

Temporal changes in the water mass distribution and transports along the 20° W CAIBOX section (NE Atlantic)

Cambios temporales en los transportes y la distribución de las masas de agua a lo largo de la sección 20° W de CAIBOX (Atlántico NE)

LI Carracedo*, PC Pardo, N Villacieros-Robineau, F De la Granda, M Gilcoto, FF Pérez

Instituto de Investigaciones Marinas (IIM-CSIC), Eduardo Cabello 6, 36208 Vigo, Spain.

* Corresponding author. E-mail: lcarracedo@iim.csic.es

ABSTRACT. The CAIBOX cruise was conducted from 25 July to 14 August 2009. Three consecutive transects (zonal, meridional, and transverse) formed a closed box to the west of the Strait of Gibraltar. This study aimed to analyze the thermohaline properties, volume transports, and water mass distributions (percentages) along the meridional section (30–41.5° N, 20° W). We identified the main geostrophic current (Azores Current) and its associated volume transport and interannual changes. Data from previous cruises (AZORES I, A16N, CLIVAR, OACES, and CHAOS) with similar tracks were employed to compare with the CAIBOX meridional section. All but one (CHAOS) were summer cruises. We estimated a mean transport for the Azores Current at 20° W of 9.3 ± 2.6 Sv. There appears to be an inverse relation between the position of this current and its associated transport, with relatively high (low) transports when the current is located roughly south (north) of 35° N. Regarding water masses, an increase of 14.4% was found for Mediterranean Water compared with the 1993, 1998, and 2003 cruises; however, Labrador Sea Water decreased its contribution and southward spreading between 1998 and 2009.

Key words: Northeast Atlantic, Azores Current, water masses, multiparametric mixing analysis.

RESUMEN. Entre el 25 de julio y el 14 de agosto de 2009 se llevó a cabo la campaña CAIBOX, que constó de tres transectos consecutivos (zonal, occidental y transversal) conformando una caja cerrada al oeste del estrecho de Gibraltar. El objetivo principal del presente trabajo fue el estudio de las propiedades termohalinas, los transportes (en términos de volumen) y la distribución de las masas de agua (en porcentajes) a lo largo de la sección occidental (30–41.5° N, 20° W). Se identificó la corriente geostrofica principal (Corriente de las Azores), el transporte asociado a ella y sus cambios interanuales. Adicionalmente se consideraron los datos de cinco campañas anteriores (AZORES I, A16N, CLIVAR, OACES y CHAOS) con secciones similares a las de la campaña CAIBOX. Todas excepto una (CHAOS) fueron campañas estivales. El transporte medio para la Corriente de las Azores a 20° W se estimó en 9.3 ± 2.6 Sv. Parece existir cierta relación inversa entre la posición de dicha corriente y su transporte asociado, con transportes relativamente altos (bajos) cuando la corriente se sitúa al sur (norte) de 35° N. En cuanto a las masas de agua, se observa un incremento de 14.4% del Agua Mediterránea en comparación con las campañas de 1993, 1998 y 2003; sin embargo, el Agua de Labrador ha disminuido su contribución y su propagación hacia el sur entre 1998 y 2009.

Palabras clave: Atlántico Nordeste, Corriente de las Azores, masas de agua, análisis multiparamétrico de mezcla.

INTRODUCTION

The circulation, structure, and thermohaline properties of water masses in the NE Atlantic region have been widely described in many studies published in the last three decades (Harvey 1982; Gould 1985; Pollard and Pu 1985; Ríos *et al.* 1992; Schmitz and McCartney 1993; Bersch 1995; Pingree 1997; Pingree *et al.* 1999; vanAken 2000a, 2000b, 2001; Alves *et al.* 2002; Pérez *et al.* 1995, 2001, 2003; Péliz *et al.* 2005; Álvarez and Álvarez-Salgado 2009). Previously, the surface circulation in this area was poorly described (Dickson 1985). Nowadays, despite the fact that the North Atlantic is still the most extensively studied ocean (Schmitz and McCartney 1993), there are several aspects like time variability and general circulation that certainly merit a detailed and deeper analysis in order to better understand its dynamics. As mentioned by Paillet and Mercier (1997), the

INTRODUCCIÓN

La circulación, estructura y propiedades termohalinas de las masas de agua en la región del Atlántico nororiental han sido ampliamente descritas en diferentes estudios a lo largo de las tres últimas décadas (Harvey 1982; Gould 1985; Pollard y Pu 1985; Ríos *et al.* 1992; Schmitz y McCartney 1993; Bersch 1995; Pingree 1997; Pingree *et al.* 1999; vanAken 2000a, 2000b, 2001; Alves *et al.* 2002; Pérez *et al.* 1995, 2001, 2003; Péliz *et al.* 2005; Álvarez y Álvarez-Salgado 2009). Anteriormente, la circulación superficial en este área había sido escasamente descrita (Dickson 1985). Hoy en día, y a pesar de que el Atlántico Norte sigue siendo el océano más ampliamente estudiado (Schmitz y McCartney 1993), existen varios aspectos como la variabilidad temporal y la circulación general que merecen todavía un análisis más profundo y detallado con el fin de comprender mejor su

North Atlantic eastern basin general circulation remains subject to controversy.

In general terms, the circulation in this region is known to be divided into two main components: (1) the thermohaline overturning circulation, concerning the warm to cold water mass transformation at high latitudes; and (2) the wind-driven circulation associated with geostrophic and Ekman layer dynamics, involving the horizontal surface gyres (Schmitz and McCartney 1993, Slater 2003, Tomczak and Godfrey 2003). In the global thermohaline circulation context, the North Atlantic Ocean is the “youngest” water mass, so it has the highest oxygen and lowest nutrient concentration of all oceans (Worthington 1976). It is also the warmest and most saline water mass, mainly due to the Mediterranean Water (MW) contribution from the Gulf of Cádiz, which imposes upon the incoming circumpolar waters the distinctive characteristics that mark them as they return southward and spread into the deep waters of the world ocean (Reid 1994).

The large-scale circulation in the Northeast Atlantic (NEA) is dominated by two basin-scale currents: the North Atlantic Current (NAC) to the north of the Iberian Peninsula (45–53° N) and the Azores Current (AC) centered at about 34–35° N (Péliz *et al.* 2005). Both of them are the northern and the southern branches of the Gulf Stream, respectively, which splits near 38° N, 50° W (Pingree *et al.* 1999). This inter-gyre region northeast of the Azores and south of NAC has been characterized as having a weak circulation (Pollard and Pu 1985).

The AC is associated with a baroclinic front (Alves *et al.* 2002, Pérez *et al.* 2003), the Azores Front (AF), which separates the fresher and colder waters of northern and northeastern origin from warm and saltier water masses to the south (mainly the 18 °C mode water) (Alves *et al.* 2002). The eastward pathway of the AC, after it crosses the Mid-Atlantic Ridge between 34° and 36° N (Jia 1999, Smith and Maltrud 1999), displays high variability as a result of large meanders (Pingree *et al.* 1999).

The regional water mass structure is extremely complex due to the inputs of deep and intermediate waters formed in marginal seas (Slater 2003). Several studies, like those of Harvey (1982), Pollard and Pu (1985), Ríos *et al.* (1992), Schmitz and McCartney (1993), Bersch (1995), vanAken (2000a, 2000b, 2001) and Pérez *et al.* (2001, 2003), have been decisive for the understanding of the regional hydrography and, therefore, will be taken as a reference point for the present work.

From the existing literature, a brief scheme of the relevant water mass characteristics in the study area can be extracted. The North Atlantic Deep Water (NADW) ($\theta < 4^\circ\text{C}$, Harvey 1982) is the major deep water mass in the North Atlantic. It has four source water types: the warmest and shallowest Labrador Sea Water (LSW), the Iceland Scotland Overflow Water (ISOW), the modified Antarctic Bottom Water (AABW) (also named Lower Deep Water) and the coldest

dinámica. Además, según Paillet y Mercier (1997), la circulación general de la cuenca oriental del Atlántico Norte continúa siendo objeto de controversia.

En términos generales, la circulación en esta región se divide en dos componentes principales: (1) la circulación termohalina, directamente vinculada con la transformación de las masas de agua cálidas a frías a altas latitudes y (2) la circulación inducida por el viento, relacionada con la geostrofia y la dinámica de la capa de Ekman; es decir, la asociada a los grandes giros oceánicos (Schmitz y McCartney 1993, Slater 2003, Tomczak y Godfrey 2003). En el contexto de la circulación termohalina global, el Atlántico Norte es la masa de agua más “joven”, por lo que su concentración de oxígeno y de nutrientes es la más alta y más baja, respectivamente, de todos los océanos (Worthington 1976). También es el océano más cálido y salino debido principalmente a la contribución del Agua Mediterránea (MW) desde el golfo de Cádiz, que imprime incluso a las aguas circumpolares sus características termohalinas distintivas, marcándolas en su regreso hacia el sur y a lo largo de las aguas profundas de los océanos del mundo (Reid 1994).

La circulación a gran escala en el Atlántico Nororiental (NEA) está dominada por dos corrientes principales a escala de cuenca: la Corriente del Atlántico Norte (NAC), al norte de la Península Ibérica (45–53° N), y la Corriente de las Azores (AC) centrada a 34–35° N (Péliz *et al.* 2005). Ambas constituyen las ramas norte y sur de la Corriente del Golfo, respectivamente, la cual se divide en torno a 38° N, 50° W (Pingree *et al.* 1999). Esta región al noreste de las Azores y al sur de la NAC se caracteriza por tener una débil circulación (Pollard y Pu 1985).

La AC está asociada a un frente baroclino (Alves *et al.* 2002, Pérez *et al.* 2003), el Frente de las Azores (AF), que separa las aguas más frías y menos salinas de origen norte/nordeste de las aguas más cálidas y salinas al sur (agua modal de 18 °C, principalmente) (Alves *et al.* 2002). Tras cruzar la Dorsal Mesoatlántica, entre 34° N y 36° N (Jia 1999, Smith y Maltrud 1999), la AC muestra una gran variabilidad en su avance hacia el este como consecuencia de la meanderización de su trayectoria (Pingree *et al.* 1999).

La estructura regional de las masas de agua es extremadamente compleja debido a la entrada de aguas profundas e intermedias formadas en mares marginales (Slater 2003). Varios estudios, como los de Harvey (1982), Pollard y Pu (1985), Ríos *et al.* (1992), Schmitz y McCartney (1993), Bersch (1995), vanAken (2000a, 2000b, 2001) o Pérez *et al.* (2001, 2003), han sido determinantes para la comprensión de la hidrografía en la región y, por tanto, se han tomado como punto de referencia en el presente trabajo.

Gracias a la abundante bibliografía al respecto, se puede extraer un breve esquema introductorio de las características de las más relevantes masas de agua en la región de estudio. El Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) ($\theta < 4^\circ\text{C}$; Harvey 1982) es la masa de agua profunda más grande en el Atlántico Norte. Ésta se descompone en cuatro tipos o

and densest Denmark Strait Overflow Water (DSOW) (Dickson and Brown 1994). Specifically, for our study region, the deep water mass we find is the Northeast Atlantic Deep Water (NEADW), that comes from the ISOW contribution to the Antarctic Deep Water components as it spreads into the Deep Western Boundary Current (DWBC) in the 2500–2900 dbar range (vanAken 2000a).

The LSW is considered to be the last stage of the thermohaline modification undergone by modal waters in the North Atlantic Subpolar Gyre (vanAken 2000b). It is the coldest and most dense modal water in the Atlantic Ocean, also characterized by low potential vorticity values and high oxygen levels (Slater 2003). The LSW flows southwards from the Labrador Sea as part of the DWBC, northwards through the Irminger Sea, and towards the eastern Atlantic basins under the NAC (Lherminier *et al.* 2007). The LSW production is strongly affected by the phase and persistence of the North Atlantic Oscillation (NAO) (Yashayaev *et al.* 2008), so its properties and thickness have changed over time. In the literature it has been considered either an intermediate or a deep water mass, depending on whether temperature or pressure ranges are considered for the classification.

The intermediate waters ($4.0 < \theta < 12.0$ °C, Harvey 1982) in the NEA have a distribution with overlapping density ranges, therefore subject to diapycnal and isopycnal mixing processes. In our study region these water masses are MW and, at lower latitudes, Antarctic Intermediate Water (AAIW). The former occupies the 1000–1200 m depth range, although its salinity maximum signal may be detected some 3000 m deep because of the vertical diffusion it undergoes while spreading horizontally along the Atlantic (Slater 2003). In fact, after leaving the Strait of Gibraltar towards the Atlantic Ocean, MW follows two main pathways: the main route is northward, passing Cape St. Vincent and heading along the European western margin till at least Porcupine Bank (53° N), and secondly, towards the southwest. This latter route is associated with the movement of the intermediate anticyclonic meddies (vanAken 2000b) and the position of this tongue-shaped spread region seems to be related to the Azores Current (AC), which might limit the southward penetration of the subpolar mode of the Eastern North Atlantic Central Water (ENACW) (Rios *et al.* 1992). Some authors, like Jia (1999), have argued that the AC is a response flow to the westward transport of MW. In relation to the biogeochemical characteristics, MW presents high levels of total alkalinity and organic matter remineralization (Álvarez 2002).

The AAIW may be identified by a salinity minimum and a silicate maximum. It flows northward from subantarctic regions and, along the northeastern Atlantic, reaches latitudes as far as 32° N (vanAken 2000b, Álvarez *et al.* 2005). Following Álvarez *et al.* (2004, 2005), we will refer to the diluted AAIW ($\pm 11\%$ of pure AAIW) found in this region as AA.

“*end-members*”: el Agua del Mar de Labrador (LSW) (el más cálido y menos profundo de los cuatro tipos), el Agua del Desbordamiento de Islandia-Escocia (ISOW), el Agua Antártica de Fondo modificada (AABW) (también conocida como Agua Profunda) y la más fría y densa Agua del Desbordamiento del Estrecho de Dinamarca (DSOW) (Dickson y Brown 1994). En concreto, para la región de este estudio, la masa de agua profunda encontrada es el Agua Profunda del Atlántico Nordeste (NEADW), que proviene de la contribución del ISOW a los componentes del Agua Profunda Antártica según se propaga en la Corriente Profunda del Margen Occidental (DWBC) entre 2500 y 2900 dbar (vanAken 2000a).

El LSW se considera la última etapa de la modificación termohalina experimentada por las aguas modales en el Giro Subpolar del Atlántico Norte (vanAken 2000b). Es el agua modal más fría y densa del Atlántico, también caracterizada por su baja vorticidad potencial y su elevada concentración de oxígeno (Slater 2003). El LSW fluye hacia el sur desde el Mar de Labrador como parte de la DWBC, hacia el norte por el Mar de Irminger y hacia la cuenca oriental del Atlántico Norte bajo la NAC (Lherminier *et al.* 2007). La producción de LSW está fuertemente afectada por la fase y persistencia de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Yashayaev *et al.* 2008), lo que hace que sus propiedades y espesor varíen notablemente a lo largo del tiempo. En la literatura es considerada tanto una masa de agua intermedia como profunda, dependiendo de si la clasificación se basa en rangos de temperatura o de presión.

Las aguas intermedias ($4.0 < \theta < 12.0$ °C, Harvey 1982) en la región NEA tienen una distribución cuyos rangos de densidad se superponen, y están sujetas a procesos de mezcla diapicna e isopicna. En la región de este estudio dichas masas de agua son el MW y, en latitudes menores, el Agua Intermedia Antártica (AAIW). El MW ocupa el rango de profundidades de 1000–1200 m, aunque la señal del máximo de salinidad puede ser detectada hasta 3000 m de profundidad debido a la difusión vertical que experimenta conforme se extiende horizontalmente a lo largo del Atlántico (Slater 2003). Tras su salida por el estrecho de Gibraltar hacia el océano Atlántico, el MW avanza siguiendo dos vías principales: hacia el norte, pasando por el cabo San Vicente y siguiendo la batimetría del margen occidental europeo hasta alcanzar como mínimo el Banco de Porcupine (53° N), y secundariamente, hacia el suroeste. Esta última vía se asocia con el movimiento de remolinos o “*meddies*” intermedios anticiclónicos (vanAken 2000b). La posición de esta segunda ruta de expansión del MW parece estar relacionada con la AC, la cual a su vez estaría actuando de barrera para la penetración del modo subpolar del Agua Central del Atlántico Nororiental (ENACW) hacia el sur (Rios *et al.* 1992). Algunos autores, como Jia (1999), han argumentado que la AC es el flujo de respuesta al transporte hacia el oeste del MW. En cuanto a sus características biogeoquímicas, el MW presenta

Finally, the shallowest water masses we will deal with are ENACW and Madeira Mode Water (MMW). The latter is the lightest subtropical mode of ENACW. It is formed near and to the north of Madeira Island by wintertime convection (Siedler *et al.* 1987) and it is located just below the permanent thermocline (vanAken 2001). We will not study shallower water masses as they have great time and spatial variability since they are subject to sea-atmosphere interactions. Two modes of ENACW have been identified (Ríos *et al.* 1992): the subtropical mode (ENACW_T) and the subpolar mode (ENACW_P). Ríos *et al.* (1992) defined the limit between both modes as H. The ENACW_T is formed near Madeira Island, at the northern margin of AC (Ríos *et al.* 1992), and thus one of its components is MMW (Álvarez *et al.* 2005). From this region it spreads northeast, towards the Iberian Peninsula. The ENACW_P origin is at the cyclonic gyre located in the NEA (McCartney and Talley 1982) and it spreads southward. There is a zone of permanent superficial convergence between both water modes within the latitudinal range 43°–44° N (Ríos *et al.* 1992).

This work aims to analyze and describe the hydrographic structure of a meridional section surveyed during the

altos niveles de alcalinidad total y de remineralización de materia orgánica (Álvarez 2002).

El AAIW puede ser identificada por un mínimo de salinidad y un máximo de silicato. Fluye hacia el norte desde las regiones subantárticas y, a lo largo del Atlántico nororiental, alcanza latitudes hasta 32° N (vanAken 2000b, Álvarez *et al.* 2005). Siguiendo la nomenclatura usada por Álvarez *et al.* (2004, 2005), en este trabajo se hace referencia al AAIW diluida que se encuentra en esta región ($\pm 11\%$ de AAIW pura) como AA.

Finalmente, las masas de agua más superficiales que se han tenido en cuenta en el presente trabajo son el ENACW y el Agua Modal de Madeira (MMW). Esta última es el agua modal subtropical más ligera de las variedades de ENACW. Se forma al norte de la isla de Madeira por convección invernal (Siedler *et al.* 1987) y se localiza por debajo de la termocline permanente (vanAken 2001). Debido a la elevada variabilidad espacial y temporal de las aguas superficiales, por la interacción océano-atmósfera, éstas no fueron incluidas en el análisis. Se pueden identificar dos principales modos de ENACW (Ríos *et al.* 1992.): el modo subtropical (ENACW_T) y el modo de subpolar (ENACW_P). Ríos *et al.* (1992) define como H el límite entre ambos modos. La ENACW_T se forma cerca de la isla de Madeira, en el margen norte de la AC (Ríos *et al.* 1992) y, por lo tanto, uno de sus componentes es la MMW (Álvarez *et al.* 2005). Esta variedad subtropical se extiende desde esta región hacia el noreste, hacia la Península Ibérica. Por otra parte, el origen de la ENACW_P se encuentra en el giro ciclónico ubicado en la región NEA (McCartney y Talley 1982) y se extiende en dirección sur. Existe una zona de convergencia superficial permanente entre ambos modos en la franja de latitud 43°–44° N (Ríos *et al.* 1992).

En este trabajo se analiza y describe la estructura hidrográfica de la sección occidental muestreada durante la campaña CAIBOX (fig. 1), estudiando las propiedades termohalinas y realizando un análisis multiparamétrico óptimo (OMP) de la mezcla de masas de agua. También se calculan las corrientes geostroficas a través de la sección, identificando y cuantificando la AC y comparándola con las estimaciones de otras campañas realizadas en la misma región.

MATERIALES Y MÉTODOS

Programa de muestreo y variables medidas

Los datos de campo fueron obtenidos durante la campaña CAIBOX, llevada a cabo en el verano de 2009, del 25 de julio al 14 de agosto, a bordo del B/O *Sarmiento de Gamboa*. La campaña se distribuyó en tres secciones de gran escala de CTD-roseta, conformando una caja en la región de la Cuenca Ibérica: una zonal (41°30' N), una occidental (20° W) y otra transversal (cerrando la caja contra la costa africana a través de las islas Canarias) (fig. 1). El límite occidental de la campaña se fijó en 20° W para abarcar la difusión del MW,

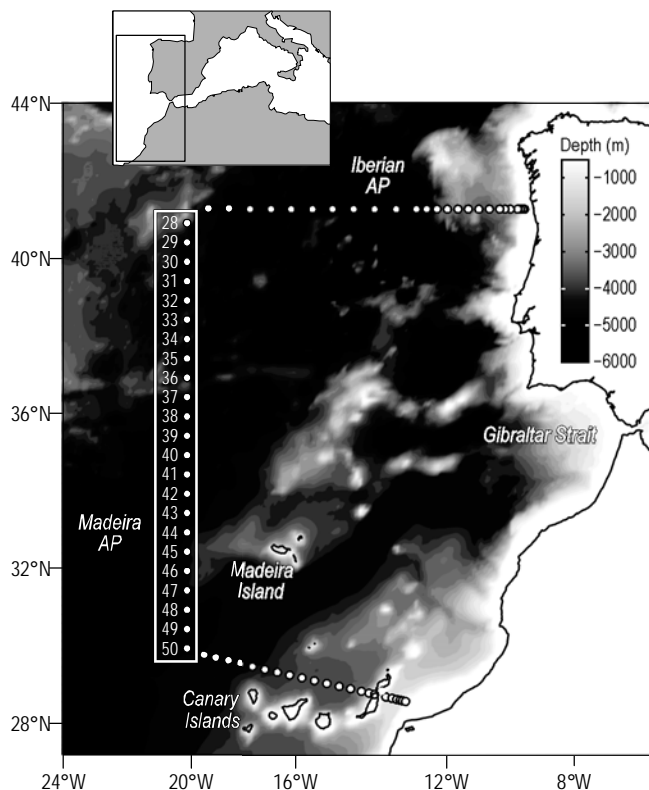


Figure 1. Distribution of CTD stations occupied during the CAIBOX cruise. In this paper we focus on the meridional section defined by stations 28 to 50, those enclosed in the rectangle.

Figura 1. Distribución de las estaciones de CTD en la campaña CAIBOX. Este trabajo se centra en la sección occidental definida entre las estaciones 28 y 50, las señaladas en el rectángulo.

CAIBOX cruise (fig. 1). We will be aided by the study of the thermohaline properties and the optimum multiparametric (OMP) analysis of water mass mixing. The geostrophic currents through the sections will be calculated and the AC identified, its transport evaluated and compared with those estimated from other cruises carried out in the same region.

MATERIAL AND METHODS

Sampling program and measured variables

Field data were obtained during the CAIBOX cruise conducted in summer 2009, from 25 July to 14 August, on board the R/V *Sarmiento de Gamboa*. The survey comprised three large-scale CTD-Rosette sections defining a box in the Iberian Basin region: the zonal section (41°30' N), meridional section (20° W), and transverse section, closing the box against the African coast through the Canary Islands (fig. 1). The western boundary of CAIBOX was defined at 20° W because it embraces the spreading of MW, avoids complex bathymetric features that would enhance mesoscale structures, and approximately coincides with several repeated sections of international programs: Atlantic Meridional Transect (AMT), Carbon in the Atlantic (CARINA), Climate Variability and Predictability (CLIVAR), and World Ocean Circulation Experiment (WOCE). From the databases generated by these international research programs, we extracted the data that best agreed with the location of the meridional CAIBOX section. Table 1 summarizes the data sources used in the present study. Note that all but the spring CHAOS cruise were summer cruises.

The CAIBOX cruise consisted of 71 hydrographic stations where multidisciplinary observations were carried out in the water column with a SBE911plus CTD-Rosette equipped with 24 Niskin bottles (12 L). At each station, profiles of temperature and salinity were obtained during the CTD downcast, while on the upcast, 24 different pressure levels were sampled with the Rosette and CTD sensors. The CTD data were processed with the standard procedures and software from SeaBird®. The CTD salinity was calibrated with water samples taken with the Rosette and analyzed on

evitando una batimetría compleja que pudiera magnificar las estructuras de mesoescala, y para coincidir con otras secciones previas de programas internacionales tales como el AMT (Atlantic Meridional Transect), el CARINA (Carbon in the Atlantic), el WOCE (World Ocean Circulation Experiment) y el CLIVAR (Climate Variability and Predictability). De las bases de datos generadas gracias a estos programas internacionales de investigación, se extrajeron datos equiparables a la ubicación de la sección occidental de CAIBOX. La tabla 1 resume la información de cada una de las campañas utilizadas en el presente estudio. Todas las campañas son estivales, a excepción de la campaña CHAOS.

La campaña CAIBOX constó de 71 estaciones hidrográficas, en las que se llevaron a cabo observaciones multidisciplinares en la columna de agua con un CTD-roseta SBE911plus equipado con 24 botellas Niskin (12 L). En cada estación se obtuvieron los perfiles de temperatura y salinidad durante el descenso del CTD, mientras que en el ascenso, además de los datos registrados por el CTD, se tomaron muestras con la roseta a 24 niveles de presión diferentes. Los datos de CTD fueron procesados mediante los procedimientos estándares del software de SeaBird®. La salinidad del CTD fue calibrada con muestras de agua tomadas con la roseta y analizadas a bordo con un Guildline 8410-A Portasal. En dos de las estaciones (40 y 47), debido a problemas técnicos, el CTD no pudo alcanzar la profundidad máxima. Por ello estos perfiles se interpolaron en la vertical (desde 2571 a 5005 dbar y desde 2605 hasta 4164 dbar, respectivamente) con las estaciones adyacentes más cercanas al fondo. Las muestras de agua de mar se analizaron a bordo para determinar la concentración de oxígeno disuelto (O₂), alcalinidad total y nutrientes: nitrato + nitrito (en adelante nitrato, NO₃), fosfato (PO₄), y silicato (SiO₄).

La concentración de oxígeno se determinó mediante el método Winkler (1988). La alcalinidad total se determinó por valoración potenciométrica con un dispositivo automático Titrimetro Metrohm con una técnica combinada de electrodo de vidrio (Metrohm 6.0233.100) y línea de plomo Pt-1000 (Pérez y Fraga 1987, Mintrop *et al.* 2000). Por último, los nutrientes se determinaron mediante un análisis estándar de flujo segmentado con un analizador Alpkem (Mouriño y

Table 1. Summary of transects selected from different cruises.

Tabla 1. Resumen de los transectos seleccionados de las diferentes campañas.

Cruise	Spatial resolution	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Start date (dd/mm/year)	End date (dd/mm/year)
A16N	0.5°	30.6 to 41.5	20.0 to 23.2	02/08/1988	04/08/1988
OACES	1.0°	31.0 to 42.0	20.0 to 23.0	18/08/1993	21/08/1993
CHAOS	0.5°	30.0 to 41.5	20.0 to 21.3	02/05/1998	09/05/1998
AZORES	1.0°	30.0 to 38.0	20.4 to 23.0	31/07/1998	05/08/1998
CLIVAR	0.5°	30.0 to 41.5	20.0 to 23.0	01/07/2003	06/07/2003
CAIBOX	0.5°	30.0 to 41.0	20.0 to 20.0	01/08/2009	08/08/2009

board with a Guildline 8410-A Portasal. At two stations, 40 and 47, due to technical problems the CTD did not get close to the bottom. Those downcast profiles were depth interpolated (from 2571 to 5005 dbar and from 2605 to 4164 dbar, respectively) using the nearby deeper stations. Seawater samples were analyzed on board to determine dissolved oxygen concentration (O_2), total alkalinity, and nutrients: nitrate + nitrite (hereinafter nitrate, NO_3), phosphate (PO_4), and silicate (SiO_4).

The Winkler (1988) method was followed to derive O_2 . Total alkalinity was determined by potentiometric titration in an automatic potentiometric titrator (Titrimetrohm) with a combined glass electrode (Metrohm 6.0233.100) and lead line Pt-1000 technique (Pérez and Fraga 1987, Mintrop *et al.* 2000). Nutrients were determined using standard segmented flow analysis procedures with an Alpkem analyzer (Mouriño and Fraga 1985, Álvarez-Salgado *et al.* 1992). The precisions of the methods are $\pm 0.1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ for NO_3 , $\pm 0.02 \mu\text{mol kg}^{-1}$ for PO_4 , and $\pm 0.05 \mu\text{mol kg}^{-1}$ for SiO_4 .

The collected hydrographic dataset was completed with sea level anomaly (SLA) and geostrophic velocity products derived from satellite altimetry measurements, both available in the AVISO webpage (www.aviso.oceanobs.com). The sea surface temperature (SST) satellite image for the CAIBOX cruise has also been included (www.ifremer.fr/cgi-bin/nph-dods/data/satellite/).

Variables calculated from collected data

The geostrophic velocity field was obtained from the package of SeaWater routines implemented in Matlab by P Morgan (1992, www.cmar.csiro.au), based on Pond and Pickard's (1986) equations. It was calculated referenced to a level of no motion situated at a constant pressure level equal to 2000 dbar, following Pérez *et al.* (2003). In addition, we computed the associated geostrophic volume transports.

Once the hydrography has been analyzed, the next step is to resolve the water mass mixing using an extended optimum multiparameter (eOMP) method (Karstensen and Tomczak 1998). It derives from the classical OMP analysis, developed from Tomczak's (1981) initial investigation. He introduced multiparameter analysis by adding oxygen and nutrients as additional quasi-conservative parameters to the θ/S diagram techniques followed in the 1980s, assuming that biogeochemical changes of these parameters were negligible. Instead of this, the eOMP accounts for the non-conservative character of some of the parameters by taking into account the biogeochemical processes. Summarizing, this analysis consists of quantifying the fractions of a specific set of source water types (SWT, table 2) that may compose each sampled water parcel. The mixing problem is solved by minimizing the residuals of a set of linear equations for conservative and non-conservative variables. These variables are weighted as a function of their associated uncertainty (W , table 2), that is, lower weights are assigned to those parameters less

Fraga 1985, Álvarez-Salgado *et al.* 1992). Las precisiones de los métodos son $\pm 0.1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ para NO_3 , $\pm 0.02 \mu\text{mol kg}^{-1}$ para PO_4 y $\pm 0.05 \mu\text{mol kg}^{-1}$ para SiO_4 .

Los datos hidrográficos se complementaron con datos de satélite de anomalías del nivel del mar (SLA) y velocidad geostrofica, ambos disponibles en la página web de AVISO (www.aviso.oceanobs.com). También se incorporó la temperatura superficial del mar (SST) para la campaña CAIBOX (www.ifremer.fr/cgi-bin/nph-dods/data/satellite/).

Variables calculadas a partir de los datos recogidos

El campo de velocidad geostrofica fue obtenido a partir del conjunto de rutinas implementadas en Matlab por Phil Morgan (1992; www.cmar.csiro.au), basadas en las ecuaciones de Pond y Pickard (1986). El nivel de referencia de velocidad nula necesario para el cálculo fue escogido a una presión constante de 2000 dbar, de acuerdo con Pérez *et al.* (2003). El transporte (en Sv) asociado se obtuvo a partir de las velocidades.

Una vez analizada la hidrografía, se determinó la mezcla de masas de agua masas mediante una versión extendida del modelo de mezcla óptimo multiparamétrico (eOMP) (Karstensen y Tomczak 1998). Éste se deriva del OMP clásico, desarrollado inicialmente por Tomczak (1981), quien introdujo el análisis multiparamétrico mediante la inclusión del oxígeno y de nutrientes como parámetros cuasiconservativos en las técnicas θ/S iniciadas en la década de los ochentas, suponiendo para ello que los cambios bioquímicos de estos parámetros eran insignificantes. A diferencia de las aproximaciones iniciales, el eOMP da cuenta de la naturaleza no conservativa de algunos de los parámetros mediante la modelización de los procesos biogeoquímicos. En resumen, este análisis consiste en la cuantificación de las fracciones de un conjunto específico de tipos de masas de agua de origen (SWT, tabla 2) que pueden componer cada parcela de agua. El problema de la mezcla se resuelve minimizando los residuos de una serie de ecuaciones lineales para cada muestra de agua, en el cual las incógnitas son las contribuciones de los diferentes SWTs. Cada variable o trazador es ponderado en función de su incertidumbre asociada (W , tabla 2); es decir, se asigna menor peso a los parámetros con menor precisión y/o con una mayor variabilidad en la región de estudio. El método incluye, de hecho, una combinación de ambas versiones del OMP, la clásica y la extendida, con iteración de algunas de las variables (NO_3 , PO_4 y SiO_4) con el fin de minimizar los errores de cálculo. Además, como restricciones en el proceso de minimización, la masa debe ser rigurosamente conservada y la contribución de cada SWT debe ser positiva.

Como trazadores conservativos se incluyeron θ y S , suponiendo también un comportamiento conservativo para el SiO_4 . Las variables no conservativas fueron NO_3 , PO_4 y O_2 . Los coeficientes estequiométricos utilizados para convertir el consumo de oxígeno (consumo de oxígeno desde las condiciones cercanas a la saturación) a unidades de NO_3 y PO_4

Table 2. Characteristics of the source water types (SWT). Weight (W , dimensionless), determination coefficient (R^2), and standard error of the regression between the measured and predicted variables are also shown for each variable.**Tabla 2.** Características de los tipos de masas de agua de origen (SWT). Para cada variable se muestra su peso (W , adimensional), coeficiente de determinación (R^2) y error estándar de la regresión entre las variables medidas y estimadas.

SWT	Potential temperature (°C)	Salinity (psu)	O ₂ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	SiO ₄ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	NO ₃ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	PO ₄ ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)
MMW	20.00 \pm 0.5	37.00 \pm 0.04	223 \pm 9	0.2 \pm 0.1	0.0 \pm 0.0	0.00 \pm 0.00
ENACW _T	15.30 \pm 0.4	36.10 \pm 0.02	245 \pm 3	1.7 \pm 0.1	1.2 \pm 0.1	0.14 \pm 0.01
H	12.20 \pm 0.4	35.66 \pm 0.02	256 \pm 1	4.0 \pm 0.1	6.1 \pm 0.2	0.31 \pm 0.03
ENACW _P	8.30 \pm 0.3	35.23 \pm 0.01	304 \pm 2	11.3 \pm 0.5	11.1 \pm 1.1	1.10 \pm 0.14
MW	11.74 \pm 0.1	36.50 \pm 0.01	261 \pm 5	9.4 \pm 0.4	4.0 \pm 0.2	0.31 \pm 0.05
AA	7.50 \pm 0.1	35.00 \pm 0.02	290 \pm 2	21.3 \pm 2.2	16.2 \pm 0.8	0.95 \pm 0.16
LSW	3.40 \pm 0.2	34.89 \pm 0.12	325 \pm 2	8.0 \pm 0.6	12.5 \pm 0.3	0.94 \pm 0.02
ISOW	2.50 \pm 0.08	34.98 \pm 0.02	319 \pm 3	14.0 \pm 1.0	7.1 \pm 0.5	0.60 \pm 0.06
NEADW _U	2.40 \pm 0.003	34.93 \pm 0.003	328 \pm 2	35.0 \pm 0.0	11.9 \pm 0.0	0.90 \pm 0.00
NEADW _L	1.92 \pm 0.003	34.89 \pm 0.02	337 \pm 3	49.7 \pm 0.2	13.6 \pm 0.2	0.95 \pm 0.02
W	15	6	3	2	2	2
R^2	0.9999	0.9984	0.9948	0.9983	0.9722	0.9676
Standard error	0.05	0.02	1.89	0.63	0.99	0.07

accurately measured and/or with higher variability in the region of study. The eOMP method used herein includes a combination of both the classical and extended eOMP, using also iterations in some of the variables (NO₃, SiO₄, and PO₄) in order to minimize errors. In addition, as constraints to the minimization process, the mass conservation equation is rigorously required to be conserved and the contribution of each SWT must be positive.

The conservative variables used were θ and S , and a conservative behavior was also assumed for SiO₄. The non-conservative tracers were NO₃, PO₄, and O₂. The stoichiometric coefficients considered for O₂ consumption (O₂ consumption from the initial close-to-saturation conditions) into NO₃ and PO₄ were the nitrogen Redfield ratio (R_N) = 9.3 (from Pérez *et al.* 2001) and phosphate Redfield ratio (R_P) = 163 (from Anderson and Sarmiento 1994), respectively.

The θ/S SWT property values (table 2) were selected following Álvarez *et al.* (2005) and Álvarez and Álvarez-Salgado (2009), as they represent the SWT entering the NEA region. Thus, for MMW, the θ/S values that best fit in the θ/S diagram for this region were selected, with slightly higher values than those usually taken as representative for this area of formation (Siedler *et al.* 1987, Pérez *et al.* 2003). The θ/S properties for ENACW_T, ENACW_P, and H were taken from Ríos *et al.* (1992). The MW values correspond to those established after the Mediterranean Overflow Water (MOW) has sunk and stabilized at about 1000 m depth in the Atlantic Ocean (Pérez *et al.* 2001, Álvarez *et al.* 2004). The θ/S characteristics for AA were selected on the basis of former

fueron las razones de Redfield para el nitrógeno (R_N) = 9.3 (de Pérez *et al.* 2001) y para el fósforo (R_P) = 163 (de Anderson y Sarmiento 1994), respectivamente.

Los valores θ/S de cada SWT (tabla 2) fueron seleccionados con base en el trabajo de Álvarez *et al.* (2005) y Álvarez y Álvarez-Salgado (2009), ya que representan los SWTs presentes en la región NEA. Así, para el MMW se tomó el punto θ/S que mejor encajaba en el diagrama θ/S para esta región, con valores ligeramente superiores a los tomados anteriormente como representativos de su área de formación (Siedler *et al.* 1987, Pérez *et al.* 2003). Las propiedades θ/S para el ENACW_T, ENACW_P y H fueron tomados de Ríos *et al.* (1992). Las del MW corresponden a las adquiridas tras el hundimiento y estabilización del Agua Mediterránea de Desbordamiento (MOW) a unos 1000 m de profundidad en el golfo de Cádiz (Pérez *et al.* 2001, Álvarez *et al.* 2004). Las características θ/S del AA se seleccionaron en base a estudios previos en la región (Pérez *et al.* 1998, 2001). En cuanto al LSW, se consideraron las propiedades θ/S ampliamente aceptadas en la bibliografía (McCartney y Talley 1982; Pérez *et al.* 1993, 1998, 2001; Álvarez *et al.* 2005), que son las que alcanza el LSW tras cruzar la Dorsal Mesoatlántica. Para la ISOW, después de examinar cuidadosamente el diagrama θ/S , se escogió una temperatura potencial ligeramente superior que la consignada por Álvarez *et al.* (2005) y Álvarez y Álvarez-Salgado (2009), de acuerdo con Østerhus *et al.* (2008). Los límites superior e inferior de la NEADW provienen del trabajo de Castro *et al.* (1998). Es conveniente señalar que el límite superior de la NEADW se descompuso para

studies in the area (Pérez *et al.* 1998, 2001). Regarding LSW, we considered the θ/S properties widely accepted for this area (McCartney and Talley 1982; Pérez *et al.* 1993, 1998, 2001; Álvarez *et al.* 2005): those reached when the LSW has crossed the Mid-Atlantic Ridge. For ISOW, after examining the θ/S diagram, we used a slightly higher θ than in Álvarez *et al.* (2005) and Álvarez and Álvarez-Salgado (2009), in agreement with Østerhus *et al.* (2008). For the upper and lower limits of NEADW, the values selected were those from Castro *et al.* (1998). It is convenient to note that the upper NEADW was decomposed for the eOMP analysis into its end members (MW, LSW, ISOW, and NEADW_L, following Broecker and Peng 1982).

The initial biogeochemical values for SWT were extrapolated from regression lines with temperature and salinity and then accurately tuned using the eOMP iterative process (Álvarez *et al.* 2004, 2005) (table 2). We based the mixing criteria for SWT on information about water mass distribution within the region.

RESULTS

The large-scale flow is known to vary at long temporal scales and to contain/generate mesoscale variations developed at shorter temporal scales. Thus, for a set of cruises carried out some years apart and each accomplished in only a few days, one may assume synopticity for each survey in order to study the interannual variations of the large scale flow and to infer different mesoscale patterns. Hence, we analyzed the temporal variability along the CAIBOX meridional section (fig. 1). Since the θ and S fields have their largest range of variability in the upper layers we used these variables and the geostrophic velocities to describe the more relevant features of the upper 2000 dbar. On the other hand, and to extend the study to deeper layers, we resorted to water mass analysis. This type of analysis, which includes biogeochemical variables, generates contrasting contours in the deep layers, providing a better description of the whole water column.

Hydrographic features of the CAIBOX meridional section: velocity field and volume transports

The thermohaline field of the upper layers along the 20° W meridian (30°–41° N) shows the typical large scale feature in the subtropics: a meridional gradient with a southward increase in temperature and salinity (fig. 2). This can also be noted in the SST plot (fig. 3), where surface temperature shows a marked zonal distribution of isotherms. The main thermohaline structure found in the upper 2000 dbar is the AF associated with the AC (fig. 2), which can be identified by the 16.2 °C/36.2 θ/S point at 150 dbar defined by Pérez *et al.* (2003). Nevertheless, isotherms and isohalines also show other domed up and down

el análisis OMPe en sus cuatro miembros originales (MW, LSW, ISOW, NEADWL, según Broecker y Peng 1982).

Los valores biogeoquímicos de los tipos de agua se extrapolaron inicialmente de las rectas de regresión con la temperatura potencial y la salinidad y se ajustaron posteriormente mediante un proceso iterativo implementado en el OMPe (Álvarez *et al.* 2004, 2005) (tabla 2). Cabe señalar que en todo momento los criterios de mezcla de los diferentes tipos de agua están basados en el conocimiento previo de la distribución de masas de agua en la región de estudio.

RESULTADOS

Se sabe que la circulación de gran escala varía a largo plazo y contiene/genera variaciones de mesoescala a escalas temporales más cortas. Así, en una serie de campañas llevadas a cabo con algunos años de diferencia y cada una realizada en un periodo de días, con el fin de estudiar las variaciones interanuales del flujo a gran escala y deducir los diferentes patrones de mesoescala se puede suponer que cada una de ellas representa una sinopsis. Así, para una serie de campañas llevadas a cabo con algunos años de diferencia y cada una realizada en un periodo de días, se puede asumir sinopticidad para cada una de ellas con el fin de estudiar las variaciones interanuales del flujo a gran escala y para deducir los diferentes patrones de mesoescala. Partiendo de esta premisa, se ha analizado la variabilidad temporal a lo largo de la sección occidental de CAIBOX (fig. 1). Dado que la temperatura potencial y los campos de salinidad tienen un mayor rango de variabilidad en las capas superiores, se utilizaron dichas variables y la velocidad geostrofica para describir las características más relevantes de los primeros 2000 dbar de la columna de agua. Por otro lado, y para ampliar el estudio a las capas más profundas, se recurrió al análisis de mezcla de las masas de agua. Este tipo de análisis, que incluye las variables biogeoquímicas, genera contornos de contraste en las capas profundas, proporcionando una mejor descripción de la columna de agua.

Características hidrográficas de la sección occidental de CAIBOX: campo de velocidad y transporte de volúmenes

El campo termohalino de las capas superficiales a lo largo del meridiano 20° W (30°–41° N) muestra la distribución típica de gran escala en las regiones subtropicales, con un acusado gradiente termohalino latitudinal (aumento de la temperatura y la salinidad hacia el sur) (fig. 2). Esto también se puede observar en la gráfica de las SST (fig. 3), donde la temperatura superficial muestra una disposición marcadamente zonal de las isotermas. La principal estructura termohalina que se encuentra en los primeros 2000 dbar es el AF asociado a la AC (fig. 2), que puede ser identificado por el punto $\theta/S = 16.2$ °C/36.2, a 150 dbar, definido por Pérez *et al.* (2003). Sin embargo, las isotermas e isohalinas también muestran otras formas cóncavas y convexas correspondientes a estructuras ciclónicas y anticiclónicas, respectivamente.

displacements corresponding to cyclonic and anticyclonic structures, respectively.

The upper vertical current structure is essentially columnar, with the AC mostly confined to the upper 1000 dbar. It has a superficial geostrophic speed maximum (relative to 2000 dbar) around 34–37° N. Both the magnitude and the position of the AC show high variability (figs. 4, 5), with a significant difference between the May (CHAOS) cruise and the summer ones. It is in May when we found the most northward position and the lower transport for AC (fig. 5). In general, the mean transport for this current, considering all cruises, is about 9.3 ± 2.6 Sv at 20° W.

Besides the spring-summer variability of the AC, spatial differences in the meridional sections and between all cruises can also be identified; however, the meridional sections do not exactly span along the same latitudinal ranges for all cruises (apart from A16N, OACES, and CLIVAR), which could result in wrong interpretations of the variability. But even comparing those tracks that match exactly, there is no stationary current pattern. Figure 4 shows the volume transports across the sections integrated between each station pair. If we focus on the common range between 31° and 41° N for all the cruises but OACES and AZORES (they do not embrace the whole range and their sample resolution is lower), we find a positive across-section mean transport of 6.1 Sv (6.9, 7.7, 6.2, and 3.7 Sv for A16N, CHAOS, CLIVAR, and CAIBOX, respectively; note, however, that the sections do not have the same orientation and thus the transports given here are not directly comparable). A negative correlation coefficient of 62% was obtained between net transport across sections (31° to 41° N) and AC transport, taking into consideration these four cruises (A16N, CHAOS, CLIVAR, and CAIBOX).

Altimetry SLA images clearly show eddy structures and with the surface geostrophic velocity superimposed, the AC pathway can be approximately defined (fig. 3). To do that, we established the departing latitude point of the AC for each section and, assuming the flow is near-stationary, we followed the likely path for the AC. With reference to the AC flow, it is important to establish the difference between a current meander and an eddy circulation. We will follow the terminology used by Alves *et al.* (2002), who defined “eddies” as free and coherent rotating features of a given relative vorticity sign surrounded by the opposite vorticity sign. Thus, cyclonic (anticyclonic) eddies can only exist north (south) of the AC. In figure 3, also matching up with sections from figures 2 and 4, we can identify several anticyclonic and cyclonic rotating features, but only a few closed eddies according to the above definition.

Water mass distribution

Water mass is defined as a body of water whose thermohaline and chemical properties are specifically acquired at its

La estructura vertical de las corrientes en la capa superior es esencialmente columnar, con la AC principalmente confinada a los primeros 1000 dbar. La velocidad geostrofica máxima (relativa a 2000 dbar) se ubica en la superficie, en torno a los 34°–37° N. Tanto la magnitud como la posición de la AC presentan una gran variabilidad (figs. 4, 5), con una diferencia significativa entre la campaña de mayo (CHAOS) y las campañas de verano. En mayo es cuando la AC se encuentra más al norte y presenta un menor transporte (fig. 5). En términos generales, el transporte medio para esta corriente, teniendo en cuenta todas las campañas, es de aproximadamente 9.3 ± 2.6 Sv a 20° W.

Además de la variabilidad primavera-verano de la AC, también se pueden identificar diferencias espaciales en las secciones y entre campañas. Sin embargo, las secciones no son exactamente equiparables ya que no se extienden a lo largo del mismo rango latitudinal (sí lo hacen la A16N, OACES y CLIVAR) lo que podría dar lugar a interpretaciones erróneas de la variabilidad. Pero aun incluso comparando las secciones exactamente coincidentes, no existe un patrón estacionario de corrientes. La figura 4 muestra el transporte de volumen a través de las secciones, integrado entre cada par de estaciones. Si nos centramos en el rango latitudinal común de 31° a 41° N para todas las campañas (exceptuando OACES y AZORES, que no abarcan dicho rango y además tienen una distancia entre estaciones mayor), encontramos un transporte medio de 6.1 Sv (6.9, 7.7, 6.2 y 3.7 Sv para A16N, CHAOS, CLIVAR y CAIBOX, respectivamente; nótese, sin embargo, que las secciones no tienen la misma orientación y por lo tanto los transportes no son directamente comparables). Teniendo en cuenta estas cuatro campañas (A16N, CHAOS, CAIBOX y CLIVAR), se obtuvo un coeficiente de correlación negativo de 62% entre el transporte neto a través de las secciones (31° a 41° N) y el transporte de la AC.

Las imágenes de altimetría de las anomalías de nivel del mar (SLA) muestran claramente la presencia de estructuras tipo remolino y, gracias a la superposición de la velocidad geostrofica superficial, el recorrido de la AC puede ser aproximadamente definido (fig. 3). Para ello, se estableció la latitud de la AC en cada sección y, suponiendo un flujo cuasi-estacionario, se identificó el camino más probable para la AC. En referencia a la AC, es importante establecer la diferencia entre un meandro y una circulación tipo remolino. En este caso, utilizando la terminología utilizada por Alves *et al.* (2002), los “remolinos” son estructuras coherentes de libre rotación con una vorticidad relativa dada, envueltas/rodeadas por un entorno de vorticidad con signo opuesto; por lo tanto, sólo podrían desarrollarse remolinos ciclónicos (anticiclónicos) hacia el norte (sur) de la AC. De acuerdo con la definición anterior y en correspondencia con las secciones de las figuras 2 y 4, en la figura 3 también es posible identificar varias estructuras de rotación anticiclónica y ciclónica, pero sólo unos pocos remolinos propiamente dichos.

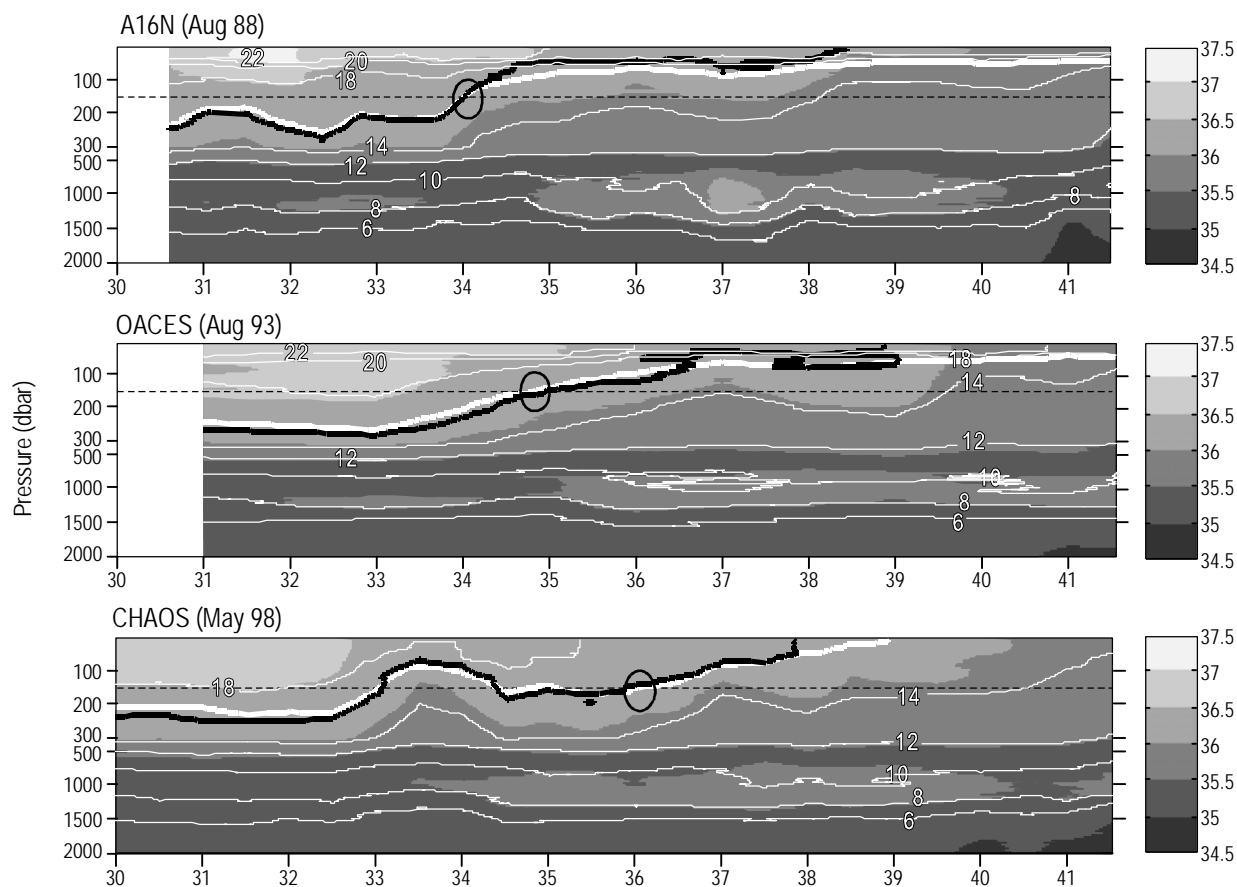


Figure 2. Vertical distributions of potential temperature (white line contour) and salinity (grey filled contour) for six different cruises. The thick white and black lines refer to the 16.2 °C and 36.2 isolines, respectively. The Azores Front θ/S point is identified (black circle) by 16.2 °C and 36.2 salinity at 150 dbar according to Pérez *et al.* (2003).

Figura 2. Distribuciones verticales de la temperatura potencial (líneas de contorno blancas) y la salinidad (contornos grises) para las seis campañas. Las líneas gruesas blanca y negra se refieren a las isolinéas de 16.2 °C y salinidad 36.2, respectivamente. Además, se ha identificado el punto θ/S del Frente de las Azores (AF, círculo negro) según la definición de Pérez *et al.* (2003), como el punto de 16.2 °C y 36.2 de salinidad a 150 dbar.

moment of formation in a particular region of the ocean (Tomczak and Godfrey 2003). Different water masses interact throughout the whole ocean at different depths, so any given volume of water can be composed of several water masses (Leffaune and Tomczak 2004).

In this paper, by means of eOMP, we solve the water mass mixing fractions in the CAIBOX meridional section. We define the mixing figures (MF), i.e., the representation of the SWT sets in a θ/S diagram, as realistic as possible. To do so, we first analyzed the θ/S diagram of the CAIBOX section (fig. 6) trying to delimit the most points inside the squares (the MF of a four SWT set is a square), doing different square combinations. Finally, we defined nine MF as follows: MMW-ENACW_T and ENACW_T-H for upper waters; H-ENACW_P-MW, ENACW_P-MW-LSW, ENACW_P-MW-LSW-NEADW_U, H-ENACW_P-MW-AA and ENACW_P-MW-LSW-AA for intermediate waters; and MW-LSW-AA-NEADW_U and MW-LSW-NEADW_U-NEADW_L for deep waters.

Distribución de las masas de agua

Una masa de agua se define como un cuerpo de agua cuyas propiedades químicas y termohalinas son adquiridas específicamente en el momento de su formación en una región particular del océano (Tomczak y Godfrey 2003). Diferentes masas de agua interactúan a lo largo de todo el océano a distintas profundidades, por lo que cualquier volumen de agua puede estar compuesto por varias masas de agua (Leffaune y Tomczak 2004).

En este trabajo, mediante un eOMP se determinó la mezcla de masas de agua en la sección occidental de la campaña CAIBOX. Para ello se definen *a priori* una serie de figuras de mezcla (MF), es decir, la representación de los conjuntos de tipos de agua en un diagrama θ/S , lo más realísticamente posible. Primero se analizaron los datos en un diagrama θ/S (fig. 6, de CAIBOX) tratando de delimitar la mayor cantidad de puntos dentro de los polígonos definidos por las MF (una MF de cuatro tipos de agua conformaría un cuadrado), haciendo

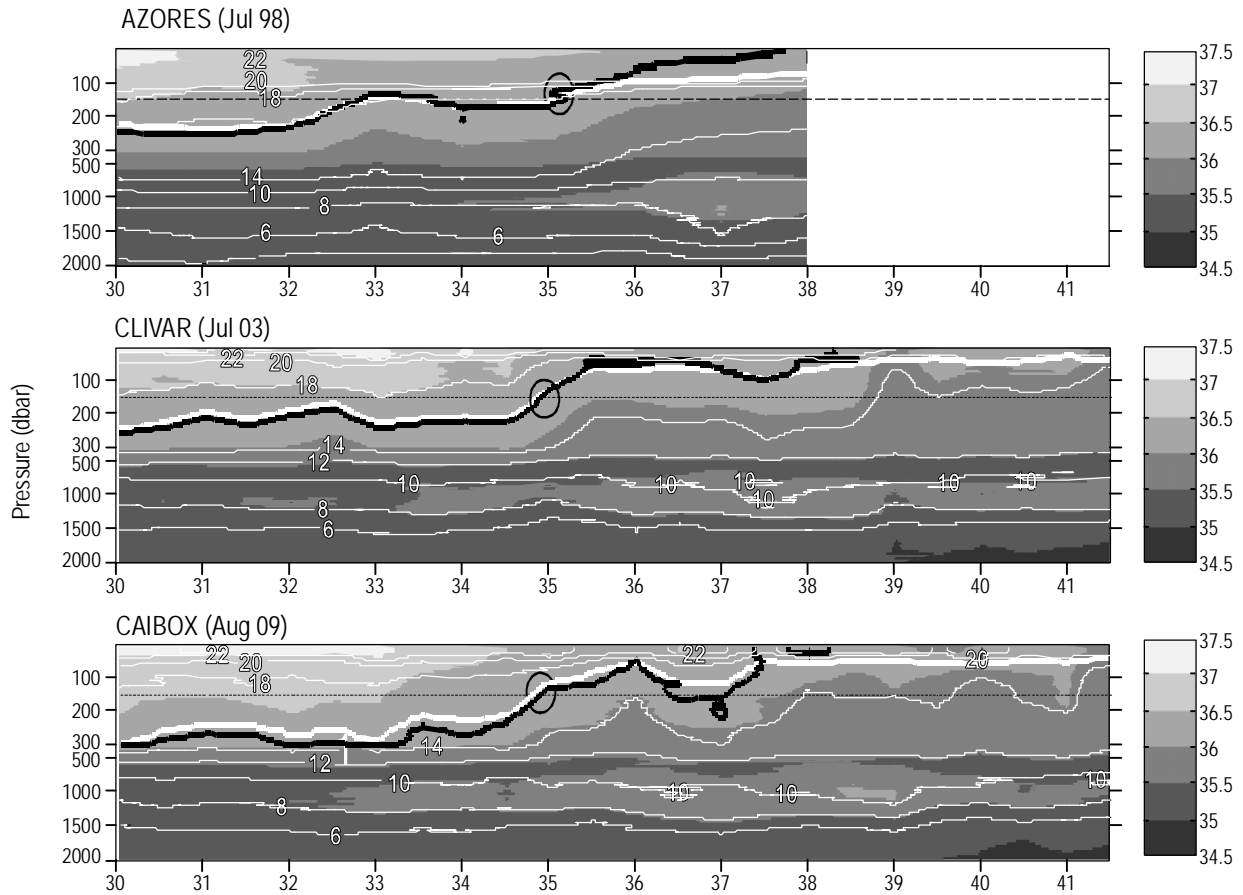


Figure 2. Cont.

Not all the profile data were included in the analysis over the entire depth range. Specifically, those data above 100 dbar were previously removed due to the high variability of the surface waters, in constant interaction with the atmosphere. MMW (fig. 7a) covers the upper 250 dbar of the water column, showing a northward spreading that is quite variable (36–38° N). Following in depth, ENACW_T (fig. 7b) reaches its maximum contribution near 150 dbar and its depth range diminishes towards the north. H (fig. 7b) (range 200–900 dbar, with a core at 300 dbar) marks the transition from subtropical (shallower) to subpolar (deeper) central waters; it has a homogenous meridional distribution with a slightly higher contribution northward, where it also reaches surface levels. The main core of ENACW_p (fig. 7c) is observed close to 900 dbar, spreading from north to south with a maximum contribution of 50%.

The AA core was found at 1000 dbar (fig. 7a), with a maximum contribution of 50%, this percent diminishing until its complete dilution at 33° N. It has to be pointed out that one of the constrictions arbitrarily imposed on the model is that the northern limit of the distribution of AA is 33° N. This northern limit for the AA seems to be a sensible one; AA has

diferentes combinaciones de polígonos. Finalmente, se definieron nueve MFs de la siguiente manera: MMW-ENACW_T y ENACW_T-H para las aguas superficiales; H-ENACW_p-MW, ENACW_p-MW-LSW, ENACW_p-MW-LSW NEADW_U, H-ENACW_p MW-AA-y-ENACW_p MW-LSW-AA para las aguas intermedias; y MW-LSW-AA-NEADW_U y MW-LSW-NEADW_U NEADW_L para las aguas profundas.

No se incluyeron todos los datos del perfil en el análisis. En concreto, los datos con presiones <100 dbar se eliminaron previamente debido a la gran variabilidad de las aguas superficiales, en constante interacción con la atmósfera. El MMW (fig. 7) se extiende en la capa más superficial, por encima de 250 dbar. De la figura se puede deducir su propagación hacia el norte, aunque sea muy variable (36°–38° N). Continuando en profundidad, el ENACW_T (fig. 7b) alcanza su máxima contribución cerca de los 150 dbar y su distribución en profundidad disminuye hacia el norte. H (fig. 7b) (en el rango 200–900 dbar, con un núcleo a 300 dbar) marca la transición entre las variedades subtropical (superficial) y subpolar (más profunda) de las aguas centrales; tiene una distribución latitudinal homogénea, con una contribución poco mayor hacia el norte, donde también llega a niveles más superficiales. El

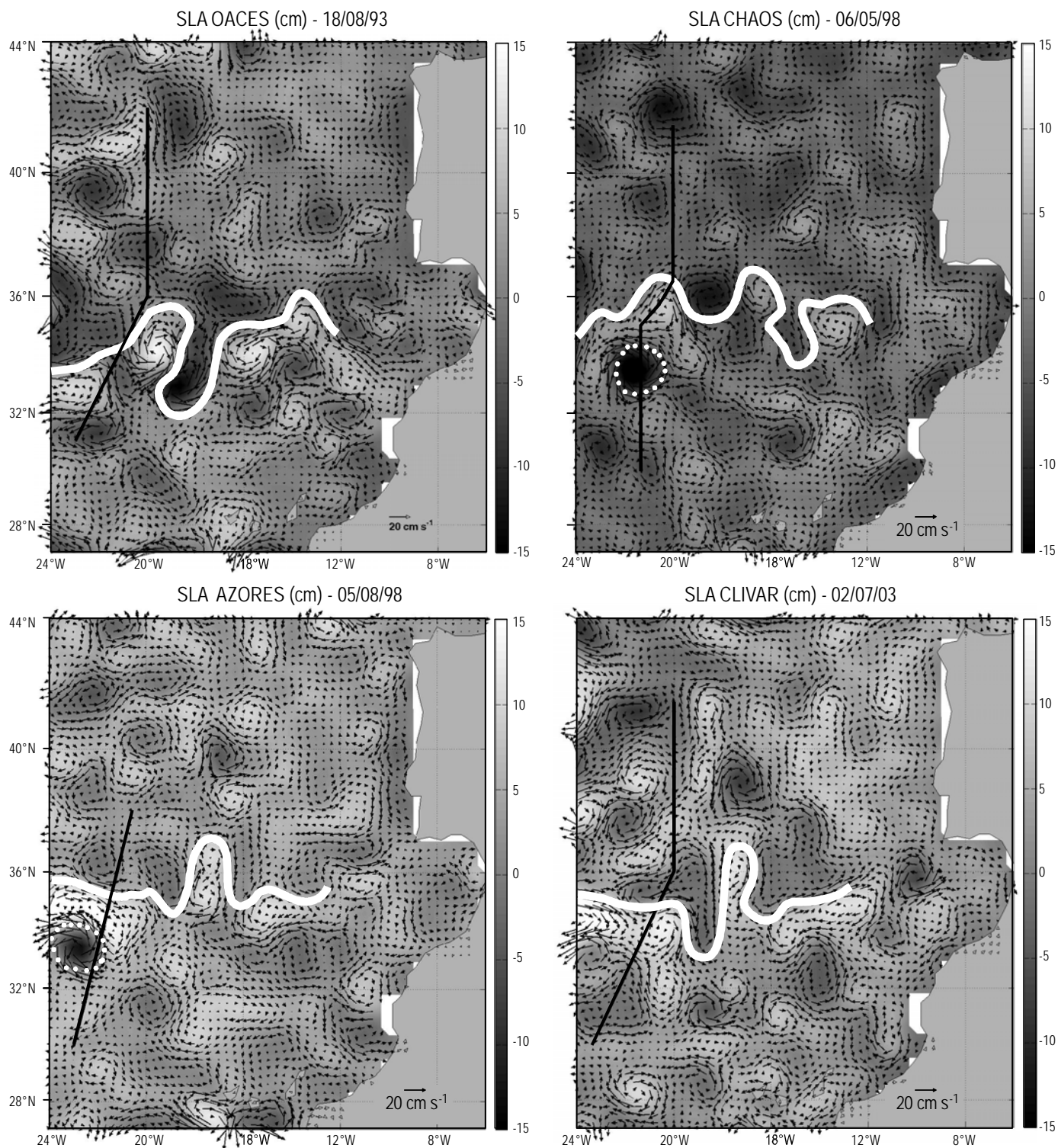


Figure 3. Surface geostrophic currents (black arrows, cm s^{-1}) superimposed on sea level anomaly (SLA, cm) fields. The sea surface temperature (SST, $^{\circ}\text{C}$) field is also plotted for the CAIBOX cruise. The black lines represent each cruise track, the white lines follow the possible path of the Azores Current, and the white dots delimit the eddies related to this current.

Figura 3. Corrientes geostróficas superficiales (flechas negras, cm s^{-1}) superpuestas al campo de anomalías del nivel del mar (SLA, cm). También se incluye el campo de temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$) para la campaña CAIBOX. Las líneas rectas representan las secciones de cada campaña, las líneas blancas el posible recorrido de la Corriente de las Azores y los puntos blancos delimitan los remolinos relacionados con esta corriente.

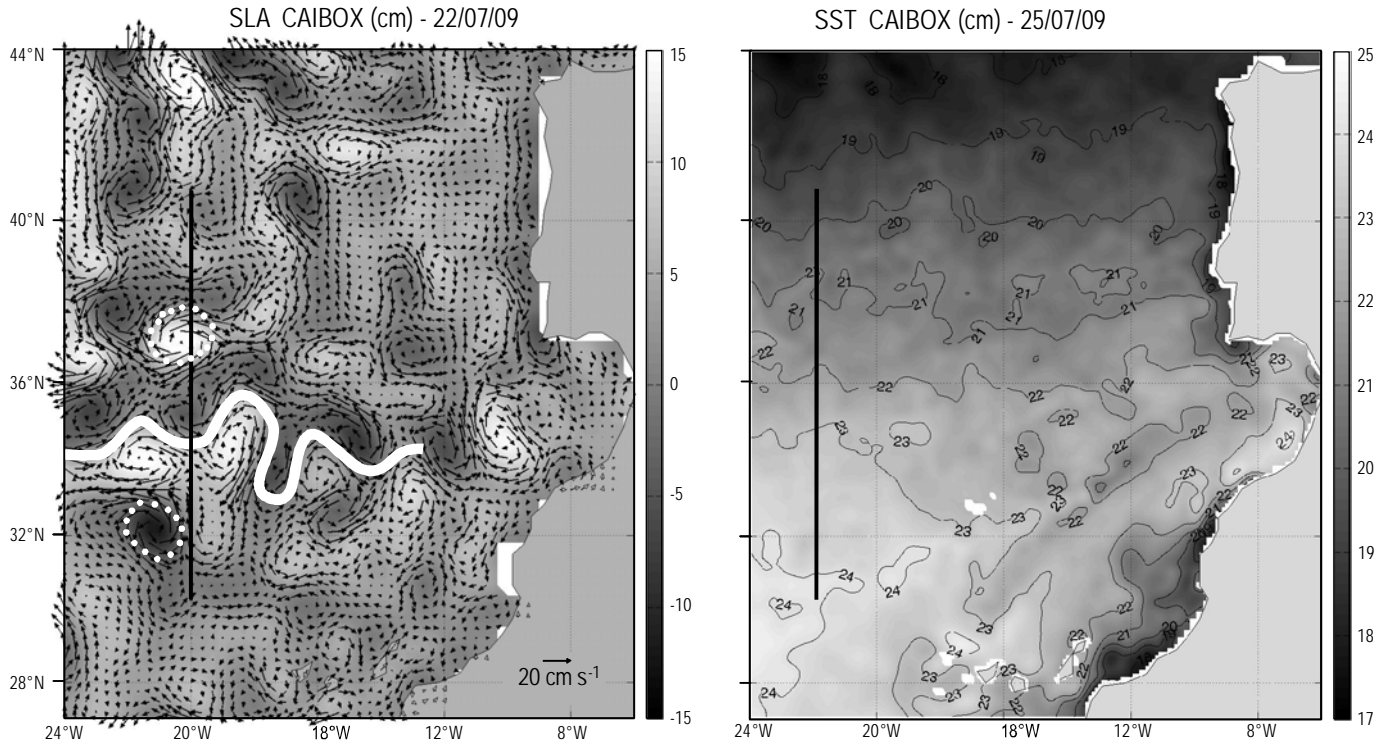


Figure 3. Cont.

been reported to reach 16°N all across the Atlantic, where it encounters the upper part of the Mediterranean saline layer near 20°N that weakens its signal, and it is also marginally present along 24°N (Reid 1994). More recently, as was mentioned in the introduction, it has been known to reach at least 32°N in the eastern Atlantic (vanAken 2000b, Álvarez *et al.* 2005), although Machín and Pelegrí (2009) have detected the presence of AA as far as 34°N along the African slope.

The MW core (fig. 7c) is located about 1000–1200 dbar, with its highest contribution up to 70% in the CAIBOX cruise. Its position might correspond to the western branch of the MW tongue that varies between cruises. In fact, there is a good agreement between the westward velocity at 1000 dbar (fig. 4) and the position of the MW cores (fig. 7c).

The higher contribution of LSW (70%) (fig. 7b) is found in the northernmost part of the section ($\sim 40^{\circ}$ – 41°N). Its southern extension varies from year to year, but also differs within the same year at different seasons (see CHAOS and AZORES cruises).

The NEADW_L (fig. 7b) occupies the entire deep water column until 3000 dbar with a contribution higher than 70%. Its distribution is quite stable in time, but it is important to note the low contribution percent in the AZORES section mainly due to the lack of deep CTD-cast data. Finally, only a very small contribution (10%) of ISOW was detected in the section of study, with a markedly patchy distribution (fig. 7c).

núcleo principal de ENACW_p (fig. 7c) se encuentra cerca de 900 dbar, y se extiende de norte a sur con una aportación máxima del 50%.

El núcleo de AA fue encontrado en 1000 dbar (fig. 7), con una aportación máxima de 50%, que disminuye hasta su completa disolución en 33°N . Cabe señalar que una de las restricciones impuestas arbitrariamente al modelo es que el límite norte de la distribución de AA fuera en 33°N , acorde a la bibliografía previa. Se sabe que el AA alcanza los 16°N en todo el Atlántico, y se encuentra con la parte superior de la cuña salina del Mediterráneo cerca de 20°N , debilitando su señal. No obstante, también se ha podido identificar una presencia marginal de AA a lo largo de los 24°N (Reid 1994). Más recientemente, tal y como se mencionó en la introducción, se ha registrado en el Atlántico oriental su alcance hasta al menos los 32°N (vanAken 2000b, Álvarez *et al.* 2005), aunque Machín y Pelegrí (2009) han llegado a detectar su presencia en torno a los 34°N a lo largo del talud africano.

El núcleo del MW (fig. 7c) se encuentra en torno a los 1000–1200 dbar, con una contribución máxima de hasta el 70% en la campaña CAIBOX. Su posición podría corresponder a la rama occidental de la lengua de MW que oscila en posición e intensidad entre las campañas. De hecho, existe buena concordancia entre la corriente hacia el oeste a 1000 dbar (fig. 4) y la posición de los núcleos de MW (fig. 7c).

La mayor contribución de LSW (70%) (fig. 7b) se localiza en la parte más septentrional de la sección ($\sim 40^{\circ}$ – 41°N).

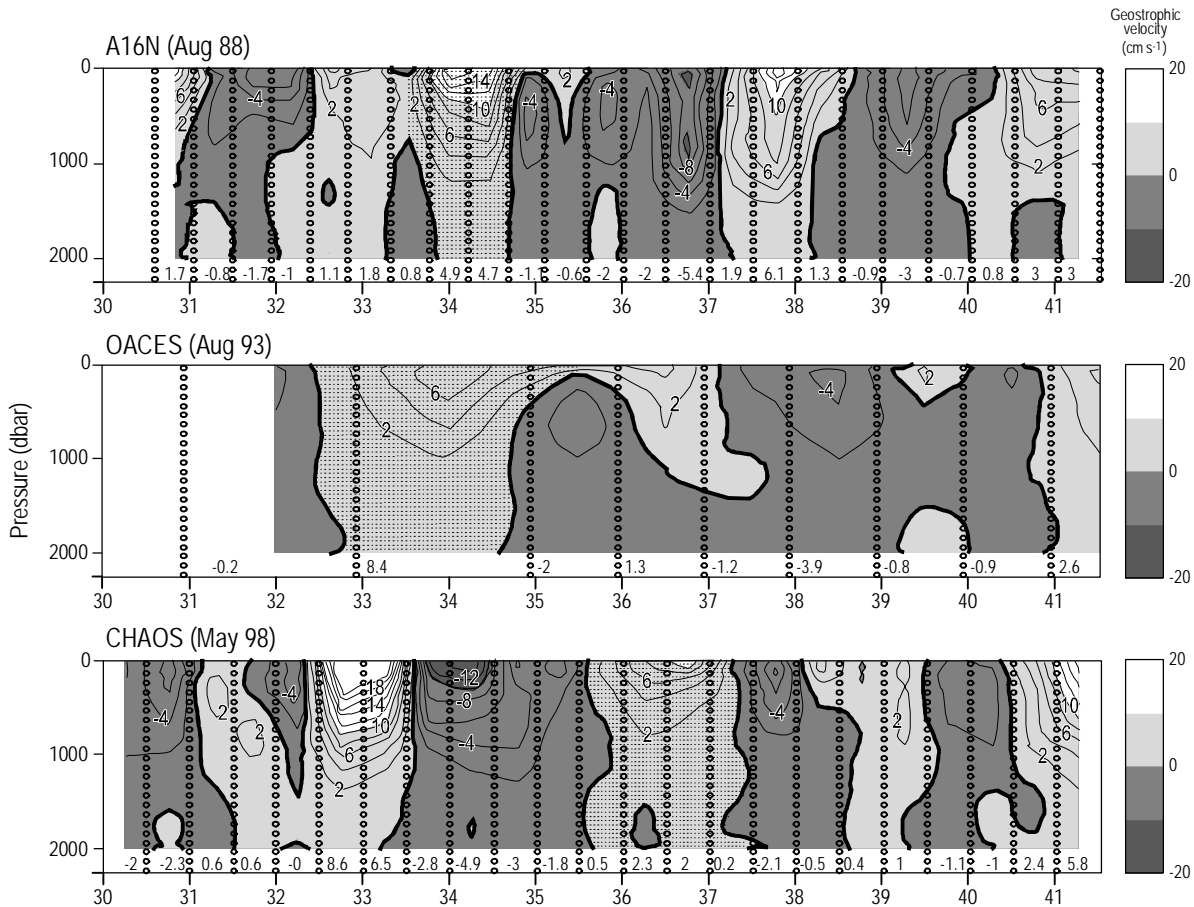


Figure 4. Vertical sections of geostrophic velocity (cm s^{-1} , positive to the east) calculated with the 2000 dbar reference layer. Small circles denote the positions of the CTD stations. Volume transports (Sv) above 2000 dbar and integrated between each CTD station pair are indicated at the bottom of each section. The dotted area defines the limits of the Azores Current employed to estimate its transport (see text and fig. 5).

Figura 4. Secciones verticales de velocidad geostrofica (cm s^{-1} , positiva hacia el este), calculada con el nivel de referencia a 2000 dbar. Los círculos pequeños indican las posiciones de las estaciones de CTD. Los transportes de volumen (Sv) por encima de 2000 dbar e integrados entre cada par de estaciones CTD se indican en la parte inferior de cada sección. La zona punteada define el área de la Corriente de las Azores empleada para estimar su transporte (véase el texto y la fig. 5).

DISCUSSION

The upper thermohaline field (fig. 2) shows a marked meridional gradient in response to atmospheric forcing. The strong and persistent trade winds generate a zone about 30° – 35° N and 25° W with excess of evaporation and heat loss that contributes to an increase in salinity and density along the southern side of the AC (Pérez *et al.* 2003).

The general circulation in the Azores-Madeira-Gibraltar Strait region consists of a relatively fresh upper layer of central waters flowing into the CAIBOX sections and finally into the Mediterranean Sea, and a high-salinity intermediate layer of Mediterranean Outflow Water flowing out of the Strait of Gibraltar (Álvarez *et al.* 2005) and ultimately out of the CAIBOX box. Nevertheless, mesoscale circulation is dominated by the meandering of the AC/AF system and associated eddies that it sheds (Gould 1985, Pingree *et al.* 1999, Pérez *et al.* 2003) (fig. 3). One part of this high mesoscale

Su extensión hacia el sur varía de año en año, pero también difiere en el mismo año en las diferentes estaciones (ver CHAOS y AZORES).

La NEADW_L (fig. 7b) ocupa toda la columna de agua desde 3000 dbar a fondo, con una contribución superior al 70%. Su distribución es bastante estable en el tiempo, pero es importante tener en cuenta su baja contribución porcentual en la sección de las Azores, debido principalmente a la falta de datos profundos de CTD. Por último, sólo se detecta una muy pequeña contribución, del 10%, de ISOW en la sección de estudio, con una distribución marcadamente discontinua (fig. 7c).

DISCUSIÓN

El campo termohalino superior de la (fig. 2) muestra un marcado gradiente latitudinal en respuesta al forzamiento atmosférico. Los fuertes y persistentes vientos alisios

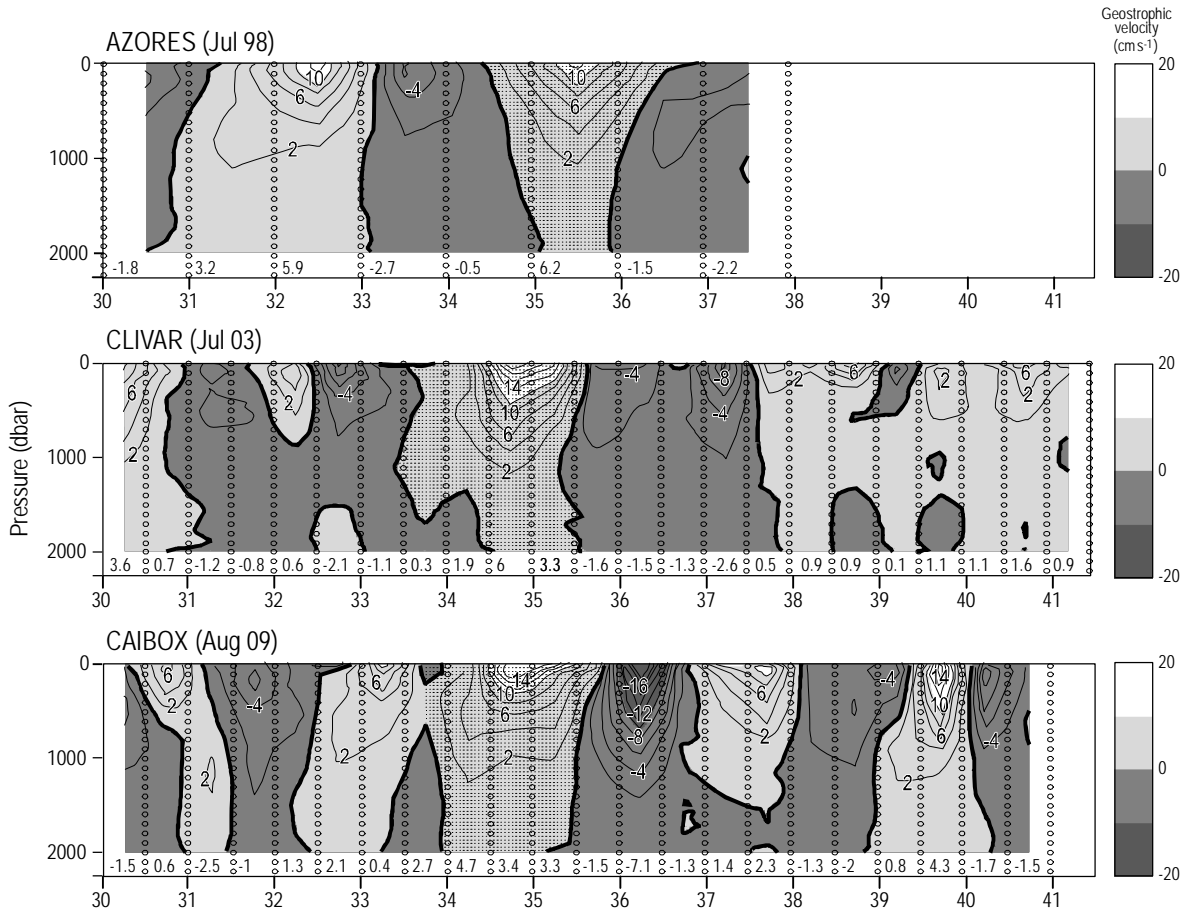


Figure 4. Cont.

variability could result from the baroclinic instability of the AC (Pérez *et al.* 2003).

It can be seen, as Pingree *et al.* (1999) mentioned, that the AF has about 1 °C contrast (fig. 2). Although most of the time this thermal contrast does not reach the surface (Alves *et al.* 2002), making the infrared signature of the AC/AF system almost undetectable by satellite, Pingree *et al.* (1999) used it to give the position of the AF (both in infrared and visual band). For example, for the CAIBOX cruise we could set its thermal surface signature close to 23 °C, but this isotherm would not thoroughly reflect the AC path, as we can see by comparing both the SLA and SST plots (fig. 3). In order to locate the AF it is better to use a subsurface thermohaline reference, as Pérez *et al.* (2003) did (figs. 2–6). Pérez *et al.* (2003) located the AF in the northern limit of the AC but, in this case, the AF is mostly associated (for four of the six seasons) to the maximum core of the AC, as was established by Comas-Rodríguez *et al.* (2011). For OACES, the AF would be located north of the AC (but the low spatial resolution in the horizontal does not allow a precise definition of the position of the AC). The CHAOS cruise is the only exception, where the AF is situated to the south of the maximum AC

generan una zona entre 30°–35° N y 25° W, con un exceso de evaporación y pérdida de calor que contribuyen a un aumento de la salinidad y densidad al sur de la AC (Pérez *et al.* 2003).

La circulación general en la región de las Azores-Madeira-Estrecho de Gibraltar se compone de una capa superficial relativamente poco salina que fluye hacia el interior de la caja CAIBOX y finalmente confluye en el mar Mediterráneo, y una capa intermedia de elevada salinidad procedente del Mediterráneo que fluye a través del estrecho de Gibraltar (Álvarez *et al.* 2005) y en última instancia fuera de la CAIBOX. Sin embargo, la circulación de mesoescala está dominada por los meandros del sistema de AC/AF y los remolinos asociados a éste (Gould 1985, Pingree *et al.* 1999, Pérez *et al.* 2003) (fig. 3). Una parte de esta gran variabilidad de mesoescala podría resultar de la inestabilidad baroclínica de la AC (Pérez *et al.* 2003).

Se puede observar, tal y como observaron ya Pingree *et al.* (1999), que el AF tiene aproximadamente 1 °C de contraste térmico (fig. 2). Aunque la mayoría de las veces este contraste térmico no alcanza la superficie (Alves *et al.* 2002), por lo que la señal infrarroja del sistema de AC/AF resulta

flow. It is important to note that it is the only cruise where a cyclonic eddy crosses the section south of the AC centered just in the middle (fig. 3), which could enhance a stronger baroclinic instability (see fig. 2).

Both the magnitude and the position of the AC show marked differences depending on the (spring or summer) season (figs. 4, 5), but they also show long-time scale variations that may overcome this seasonal signal mainly due to the turbulent rectification of mesoscale dynamics (Alves *et al.* 2002). Regarding long-term variations, they are known to be climate-related. Specifically, Siedler *et al.* (2005) found a correlation between the AC and the NAO forcing, with a delay of three years. In the present work we can only account for the spring-summer variability (but with some reserve as there is only one spring cruise). The most northward position and the lower transport for the AC was found in May (fig. 5). The mean transport estimate for this current (9.3 ± 2.6 Sv) at 20° W agrees well with values given in the literature, typically within the range 9–12 Sv between 30° and 40° W, reducing to some 3–4 Sv closer to the African coast (New *et al.* 2001).

Following previous studies (Onken 1992, Paillet and Mercier 1997, Alves *et al.* 2002, Pérez *et al.* 2003, Kida *et al.* 2008), we associate the subsurface westward flow to the north of the AC to the Azores Countercurrent (ACC) (named by Onken 1992). Two mechanisms have been suggested for the formation of this current: it could be (1) the result of a rectification process of the turbulent mesoscale features associated with the AC jet (Alves *et al.* 2002) and/or (2) a direct result of the topographic β plume driven by MOW (Kida *et al.* 2008). Alves *et al.* (2002) located the ACC in a 33° W section at depths between 500 and 1200 dbar, with a

práctica-mente indetectable por satélite, Pingree *et al.* (1999) sí utilizaron estas mediciones de satélite para ubicar el AF (tanto en el infrarrojo como en la banda visual). Por ejemplo, para la campaña CAIBOX se podría establecer la señal térmica del AF en torno a 23°C , pero esta isoterma podría no ser un fiel reflejo de la trayectoria de la AC, tal y como se puede observar al comparar tanto las gráficas de SLA como las de SST (fig. 3). Con el fin de localizar el AF es mejor utilizar una referencia termohalina subsuperficial, tal y como hicieron Pérez *et al.* (2003) (figs. 2–6). Cabe señalar que aunque Pérez *et al.* (2003) localizaron el AF en el límite norte de la AC, en el presente caso el AF aparece asociado mayoritariamente (para cuatro de las seis campañas) al núcleo de máxima velocidad de la AC, tal y como establecieron Comas-Rodríguez *et al.* (2011). Para la campaña OACES el AF sí se situaría al norte de la AC (pero falta resolución en la horizontal), mientras que para la CHAOS se sitúa al sur. Ésta última es la única campaña en la que un remolino ciclónico atraviesa centrado la sección al sur de la AC (fig. 3), lo cual generaría una fuerte inestabilidad baroclina (ver fig. 2).

Tanto la magnitud como la posición de la AC presentan marcadas diferencias en función de la estación (primavera o verano) (figs. 4, 5), aunque también podrían presentar otras variaciones temporales de gran escala que podrían enmascarar esta señal, principalmente debido a procesos mesoescalares de rectificación turbulenta (Alves *et al.* 2002). En cuanto a la variabilidad a gran escala temporal, se sabe que esta está directamente relacionada con el clima. En concreto, Siedler *et al.* (2005) encontraron una correlación entre la AC y la NAO, con un desfase de 3 años. En el presente trabajo sólo se puede dar cuenta de la variabilidad primavera-verano, aunque con cierta precaución, ya que sólo disponemos de una

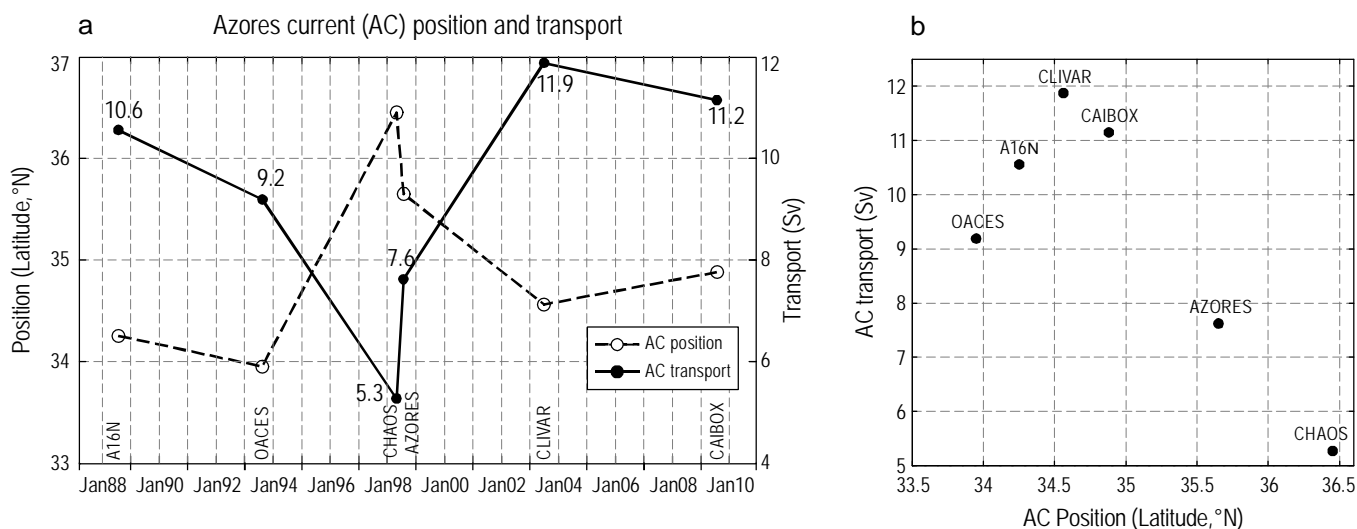


Figure 5. (a) Position and temporal changes in the transport of the Azores Current (AC). **(b)** AC transport/AC position plot. The CHAOS cruise was carried out in a different season (late spring) than the others (late summer).

Figura 5. (a) Posición y cambios temporales en el transporte de la Corriente de las Azores (AC). **(b)** Diagrama transporte/posición de la AC. La campaña CHAOS se llevó a cabo en una estación del año diferente (finales de primavera) a las demás (finales de verano).

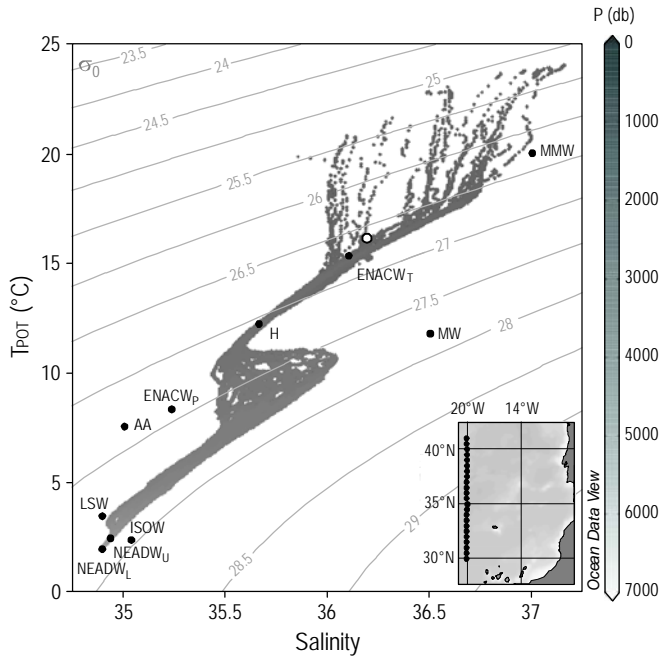


Figure 6. Potential temperature (surface reference level) vs salinity of the CAIBOX CTD casts. Isolines correspond to potential density anomaly (kg m^{-3}). Black dots mark the position of the source water types and the black circle the position of the Azores Front.

Figura 6. Temperatura potencial (nivel referencia en superficie) frente a salinidad para la campaña CAIBOX. Las isolíneas corresponden a la anomalía de densidad potencial (kg m^{-3}). Los puntos negros marcan la posición de los tipos de agua de origen y el círculo negro la posición del Frente de las Azores.

mean width range of 100–250 km. They also stated that at a given instant it may reverse or it may flow according to the meandering pattern of the AC. Therefore, the instantaneous presence of this countercurrent may not be clear, and this is exactly what we saw here: for the A16N, OACES, and CLIVAR cruises the maximum ACC core is centered at 500–600 dbar, for the CHAOS cruise it is centered at 100 dbar, for the AZORES cruise it is impossible to define the ACC (due to the shorter northern extension of the section), and for the CAIBOX cruise the ACC seems to reach the surface, which could be caused by the anticyclonic eddy reinforcement (figs. 3, 4).

Alves *et al.* (2002) describe the east region of the AC as being responsible for the generation of long-lived cyclones that propagate westward and south-westward along its southern side with a mean speed of 2.5 km d^{-1} . We can account for this fact comparing the CHAOS and AZORES cruises, which are spaced only three months apart. In the CHAOS cruise (6 May) there is a cyclonic eddy centered at 33.5° N , 22° W that moves westward, as can be observed in the AZORES cruise (5 August). In the latter there are two eddies, one centered at 33° N , 23° W and the other at 33° N , 25.5° W (this last one not shown). It is difficult to establish which of the two

campana primaveral. Es en mayo cuando la AC se encuentra más al norte y realiza el menor transporte (fig. 5). La estimación media del transporte de esta corriente ($9.3 \pm 2.6 \text{ Sv}$) a 20° W concuerda bien con los valores dados en la literatura, por lo general en el rango de 9–12 Sv entre 30° y 40° W que se reduce a unos 4–3 Sv más de la costa africana (New *et al.* 2001).

Según diversos estudios previos (Onken 1992, Paillet y Mercier 1997, Alves *et al.* 2002, Pérez *et al.* 2003, Kida *et al.* 2008), la AC está asociada a una contracorriente subsuperficial, la Contracorriente de Azores (ACC) (Onken 1992). Se han sugerido dos mecanismos para la formación de dicha corriente: (1) como resultado de un proceso de rectificación de las características turbulentas de mesoescala asociada con el jet de la AC (Alves *et al.* 2002) y/o (2) como consecuencia directa de la β -pluma topográfica originada en respuesta a la salida de la MOW (Kida *et al.* 2008). Alves *et al.* (2002) sitúan la ACC a 33° W a una profundidad entre 500 y 1200 dbar, con una anchura media de 100–250 km. También afirman en su trabajo que en un instante dado la ACC se puede revertir y/o fluir de acuerdo con el patrón meandriforme de la AC. Por lo tanto, la presencia instantánea de la ACC puede no ser tan clara. Y esto es exactamente lo que se comprueba en el presente trabajo: mientras que para las campañas OACES, A16N y CLIVAR el núcleo de la ACC se sitúa a los 500–600 dbar, para la CHAOS éste se centra en 100 dbar. Para la AZORES, sin embargo, resulta imposible definir la ACC (debido a la menor extensión hacia el norte de la sección). Finalmente, para la CAIBOX la ACC parece alcanzar la superficie, lo que podría deberse al refuerzo que supone la presencia de un remolino anticiclónico (figs. 3, 4).

Alves *et al.* (2002) describen la región oriental de la AC como la responsable de la generación de remolinos de larga duración que se propagan hacia el oeste y hacia el suroeste en el flanco sur del AF con una velocidad media de 2.5 km d^{-1} . Podemos dar cuenta de este hecho comparando las campañas CHAOS y AZORES, espaciadas en el tiempo tan sólo tres meses. Hay un remolino ciclónico centrado en 33.5° N , 2° W en la campaña CHAOS (6 de mayo) que se desplaza hacia el oeste, como se puede observar en la campaña AZORES (5 de agosto). En esta última campaña se pueden observar dos remolinos, uno centrado en 33° N , 23° W y otro centrado en 33° N , 25.5° W (este último no se muestra). Es difícil establecer cuál de los dos remolinos se corresponden con el observado en la campaña CHAOS, ya que ninguno de ellos concuerda con el desplazamiento previsto a partir de velocidad media de 2.5 km d^{-1} . De acuerdo a sus posiciones con respecto a la posición inicial en la campaña CHAOS, la velocidad estimada sería de 1.2 y 3.6 km d^{-1} , más bajo y más alto que la media, respectivamente. Lo que es seguro es que ambos provienen de los meandros de la AC.

En cuanto a la distribución de las masas de agua, y para poder comparar mejor la variabilidad temporal de sus contribuciones, se ha integrado en la vertical los resultados por

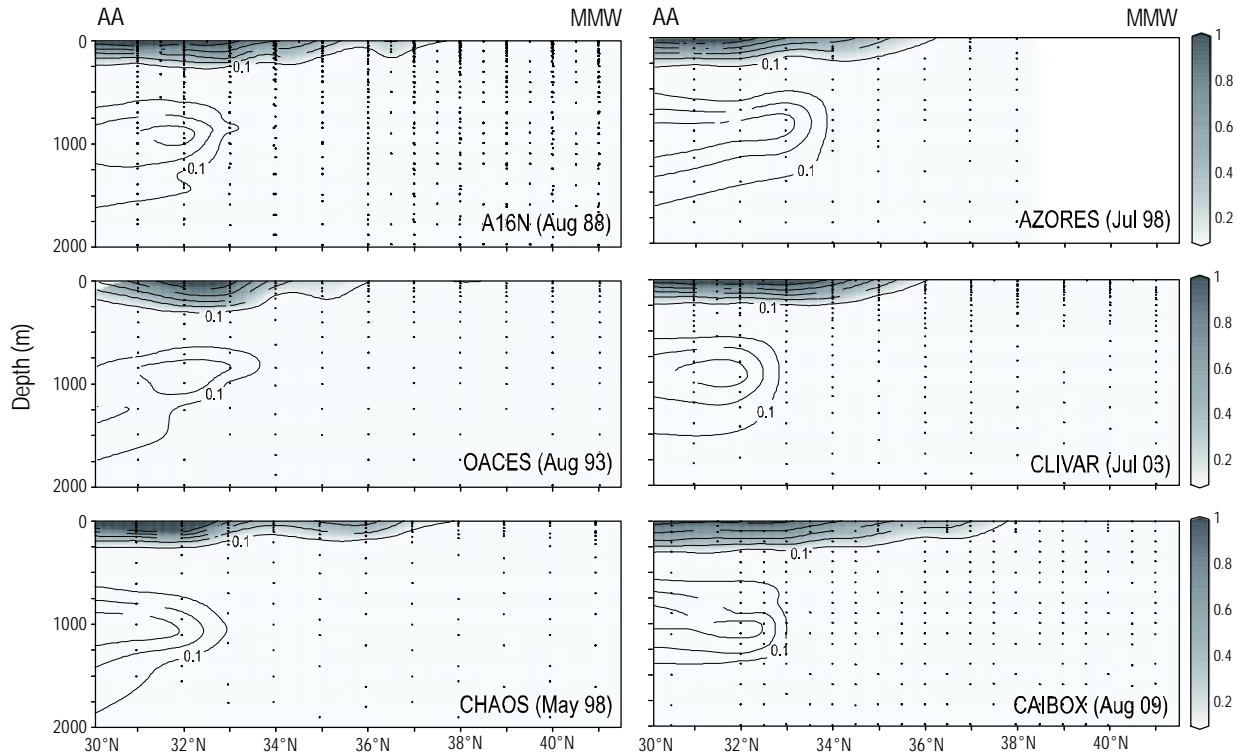


Figure 7. Mixing fractions (i.e., water mass contribution) associated with: (a) AA-MMW, (b) LSW-ENACW_T and NEADW_{L-H}, and (c) ISOW-ENACW_P and MW. The color-shaded contours correspond to those water masses whose name is in grey, while the contour lines without color shading correspond to those whose name is in black.

Figura 7. Fracciones de mezcla (es decir, contribución de las masas de agua) para: (a) AA-MMW, (b) LSW-ENACW_T y NEADW_{L-H}, (c) ISOW-ENACW_P y MW. Los contornos sombreados corresponden a las masas de agua cuyo nombre está en gris, mientras que las isolíneas sin sombreado se corresponden a las masas de agua cuyo nombre está en negro.

eddies would correspond to the one observed in the CHAOS cruise, because neither of them agrees with the expected mean velocity of 2.5 km d⁻¹. According to their positions relative to the initial position in the CHAOS cruise, the estimated velocities would be 1.2 and 3.6 km d⁻¹ lower and higher, respectively, than the mean. What is certain is that they both come from the meandering of the AC.

Regarding the water mass distribution, and in order to best compare the time variability in water mass proportions, we vertically integrated the results by sections (table 3). They show a temporal increase of MW in the water column, which could imply higher formation rates of this water mass in the last years. Furthermore, there is an enhancement of the AA contribution in the CAIBOX cruise in relation to the others. One of the most significant changes, because of its role in the global thermohaline circulation, is the variation in the LSW contribution, which agrees with the variability documented by Yashayaev *et al.* (2008). They demonstrated striking changes in the subpolar North Atlantic caused by massive LSW production between the mid-1980s and mid-1990s. In particular, they showed the development of the coldest, freshest, densest, deepest, and most voluminous LSW characteristics since the 1930s (named LSW₁₉₈₇₋₁₉₉₄ class), directly

secciones. En la tabla 3 se muestra un aumento temporal de MW en la columna de agua, lo que podría implicar mayores tasas de formación de esta masa de agua en los últimos años. Hay, además, un aumento de la contribución de AA en la campaña CAIBOX con respecto a las demás. Uno de los cambios más significativos, debido a su papel en la circulación termohalina global, es la variación en la contribución del LSW, que concuerda con la variabilidad documentada por Yashayaev *et al.* (2008), quienes demostraron notables cambios en la región subpolar del Atlántico Norte causados por la producción masiva de LSW entre mediados de 1980 y mediados de 1990. En particular, se registró el desarrollo del más frío, menos salino y más profundo y voluminoso cuerpo de LSW desde 1930 (nombrado como clase LSW₁₉₈₇₋₁₉₉₄), directamente vinculado a un alto valor positivo del índice NAO (a pesar de la presencia de otros procesos locales que también fuerzan el océano en la escala de tiempo interanual). Si se atiende al desfase temporal, debido a la advección de esta masa de agua a través del Atlántico oriental hasta la región CAIBOX (5–7 años), es posible observar este máximo en la campaña CHAOS (1998).

Las aguas centrales (ENACW_T, H y ENACW_P) comprenden 21% de la columna de agua. El ENACW_P

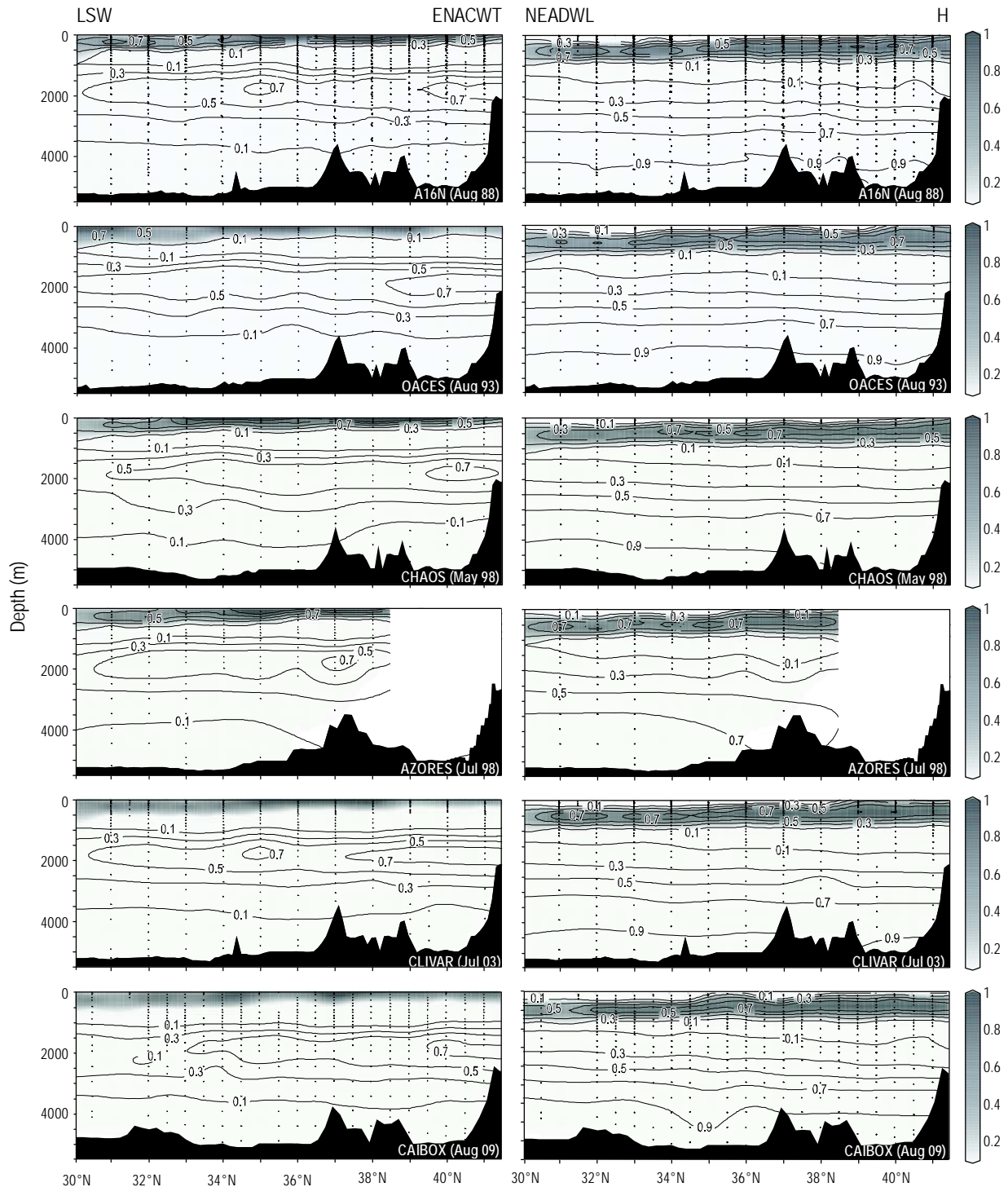


Figure 7. Cont.

connected with high positive values of the NAO index (despite the local processes forcing the ocean at interannual time scales). If we attend to the temporal delay due to the spreading across the eastern Atlantic until the CAIBOX region (time scale of 5–7 years), we can observe this maximum in the CHAOS (1998) cruise.

sigue el mismo patrón de variación que el LSW, con un porcentaje mayor en la campaña de mayo (CHAOS). La contribución de ISOW al total de la sección es pequeña (menos del 7%) y varía en el tiempo, mientras que casi un 40% de la columna de agua está ocupada por NEADWL, la cual se mantiene bastante constante en el tiempo tanto en

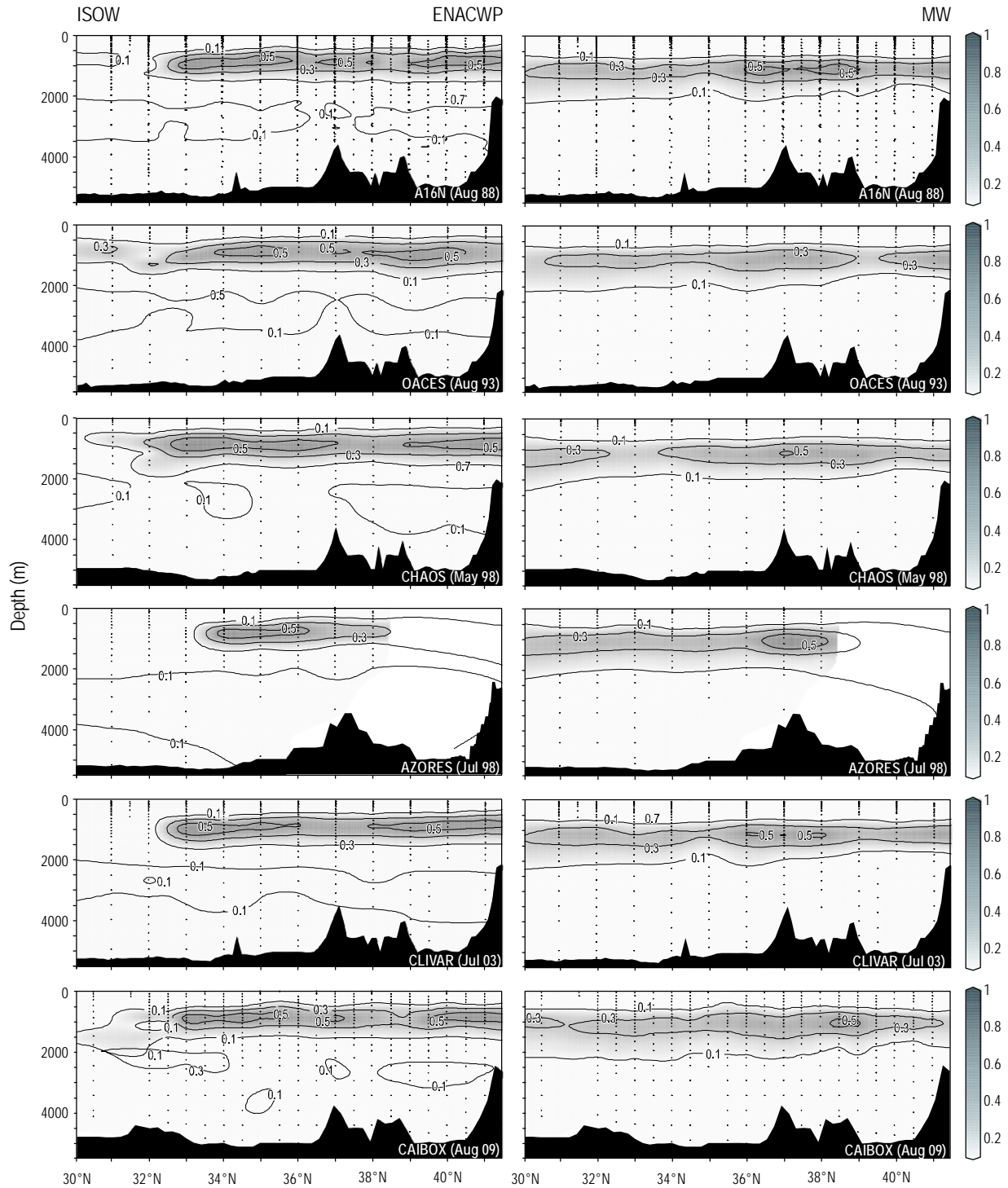


Figure 7. Cont.

The central waters (ENACW_T, H, and ENACW_P) embrace 21% of the water column. It is noticeable that ENACW_P follows the same scheme of variation as LSW, with the greater percent in the May cruise (CHAOS). The contribution of ISOW to the entire section is small (less than 7%) and varies in time, while 40% of the water column is occupied by

distribución espacial como en contribución a la columna de agua.

Por último, también las propiedades termohalinas muestran una ligera variación temporal: se observa un pequeño aumento, tanto en la temperatura potencial como en la salinidad, que es más notable en las aguas centrales (no se muestra

Table 3. Percentages of the source water masses, integrated in depth by section. Note that the AZORES cruise has been removed to avoid wrong interpretations (because of the lack of deep samples).**Tabla 3.** Porcentajes de los tipos de masas de agua de origen, integrados en profundidad para cada sección. Notar que la campaña AZORES ha sido eliminada para evitar interpretaciones incorrectas (debido a la ausencia de muestras en profundidad).

Cruise	Date (mm/year)	Salinity	θ (°C)	MMW (%)	ENACW _T (%)	H (%)	ENACW _P (%)	MW (%)	AA (%)	LSW (%)	ISOW (%)	NEADW _L (%)
A16N	08/1988	35.20	5.42	0.98	5.92	9.24	6.76	7.74	0.60	22.91	6.15	39.70
OACES	08/1993	35.22	5.57	0.99	5.08	8.86	7.61	8.78	1.23	23.64	5.32	38.49
CHAOS	05/1998	35.22	5.56	1.09	5.35	8.42	8.26	8.96	1.10	24.19	3.43	39.20
CLIVAR	07/2003	35.22	5.55	1.25	5.29	8.78	6.94	8.98	1.28	22.07	6.02	39.42
CAIBOX	08/2009	35.25	5.69	1.23	5.12	8.95	6.01	10.19	2.56	20.49	3.46	41.98

NEADW_L, which remains quite constant in time, both in distribution and contribution to the water column.

Finally, the thermohaline properties also show a slight variation: there is a small rise both in potential temperature and salinity, more noticeable in central waters (integration by layers not shown). A gradual increase in salinity in the NEA central waters during the period 1974–1992 has already been reported by Pérez *et al.* (1995), related to the processes involved in winter mixing and cooling. This is in agreement with the general trend established in the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report, which points to a global warming (0.1 °C per decade) of the oceans and a salinification of shallow parts of the tropical and subtropical oceans.

CONCLUSIONS

This study examines the hydrographic data obtained in the 2009 CAIBOX cruise both in terms of water mass contribution and circulation patterns. It also provides new reference data to compare with previous and future cruises.

The seasonal AC variability denoted by Klein and Siedler (1989) can be only partially confirmed (figs. 2–5) because of the lack of more cruises in other seasons other than summer (only the CHAOS cruise was conducted in spring). What we can account for is the direct correlation between its meridional position and its intensity. Based on figure 4, there appears to be an inverse relation between the position of the front and the AC transport, with relatively high (low) transports when the front is located roughly south (north) of 35° N. If we focus on this correlation independently of the year of the cruise (fig. 4b), it seems to show two trends: below 34.6° N, the more intense the AC, the more northern its position, but above this latitude, the relation reverses and the less intense the AC, the more southern its position. In any case, it is hard to reach a clear conclusion with so few cruises, so a compilation of more cruises in this region is desirable.

On the other hand, the presence of numerous cyclonic and anticyclonic structures on both sides of the AC corroborates its meandering nature. The surface spatial vision of SLA

la integración por capas). Pérez *et al.* (1995) registraron ya previamente un aumento gradual de la salinidad en las aguas centrales de la región NEA durante el periodo 1974–1992, en relación con los procesos vinculados a la mezcla invernal y el enfriamiento. Esto está de acuerdo con la tendencia general establecida en el Cuarto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC), que apunta a un calentamiento global (0.1 °C por década) de los océanos y a la salinización de las partes someras de los océanos tropicales y subtropicales.

CONCLUSIONES

Este estudio examina los datos hidrográficos obtenidos durante la campaña CAIBOX, tanto en términos de contribución de masas de agua como de los patrones de circulación. También ofrece nuevos datos de referencia para comparar con campañas anteriores y futuras.

De la figura 2 a la 5, la variabilidad temporal señalada por Klein y Siedler (1989) sólo puede ser parcialmente confirmada debido a la ausencia de otras campañas en otras estaciones del año (sólo la campaña CHAOS se llevó a cabo en la primavera). Lo que sí se puede señalar es la correlación directa entre su posición norte–sur y su intensidad. En la figura 4a parece haber una relación inversa entre la posición de la AC y su transporte, con transportes relativamente altos (bajos) cuando la corriente se encuentra aproximadamente al sur (norte) de 35° N. Si nos centramos en esta correlación, independientemente del año de la campaña (fig. 4b), ésta parece mostrar dos tendencias: al sur de 34.6° N, cuanto más intensa es la AC más al norte se sitúa, mientras que por encima de esta latitud, la relación se invierte y cuanto menos intensa es la AC más al norte se sitúa. En cualquier caso, es difícil ser concluyente con tan pocas campañas, por lo que sería deseable una recopilación más exhaustiva de campañas para esta región.

Por otro lado, la presencia de numerosas estructuras ciclónicas y anticiclónicas a ambos lados de la AC corrobora su naturaleza meanderizante. La distribución espacial de la anomalía del nivel del mar en superficie de la figura 3 simplifica la identificación de dichos remolinos.

provided in figure 3 makes it easier to identify the presence of eddies.

Due to the highly complex water mass structure in the North Atlantic region, the results of the eOMP analysis have to be considered with certain caution, taking into consideration its practical and theoretical limitations. From figure 7 we may point to an increase in MW and also AA in the CAIBOX cruise relative to previous years. For MW the contribution is 31.6% higher than in the 1988-A16N cruise and 14.4% higher than in the other three cruises (1993-OACES, 1998-CHAOS, and 2003-CLIVAR), which were very similar. The AA follows a similar pattern, with an enhancement of its input to the meridional section that is four times higher in the CAIBOX cruise than in the 1988-A16N cruise and two times higher than in the other three cruises.

The LSW varies in good agreement with the production and spreading patterns described by Yashayaev *et al.* (2008) in its formation region: there is a maximum contribution of LSW in the 1998-CHAOS section that could correspond to the LSW₁₉₈₇₋₁₉₉₄ class cruise. After that year there is a decrease in its input accompanied by less southward spreading, hence reducing its role in the “ventilation” of deep waters.

There is also a slight rise in the thermohaline characteristics, due to the warming and salinification of the central waters (integration by layers not showed). It could be presumably linked to global climate changes in the ocean.

ACKNOWLEDGEMENTS

An important part of the data presented in this paper was obtained through the CAIBEX project: Shelf-ocean Exchanges in the Canaries-Iberia Large Marine Ecosystem (CTM2007-66408-C02/MAR), supported by the Spanish Ministry of Education and Science. The first author, LIC, was funded by a FPU predoctoral fellowship from the National Human Resources Formation Program, within the framework of the 2008–2011 National Scientific Research, Development and Technological Innovation Plan of the Spanish Ministry of Education. The fourth author, NVR, was supported by the Isabel Barreto Program (IN840E) from the Xunta de Galicia. The authors thank the cruise participants, both the *Sarmiento de Gamboa* crew and the scientific and technical team, for their indispensable help and work. We are also very grateful to XA Álvarez-Salgado and V Viéitez dos Santos for providing the nutrient data, and to N Fajar for the O₂ data. Finally, we thank the editor and reviewers for their useful comments and suggestions.

REFERENCES

- Álvarez M. 2002. Water masses and transports of physical and chemical properties in the Subpolar North Atlantic Gyre. PhD thesis, University of Vigo, Spain, 206 pp.
- Álvarez M, Álvarez-Salgado XA. 2009. Chemical tracer transport in the eastern boundary current system of the North Atlantic. *Cienc. Mar.* 35: 123–139.

Debido a la complejidad de la estructura de las masas de agua en la región del Atlántico Norte, los resultados del análisis eOMP tienen que considerarse con cierta cautela, teniendo presentes sus limitaciones tanto teóricas como prácticas. De la figura 7 se puede señalar un aumento de MW y AA durante la campaña CAIBOX con respecto a años anteriores, con una contribución de MW 31.6% superior a la campaña A16N, de 1988, y 14.4% mayor que en las otras tres campañas (OACES, de 1993; CHAOS, de 1998; y CLIVAR, de 2003), que resultaron muy similares. El AA sigue un patrón similar, con un aumento de su contribución en la sección, cuatro veces mayor en la campaña CAIBOX que en la A16N (1988) y dos veces más alto que en las otras tres campañas.

El LSW varía según los patrones de producción y transporte descritos por Yashayaev *et al.* (2008) en su región de formación: existe una contribución máxima de LSW en la sección de CAOS (1988) que se correspondería con la clase LSW₁₉₈₇₋₁₉₉₄. Después de ese año se reduce su presencia y su transporte hacia el sur, reduciéndose por lo tanto su papel en la “ventilación” de las aguas profundas.

También se evidencia un ligero aumento de las propiedades termohalinas, debido al calentamiento y salinización de las aguas centrales (integración por capas no mostrada). Este hecho estaría previsiblemente vinculado a los cambios climáticos globales en el océano.

AGRADECIMIENTOS

Una parte importante de los datos presentados en este documento se han obtenido gracias al Proyecto CAIBEX, Intercambios Plataforma-Océano en el Ecosistema Marino de la Región Canarias-Península Ibérica (CTM2007-66408-C02/MAR), apoyado por el Ministerio de Educación y Ciencia español. El primer autor, LIC, fue financiado por una beca predoctoral FPU del Programa Nacional de Formación de Recursos Humanos, en el marco del Plan Nacional de Investigación Científica, Desarrollo e Innovación Tecnológica 2008–2011, del Ministerio de Educación. El cuarto autor, NVR, recibió la financiación del Programa Isabel Barreto (IN840E) de la Xunta de Galicia. Los autores agradecen a todos los participantes de la campaña CAIBOX, tanto la tripulación del B/O *Sarmiento de Gamboa* como el equipo de científico y técnico, su indispensable ayuda. También estamos muy agradecidos con XA Álvarez-Salgado y V Viéitez dos Santos por proporcionarnos los datos de nutrientes y a N Fajar por los datos de oxígeno. Finalmente, los autores quieren agradecer los muy útiles comentarios y sugerencias del editor y los revisores.

- Álvarez M, Pérez FF, Bryden H, Ríos AF. 2004. Physical and biogeochemical transports structure in the North Atlantic subpolar gyre. *J. Geophys. Res.* 109: 10.1029/2003JC002015.
- Álvarez M, Pérez FF, Shoosmith DR, Bryden H. 2005. Unaccounted role of Mediterranean Water in the drawdown of anthropogenic carbon. *J. Geophys. Res.* 110: 10.1029/2004JC002633.

- Álvarez-Salgado XA, Fraga F, Pérez FF. 1992. Determination of nutrient salts both in sea and brackish waters by automatic methods. The phosphate blank. *Mar. Chem.* 39: 311–319.
- Alves M, Gaillard F, Sparrow M, Knoll M, Giraud S. 2002. Circulation patterns and transport of the Azores Front-Current system. *Deep-Sea Res.* 49: 3983–4002.
- Anderson LA, Sarmiento JL. 1994. Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Global Biogeochem. Cycles* 8: 65–80.
- Bersch M. 1995. On the circulation of the north-eastern North Atlantic. *Deep-Sea Res.* 42: 1583–1607.
- Broecker WS, Peng TH. 1982. *Tracers in the Sea*. Lamont-Doherty Geological Observatory. Columbia University, Palisades, New York, 690 pp.
- Castro CG, Pérez FF, Holley SE, Ríos AF. 1998. Chemical characterisation and modelling of water masses in the Northeast Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 41: 249–279.
- Comas-Rodríguez I, Hernández-Guerra A, Fraile-Nuez Martínez-Marrero A, Benítez-Barrios VM, Pérez-Hernández MD, Vélez-Belchí P. 2011. The Azores Current System from a meridional section at 24.5°W. *J. Geophys. Res.* 116 (C09021), doi: 10.1029/2011JC007129.
- Dickson RR, Gould WJ, Müller TJ, Maillard C. 1985. Estimates of the mean circulation in the deep (>2000m) layer of the Eastern Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 14: 103–127..
- Dickson RR, Brown J. 1994. The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates and pathways. *J. Geophys. Res.* 99: 12319–12341.
- Gould WJ. 1985. Physical oceanography of the Azores Front. *Prog. Oceanogr.* 14: 167–190.
- Harvey J. 1982. θ/S relationships and water masses in the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Res.* 29(8A): 1021–1033.
- Jia Y. 1999. Formation of an Azores Current due to Mediterranean overflow in a modelling study of the North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 30: 2342–2358.
- Karstensen J, Tomczak M. 1998. Age determination of mixed water masses using CFC and oxygen data. *J. Geophys. Res.* 103: 18599–18610.
- Kida S, Price JF, Yang J. 2008. The upper-oceanic response to overflows: A mechanism for the Azores Current. *J. Phys. Oceanogr.* 38: 880–895.
- Klein B, Siedler G. 1989. On the origin of the Azores Current. *J. Geophys. Res.* 94: 6159–6168.
- Leffaune H, Tomczak M. 2004. Using OMP analysis to observe temporal variability in water mass distribution. *J. Mar. Syst.* 48: 3–14.
- Lherminier P, Mercier H, Gourcuff C, Alvarez MF, Bacon S, Kermabon C. 2007. Transport across the 2002 Greenland-Portugal section and comparison with 1997. *J. Geophys. Res.* 112 (C07003), doi: 10.1029/2006JC003716.
- McCartney MS, Talley LD. 1982. The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 12: 1169–1188.
- Machín F, Pelegrí JL. 2009. Northward penetration of Antarctic Intermediate Water off northwest Africa. *J. Phys. Oceanogr.* 39: 512–535.
- Mintrop L, Pérez FF, González-Dávila M, Santana-Casiano MJ, Kortzinger A. 2000. Alkalinity determination by potentiometry: Intercalibration using three different methods. *Cienc. Mar.* 26: 23–37.
- Mouriño C, Fraga F. 1985. Determinación de nitratos en agua de mar. *Invest. Pesq.* 49: 81–96.
- New AL, Jia Y, Coulibaly M, Dengg J. 2001. On the role of the Azores Current in the ventilation of the North Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.* 48: 163–194.
- Onken R. 1992. The Azores Countercurrent. *J. Geophys. Oceanogr.* 23: 1638–1646.
- Østerhus S, Sherwin T, Quadfasel D, Hansen B. 2008. The overflow transport east of Iceland. In: Dickson RR, Meincke J, Rhines P (eds.), *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate*. Springer, Dordrecht, pp. 427–441.
- Paillet J, Mercier H. 1997. An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation. *Deep-Sea Res.* 44: 1293–1328.
- Péliz A, Dubert J, Santos AMP, Oliveira PB, LeCann B. 2005. Winter upper ocean circulation in the western Iberian basin, fronts, eddies and poleward flows: An overview. *Deep-Sea Res.* I 52: 621–646.
- Pérez FF, Fraga F. 1987. A precise and rapid analytical procedure for alkalinity determination. *Mar. Chem.* 21: 169–182.
- Pérez FF, Mouriño C, Fraga F, Ríos AF. 1993. Displacement of water masses and remineralization rates off the Iberian Peninsula by nutrient anomalies. *J. Mar. Res.* 51: 869–892.
- Pérez FF, Ríos AF, King BA, Pollard RT. 1995. Decadal changes of the θ -S relationship of the Eastern North Atlantic Central Water. *Deep-Sea Res.* I 42(11/12): 1849–1864.
- Pérez FF, Ríos AF, Castro CG, Fraga F. 1998. Mixing analysis of nutrients, oxygen and dissolved inorganic carbon in the upper and middle North Atlantic Ocean east of the Azores. *J. Mar. Syst.* 16: 219–233.
- Pérez FF, Mintrop L, Llina O, González-Dávila M, Castro C, Álvarez M, Kortzinger A, Santana-Casiano M, Rueda MJ, Ríos AF. 2001. Mixing analysis of nutrients, oxygen and inorganic carbon in the Canary Islands region. *J. Mar. Syst.* 28: 183–201.
- Pérez FF, Gilcoto M, Ríos AF. 2003. Large and mesoscale variability of the water masses and the deep chlorophyll maximum in the Azores Front. *J. Geophys. Res.* 108(C7): 3215–3233.
- Pingree RD. 1997. The eastern subtropical gyre (North Atlantic): Flow rings recirculation's structure and subduction. *J. Mar. Biol. Assoc. UK* 77: 573–624.
- Pingree RD, Garcia-Soto C, Sinha B. 1999. Position and structure of the Subtropical/Azores Front region from combined Lagrangian and remote sensing (IR/altimeter/SeaWiFS) measurements. *J. Mar. Biol. Assoc. UK* 79: 769–792.
- Pollard RT, Pu S. 1985. Structure and circulation of the upper Atlantic Ocean northeast of the Azores. *Prog. Oceanogr.* 14: 443–462.
- Pond S, Pickard GL. 1986. *Introductory Dynamical Oceanography*. Pergamon Press, Oxford, 349 pp.
- Reid JL. 1994. On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Prog. Oceanogr.* 33: 1–92.
- Ríos AF, Pérez FF, Fraga F. 1992. Water masses in the upper and middle North Atlantic Ocean east of the Azores. *Deep-Sea Res.* II 39: 645–658.
- Schmitz WJ, McCartney MS. 1993. On the North Atlantic circulation. *Rev. Geophys.* 31: 29–49.
- Siedler G, Kuhl A, Zenk W. 1987. The Madeira mode water. *J. Phys. Oceanogr.* 17: 1561–1970.
- Siedler G, Armi L, Müller TJ. 2005. Meddies and decadal changes at the Azores Front from 1980 to 2000. *Deep-Sea Res.* II 52: 583–604.
- Slater DR. 2003. *The transport of Mediterranean Water in the North Atlantic Ocean*. PhD thesis, University of Southampton, UK, 155 pp.
- Smith RD, Maltrud ME. 1999. Numerical simulation of the North Atlantic Ocean at 1/10°. *J. Phys. Oceanogr.* 30: 1532–1561.
- Tomczak M. 1981. A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. *Prog. Oceanogr.* 10: 147–171.

- Tomczak M, Godfrey JS. 2003. *Regional Oceanography: An Introduction*. 2nd ed. Daya Publishing House, Delhi, 401 pp.
- VanAken HM. 2000a. The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean. I. The deep water masses. *Deep-Sea Res.* I 47: 757–788.
- VanAken HM. 2000b. The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean. II. The intermediate water masses. *Deep-Sea Res.* I 47: 789–824.
- VanAken HM. 2001. The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic ocean. III. The subducted thermocline water masses. *Deep-Sea Res.* I 48: 237–267.
- Winkler LW. 1888. Die Bestimmung des im Wasser gelösten Sauerstoffes. *Ber. Deut. Chem. Ges.* 21: 2843–2854.
- Worthington LV. 1976. *On the North Atlantic Circulation*. John Hopkins University Press, Baltimore, 110 pp.
- Yashayaev I, Holliday NP, Bersch M, vanAken HM. 2008. The history of the Labrador Sea Water: Production, spreading, transformation and loss. In: Dickson RR, Meincke J, Rhines P (eds.), *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate*. Springer, Dordrecht, pp. 569–612.

*Received June 2010,
received in revised form January 2011,
accepted January 2011.*