger (1872-1876) and Meteor (1930's)

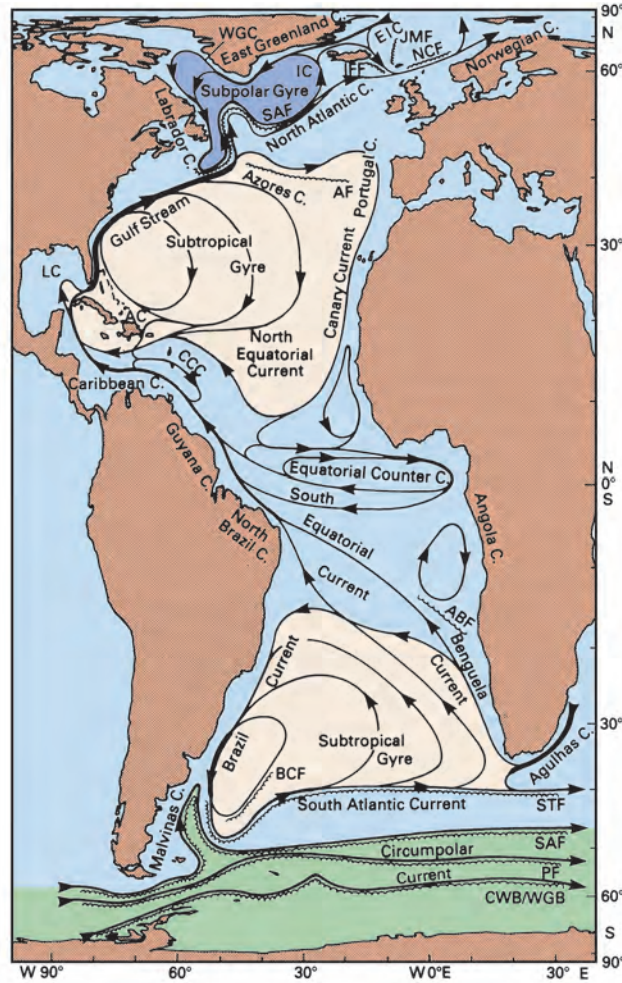


Figure 1.2: Surface currents of the Atlantic Ocean from *Tomczak and Godfrey [1994]*.

expeditions took place. The classic picture of the surface circulation in the region assumed that the North Atlantic Current divided into several branches. One of these, known as the Portugal Current, was believed to feed the Canary Current (Fig. 1.2). The Azores Current was not considered until several oceanographic cruises were carried out south of the Azores archipelago by *Käse and Siedler [1982]*. They suggested that this current was responsible for feeding the Canary Current, a hypothesis later supported by *Stramma [1984]*; *Stramma and Siedler [1988a]*; *Stramma and Isemer [1988]*. This new surface circulation scheme omits the Portugal Current as a cause for the southward flow across the Canary archipelago, presenting the current distribution

shown in Fig. 1.3.

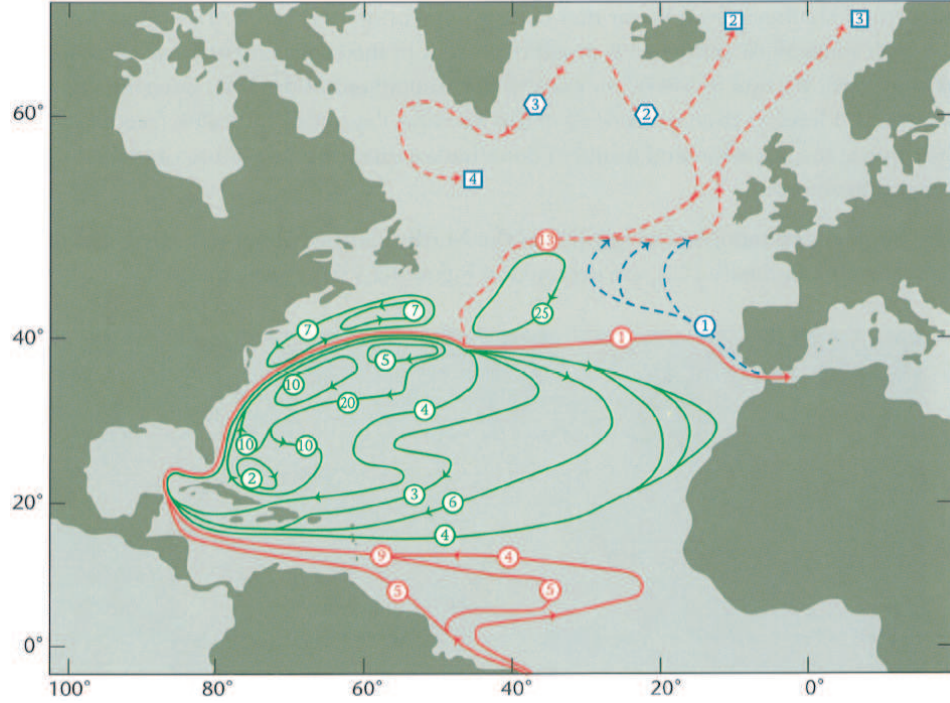


Figure 1.3: Surface currents of the North Atlantic Ocean from *Schmitz* [1996].

### 1.3 Geostrophic calculations

In order to quantify the flow in the region of study, velocity estimates are needed. To calculate the vertical shear of geostrophic velocities in the ocean, the thermal wind equations are applied:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_o f} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{\rho_o f} \frac{\partial \rho}{\partial y} \quad (1.2)$$

where  $u$  and  $v$  are the zonal and meridional velocity components ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $g$  is the gravitational acceleration ( $\text{m s}^{-2}$ ),  $\rho_o$  is the ocean mean density ( $1026 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $\rho$  is

the sea water density ( $\text{kg m}^{-3}$ ) and  $f$  is the Coriolis parameter ( $\text{s}^{-1}$ ) given by  $2\Omega \sin \theta$ , where  $\Omega$  is the Earth rotational angular velocity ( $7.29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) and  $\theta$  is the latitude.

The thermal wind equations are essential in physical oceanography. Traditionally, temperature and salinity in-situ measurements acquired during a cruise are used to compute density estimates. Consequently, these equations can be applied to hydrographic data in order to estimate geostrophic flows in the oceans. Integrating equation (A.1) over a zonal section, it is found that the geostrophic velocity is defined by the addition of two components. The first component varies vertically (baroclinic velocity), whereas the second depends only upon the chosen reference level:

$$v_g(z) = -\frac{g}{\rho_o f} \int_{z_o}^z \frac{\partial \rho}{\partial z} dz + b \quad (1.3)$$

where  $b$  are called reference level velocities. The first component can be calculated using density estimates. However, the estimation of velocities at the reference level is a classical problem in physical oceanography. Having determined the geostrophic velocities, geostrophic transport estimates can also be calculated. To that end, the water column is divided into cells, and each velocity estimate is multiplied by the density and area occupied by a water parcel. Not knowing the value of the reference level velocity (initially assumed to be zero) produces an imbalance in property transports, such as mass, salt, heat or nutrients. Several methods have been studied in order to estimate the velocity in the reference layer.

In the first place, the formulation of inverse models has been widely studied. This method adds a new consideration to the thermal wind equations, which is to take into account the mass conservation principle. In these models, the minimum reference velocity that balances the mass transport is considered the final velocity in the reference layer. Today, new methodologies are being proposed to compute better estimates of the reference velocity. Unlike inverse models, these consider any reference velocity (not necessarily the minimum) by comparing the geostrophic estimates to in-situ velocity measurements. The latest is the case proposed in this thesis, in

which Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) data are used to calculate absolute geostrophic velocities and transports.

## 1.4 Aim and thesis outline

The aim of this thesis is to address several questions:

1. What do we already know about the surface circulation in the Canary Basin?
2. How do we achieve a better estimate of mass transports? Can we improve the methodology to calculate absolute velocity fields by introducing reference level velocities in the geostrophic calculations?
3. Is it possible to get a mean circulation based on a periodically repeated survey in this area?
4. Has the Canary Current suffered changes during the last decade?
5. How does the Azores Current contribute to the circulation in the region?

A review of previous studies regarding the Azores and the Canary Currents is carried out to answer the first question (see Chapters 1, 3 and 4). Most of these studies deal with mass transport estimates based on geostrophic calculations. Also the source feeding the flow across the Canaries is discussed.

To address the second question, data from a transatlantic hydrographic cruise are used in order to establish a valid procedure to estimate absolute mass transports. To that end, reference level velocities calculated through different combinations of Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) data are compared and a methodology is suggested to be followed in this thesis (Chapter 2).

In order to answer the third question, a hydrographic section carried out on a biannual basis in the framework of the RAPROCAN project is averaged. In this thesis (Chapter 3), the mean mass transport of the Canary Current is studied considering



the four transects carried out in the winter seasons. The flow estimates obtained from summer cruise data will be assessed in future studies.

To study changes in Canary Current transports, the RAPROCAN hydrographic section repetitions are analyzed considering winter datasets from 1997, 2006, 2008 and 2009 (Chapter 3). Variability between the measurements carried out in other seasons are evaluated in further research contributions.

The fifth question is answered through the study of the Azores Current System net eastward transport using hydrographic data acquired during the ORCA cruise (Chapter 4). This flow's behaviour in the Canary Basin motivates this research line for future studies to confirm the hypothesis that the Azores Current feeds the Canary Current.

# Chapter 2

## METHODOLOGY

### Referencing geostrophic velocities using ADCP data at $24.5^{\circ}\text{N}$ (North Atlantic)

#### Abstract

Acoustic Doppler Current Profilers (ADCPs) have proven to be a useful oceanographic tool in the study of ocean dynamics. Data from D279, a transatlantic hydrographic cruise carried out in spring 2004 along  $24.5^{\circ}\text{N}$ , were processed, and lowered ADCP (LADCP) bottom track data were used to assess the choice of reference velocity for geostrophic calculations. The reference velocities from different combinations of ADCP data were compared to one another and a reference velocity was chosen based on the LADCP data. The barotropic tidal component was subtracted to provide a final reference velocity estimated by LADCP data. The results of the velocity fields are also shown. Further studies involving inverse solutions will include the reference velocity calculated here.

**Keywords** ADCP data, CTD data, reference velocity, geostrophic velocity, velocity correction, North Atlantic Ocean

---

I. Comas-Rodríguez, A. Hernández-Guerra and E.L. McDonagh (2010).  
*Scientia Marina*, 74(2), p. 331-338, doi:10.3989/scimar.2010.74n2331.

## 2.1 Introduction

Velocity observations from Acoustic Doppler Current Profilers (ADCPs) provide an oceanographic tool for studying many aspects of ocean dynamics. Ship-mounted ADCPs (SADCPs) give detailed insights into upper-ocean dynamics to a maximum depth of approximately 1000 m. Lowered ADCPs (LADCPs) provide velocity profiles over the full range of depths of standard hydrographic casts.

Direct velocity measurements have already been used to study oceanic circulation. Direct velocity measurements of the Agulhas Current from an LADCP revealed a very different vertical structure than that given by the traditional assumption of a zero velocity surface in a deep and horizontal layer. The total volume transport of the Agulhas Current was re-estimated, and the presence of a north-eastward undercurrent was revealed [*Beal and Bryden, 1997*]. LADCP data have also been used to correct the initial geostrophic calculations in different oceanographic regions [*Joyce et al., 2001; McDonagh et al., 2008*]. In these two cases, the velocity observations were used to correct the choice of reference velocity for the initial geostrophic field of an inverse model. The main scientific objective during cruise 279 carried out in spring 2004 onboard the RRS Discovery (D279) was to estimate the circulation across the zonal section at 24.5°N. This section has been studied previously in 1957 [*Fuglister, 1960*], 1981 [*Roemmich and Wunsch, 1985*], 1992 [*Parrilla et al., 1994*] and 1998 [*Baringer and Molinari, 1999*]. Cruise D279 in 2004 included, for the first time for this section, LADCP profiles that can be used to provide the reference velocity and as constraints in an inverse study.

Circulation across 24.5°N and its variability has already been studied using cruise D279 data. These estimates are limited by the uncertainty concerning the reference velocities, estimated as zero near 1000 db between 80°W and 70°W and near 3000 db for the rest of the section. A uniform reference level velocity has also been added to force the mid-ocean geostrophic transport to balance the Gulf Stream plus Ekman

transport [Bryden *et al.*, 2005]. Our study aims to apply a LADCP-referenced depth-averaged offset to each geostrophic profile. These reference velocities will be used to correct the geostrophic velocities.

The results of this work will be used in another study which will compare the circulations from an inverse solution with an initial field prescribed by ADCP data (reference velocities derived here) and one initialized using a traditional zero reference velocity. The circulation at 24.5°N and the section property distributions will provide heat, freshwater and other property fluxes. The size and structure of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) will be calculated and compared to results using the transatlantic mooring array deployed in the framework of the rapid climate change/meridional overturning circulation and heat flux array (RAPID/MOCHA) experiment *Cunningham et al.* [2007]; *Kanzow et al.* [2007].

## 2.2 Material and methods

### 2.2.1 Data acquisition

Cruise D279 onboard the RSS Discovery occupied a transatlantic section at a nominal latitude of 24.5°N (Fig. 2.1). It took place in spring 2004 (4 April to 10 May), and took full-depth hydrographic, velocity and chemistry measurements from shallow waters on the eastern seaboard of the USA to shallow waters near Africa [Cunningham, 2005]. During the cruise, 125 full depth CTD (Seabird 911+) stations were carried out with dual sensors. CTD conductivities were calibrated by comparing them to bottle conductivities derived from water samples obtained during the CTD upcast. A slope correction was applied to account for sensor drifts.

Three Lowered Acoustic Doppler Current Profilers (LADCPs) were mounted on the rosette and deployed at each CTD cast. Continuous observations were made in the upper 1000 m using a shipboard ADCP (SADCP) installed on the research vessel's hull. The LADCPs consisted in one Broadband (BB) 150 kHz running free

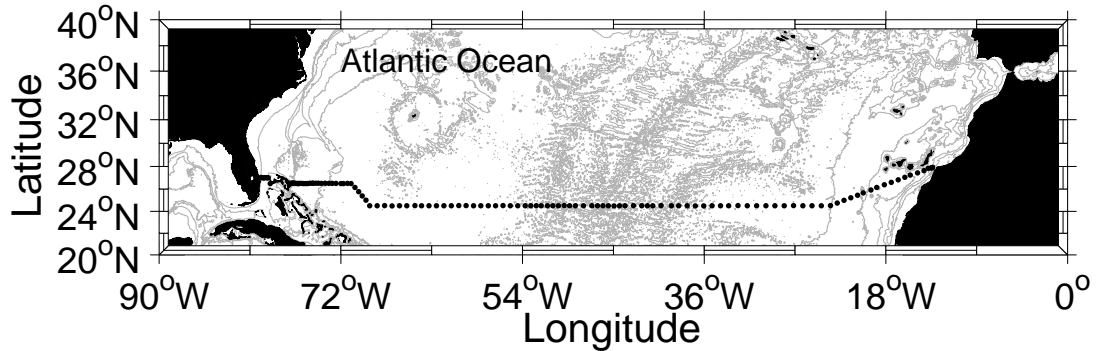


Figure 2.1: Station positions for the transatlantic hydrographic section occupied during cruise D279. 125 full depth stations were used along a nominal latitude of 24.5°N.

in downward looking mode, with its own battery pack, and two 300 kHz Workhorse (WH) narrow band units, which were run in master/slave mode, one upward looking (slave) and one downward looking (master) with a shared battery pack. The SADCPC installed was an Ocean Surveyor 75 kHz with a narrow band phased array with a 30-degree beam angle. It was configured to take samples at 120 second intervals, with 60 bins of 16 m thickness, and a blank beyond transmit of 8 m. Data were logged using RDI (Teledyne RD Instruments) data acquisition software and were averaged into 2 minute and 10 minute averaged files. The former were then used for SADCPC data processing.

### 2.2.2 LADCP data processing

LADCP data were processed with the Visbeck software, developed in the Columbia University [Fischer and Visbeck, 1993]. The procedure was carried out using LADCP data in different combinations in order to determine which full depth profiler took the best measurements during the cruise.

Three combinations of LADCP data were processed with the Visbeck software: data from the BB, the WH master, and the WH master/slave pair. A GPS reference was applied to calculate the absolute velocity. The options in the software for referencing the bottom-track data or the SADCPC data [Visbeck, 2002] were not used;

rather, we kept the bottom-track ADCP and SADCP data as independent information to compare them with the processed LADCP data.

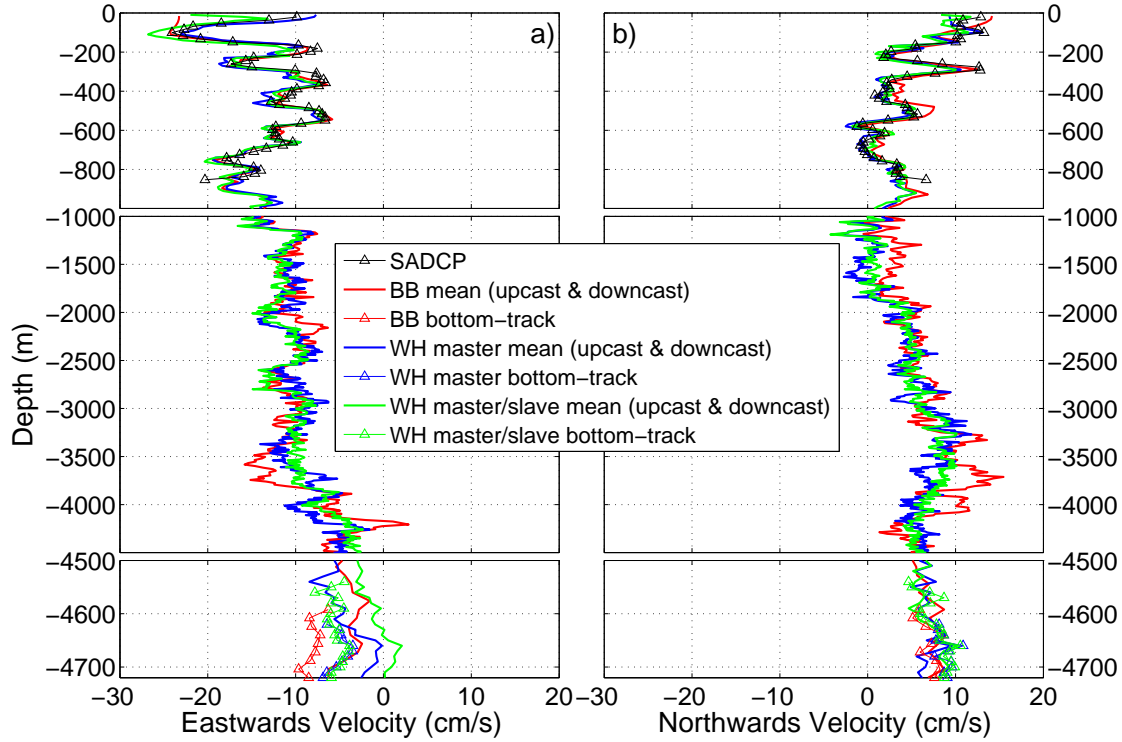


Figure 2.2: LADCP data processed using the Visbeck method at Station 23 ( $26.5^{\circ}\text{N}$ ,  $75.9^{\circ}\text{W}$ ): a) eastwards velocity component, b) northwards velocity component. BB and WH master represent data processed individually, while WH master/slave corresponds to the combined data of the down- and up-looking WH running in master/slave mode. Note that the vertical scale is different for each depth range. Mean profiles are the average of the upcast and downcast.

Figure 2.2 shows the processed data for each instrument combination at Station 23 ( $26.5^{\circ}\text{N}$ ,  $75.9^{\circ}\text{W}$ ). Bottom track data are also shown for comparison in the depth range near the sea bottom, and SADCP data are shown in the upper 1000 m. Discrepancies are particularly apparent between the bottom track profiles and the LADCP measurements near the bottom. According to the processing software, the average error estimated is  $1.8 \text{ cm s}^{-1}$  for Station 23 bottom track data. Initially, bottom track data were considered the best estimate for velocity corrections, and this station

used as representative of the main transect; however, a statistical study is needed in order to quantify these differences and determine which instrument performed better during the cruise. Close to zero differences between the BB and the downlooking WH bottom track measurements at each station would imply better data quality (Fig. 2.3a).

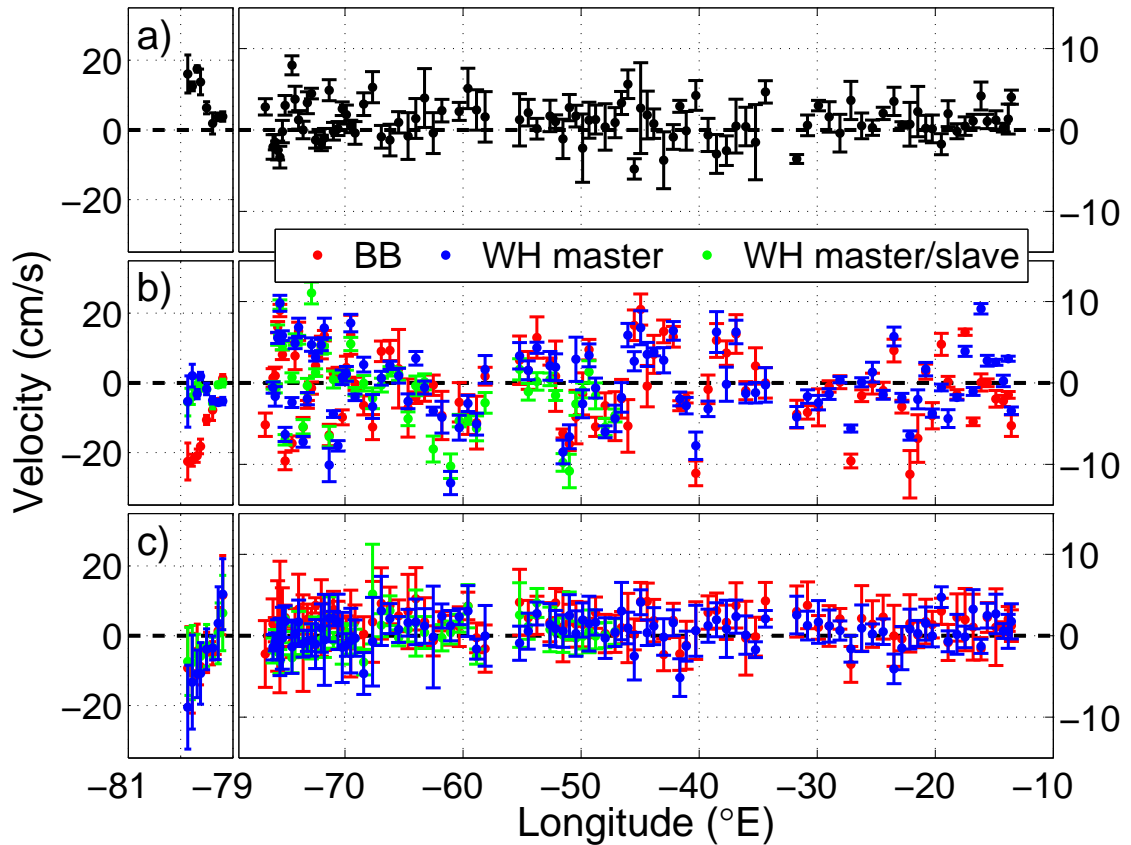


Figure 2.3: Statistical analysis carried out for the three different instruments deployed during the survey: a) mean and standard deviation of the differences between the BB and WH master bottom track measurements; b) mean and standard deviation of the differences between each LADCP full depth profile and their bottom track record in the depth range near the sea bottom; c) mean and standard deviation between each LADCP full depth profile and the SADCPC profile in a depth range near the sea surface.

Each full depth profile was compared to its instrument bottom-track, and the



downcast, upcast and the mean obtained from both were considered separately. BB, WH master and the WH master/slave package were processed independently. The measurements near the bottom were compared to the bottom-track data in the matching depth range (Fig. 2.3b). We assume that LADCP measurements that are close to the bottom-track data are of better quality, that is, they have closer to zero difference values. SADCP data were also compared to the profile values near the surface in the coincident depths (Fig. 2.3c). Means and standard deviations to each offset were obtained. The instrument that performed better is the one whose mean differences and deviation are the closest to zero. To determine these differences, the western boundary and the ocean interior were considered separately due to their different dynamics. Two values are shown below, the first one corresponds to the western boundary and the second one to the ocean interior. Averaging each instrument's performance during the cruise, the difference obtained between the BB and WH master bottom track measurements is  $8.8 \pm 0.1 / 1.0 \pm 0.2 \text{ cm s}^{-1}$  (Fig. 2.3a). However, the mean differences between each instrument and its bottom track are  $-12.5 \pm 0.1 / -0.2 \pm 0.2 \text{ cm s}^{-1}$  for the BB,  $-3.1 \pm 0.1 / -0.1 \pm 0.1 \text{ cm s}^{-1}$  for the WH master processed individually, and  $-2.6 \pm 0.0 / -0.7 \pm 0.1 \text{ cm s}^{-1}$  for the WH master/slave combination (Fig. 2.3b). Finally, the mean differences calculated for each LADCP in comparison with the SADCP data are  $-3.7 \pm 0.1 / 1.3 \pm 0.3 \text{ cm s}^{-1}$  for the BB,  $5.9 \pm 0.2 / 0.4 \pm 0.2 \text{ cm s}^{-1}$  for the WH master processed individually and  $-3.1 \pm 0.2 / -1.2 \pm 0.2 \text{ cm s}^{-1}$  for the WH master/slave combination (Fig. 2.3c).

Considering that the mean difference is smaller for the WH master, we have chosen this instrument for the correction of the geostrophic velocities, processed individually without the WH slave data. We are assuming here that WH master data are better quality because the measurements are closer to the bottom-track data and SADCP data than the other instruments. This is mostly seen in the ocean interior, while the WH master/slave combination provides better results on the western boundary. Unfortunately, a study using the WH in master/slave mode is not possible due to the fact that the uplooking WH (slave) underwent some data reception errors during the cruise and was therefore not used after Station 81 ( $24.5^\circ\text{N}$ ,  $44.9^\circ\text{W}$ ) near the eastern

end of the survey.

Only the velocity component that is perpendicular to the section is considered further. Thus, a velocity rotation was applied in the non-zonal parts of the section, near the eastern and western boundaries.

### 2.2.3 Tidal barotropic component correction

The barotropic tidal component was subtracted from the LADCP, bottom-track and SADCP velocity measurements. It was calculated using the OSU (Oregon State University) TOPEX/POSEIDON global tidal model (TPXO) [Egbert *et al.*, 1994; Egbert and Erofeeva, 2002]. This global model of ocean tides best fits, in a least-squares sense, the Laplace Tidal Equations and along track averaged data from TOPEX/POSEIDON and Jason (on TOPEX/POSEIDON tracks since 2002) obtained with OTIS (OSU Tidal Inversion Software). The time considered for the tidal prediction is the bottom track time, which is half way through the time spent at the station.

Once calculated, the tidal barotropic component (Fig. 2.4) was subtracted from the velocity measurements taken by the LADCP, including bottom-track measurements and SADCP profiles.

### 2.2.4 Reference velocity field

The initial geostrophic velocity field was calculated with a zero-velocity reference layer at 1000 m at Stations 1-44 (79°W to 69.5°W) and 3000 m at Stations 45-125 (69.1°W to 13.4°W) following the study carried out by Bryden *et al.* [2005]. When the deepest common depth was less than the reference level (e.g. near the eastern boundary), the bottom was considered as the zero velocity layer. As already mentioned, the reference velocity was obtained using WH master bottom-track data. Each station pair has a geostrophic velocity profile and two bottom track data profiles located on the two stations surrounding it. Therefore, the correction was applied calculating

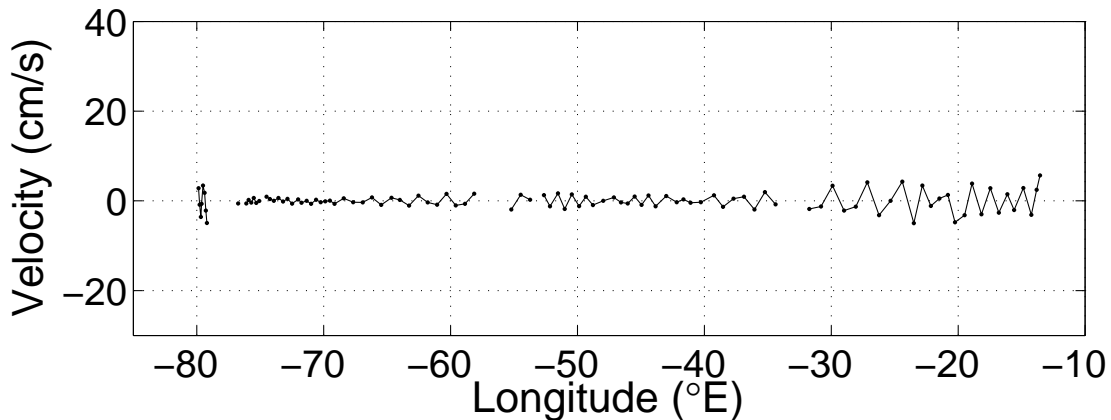


Figure 2.4: Tidal barotropic component calculated from the OSU TPXO tide prediction model. This velocity is subtracted from the velocity measurements of the LADCP and SADCP profiles.

differences between geostrophic and bottom-track profiles at the corresponding depth range. The differences obtained were averaged and a final mean of the contributions of the stations on either side was used (Fig. 2.5). Therefore, a comparison can be made between each station pair's geostrophic profile and the LADCP data, by considering this reference velocity derived from the mean of the LADCP measurements from the stations on either side. In station pairs with LADCP data only available for one station, this is taken as the whole correction contribution.

## 2.3 Results

The initial geostrophic velocity profile (referenced to 1000dbar) and those using the LADCP information were compared as shown in Figure 2.5, which corresponds to the station pair 22-23 (located at  $26.5^{\circ}\text{N}$ , at  $76.1^{\circ}\text{W}$  and  $75.9^{\circ}\text{W}$  respectively). Individual plots, as shown in Figure 2.5, were drawn to compare the initial velocity profile at each station pair with the ADCP-referenced, as well as the bottom track data taken into account for each correction, corresponding to the data from the previous and following station. SADCP was also included in these plots in order to check the resemblances between the available data and the corrections made. A slight disagreement between

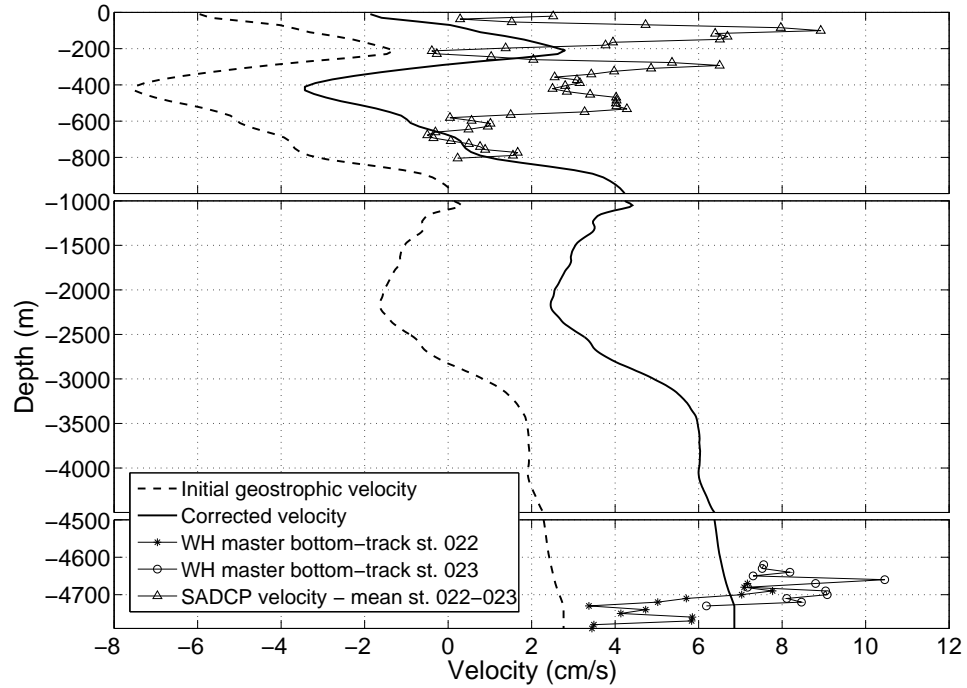


Figure 2.5: Comparison between the initial geostrophic profile and the ADCP-referenced for station pair 22-23 (located at  $26.5^{\circ}\text{N}$ , at  $76.1^{\circ}\text{W}$  and  $75.9^{\circ}\text{W}$  respectively). The dashed line represents the initial calculation while the solid one is corrected using ADCP data. Stars and circles correspond to bottom track records of Stations 22 and 23 respectively. Triangles show the SADCPC velocity calculated as the mean of the measurements taken during each cast. Note that the vertical scale is different for each depth range.

them can be seen due to the fact that measurements at the bottom were used as the reference in the correction. As this was applied to the whole water column, there are reasonable differences considering there is high ageostrophic behaviour at the surface.

SADCPC data can be included in the study in two ways: firstly, by taking the value for each station pair as the averaged measurements during each cast, and secondly, by taking the values obtained while the ship sailed between stations and averaging them. In both cases, ageostrophic features are included in the data. Thus, the first option was chosen so as not to include the possible ageostrophic features located between stations registered while sailing, but those registered on the station's position.

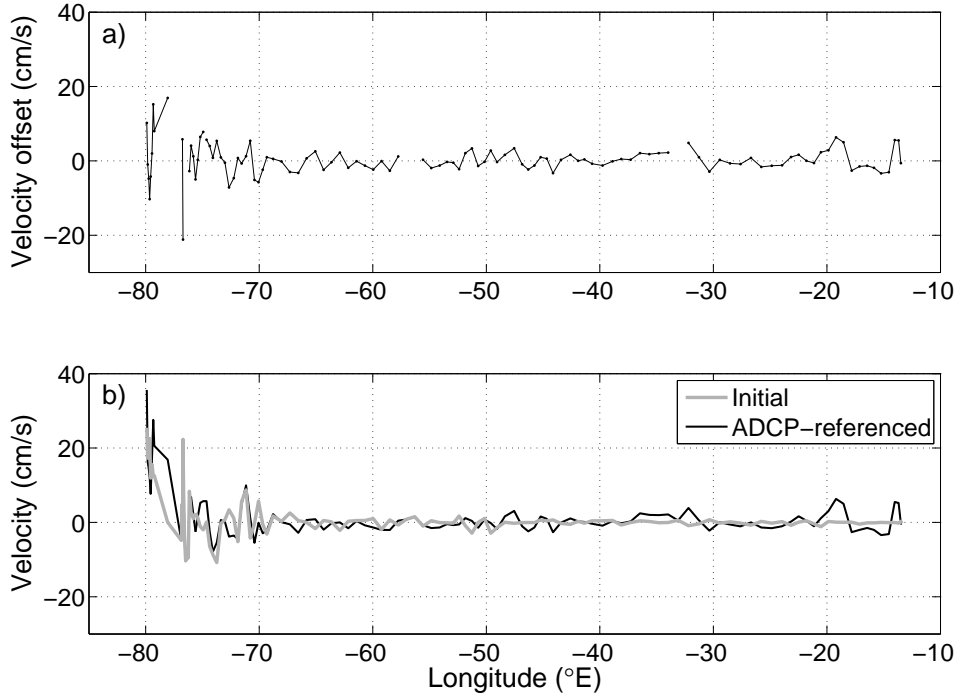


Figure 2.6: a) velocity obtained from the depth-averaged offset of each geostrophic profile, considered as the reference velocity providing the new corrected calculations; b) final velocity estimated at the sea bottom before (gray line) and after (black line) the referencing ADCP data contribution was taken into account.

The reference velocity was plotted for each station pair throughout the section to examine the corrections made (Fig. 2.6a). As already mentioned, the initial reference velocity was considered to be zero in the geostrophic calculations [Bryden *et al.*, 2005]. In Figure 2.6a, the reference velocity shown reflects the behaviour of some oceanographic features. On the western boundary, high positive (northward) velocities across the section represent the contribution of the Florida Current at approximately  $80^{\circ}\text{W}$ . Moving eastwards, negative (southward) velocities represent a recirculation structure and the Deep Western Boundary Current (DWBC) located near  $77^{\circ}\text{W}$ . Moving further eastwards, some minor structures are present with offsets of less than  $5 \text{ cm s}^{-1}$ . The positive and negative velocities switching between adjacent groups of stations represent the mesoscale contribution. The LADCP provided

reference level velocities. To visualize them, final velocity estimations at the sea bottom at each station pair were plotted for the initial case considering zero reference velocity and for the LADCP-referenced velocity field (Fig. 2.6b). The contribution of the LADCP data can be clearly seen (black line). Figure 2.7 shows vertical sections highlighting the structure of the velocity field across the section before and after the correction. As expected, no qualitative changes are apparent near the surface, where alternating northward and southward flows are a feature of each velocity field. The differences between the two velocity fields are most apparent near the original zero reference velocity level. Almost-barotropic currents are clearly seen along the section including the northward/southward adjacent currents that represent the eddy oceanic field. The same final velocity field would be obtained when LADCP-referenced velocities are obtained, regardless of the initial reference layer proposed for the geostrophic calculations. The reference velocity provided by the bottom track data would change in order to adjust the different initial velocity profiles to the LADCP measurements.

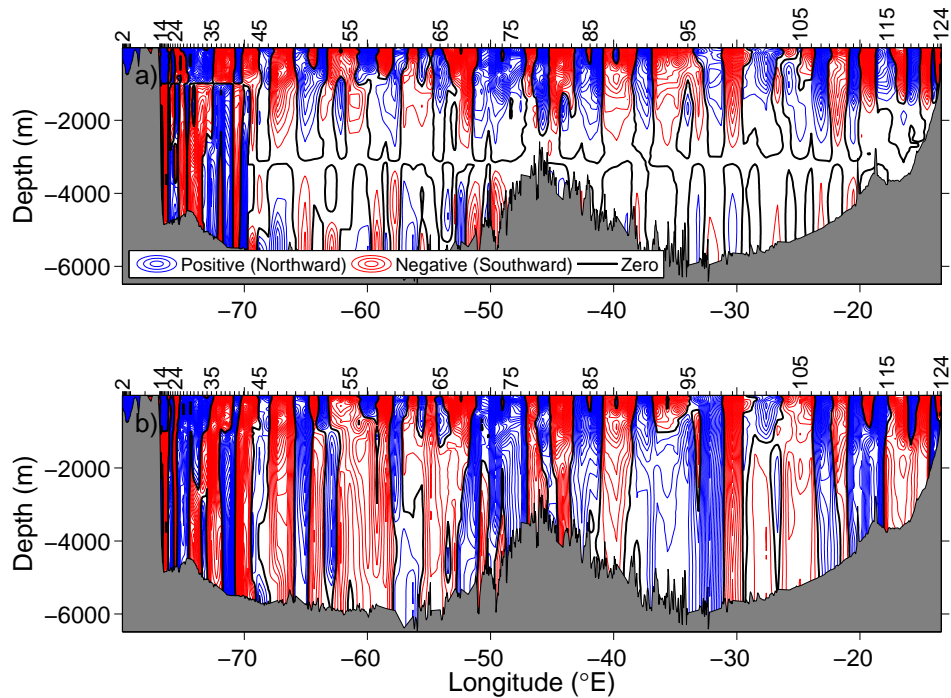


Figure 2.7: Velocity fields ( $\text{cm s}^{-1}$ ) contoured a) before and b) after the correction that applied ADCP referencing.

## 2.4 Discussion

Calculating a reference velocity using bottom track LADCP data from cruise D279 along  $24.5^{\circ}\text{N}$  has been described. The results indicate that this methodology is useful for obtaining absolute geostrophic estimations from direct velocity observations during the hydrographic measurements. The choice of different initial zero velocity reference levels in the geostrophic calculations modifies the reference velocity obtained in order to apply the correction shown in this work. However, the LADCP-referenced velocity field is the same regardless of this choice, because the LADCP data to which the initial field is referenced is the same.

The most significant advance made in relation to previous works concerning the D279 cruise data is the statistical analysis carried out in order to determine which instrument performed best. The final results were not masked by constraints in the LADCP data processing or the conditioning of the performance of the different devices.

These data will be used further by the Ocean Observation and Climate team at the National Oceanography Centre, Southampton (NOCS) to study the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) quantification and dynamics.

In conclusion, the ADCP is a valuable tool for measuring ocean deep velocity profiles. In this study we demonstrate its usefulness for correcting standard hydrographic measurements and calculations. LADCP data processing can provide independent constraints in the study of ocean dynamics through inverse methods. There are still some deficiencies in the resulting data but continuous improvements are being made in the performance of the instruments, as well as their processing and further applications.

# Chapter 3

## THE CANARY CURRENT

### Mean mass transport and variability of the Canary Current

#### Abstract

The Canary Current constitutes the major Eastern Boundary Current of the North Atlantic subtropical gyre, playing an essential role in the large-scale oceanic circulation. Winter mean mass transport across a section north of the Canary Islands is quantified using four hydrographic cruises carried out during the winter season of 1997, 2006, 2008 and 2009. Variability over these years is also evaluated. Transports are estimated geostrophically, and both lowered and shipboard Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) data are included in referencing these calculations to non-zero reference level velocities. Results show a characteristic southward thermocline flow of  $-3.5$  Sv ( $1 \text{ Sv} \sim 10^9 \text{ kg s}^{-1}$ ) in winter, that corresponds to the Canary Current. The inclusion of ADCP velocities suggests a stretching of the circulation, spanning across the entire Canary archipelago. The averaged stream function is also shown at intermediate ( $-1.1$  Sv) and deep ( $-3.3$  Sv) layers, computed by dividing the water column into layers as a function of neutral density ( $\gamma_n$ ). Variability between the sampled years is studied at the different depth ranges, revealing a permanent southward flow in the surface and deep waters, and different water mass circulations at intermediate



layers. This pattern is not observed in the 2008 data. A comparison between the methodology applied and the use of inverse models is also carried out. The inverse model leads to near zero mass transports below the surface layer, whereas the southward flow for thermocline waters obtained by the inverse model is corroborated by ADCP-referenced transports to the south. The channel between the archipelago and the African coast is also studied in detail through comparisons between stream functions obtained from CTD and current meter data at surface and intermediate depths. The ADCP-referenced mean mass transport in the surface layer and that using current meter data are  $-1.4$  Sv and  $-1.3 \pm 1.29$  Sv, respectively. This study leads to mass transport values in accordance with our knowledge of the Canary Current and in good agreement with current meter records at its eastern margin. Additionally, we offer a new picture of the horizontal extension of the thermocline flow in winter.

**Keywords** Canary Current, North Atlantic subtropical gyre, ADCP, Mass transport, Inverse model, Eastern Boundary Current

---

I. Comas-Rodríguez, A. Hernández-Guerra, P. Vélez-Belchí, E. Fraile-Nuez, A. Martínez-Marrero, and F. López-Laatzén (2011).  
*In prep.*

## 3.1 Introduction

The Canary Current is a surface current that defines the eastern dynamic boundary of the North Atlantic subtropical gyre (NASG). During the 1980s it was mainly studied using historical data [*Stramma*, 1984; *Stramma and Siedler*, 1988a; *Stramma and Isemer*, 1988]. From these studies, a clear picture of the eastern NASG has resulted. The Azores Current, which is the northernmost current of the NASG, flows eastward south of the Azores archipelago and turns southwards in different branches. The easternmost branch, that flows east of the island of Madeira, feeds the Canary Current. The lack of extensive hydrographic datasets in this area of interest led to the development of observational projects in the Canary Basin. At the end of the 1990s, under the auspices of the project CANIGO (Canary Islands Azores Gibraltar Observations), newly collected data allowed further study of the Canary Current north of the Canary Islands [*Parrilla et al.*, 2002]. The intensive observations carried out during this project improved our knowledge of the water masses and circulation in the region. *Hernández-Guerra et al.* [2001], through a CTD section in the eastern Canary Islands, found a southward mass transport of -2.3 Sv (1 Sv  $\sim 10^9$  kg s $^{-1}$ ) in the surface layer and 1.1 Sv flowing northwards at intermediate depths. *Hernández-Guerra et al.* [2002], using XBT data, found the bimonthly variation of mass transport across the eastern side of the Canary archipelago. They found that the Canary Current flows to the south except in November, when a northward flow is found near the African coast. Still, a broad picture of the circulation across the whole archipelago remained unclear. *Machín et al.* [2006] examined the mean and seasonal patterns in the Canary region with data from four hydrographic cruises carried out within the CANIGO project framework and by means of an inverse model. These authors found no predominant transport at deep water levels, localized southward flowing Mediterranean Water (MW) far from shore, and northward flowing Antarctic Intermediate Water (AAIW). The latter was specially noticeable between the island of Lanzarote (the easternmost of the Canary Islands, see Fig. 3.1) and the African coast (hereinafter Lanzarote Passage after *Hernández-Guerra et al.* [2003]). Regarding the mean thermocline Canary Current, composed of North Atlantic Central Water

(NACW), *Machín et al.* [2006] found a southward flow with an open-ocean branch transporting  $3 \pm 1$  Sv and an upwelling-related branch near the continental slope carrying  $1 \pm 0.3$  Sv. The seasonal transport of the current was also described, finding that it intensifies and shifts offshore from spring to fall, carrying its lowest southward mass flux in winter. Nonetheless, in order to get the full picture of the mean mass transport in a specific season, the comparison of data collected on a seasonal basis during several years is still needed.

In the 2000s, based on the project CORICA (Eastern Boundary Current - Canary Islands), further studies emerged involving the Canary region. *Hernández-Guerra et al.* [2005] found a net southward mass transport in the surface layers of  $-4.7 \pm 0.8$  Sv in fall and confirmed a northward flow of AAIW at intermediate depths in the Lanzarote Passage. Detailed descriptions of the southwestward flow of the Canary Current, forced by the curl of the wind stress, have been carried out by *Fraile-Nuez and Hernández-Guerra* [2006]. However, the study of the variability among several years along a permanent section was not possible with the available datasets. Due to the importance of the easternmost branch of the current, the Lanzarote Passage has also been thoroughly studied [*Knoll et al.*, 2002; *Hernández-Guerra et al.*, 2002, 2003; *Machín and Pelegrí*, 2009; *Machín et al.*, 2010; *Fraile-Nuez et al.*, 2010]. Paying attention both to this passage and the whole Canary Basin, the project RAPROCAN (Canary Deep Hydrographic Section) has been developed, providing more recent datasets to characterize the regional circulation. The repeated sections carried out provide a valuable tool in the study of the Canary Current mass transport during a specific season and its variability over time. *Benítez-Barrios et al.* [2008], using these collected data, studied the changes in temperature and salinity from 1997 to 2006, observing a statistically significant rise in both properties in the Canary region.

The main aim of the present study is to determine the circulation of the Canary Current in winter, as well as studying the variability of the mass transport across the Canary Islands archipelago among several years. To this end, the datasets corresponding to the winter cruises carried out during the CANIGO and RAPROCAN projects

are used, and an ADCP-referencing procedure in the calculation of geostrophic velocities is applied following *McDonagh et al.* [2008] and *Comas-Rodríguez et al.* [2010], never used before in previous studies in this region. This paper is structured as follows. After a brief presentation of the collected hydrographic data in section 3.2, the methodology is thoroughly described in section 3.3. The winter mass transports and their variability are presented in section 3.4. Comparison with other reference velocity obtaining methods, such as inverse models, is shown in section 3.5. A close-up of the Lanzarote Passage is carried out in section 3.6, where current meter mooring velocity data are also used for comparison, and our final discussion is given in section 3.7.

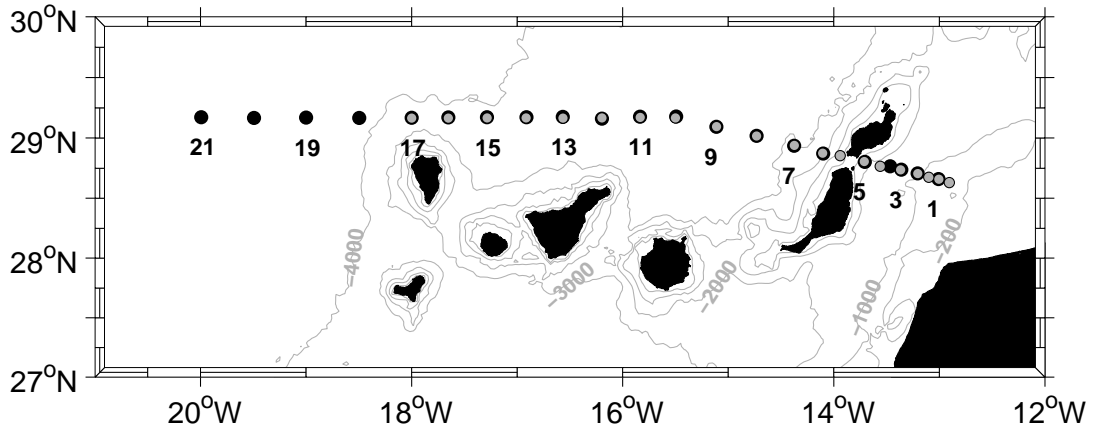


Figure 3.1: Location of the CTD stations carried out in January 1997 (grey dots) during the CANIGO project. Stations occupied in February 2006, 2008 and 2009 (black dots), in the framework of the RAPROCAN project, are also shown. For reference, 200, 1000, 2000, 3000 and 4000-m isobaths are shown [*Smith and Sandwell, 1997*].

## 3.2 Data

Fig. 3.1 shows the section north of the Canary Islands that has been carried out on a biannual basis for the project RAPROCAN at a nominal latitude of 29°N (black

dots). Since 2006, a maximum of 21 full-depth CTD/rosette stations have been occupied, repeating the CANIGO Southern section (grey dots) with most of the casts coincident in all surveys. This study compares each RAPROCAN survey and includes the January 1997 CANIGO section (Table 3.1). The 21 CTD (Neil Brown in 1997 and SeaBird 911+ during RAPROCAN cruises, with dual sensors of temperature and conductivity in the 2006 and 2009 cruises) stations, shown in Fig. 3.1, were carried out with a spatial separation of 20 - 30 nm ( $\sim 37$ -55 km) in deep-water stations, reduced to 5 - 15 nm ( $\sim 9$ -28 km) for the shallower stations. By applying a slope correction to account for sensor drifts, conductivity measurements were calibrated. For their calibration, salinity measurements were previously compared to bottle salinities derived from water samples analyzed on a Guildline AUTOSAL 8400B salinometer with accuracy better than 0.002 for single samples (hereinafter salinity is expressed in the Practical Salinity Scale). Temperature and pressure sensors were calibrated by the manufacturers using WOCE standards.

Table 3.1: Summary of cruises.

Cruises	Dates	Stations	CTD	SADCP	LADCP
Meteor 37	7-20 Jan 1997	20	X		X
RAPROCAN0206	23 Feb - 5 Mar 2006	21	X		X
RAPROCAN0208	26 Feb - 6 Mar 2008	16	X	X	
RAPROCAN0209	20-28 Feb 2009	21	X		X

The LADCP system employed two 300 kHz Teledyne/RDI Workhorses (WH), which were mounted on the rosette and deployed at each CTD cast in the 1997, 2006 and 2009 cruises. Both narrow band units were run in master/slave mode, one upward looking (slave) and one downward looking (master) with a shared battery pack. In the 1997 cruise no bottom-track data were acquired. In the 2008 cruise, continuous observations were made in the upper 800 m using a Shipboard ADCP (SADCP), a 75 kHz Ocean Surveyor with a 30-degree beam phase angle. The Ocean Surveyor was configured to take samples with 60 bins of 16 m thickness. A summary of the

available data from each cruise is shown in Table 3.1. LADCP data are processed with Visbeck software developed at Columbia University [Fischer and Visbeck, 1993]. A GPS reference is applied to calculate the absolute velocity. Each LADCP profile is also referenced to its bottom-track data, assuming the LADCP measurements near the seafloor to be the best estimate for velocity corrections [Comas-Rodríguez et al., 2010]. SADCP data are properly processed with CODAS (Common Ocean Data Access System) processing toolbox, as well as calibrated and GPS-referenced.

Once potential temperature ( $\Theta$ ) and salinity (S) are obtained from CTD measurements for each cruise, mean  $\Theta$  and S profiles are obtained at each station taking into account each coincident cast. This gives us an average cruise for the mentioned winter cruises. Only those stations where there are at least two profiles available are taken into account in this study (the transect still consists therefore of stations 1-21). For the 1997 data, only measurements located on those stations coincident with the previous 21 stations are considered in the averaged values. After the temporal mean of  $\Theta$  and S is obtained, neutral density ( $\gamma_n$ ) is computed following Jackett and McDougall [1997]. Hereinafter we refer to each cruise as an individual or yearly realization, and to the mean one as the built average cruise.

Fig. 3.2 shows a  $\Theta$ -S diagram for the averaged section from the 1997, 2006, 2008 and 2009 cruises. Stations 1-5, located at the Lanzarote Passage, are plotted in grey, whereas the other stations are shown in black. The four main water masses present in the Canary Basin [Hernández-Guerra et al., 2001] are marked as follows: North Atlantic Central Water (NACW), Antarctic Intermediate Water (AAIW), Mediterranean Water (MW) and North Atlantic Deep Water (NADW). Central waters extend from the surface to a density level of  $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$  (roughly 700 m), and define the thermocline layers. A slight scattering can be appreciated at the shallowest layer, above the seasonal thermocline, due to small heating and evaporation in winter. Below this shallowest layer, NACW can be identified following the linear values proposed by Harvey [1982]. Under the central waters, the intermediate layers ( $27.38 < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ , roughly 700 -1600 m) are composed of two water

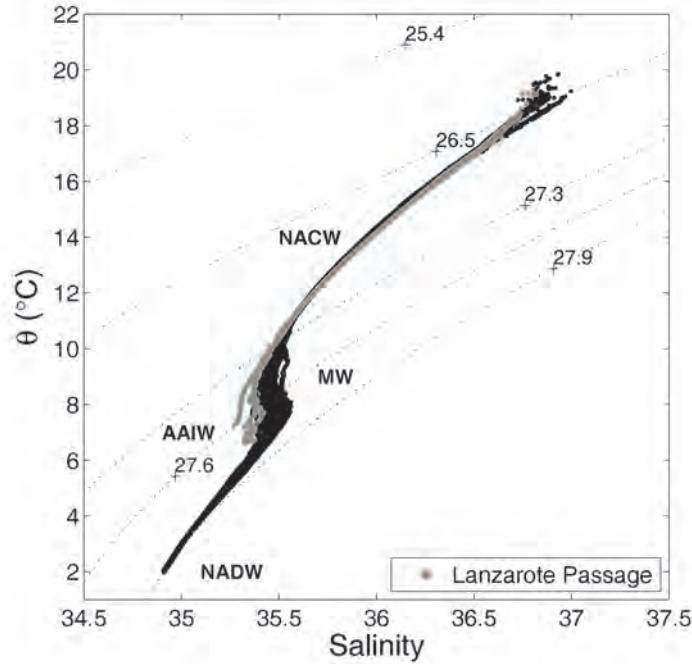


Figure 3.2: Mean  $\Theta$ -S diagram. Stations located in the Lanzarote Passage (stations 1-5) are plotted in grey.

masses, fresher ( $<35.4$ ) Antarctic Intermediate Water and warmer and saltier ( $>35.5$ ) Mediterranean Water. Whereas the relatively lower salinity values correspond to stations located at the Lanzarote Passage (the branch clearly identified in Fig. 3.2 stands for station 2, the MW influence is revealed in the open-ocean stations (black dots). Finally, the deep layers, from approximately 1600 m to the ocean bottom ( $\gamma_n > 27.922$   $\text{kg m}^{-3}$ ) define the NADW.

The  $\Theta$  data in the built average vertical section (Fig. 3.3) range from values lower than  $2^\circ\text{C}$  to higher than  $18^\circ\text{C}$ . The temperature distribution is clearly affected by two cooling events, that occurred in 2006 and 2009, when the winter mixed layer deepened  $>30$  m more than in 1997, influenced by the atmosphere immediately above (observed in the 2006 cruise by *Benítez-Barrios et al.* [2008]). Fig. 3.3 also reveals the thermocline isotherms sloping towards the sea surface at stations close to the

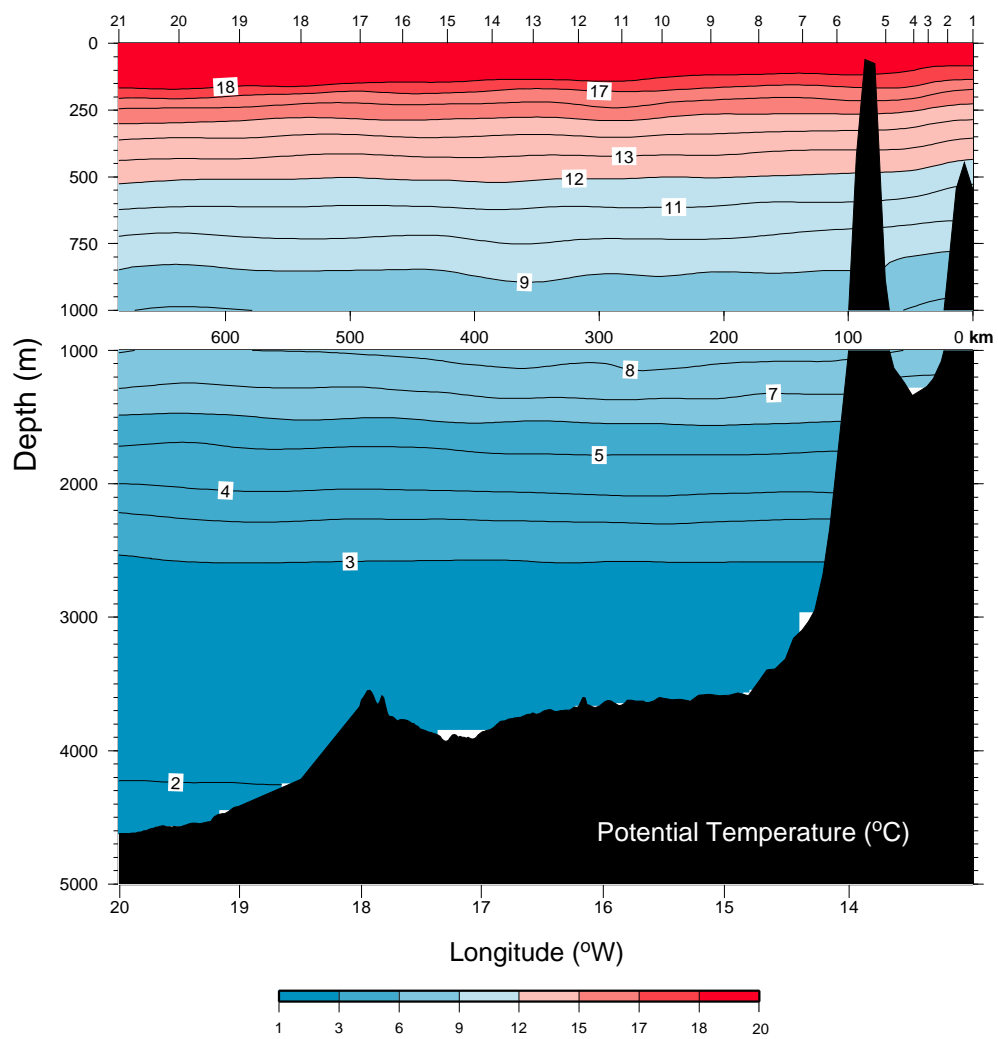


Figure 3.3: Mean potential temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) vertical section. Note that the vertical scale is different for each depth range.



African coast. Fig. 3.4 shows the averaged salinity along the section. Values in the range from 34.90 to almost 37 are revealed. Relatively high values are found between stations 8 ( $\sim 14.7^\circ\text{W}$ ) and 15 ( $\sim 17.3^\circ\text{W}$ ), corresponding to the Mediterranean Water contribution. This warm and salty core extends horizontally about 200 km and vertically from around 900 to 1400 m. Also at intermediate layers, relatively low values are found in the Lanzarote Passage (stations 1-5,  $\sim 13$ - $13.7^\circ\text{W}$ ). Those values around 35.4 can be identified as AAIW, as previously supported by the  $\Theta$ -S relationships plotted in Fig. 3.2. Apart from this usual presence of AAIW in the Passage [Knoll *et al.*, 2002; Hernández-Guerra *et al.*, 2003; Machín *et al.*, 2006], the contribution of this water mass appears as a low salinity patch near the western end of Fig. 3.4, between stations 19-21 ( $\sim 19$ - $20^\circ\text{W}$ ). In Fig. 3.5 the computed neutral density is shown. The isoneutral surfaces allow us to divide the ocean into multiple layers in terms of the limits between the presence of different water masses. Following the work of Ganachaud [2003], 14 layers are considered for this region in the North Atlantic Ocean, as reflected in Fig. 3.5 and shown in Table 3.2. Layers 1-4 cover surface and thermocline waters, while layers 5-7 are representative of intermediate waters, and layers 8-14 stand for deep waters. Due to the peculiar cooling that occurred during two (2006 and 2009) of the four cruises here studied, the average  $\gamma_n$ -section does not show the upper layer ( $26.44 \text{ kg m}^{-3}$ ), even though it is considered in velocity and mass transport calculations for the 1997 and 2008 cruises. The isoneutral distribution gives us a first glimpse at the transport behaviour across the section. The absence of steep slopes in Fig. 3.5 suggests a lack of high transport values along the open-ocean part of the section. The upper panel suggests near-zero transport estimates, except for stations 1-11 ( $\sim 13$ - $15.8^\circ\text{W}$ ), where sloping isoneutrals are observed. Also, in the deepest layers a slight incline can be seen, revealing low transports at these depths too.

### 3.3 Methodology

Geostrophic velocities are obtained using the thermal wind equation. To integrate this equation, a reference level (where the velocity should be known) is required.

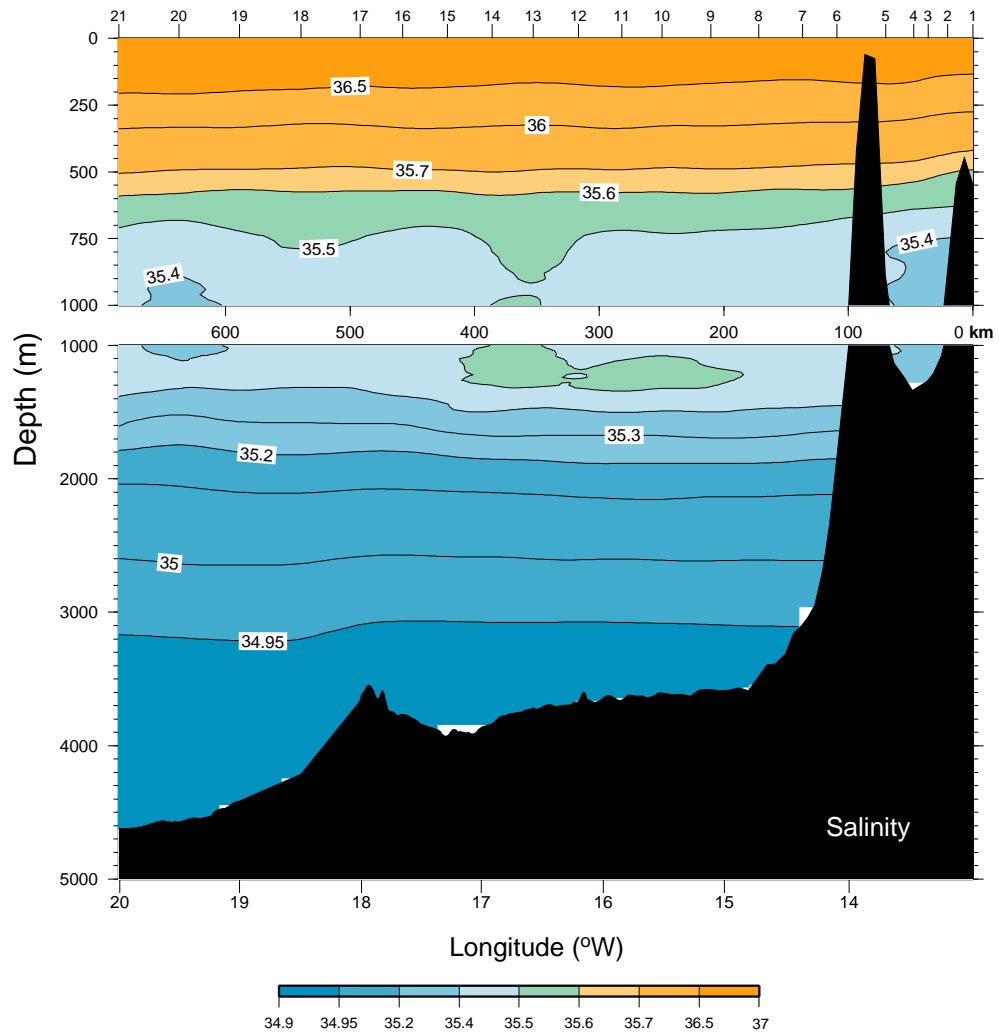


Figure 3.4: Mean salinity vertical section. Note that the vertical scale is different for each depth range.

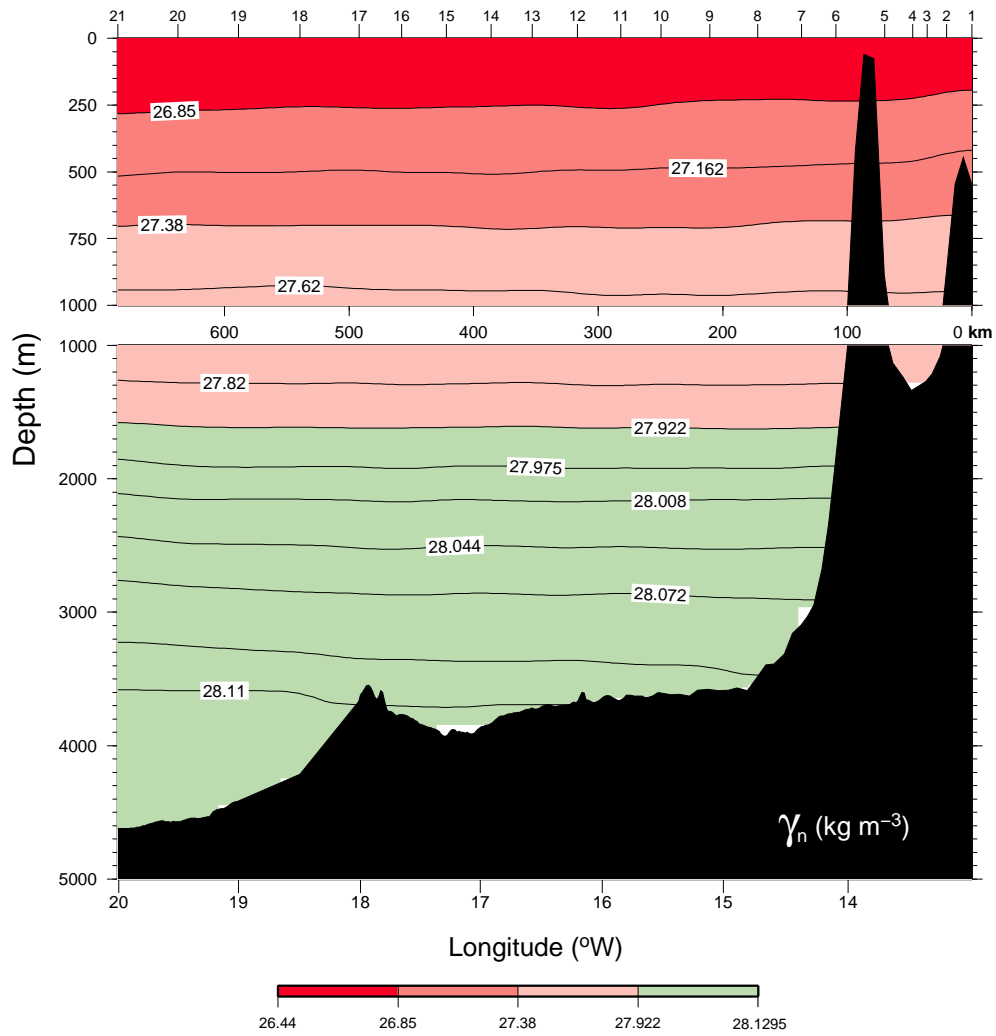


Figure 3.5: Mean neutral density ( $\text{kg m}^{-3}$ ) vertical section. Note that the vertical scale is different for each depth range.

The level of no-motion (zero-velocity) has been chosen following *Machín et al.* [2006], where a sensitivity analysis was carried out by studying the reference level velocity uncertainty obtained considering different choices and their results through inverse modelling. The chosen values locate the open-ocean stations reference level at  $\gamma_n=27.922 \text{ kg m}^{-3}$  (roughly 1600 m) and the shallow-water stations reference level at  $\gamma_n=27.38 \text{ kg m}^{-3}$  (roughly 700 m). This last reference level separates layers 4 and 5, and thus represents the limit between central and intermediate waters. This level of no-motion has also been used by *Fraile-Nuez et al.* [2010] at the Lanzarote Passage.  $\gamma_n=27.922 \text{ kg m}^{-3}$  is the interface between layers 7 and 8, separating intermediate and deep waters (Table 3.2). During the calculations, when the deepest common depth is less than the corresponding reference level, the bottom is considered as the zero-velocity layer.

Table 3.2: Neutral surface layers ( $\text{kg m}^{-3}$ ).

Layer	Lower interface	Water masses
1	$\gamma_n = 26.44$	NACW
2	$\gamma_n = 26.85$	
3	$\gamma_n = 27.162$	
4	$\gamma_n = 27.38$	
5	$\gamma_n = 27.62$	AAIW/MW
6	$\gamma_n = 27.82$	
7	$\gamma_n = 27.922$	
8	$\gamma_n = 27.975$	NADW
9	$\gamma_n = 28.008$	
10	$\gamma_n = 28.044$	
11	$\gamma_n = 28.072$	
12	$\gamma_n = 28.0986$	
13	$\gamma_n = 28.11$	
14	$\gamma_n = 28.1295$	

In order to solve the problem attached to the unknown value of a reference layer

in the water column, ADCP (LADCP and SADCP) data are used in order to obtain a reference velocity. ADCP-referenced geostrophic calculations and their associated mass transports are also computed separately for the built average transect and for the four separate yearly cruises.

### 3.3.1 Average transect ADCP-referencing

Fig. 3.6 shows the initial geostrophic velocity section along the whole transect, obtained using the neutral density computed through the averaged values of potential temperature and salinity mentioned before. Alternating northward and southward flows are appreciated throughout the velocity field. Vertical zero-velocity isolines are distributed separating these northward/southward adjacent currents, which represent the high eddy mesoscale field [Mason *et al.*, 2011]. Horizontal null values in velocity are also seen around 700 m depth for the Lanzarote Passage and at 1600 m for the rest of the section. This corresponds to the no-motion reference velocity location for the shallow-water and open-ocean stations, respectively. Through the whole section, a slight southward flow is revealed, corresponding to the Canary Current. Meanwhile, the northward flow near the bottom in stations 1-5 would represent the AAIW circulation.

In Fig. 3.7 the entire ADCP-referencing process is summarized following Comas-Rodríguez *et al.* [2010]. First, processed LADCP data are averaged for the 1997, 2006 and 2009 LADCP measurements, together with the bottom-track data available for the two last cruises. SADCP data relative to 2008 are not included in the averaging due to their high scatter near the surface. In order to get a mean ensemble velocity section, LADCP profiles provide a better quantification of the water column velocities. Only the velocity component that is perpendicular to the section is further considered. Thus, a velocity projection is applied in the non-zonal parts of the transect (stations 1-10, up to  $\sim 15.5^\circ\text{W}$ ). Fig. 3.7a highlights the change in velocity performed after adjusting the geostrophic profile to the LADCP profile for station pair 2-3 ( $\sim 13.2\text{-}13.4^\circ\text{W}$ ), located in the Lanzarote Passage. Initial geostrophic and

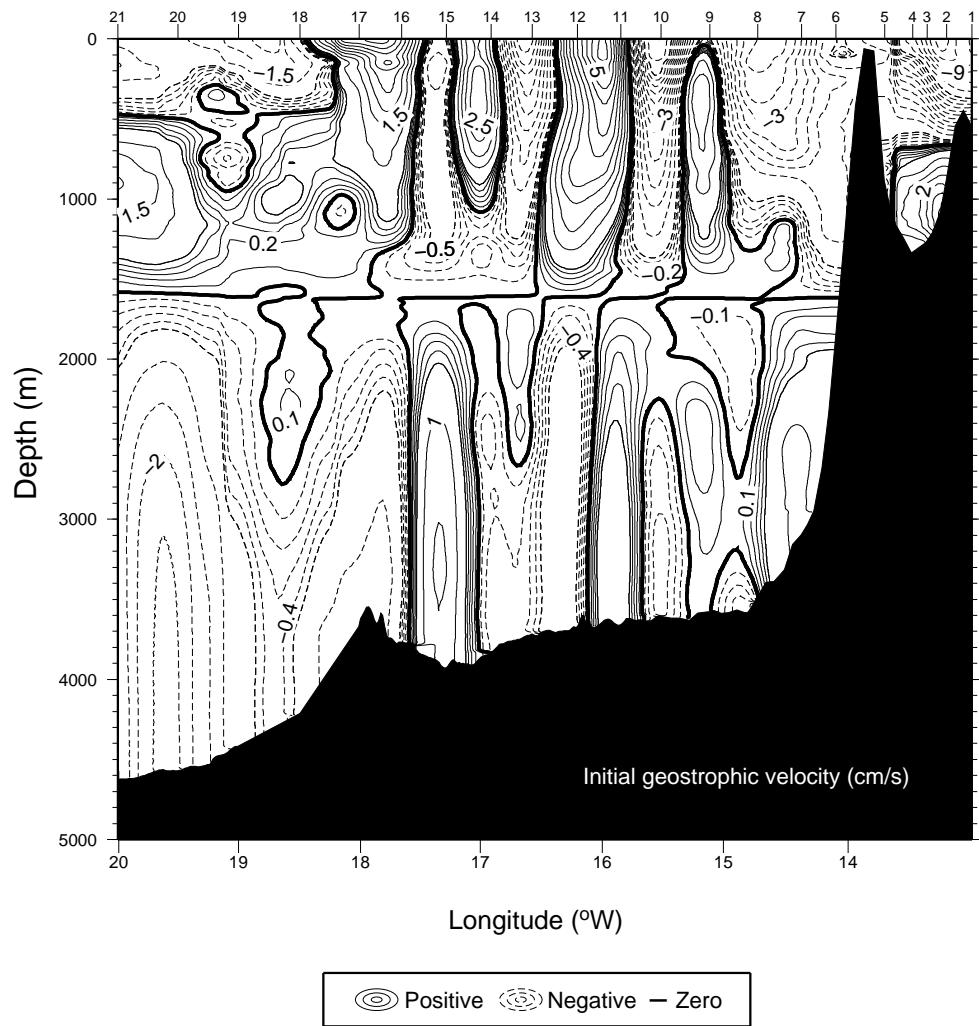


Figure 3.6: Mean geostrophic velocity ( $\text{cm s}^{-1}$ ) vertical section. Isolines are drawn as follows: every  $0.1 \text{ cm s}^{-1}$  from 0 to 0.5 and every  $0.5 \text{ cm s}^{-1}$  from 0.5 to 20 (positive range of velocities); every  $1 \text{ cm s}^{-1}$  from -20 to -6, every  $0.5 \text{ cm s}^{-1}$  from -6 to -0.5 and every  $0.1 \text{ cm s}^{-1}$  from -0.5 to 0 (negative range of velocities). Positive/negative values stand for northward/southward velocities.

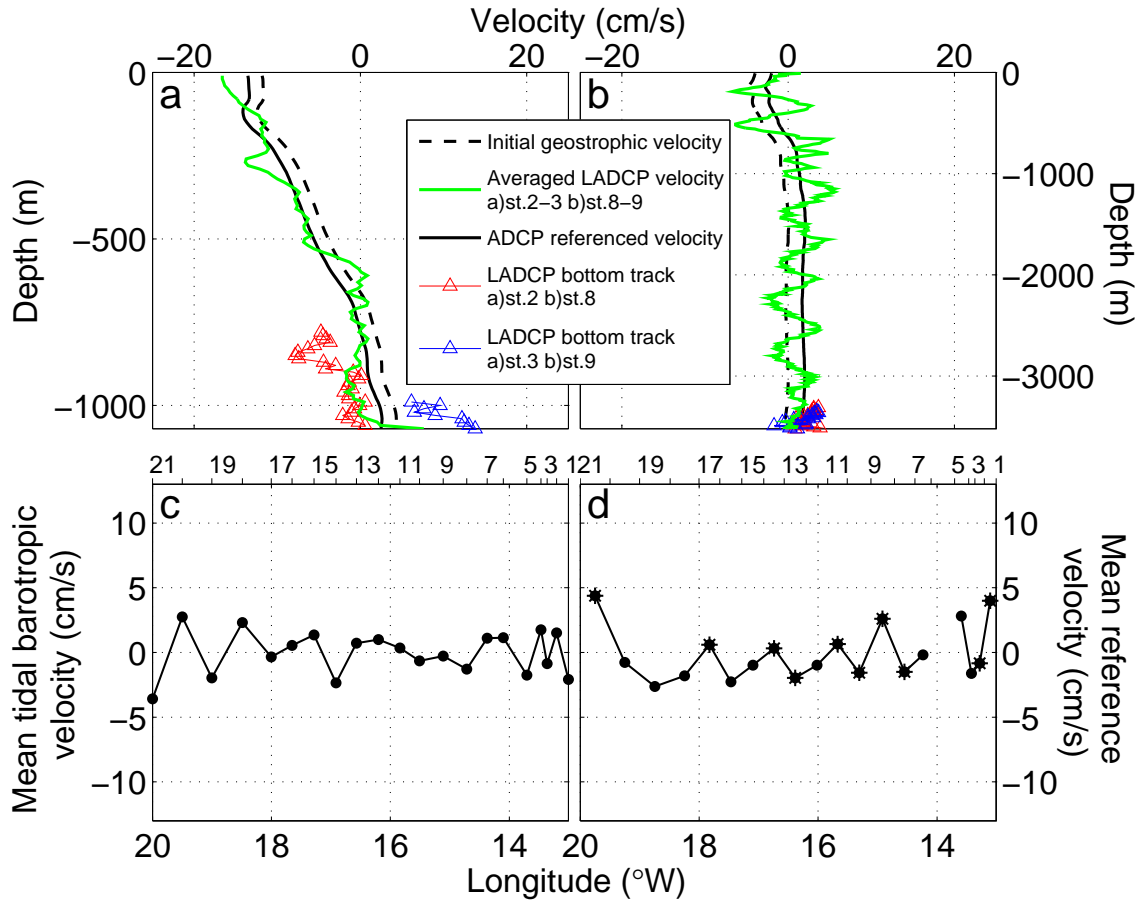


Figure 3.7: ADCP-referencing process summary for the averaged data. a) Comparison between the initial and the ADCP-referenced geostrophic profiles for station pair 2-3 (located in the Lanzarote Passage). b) Comparison between the initial and the ADCP-referenced geostrophic profiles for station pair 8-9. c) Mean tidal barotropic component calculated from the OSU TPXO prediction model. d) Mean velocity at the reference level for the average cruise. The stars mark the station pairs corrected with bottom-track data. The dots represent station pairs where the LADCP profile is used.

ADCP-referenced velocities are shown. Full-depth LADCP measurements, as well as bottom-track velocities, are plotted for comparison. LADCP profiles have been averaged for each station pair. Fig. 3.7b shows the same comparison for paired stations 8-9 ( $\sim 14.7-15.1^\circ\text{W}$ ). The barotropic tidal component (Fig. 3.7c) is subtracted from

each LADCP (including its bottom-track) velocity profile. This component is calculated using the OSU (Oregon State University) TOPEX/POSEIDON global tidal model (TPXO) [Egbert *et al.*, 1994; Egbert and Erofeeva, 2002]. This global model of ocean tides best fits, in a least-squares sense, the Laplace Tidal Equations and along track averaged data from TOPEX/POSEIDON and Jason (on TOPEX/POSEIDON tracks since 2002) obtained with OTIS (OSU Tidal Inversion Software). The time considered for the tidal prediction at each yearly cruise is the bottom track time, which is the midpoint of time spent at the station.

Whenever the available data quality permits, referencing is done using bottom-track data, assuming these to be the best estimate for velocity corrections [Comas-Rodríguez *et al.*, 2010]. In cases where bottom-track data seem to register some feature in disagreement with the full-depth profile (e.g., baroclinic component of high frequency inertial velocities), the full water column depth LADCP measurements are used. Both the 200 m near the surface and the seafloor are discarded due to their dependence on the atmosphere directly above and the bottom-track data, respectively. In both cases the LADCP data are averaged for each station pair and differences are obtained by comparing geostrophic and absolute velocities within the coincident depth range. A final mean of these differences is obtained which is considered to be the station pair reference velocity. Fig. 3.7d shows the reference velocity calculated, which replaces the initial zero-velocity.

Finally, an ADCP-referenced velocity section is shown in Fig. 3.8. As expected, no qualitative changes are apparent near the surface. Very similar values are apparent in the adjacent northward/southward fluxes already seen in Fig. 3.6. The differences are most visible near the original zero-velocity reference level. The eddy oceanic field is clearly seen along the section, flowing in opposite directions and representing the eddy oceanic field. Slight changes can be seen in the Lanzarote Passage, where the presence of a northward current gains importance and reaches to significantly shallower waters at the western margin. This leads to a better appreciation of the AAIW flow when using ADCP data to correct geostrophic calculations.



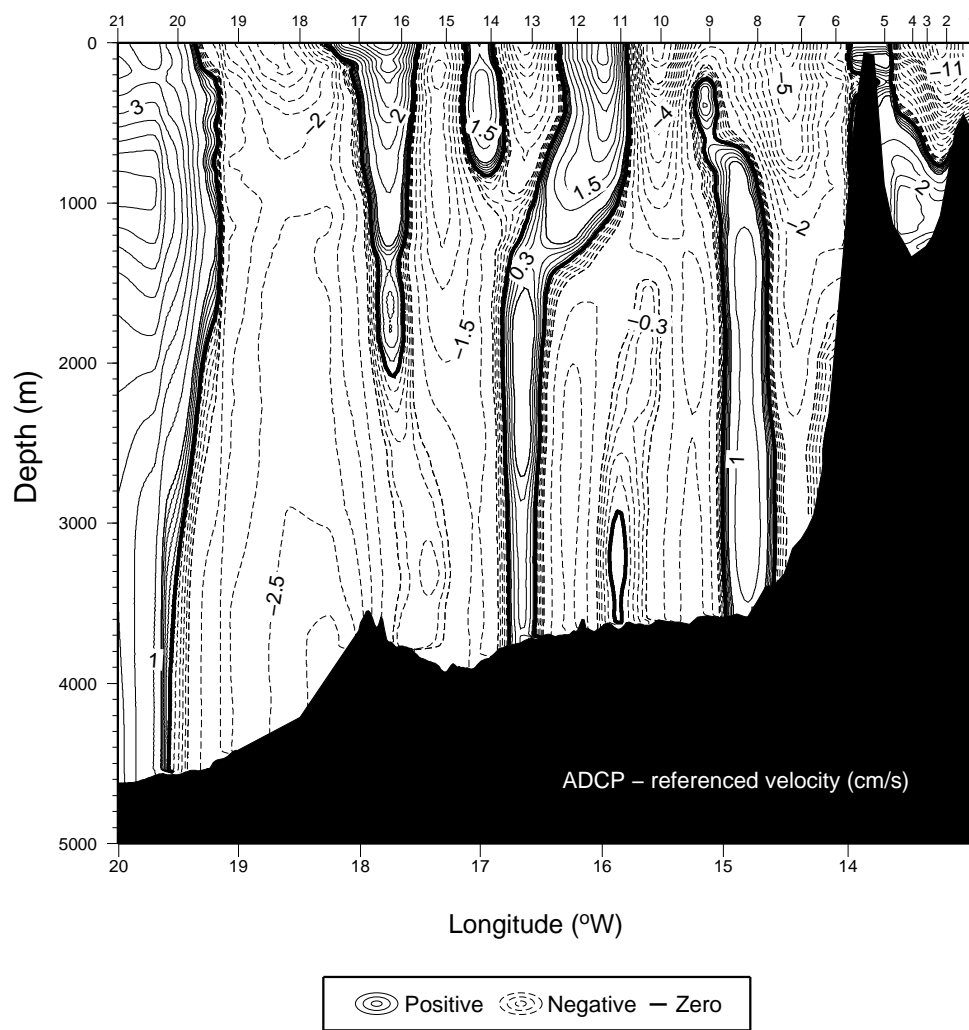


Figure 3.8: Mean ADCP-referenced geostrophic velocity ( $\text{cm s}^{-1}$ ) vertical section. Isolines are drawn as follows: every  $0.1 \text{ cm s}^{-1}$  from 0 to 0.5 and every  $0.5 \text{ cm s}^{-1}$  from 0.5 to 20 (positive range of velocities); every  $1 \text{ cm s}^{-1}$  from -20 to -6, every  $0.5 \text{ cm s}^{-1}$  from -6 to -0.5 and every  $0.1 \text{ cm s}^{-1}$  from -0.5 to 0 (negative range of velocities). Positive/negative values stand for northward/southward velocities.

### 3.3.2 Yearly transects ADCP-referencing

Data from the 1997, 2006, 2008 and 2009 cruises are also treated separately in order to estimate the variability among these years. The procedure described for the average transect is also applied to these data to estimate the velocity in the reference layer. Fig. 3.9 shows vertical velocity contours for each yearly section. Once again, the initially assumed zero-velocity layer can be clearly recognized. The important eddy field present in the Canary region is also appreciated considering each year individually. Some minor changes can be seen in the Lanzarote Passage between the four cruises. While the presence of AAIW is permanent, its magnitude and horizontal spreading varies, although is always located in intermediate waters below 700 m depth.

In Fig. 3.10, the correction applied to the initial geostrophic profile from each cruise in station pair 8-9 ( $\sim 14.7\text{-}15.1^\circ\text{W}$ ) can be seen. LADCP full-depth and bottom-track profiles, when available, are also shown for comparison. The 1997 subplot in Fig. 3.10 also reveals another velocity estimate for the full water column, computed from an inverse box model already applied to this dataset by *Machín et al.* [2006]. In that year, the LADCP system generated some errors, due to the novelty of the instruments used. Therefore not all the profiles are valid over the full water column; some are restricted to the surface depth range as shown in the figure. In Fig. 3.10, the 2006 and 2009 subplots use different reference velocities for this station pair. Nevertheless, both LADCP full-depth profiles and their bottom-tracks seem reasonable. The LADCP dataset is employed in the ADCP-referencing for the same years as in the built average section. No LADCP was deployed in 2008 (Fig. 3.10, lower subplot on the left). Thus, SADC data are used for referencing, discarding the first 200 m and following the previous procedure for obtaining differences and final reference velocities.

Following the proposed methodology, the barotropic tidal component (Fig. 3.11) is also subtracted from the LADCP and SADC data velocities. In Fig. 3.12, four reference velocity plots reveal the correction applied to the initial geostrophic calculations

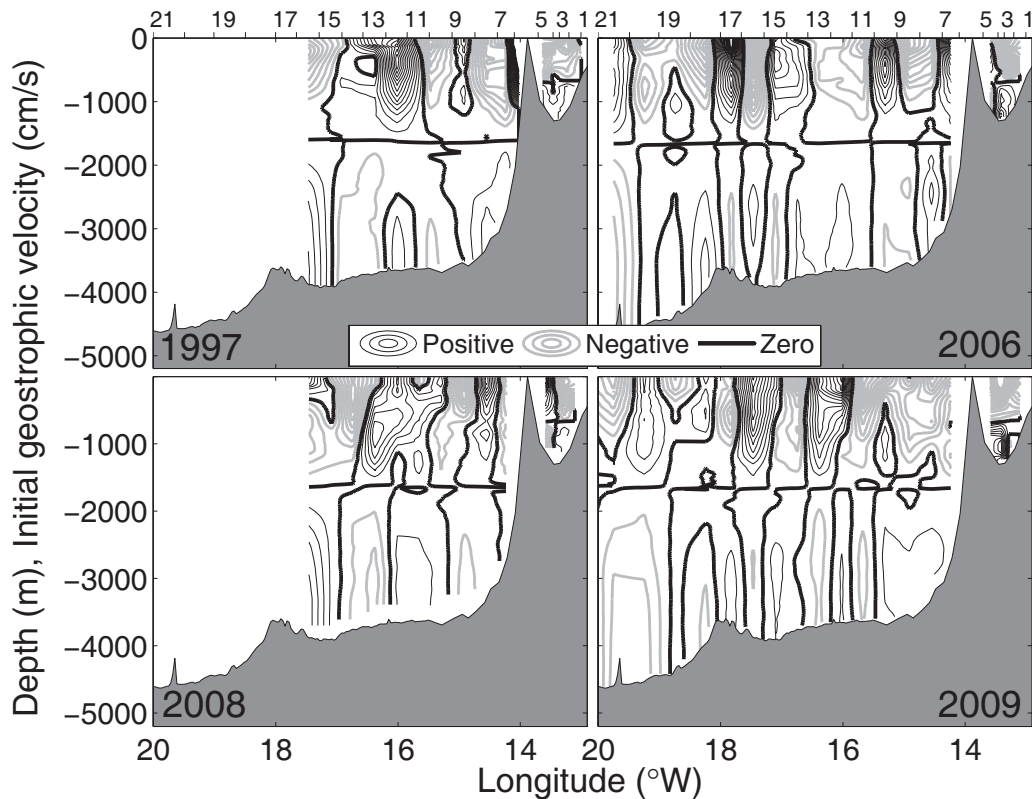


Figure 3.9: Initial geostrophic velocity fields ( $\text{cm s}^{-1}$ ) for the four winter cruises. Isolines are drawn every  $1 \text{ cm s}^{-1}$ . Positive/negative values stand for northward/southward velocities.

as obtained using the ADCP data. Differences between the stations corrected using bottom-track data (only available in 2006 and 2009) and those corrected using LADCP or SACDP profiles can also be seen (see caption in Fig. 3.12). The error of the LADCP-derived velocity estimates is available for 2006 and 2009 cruises. These have been used to compute errorbars (shown in Fig. 3.12) through the variance of the mean differences used as reference level velocities for each station pair. The vertical section of ADCP-referenced velocities is visualized in Fig. 3.13. Once again, adjacent northward/southward nearly barotropic currents are evident. In the different years, a predominant southward flow across the section is revealed, as already seen in the study of the average built section. Specifically, in the Lanzarote Passage some variations are disclosed regarding the AAIW northward flow. These changes may also

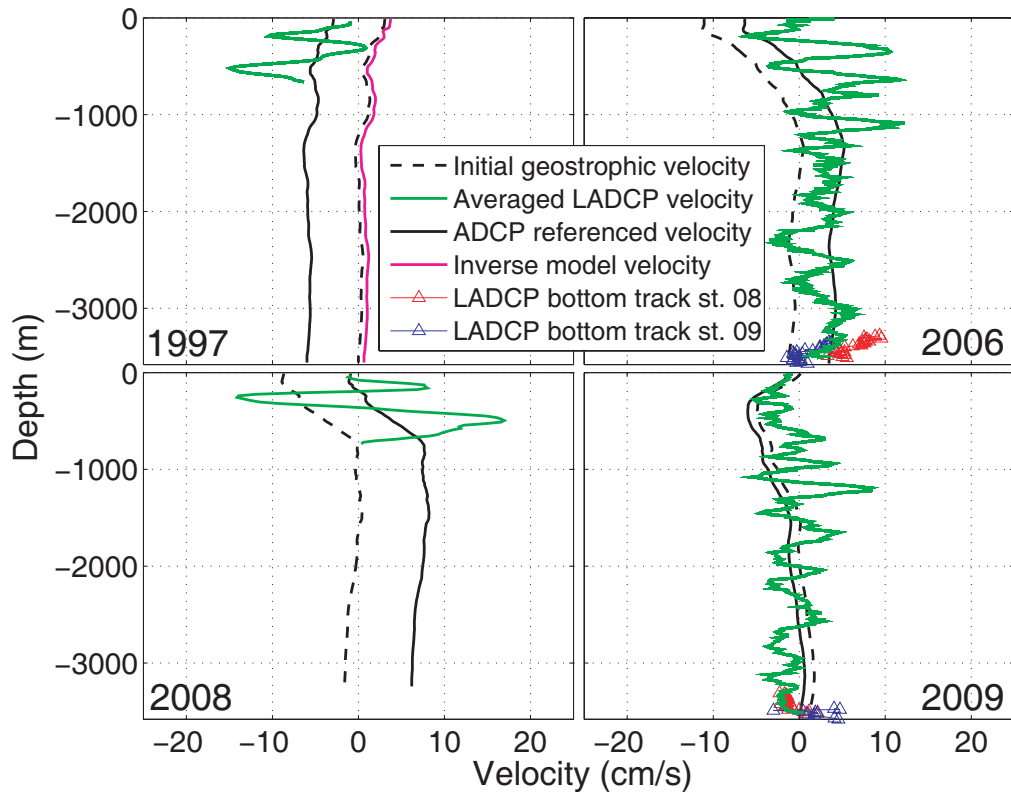


Figure 3.10: Comparison between the geostrophic and the ADCP-referenced profiles for station pair 8-9 (located in the main section at  $29^{\circ}\text{N}$ ,  $14.7^{\circ}\text{W}$  and  $15.1^{\circ}\text{W}$ , respectively) for the four winter cruises.

modify the circulation pattern of central waters in the Passage [*Machín et al.*, 2006; *Fraile-Nuez et al.*, 2010].

## 3.4 Mean mass transport and variability

### 3.4.1 Average section mass transport

Fig. 3.14 shows the integrated mass transport for the built average transect. The four cruises considered in this section were carried out in the winter season. Three different groups of layers are considered, corresponding to the surface (layers 2-4, the first layer is not present in the average calculations due to the 2006 and 2009 data,

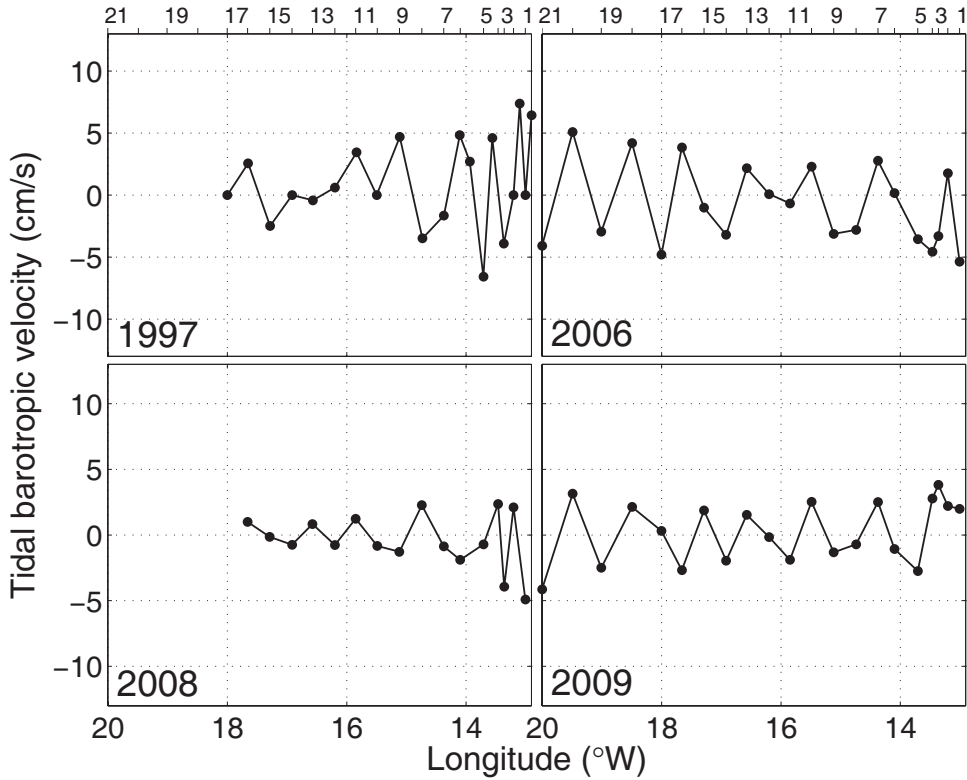


Figure 3.11: Mean tidal barotropic component calculated from the OSU TPXO prediction model. This velocity is subtracted from the velocity measurements obtained through the ADCPs.

as mentioned before) up to  $\sim 700$  m, intermediate (layers 5-7) approximately between 700 and 1600 m, and deep layers (layers 8-14) from  $\sim 1600$  m to the ocean bottom. Ekman transport, obtained across the section from estimates based on ocean surface wind data from the QuickScat scatterometer, has been added to the shallowest layer available (layer 2). The period considered is the whole month in which each cruise took place. For mean calculations, an average of the four individual Ekman transport estimates is used. The averaged estimate for Ekman transport is  $-0.06$  Sv. Positive/negative signs correspond to northward/southward flows. A summary of the mass transport results is presented in Table 3.3. In Fig. 3.14, dashed lines stand for the initial geostrophic calculations, while solid lines represent the ADCP-referenced mass transport, that includes the velocity in the reference layer as shown in Fig. 3.7d.

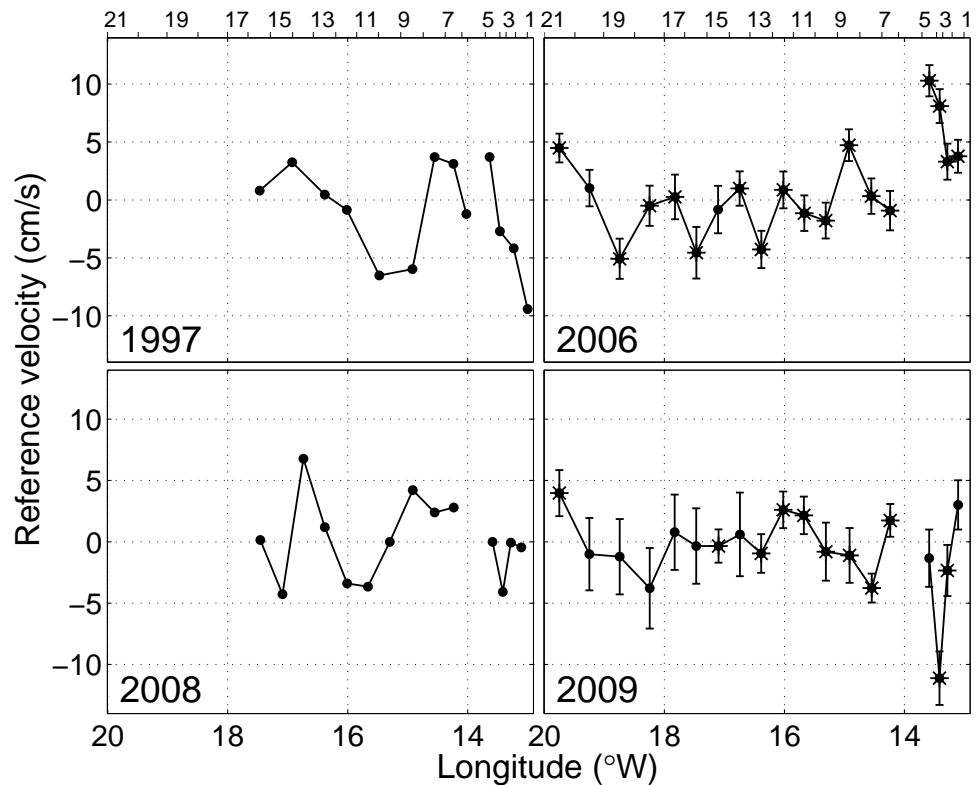


Figure 3.12: Mean velocity at the reference level obtained from the depth-averaged offset of each geostrophic profile during each of the four winter cruises. Stars mark the station pairs corrected with bottom-track data. Dots represent station pairs where the LADCP or SADCP profile is used. Errorbars are shown, calculated from the available error estimates.

The main pattern of the geostrophic mass transport for the surface layer (Fig. 3.14a) is a southward flow up to station 8 ( $\sim 14.7^\circ\text{W}$ ), followed by an almost flat structure until the end of the section. In contrast, the ADCP-referenced mass transport presents a slanting distribution, continuing the NACW southward flow west of Lanzarote up to station 17 ( $\sim 18^\circ\text{W}$ ). To the west, the mesoscale contribution does not provide a net increase of southward transport. In both cases, the saw-like structures shown in the stream functions are indicative of eddy signals. Initially, the surface layer shows a southward flow of  $-2.1$  Sv between Lanzarote and the African coast, while the ADCP contribution corrects this estimate to a value of  $-1.4$  Sv. The averaged net geostrophic

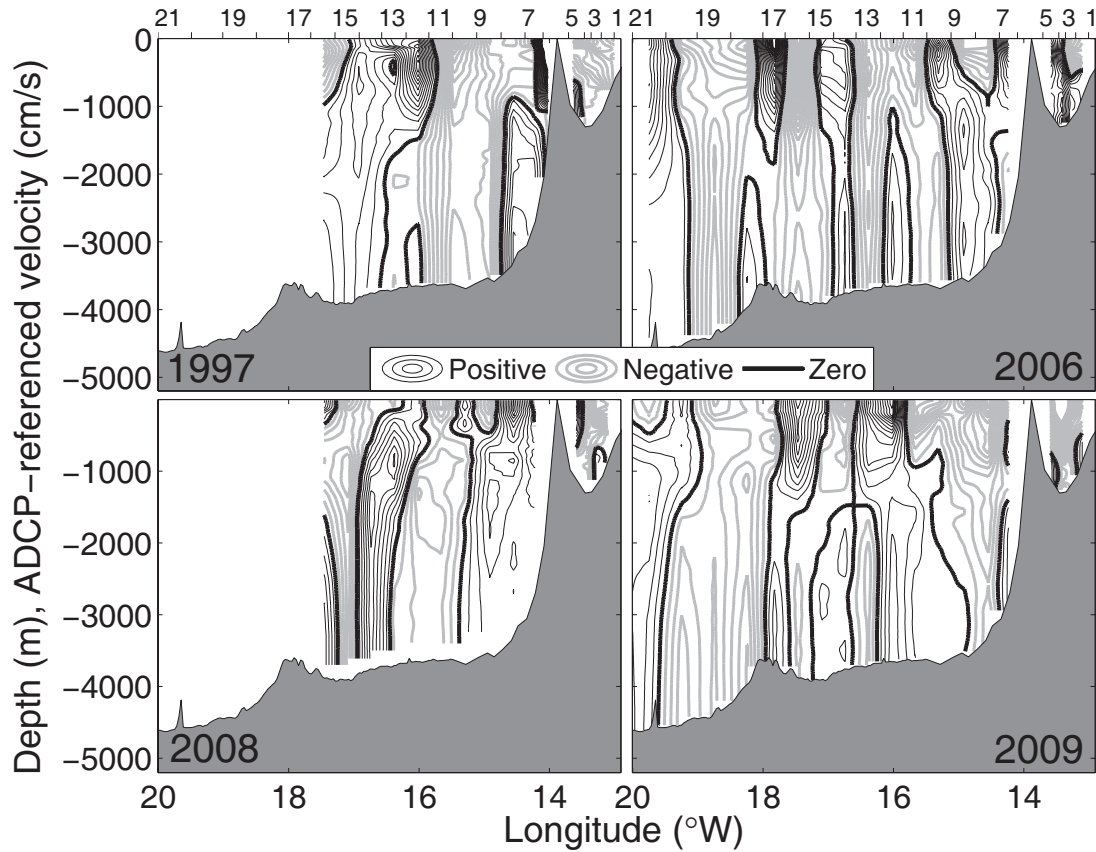


Figure 3.13: ADCP-referenced geostrophic velocity fields ( $\text{cm s}^{-1}$ ) for the four winter cruises. Isolines are drawn every  $1 \text{ cm s}^{-1}$ . Positive/negative values stand for northward/southward velocities.

mass transport of the Canary Current reaches  $-2.9 \text{ Sv}$  and the ADCP-referenced mass transport reaches  $-3.5 \text{ Sv}$  at station 17 ( $\sim 18^\circ\text{W}$ ). At the end of the section, a not-well sampled eddy is observed in the ADCP-referenced transport. This mesoscale feature is present in each layer in a barotropic pattern. At the end of the section,  $-3.3 \text{ Sv}$  stand for the geostrophic calculations and  $-4.1 \text{ Sv}$  for the corrected velocity estimates.

The intermediate layer shown in Fig. 3.14b presents a weak transport across the section. Geostrophic mass transports of  $1.0 \text{ Sv}$  and  $-0.96 \text{ Sv}$  are shown, before and after applying the ADCP-referencing, respectively. Some of the  $\sim 2 \text{ Sv}$  difference may be

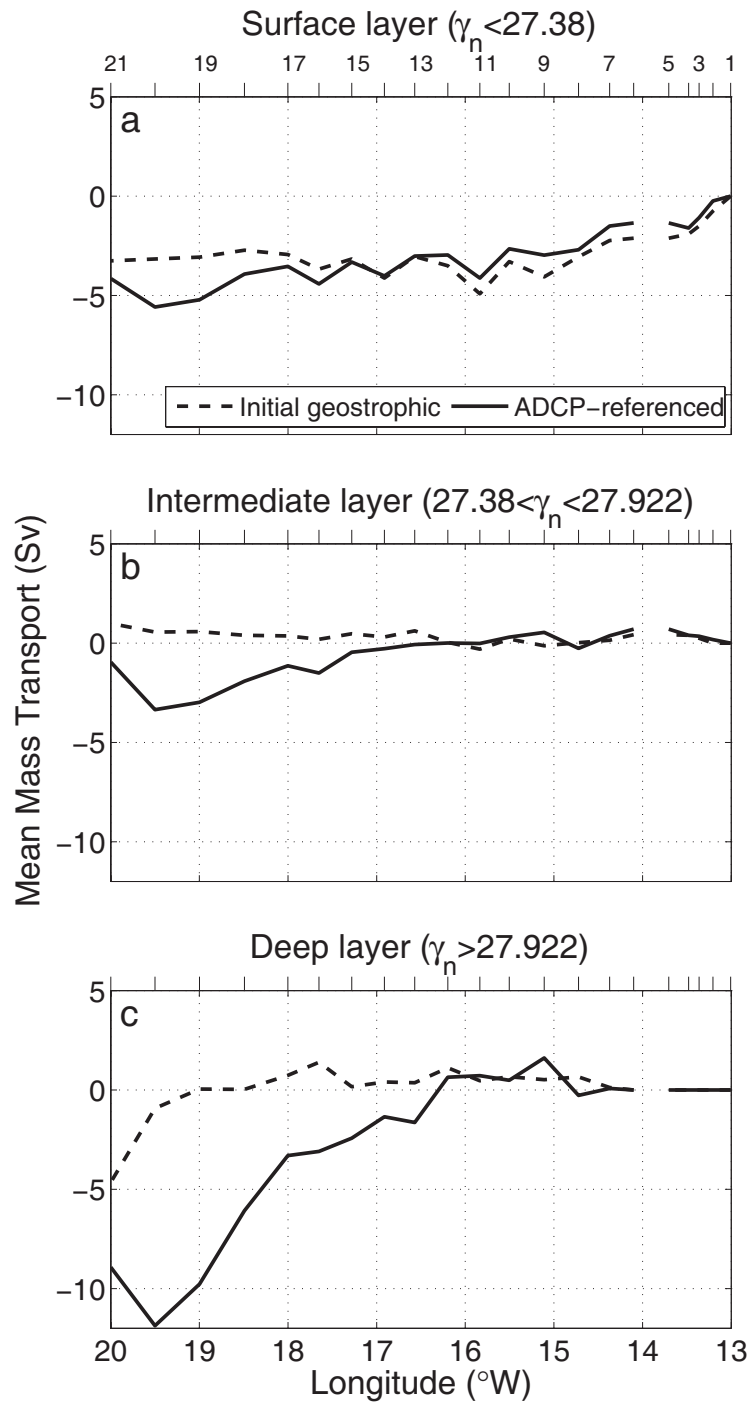


Figure 3.14: Mean accumulated mass transport (Sv).



explained by the not-well sampled eddy observed at the end of the section. Concerning the Lanzarote Passage, the AAIW undercurrent can be seen flowing northwards with an initial value of 0.4 Sv, and 0.7 Sv after including the reference velocity. This flow pattern confirms the presence of AAIW proposed earlier (Figs. 3.2 and 3.4). After applying the new reference velocities, a slightly southward mass transport of -1.1 Sv is also seen west of Lanzarote, up to station 17 ( $\sim 18^\circ\text{W}$ ), whereas the accumulated geostrophic transport is nearly zero.

The stream function at the deepest layer (Fig. 3.14c) carrying NADW is relatively weak up to station 11 ( $\sim 15.8^\circ\text{W}$ ). The deep pattern is quite irregular, with an increasing southward flow while moving westwards from station 7 ( $\sim 14.4^\circ\text{W}$ ) on. Null mass transports are seen in stations 1-5 because, due to their shallowness, the casts never get to those layers considered deep. As already mentioned, the presence of a not-well resolved eddy masks the transport calculations to the west of station 17 ( $\sim 18^\circ\text{W}$ ). The lack of more stations after  $20^\circ\text{W}$  hinders a good definition of the complete eddy structure and its associated flow. If we assume that the transport west of  $18^\circ\text{W}$  is due to an eddy signal, the geostrophic mass transport in the deep layers is 0.7 Sv, whereas the ADCP velocity contribution raises the southward flow up to -3.3 Sv.

### 3.4.2 Variability between the 1997, 2006, 2008 and 2009 cruises

In order to evaluate variability between the cruises, each year's section is considered individually. Surface, intermediate and deep layers are shown separately for comparison. Mass transports corresponding to geostrophic and ADCP-referenced sections are distinguished. A summary of these results is presented in Table 3.3. The errors estimated in the calculation of reference level velocities (seen in Fig. 3.12) are taken into account at every depth range. Errorbars are shown for the accumulated mass transport in 2006 and 2009. Fig. 3.15 shows the accumulated mass transport computed for the thermocline layer for each year. The main pattern observed in waters down to  $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$  is a southward flow (except in 2008), as well as important

mesoscale activity revealed by the saw-like structures exhibited in each year's panel.

In the 1997 stream function, the southward flow begins in the Lanzarote Passage (stations 1-5), with higher values in the ADCP-referenced data. However, west of Lanzarote the initial values show a net zero mass transport distribution, whereas the corrected estimates suggest a net southward flow up to the end of the section. If we suppose that transport at the last station pair is due to a not-well resolved eddy and therefore is excluded in the calculations, the mass transport in 1997 reaches initial values of -0.4 Sv and a flow of -4.2 Sv is obtained including the reference velocities acquired from ADCP data. Within the Lanzarote Passage, the mass transport is -1.9 Sv and -3.7 Sv, before and after the correction, respectively. In 2006, transport estimates near the African coast change considerably after introducing ADCP reference velocities. A southward geostrophic flow in the Lanzarote Passage is developed, followed by a slightly southward net mass transport west of station 6 ( $\sim 14.1^\circ\text{W}$ ). The corrected estimates present a slightly northward flow east of Lanzarote, which turns into a southward flow following the descending slope pattern when moving westwards towards the end of the section. Thus, the stream function in 2006 shows -4.1 Sv and  $-2.4 \pm 1.4$  Sv, before and after application of the correction, of which -2.5 Sv and  $0.7 \pm 0.2$  Sv, respectively, flow between Lanzarote and the African coast. As shown in Fig. 3.15, the 2008 data register a different pattern, with a southward flow in the Lanzarote Passage followed by zero mass transport for the geostrophic calculations. Regarding the ADCP-referenced calculations, the increasing slope to the west of station 6 ( $\sim 14.1^\circ\text{W}$ ) suggests a northward mass transport that counteracts with the Passage flow, ending in zero net accumulated mass transport at station 16 ( $\sim 17.6^\circ\text{W}$ ). Mass transport values for the whole section in 2008 are detailed as follows: -1.0 Sv / -0.05 Sv corresponding to the non-referenced / referenced values through ADCP measurements. As seen in Fig. 3.15, the initial stream function in 1997 is very similar to that in 2008. However, the stream functions after the ADCP correction are different. This difference in the main pattern across the section can be attributed to the use of SADC data in the geostrophic velocity correction for 2008, instead of LADCP data (not available for this cruise). Thus, only the first 800 m of the water column

contribute to the calculation of reference level velocities, not considering the intermediate and deep water behaviour. Therefore, the reference level velocities inferred from SADCP data alone are probably underestimated. In 2008, the mass transport across the Lanzarote Passage is estimated as  $-0.8 \text{ Sv}$  /  $-1.2 \text{ Sv}$  before and after the ADCP correction. Finally, the 2009 data present a strong southward flow through the thermocline layer in the Lanzarote Passage in both stream functions. Both non-referenced and ADCP-referenced stream functions show zero net mass transport west of Lanzarote up to station 16 ( $\sim 17.6^\circ\text{W}$ ). To the west, geostrophic calculations are flat, whereas the corrected estimates suggest a slight increase in the southward flow. Geostrophic mass transport values obtained are  $-5.0 \text{ Sv}$  for the whole section, of which  $-3.1 \text{ Sv}$  passes east of Lanzarote. On the other hand, the ADCP-referenced solution reveals an integrated mass transport of  $-6.7 \pm 1.6 \text{ Sv}$  ( $-4.0 \pm 0.3 \text{ Sv}$  across the Passage). It is appreciated how the ADCP-referenced values follow the already registered structure obtained of the initial geostrophic calculations. On all four cruises, Ekman transport has been added to the shallowest layer. The period considered is the whole month in which each cruise took place.

In Fig. 3.16, mass transport at intermediate layers is displayed. The 1997 and 2008 ADCP-referenced stream function end approximately at the longitude of  $17.6^\circ\text{W}$ , whereas 2006 and 2009 data reach near-zero values around  $20^\circ\text{W}$ . However, the most important role at intermediate layers seems to be played by the flows that take place within the Lanzarote Passage. Concerning the stream function behaviour, it is observed that 1997 and 2009 data at intermediate layers both follow a pattern of southward flow after the ADCP correction. On the other hand, 2006 and 2008 mass transports behave in the opposite way, giving importance to a northward flow at intermediate depths. In the following, accumulated mass transport values are shown (geostrophic estimates / ADCP-referenced calculations) for each individual cruise.

In the first case, a near-zero net mass transport is revealed along the whole section for 1997. This pattern remains clear for the geostrophic transport, whereas the presence of mesoscale activity at intermediate depths forces a southward net flow to the

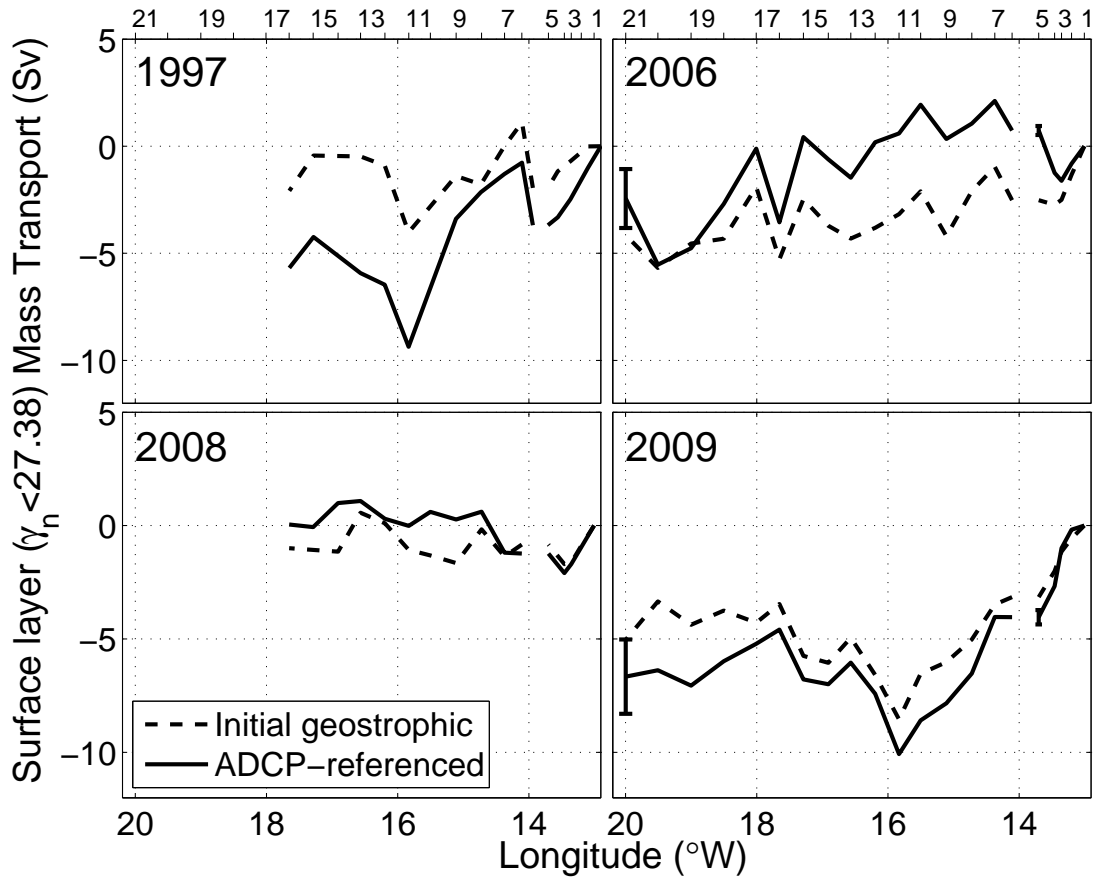


Figure 3.15: Accumulated mass transport (Sv) in the surface layer ( $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ) for the four winter cruises.

west of station 8 ( $\sim 14.7^\circ\text{W}$ ). In that year,  $0.8 \text{ Sv} / -2.3 \text{ Sv}$  flow across the section, out of which  $0.4 \text{ Sv} / -0.2 \text{ Sv}$  correspond to the transect east of Lanzarote. The non-well sampled eddy near the end of the section probably contributes to the high net accumulated mass transport observed in the figure. Following the similarities mentioned above, the 2009 plot presents  $1.1 \text{ Sv} / -1.0 \pm 2.2 \text{ Sv}$  (stations 1-21,  $\sim 13\text{-}20^\circ\text{W}$ ) and  $0.8 \text{ Sv} / -0.2 \pm 0.2 \text{ Sv}$  (stations 1-5,  $\sim 13\text{-}13.7^\circ\text{W}$ ). The non-referenced northward flow is corrected to turn slightly southwards after station 9 ( $\sim 15.1^\circ\text{W}$ ) after the ADCP-referencing. The transport west of the Passage is marked by the eddy field and the net contribution is nearly zero. For the second case (2006 and 2008 data), the 2006

dataset reveals a flat net accumulated mass transport for the geostrophic calculations. However, the ADCP-referenced stream function shows a northward transport from the African coast up to station 9 ( $\sim 15.1^\circ\text{W}$ ). Moving westwards a counteracting southward flow is observed up to station 16 ( $\sim 17.6^\circ\text{W}$ ). Once null transport values are reached, zero net contribution is observed at stations 16-21 ( $\sim 17.6\text{-}20^\circ\text{W}$ ). The values obtained are  $0.7 \text{ Sv} / 0.6 \pm 1.8 \text{ Sv}$  for the whole section, while the mass transport between stations 1 and 5 ( $\sim 13\text{-}13.7^\circ\text{W}$ ) increases from  $0.2 \text{ Sv}$  to  $2.0 \pm 0.1 \text{ Sv}$  when applying the reference velocity calculation. Finally, in the 2008 transports shown in Fig. 3.16, a zero initial net accumulated mass transport can be seen throughout the section. The rise from the referencing procedure is included ( $-0.2 \text{ Sv}$  becomes  $1.4 \text{ Sv}$  for the whole transect, while  $-0.06 \text{ Sv}$  becomes  $-0.3 \text{ Sv}$  between the archipelago and the African coast). It is shown that mass transport across intermediate layers is not significant when the error is known (2006 and 2009).

Variability in the deep layers among 1997, 2006, 2008 and 2009 is presented in Fig. 3.17. As observed in Fig. 3.14 for the average built section, the deep pattern is quite noisy. No deep waters are found in the Lanzarote Passage due to its shallow bathymetry. Therefore, no mass transport can be observed near the continental slope, but a southward current to the west of station 6 ( $\sim 14.1^\circ\text{W}$ ) (except in 2008, that shows a northward mass transport). This difference may be caused, as stated before, by the use of SADC data alone in the referencing process, which seems not to be as good as LADCP for referencing purposes.

The main transport patterns can be compared up to station 16 ( $\sim 17.6^\circ\text{W}$ ), because of the lack of further stations in 1997 and 2008. Due to the choice of the no-motion reference level, no high geostrophic mass transport values are shown in the deep layers. After applying the ADCP-referencing, both 1997 and 2006 corrected results show an increase from the initial near-zero accumulated mass transport to a marked southward transport. The 1997 stream function is modified by the presence of an eddy from station 9 ( $\sim 15.1^\circ\text{W}$ ) to the end of the section, while the 2006 mass transport also reflects the mesoscale contribution along the whole section, highlighted

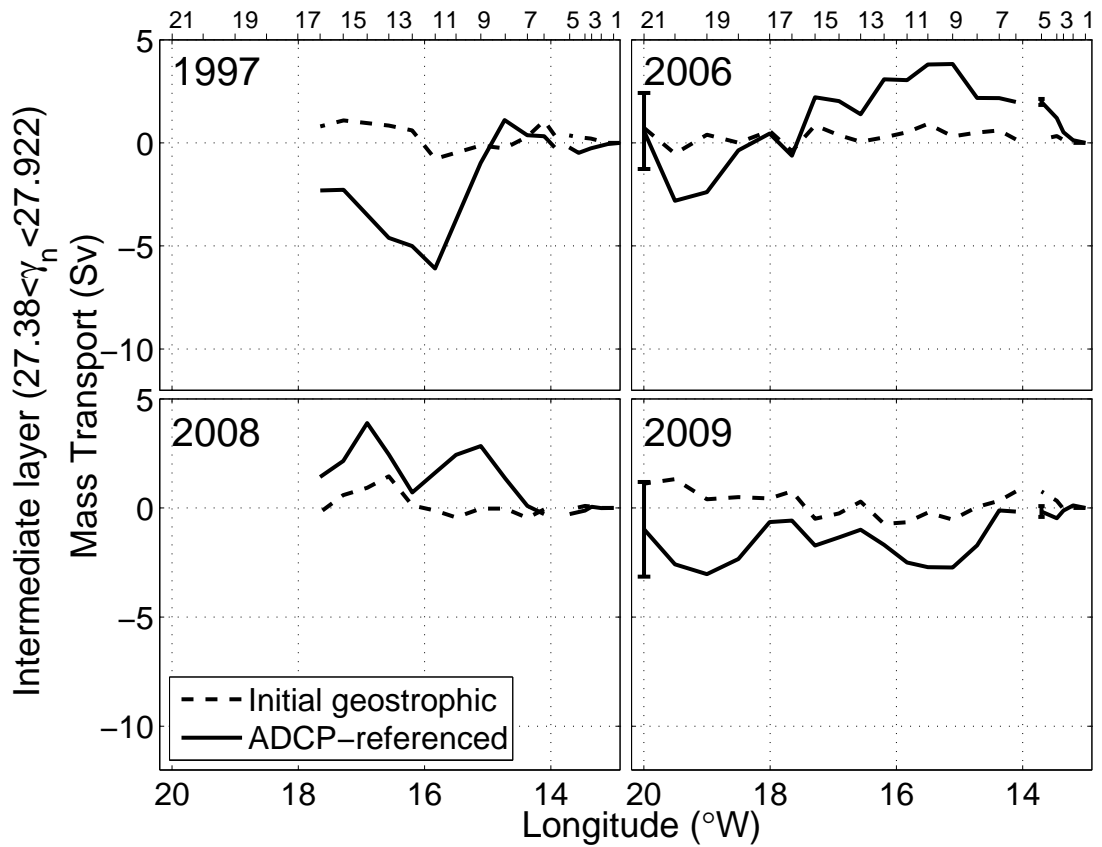


Figure 3.16: Accumulated mass transport (Sv) in the intermediate layer ( $27.38 < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) for the four winter cruises.

by the presence of an eddy beginning at station 18 ( $\sim 18.5^\circ\text{W}$ ) but not well sampled at its western margin. Mass transport estimates are shown before / after the ADCP-referencing. In 1997, 0.6 Sv / -4.7 Sv are registered, while -1.5 Sv /  $-5.3 \pm 3.2$  Sv are obtained from the 2006 cruise. These differences are probably due to the not-well sampled eddy present at the end of the survey. Stream function values corresponding to 2008 behave differently, showing a northward trend for both non-referenced and ADCP-referenced solutions, which are 1.4 Sv / 3.5 Sv, respectively. On the contrary, in 2009 there is a northward current shown up to station 16 ( $\sim 17.6^\circ\text{W}$ ), but after  $18^\circ\text{W}$  the flow turns southwards ending in an accumulated mass transport of -3.3 Sv /  $-5.0 \pm 3.9$  Sv across the whole section. The presence of a non-completely sampled

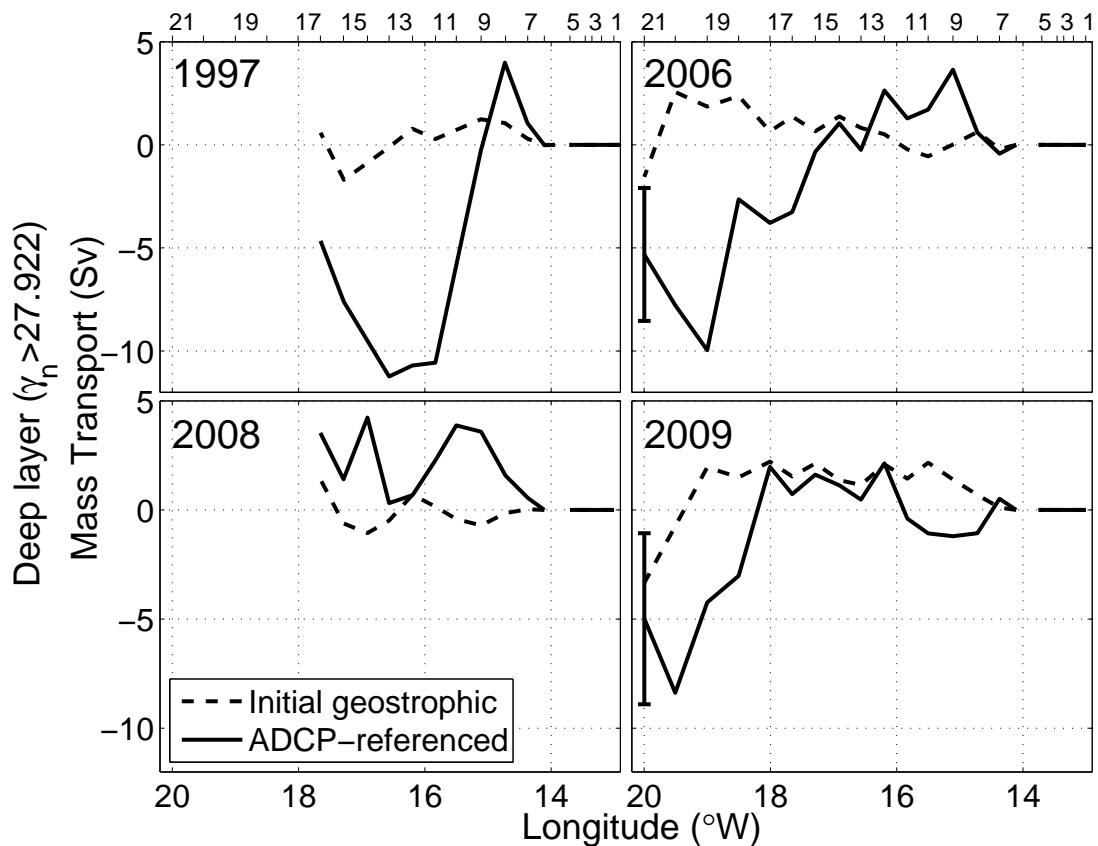


Figure 3.17: Accumulated mass transport (Sv) in the deep layer ( $\gamma_n > 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) for the four winter cruises.

eddy is revealed in both the geostrophic and corrected transports, contributing to the high values observed. As already mentioned, the high mass transport values obtained from the ADCP-referencing procedure are also a consequence of the large mass involved in the deep layer range (from 1600 m to the sea bottom). A small error in the LADCP velocity estimates results in a high error in the deep layer mass transport. This causes the reference velocities calculated to affect the stream function, magnifying the structures present in the deep layers.

Table 3.3: Summary of accumulated mass transport results (Sv).

<b>Year</b>				
Longitude*		<b>Thermocline</b>	<b>Intermediate</b>	<b>Deep</b>
<b>1997</b> 17.6°W	Geostrophic	-0.4	0.8	0.6
	LADCP-ref.	-4.2	-2.3	-4.7
	Inverse model	$-3.7 \pm 0.8$	$-0.4 \pm 1.0$	$0.4 \pm 1.8$
<b>LP</b>	Geostrophic	-1.9	0.4	
	LADCP-ref.	-3.7	-0.2	
	Inverse model	$-1.0 \pm 0.7$	$0.8 \pm 1.1$	
<b>2006</b> 20°W	Geostrophic	-4.1	0.7	-1.5
	LADCP-ref.	$-2.4 \pm 1.4$	$0.6 \pm 1.8$	$-5.3 \pm 3.2$
	<b>LP</b>	Geostrophic	-2.5	0.2
	LADCP-ref.	$0.7 \pm 0.2$	$2.0 \pm 0.1$	
<b>2008</b> 17.6°W	Geostrophic	-1.0	-0.2	1.4
	SADCP-ref.	-0.05	1.4	3.5
	<b>LP</b>	Geostrophic	-0.8	-0.1
	SADCP-ref.	-1.2	-0.3	
<b>2009</b> 20°W	Geostrophic	-5.0	1.1	-3.3
	LADCP-ref.	$-6.7 \pm 1.6$	$-1.0 \pm 2.2$	$-5.0 \pm 3.9$
	<b>LP</b>	Geostrophic	-3.1	0.8
	LADCP-ref.	$-4.0 \pm 0.3$	$-0.2 \pm 0.2$	
<b>Averaged</b> 18°W	Geostrophic	-2.9	0.4	0.7
	LADCP-ref.	-3.5	-1.1	-3.3
	<b>LP</b>	Geostrophic	-2.1	0.4
	LADCP-ref.	-1.4	0.7	

\*Longitude up to which results are shown. See text for explanation.  
LP stands for Lanzarote Passage (up to 13.7°W).



### 3.5 LADCP vs. inverse model solution

In the framework of the CANIGO project, an inverse box model was carried out in order to determine reference-level velocities in the region [Machín *et al.*, 2006]. The inverse model assumes that the ocean is in hydrostatic and geostrophic balance and permits the exchange of properties between adjacent layers. The goal of the inverse box model is to find an optimal but minimum solution for reference-level velocities that conserves mass transport (and other properties) within a closed volume of water [Wunsch, 1996]. Our transect corresponds to the southern section of the closed box formed by stations occupied during CANIGO. In this section, a comparison between the mass transport computed using LADCP data and using the reference velocities from Machín *et al.* [2006] is carried out. The same comparison is not done for the RAPROCAN cruises because a closed-box is necessary to carry out a box inverse model.

Fig. 3.18 shows the stream function corresponding to the inverse box model solution by Machín *et al.* [2006] (dashed lines) and the ADCP-referenced procedure (solid lines). Surface (1-4,  $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ), intermediate (5-7,  $27.38 < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) and deep layers (8-14,  $\gamma_n > 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) are considered separately. The January 1997 cruise reached the longitude of  $17.6^\circ\text{W}$  (station 16 in this study, see Fig. 3.1). The inverse model calculations provided accumulated mass transport values of  $-3.7 \pm 0.8 \text{ Sv}$  for thermocline waters,  $-0.4 \pm 1.0 \text{ Sv}$  for intermediate waters and  $0.4 \pm 1.8 \text{ Sv}$  for deep waters. Thus, only the southward transport in the surface layers is significantly different than zero. On the other hand, the ADCP-referenced accumulated mass transport provides a different solution. The stream function in this case reveals values of  $-4.2 \text{ Sv}$ ,  $-2.3 \text{ Sv}$  and  $-4.7 \text{ Sv}$  at surface, intermediate and deep layers, respectively. Both methods here compared provide reference level velocities which are incorporated into the geostrophic calculations leading to new estimates in the water column. It has been therefore shown that the results from both methodologies in shallower waters represent the Canary Current dynamics quite well. It is worth remembering that the inverse model solution resolves the minimum possible reference

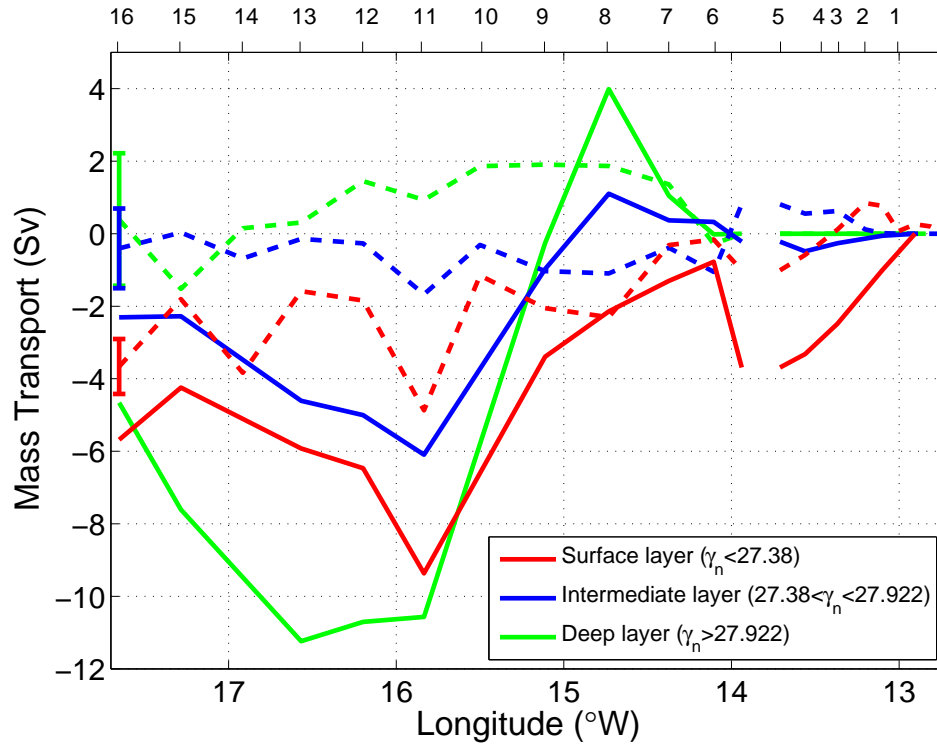


Figure 3.18: Accumulated mass transport (Sv) in the surface, intermediate and deep layers (1997). Dashed lines stand for the stream function estimated by the inverse model and solid lines represent the estimates calculated through our ADCP-referencing procedure.

velocity that follows the conservation principles imposed, while the ADCP-referencing provides a reference-level velocity from in-situ absolute velocity measurements. Our estimates clearly correspond with previous estimates of the Canary Current surface circulation [*Hernández-Guerra et al.*, 2005; *Machín et al.*, 2006] and provide new values for intermediate and deep layers. Once again, the large mass in the deep water layers causes high errors in transport estimates as a consequence of small errors in the LADCP-velocity contribution.

### 3.6 Discussion and conclusions

The Canary Current has been analyzed from the African coast to 20°W. Our results agree with the order of magnitude of the geostrophic mass transport across the Canary archipelago as estimated from previous studies [*Hernández-Guerra et al.*, 2005; *Machín et al.*, 2006]. Additionally, the presence of saw-like structures along the hydrographic line in the different sections of this study reveals the important eddy field present in the region [*Mason et al.*, 2011].

This study throws some light upon the behavior of the Canary Current during the winter season in 1997, 2006, 2008 and 2009. Seasonal changes of the flow have already been registered [*Machín et al.*, 2006]. However, our results differ from theirs for winter. *Machín et al.* [2006] found that during this season, the main southward transport is only  $1.7 \pm 1.0$  Sv, covering just the Lanzarote Passage and the easternmost side of the Canary Islands. We have observed that the Canary Current is located at the eastern margin of the archipelago in 2006 and 2009. However, the built section suggests a stretching of the current in the ADCP-referenced averaged mass transport in the surface layer. In our study, the main southward flow initially covers from station 1 ( $\sim 13^\circ\text{W}$ ) to 8 ( $\sim 14.7^\circ\text{W}$ ), whereas the ADCP-referencing expands the current, spanning to station 17 ( $\sim 18^\circ\text{W}$ ). Thus, after introducing the reference velocities here obtained, our results show that the current flows across the entire archipelago. The accumulated mass transport at station 8 for geostrophic calculations reaches -3.0 Sv and the values at station 17 after the ADCP correction reach to -3.5 Sv. This shows that the ADCP data contribution to the reference level velocity is relevant in the current stretching, instead of contributing to its strengthening.

Considering each year's results detailed here, variability among the four cruises can be appreciated in central waters. The stream function shows high variability, even though all datasets correspond to the winter season. Although the use of LADCP-referenced velocities (1997, 2006 and 2009) introduces slight modifications to the flow, the values obtained corroborate the current mass transport across the Canary

archipelago of previous estimates. Concerning the use of only SADCPC data in 2008, there have been observed differences between the open-ocean and shallow stations. In the Lanzarote Passage (stations 1-5,  $\sim 13-13.7^\circ\text{W}$ ), SADCPC data reaches near the sea bottom. However, in the main section (stations 6-21), the restriction in depth (SADCPC measures only the first 800 m of the water column) reduces the range at which the average of the differences between the direct velocity and the geostrophic velocity profiles is carried out (to roughly 200-800 m). However, the LADCP reaches the bottom at open-ocean stations and nearly the entire water column is considered for the estimation of the reference velocity. This is probably the reason for the clear distinctions observed in this study between the stream functions in 1997, 2006 and 2009 compared to that in 2008. Nevertheless, the SADCPC data quality is not questioned here, supported by the referenced results in the Lanzarote Passage (see Table 3.3), where measurements reached almost to the sea floor and the range of depths averaged in the calculation of the reference velocities span almost the whole water column. The stations located at the channel margins are also observed with the SADCPC bottom-track, which improves the velocity profiles. In addition, the LADCP processing procedure considers the option of constraining the surface velocity profile to the SADCPC measurements. The optimal methodology would include the SADCPC and bottom-track data in the LADCP processing. However, the full option is not carried out here due to the lack of simultaneous data from both instruments (ship-board and lowered ADCP, see Table 3.1). When available, bottom-track data have been considered.

As already mentioned, Ekman transport is taken into account in the surface stream function. Whereas an averaged value is used for the built transect, each year's section comprises an Ekman transport value for the month during which the cruise was carried out. The Ekman transport values remain negative for three of the four cruises studied here (-0.22 Sv in 1997, -0.18 Sv in 2006 and -0.07 Sv in 2009). However, the wind stress data provide positive Ekman transport values in 2008 (0.21 Sv). This difference, however low, can also be a reason for the discordance observed between the 2008 stream function at the surface layer and the rest of the winter transects here

studied. The wind stress curl has also been considered and has the same sign for the four cruises, discounting this as a reason for the differences mentioned during the 2008 cruise.

Regarding the Lanzarote Passage, some general conclusions can be drawn with regards to the validity of the proposed methodology. Recent studies have analyzed the seasonal variability in the passage from current meter measurements. *Fraile-Nuez et al.* [2010] calculated mass transports out of a 9-year mooring time series in the channel. Concerning the winter season, they obtained  $-1.3 \pm 1.29$  Sv for the central waters (NACW). In the present study, considering the averaged built section, initial values of surface layer averaged mass transport reach -2.1 Sv. This value is corrected to -1.4 Sv after applying the ADCP-referencing procedure. This comparison demonstrates the usefulness of referencing geostrophic calculations to direct velocity measurements.

# Chapter 4

## THE AZORES CURRENT SYSTEM

### The Azores Current System from hydrographic data

#### Abstract

High spatial resolution hydrographic data, including Lowered Acoustic Doppler Current Profiler (LADCP) measurements, were acquired along a meridional section at 24.5°W in October 2009. The data are analyzed in detail with the purpose of definitively defining and quantifying the zonal Azores Current System. The Azores Current and Azores Countercurrent are delimited, each extending meridionally for 110 km. The Azores Current is located between 33.5° and 34.5°N, flanked to the north by the Azores Countercurrent (35.25°-36.25°N). Vertically, both currents reach the  $\gamma_n=27.975 \text{ kg m}^{-3}$  level ( $\sim 2000 \text{ m}$  depth), their mass transports ranging across thermocline as well as intermediate layers. The Azores Current transports 14.9 Sv ( $1 \text{ Sv} \approx 10^9 \text{ kg s}^{-1}$ ) eastwards with its maximum associated with the Azores Front (33.75°N). The Azores Countercurrent flows below the surface, transporting 6.5 Sv westwards. This contributes to a net eastward flow of 8.4 Sv across the section. At intermediate layers, the Azores Countercurrent transports mixed Mediterranean Water to the west, and the Azores Current transports mixed Sub-Arctic Intermediate

Water to the east. Shipboard ADCP and satellite-derived geostrophic velocity are used to confirm the transports revealed by the hydrographic data.

**Keywords** Azores Current, Azores Countercurrent, ADCP, Hydrography, Mass transport

---

I. Comas-Rodríguez, A. Hernández-Guerra, E. Fraile-Nuez, A. Martínez-Marrero, V.M. Benítez-Barrios, M.D. Pérez-Hernández, and P. Vélez-Belchí (2011).  
Journal of Geophysical Research, *in revision*.

## 4.1 Introduction

The Azores Current (AzC) is the northernmost current of the North Atlantic subtropical gyre (NASG). It originates as a branch of the Gulf Stream, heading southeastwards and crossing the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores [*Käse and Siedler, 1982; Gould, 1985*]. The AzC flows eastwards as a zonal jet, associated with the Azores Front (AzF), and divides into three main branches that turn southwards [*Stramma and Siedler, 1988b; Klein and Siedler, 1989*]. The easternmost branch feeds the Canary Current (CC) that flows across the Canary Islands [*Stramma, 1984; Stramma and Müller, 1989; New et al., 2001; Machín et al., 2006*]. The three branches feed the North Equatorial Current, that flows to the west closing the NASG [*Hernández-Guerra et al., 2005*].

The eastward mass transport of the AzC has been reported to be about 10-12 Sv (1 Sv  $\approx 10^9$  kg s<sup>-1</sup>), mainly through the upper 1000 m of the ocean [*Gould, 1985; Sy, 1988; Stramma and Müller, 1989*]. Its formation and variability have been studied both through historical datasets and circulation models [*Paillet and Mercier, 1997; Pingree et al., 1999; Alves et al., 2002; Pérez et al., 2003*]. There are two hypotheses about the driving mechanism of the AzC. The first one is that the Azores Current is driven by the wind stress curl [*Käse and Krauss, 1996*]. The second AzC formation mechanism is believed to imply a water mass transformation associated with the Mediterranean outflow in the Gulf of Cádiz [*Jia, 2000; Özgökmen et al., 2001*], relying on the dynamical concept of  $\beta$ -plumes. A combination of both has also been considered by *Lamas et al. [2010]*, providing higher transport estimates (16.5 Sv for the first 1500 m from Argo data). The AzC variability seems to depend mainly on the magnitude of the exchange through the Strait of Gibraltar.

Some studies have also demonstrated the presence of a recirculation as a westward counterflow adjacent to the AzC, called the Azores Countercurrent (AzCC) as defined by *Onken [1993]*, who attributes the existence of the AzCC to a feature in the meridional gradient of the wind stress curl. *Cromwell et al. [1996]* used altimetry



and hydrography data to indicate that such westward flow north of the AzC appears to be a persistent feature of the circulation in this region. In line with the AzC formation, two mechanisms have been suggested to drive the AzCC. *Alves and Colin de Verdière* [1999] supported an eddy-driven mechanism, which is expected to form two westward countercurrents, north and south of the AzC due to geostrophic turbulence rectification. In contrast, the second hypothesis suggests the formation of a single westward countercurrent to the north of the AzC, due to the aforementioned topographic  $\beta$ -plume [*Kida et al.*, 2008; *Volkov and Fu*, 2010]. According to these studies, the resulting principal current flows westwards, transporting 2-7 Sv. Also *Fieckas et al.* [1992] observed that the initial eastward-flowing 12 Sv registered in the upper 700 m were reduced to 7 Sv when considering the adjacent counterflow. However, most of the literature focuses on modeling or limited sets of data.

Several pending questions about these currents, like the observational verification of their vertical extension and the horizontal structure, demand further in-situ measuring efforts. To fulfill this objective, an extensive hydrographic dataset that can be used to verify the conclusions drawn from modeling has been missing. This paper provides a high spatial resolution synoptic survey expressly designed to measure the both the AzC and AzCC and resolve the mesoscale. The main aim of the present study is to delimit (both horizontally and vertically) and quantify the Azores Current System (ACS) through hydrographic data. We present a quantitative study that constitutes a reference in the hydrographic description of the water column in the region while providing a new insight into the meridional horizontal structure of the system. The paper is structured as follows. After presenting the collected hydrographic data and describing the methodology in section 4.2, the water mass distribution and circulation in the Azores Current System is thoroughly studied in section 4.3. Our final discussion is given in section 4.4.

## 4.2 Data and methods

The ORCA cruise was carried out between 15 October and 11 November 2009 on-board the BIO Hespérides. The survey comprised three large-scale sections, two zonal sections at nominal latitudes of  $29^\circ$  and  $37^\circ\text{N}$ , joined by a meridional section at the longitude of  $24.5^\circ\text{W}$ . In order to locate the AzC and the AzCC, we will focus on this meridional section between latitudes  $37^\circ$  and  $33^\circ\text{N}$  (stations 39-55, see Fig. 4.1a), as will be later justified. These 17 SeaBird 911+ CTD stations were carried out with a spatial separation of 15 nm ( $\sim 28$  km) between 26 October and 1 November 2009. At each cast, dual sensors of temperature and conductivity acquired data from the surface down to 15-20 m above the bottom. The temperature and pressure sensors were calibrated before the cruise at the SeaBird facilities, whereas the conductivity sensor was calibrated on board with bottle sample salinities (hereinafter salinity is expressed in the Practical Salinity Scale). Additionally, neutral density ( $\gamma_n$ ) is computed following *Jackett and McDougall* [1997].

The Lowered Acoustic Doppler Current Profiler (LADCP) system was mounted on the rosette and deployed at each CTD cast. The LADCP consists of two 300 kHz Teledyne/RDI Workhorses (WH) run in master/slave mode. The data are processed using the Visbeck software developed at Columbia University [*Fischer and Visbeck*, 1993]. Continuous current measurements were also made in the upper 700 m using a 75 kHz Ocean Surveyor Shipboard ADCP (SADCP). These data are properly calibrated and GPS-referenced, as well as processed with the CODAS (Common Ocean Data Access System) processing toolbox. The Visbeck software adjusts the shallowest LADCP data to the SADCP data and the barotropic tidal component is removed from the ADCP data. Continuous temperature records were also acquired using an SBE-21 thermosalinometer and averaged onto a  $1/10^\circ$  grid. The near-real time merged altimeter product (which uses Jason-1, Envisat, GFO, ERS-1, ERS-2 and Topex/Poseidon data) was produced by Ssalto/Duacs and distributed by Aviso with support from Cnes. Absolute geostrophic velocities, computed from absolute dynamic topography, have been acquired on a  $1/4^\circ$  grid along the  $24.5^\circ\text{W}$  meridional

section (averaging the data provided by Aviso at  $24.75^\circ$  and  $24.25^\circ$ W from 26 October to 1 November). Ocean surface wind stress data used to obtain Ekman transport come from the QuickScat scatterometer.

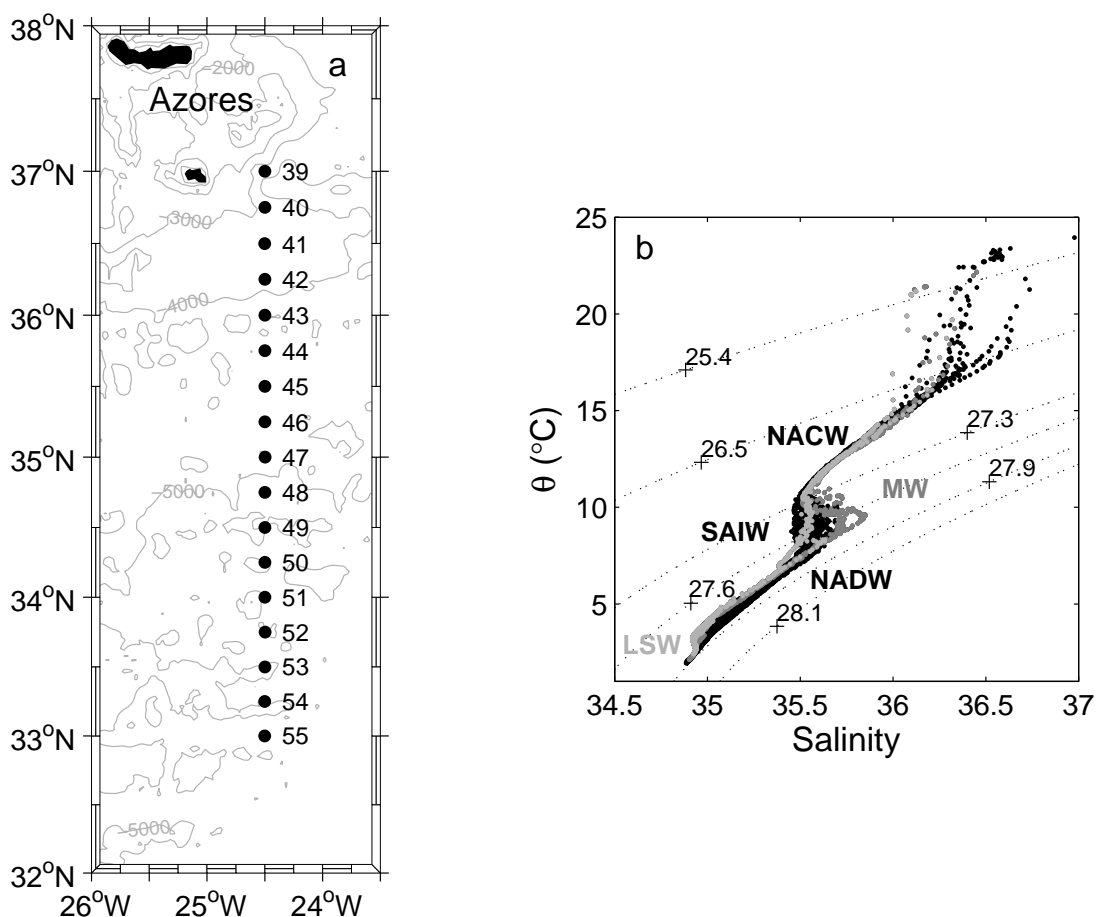


Figure 4.1: a) Location of the CTD stations occupied at the Azores Current System during the ORCA cruise in the fall of 2010. For reference, 200-, 1000-, 2000-, 3000-, 4000- and 5000-m isobaths are shown [Smith and Sandwell, 1997]. b)  $\Theta$ -S diagram. NACW, SAIW, MW (dark gray, stations 41-43), NADW and LSW (light gray, stations 39-43) are shown.

Mass transport is calculated by dividing the water column into 14 neutral density layers, following the criteria proposed by Ganachaud [2003] for the Atlantic Ocean, but with a slight modification for central waters. Thus, each thermocline layer covers

roughly a comparable depth range to other layers. Geostrophic relative velocities are obtained using the thermal wind equation. To integrate this equation, the reference level of no-motion has been located at  $\gamma_n=28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (roughly 3000 m). An estimation of the absolute velocity is obtained using LADCP data [McDonagh *et al.*, 2008] following the procedure described by Comas-Rodríguez *et al.* [2010].

## 4.3 Results

### 4.3.1 Water mass distribution

Potential temperature ( $\Theta$ ) and salinity (S) data obtained during the cruise allow water mass identification as shown in Fig. 4.1b. In this  $\Theta$ -S diagram, the five main water masses present at the section are marked. A slight scattering is seen above the seasonal thermocline, due to heating, precipitation and evaporation that take place at shallow depths. Fig. 4.2 shows a)  $\Theta$ , b) salinity and c)  $\gamma_n$  vertical sections. Central waters extend to a density level of  $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$  (roughly 700 m), and define the thermocline layer, occupied by North Atlantic Central Water (NACW). The AzF is found near station 52 ( $\sim 33.75^\circ\text{N}$ , marked by a black dot in Figs. 4.2a and 4.2b), corresponding to the  $16.2^\circ\text{C}$  isotherm and 36.2 isohaline at 150 dbar as suggested by Pérez *et al.* [2003]. In these vertical sections, temperature and salinity gradients can be seen where the AzF is located. Therefore, the AzF is associated with the maximum baroclinic velocities registered in the Azores Current. In contrast, other frontal zones such as the Cape Verde Frontal Zone (CVFZ), although known for their characteristic fluctuations of isolines [Martínez-Marrero *et al.*, 2008], are not associated with maximum velocity values. Below the central waters, at intermediate layers ( $27.38 < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ , roughly 700-1600 m), relatively warmer and saltier ( $> 35.7$ ) Mediterranean Water (MW) is found between stations 41 and 43 (dark gray in Fig. 4.1b). In Fig. 4.2b, this MW core ( $36.5^\circ\text{-}36^\circ\text{N}$ ) is located at approximately 1000 m, whereas values above 35.6 spread horizontally up to station 49 ( $34.5^\circ\text{N}$ ). Between stations 50 and 53 ( $34.25^\circ\text{-}33.5^\circ\text{N}$ ) relatively cooler and fresher ( $> 35.5$ ) mixed Sub-Arctic Intermediate Water (SAIW) is also found, approximately in the 700-900 m

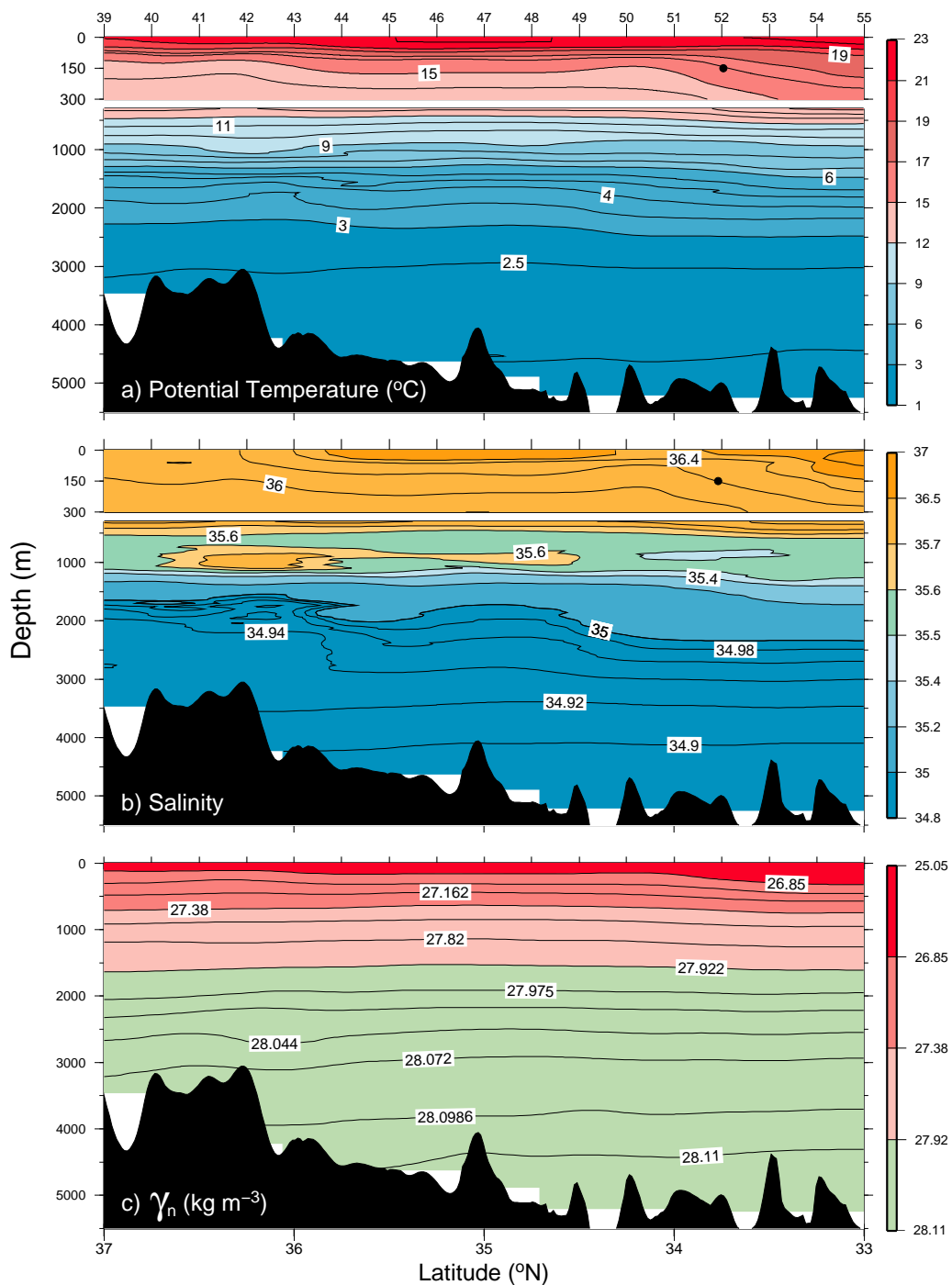


Figure 4.2: Vertical sections for a)  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), b) salinity and c)  $\gamma_n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ). Note the different vertical scales in plots a) and b). The black dots mark the location of the AzF as suggested by *Pérez et al.* [2003].

range. The upper limit of the SAIW domain is defined by *Arhan* [1990] at the 27.3 isopycnal, but ‘pure’ SAIW temperature and salinity values are much lower than those shown here. The deep layers, from approximately 1600 m to the ocean bottom ( $\gamma_n > 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ), are composed of North Atlantic Deep Water (NADW) and Labrador Sea Water (LSW). LSW is found from stations 39 to 43 (light gray in Fig. 4.1b,  $37^\circ$ - $36^\circ\text{N}$  in Fig. 4.2). The presence of LSW is evidenced by the rise of isohalines (Fig. 4.2b) and bending of isoneutrals (Fig. 4.2c) below 2000 m, as well as  $\Theta$  values above  $2^\circ\text{C}$  and salinity around 34.9 [*van Aken*, 2000].

### 4.3.2 The Azores Current and Countercurrent System

In order to horizontally delimit the AzC and AzCC domains, velocity from the SADCP is shown in Fig. 4.3. Velocity averaged over nearly the 700-m depth range reached by the instrument (Fig. 4.3a) and averaged velocity up to 50 m (Fig. 4.3b), are plotted separately for comparison. Fig. 4.3 clearly reveals a cyclonic recirculation at the southern part of the section, at latitudes south of  $33^\circ\text{N}$  (station 55). This study only covers stations 39 (located at the northernmost point of the section) to 55 in order to focus on the AzC and AzCC. In the following, the transect is divided into four different sectors. From station 39 ( $37^\circ\text{N}$ ) and up to station 42 ( $36.25^\circ\text{N}$ ), a westward velocity is present which, as we will show, belongs to an anticyclonic recirculation located north of the section. Between stations 42 and 46 ( $36.25^\circ$ - $35.25^\circ\text{N}$ ) we find the westward-flowing AzCC at subsurface levels, unnoticeable at the surface, as shown by the lack of flow in Fig. 4.3b. To the south, enclosed by stations 46 and 49 ( $35.25^\circ$ - $34.5^\circ\text{N}$ ), there is a cyclonic eddy forced by the strong horizontal shear in this transition area. Finally, the AzC can be identified between stations 49 to 53 ( $34.5^\circ$ - $33.5^\circ\text{N}$ ), flowing eastwards in the surface layer and below (Figs. 4.3a and 4.3b).

Fig. 4.4 shows the reference velocity obtained for the section. Each value, corresponding to a station pair, represents the velocity applied to the geostrophic profile to match the LADCP data. As described in *Comas-Rodríguez et al.* [2010], either bottom-track or LADCP full-depth profiles are used when referencing the geostrophic

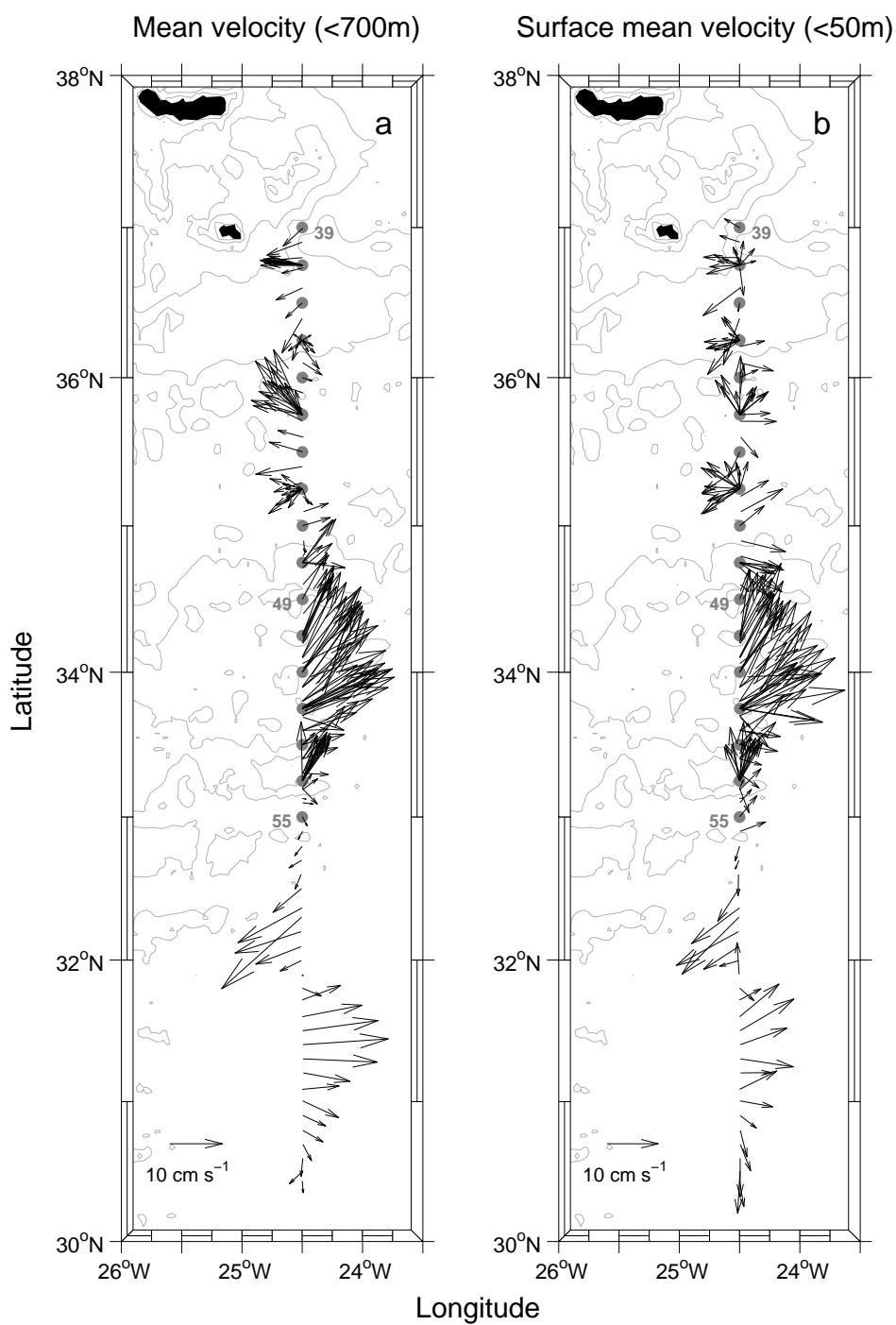


Figure 4.3: a) Full-depth averaged and b) mean surface velocities from the SADCP. For reference, locations of the CTD stations and main isobaths are shown.

calculations. Reference velocities included in the corrected transport estimates are quite small (see Fig. 4.4). Fig. 4.5 shows the accumulated mass transport along the section, considering surface ( $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ), intermediate ( $27.38 < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) and deep ( $\gamma_n > 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) layers separately. Ekman transport has been added to the shallowest layer. Both geostrophic (dashed lines) and LADCP-referenced (solid lines) stream functions are shown separately in these calculations. A large water volume is comprised between  $\gamma_n = 27.922 \text{ kg m}^{-3}$  and the bottom (from approximately 1600 m to almost 5000 m depth). Thus, the transport in the deep water layers is slightly different, magnifying the reference velocity contribution. In the following, we will discuss the flow resulting from the LADCP-referenced mass transport estimates.

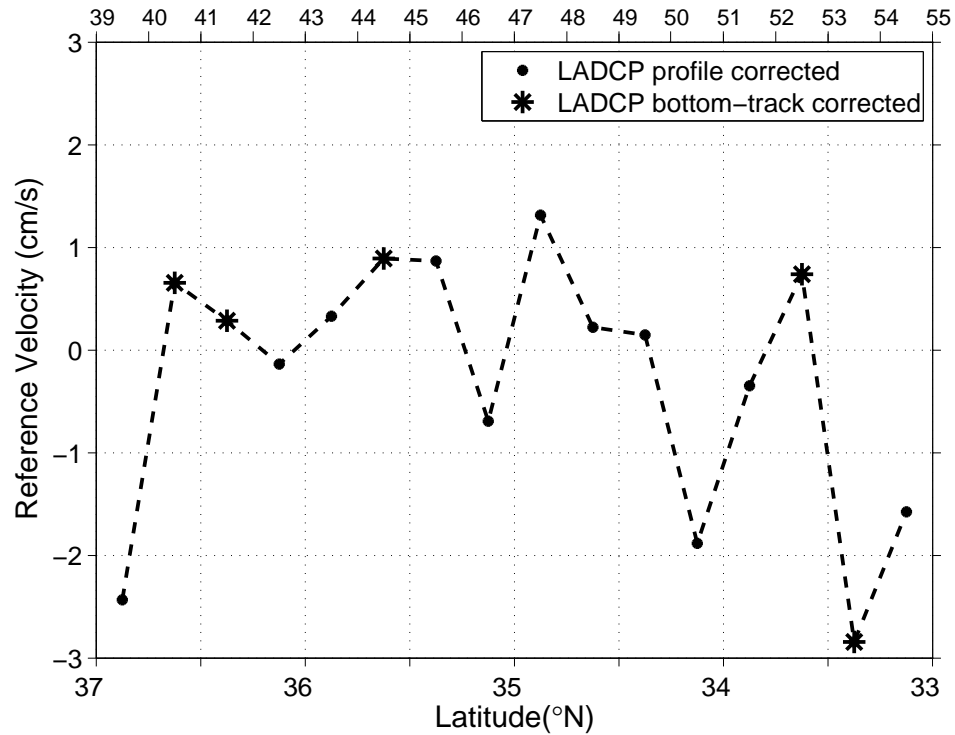


Figure 4.4: Reference level velocities ( $\text{cm s}^{-1}$ ) obtained from LADCP bottom-track (stars) and full-depth (dots) profiles.



Fig. 4.5 presents a quantification of the flow within the AzC and AzCC. The negative (westward) flow from stations 39 to 42 ( $37^{\circ}$ - $36.25^{\circ}$ N) is caused by an anticyclonic recirculation, as will be discussed later. Concerning the AzCC domain, between stations 42 and 46 ( $36.25^{\circ}$ - $35.25^{\circ}$ N), a prominent westward flow is noticeable at surface and intermediate layers. Mass transport at both the surface ( $-3.4$  Sv) and intermediate ( $-3.1$  Sv) layers contributes to the AzCC, with a westward flow of  $6.5$  Sv. The cyclonic eddy located south of station 46 ( $35.25^{\circ}$ N) is evident until station 48 ( $34.25^{\circ}$ N), thereafter the mass transport is nearly zero (from surface to  $\gamma_n=27.922$   $\text{kg m}^{-3}$ ) until station 49 ( $34.5^{\circ}$ N). Between stations 49 and 53 ( $34.5^{\circ}$ - $33.5^{\circ}$ N), the AzC transports a total of  $14.9$  Sv ( $10.7$  Sv carried at thermocline layers and  $4.2$  Sv at intermediate depths) eastwards. With the abovementioned results, an eastward net mass transport of  $8.4$  Sv flows across the meridional section at  $24.5^{\circ}$ W. Fig. 4.5 confirms that the widths of the AzC and AzCC are about  $110$  km each. The maximum eastward flow of the AzC is associated with the AzF, located near station 52 ( $\sim 33.75^{\circ}$ N) as seen in Fig. 4.2.

Fig. 4.6 reveals the vertical structure of the AzC and AzCC from SADC data (Figs. 4.6a and 4.6b) and the calculated mass transports (Figs. 4.6c and 4.6d). Both the geostrophic (dashed line) and LADCP-referenced (solid line) estimates are shown (see caption in Fig. 4.6). A very small vertical shear in the westward velocity corresponding to the AzCC (Fig. 4.6a) is seen between  $150$  m and  $650$  m depth, with a slight maximum registered just below the surface. Integrated mass transport in this same area (Fig. 4.6c) show that the highest transport is located roughly between  $500$  and  $700$  m ( $27.162 < \gamma_n < 27.38$   $\text{kg m}^{-3}$ ). Fig. 4.6b shows a baroclinic eastward flow corresponding to the AzC, as also seen in Fig. 4.6d. Figs. 4.6c and 4.6d show significant mass transport up to approximately  $2000$  m, including the thermocline as well as intermediate layers (up to  $\gamma_n=27.975$   $\text{kg m}^{-3}$ ). The eastward flow seen at the deepest layers in Fig. 4.6c is probably associated with the presence of LSW on the northern margins of the AzCC domain, also observed in Fig. 4.1b, which flows across the section in the deepest layers.

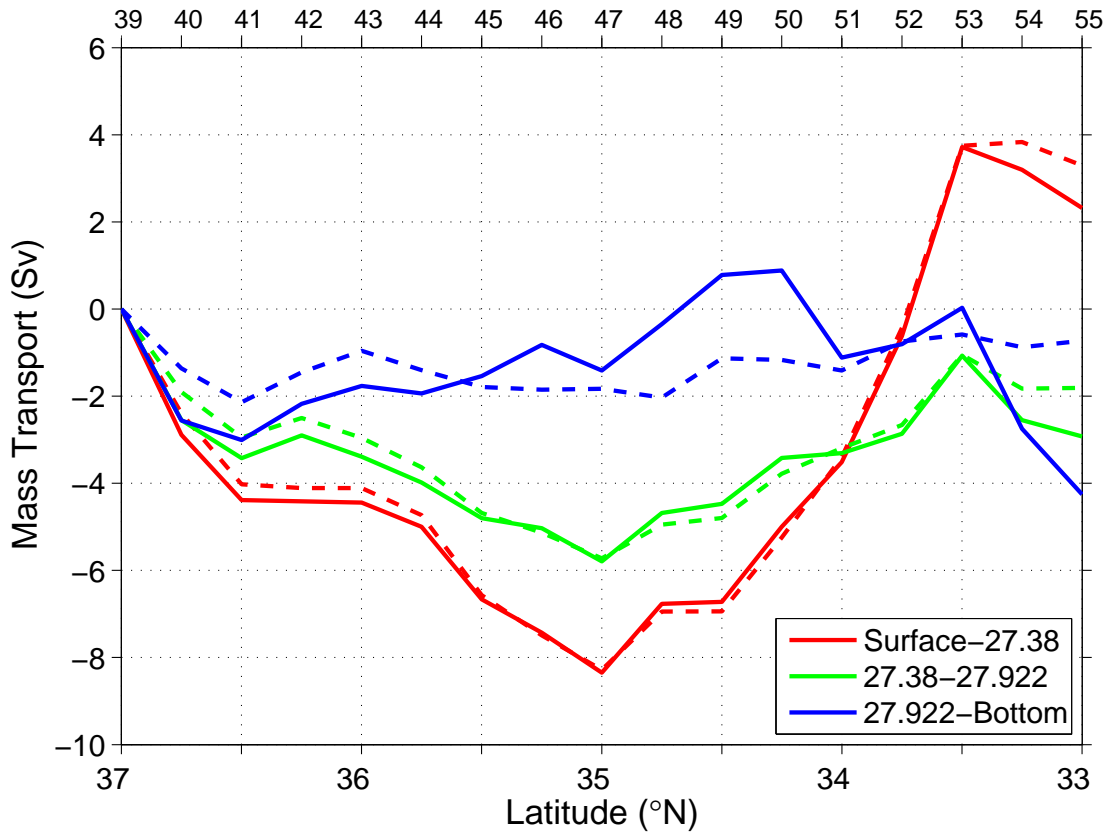


Figure 4.5: Accumulated geostrophic mass transport (Sv) for thermocline (red), intermediate (green) and deep (blue) layers. Dashed lines show the geostrophic mass transport, solid lines show the LADCP-referenced stream functions. Positive/negative values stand for eastward/westward flows.

It can be appreciated in Fig. 4.7 how the SADCP velocity measurements in the shallowest layer roughly follow the pattern provided by the satellite-derived geostrophic velocity. The AzC location is clearly observed between stations 49 and 53 ( $34.5^{\circ}$ - $33.5^{\circ}$ N) and the AzF remains coincident with the peak located near station 52 ( $33.75^{\circ}$ N), although the altimeter geostrophic velocity presents a shift to northern latitudes. Whereas the first layer properly reproduces the AzC, the AzCC (stations 42-46,  $36.25^{\circ}$ - $35.25^{\circ}$ N) is not shown, as observed by *Barbosa Aguiar et al.* [2011], due to the fact that the main AzCC flow takes place at subsurface depths. On the other hand, temperature records show the anticyclonic eddy signal at the northern part of

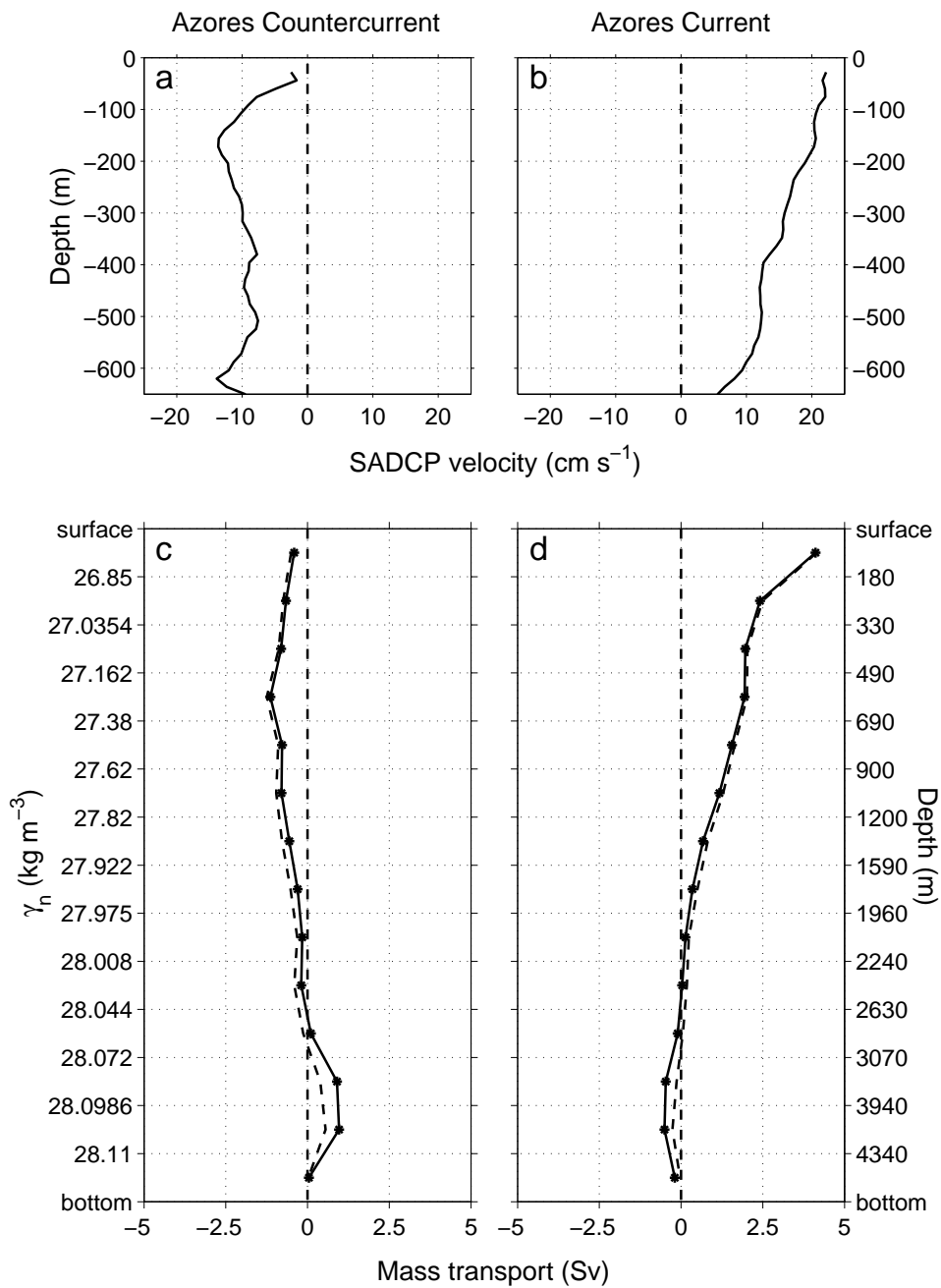


Figure 4.6: SADCP averaged velocities (cm s<sup>-1</sup>) corresponding to the a) AzCC and b) AzC domains. Geostrophic mass transport (Sv) per layer for the c) AzCC and d) AzC. Dashed lines show the geostrophic mass transport, and solid lines stand for the LADCP-referenced mass transport.

the section, up to station 43 ( $36^\circ\text{N}$ ), followed by a lack of recognizable structures to the south. The AzF can be associated with the steep slope observed at station pair 52-53 ( $33.75^\circ$ - $33.5^\circ\text{N}$ ).

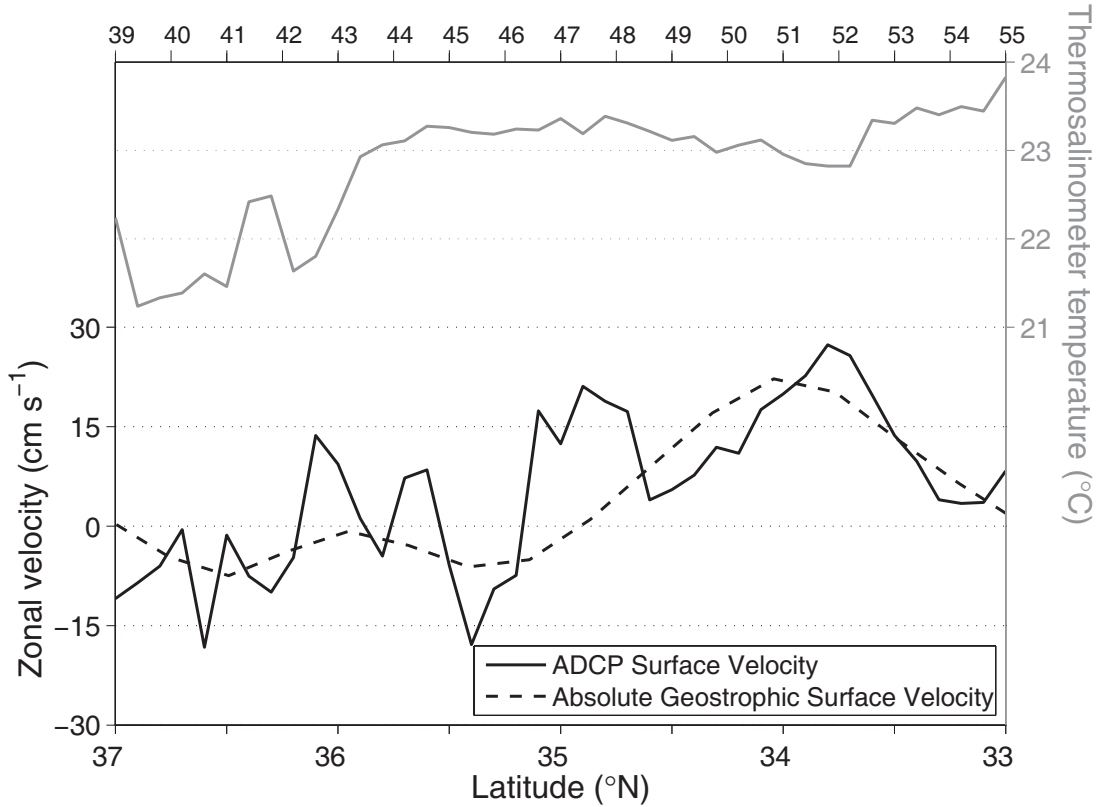


Figure 4.7: Surface layer data at  $24.5^\circ\text{W}$ . Gray line represents temperature ( $^\circ\text{C}$ ) recorded by the thermosalinometer. Black lines correspond to the zonal velocity component ( $\text{cm s}^{-1}$ ) measured by the SADCPC (solid) and altimeter (dashed). Note the different y-scales.

## 4.4 Discussion and conclusions

In order to identify and quantify the counter-flowing zonal large-scale currents south of the Azores archipelago, this study analyzes a hydrographic dataset acquired between  $37^\circ$  and  $33^\circ\text{N}$  at  $24.5^\circ\text{W}$  during the ORCA cruise. Our results reveal a surface intensified AzC flanked to the north by the westward counterflow of the AzCC (as

named by *Onken* [1993]). The presence of a single counterflow supports the topographic  $\beta$ -plume formation mechanism suggested in previous studies. We show that the AzCC spans the intermediate water depths (up to  $\sim 2000$  m), reaching a greater depth than those reported by *Klein and Siedler* [1989] (800 m), *Fiekas et al.* [1992] (700 m), *Arhan et al.* [1994] (700 m) and *Paillet and Mercier* [1997] (800 m); and close to the results obtained by *Sy* [1988] (1500-2000 m) or *Tychensky et al.* [1998] (2000 m). We also find a horizontal extension of the AzCC that is similar to the AzC, both extending for about 110 km. *Tychensky et al.* [1998] reported the same horizontal extension for the AzC.

The AzC transports 14.9 Sv to the east, matching that obtained by the above-mentioned studies in the region. On the other hand, the AzCC carries 6.5 Sv to the west, reducing the net eastward transport across the section to 8.4 Sv. Recent model estimates suggest that a westward transport of 6.8 Sv is associated with the AzCC [*Volkov and Fu*, 2010], reaffirming the results obtained from the quality dataset used here. Considering that both currents flow across the section, occupying up to  $\sim 2000$  m, the observed MW is transported by the AzCC to the west (as found by *Peliz et al.* [2007]). In contrast, the SAIW that is found above 1000 m depth is transported to the east by the AzC.

Fig. 4.8 provides an additional view of the flow pattern of the AzC and AzCC. Accumulated mass transports per station pair are shown as bar diagrams for thermocline ( $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ), intermediate ( $27.38 < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) and deep ( $\gamma_n > 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) waters. The thick solid black line marks the vessel path and we have included one extra station pair, which corresponds to the end of the northern ORCA section. The quasi-barotropic anticyclonic recirculation located north of  $36.25^\circ\text{N}$  is now revealed at each depth range. Southward of  $36.25^\circ\text{N}$ , the AzCC flows to the west (up to  $35.25^\circ\text{N}$ ) occupying surface and intermediate layers, as seen in Fig. 4.6c. The cyclonic recirculation south of  $35.25^\circ\text{N}$  is confirmed in Figs. 4.8a and 4.8b. The AzC is enclosed between  $34.5^\circ$  and  $33.5^\circ\text{N}$  with an eastward mass flow down to  $\gamma_n = 27.975$

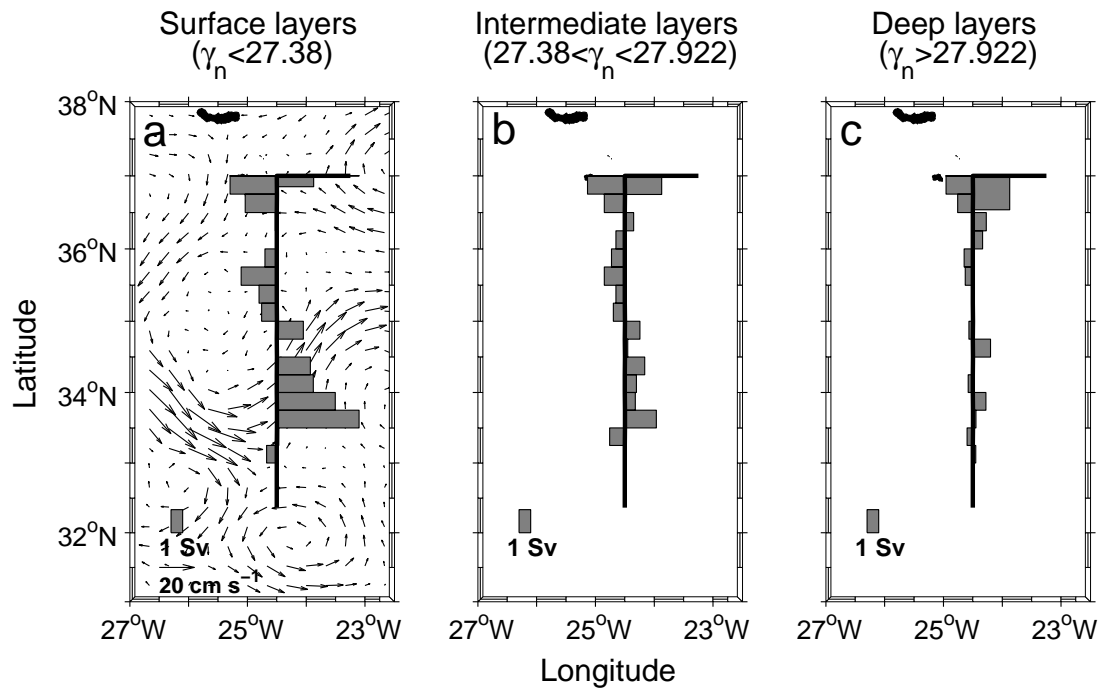


Figure 4.8: Vertically integrated mass transport per station pair for a) thermocline, b) intermediate and c) deep layers. The thick black line marks the vessel path. At the surface layer, arrows represent the satellite absolute geostrophic velocity.

$\text{kg m}^{-3}$ , as previously suggested in Fig. 4.6d. As expected, the maximum flow is associated with the AzF, located near  $33.75^\circ\text{N}$ . The altimeter geostrophic velocity shown in the surface layer (Fig. 4.8a) clearly reveals the AzC but not the AzCC because it flows below the surface [Onken, 1993; Paillet and Mercier, 1997].

# Chapter 5

## DISCUSSION

### 5.1 General discussion

The goal of this thesis is to analyze hydrographic data acquired in the eastern North Atlantic subtropical gyre (NASG) in order to quantify Canary Current transport, its variability and the source feeding its flow. First of all, a review considering previous studies of the surface circulation of the NASG and the mechanism producing this current was done (Chapter 1 and introductions to Chapters 3 and 4). Addressing the issue of defining a methodology in the estimation of absolute geostrophic velocities, data from a transatlantic survey along  $24.5^{\circ}\text{N}$  are used to illustrate the procedure to be followed throughout this thesis (Chapter 2). Deep hydrographic sections carried out in the framework of the RAPROCAN project surveying the Canary Current provide the dataset to calculate mean mass transport estimates, as well as their variability between the years in which the measurements took place (Chapter 3). The Azores Current System is also delimited and its adjacent flows are quantified (Chapter 4). This will lead to conclusions in terms of discerning the source of the surface southward flow across the Canary archipelago.

An important component of this thesis involves the development of a proper methodology to estimate absolute velocities obtained when applying the thermal wind equations. From these equations, the absolute geostrophic velocity is calculated by

the addition of a baroclinic velocity component (dependent on depth) and a reference level velocity. The assumption of a no-motion reference level leads to the initial calculation of mass transports. In this thesis, ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) data are used to estimate the velocity at the reference layer and, consequently, to calculate the absolute mass transports. This is a significant advance on this topic in comparison with previous studies, due to the statistical analysis carried out in order to determine which instrument provides a better direct velocity measurement. The dataset acquired along  $24.5^{\circ}\text{N}$  permitted this comparison between Shipboard ADCP (SADCP) (down to  $\sim 700$  m), Lowered ADCP (LADCP) bottom track (from  $\sim 200$  m above the bottom), and full-depth profiles. The LADCP data processing provides a range of options, allowing the resulting velocity profiles to be constrained by CTD, GPS, bottom-track or even SADCP measurements. In this thesis, different choices based on the proposed methodology are taken, considering the quality of each dataset.

Confidence in the estimated reference level velocities depends on the quality of the employed data. Critically reviewing the acquired ADCP data shown in this thesis, some deficiencies related to instrument performance should be mentioned. To overcome these impediments, the use of these data has been carefully studied throughout. However, it is a fact that continuous improvements are being made in the performance of the instruments. Their data processing and further application are being improved thanks to the current studies carried out regarding this topic.

The suggested methodology is applied to four deep hydrographic sections from the African coast to  $20^{\circ}\text{W}$  to compute absolute mass transport across the Canary Islands. The section was repeatedly occupied during the winter seasons of 1997, 2006, 2008 and 2009. The presence of mesoscale features is evident in the flow estimates for each yearly realization. An averaged section of these four surveys is built, decreasing the eddy field. The use of ADCP-referenced calculations gives a new view of the Canary Current. The Canary Current transports similar values before ( $-2.9$  Sv) and after ( $-3.5$  Sv) applying the proposed methodology. The transport estimates are coherent with previous studies in the region. However, a horizontal stretching



of the Canary Current is seen when the ADCP velocities are used. Therefore, an important contribution of this study is this redefinition of the Canary Current horizontal extension, that was initially believed to be restricted to the easternmost part of the Canary Islands (between  $13^\circ$  and  $14.7^\circ\text{W}$ ), but finally revealed to flow across the entire archipelago (up to  $18^\circ\text{W}$ ).

Considering the results obtained for each individual cruise, variability between 1997, 2006, 2008 and 2009 can be appreciated in the central waters. Once again, the sampled eddies make the inference of a net Canary Current transport from each yearly cruise difficult. By discarding the unresolved mesoscale features at the end of each section and paying attention to the trends in the thermocline flow, some patterns can be seen. According to the results shown, ADCP-referenced transports are  $-4.2$  Sv in 1997,  $-2.4 \text{ Sv} \pm 1.4$  in 2006 and  $-6.7 \pm 1.6$  Sv in 2009. However, the flow in 2008 is nearly zero. These estimates give a first approach to the evaluation of the mass transport variability in the region.

The study of the Azores Current System sheds some light upon the matter concerning the origins of the Canary Current. In the study shown here, it is demonstrated that the Azores Current System displaces eastwards a total mass transport of  $8.4$  Sv (across thermocline and intermediate layers). Another important advance is made by locating and quantifying the Azores Countercurrent, essential in the understanding the contribution of this current system to the regional circulation at the eastern boundary of the NASG.

We have considered the idea that an Azores Current branch turns southwards and feeds the Canary Current. Taking into account only the thermocline transport,  $10.7$  Sv are carried eastwards, while  $-3.4$  Sv flow to the west, driven by the Azores Countercurrent. Hence, the surface net mass transport is  $7.3$  Sv to the east across the nominal longitude of  $24.5^\circ\text{W}$ . According to previous studies estimating the characteristic mass transport across the Canary Islands, this net value by itself could feed the southward current flow of the Canary Current. Further studies using a box

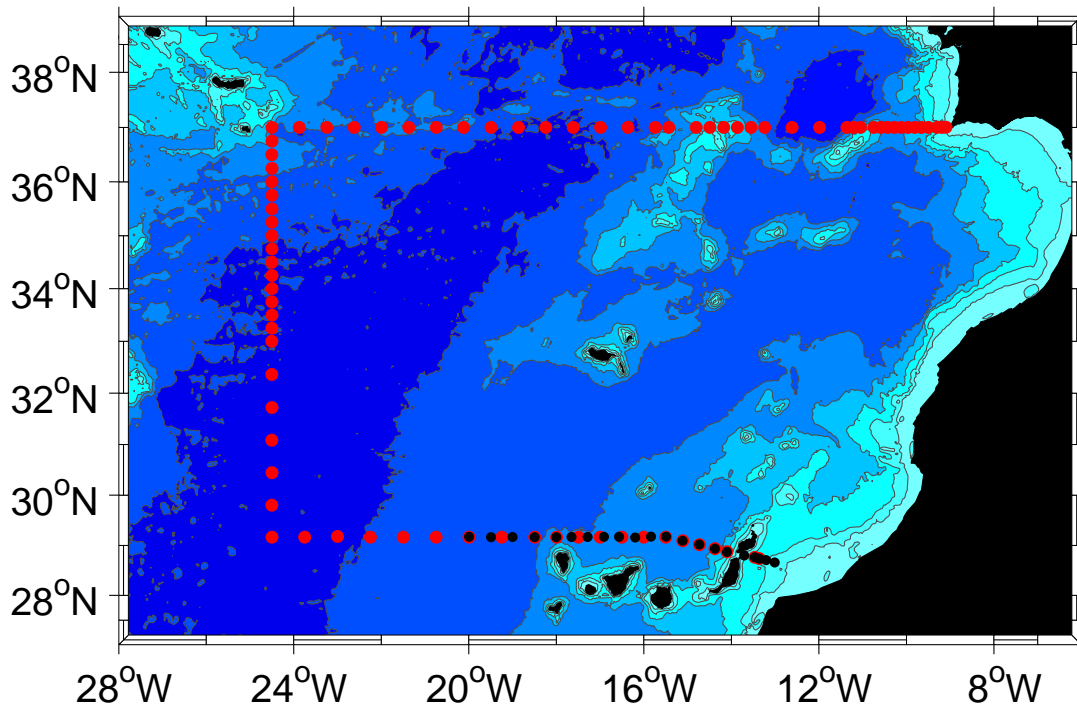


Figure 5.1: Geographical location of the area of study including the sections occupied during the ORCA (red dots) and RAPROCAN (black dots) cruises.

layout accomplished during the ORCA cruise (Fig. 5.1) would confirm that there is nearly zero net flow entering the northern section, demonstrating the hypothesis that the Portugal Current is not a source for the Canary Current. In this thesis a lack of westward flow south of the Azores Current System through the western section is also shown. The main part of the flow coming from the Azores Current crosses the Canary archipelago across the southern section of the ORCA box grid, feeding the Canary Current.

## 5.2 Conclusions

The conclusions that arise from this thesis are:

1. The Canary Current is a fundamental surface current in the North Atlantic subtropical gyre circulation. Our previous knowledge about its southward flow and mass transport is confirmed by the values given in the studies carried out within this thesis. The need for a continuously repeated deep hydrographic section is important in order to measure its mean flow and its variability.

2. The calculation of reference velocities replacing the no-motion level assumption provides a new approach to the estimation of flows in the region. The most accurate data are bottom-track records, but their use is conditioned by coherency with the behaviour over the water column. The ADCP-referencing method performs better when applying LADCP full-depth profiles that have been processed by including the bottom-track and SADCP measurements as constraints.

3. The periodical repetition of a hydrographic section north of the Canary Islands (29°N) provides the possibility of discerning a mean circulation pattern. The averaging of the data acquired in winter of 1997, 2006, 2008 and 2009 probably helps to erase the mesoscale interaction over a section which is contaminated by eddies during each yearly realization. The ADCP-referencing procedure does not significantly vary the thermocline mass transports estimated in previous studies in the region. However, a new result concerns the Canary Current horizontal extension.

4. No significant changes are proposed here in the quantification of the mass transport across the Canary archipelago during the winter season among the four annual studies (1997, 2006, 2008 and 2009). Although there are some variations in the estimates, the presence of an important eddy field in the region and the need for the use of different data sources in the ADCP-referencing makes the reaching of definite conclusions in terms of the variability of the Canary Current difficult.

5. It is demonstrated that the Azores Current System plays a fundamental role in the Canary Basin circulation dynamics. The Azores Countercurrent is confirmed north of the Azores Current and quantified, reducing the net eastward transport observed across the section along  $24.5^{\circ}\text{W}$ . Preliminary conclusions can be drawn to suggest that the main part of this flow may turn southwards and feed the surface flow across the Canary archipelago.

### 5.3 Further research

Results presented in this thesis constitute the basis for future studies of the regional circulation in the Canary Basin. Undoubtedly, an improvement in velocity-measuring instrument (ADCP) performance is needed to reduce the error attached to the use of their data as a reference for geostrophic calculations. The addition of error bars to the final mass transports in future studies might lead to a better assessment of the range of uncertainty introduced by the calculated reference velocities.

This thesis demonstrates the possibility of studying the net flow pattern, avoiding the introduction of unresolved mesoscale features. Nonetheless, the evaluation of the mesoscale contribution needs revision, so that no eddies would affect the estimated flow.

Future research will be focused on applying the presented methodology to alternative datasets. This includes the study of measurements carried out along the RAPROCAN section during the summer season. This will lead to the possibility of inferring seasonal changes as well as examining the variability affecting the Canary Current between the surveyed years.

To confirm the Azores Current as a main source for the Canary Current, a study is being carried out considering the full ORCA station grid. Transport will be assessed across the box layout, based on an inverse model, that support the preliminary conclusions obtained in this thesis regarding the origins of the Canary Current.

# Appendix A

## Resumen en español / Spanish summary

### A.1 INTRODUCCIÓN GENERAL

#### A.1.1 Localización oceanográfica

El giro subtropical de Atlántico Norte (NASG, North Atlantic subtropical gyre, en inglés) se extiende desde  $15^\circ$  hasta  $45^\circ\text{N}$ , encontrándose el continente americano en su margen occidental. Por el este, está limitado por Europa, el estrecho de Gibraltar (que conecta el Atlántico con el mar Mediterráneo) y África. Su importancia en la circulación del Atlántico Norte ha despertado nuestro interés durante décadas, dando lugar a estudios en ambas fronteras del giro. En el margen oriental del NASG se encuentra la Cuenca de Canarias, la cual se extiende entre  $20^\circ$  y  $40^\circ\text{N}$ , con un área total de 7 millones de  $\text{km}^2$ , localizada desde  $10^\circ$  hasta  $40^\circ\text{W}$ .

Debido a su grandes dimensiones, pueden encontrarse diferentes masas de agua en la Cuenca de Canarias. Una masa de agua está formada por un volumen de agua que puede ser identificado por su lugar de formación y se diferencia por sus valores característicos de temperatura y salinidad. Generalmente, las masas de agua se ven

afectadas por la interacción atmósfera-océano en el lugar de su hundimiento, se establecen en un rango de profundidades dependiendo de su densidad y fluyen a lo largo de las isopicnas. En la Cuenca de Canarias podemos encontrar las siguientes masas de agua:

El Agua Central del Atlántico Norte (NACW, North Atlantic Central Water, en inglés) es una masa de agua central localizada entre la superficie y los 600-800 metros de profundidad. Puede ser sencillamente identificada en un diagrama  $\Theta$ - $S$  por una línea bien definida entre los 26.5 y 27.3  $\text{kg m}^{-3}$  ( $\sigma_\theta$ ). Por debajo de las aguas centrales se encuentran las aguas intermedias. En algunos casos, éstas se forman a altas latitudes y, por lo tanto, se caracterizan por su alta densidad. En el rango de los 700-900 metros, podemos encontrar Agua Antártica Intermedia (AAIW, Antarctic Intermediate Water, en inglés), la cual es reconocida por ser relativamente más fría y menos salina que las aguas que la rodean. Por el contrario, el Agua Mediterránea (MW, Mediterranean Water, en inglés) es fácilmente identificada por sus altos valores de temperatura y salinidad. Aproximadamente entre los 800-1400 metros, se localizan núcleos aislados de MW, conocidos como Meddies (remolinos de agua mediterránea, o Mediterranean eddies, en inglés). Por debajo de los 1500 metros, el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW, North Atlantic Deep Water, en inglés) ocupa el mayor volumen de agua en el Océano Atlántico, extendiéndose por encima de los 4500 metros de profundidad. La NADW incluye además el Agua del Mar del Labrador (LSW, Labrador Sea Water, en inglés), la cual se forma durante el invierno por convección profunda en el Mar del Labrador. En la capa más profunda de esta cuenca, también se encuentra Agua Antártica de Fondo (AABW, Antarctic Bottom Water, en inglés) diluida.

Localizadas en el margen oriental de la cuenca canaria, aproximadamente a 100 kilómetros de la costa de África, se encuentran las Islas Canarias. Son un archipiélago español situado entre 27° y 29°N, desde 18° hasta 13°W. En el norte de la Cuenca de Canarias, se encuentra el archipiélago de Azores, a unos 1500 kilómetros al oeste de la costa portuguesa. Con una orientación de oeste-noroeste a este-sureste, se extiende

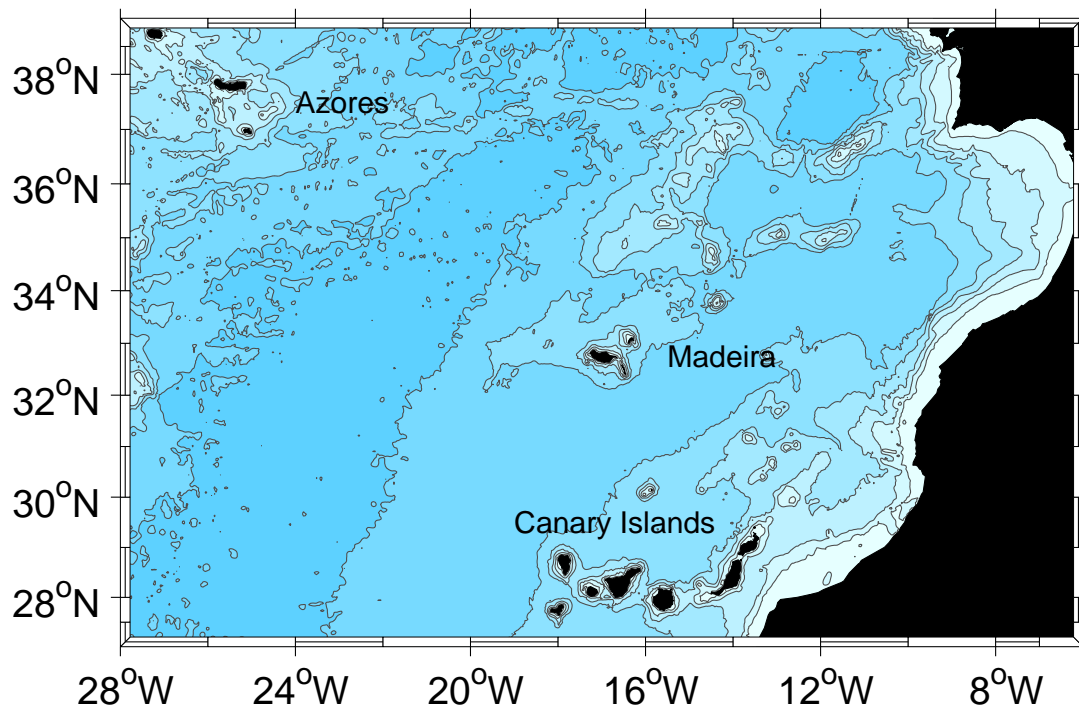


Figura A.1: Localización geográfica del área de estudio. Las principales isóbaras se muestran como referencia según la base de datos de Smith-Sandwell [Smith and Sandwell, 1997].

en el rango de latitudes de  $36.5^{\circ}$  a  $40^{\circ}$ N, entre los  $31.5^{\circ}$  y  $24.5^{\circ}$ W. El área de estudio cubierta por esta tesis se ubica en la Cuenca de Canarias, desde la corriente superficial que fluye a través de las Islas Canarias hasta el sistema de corrientes que se localiza al sur del archipiélago de Azores (Fig. A.1).



### A.1.2 Las Corrientes de Canarias y Azores como parte del giro subtropical del Atlántico Norte

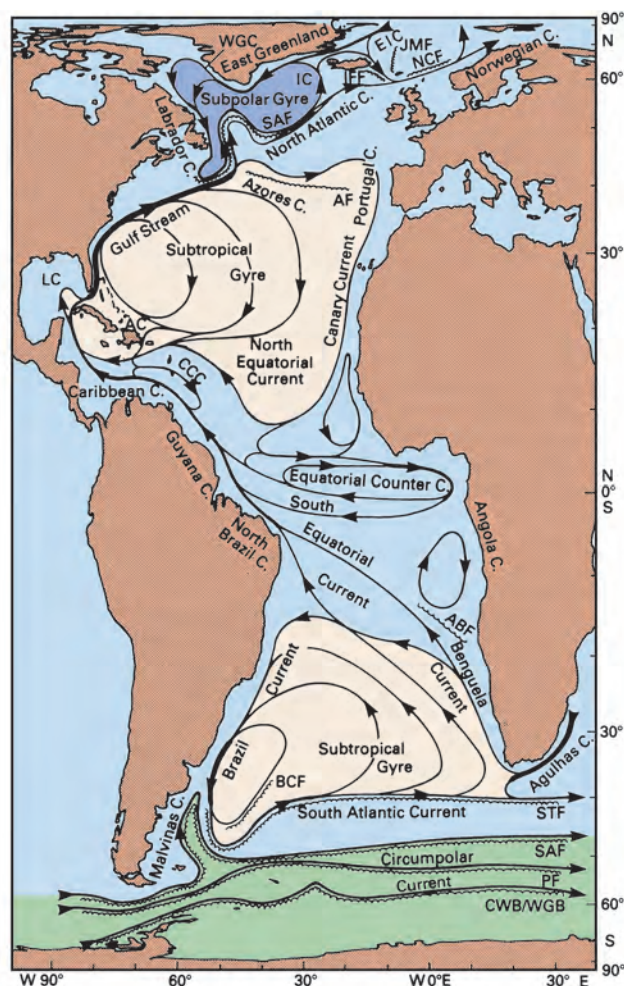


Figura A.2: Las corrientes superficiales del Océano Atlántico según *Tomczak and Godfrey* [1994].

Los vientos predominantes al norte de los trópicos son los alisios (vientos del este) y los vientos del oeste a latitudes medias. Éstos crean convergencia de Ekman en el Atlántico Norte, localizando un centro de altas presiones (anticiclónico) a latitudes medias, el cual provoca el giro subtropical. La circulación alrededor de un anticiclón es horaria en el Hemisferio Norte debido al efecto de Coriolis. En el margen occidental

del NASG, se encuentra la Corriente del Golfo, que fluye hacia el polo a lo largo de la costa americana hasta que se separa de ella, dividiéndose en varias ramas. Las más importantes son la Corriente Noratlántica, que circula hacia el norte, y la Corriente de Azores, que tuerce hacia el este y forma el límite norte del NASG. En el margen oriental del giro, la Corriente de Azores diverge en varias ramas que fluyen hacia el sur, paralelamente a la costa africana. Éstas alimentan la Corriente Norecuatorial que, como límite sur del NASG, completa el giro subtropical.

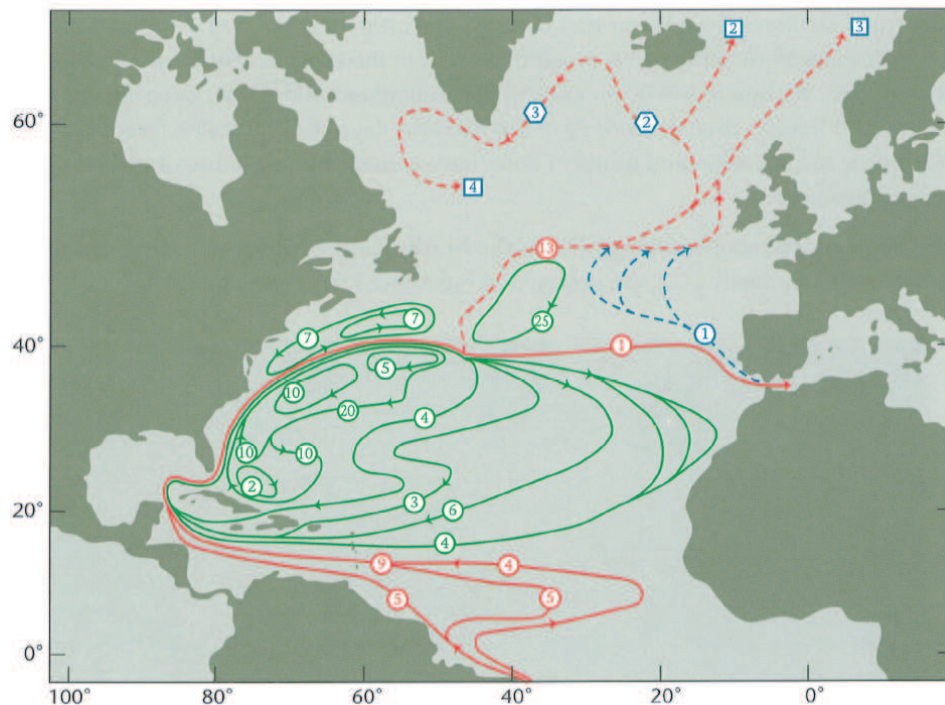


Figura A.3: Las corrientes superficiales del Océano Atlántico según *Schmitz* [1996].

La existencia de la Corriente de Canarias fue descubierta en el siglo XV por los navegantes que aprovechaban el impulso del viento y la circulación oceánica superficial. Esta corriente fue trazada por primera vez cuando tuvieron lugar las expediciones del *Challenger* (1872-1876) y el *Meteor* (1930's). El mapa clásico de la circulación superficial en esta región consideraba que la Corriente Noratlántica se dividía en diversas ramas y se creía que una de ellas, conocida como la Corriente de Portugal, alimentaba

la Corriente de Canarias (Fig. A.2). La Corriente de Azores no fue tomada en cuenta hasta que *Käse and Siedler* [1982] realizaron diferentes campañas oceanográficas al sur del archipiélago de Azores, sugiriendo que esta corriente era la responsable del origen de la Corriente de Canarias. Esta hipótesis fue posteriormente apoyada por *Stramma* [1984]; *Stramma and Siedler* [1988a]; *Stramma and Isemer* [1988]. Este nuevo esquema de circulación superficial deja de considerar la Corriente de Portugal como causa del flujo hacia el sur que atraviesa el archipiélago canario, presentando la distribución de corrientes mostrada en la Fig. A.3.

### A.1.3 Cálculos geostróficos

Para poder cuantificar el flujo en la región de estudio se necesitan estimaciones de velocidad. Para calcular la cizalla vertical de la velocidad geostrófica en el océano, aplicamos las ecuaciones de viento térmico:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_o f} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (\text{A.1})$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{\rho_o f} \frac{\partial \rho}{\partial y} \quad (\text{A.2})$$

donde  $u$  y  $v$  son las componentes zonal y meridional de la velocidad ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $g$  es la aceleración de la gravedad ( $\text{m s}^{-2}$ ),  $\rho_o$  es la densidad media del océano ( $1026 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $\rho$  es la densidad del agua de mar ( $\text{kg m}^{-3}$ ) y  $f$  es el parámetro de Coriolis ( $\text{s}^{-1}$ ) dado por  $2\Omega \sin \theta$ , donde  $\Omega$  es la velocidad de rotación angular terrestre ( $7.29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) y  $\theta$  es la latitud.

Las ecuaciones de viento térmico son esenciales en la oceanografía física. Las medidas de temperatura y salinidad adquiridas durante una campaña oceanográfica son comúnmente usadas para el cálculo de densidades. De este modo, estas ecuaciones pueden aplicarse a datos hidrográficos para el cálculo de flujos geostróficos en los océanos. Integrando la ecuación (A.1) para una sección zonal, se obtiene que la velocidad geostrófica está definida por la suma de dos componentes. La primera componente varía verticalmente (velocidad baroclínica), mientras que la segunda sólo depende del nivel de referencia elegido:

$$v_g(z) = -\frac{g}{\rho_o f} \int_{z_o}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + b \quad (\text{A.3})$$

donde  $b$  son llamadas velocidades en el nivel de referencia. La primera componente puede calcularse mediante valores de densidad. Sin embargo, la estimación de velocidades en el nivel de referencia es un problema clásico en oceanografía física. Una

vez determinadas las velocidades geostróficas, podemos obtener valores de transporte geostrófico. Para ello, se divide la columna de agua en celdas y cada velocidad es multiplicada por la densidad y área ocupada por cada parcela de agua. El desconocimiento del valor de la velocidad en el nivel de referencia (asumido inicialmente como cero) produce un desequilibrio en los transportes de propiedades como la masa, la sal, el calor o los nutrientes. Diversos métodos han sido estudiados para estimar esta velocidad.

En primer lugar, se ha estudiado ampliamente la formulación de modelos inversos. Este método añade una nueva condición a las ecuaciones de viento térmico, teniendo en cuenta que se debe cumplir el principio de conservación de masa. En estos modelos, se considera como velocidad final en el nivel de referencia a la mínima velocidad de referencia que cumpla el balance del transporte de masa. En la actualidad, se proponen nuevas metodologías para la obtención de mejores estimaciones de velocidades en el nivel de referencia. Al contrario que en el caso de los modelos inversos, éstos consideran cualquier velocidad de referencia (no necesariamente la mínima) mediante la comparación de los cálculos geostróficos con medidas absolutas de velocidad. Este último caso es propuesto en esta tesis, en la que datos de Perfiladores de Corriente Acústicos Doppler (ADCP, Acoustic Doppler Current Profiler, en inglés) son utilizados en la obtención de velocidades y transportes geostróficos absolutos.

### A.1.4 Objetivos y estructura de la tesis

El objetivo de esta tesis es responder a las siguientes preguntas:

1. ¿Cuánto sabemos ya sobre la circulación superficial en la Cuenca de Canarias?
2. ¿Cómo podemos obtener mejores estimaciones de transporte de masa? ¿Cuál es la metodología apropiada para calcular campos de velocidades absolutas mediante la introducción de velocidades en el nivel de referencia en los cálculos geostróficos?
3. ¿Es posible obtener una circulación media basándose en un muestreo periódico en esta zona?
4. ¿Ha sufrido cambios la Corriente de Canarias durante la última década?
5. ¿Cómo contribuye la Corriente de Azores a la circulación en esta región?

Para responder la primera pregunta, se lleva a cabo un repaso de estudios previos referentes a las corrientes de Azores y de Canarias (Apartado A.1, A.3 y A.4). La mayoría de estos trabajos mostraban estimaciones de transporte de masa basándose en cálculos geostróficos. Asimismo se discute el posible origen del flujo a través de las Islas Canarias.

En lo referente a la segunda pregunta, se emplean datos de una campaña hidrográfica transatlántica con el fin de establecer un procedimiento válido para la estimación de transporte de masa absolutos. Para ello, se comparan velocidades en el nivel de referencia obtenidas mediante diferentes combinaciones de datos de ADCP, y se propone una metodología a aplicar a lo largo de esta tesis (Apartado A.2).

La sección hidrográfica muestreada dos veces al año en el marco del proyecto RAPROCAN es promediada con el fin de responder la tercera pregunta. En esta tesis (Apartado A.3) se estudia el transporte de masa medio de la Corriente de Canarias

de cuatro transectos llevados a cabo en invierno. Las estimaciones del flujo obtenidas para las campañas realizadas en verano serán tratadas en estudios futuros.

Para estudiar los cambios en el transporte de la Corriente de Canarias, las diferentes repeticiones del transecto de RAPROCAN, realizadas en el invierno de 1997, 2006, 2008 y 2009, son analizadas (Apartado A.3). La variabilidad entre las medidas tomadas en otras estaciones se evalúan en próximos trabajos de investigación.

La quinta pregunta se responde mediante el uso de datos hidrográficos del proyecto ORCA para estudio del flujo neto al este que resulta del Sistema de Corrientes de Azores (Apartado A.4). El comportamiento del flujo en la Cuenca de Canarias motiva la continuación de futuros trabajos en esta línea de investigación, con el fin de confirmar la hipótesis de que es la Corriente de Azores la que alimenta la Corriente de Canarias.

## A.2 METODOLOGÍA

Las observaciones de la velocidad mediante ADCP proporcionan una herramienta oceanográfica para el estudio de muchos aspectos de la dinámica de los océanos. Los ADCP instalado en el casco del barco (SADCP, Shipboard ADCP, en inglés) dan una detallada comprensión de la dinámica de la parte superior del océano hasta una profundidad máxima de aproximadamente 1000 metros. Los ADCP instalados en la roseta hidrográfica (LADCP, Lowered ADCP, en inglés) proporcionan perfiles de velocidad en todo el rango de profundidades de una estación hidrográfica estándar.

Las medidas directas de velocidad ya se han utilizado para estudiar la circulación oceánica. Por ejemplo, datos de LADCP en la Corriente de Agulhas revelaron una estructura vertical muy diferente a la dada por la idea tradicional de nivel de no-movimiento en una capa profunda. El volumen total de transporte de la Corriente de Agulhas fue recalculada, revelando la presencia de una corriente hacia el noreste [Beal and Bryden, 1997]. Los datos de LADCP también han sido utilizado para corregir los cálculos geostrofos iniciales en diferentes regiones oceanográficas [Joyce et al., 2001; McDonagh et al., 2008]. En estos dos casos, las observaciones de velocidad se utilizaron para estimar la velocidad en el nivel de referencia como condición inicial para un modelo inverso.

Para ilustrar el uso de la metodología propuesta en esta tesis, se emplearán los datos de la campaña D279, llevada a cabo en la primavera de 2004 a bordo del RRS Discovery. El principal objetivo de este muestreo fue estimar la circulación a través de la sección zonal a  $24.5^{\circ}\text{N}$ . Esta sección ya ha sido estudiada previamente en 1957 [Fuglister, 1960], 1981 [Roemmich and Wunsch, 1985], 1992 [Parrilla et al., 1994] y 1998 [Baringer and Molinari, 1999]. La campaña D279 incluyó, por primera vez para esta sección, perfiles de LADCP que se pueden utilizar para estimar velocidades de referencia.

La circulación a través del paralelo de  $24.5^{\circ}\text{N}$ , así como su variabilidad, ya han



sido estudiadas con anterioridad empleando datos de la campaña D279. Estos cálculos se encontraban limitados por la incertidumbre asociada a la obtención de velocidades de referencia, consideradas nulas en torno a los 1000 decibares entre 80°W y 70°W y a los 3000 decibares para el resto de la sección. Asimismo se añadió una velocidad de referencia uniforme con el fin de forzar el transporte geostrófico ya conocido para la Corriente del Golfo [*Bryden et al.*, 2005]. Mediante la metodología propuesta en esta tesis [*Comas-Rodríguez et al.*, 2010], se aplicará un desplazamiento a los perfiles geostróficos basándonos en las medidas promediadas en profundidad de LADCP, corrigiendo las velocidades iniciales y dando lugar a estimaciones absolutas.

### A.2.1 Adquisición de datos

El transecto transatlántico realizado por la campaña D279 a lo largo de  $24.5^{\circ}\text{N}$  se muestra en la Fig. A.4. Ésta tuvo lugar en primavera de 2004 (del 4 de abril al 10 de mayo) y se tomaron medidas hidrográficas, de velocidad y bioquímicas de toda la columna de agua, desde las aguas someras de la costa oriental de los Estados Unidos de América hasta las del oeste de África [Cunningham, 2005]. Se realizaron 125 estaciones hidrográficas hasta el fondo, con un CTD (Seabird 911+) con sensores duplicados de temperatura y salinidad. Las conductividades medidas por el CTD fueron calibradas comparándolas a los valores obtenidos a partir de muestras de agua tomadas durante el tramo de subida de la roseta hidrográfica. Para tener en cuenta la deriva de los sensores, se corrigió su pendiente.

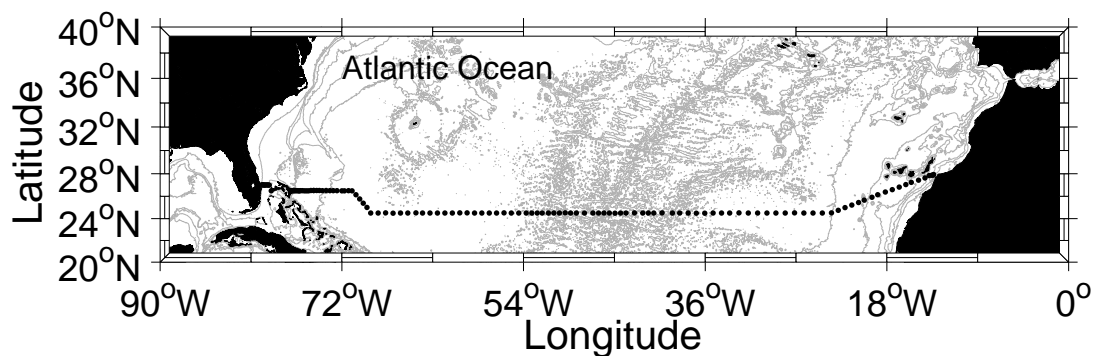


Figura A.4: Posición de las estaciones durante la sección hidrográfica transatlántica llevada a cabo durante la campaña D279. Se realizaron 125 estaciones a lo largo de la latitud de  $24.5^{\circ}\text{N}$ .

Tres cabezales de LADCP fueron instalados en la roseta utilizada para las estaciones. Además, medidas continuas de velocidad fueron recogidas en los primeros 1000 metros mediante un SADCPC instalado en el casco del buque oceanográfico. Los LADCP consistían en un Broadband (BB) individual a 150 kHz con el cabezal apuntando al fondo marino (con sus propias baterías) y dos Workhorse (WH) a 300 kHz, empleados en modo maestro/esclavo, con uno apuntando a la superficie del océano (esclavo; slave, en inglés) y otro hacia el fondo (maestro; master, en inglés). Estos dos

compartían un paquete de baterías. El SADCPC instalado fue un Ocean Surveyor a 75 kHz con un ángulo de haz de 30°. Fue configurado para tomar medidas a intervalos de 120 segundos, con 60 celdas de 16 metros de grosor. Los datos se almacenaron empleando el software de adquisición de RDI (Teledyne RD Instruments), siendo luego promediados a 2 y 10 minutos.

### A.2.2 Procesado de datos de LADCP

Los datos de LADCP se procesaron empleando el software de Visbeck, desarrollado en la Universidad de Columbia [Fischer and Visbeck, 1993]. El procedimiento fue aplicado a diferentes combinaciones de datos con el fin de determinar cuál de los cabezales tomó mejores medidas durante la campaña. Para ello, se procesaron los datos siguiendo tres distintas combinaciones de los datos: datos del BB, del WH “master” y del acoplamiento “master/slave” del WH. Además, se referenciaron los datos mediante medidas de GPS para obtener velocidades absolutas. Las opciones del software para restringir el procesado de LADCP a las medidas cerca del fondo (bottom-track, en inglés) o al SADCP [Visbeck, 2002] no fueron utilizados en este caso. En su lugar, mantuvimos ambos tipos de datos independientes del resultado del procesamiento para poder compararlos con los perfiles de LADCP.

La Fig. A.5 muestra los datos procesados para cada combinación de instrumentos en la estación 23 (26.5°N, 75.9°W). Además se muestran los datos de “bottom-track” en el rango cercano al fondo y de SADCP en los primeros 1000 metros de la columna de agua. Pueden apreciarse notables diferencias entre las medidas del “bottom-track” y el perfil de velocidades. De acuerdo al software de procesado, el error promedio estimado es de  $1.8 \text{ cm s}^{-1}$  para los datos de “bottom-track” en la estación 23. De manera preliminar, se asume que es preferible emplear los datos de “bottom-track” para el cálculo de velocidades de referencia; no obstante, será necesario un estudio estadístico que cuantifique estas diferencias y determine qué instrumento obtuvo mejores medidas durante la campaña. Para ello, unas diferencias muy pequeñas (casi nulas) entre los “bottom-track” del BB y del WH “master” implicarán una mejor calidad en los datos (Fig. A.6a).

Cada perfil de LADCP fue comparado con su “bottom-track”. Además, el tramo de descenso de la roseta, así como el de ascenso y el promedio de ambos, fueron considerados por separado. Asimismo, los datos de los cabezales BB, WH “master” y el par WH “master/slave” se estudiaron de manera independiente. Las medidas en el rango del fondo se compararon con el “bottom-track” (Fig. A.6b). Se ha asumido

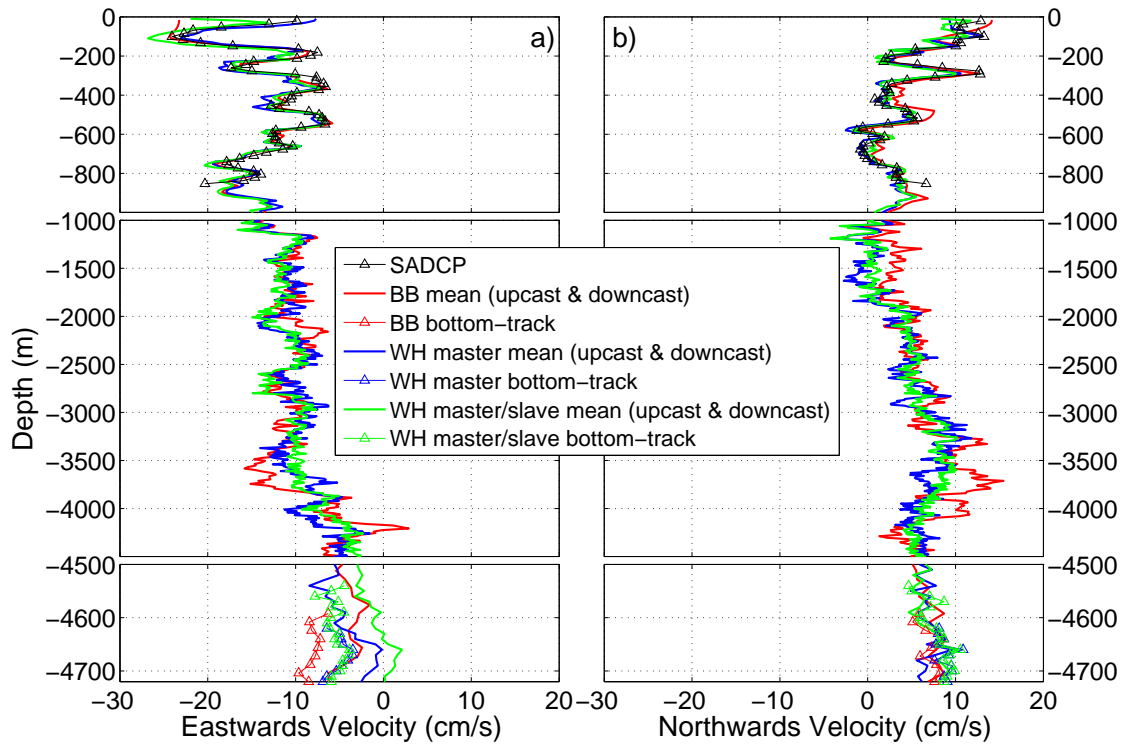


Figura A.5: Datos de LADCP procesados mediante el método Visbeck en la estación 23 ( $26.5^{\circ}\text{N}$ ,  $75.9^{\circ}\text{W}$ ): a) componente zonal de la velocidad, b) componente meridional de la velocidad. BB y WH “master” (maestro) representan los datos procesados de manera individual, mientras que WH “master/slave” (maestro/esclavo) corresponde con los datos combinados de los cabezales orientados en sentidos inversos del descenso de la roseta. Debe apreciarse que la escala vertical de los ejes es diferente para los distintos rangos de profundidades. Los perfiles medios (mean, en inglés) son el promedio entre el recorrido de descenso y de ascenso de la roseta.

que las medidas del perfil de LADCP que se aproximan a las del “bottom-track” tienen mejor calidad (la diferencia entre estas medidas es, por tanto, más cercana a cero). Además se compararon los datos de SADCP con los perfiles de LADCP en el rango cerca de la superficie (Fig. A.6c). Para todas estas diferencias se obtuvo una media y su desviación estándar. Consideramos que el instrumento cuyas medidas son mejores son aquellas cuya diferencia media y desviación están más próximas a cero. A la hora de obtener las mencionadas diferencias entre las velocidades medidas, la frontera oeste y el océano interior han sido considerados separadamente debido a

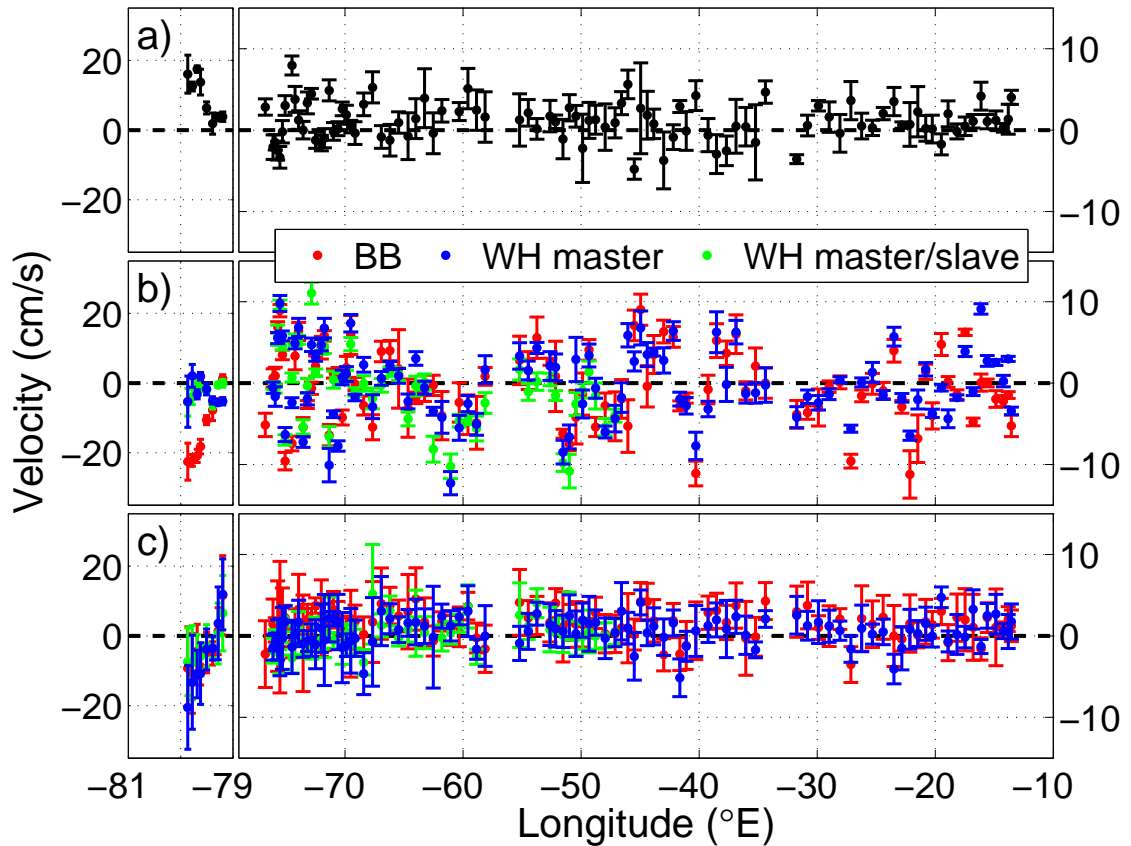


Figura A.6: Análisis estadístico para los diferentes instrumentos empleados: a) media y desviación estándar de la diferencia entre las medidas de “bottom-track” del BB y del WH “master”; b) media y desviación estándar de las diferencias entre cada perfil de LADCP y su “bottom-track”; c) media y desviación estándar de cada perfil de LADCP y las medidas de SADCP en la zona superficial de la columna de agua.

las diferentes dinámicas que implican. A continuación, se muestran dos valores por instrumento, correspondiendo el primero a la frontera oeste de la sección (cerca del continente americano) y el segundo al océano interior. Las diferencias obtenidas entre las medidas de “bottom-track” del BB y del WH “master” son  $8.8 \pm 0.1 / 1.0 \pm 0.2 \text{ cm s}^{-1}$  (Fig. A.6a). Por otro lado, la diferencia promedio entre el perfil de cada instrumento y su “bottom-track” sería  $-12.5 \pm 0.1 / -0.2 \pm 0.2 \text{ cm s}^{-1}$  para el BB,  $-3.1 \pm 0.1 / -0.1 \pm 0.1 \text{ cm s}^{-1}$  para el WH “master” de manera individual, y  $-2.6 \pm 0.0 / -0.7 \pm 0.1 \text{ cm s}^{-1}$  para el acoplamiento WH “master/slave” (Fig. A.6b). Finalmente,

las diferencias medias obtenidas entre cada perfil de LADCP y el SADCP son  $-3.7 \pm 0.1$  /  $1.3 \pm 0.3$   $\text{cm s}^{-1}$  para el BB,  $5.9 \pm 0.2$  /  $0.4 \pm 0.2$   $\text{cm s}^{-1}$  para el WH “master” de manera individual, y  $-3.1 \pm 0.2$  /  $-1.2 \pm 0.2$   $\text{cm s}^{-1}$  para el acoplamiento WH “master/slave” (Fig. A.6c).

Teniendo en cuenta que la diferencia media es menor para el WH “master”, escogemos este instrumento para obtener velocidades en el nivel de referencia con que corregir los cálculos geostroficados iniciales, sin tener en consideración al WH “slave”. Asumimos que estos datos son los de mejor calidad porque sus medidas se aproximan mejor a los datos de “bottom-track” y SADCP que los demás instrumentos. Esta apreciación es notable en el océano interior; sin embargo, puede observarse como la combinación WH “master/slave” reproduce mejor el comportamiento en la frontera oeste del transecto. Desafortunadamente, para este conjunto de datos en particular, debemos descartar la posibilidad de emplear los datos combinados de WH “master/slave” ya que el cabezal esclavo sufrió errores en la recepción de datos durante la campaña y dejó de ser utilizado después de la estación 81 ( $24.5^\circ\text{N}$ ,  $44.9^\circ\text{W}$ ).

Para poder realizar una comparación entre las velocidades medidas in-situ y las geostroficadas, sólo podremos emplear la componente de la velocidad que sea perpendicular al transecto. Por ello, se aplica una rotación a las medidas en los tramos de la sección oblicuos, cerca de las fronteras este y oeste del muestreo.

### A.2.3 Corrección de la componente barotrópica de la marea

La componente barotrópica de la marea ha sido eliminada de las medidas de LADCP, su “bottom-track” y SADCP. Para calcularla se empleó un modelo de marea global (TPXO, TOPEX/POSEIDON global tidal model, en inglés) de la Universidad del Estado de Oregon (OSU, Oregon State University, en inglés) según *Egbert et al.* [1994]; *Egbert and Erofeeva* [2002]. Este modelo realiza una aproximación por mínimos cuadrados de las ecuaciones de marea de Laplace, empleando datos de los satélites TOPEX/POSEIDON y Jason obtenidos mediante el software OTIS (OSU Tidal Inversion Software). El instante de tiempo considerado para la predicción de la marea es la hora de llegada al fondo del perfil de la roseta, coincidiendo con la mitad del tiempo que el buque se detuvo en cada estación.

Una vez calculada, la componente barotrópica de la marea (Fig. A.7) se elimina de las medidas de velocidad in-situ tomadas por los diferentes correntímetros acústicos Doppler.

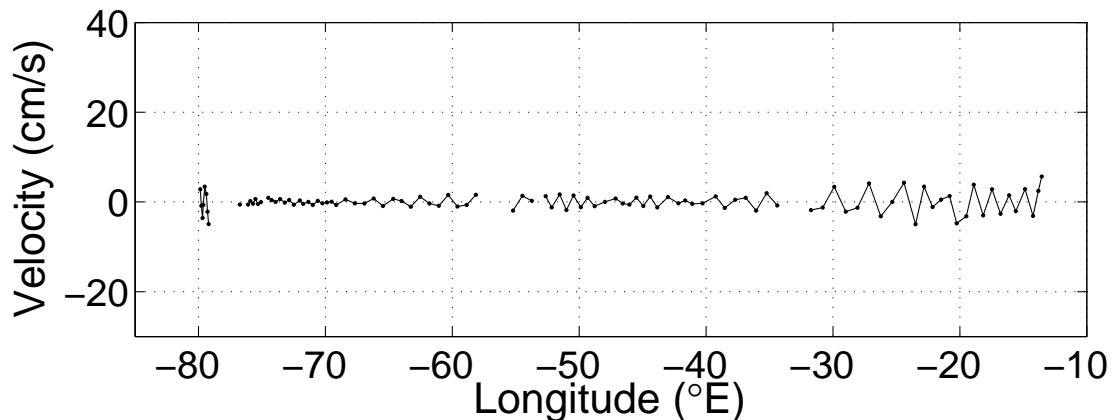


Figura A.7: Componente barotrópica de la marea calculada del modelo de predicción OSU TPXO. Esta velocidad será eliminada de las medidas de velocidad obtenidas por el LADCP y el SADCP.



### A.2.4 Velocidades en el nivel de referencia

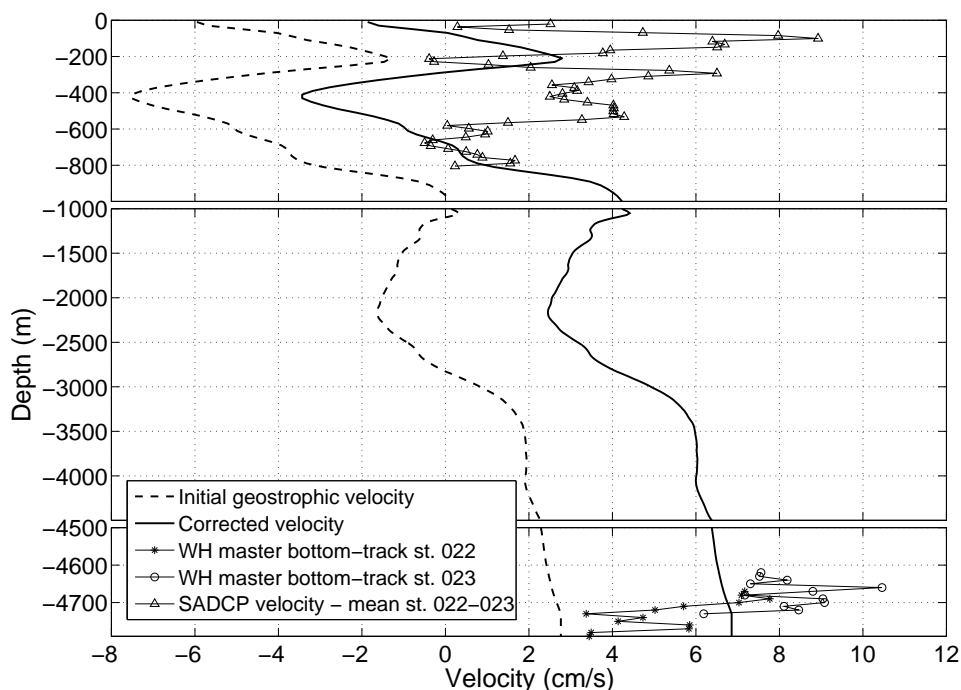


Figura A.8: Comparación entre el perfil geostrófico inicial y la velocidad absoluta tras incluir la velocidad de referencia calculada, para el par de estaciones 22-23 (situado en  $26.5^{\circ}\text{N}$ , a  $76.1^{\circ}\text{W}$  y  $75.9^{\circ}\text{W}$  respectivamente). La línea discontinua representa los cálculos iniciales mientras que la continua ha sido corregida gracias a los datos de ADCP. Los asteriscos y los círculos corresponden a las medidas de “bottom-track” de las estaciones 22 y 23, respectivamente. Los triángulos muestran la velocidad del SADCP como la media de las medidas tomadas durante el tiempo que el barco permaneció en cada estación. Debe apreciarse que la escala vertical de los ejes es diferente para los distintos rangos de profundidades.

El campo de velocidades geostrófico inicial fue calculado suponiendo un nivel de no-movimiento a 1000 metros para las estaciones 1-44 ( $79^{\circ}\text{W}$  a  $69.5^{\circ}\text{W}$ ) y a 3000 metros para las estaciones 45-125 ( $69.1^{\circ}\text{W}$  a  $13.4^{\circ}\text{W}$ ) siguiendo el trabajo de *Bryden et al.* [2005]. Cuando la mayor profundidad del par de estaciones es menor que el nivel de referencia (por ejemplo, cerca de la frontera este de la sección), el fondo marino es considerado como la capa de no-movimiento. Como se había concluido, el cálculo de las velocidades de referencia se realiza empleando los datos de “bottom-track” del

WH “master”.

A cada par de estaciones le corresponde un perfil geostrófico y dos medidas de LADCP (una por estación). De modo que el cálculo de velocidades absolutas se ha realizado estimando las diferencias entre el perfil geostrófico y los dos “bottom-track” en el rango de profundidades en que coinciden. Estas diferencias a distintas profundidades son promediadas y se emplea una media de la contribución de cada una de las dos estaciones (Fig. A.8). En aquellos pares de estaciones donde, por motivos técnicos, sólo se pudo recabar datos en una de las estaciones, es ésta aportación la que consideraremos para el cálculo de la velocidad en el nivel de referencia. Los datos de SADCP se muestran también en la Fig. A.8 a fin de compararlos con el perfil resultante de velocidad geostrófica absoluta obtenida tras la corrección. Aun cuando se aprecia una ligera diferencia entre ellos, la concordancia es notable considerando que el perfil final no ha sido afectado en modo alguno por los datos de SADCP (triángulos), sino por el promedio entre las medidas de “bottom-track” de las estaciones 22 y 23 (asteriscos y círculos, respectivamente). Además debe considerarse que las medidas directas de velocidad en el rango superficial registran un comportamiento altamente ageostrófico en comparación con los cálculos que hemos derivado de la estructura de densidad de la sección hidrográfica. El SADCP registra datos de manera continua, de modo que hay dos posibles maneras de estimar estas medidas para un par de estaciones. En primer lugar, considerando el perfil de un par de estaciones como la media entre el perfil asociado a cada una de las dos estaciones, el cual considera las medidas durante todo el tiempo que duró la maniobra de la estación. En segundo lugar, podemos promediar los valores registrados mientras el buque navegaba de una estación a otra. En este caso, escogemos la primera opción para evitar introducir comportamientos ageostróficos que pudieron localizarse entre las estaciones y no necesariamente en alguna de ellas.

La velocidad en el nivel de referencia obtenida para el ejemplo de la sección a lo largo de  $24.5^{\circ}\text{N}$  se muestra en la Fig. A.9a. Mientras que para los cálculos geostróficos iniciales la velocidad de referencia era considerada nula (nivel de no-movimiento), la

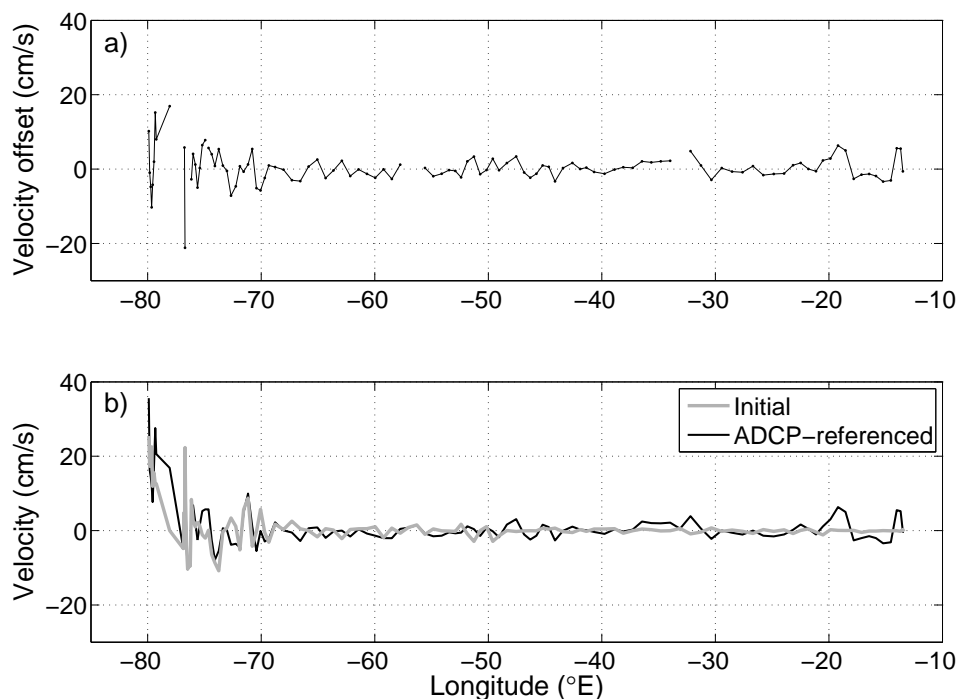


Figura A.9: a) Velocidades obtenidas mediante la comparación de los perfiles geostróficos y los datos de LADCP, son consideradas las nuevas velocidades en el nivel de referencia; b) velocidad geostrófica en el fondo antes (línea gris) y después (línea negra) de aplicar la introducción de las velocidades de referencia.

nueva contribución calculada mediante los datos de LADCP revela variaciones que pueden asociarse a algunas estructuras oceanográficas conocidas. Por ejemplo, cerca de la frontera oeste de la sección, se observan altas velocidades positivas (hacia el norte), que se corresponde con la presencia de la Corriente de Florida a aproximadamente  $80^{\circ}\text{W}$ . Al oeste de la misma, se aprecian velocidades negativas (hacia el sur), mostrando una recirculación, así como la Corriente Profunda de Frontera Oeste (DWBC, Deep Western Boundary Current, en inglés) situada cerca de los  $77^{\circ}\text{W}$ . En dirección al oeste se encuentran pequeñas estructuras con velocidades menores a los  $5 \text{ cm s}^{-1}$ . La alternancia de valores positivos y negativos entre grupos de estaciones adyacentes representa la contribución de la mesoescala. Como ejemplo de las velocidades geostróficas absolutas obtenidas tras aplicar la corrección propuesta, se muestran las velocidades cerca del fondo (en la capa más profunda) en la Fig. A.9b. Se puede

apreciar claramente (línea negra) qué parte de esta velocidad es dada a la aportación realizada por las velocidades de referencia calculadas y añadidas a las estimaciones geostroficas iniciales.

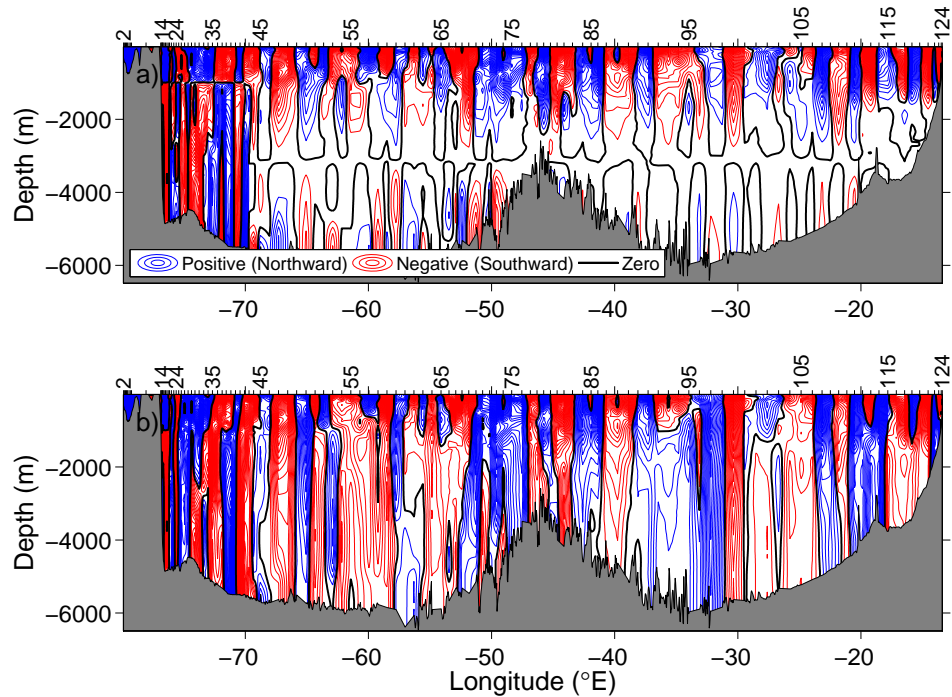


Figura A.10: Secciones de velocidad geostrofica ( $\text{cm s}^{-1}$ ) a) inicial, y b) absoluta, tras incluirse las velocidades de referencia calculadas.

Por último, con el fin de ilustrar cómo esta aportación modifica el campo de velocidades geostroficas, se muestran las secciones verticales de velocidad antes y después del procedimiento de inclusión de velocidades obtenidas mediante LADCP (Fig. A.10). Como era de esperar, no se aprecian verdaderos cambios cualitativos cerca de la superficie. No obstante, se aprecian los cambios de manera notable al aproximarnos a la profundidad donde se localiza el nivel de referencia (con velocidades iniciales nulas). A lo largo de todo el transecto se aprecia la presencia de corrientes casi barotrópicas que se desplazan de manera adyacente entre sí, dejando vislumbrar la interferencia de remolinos. Independientemente de la profundidad de referencia propuesta como capa de no-movimiento inicial, los cálculos se realizan comparando el perfil geostrofico con

el resultante de las medidas de LADCP. Es por ello que el campo de velocidades final no variaría, pero sí se obtendrían otros valores de velocidades en el nivel de referencia diferentes.

En conclusión, tras haber aplicado la metodología propuesta a la campaña D279 a lo largo de  $24.5^{\circ}\text{N}$  mediante el cálculo de velocidades en el nivel de referencia a partir de medidas de “bottom-track” de LADCP, queda comprobada la utilidad del método propuesto en esta tesis. Otro aporte de este capítulo, en comparación a estudios previos con datos de ADCP, es la inclusión de un análisis detallado con el fin de estimar el instrumento que nos proporciona una mejor estima de la velocidad de referencia. Al realizar el estudio de cada instrumento de manera independiente, nos aseguramos de que no existan enmascaramientos entre los diferentes conjuntos de datos disponibles. Otra manera de incluir las velocidades aquí calculadas sería mediante su introducción como condición de entrada en el uso de modelos inversos, labor que está siendo realizada por el grupo de investigación “Ocean Observation and Climate” del “National Oceanography Centre, Southampton” (NOCS).

## A.3 RESULTADOS

### A.3.1 La Corriente de Canarias

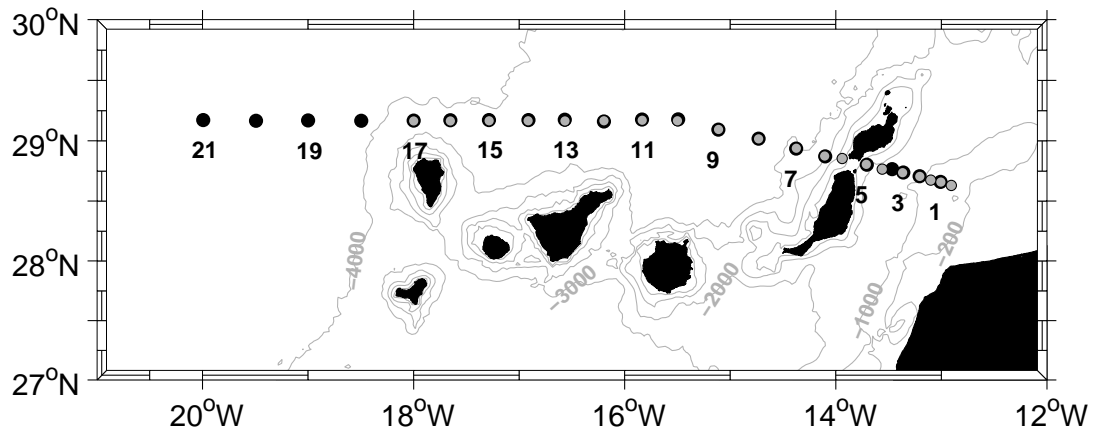


Figura A.11: Posición de las estaciones hidrográficas realizadas en febrero de 2006, 2008 y 2009 en el marco del proyecto RAPROCAN (círculos negros). También se muestran las realizadas en enero de 1997 para el proyecto CANIGO (círculos grises). Como referencia, se muestran las isóbaras de 200, 1000, 2000, 3000 y 4000 metros de profundidad [Smith and Sandwell, 1997].

Para el estudio de la Corriente de Canarias se emplearon los datos de diversas campañas del proyecto RAPROCAN, cuya sección al norte de las Islas Canarias, a lo largo de 29°N se ha repetido semestralmente desde 2006. La Fig. A.11 muestra las 21 estaciones hidrográficas realizadas (círculos negros), además de las llevadas a cabo en las mismas posiciones durante el proyecto CANIGO (círculos grises) en enero de 1997. Este estudio comparará los conjuntos de datos mostrados en el Cuadro A.1. Las estaciones se realizaron con una separación de 20 - 30 millas náuticas (~37-55 kilómetros) para aguas profundas y de 5 - 15 millas náuticas (~9-28 kilómetros) para las estaciones más someras.

El sistema de LADCP empleado consistió en dos cabezales Workhorse de RDI a 300 kHz, montados en la roseta en modo “master/slave” para las campañas de 1997,

Cuadro A.1: Resumen de las campañas.

<b>Campañas</b>	<b>Fechas</b>	<b>estaciones</b>	<b>CTD</b>	<b>SADCP</b>	<b>LADCP</b>
Meteor 37	7-20 Ene 1997	20	X		X
RAPROCAN0206	23 Feb-5 Mar 2006	21	X		X
RAPROCAN0208	26 Feb-6 Mar 2008	16	X	X	
RAPROCAN0209	20-28 Feb 2009	21	X		X

2006 y 2009. En 1997 no se adquirieron datos de “bottom-track”. En la campaña de 2008, los primeros 800 metros de la columna de agua se muestrearon de manera continua mediante un SADCP Ocean Surveyor a 75 kHz. Estos datos se procesaron mediante el software de Visbeck, para LADCP, y CODAS (Common Ocean Data Access System), para SADCP. Para los años en que disponemos de “bottom-track”, se restringe el procesado de los perfiles de LADCP a los mismos con el fin de mejorar el resultado. Asimismo se les sustrajo a las estimaciones de velocidad de ambos instrumentos la componente barotrópica de la marea según lo descrito en la metodología.

Los datos de temperatura potencial ( $\Theta$ ) y salinidad (S, expresada de ahora en adelante en la Escala Práctica de Salinidad) obtenidos durante cada campaña fueron empleados en la construcción de una sección promedio de las cuatro campañas que se muestran en el Cuadro A.1. En este estudio, analizaremos por separado la sección promedio y cada transecto individual.

La Fig. A.12 muestra el diagrama  $\Theta$ -S para la sección promedio. Las estaciones 1-5, situadas en el Pasaje de Lanzarote (el canal localizado entre la isla más oriental del archipiélago canario, Lanzarote, y la costa africana; según *Hernández-Guerra et al.* [2003]) se muestran en gris. Se señalan las cuatro masas de agua principales presentes en esta zona de la Cuenca de Canarias: NACW, AAIW, MW y NADW. Por encima de la termoclina estacional se observa una ligera dispersión de los datos, debida al calentamiento, la precipitación y la evaporación que tiene lugar en las aguas más superficiales. Las aguas centrales se extienden hasta el nivel de  $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$

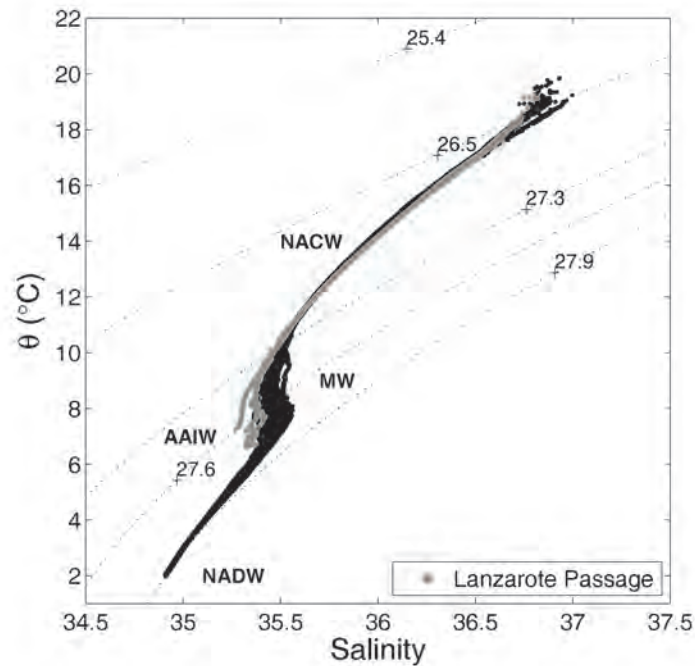


Figura A.12: Diagrama  $\Theta$ -S promedio. Las estaciones situadas en el Pasaje de Lanzarote (estaciones 1-5) se muestran en gris.

(aproximadamente 700 metros), donde encontramos la NACW, claramente identificada por los valores propuestos por *Harvey* [1982]. Por debajo de las aguas centrales, encontramos las capas intermedias ( $27.38 < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ , aproximadamente entre los 700-1600 metros), compuestas por AAIW, relativamente menos salina ( $< 35.4$ ) y MW, relativamente más cálida y salina ( $> 35.5$ ). El AAIW se encuentra mayormente en la región del Pasaje de Lanzarote (la rama señalada en la Fig. A.12 se corresponde con la estación 2), mientras que el MW se halla en estaciones en océano abierto. Por último, en capas profundas, desde aproximadamente 1600 metros hasta el fondo oceánico ( $\gamma_n > 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ), encontramos NADW.

A partir de las medidas de  $\Theta$  y  $S$ , la densidad neutral ( $\gamma_n$ ) fue calculada según *Jackett and McDougall* [1997]. De este modo, podemos dividir la columna de agua en diferentes capas. Siguiendo el criterio propuesto por *Ganachaud* [2003] para el



Océano Atlántico, hemos considerado 14 capas de densidad neutral (Tabla A.2). Las capas 1-4 abarcan aguas superficiales y la termoclina, de la 5 a la 7 representan a las aguas intermedias y el rango 8-14 son aguas profundas. Siguiendo el trabajo de *Machín et al.* [2006], el nivel de referencia se estableció a  $\gamma_n=27.922 \text{ kg m}^{-3}$  (aproximadamente 1600 metros) para las estaciones profundas (6-21) y a  $\gamma_n=27.38 \text{ kg m}^{-3}$  (en torno a 700 metros) para las más someras, las del Pasaje de Lanzarote.

Cuadro A.2: Capas según densidad neutral ( $\text{kg m}^{-3}$ ).

Capa	Límite inferior	Masa de agua
1	$\gamma_n = 26.44$	
2	$\gamma_n = 26.85$	NACW
3	$\gamma_n = 27.162$	
4	$\gamma_n = 27.38$	
5	$\gamma_n = 27.62$	
6	$\gamma_n = 27.82$	AAIW/MW
7	$\gamma_n = 27.922$	
8	$\gamma_n = 27.975$	
9	$\gamma_n = 28.008$	NADW
10	$\gamma_n = 28.044$	
11	$\gamma_n = 28.072$	
12	$\gamma_n = 28.0986$	
13	$\gamma_n = 28.11$	
14	$\gamma_n = 28.1295$	

### Sección promedio

De las estimaciones de densidad neutral calculadas para la sección promedio, se obtienen velocidades geostróficas. Asimismo, se calculan perfiles de LADCP promedios para cada estación teniendo en cuenta los datos de 1997, 2006 y 2009; así como sus medidas de “bottom-track”. A continuación, se aplica el procedimiento propuesto en esta tesis. Siempre que sea posible, se emplean los datos de “bottom-track” para el cálculo de las velocidades en el nivel de referencia. Cuando se elige utilizar el perfil completo de LADCP, se descartan los 200 primeros y últimos metros por su dependencia con la atmósfera y los datos de “bottom-track”, respectivamente.

La Fig. A.13 muestra el transporte de masa acumulado para la sección promedio. Se consideran por separado los tres grupos de capas, atendiendo a la separación por densidades especificada anteriormente. Además se añade el transporte de Ekman, calculado mediante datos de QuickScat, a la primera capa. Se emplea un valor promedio de los transportes de Ekman individuales, obtenidos para los datos de viento del mes en que tuvo lugar cada campaña. En la Fig. A.13, las líneas discontinuas muestran el transporte geostrófico inicial y las líneas continuas, el transporte absoluto, incluyendo las velocidades de referencia calculadas. Además, en el Cuadro A.3 se facilita un resumen general de los valores de transporte obtenidos para este estudio, teniendo en consideración la extensión hasta donde podemos discernir la corriente, descartando las estructuras mesosescalares no resueltas al final del transecto. El transporte de muestra en Sverdrups (Sv, donde  $1 \text{ Sv} \sim 10^9 \text{ kg s}^{-1}$ ).

El patrón general del transporte inicial en la sección promedio para capas superficiales (Fig. A.13a) es un flujo hacia el sur hasta la estación 8 ( $\sim 14.7^\circ\text{W}$ ), seguido por una estructura prácticamente plana hasta el final del transecto. En cambio, las estimaciones de transporte absoluto presentan una mayor pendiente a lo largo de la sección, observándose el flujo negativo de la NACW desde el oeste de Lanzarote (estación 6) hasta aproximadamente  $18^\circ\text{W}$  (estación 17). Al oeste de esta longitud, se observa una estructura mesoesalar que no contribuye al incremento del transporte neto de la corriente. La forma de dientes de sierra característica de las funciones de

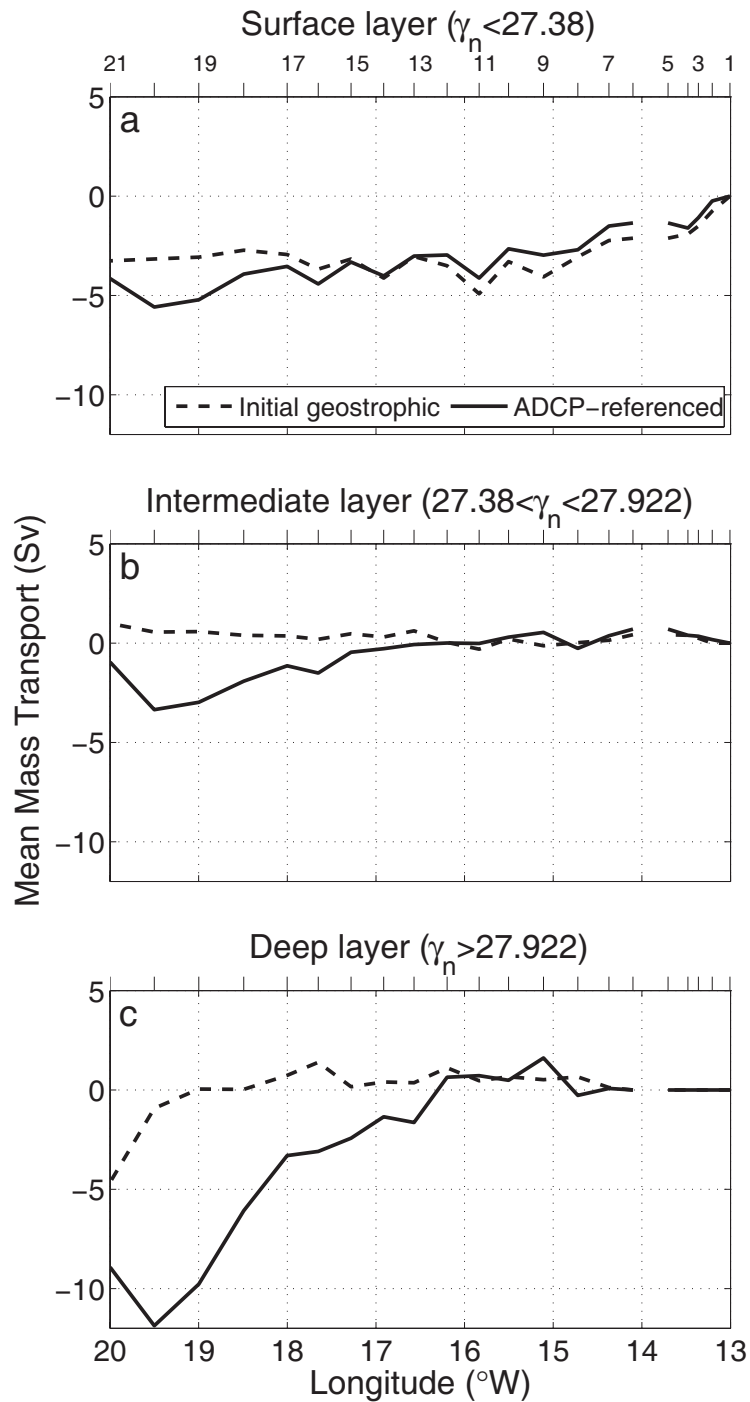


Figura A.13: Transporte de masa acumulado (Sv) para la sección promedio.

corriente en esta sección se corresponden con la señal de remolinos presentes en el área de estudio.

Por otro lado, las capas intermedias mostradas en la Fig. A.13b presentan un transporte inicial muy débil a través de la sección. Cerca del margen oriental del transecto se aprecia una notable diferencia en las estimaciones una vez incluimos las velocidades en el nivel de referencia, lo que parece deberse a la presencia de un remolino que no ha sido bien resuelto durante el muestreo. El hecho de que en el Pasaje de Lanzarote se obtenga un transporte hacia el norte se explica mediante la presencia de AAIW, que fluye en dicha dirección.

En lo que respecta a las aguas profundas (Fig. A.13c), el transporte de NADW es relativamente débil hasta la estación 11 ( $\sim 15.8^\circ\text{W}$ ). Además, el patrón de circulación es bastante irregular, desvelando un aumento del flujo hacia el sur al oeste de la estación 7 ( $\sim 14.4^\circ\text{W}$ ). Podemos asumir que el transporte al oeste de los  $18^\circ\text{W}$  se debe a la presencia de un remolino, que no fue muestreado en su totalidad al terminar la sección a  $20^\circ\text{W}$ .

### Secciones anuales

Los datos hidrográficos de las cuatro campañas (1997, 2006, 2008 y 2009) han sido además estudiados por separado con el fin de discernir una posible variabilidad entre el comportamiento de la corriente en la estación de invierno de estos cuatro años. De nuevo, la metodología sugerida es aplicada a cada conjunto de datos, esta vez de manera individual e independiente. Mientras que en 2006 y 2009 se emplean los registros de “bottom-track” siempre que sea posible, para 1997 sólo disponemos del perfil de LADCP de la columna de agua para la estimación de velocidades en el nivel de referencia. Además, en 200, las únicas medidas de velocidad directa disponibles proceden del SADCP, y serán las empleadas en la estimación de velocidades en el nivel de referencia, descartando los 200 metros de datos más cercanos a la superficie oceánica.

La Fig. A.14 muestra la componente barotrópica de la marea, que es calculada mediante el modelo y restada de todas las medidas de velocidad de su correspondiente sección anual. Además, en la Fig. A.15 podemos ver la velocidad calculada en el nivel de referencia para cada uno de los casos. Los círculos marcan los pares de estaciones para los que se estimó dicha velocidad mediante el perfil completo de LADCP (o SADCP para 2008), mientras que los asteriscos marcan aquellas comparaciones realizadas entre los datos de “bottom-track” y el rango de velocidades del perfil geostrófico coincidente a esas profundidades. Para los datos de LADCP de 2006 y 2009, disponemos de una estimación del error en el cómputo de velocidades, el cual empleamos para la elaboración de las mostradas barras de error, como la varianza de las diferencias medias consideradas velocidades de referencia para cada par de estaciones.

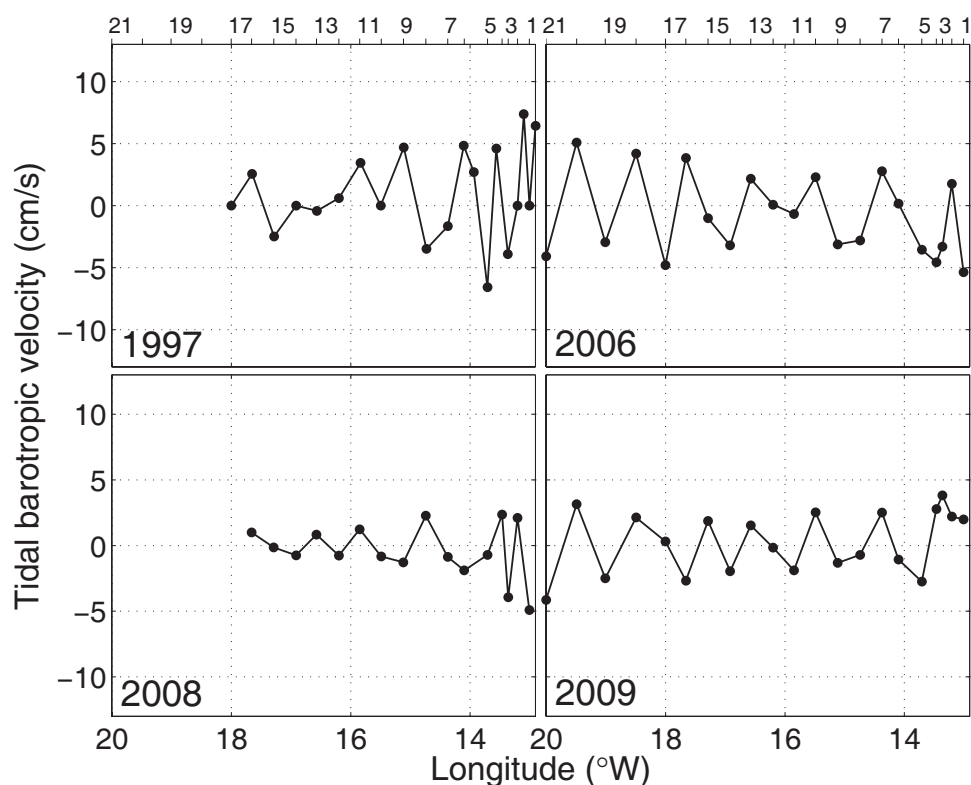


Figura A.14: Componente barotrópica de la marea calculada a partir del modelo de predicción OSU TPXO para cada campaña.

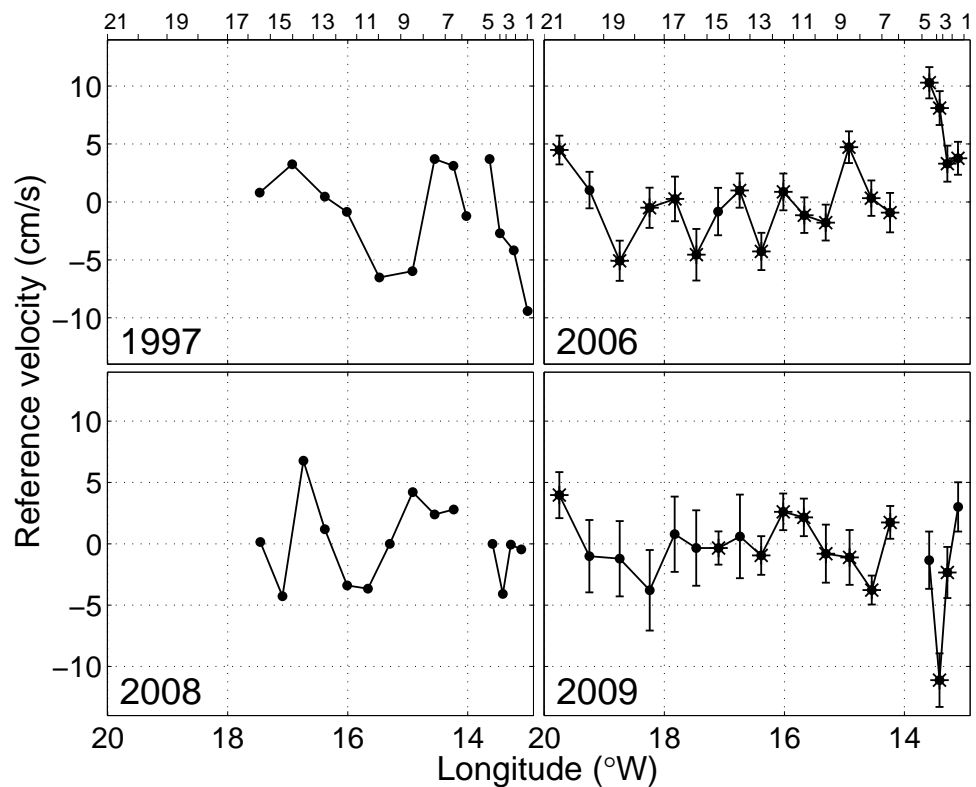


Figura A.15: Velocidad en el nivel de referencia estimado para cada una de las cuatro campañas. Los asteriscos representan las velocidades obtenidas mediante datos de “bottom-track”. Los círculos marcan aquellas velocidades calculadas a partir de perfiles de LADCP o SADCP (para 2008). Se muestran las barras de error calculadas para estas estimaciones.

A continuación, se evalúan los transporte de masa acumulados para cada año y cada rango de profundidades. Para las campañas de 2006 y 2009, puede derivarse una estimación del error en el transporte a partir del error mostrado en la obtención de las velocidades de referencia (Fig. A.15). La Fig. A.16 muestra los resultados para las capas superficiales, observándose un patrón general hasta  $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$  de un flujo hacia el sur (excepto en 2008), así como la importante actividad mesoescalar presente en la sección (por las estructuras de dientes de sierra).

En la función de corriente de 1997, el flujo hacia el sur comienza en el Pasaje de

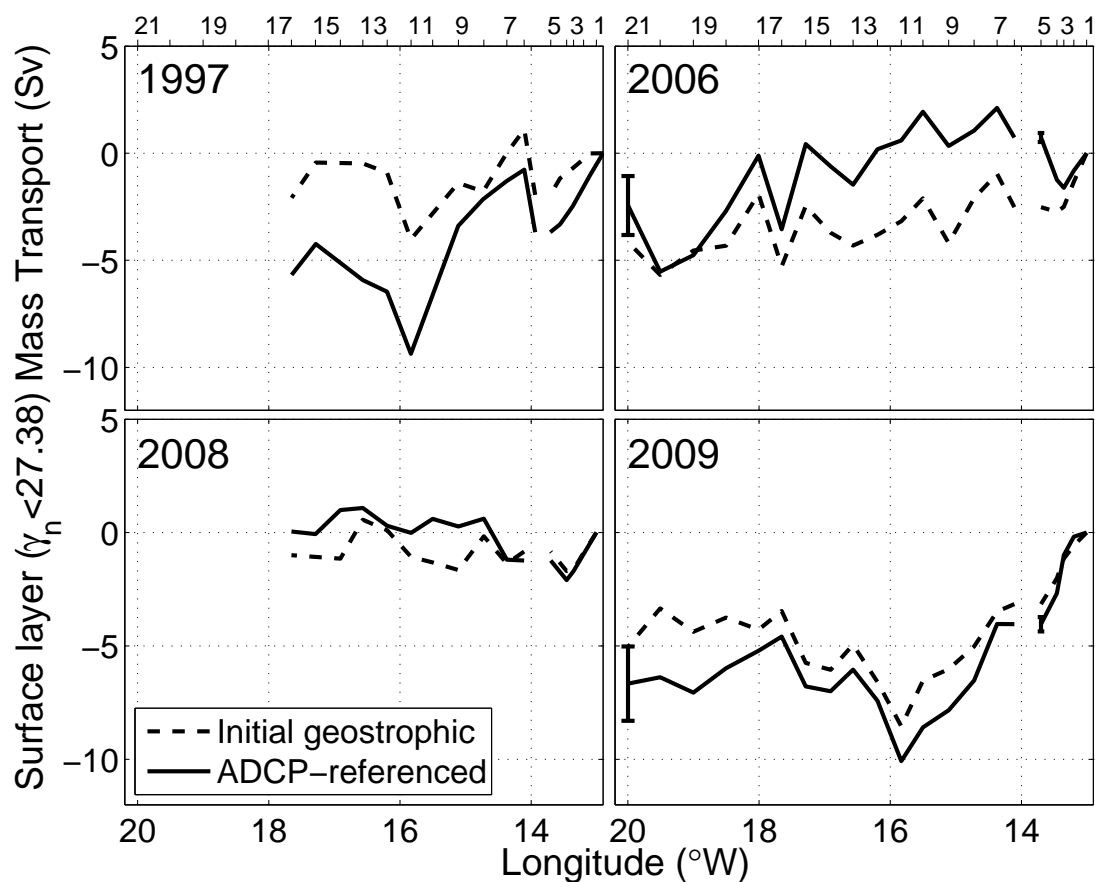


Figura A.16: Transporte de masa acumulado (Sv) en capas superficiales ( $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ) para las cuatro campañas.

Lanzarote (estaciones 1-5), con valores más altos en las estimas derivadas del LADCP. Sin embargo, al oeste de Lanzarote, los valores iniciales muestran un transporte neto de masa nulo, mientras que las estimaciones corregidas muestran un flujo hacia el sur hasta el final de la sección. En 2006, las estimaciones de transporte cerca de la costa africana cambian considerablemente después de la introducción de las velocidades en el nivel de referencia. Un flujo geostrofico hacia el sur en el Pasaje de Lanzarote se desarrolla, seguido de un transporte de masa neto hacia el sur al oeste de la estación 6 ( $\sim 14.1^\circ\text{W}$ ). Las estimaciones corregidas presentan un pequeño flujo hacia el norte al este de Lanzarote, que se convierte en un flujo hacia el sur hacia el final de la sección. Como se muestra en la Fig. A.16, los datos de 2008 registran un patrón diferente,

con un flujo hacia el sur en el Pasaje de Lanzarote seguido por transporte de masa cero para los cálculos geostrófico. En cuanto a los cálculos absolutos, la pendiente aumenta al oeste de la estación 6 ( $\sim 14.1^\circ\text{W}$ ), sugiriendo un transporte hacia el norte que contrarresta el flujo en el Pasaje, concluyendo en un transporte acumulado de masa nulo en la estación 16 ( $\sim 17.6^\circ\text{W}$ ). Como se observa en la Fig. A.16, la función de corriente inicial en 1997 es muy similar a la de 2008. Sin embargo, los valores de transporte después de la introducción de medidas de ADCP son diferentes. Esta diferencia se puede atribuir al uso de los datos de SADCPC en la corrección de la velocidad geostrófica para el año 2008, en lugar de datos de LADCP (no disponibles para esta campaña). Por lo tanto, sólo los primeros 800 metros de la columna de agua contribuyen al cálculo de las velocidades de nivel de referencia, sin considerar el comportamiento de aguas intermedias y profundas. Por lo tanto, las velocidades de nivel de referencia inferidas a partir de únicamente datos de SADCPC probablemente están siendo subestimadas. Por último, los datos de 2009 presentan un fuerte flujo hacia el sur a través de capas superficiales en el Pasaje de Lanzarote en ambos transportes, que además presentan transporte de masa cero al oeste de Lanzarote, hasta la estación 16 ( $\sim 17.6^\circ\text{W}$ ). Al oeste, los cálculos geostróficos muestran una estructura plana, mientras que las estimaciones corregidas sugieren un ligero aumento en el flujo hacia el sur. Se aprecia cómo los valores corregidos siguen los patrones ya registrados mediante los cálculos geostróficos iniciales.

En la Fig. A.17 se muestra el transporte de masa en las capas intermedias. El 1997 y 2008 se dispone de datos hasta aproximadamente  $17.6^\circ\text{W}$ , mientras que 2006 y 2009 se aproximan a valores nulos en torno a  $20^\circ\text{W}$ . No obstante, el papel más importante en las capas intermedias parece ser jugado por los flujos que tienen lugar en el Pasaje de Lanzarote. En cuanto al comportamiento de la función corriente, se observa que en 1997 y 2009 los datos en capas intermedias siguen un patrón de flujo hacia el sur después de la estimación de velocidades absolutas mediante LADCP. Por otra parte, el transporte de masa en 2006 y 2008 se comporta de la manera opuesta, dando importancia a un flujo hacia el norte a profundidades intermedias.



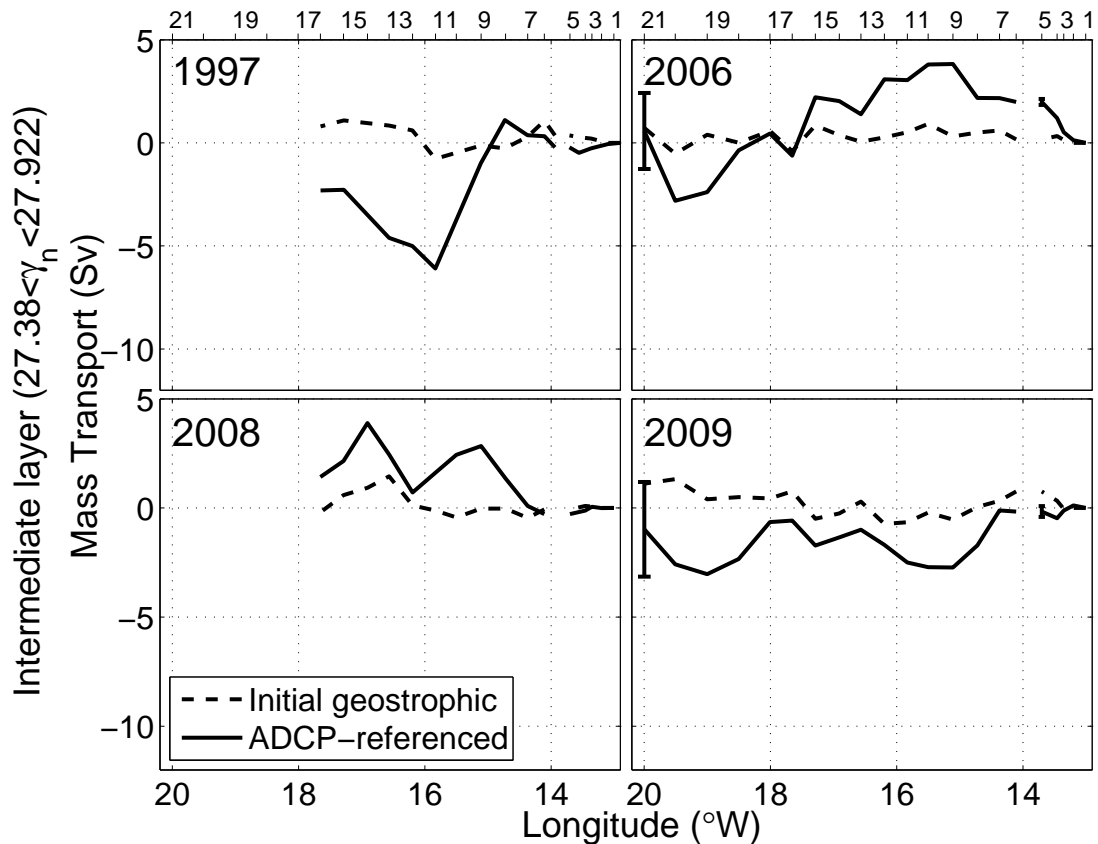


Figura A.17: Transporte de masa acumulado (Sv) en capas intermedias ( $27.38 < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) para las cuatro campañas.

En el primer caso, un transporte de masa neto casi nulo se pone de manifiesto a lo largo de toda la sección para el año 1997. Este patrón queda claro para el transporte geostrofico, mientras que la presencia de estructuras mesoescalares en profundidades intermedias fuerza un flujo hacia el sur al oeste de la estación 8 ( $\sim 14.7^\circ\text{W}$ ). A raíz de las similitudes mencionadas anteriormente, la figura para 2009 presenta que el flujo hacia el norte es corregido, virando a un leve transporte hacia el sur después de la estación 9 ( $\sim 15.1^\circ\text{W}$ ). El transporte al oeste del pasaje está marcado por el campo de remolinos y la contribución neta es casi cero. Para el segundo caso (datos de 2006 y 2008), el conjunto de datos de 2006 muestra un transporte de masa inicial prácticamente plano. Sin embargo, una vez referenciados, los cálculos muestran un transporte

hacia el norte desde la costa africana hasta la estación 9 ( $\sim 15.1^\circ\text{W}$ ). Al oeste de la misma, se observa un flujo hacia el sur que la contrarresta, observado hasta la estación 16 ( $\sim 17.6^\circ\text{W}$ ). Una vez que se alcanzan valores de transporte nulos, la contribución neta es cero entre las estaciones de 16 y 21 ( $\sim 17.6\text{-}20^\circ\text{W}$ ). Por último, el transporte para 2008 revela un transporte acumulado inicial en torno a cero y un aumento de estos valores con la introducción de la velocidad de referencia estimada. Se demuestra además que el transporte de masa a través de las capas intermedias no es significativo para aquellas campañas en que disponemos de estimaciones del error (2006 y 2009).

La variabilidad en las capas profundas durante los años 1997, 2006, 2008 y 2009 se presenta en la Fig. A.18. Como se observó en la Fig. A.13 en lo referente a la sección promedio, el transporte profundo muestra bastante ruido. No se encuentran aguas profundas en el Pasaje de Lanzarote debido a su poca profundidad. Por lo tanto, no hay transporte de masa cerca del talud continental, pero sí una corriente hacia el sur al oeste de la estación 6 ( $\sim 14.1^\circ\text{W}$ , excepto en 2008 que muestra un transporte hacia el norte. Esta diferencia puede deberse, como ya se ha comentado, al uso de únicamente datos de SADCP durante el referenciado, que parecen no ser tan buenos como los de LADCP para este fin.

Los patrones observados en el transporte pueden compararse hasta la estación 16 ( $\sim 17.6^\circ\text{W}$ ), hasta la que llegó el muestreo en 1997 y 2008. Debido a la elección del nivel de referencia de no-movimiento, no se muestran grandes valores de transporte geostrófico inicial para aguas profundas. Después de aplicar el método propuesto, tanto de los resultados de 1997 como los de 2006 muestran un aumento hacia un marcado transporte hacia el sur de transporte. La función de corriente de 1997 sufre la interferencia de un remolino a partir de la estación 9 ( $\sim 15.1^\circ\text{W}$ ), mientras que el transporte de masa en 2006 se ve influenciado por el inicio de un remolino (no resuelto) a partir de la estación 18 ( $\sim 18.5^\circ\text{W}$ ). En lo referente a los datos de 2008, se comportan de manera diferente, mostrando una tendencia hacia el norte para ambos transportes calculados. Por el contrario, en 2009 hay una corriente hacia el norte hasta la estación 16 ( $\sim 17.6^\circ\text{W}$ ), pero este flujo se vuelve hacia el sur después de  $18^\circ\text{W}$ . La

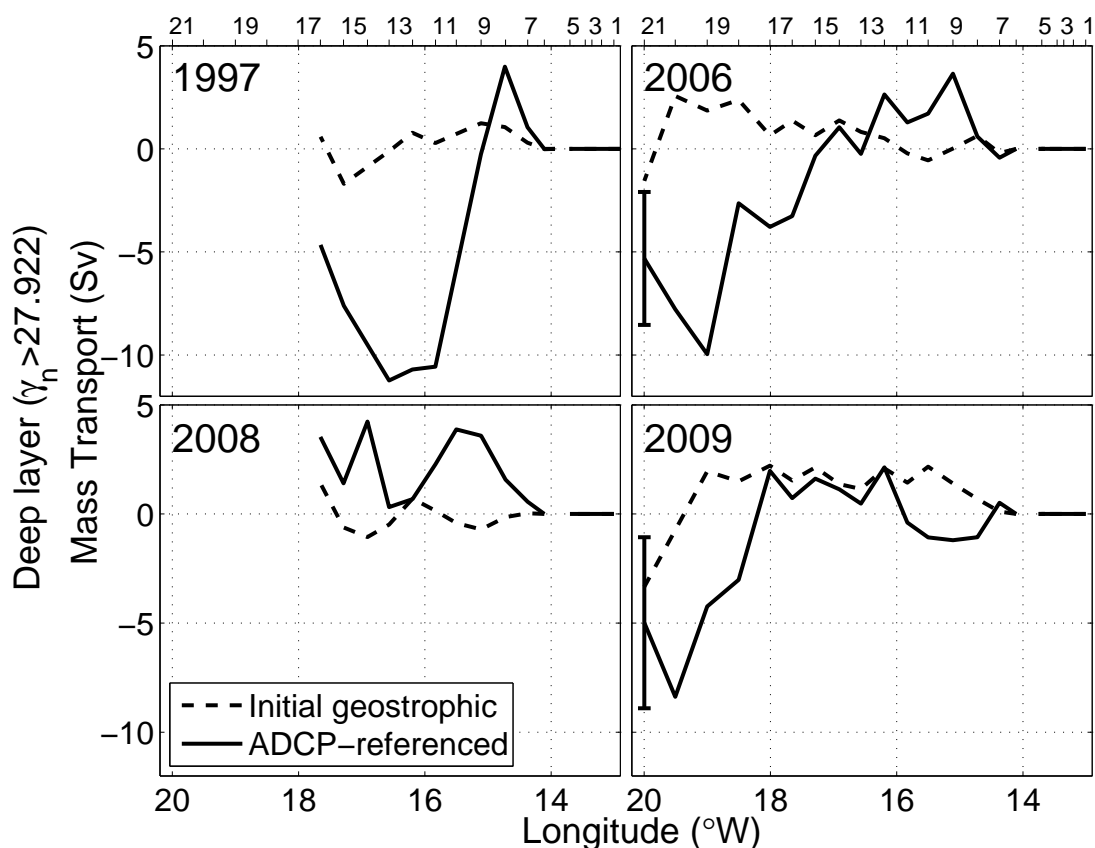


Figura A.18: Transporte de masa acumulado (Sv) en capas profundas ( $\gamma_n > 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) para las cuatro campañas.

presencia de una estructura mesoescalar incompleta se pone de manifiesto tanto en el transporte geostrofico como en el corregido, lo que contribuye a los elevados valores observados. Como ya se ha mencionado, los altos valores de transporte son también una consecuencia del gran volumen de agua que ocupa el rango de la capa profunda (desde 1600 metros hasta el fondo del mar). Por ello, un pequeño error en las estimaciones de velocidad de LADCP conllevarían grandes variaciones en los transportes para aguas profundas, magnificando las estructuras detectadas a lo largo de la sección.

Cuadro A.3: Resumen de los resultados de transporte de masa acumulado (Sv).

<b>Año</b>			<b>Superficial</b>	<b>Intermedio</b>	<b>Profundo</b>
Longitud*					
<b>1997</b>	Geostrófico		-0.4	0.8	0.6
	con LADCP	17.6°W	-4.2	-2.3	-4.7
<b>LP</b>	Geostrófico		-1.9	0.4	
	con LADCP		-3.7	-0.2	
<b>2006</b>	Geostrófico		-4.1	0.7	-1.5
	con LADCP	20°W	$-2.4 \pm 1.4$	$0.6 \pm 1.8$	$-5.3 \pm 3.2$
<b>LP</b>	Geostrófico		-2.5	0.2	
	con LADCP		$0.7 \pm 0.2$	$2.0 \pm 0.1$	
<b>2008</b>	Geostrófico		-1.0	-0.2	1.4
	con SADCP	17.6°W	-0.05	1.4	3.5
<b>LP</b>	Geostrófico		-0.8	-0.1	
	con SADCP		-1.2	-0.3	
<b>2009</b>	Geostrófico		-5.0	1.1	-3.3
	con LADCP	20°W	$-6.7 \pm 1.6$	$-1.0 \pm 2.2$	$-5.0 \pm 3.9$
<b>LP</b>	Geostrófico		-3.1	0.8	
	con LADCP		$-4.0 \pm 0.3$	$-0.2 \pm 0.2$	
<b>Promedio</b>	Geostrófico		-2.9	0.4	0.7
	con LADCP	18°W	-3.5	-1.1	-3.3
<b>LP</b>	Geostrófico		-2.1	0.4	
	con LADCP		-1.4	0.7	

\*Longitud hasta la que se estima el transporte de la corriente. Ver texto.

LP significa Pasaje de Lanzarote (Lanzarote Passage, en inglés) (hasta 13.7°W).

### A.3.2 El Sistema de Corrientes de Azores

Para estudiar el Sistema de Corrientes de Azores se emplearon los datos de la campaña ORCA. Ésta tuvo lugar entre el 15 de octubre y el 11 de noviembre de 2009 a bordo del BIO Hespérides y estuvo compuesta por dos secciones zonales a las latitudes de 29° y 37°N, unidas por un transecto meridional a lo largo de 24.5°W. Con el objetivo de localizar la Corriente de Azores (AzC, Azores Current, en inglés) y la Contracorriente de Azores (AzCC, Azores Countercurrent, en inglés), nos centraremos en este último transecto meridional, entre las latitudes de 37° y 33°N (estaciones hidrográficas 39-55, ver Fig. A.19a). Las 17 estaciones estudiadas se realizaron empleando un CTD SeaBird 911+ con una separación espacial de 15 millas náuticas (~28 kilómetros) entre el 26 de octubre y el 1 de noviembre de 2009. El sistema de LADCP empleado consistió en dos cabezales Workhorse de RDI a 300 kHz en modo “master/slave”. Los primeros 700 metros de la columna de agua también se muestrearon de manera continua mediante un SADC Ocean Surveyor a 75 kHz. Estos datos se procesaron mediante el software de Visbeck y CODAS, respectivamente. Asimismo se les sustrajo a ambos la componente barotrópica de la marea según lo descrito en la metodología.

Se siguió el procedimiento propuesto, con la diferencia de que los datos de LADCP se procesaron ajustándolos a los de SADC en superficie para mejorar el resultado, siguiendo las pautas de [Fischer and Visbeck, 1993; Visbeck, 2002]. Para el cómputo de velocidades geostróficas y, consecuentemente, del transporte de masa, se dividió la columna de agua en 14 capas de densidad neutral ( $\gamma_n$ ), siguiendo el criterio propuesto por Ganachaud [2003] para el Océano Atlántico, con una ligera modificación para las aguas centrales. De este modo, cada una de estas capas cubre un rango de profundidades similar, siendo comparables entre sí. El nivel de referencia se estableció a  $\gamma_n=28.072 \text{ kg m}^{-3}$  (aproximadamente 3000 metros). La densidad neutral ( $\gamma_n$ ) fue calculada según Jackett and McDougall [1997].

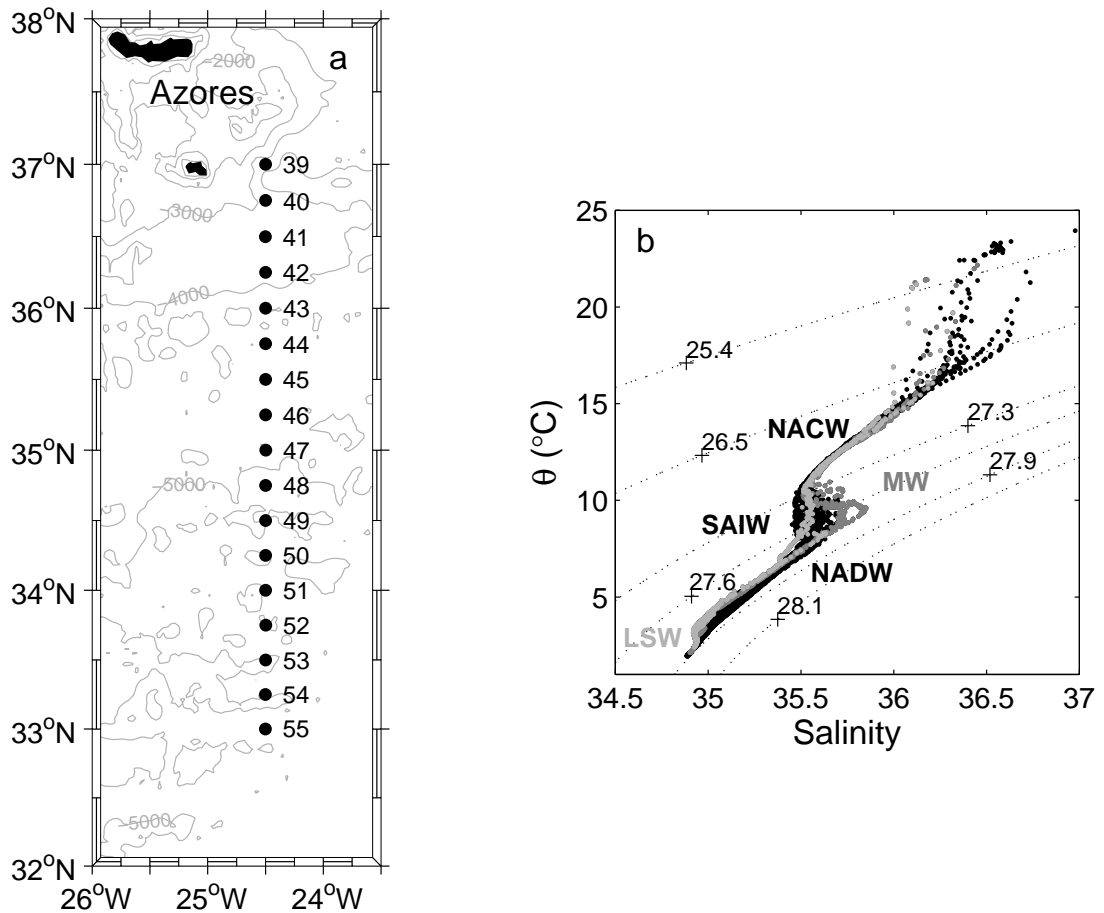


Figura A.19: a) Localización de las estaciones hidrográficas en la región del sistema de Corrientes de Azores durante la campaña ORCA en el otoño de 2009. Se muestran las isóbaras de 200, 1000, 2000, 3000, 4000 y 5000 metros de profundidad [Smith and Sandwell, 1997]. b) Diagrama  $\Theta$ -S. Se identifican las masas de agua: NACW, SAIW, MW (gris oscuro, estaciones 41-43), NADW y LSW (gris claro, estaciones 39-43).

### Masas de agua

Los datos de temperatura potencial ( $\Theta$ ) y salinidad (S) obtenidos durante la campaña permiten la identificación de las masas de agua tal y como se muestra en la Fig. A.19b. En este diagrama  $\Theta$ -S, se señalan las cinco masas de agua principales presentes en la sección. Por encima de la termoclina estacional se observa una ligera dispersión de los datos, debida al calentamiento, la precipitación y la evaporación que tienen lugar

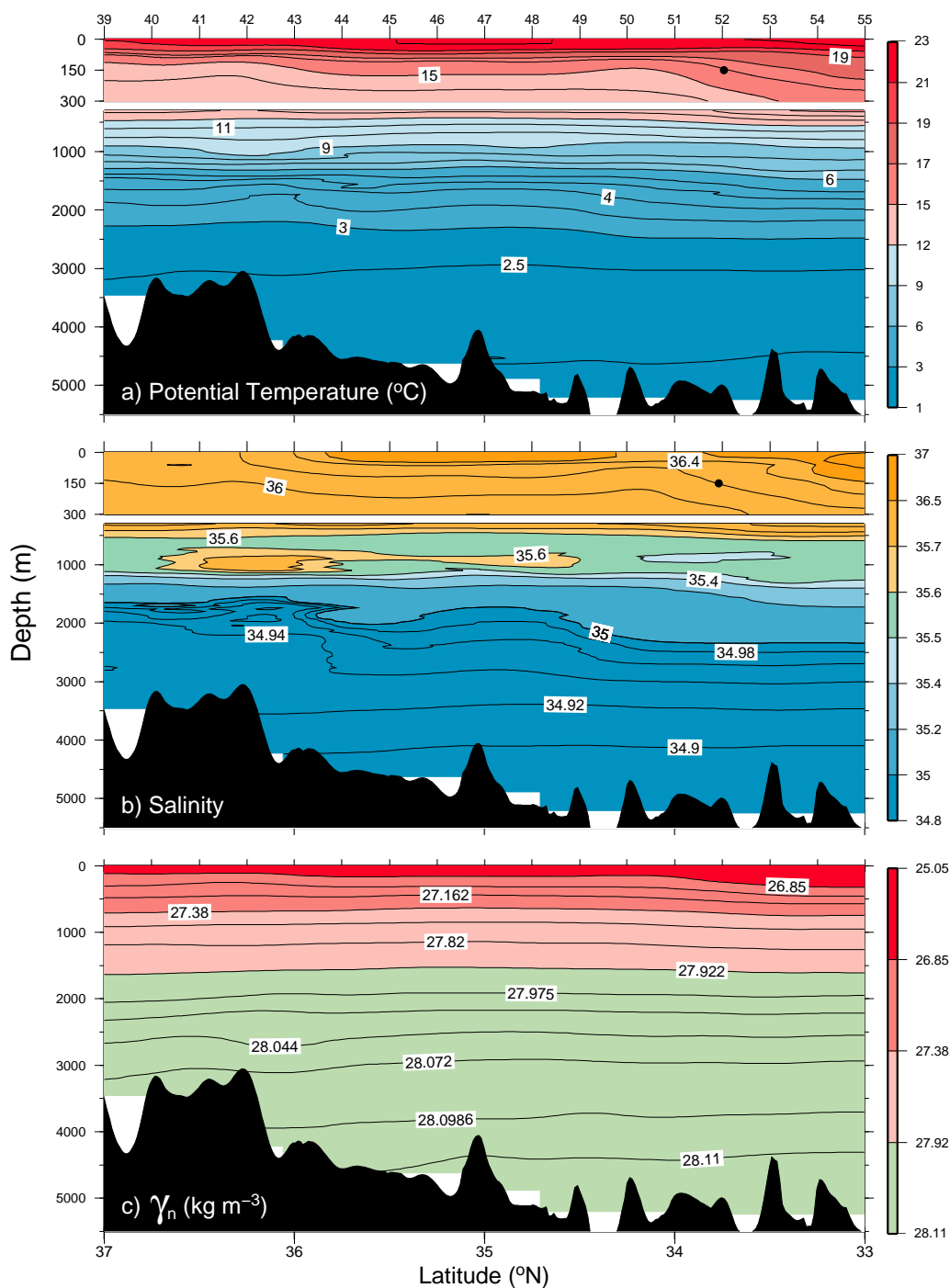


Figura A.20: Secciones verticales de a)  $\Theta$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), b) salinidad y c)  $\gamma_n$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ). Debe apreciarse que la escala vertical de los ejes es diferente para los distintos rangos de profundidades. Los círculos negros marcan la localización del Frente de Azores según *Pérez et al.* [2003].

en las aguas más superficiales. La Fig. A.20 muestra las secciones verticales de a)  $\Theta$ , b) salinidad and c)  $\gamma_n$ . Las aguas centrales se extienden hasta el nivel de  $\gamma_n < 27.38$  kg m<sup>-3</sup> (aproximadamente 700 metros), donde encontramos la NACW. El Frente de Azores (AzF, Azores Front, en inglés) se localiza cerca de la estación 52 ( $\sim 33.75^\circ\text{N}$ , localizada en las Figs. A.20a y A.20b con un círculo negro), marcada por la posición de la isoterma de  $16.2^\circ\text{C}$  y de la isohalina de 36.2 a los 150 decibares [Pérez *et al.*, 2003]. Pueden apreciarse los gradientes de temperatura y salinidad en la zona del AzF, estando éste, por lo tanto, asociado a las máximas velocidades baroclínicas registradas en la AzC.

Por debajo de las aguas centrales, en las capas intermedias ( $27.38 < \gamma_n < 27.922$  kg m<sup>-3</sup>, aproximadamente entre los 700-1600 metros), se encuentra MW entre las estaciones 42 y 43 (gris oscuro en la Fig. A.19b). En la Fig. A.20b, observamos ese núcleo de MW ( $36.5^\circ\text{-}36^\circ\text{N}$ ) a una profundidad aproximada de 1000 metros. Además, valores relativamente salinos (superiores a 35.6) se extienden horizontalmente hasta la estación 49 ( $34.5^\circ\text{N}$ ). Por el contrario, entre las estaciones 50 y 53 ( $34.25^\circ\text{-}33.5^\circ\text{N}$ ) se encuentran valores relativamente más fríos y menos salinos ( $> 35.5$ ), debidos a la presencia de Agua Sub-Ártica Intermedia mezclada (SAIW, Sub-Arctic Intermediate Water, en inglés) en el rango de 700 a 900 metros de profundidad. Aunque los la temperatura y la salinidad para la SAIW “pura” son mucho menores de los encontrados en esta sección, estos valores diluidos entran dentro del límite superior del dominio de esta masa de agua según lo definido por *Arhan* [1990].

En capas profundas, desde aproximadamente 1600 metros hasta el fondo oceánico ( $\gamma_n > 27.922$  kg m<sup>-3</sup>), se hallan NADW y LSW. La segunda se encuentra entre las estaciones 39 y 43 (gris claro en la Fig. A.19b,  $37^\circ\text{-}36^\circ\text{N}$  en la Fig. A.20). Su presencia se aprecia además en el ascenso de las isohalinas (Fig. A.20b) y la pendiente de las isoneutras (Fig. A.20c) por debajo de los 2000 metros, así como los valores de  $\Theta$  ligeramente superiores a  $2^\circ\text{C}$  y de salinidad en torno a 34.9 [van Aken, 2000].



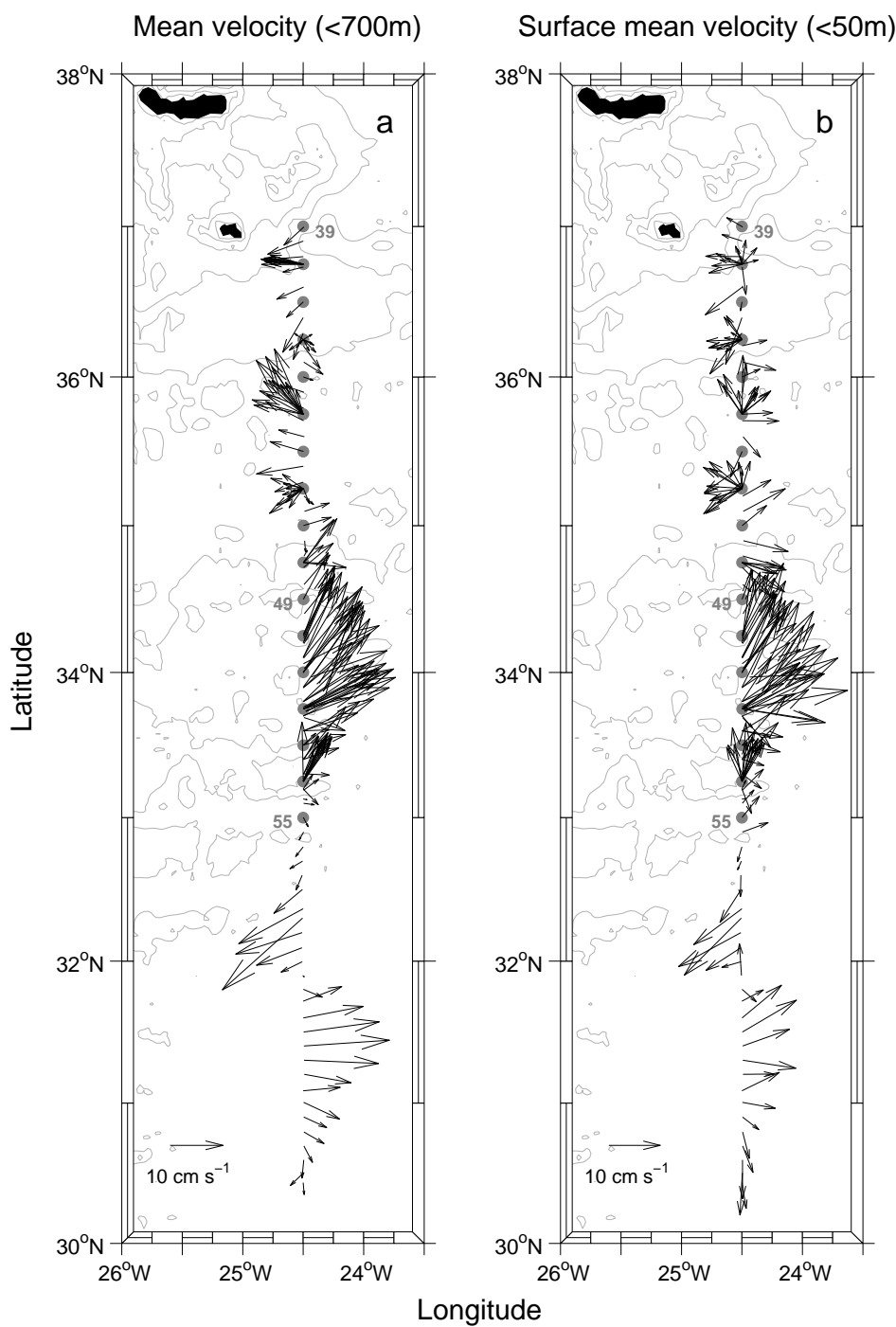


Figura A.21: Velocidades promedio de SADC en a) todo el rango de alcance del instrumento ( $\sim 700$  metros), y b) la capa más superficial (hasta 50 metros). Como referencia se muestran la posición de las estaciones hidrográficas y las principales isóbaras.

### Velocidades y transportes del Sistema de Corrientes de Azores

La Fig. A.21 muestra las velocidades obtenidas mediante SADCP con el fin de delimitar la extensión horizontal de la AzC y la AzCC. En ella, se puede comprobar la presencia de una recirculación ciclónica en el sur de la sección, a latitudes inferiores a  $33^\circ\text{N}$  (estación 55). Por ello, este estudio se ha realizado considerando las estaciones entre la 39 (localizada en el punto más al norte del transecto) y la 55, con el fin de centrarnos en la caracterización de las AzC y AzCC. Para ello, dividiremos en transecto en cuatro regiones diferenciadas. Entre las estaciones 39 ( $37^\circ\text{N}$ ) y 42 ( $36.25^\circ\text{N}$ ), se observa una velocidad hacia el oeste que pertenece a un remolino anticiclónico localizado al norte de la sección hidrográfica. Entre las estaciones 42 y 46 ( $36.25^\circ$ - $35.25^\circ\text{N}$ ) se localiza la AzCC fluyendo hacia el oeste a profundidades subsuperficiales, por lo que no es apreciable en la capa más superficial (Fig. A.21b, donde se promedian los primeros 50 metros de datos). Al sur de la misma, flanqueado por las estaciones 46 y 49 ( $35.25^\circ$ - $34.5^\circ\text{N}$ ), hay un remolino ciclónico creado a partir de la fuerte cizalla horizontal presente en este área de transición. Por último, se encuentra la AzC entre las estaciones 49 y 53 ( $34.5^\circ$ - $33.5^\circ\text{N}$ ), fluyendo hacia el este desde la superficie hasta, al menos, los 700 metros (Figs. A.21a y A.21b).

En la Fig. A.22 se revela la velocidad calculada en el nivel de referencia según la metodología propuesta. Cada valor corresponde a un par de estaciones, resultante de la comparación de los cálculos geostroficados con los datos de LADCP. Dependiendo de cada caso, se emplean las medidas de “bottom-track”, o el perfil de toda la columna de agua (con restricciones) del LADCP cuando no existan concordancia entre ambos, a fin de evitar sobreestimaciones debidas a la presencia de estructuras aisladas cerca del fondo.

La Fig. A.23 muestra el transporte de masa acumulado inicial (líneas discontinuas) y tras la inclusión de las velocidades de referencia (líneas continuas) para los diferentes rangos de profundidades: aguas superficiales ( $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ), intermedias ( $27.38 < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) y profundas ( $\gamma_n > 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ). Además se añade el transporte de Ekman, calculado mediante datos de QuickScat, a la primera

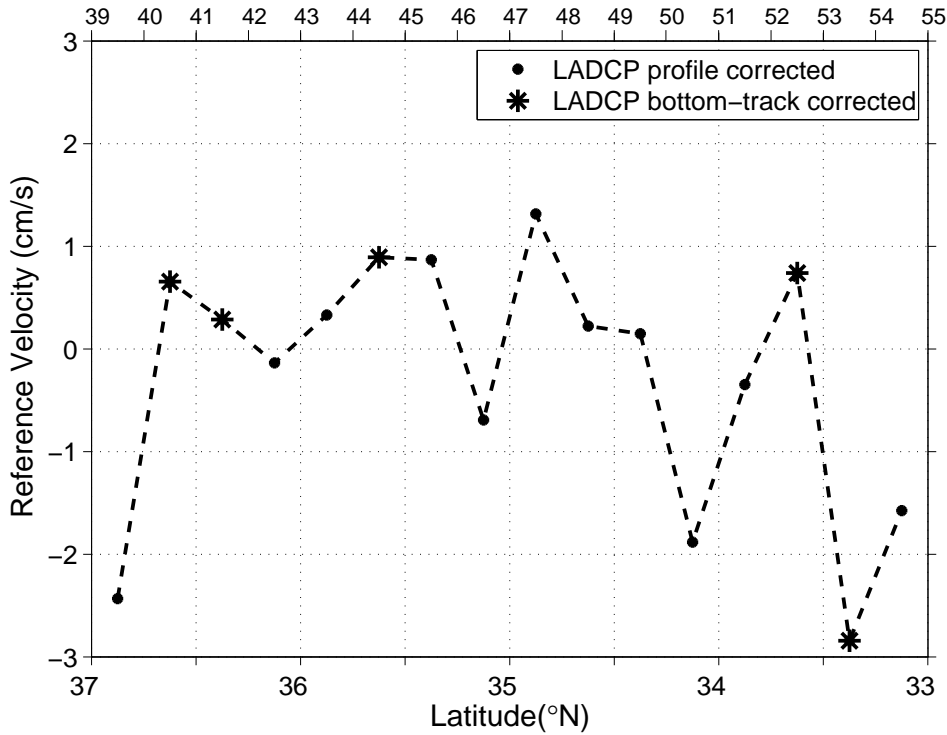


Figura A.22: Velocidades en el nivel de referencia ( $\text{cm s}^{-1}$ ) obtenidas mediante datos de “bottom-track” (asteriscos) y perfiles completos (círculos) de LADCP.

capa. Puede apreciarse como el transporte en capas profundas varía notablemente con respecto al flujo inicial. Esto se debe al gran volumen de agua presente en el rango profundo, entre  $\gamma_n=27.922 \text{ kg m}^{-3}$  y el fondo (aproximadamente de 1600 a 5000 metros de profundidad), lo que provoca que la contribución de la velocidad introducida en el nivel de referencia se vea magnificada. De nuevo, dividiremos la sección en cuatro regiones, basándonos en este caso en los resultados del transporte acumulado. El flujo negativo (hacia el oeste) entre las estaciones 39 y 42 ( $37^\circ\text{-}36.25^\circ\text{N}$ ) se deben al remolino anticiclónico localizado al norte del transecto. La AzCC se localiza entre las estaciones 42 y 46 ( $36.25^\circ\text{-}35.25^\circ\text{N}$ ) como un flujo notable tanto en aguas superficiales ( $-3.4 \text{ Sv}$ ) como en capas intermedias ( $-3.1 \text{ Sv}$ ), con un total de  $6.5 \text{ Sv}$  hacia el oeste. A continuación encontramos el remolino localizado entre la estación 46 ( $35.25^\circ\text{N}$ ) y la 48 ( $34.25^\circ\text{N}$ ), dando paso a un transporte nulo (desde la superficie hasta  $\gamma_n=27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) hasta la estación 49 ( $34.5^\circ\text{N}$ ). El transporte de la AzC se aprecia para el

rango desde la estación 49 hasta la 53 ( $34.5^{\circ}$ - $33.5^{\circ}$ N), alcanzando los 14.9 Sv hacia el este (10.7 Sv transportados por aguas superficiales y 4.2 Sv a través de capas intermedias). De este modo, se obtiene un transporte neto de 8.4 Sv en dirección este a través de la sección meridional. La extensión horizontal de ambas corrientes es de aproximadamente 110 kilómetros y, como cabía esperar, el flujo máximo de la AzC se encuentra asociado al AzF, cerca de la estación 52 ( $\sim 33.75^{\circ}$ N), como ya se había observado en la Fig. A.20 .

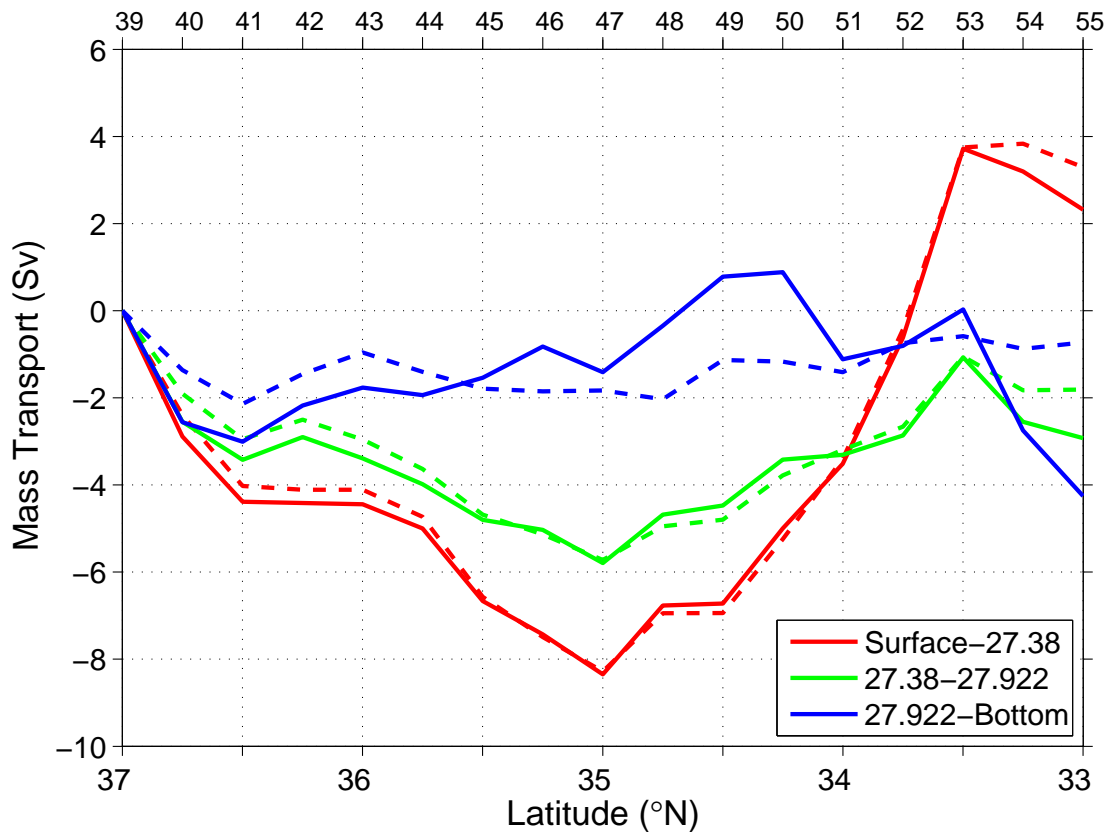


Figura A.23: Transporte de masa acumulado (Sv) para capas superficiales (rojo), intermedias (verde) y profundas (azul). Las líneas discontinuas muestran el transporte geostrófico inicial y las líneas continuas, el transporte absoluto incluyendo las velocidades de referencia calculadas. Los valores positivos y negativos se corresponden con flujos en dirección al este y al oeste, respectivamente.

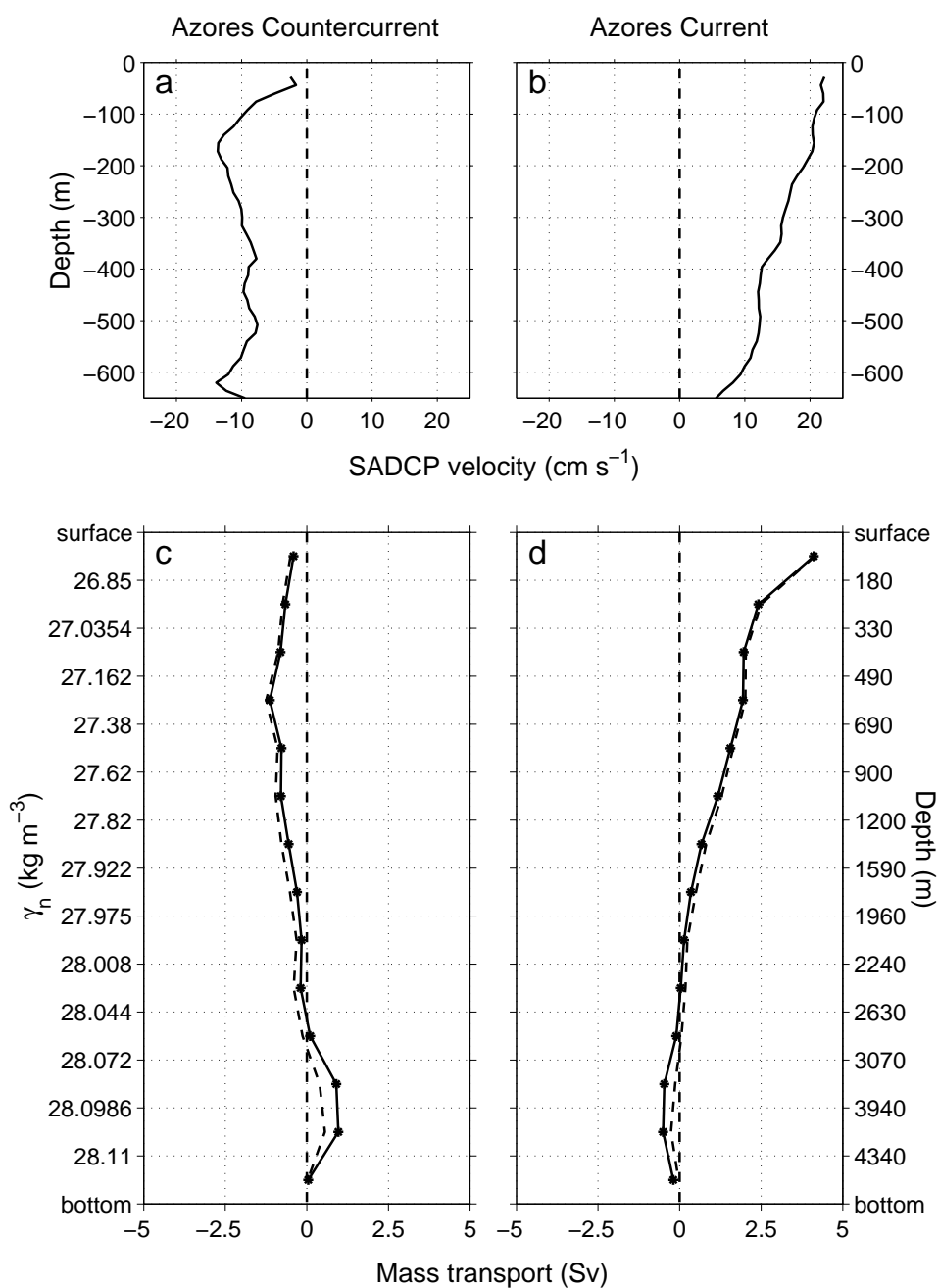


Figura A.24: Velocidades de SADCPC promediadas (cm s<sup>-1</sup>) para la a) AzCC y b) AzC. Transporte de masa (Sv) por cada para la c) AzCC y d) AzC. Las líneas discontinuas muestran el transporte geostrófico inicial y las líneas continuas, el transporte absoluto, incluyendo las velocidades de referencia calculadas.

En la Fig. A.24 podemos analizar la estructura vertical de ambas corrientes mediante datos de SADCP (Figs. A.24a y A.24b) y a través de los datos de transporte obtenidos (Figs. A.24c y A.24d). En estas últimas, se muestran las estimaciones geostróficas iniciales (en discontinuas) y las corregidas (en continuas). En la Fig. A.24a se observa una pequeña cizalla vertical de la velocidad de la AzCC en dirección oeste (entre aproximadamente los 150 y 650 metros), con un máximo subsuperficial. Para el transporte de masa (Figs. A.24c), el flujo máximo se encuentra en torno a los 500-700 metros ( $27.162 < \gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ). Para el caso de la AzC, se muestra una velocidad baroclínica hacia el este tanto para la Fig. A.24b como para la Fig. A.24d.

Una importante contribución de este trabajo es que tanto la AzCC como la AzC muestran transportes significativos hasta casi los 2000 metros de profundidad (Figs. A.24c y A.24d), lo que demuestra que el flujo en este sistema no abarca sólo aguas centrales, sino que se extiende a lo largo del rango de profundidades intermedias (hasta  $\gamma_n = 27.975 \text{ kg m}^{-3}$ ). El transporte en dirección este observado en profundidad en la Fig. A.24c está probablemente asociado al transporte de LSW, como ya se había observado en la Fig. A.19b.

Por último, la Fig. A.25 proporciona una visión adicional del sistema de Corrientes de Azores. Se muestra en un diagrama de barras el transporte de masa acumulado para cada par de estaciones para los rangos de aguas superficiales ( $\gamma_n < 27.38 \text{ kg m}^{-3}$ ), intermedias ( $27.38 < \gamma_n < 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ) y profundas ( $\gamma_n > 27.922 \text{ kg m}^{-3}$ ). La línea negra gruesa marca la trayectoria del buque. Para poder apreciar correctamente el remolino anticiclónico en el norte de la sección, se ha incluido además el último par de estaciones de la sección norte de la campaña ORCA. Se corroboran tanto la extensión horizontal como vertical propuestas para ambas corrientes analizadas. La velocidad geostrófica mostrada como campo de vectores en la Fig. A.25a fue obtenida mediante datos de altimetría de Ssalto/Duacs, distribuidos por Aviso. Ésta muestra claramente la presencia en superficie de la AzC, mientras que la AzCC no se registra ya que fluye subsuperficialmente [Onken, 1993; Paillet and Mercier, 1997].

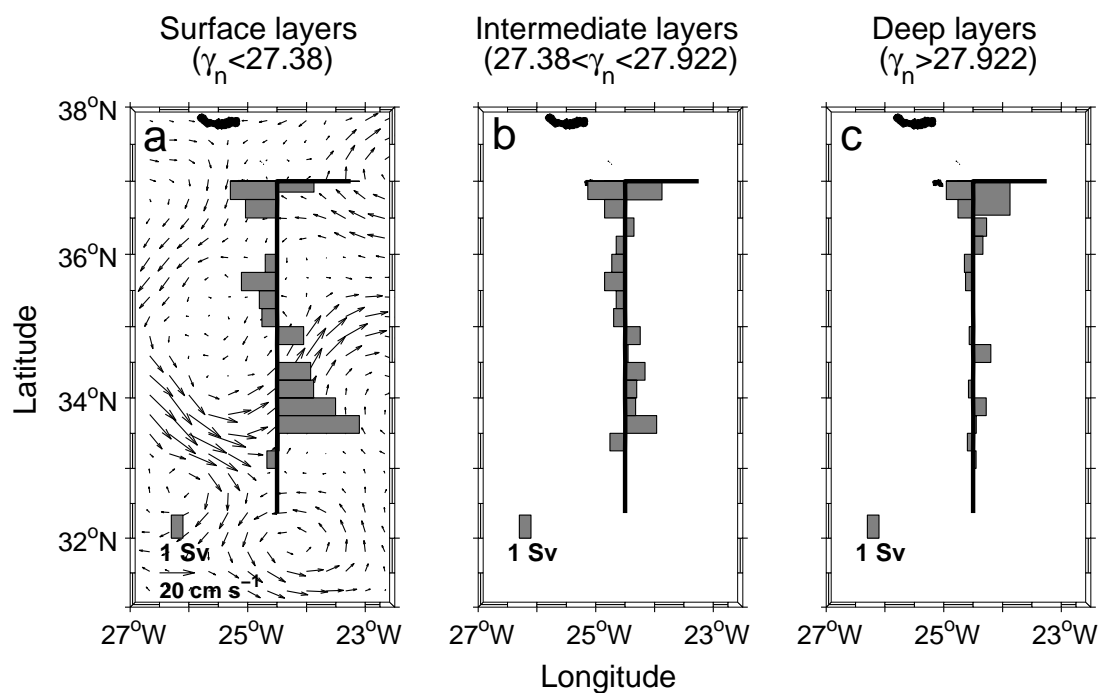


Figura A.25: Transporte de masa integrado por pares de estaciones para aguas a) superficiales, b) intermedias y c) profundas. La gruesa línea negra marca la trayectoria del buque. En la capa superficial, las flechas muestran la velocidad geostrofica absoluta mediante altimetría.

## A.4 DISCUSIÓN

### A.4.1 Discusión general

La finalidad de esta tesis es analizar los datos hidrográficos tomados en el margen oriental del NASG con el fin de cuantificar el transporte de la Corriente de Canarias, su variabilidad y la fuente que la alimenta. En primer lugar, se ha realizado una revisión de la circulación superficial del NASG y el mecanismo que produce esta corriente, teniendo en cuenta estudios anteriores (Apartado A.1 e introducciones a Apartados A.3 y A.4). Se aborda la definición de una metodología para la estimación de velocidades geostróficas absolutas mediante los datos de una campaña transatlántica a lo largo de  $24.5^{\circ}\text{N}$ , mostrando el procedimiento sugerido a seguir en esta tesis (Apartado A.2). Las secciones hidrográficas profundas realizadas en el marco del proyecto RAPROCAN para examinar la Corriente de Canarias, ofrecen el conjunto de datos para calcular estimaciones promedio del transporte de masa, así como su variabilidad entre los diferentes años en los que las mediciones se llevaron a cabo (Apartado A.3). El Sistema de Corrientes de Azores también es delimitado y se cuantifican sus flujos adyacentes (Apartado A.4). Esto conducirá a conclusiones en términos de discernir la fuente de la corriente superficial hacia el sur que fluye a través del archipiélago canario.

Una componente importante de esta tesis consiste en el desarrollo de una metodología adecuada para estimar las velocidades absolutas obtenidas una vez aplicadas las ecuaciones de viento térmico. A partir de estas ecuaciones, la velocidad geostrófica absoluta se calcula mediante la adición de un componente baroclínica (dependiente de la profundidad) y una velocidad en el nivel de referencia. La asunción de un nivel de referencia de no-movimiento conduce al cálculo inicial de los transportes de masa. En esta tesis, datos de ADCP se utilizan para estimar la velocidad en la capa de referencia y, en consecuencia, para calcular el transporte de masa absoluta. Éste es un avance significativo en este tema, a pesar de otros estudios anteriores, debido al análisis estadístico llevado a cabo con el fin de determinar qué instrumento proporciona una mejor medida directa de la velocidad. El conjunto de datos adquiridos a



lo largo de  $24.5^{\circ}\text{N}$  permite la comparación entre el ADCP instalado en el casco del barco (SADCP) (hasta  $\sim 700$  metros) y el ADCP instalado en la roseta hidrográfica (LADCP), tanto sus medidas cerca del fondo (bottom-track) (desde  $\sim 200$  metros sobre el fondo) y como perfiles de toda la columna de agua. El tratamiento de datos de LADCP permite una amplia gama de opciones, permitiendo que los perfiles de velocidad resultantes estén restringidos por medidas de CTD, GPS, “bottom-track”, o incluso SADCP. En esta tesis, se aplican diferentes opciones según la metodología propuesta, teniendo en cuenta la calidad de cada conjunto de datos.

La confianza en las velocidades estimadas en el nivel de referencia depende de la calidad de los datos empleados. Analizando de manera crítica los datos de ADCP mostrados en esta tesis, deben tenerse en cuenta algunas deficiencias en cuanto al rendimiento de los instrumentos. Para resolver estos impedimentos se ha realizado un minucioso estudio de los datos empleados, que nos permite su selección. Sin embargo, es un hecho que se están realizando mejoras continuas en el rendimiento de estos instrumentos. El procesado de los datos y sus aplicaciones futuras también están gozando de mejoras, gracias a los estudios que se llevan a cabo en la actualidad en lo concerniente a este tema.

La metodología propuesta se aplica a cuatro secciones hidrográficas profundas realizadas entre la costa africana y  $20^{\circ}\text{W}$  para calcular el transporte absoluto de masa a través de las Islas Canarias. La sección fue repetida en varias ocasiones, en los inviernos de 1997, 2006, 2008 y 2009. La presencia de estructuras mesoescalares es evidente en las estimaciones de flujo para cada caso. Se obtiene una sección promedio de estas cuatro campañas, lo cual contribuye a disminuir el campo de remolinos. El uso de datos de ADCP a la hora de referenciar los cálculos geostroficados da una nueva perspectiva de la Corriente de Canarias. Ésta transporta valores similares antes ( $-2.9$  Sv) y después ( $-3.5$  Sv) de aplicar la metodología propuesta, siendo estas estimaciones de transporte coherentes con estudios anteriores en la región. Sin embargo, se aprecia una expansión horizontal de la Corriente de Canarias tras tener en cuenta la contribución de las velocidades de ADCP. De este modo, una de las contribuciones

principales de este estudio es esta redefinición de la extensión horizontal de la Corriente de Canarias, considerada inicialmente restringida a la parte más oriental de las Islas Canarias (entre  $13^\circ$  y  $14.7^\circ\text{W}$ ), pero que finalmente revela su flujo a través de todo el archipiélago (hasta  $18^\circ\text{W}$ ).

Teniendo en cuenta los resultados obtenidos para cada campaña de manera independiente, se puede estudiar la variabilidad entre 1997, 2006, 2008 y 2009 en aguas centrales. Una vez más, los remolinos complican la obtención de un transporte neto para la Corriente de Canarias para cada transecto. Pueden apreciarse algunos patrones en el flujo tratando de descartar las estructuras mesoescalares no resueltas al final de las secciones y centrándonos en las tendencias del transporte. De acuerdo con los resultados mostrados, los transportes de masa absolutos son  $-4.2$  Sv en 1997,  $-2.4 \pm 1.4$  Sv en 2006 y  $-6.7 \pm 1.6$  Sv en 2009; mientras que el flujo en 2008 es prácticamente nulo. Estas estimaciones dan una primera aproximación a la evaluación de la variabilidad de transporte de masa en la región.

El estudio del Sistema de Corrientes de Azores arroja algo de luz sobre el asunto relativo a los orígenes de la Corriente de Canarias. En el estudio mostrado, se demuestra que el Sistema de Corrientes de Azores desplaza hacia el este un transporte de masa total de  $8.4$  Sv (a través de las capas superficiales e intermedias). Otro avance importante se realiza mediante la localización y cuantificación de la Contracorriente de Azores, esenciales en la comprensión de la contribución del sistema de corrientes a la circulación regional en el límite oriental del NASG.

Se ha considerado la posibilidad de que una rama de la Corriente de Azores podría estar girando hacia el sur y alimentando la Corriente de Canarias. Considerando sólo el transporte en la termoclina,  $10.7$  Sv se desplazan hacia el este, mientras que  $-3.4$  Sv fluyen hacia el oeste debido a la Contracorriente de Azores. De este modo, el transporte de masa neto superficial es de  $7.3$  Sv hacia el este a través de la longitud de  $24.5^\circ\text{W}$ . De acuerdo estimaciones previas del transporte de masa característico a través de las Islas Canarias, este valor neto de por sí podría alimentar el flujo hacia el

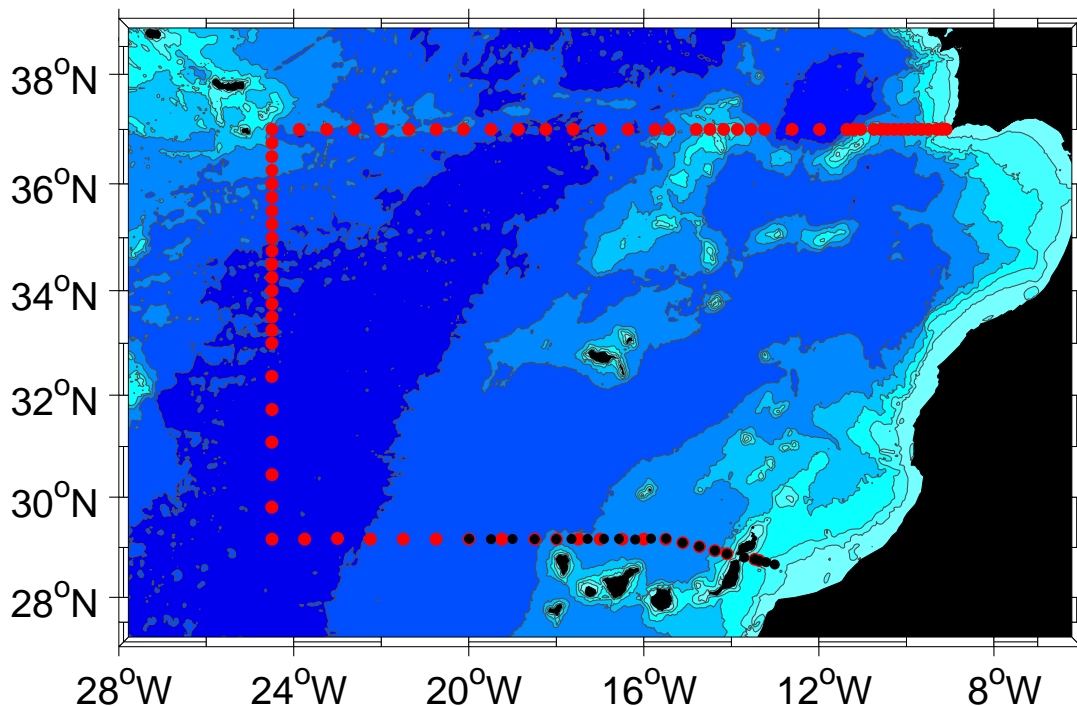


Figura A.26: Localización geográfica del área de estudio, incluyendo los transectos realizados durante las campañas ORCA (puntos rojos) y RAPROCAN (puntos negros).

sur de la Corriente de Canarias. Otros estudios teniendo en cuenta la caja compuesta por la malla de estaciones realizadas durante la campaña ORCA (Fig. A.26) deben confirmar que el flujo entrante a través de la sección norte es prácticamente cero. Esto demostraría la hipótesis que descarta la Corriente de Portugal como origen de la Corriente de Canarias. En esta tesis también se muestra la ausencia de un flujo hacia el oeste (saliendo de la caja a través de la sección oeste) al sur del Sistema de Corrientes de Azores; de modo que la mayor parte del flujo proveniente de este sistema debería cruzar el archipiélago canario a través de la sección sur de la campaña ORCA, alimentando la Corriente de Canarias.

### A.4.2 Conclusiones

Las conclusiones que se obtienen de esta tesis son:

1. La Corriente de Canarias es una corriente superficial fundamental en la circulación del giro subtropical del Atlántico Norte. Nuestros conocimientos previos sobre su flujo hacia el sur y la magnitud de su transporte de masa se confirman mediante los valores mostrados por los estudios realizados dentro de esta tesis. Es notable la necesidad de un muestreo periódico de la sección hidrográfica profunda para discernir su transporte medio y su variabilidad.

2. El cálculo de las velocidades en el nivel de referencia que permitan reemplazar la asunción inicial de un nivel de no-movimiento ofrece una nueva visión en la estimación de los flujos en la región. Los datos más precisos son los registrados por el “bottom-track”, pero su uso está condicionado a que resulten coherentes con el comportamiento de toda la columna de agua. El método de aplicar velocidades de ADCP en el cálculo de velocidades geostróficas absolutas proporciona mejores resultados empleando perfiles de LADCP de toda la columna de agua que han sido restringidos durante el procesamiento, teniendo en cuenta su “bottom-track” y medidas de SADCP.

3. La repetición periódica de una sección hidrográfica al norte de las Islas Canarias (29°N) ofrece la posibilidad de discernir una circulación media. El promediar los datos adquiridos en los inviernos de 1997, 2006, 2008 y 2009 probablemente contribuye a disminuir la interacción de la mesoescala en una sección obviamente contaminada por remolinos. La estimación de velocidades geostróficas absolutas no modifican significativamente el transporte de masa a través de la termoclina según las estimaciones de estudios previos en la región. No obstante, puede mostrarse una nueva perspectiva en lo concerniente a la extensión horizontal de la Corriente de Canarias.

4. No se proponen cambios significativos en la cuantificación del transporte de masa a través del archipiélago canario durante el invierno entre los cuatro años de estudio (1997, 2006, 2008 y 2009). Aunque hay algunas variaciones en las estimaciones, la presencia de un importante campo de remolinos en la región y la necesidad de utilizar diferentes fuentes de datos de ADCP en el cálculo de velocidades absolutas, dificultan la extracción de conclusiones definitivas en cuanto a la variabilidad de la Corriente de Canarias.

5. Se demuestra que el Sistema de Corrientes de Azores juega un papel fundamental en la circulación de la Cuenca de Canarias. Se confirma y cuantifica la Contracorriente de Azores al norte de la Corriente de Azores, reduciendo el transporte neto hacia el este observado a través de la sección a  $24.5^{\circ}\text{W}$ . Se pueden extraer conclusiones preliminares teniendo en cuenta que la mayor parte del flujo podría estar doblando hacia el sur y alimentando la corriente superficial que fluye a través del archipiélago canario.

### A.4.3 Trabajos futuros

Los resultados presentados en esta tesis constituyen la base para futuros estudios sobre la circulación regional en la Cuenca de Canarias. Sin duda, la mejora en el rendimiento de los instrumentos de medición de velocidad (ADCP) es fundamental para reducir el error asociado al uso de estas medidas en los cálculos de velocidades geostróficas absolutas. La adición de barras de error a los transportes de masa final podrían conducir a una mejor evaluación de la incertidumbre introducida por las velocidades obtenidas para el nivel de referencia.

Esta tesis empieza a hacer frente a la perspectiva de estudiar el patrón de flujo neto, evitando la contribución de las estructuras mesoescalares no resueltas. Sin embargo, la contribución de esta mesoescala necesita seguir siendo estudiada para que la presencia de remolinos no interfiriera en la estimación de los transportes.

Futuras investigaciones se centrarán en la aplicación de la metodología propuesta a otros conjuntos de datos, incluyendo el estudio de las mediciones realizadas a lo largo de la sección de RAPROCAN durante la temporada de verano. Esto dará lugar a la posibilidad de deducir los cambios estacionales, así como examinar la variabilidad que afecta a la Corriente de Canarias entre los años en que se realizaron los transectos.

Para confirmar la Corriente de Azores como principal fuente de la Corriente de Canarias, se llevará a cabo un estudio teniendo en cuenta la malla de estaciones al completo de la campaña ORCA. El transporte será evaluado teniendo en cuenta el diseño de caja a partir de un modelo inverso, apoyando las conclusiones preliminares obtenidas en esta tesis sobre el origen de la Corriente de Canarias.

# Bibliography

- Alves, M., and A. Colin de Verdière (1999), Instability dynamics of a subtropical jet and applications to the Azores Front Current System: eddy-driven mean flow, *J. Phys. Oceanogr.*, *29*(5), 837–864.
- Alves, M., F. Gaillard, M. Sparrow, M. Knoll, and S. Giraud (2002), Circulation patterns and transport of the Azores Front-Current system, *Deep-Sea Res. II*, *49*(19), 3983–4002, doi:10.1016/S0967-0645(02)00138-8.
- Arhan, M. (1990), The North Atlantic current and subarctic intermediate water, *J. Mar. Res.*, *48*(1), 109–144.
- Arhan, M., A. De Verdière, and L. Mémery (1994), The eastern boundary of the Subtropical North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, *24*(6), 1295–1316.
- Barbosa Aguiar, A., A. Peliz, A. Pires, and B. Le Cann (2011), Zonal structure of the mean flow and eddies in the Azores Current system, *J. Geophys. Res.*, *116*(C2), C02012, doi:10.1029/2010JC006538.
- Baringer, M., and R. Molinari (1999), Atlantic Ocean baroclinic heat flux at 24 to 26 N, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(3), 353–356.
- Beal, L., and H. Bryden (1997), Observations of an Agulhas undercurrent, *Deep-Sea Res. I*, *44*(9-10), 1715–1724.
- Benítez-Barrios, V., A. Hernández-Guerra, P. Vélez-Belchí, F. Machín, and E. Fraile-Nuez (2008), Recent changes in subsurface temperature and salinity in the Canary region, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(7), L07603, doi:10.1029/2008GL033329.

- Bryden, H., H. Longworth, and S. Cunningham (2005), Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25 N, *Nature*, *438*, 655–657.
- Comas-Rodríguez, I., A. Hernández-Guerra, and E. McDonagh (2010), Referencing geostrophic velocities using ADCP data at 24.5°N (North Atlantic), *Sci. Mar.*, *74*(2), 331–338, doi:10.3989/scimar.2010.74n2331.
- Cromwell, D., P. Challenor, A. New, and R. Pingree (1996), Persistent westward flow in the Azores Current as seen from altimetry and hydrography, *J. Geophys. Res.*, *101*(C5), 11,923–11,933.
- Cunningham, S. (2005), A transatlantic hydrography section at 24.5 N: RRS Discovery Cruise D279, 04 April–10 May 2004, *Tech. rep.*, National Oceanography Centre, Southampton.
- Cunningham, S., T. Kanzow, D. Rayner, M. Baringer, W. Johns, J. Marotzke, H. Longworth, E. Grant, J. Hirschi, L. Beal, et al. (2007), Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5 {degrees} N, *Science*, *317*(5840), 935.
- Egbert, G., and S. Erofeeva (2002), Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, *19*(2), 183–204.
- Egbert, G., A. Bennett, and M. Foreman (1994), TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model, *J. Geophys. Res.*, *99*(C12), 24,821, doi:10.1029/94JC01894.
- Fiekas, V., J. Elken, T. Müller, A. Aitsam, and W. Zenk (1992), A view of the Canary Basin thermocline circulation in winter, *J. Geophys. Res.*, *97*(C8), 12,495–12,510, doi:10.1029/92JC01095.
- Fischer, J., and M. Visbeck (1993), Deep velocity profiling with self-contained ADCPs, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, *10*(5), 764–773.



- Fraile-Nuez, E., and A. Hernández-Guerra (2006), Wind-driven circulation for the eastern North Atlantic Subtropical Gyre from Argo data, *Geophys. Res. Lett.*, *33*(3), L03601, doi:10.1029/2005GL025122.
- Fraile-Nuez, E., F. Machín, P. Vélez-Belchí, F. López-Laatzén, R. Borges, V. Benítez-Barrios, and A. Hernández-Guerra (2010), Nine years of mass transport data in the eastern boundary of the North Atlantic Subtropical Gyre, *J. Geophys. Res.*, *115*(C9), C09009, doi:10.1029/2010JC006161.
- Fuglister, F. (1960), *Atlantic Ocean atlas of temperature and salinity profiles and data from the International Geophysical Year of 1957-1958*, Woods Hole Oceanographic Institution.
- Ganachaud, A. (2003), Large-scale mass transports, water mass formation, and diffusivities estimated from World Ocean Circulation Experiment (WOCE) hydrographic data, *J. Geophys. Res.*, *108*(C7), 3213, doi:10.1029/2002JC001565.
- Gould, W. (1985), Physical oceanography of the Azores Front, *Prog. Oceanogr.*, *14*, 167–190, doi:10.1016/0079-6611(85)90010-2.
- Harvey, J. (1982),  $\Theta$ -S relationships and water masses in the eastern North Atlantic, *Deep-Sea Res.*, *29*(8), 1021–1033, doi:10.1016/0198-0149(82)90025-5.
- Hernández-Guerra, A., F. López-Laatzén, F. Machín, D. de Armas, and J. Pelegrí (2001), Water masses, circulation and transport in the eastern boundary current of the North Atlantic subtropical gyre, *Sci. Mar.*, *65*(S1), 177–186.
- Hernández-Guerra, A., F. Machín, A. Antoranz, J. Cisneros-Aguirre, C. Gordo, A. Marrero-Díaz, A. Martínez, A. Ratsimandresy, A. Rodríguez-Santana, P. Sangrá, et al. (2002), Temporal variability of mass transport in the Canary Current, *Deep-Sea Res. II*, *49*(17), 3415–3426, doi:10.1016/S0967-0645(02)00092-9.
- Hernández-Guerra, A., E. Fraile-Nuez, R. Borges, F. López-Laatzén, P. Vélez-Belchí, G. Parrilla, and T. Müller (2003), Transport variability in the Lanzarote passage


- (eastern boundary current of the North Atlantic subtropical Gyre), *Deep-Sea Res. I*, *50*(2), 189–200, doi:10.1016/S0967-0637(02)00163-2.
- Hernández-Guerra, A., E. Fraile-Nuez, F. López-Laatzén, A. Martínez, G. Parrilla, and P. Vélez-Belchí (2005), Canary Current and North Equatorial Current from an inverse box model, *J. Geophys. Res.*, *110*(C12), C12019, doi:10.1029/2005JC003032.
- Jackett, D., and T. McDougall (1997), A neutral density variable for the world's oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*(2), 237–263.
- Jia, Y. (2000), Formation of an Azores Current due to Mediterranean overflow in a modeling study of the North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, *30*, 2342–2358.
- Joyce, T., A. Hernández-Guerra, and W. Smethie (2001), Zonal circulation in the NW Atlantic and Caribbean from a meridional WOCE hydrographic section at 66°W, *J. Geophys. Res.*, *106*, 22,095–22,113, doi:10.1029/2000JC000268.
- Kanzow, T., S. Cunningham, D. Rayner, J. Hirschi, W. Johns, M. Baringer, H. Bryden, L. Beal, C. Meinen, and J. Marotzke (2007), Observed Flow Compensation Associated with the MOC at 26.5 {degrees} N in the Atlantic, *Science*, *317*(5840), 938.
- Käse, R., and W. Krauss (1996), *The Gulf Stream, the North Atlantic Current, and the origin of the Azores current*, 291–337 pp., The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean.
- Käse, R., and G. Siedler (1982), Meandering of the subtropical front south-east of the Azores, *Nature*, *300*, 245–246, doi:10.1038/300245a0.
- Kida, S., J. Price, and J. Yang (2008), The upper-oceanic response to overflows: A mechanism for the Azores Current, *J. Phys. Oceanogr.*, *38*, 880–895.
- Klein, B., and G. Siedler (1989), On the origin of the Azores Current, *J. Geophys. Res.*, *94*(C5), 6159–6168, doi:10.1029/JC094iC05p06159.

- Knoll, M., A. Hernández-Guerra, B. Lenz, F. López Laatzén, F. Machín, T. Müller, and G. Siedler (2002), The eastern boundary current system between the Canary Islands and the African coast, *Deep-Sea Res. II*, *49*(17), 3427–3440, doi:10.1016/S0967-0645(02)00105-4.
- Lamas, L., A. Peliz, I. Ambar, A. Barbosa Aguiar, N. Maximenko, and A. Teles-Machado (2010), Evidence of time-mean cyclonic cell southwest of Iberian Peninsula: The Mediterranean Outflow-driven  $\beta$ -plume?, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(12), L12606.
- Machín, F., and J. Pelegrí (2009), Northward Penetration of Antarctic Intermediate Water off Northwest Africa, *J. Phys. Oceanogr.*, *39*(3), 512–535.
- Machín, F., A. Hernández-Guerra, and J. Pelegrí (2006), Mass fluxes in the Canary Basin, *Prog. Oceanogr.*, *70*(2-4), 416–447, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.019.
- Machín, F., J. Pelegrí, E. Fraile-Nuez, P. Vélez-Belchí, F. López-Laatzén, and A. Hernández-Guerra (2010), Seasonal flow reversals of Intermediate Waters in the Canary Current System east of the Canary Islands, *J. Phys. Oceanogr.*, *40*(8), 1902–1909, doi:10.1175/2010JPO4320.1.
- Martínez-Marrero, A., A. Rodríguez-Santana, A. Hernández-Guerra, E. Fraile-Nuez, F. López-Laatzén, P. Vélez-Belchí, and G. Parrilla (2008), Distribution of water masses and diapycnal mixing in the Cape Verde Frontal Zone, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(7), L07609, doi:10.1029/2008GL033229.
- Mason, E., F. Colas, J. Molemaker, A. Shchepetkin, C. Troupin, J. McWilliams, and P. Sangrà (2011), Seasonal variability of the canary current: A numerical study, *J. Geophys. Res.*, *In press.*, doi:10.1029/2010JC006665.
- McDonagh, E., H. Bryden, B. King, and R. Sanders (2008), The circulation of the Indian Ocean at 32° S, *Prog. Oceanogr.*, *79*(1), 20–36, doi:10.1016/j.pocean.2008.07.001.

- New, A., Y. Jia, M. Coulibaly, and J. Dengg (2001), On the role of the Azores Current in the ventilation of the North Atlantic Ocean, *Prog. Oceanogr.*, *48*(2-3), 163–194, doi:10.1016/S0079-6611(01)00004-0.
- Onken, R. (1993), The Azores Countercurrent, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*(8), 1638–1646.
- Özgökmen, T., E. Chassignet, and C. Rooth (2001), On the connection between the Mediterranean outflow and the Azores Current, *J. Phys. Oceanogr.*, *31*(2), 461–480.
- Paillet, J., and H. Mercier (1997), An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation, *Deep-Sea Res. I*, *44*(8), 1293–1328, doi:10.1016/S0967-0637(97)00019-8.
- Parrilla, G., A. Lavin, H. Bryden, M. García, and R. Millard (1994), Rising temperatures in the subtropical North Atlantic Ocean over the past 35 years, *Nature*, *369*, 48–51, doi:10.1038/369048a0.
- Parrilla, G., S. Neuer, P. Le Traon, and E. Fernández-Suarez (2002), Topical studies in oceanography: Canary Islands Azores Gibraltar Observations (CANIGO) Volume 1: Studies in the northern Canary Islands basin, *Deep-Sea Res. II*, *49*(17), 3409–3413, doi:10.1016/S0967-0645(02)00104-2.
- Peliz, A., J. Dubert, P. Marchesiello, and A. Teles-Machado (2007), Surface circulation in the Gulf of Cadiz: Model and mean flow structure, *J. Geophys. Res.*, *112*(C11), C11015.
- Pérez, F., M. Gilcoto, and A. Ríos (2003), Large and mesoscale variability of the water masses and the deep chlorophyll maximum in the Azores Front, *J. Geophys. Res.*, *108*(C7), 3215, doi:10.1029/2000JC000360.
- Pingree, R., C. García-Soto, and B. Sinha (1999), Position and structure of the Subtropical/Azores Front region from combined Lagrangian and remote sensing (IR/altimeter/SeaWiFS) measurements, *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, *79*(05), 769–792, doi:10.1017/S002531549900096X.

- Roemmich, D., and C. Wunsch (1985), Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the Subtropical North Atlantic Ocean, *Cont. Shelf Res.*, *32*, 619–664.
- Schmitz, W. (1996), On the world ocean circulation: Volume I. Some global features/North Atlantic circulation, *Tech. rep.*, Woods Hole Oceanographic Institution.
- Smith, W., and D. Sandwell (1997), Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, *277*(5334), 1956–1962, doi:10.1126/science.277.5334.1956.
- Stramma, L. (1984), Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical North Atlantic, *J. Mar. Res.*, *42*(3), 537–558, doi:10.1357/002224084788506022.
- Stramma, L., and H. Isemer (1988), Seasonal variability of meridional temperature fluxes in the eastern North Atlantic Ocean, *J. Mar. Res.*, *46*(2), 281–299, doi:10.1357/002224088785113577.
- Stramma, L., and T. Müller (1989), Some observations of the Azores Current and the North Equatorial Current, *J. Geophys. Res.*, *94*(C3), 3181–3186, doi:10.1029/JC094iC03p03181.
- Stramma, L., and G. Siedler (1988a), Seasonal changes in the North Atlantic subtropical gyre, *J. Geophys. Res.*, *93*(C7), 8111–8118, doi:10.1029/JC093iC07p08111.
- Stramma, L., and G. Siedler (1988b), Seasonal changes in the North Atlantic subtropical gyre, *J. Geophys. Res.*, *93*(C7), 8111–8118, doi:10.1029/JC093iC07p08111.
- Sy, A. (1988), Investigation of large-scale circulation patterns in the central North Atlantic: the North Atlantic Current, the Azores Current, and the Mediterranean Water plume in the area of the Mid-Atlantic Ridge, *Deep-Sea Res.*, *35*(3), 383–413, doi:10.1016/0198-0149(88)90017-9.

- Tomczak, M., and J. Godfrey (1994), *Regional Oceanography: An Introduction*, 422 pp., Pergamon, New York.
- Tychensky, A., P. Le Traon, F. Hernández, and D. Jourdan (1998), Large structures and temporal change in the Azores Front during the SEMAPHORE experiment, *J. Geophys. Res.*, *103*(C11), 25,009–25,027, doi:10.1029/98JC00782.
- van Aken, H. (2000), The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean: I: The deep water masses, *Deep-Sea Res. I*, *47*(5), 757–788.
- Visbeck, M. (2002), Deep velocity profiling using lowered acoustic Doppler current profilers: Bottom track and inverse solutions, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, *19*(5), 794–807.
- Volkov, D., and L. Fu (2010), On the reasons for the formation and variability of the Azores Current, *J. Phys. Oceanogr.*, *40*, 2197–2220, doi:10.1175/2010JPO4326.1.
- Wunsch, C. (1996), *The ocean circulation inverse problem*, Cambridge University Press.



Prompted by ongoing interest in the study of the ocean circulation and its role in regulating the climate change, the western boundary of the North Atlantic subtropical gyre (NASG) has been widely analyzed over the last few decades due to the strong northward mass and heat transport that it carries. In contrast, the eastern boundary has been weakly studied until recently, when the essential role played by the currents in the Canary Basin was recognized. Today, these studies have helped to improve our understanding and measuring of the NASG. In this thesis, a methodology is proposed and applied to study the Azores Current system, as well as the mean circulation and the variability of the Canary Current, as a fundamental part of the NASG. Using Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) data to calculate velocities in the reference layer, this procedure provides a way to perform absolute geostrophic calculations.

The suggested method is applied to several datasets to improve the flow estimates in the Canary and Azores regions. A zonal hydrographic section north of the Canary Islands has been occupied in winter for several years. A mean mass transport is inferred from these measurements, providing an average synthetic section in which the eddy field in the region is reduced. These results show a characteristic southward thermocline flow of 3.5 Sv, that corresponds to the Canary Current. The ADCP-referencing produces a horizontal stretching of the circulation, that spans across the whole Canary archipelago. Each cruise carried out in a particular year is also studied separately, revealing the permanent southward flow in the surface and different water mass circulations at intermediate layers. No significant changes in the Canary Current transport are found in the observations made in the winter of 1997, 2006 and 2009.

The main source feeding the Canary Current as the easternmost branch of the NASG has caused controversial opinions throughout the years. In this thesis, the Azores Current System is analyzed, delimiting and quantifying the contribution of the Azores Current and the Azores Countercurrent across a meridional hydrographic section south of the Azores archipelago. A net eastward mass transport of 7.3 Sv in the surface layer is estimated and different oceanographic areas are located and described. The Azores Current is believed to be crucial in forming the branch turning south and feeding the Canary Current.

Overall, this thesis analyzes the Azores Current System and contributes new knowledge of the Canary Current mean mass transport, its variability and its possible source. Despite the new contribution in the flow analysis, owing to the methodology developed, additional studies are necessary to further estimate the average mass transport and variability of the Canary Current. While the main goals of this thesis are achieved, new aspects arise to improve our knowledge of the physical oceanography of the Canary Basin.

**Tesis Doctoral:** The Azores Current System and the Canary Current from CTD and ADCP data  
(La Corriente de Azores y la Corriente de Canarias mediante datos de CTD y ADCP)

**Autora:** Isis Comas Rodríguez

**Director:** Alonso Hernández Guerra

**RESUMEN**

Debido al creciente interés en el estudio de la circulación global y su papel en la regulación del cambio climático, la frontera occidental del giro subtropical de Atlántico Norte (NASG, North Atlantic subtropical gyre, en inglés) ha sido extensamente estudiada a lo largo de los años a causa del su intenso transporte de masa y calor hacia el norte. No obstante, pocos trabajos ha suscitado la frontera este hasta que recientemente se ha reconocido el papel esencial que juegan las corrientes en la Cuenca de Canarias. En la actualidad, estos estudios han contribuido a mejorar nuestro entendimiento y cuantificación del NASG. En esta tesis, se propone y aplica una metodología para evaluar el Sistema de Corrientes de Azores, así como el transporte promedio de masa y la variabilidad de la Corriente de Canarias, ambos como parte fundamental del NASG. Mediante el uso de Perfiladores de Corriente Acústicos Doppler (ADCP, Acoustic Doppler Current Profiler, en inglés) para calcular velocidades en la capa de referencia, este procedimiento proporciona un método para la estimación de cálculos geostróficos absolutos.

La metodología sugerida es aplicada a diversos conjuntos de datos con el fin de mejorar las estimas de transporte en las regiones de Canarias y Azores. Se ha realizado una sección hidrográfica zonal al norte de las Islas Canarias en el invierno de diferentes años. Un transporte de masa promedio ha sido obtenido de estas medidas mediante la elaboración de una sección promedio, en la cual se aprecia una reducción del campo de remolinos de la región. Los resultados muestran un flujo característico hacia el sur a través de la termoclina, de una intensidad de 3.5 Sv ( $1 \text{ Sv} \approx 10^9 \text{ kg s}^{-1}$ ), lo cual se corresponde con la magnitud de la Corriente de Canarias. El procedimiento de referenciado mediante datos de ADCP desvela un ensanchamiento horizontal de la circulación, pasando a extenderse a lo largo de todo el archipiélago canario. Asimismo se analiza de forma individual cada una de las secciones anuales, lo cual revela el flujo permanente hacia el sur para aguas superficiales y la circulación de diversas masas de agua a profundidades intermedias. No se aprecian cambios significativos en el transporte de la Corriente de Canarias para las observaciones realizadas durante los inviernos de 1997, 2006 y 2009.

El origen de la Corriente de Canarias como rama más oriental del NASG ha causado controvertidas opiniones a lo largo de los años. En esta tesis, se analiza el Sistema de Corrientes de Azores, delimitándolo y cuantificando la contribución de las Corriente y Contracorriente de Azores a través de una sección hidrográfica meridional localizada al sur del archipiélago de Azores. Se estima un flujo neto de 7.3 Sv hacia el este, así como se ubican y describen diferentes áreas oceanográficas. Se cree que la Corriente de Azores es fundamental en el origen de la Corriente de Canarias, ya que alimenta la rama que fluye hacia el sur a través del archipiélago canario.

A modo general, esta tesis analiza el Sistema de Corrientes de Azores y contribuye a arrojar luz sobre el transporte de masa promedio, la variabilidad y el posible origen de la Corriente de Canarias. Gracias a la metodología propuesta, se pueden aportar nuevas contribuciones al análisis de la circulación en la cuenca canaria. No obstante, serán necesarios estudios adicionales que continúen trabajando en la línea de investigación de un transporte de masa promedio para la Corriente de Canarias y su variabilidad. Aun cuando se logran abordar los principales objetivos de esta tesis, surgen nuevos aspectos que contribuirán a mejorar nuestro conocimiento de la oceanografía física de la Cuenca de Canarias.