

Variabilidad de la SST Costera y Oceánica en la costa Oeste de la Península Ibérica.

F. SANTOS*, M. GÓMEZ-GESTEIRA y M. deCASTRO

**fsantos@uvigo.es*

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultade de Ciencias,
Universidade de Vigo,
Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain.*

RESUMEN

Se ha realizado un análisis de la variabilidad inter-anual de la temperatura superficial del mar (Sea Surface Temperature (SST)), a lo largo de la costa oeste de la Península Ibérica. La región estudiada (tiene una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$) cubre la zona desde 9.5°W hasta 21.5°W y desde 37.5°N hasta 42.5°N . El período estudiado se extiende desde 1900 hasta 2008. Durante este período se han encontrado unos ciclos de calentamiento y de enfriamiento similares a los observados por otros estudios realizados anteriormente sobre la zona del Atlántico Norte. Aunque los ciclos son similares, la evolución de la SST costera y la oceánica tienen un comportamiento diferente. Este comportamiento difiere en que las tendencias tanto de calentamiento como de enfriamiento afectan más a la zona oceánica que a la zona costera. Además, tanto la costa como el océano están altamente influenciados por los cambios globales que afectan a toda la región del Atlántico Norte. Cerca de costa estos cambios observados están, además, correlacionados con el régimen local de vientos, el cual depende del patrón de teleconexión Este Atlántico (East Atlantic (EA)).

Keywords: Temperatura superficial del mar, Oscilación Multidecadal del Atlántico, afloramiento, circulación termohalina.

1 Introducción

La temperatura superficial del mar (SST) es un parámetro fundamental en el intercambio de calor entre el Océano y la atmósfera, y por lo tanto también en la regulación del clima. Además, la SST está influenciada por parámetros climáticos, meteorológicos, hidrodinámicos y topográficos. En el último siglo, se ha dedicado un gran esfuerzo en desarrollar series de SST con una cobertura global, mediante las mediciones voluntarias de barcos de observación, boyas fondeadas (Brohand et al., 2006; Smith et al., 2008) y las observaciones realizadas actualmente

mediante satélites. Se han hecho grandes esfuerzos para corregir incertidumbres en los datos de SST debidos a distintos factores como: cambios en las rutas de los barcos después de la apertura del Canal de Panamá y el Canal de Suez, escasez de muestras durante las guerras mundiales, diferencias en las recolecciones de agua y, más recientemente, incertidumbres debidas a la presencia de aerosoles y nubes, lo que puede producir una tendencia al enfriamiento. Para una mejor comparación de las diferentes tendencias y métodos para corregir los errores el lector puede consultar (Kushnir, 1994; Folland and Parker,

1995; Kaplan et al., 1998; Smith and Reynolds, 2002, 2003, 2004, 2005; Worley et al., 2005; Kent and Berry, 2005; Kent and Challenor, 2006; Kent and Taylor, 2006; Brohan et al., 2006; Smith et al., 2008).

Muchos estudios han tratado de cuantificar la tendencia de la SST. Los resultados son dependientes tanto de las escalas temporales como las espaciales, siendo posible observar tendencias opuestas cuando se consideran diferentes períodos de tiempo (Parker et al., 1994; Smith et al., 1994; Casey and Cornillon, 2001). A pesar de estas diferencias, muchos estudios realizados durante la última década, concluyen que existe un aumento global en la SST durante el último siglo, sin importar los datos utilizados (Folland et al., 1984; Folland et al., 1992; Parker et al., 1994; Nicholls et al., 1996; Casey and Cornillon, 2001). Además, esta tendencia también se ha observado en el régimen de vientos (Caires et al., 2003; Gillet et al., 2003; Chelton et al., 2004), en la cobertura nubosa (Wiley et al., 2002; Roderick et al., 2002) y en la humedad (Flohn et al., 1990).

El calentamiento global no es uniforme, ni en tiempo, ni en espacio. Según el Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007) las series temporales de la SST global muestran dos períodos de calentamiento distintos durante los últimos 100 años. El primer período de calentamiento ocurrió desde 1910 hasta 1945 seguido de un período de enfriamiento, el segundo período de calentamiento comienza durante la década de los 70. Tendencias similares se pueden observar también dentro de mares regionales, como en la región del Atlántico Norte (García-Soto et al., 2002; deCastro et al., 2009; Gomez-Gesteira et al., 2011). Además, el calentamiento global no tiene una distribución espacial uniforme en todos los océanos del Mundo porque existen regiones donde el calentamiento es más

rápido o más lento que la media global (Levitus, 2000; Paltridge and Woodruff, 1981). En particular, el Océano Atlántico contribuye con una mayor cantidad de calor (Nerem et al., 1999; Levitus et al., 2000; Strong et al., 2000).

Las diferencias regionales en la tasa de calentamiento pueden explicarse en términos locales y también en factores de forzamiento remoto (Cole et al., 2000, Lemos and Pires, 2004, Ginzburg et al., 2004, Santos et al., 2005, Gomez-Gesteira et al., 2008a, deCastro et al., 2008). Uno de los factores remotos que tiene gran influencia en las características de la SST del Atlántico Norte es la Circulación Termohalina (THC), la cual transporta agua caliente desde los trópicos hasta latitudes del Norte. Esta circulación es la principal razón por la cual en la misma latitud el Oeste de Europa es más templado que el Este de Norte América. La THC puede analizarse mediante el índice de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO). AMO es un patrón de variabilidad multidecadal de la SST centrado en el Norte del Océano Atlántico con un ciclo entre 35 y 80 años, (Delworth et al., 1993; Timmermann et al., 1998; Kerr, 2000; Dima and Lohmann, 2007). Siguiendo Trenberth and Shea (2006), el rango de la señal de AMO es más pequeño que 0.4°C. AMO está relacionado con la variabilidad de las lluvias en el Noroeste de Brasil (Folland et al., 2001), el clima de Norte América (Sutton and Hodson, 2005) y las lluvias y los flujos de los ríos de U.S. (Enfield et al., 2001). Además, el AMO también afecta al número de huracanes y tormentas tropicales que se producen en el Atlántico (Goldenberg et al., 2001; Trenberth and Shea, 2006). Delworth and Mann, (2000) sugiere que existe una conexión entre la variabilidad de AMO y la THC, siendo esta la media del calor transportado hacia el norte

(Ganachaud and Wunsch, 2000), lo que hace aumentar la temperatura del Hemisferio Norte en varios grados (Vellinga and Wood, 2002). Recientemente, Knight, (2005), mediante una simulación de 1400 años con el modelo climático HADCM3 (Gordon et al., 2000), ha podido simular el patrón y la amplitud del AMO mediante la toma de datos de antes de siglo XIX. Los resultados implican que del AMO tiene un ciclo cuasi-periódico de una variabilidad persistente durante varios siglos, y relata la variabilidad oceánica de la THC.

El forzamiento debido al afloramiento en la SST es posiblemente la característica oceanográfica más importante de las zonas llamadas EBUEs (Eastern Boundary Upwelling Ecosystems). El afloramiento reemplaza el agua caliente de la superficie por agua más fría procedente de las capas subsuperficiales. De acuerdo con algunos autores, los cambios en el gradiente térmico que existe entre el océano y la tierra puede ser el responsable de los cambios observados en la intensidad del afloramiento (Bakun, 1990; Mendelsohn and Schwing, 2002; McGregor et al., 2007). La costa oeste de la Península Ibérica (37°N – 43°N) puede ser considerada como el límite norte de la influencia del sistema de afloramiento (Eastern North Atlantic Upwelling System), (Nykjaer and van Camp, 1994, Santos et al. 2005; Álvarez et al. 2008a). Estos estudios han demostrado que el afloramiento en la costa Oeste de la Península Ibérica es principalmente un evento estacional que ocurre con mayor probabilidad entre los meses de abril y septiembre.

El objetivo de este estudio es describir la diferencia que existe en la evolución de la SST durante el último siglo entre las localizaciones costeras y oceánicas a lo largo de la costa oeste de la Península Ibérica. La variabilidad de la SST se analizará en función del

afloramiento y de la intensidad de la THC.

2 Datos y procedimiento

Los datos de SST se obtuvieron del UK Meteorological office, Hadley Centre HadISST1.1-Global sea-Ice coverage and SST (<http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst>) (Rayner et al., 2003). Estos datos están disponibles desde 1870 hasta el día de hoy, con una periodicidad mensual, con una cobertura global y una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$. En este estudio, se han tomado datos de 78 puntos del Oeste de la Península Ibérica (WIP) desde 1900 hasta 2008. Los puntos seleccionados van desde 9°W hasta 21.5°W y desde 37.5°N hasta 42.5°N, (Figura 1). Los datos de SST mensuales, se promediaron anualmente y estacionalmente.

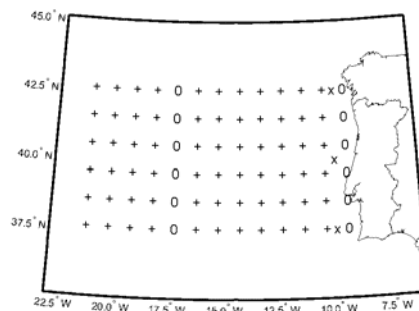


FIG. 1: Área de estudio. Las cruces (+) representan los puntos SST. Los círculos (o) representan los puntos que se han considerado como área costera (9.5°W) y oceánica (17.5°W). Las cruces (x) representan las localizaciones de los datos de vientos (10.0°W, 37.5°N, 40.0°N y 42.5°N respectivamente).

La diferencia de SST entre costa y océano se calculó como:

$$\Delta SST = SST_{\text{ocean}} - SST_{\text{coast}} \quad (1)$$

Se consideraron doce puntos para calcular esta diferencia. Los puntos situados en 9.5°W (17.5°W) son representativos de las condiciones costeras (oceánicas) (Figura 1 círculos).

Las diferencias se calcularon para cada par de puntos situados a la misma latitud y después se realizó una media meridional.

Los datos de viento se obtuvieron del National Centre of Atmospheric Research/National Centre for Environmental Prediction (NCEP/NCAR)

(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>). Estos datos están disponibles desde 1948 en adelante, con una cobertura global y con una resolución espacial de 2.5° X 2.5°. En este estudio, se tomaron puntos enfrente del oeste de la Península Ibérica a 10°W y 42.5°N, 40°N y a 37.5°N respectivamente para el periodo 1948-2008 (Figura 1, aspás). Las diferentes series obtenidas en estos puntos se muestran muy correlacionadas ($R > 0.8$) permitiendo realizar una media meridional. El índice de afloramiento (UI) puede definirse como la componente del transporte de Ekman perpendicular a la costa. Teniendo en cuenta que la línea de costa es macroscópicamente perpendicular al ecuador a lo largo de la costa oeste de la Península Ibérica:

$$UI = -Q_x = -\frac{\tau_y}{\rho_w f} \quad (2)$$

donde

$$\tau_y = \rho_a C_d (W_x^2 + W_y^2)^{1/2} W_y \quad (3)$$

Siendo τ_y el arrastre del viento meridional, W la velocidad del viento cerca de superficie, ρ_w la densidad del agua de mar (1025 kg m^{-3}), C_d el coeficiente de arrastre adimensional, (1.4×10^{-3}), ρ_a la densidad del aire (1.22 kg m^{-3}) y f el parámetro de Coriolis definido como dos veces la componente vertical de la velocidad angular de la tierra Ω , ($f = 2\Omega \sin(\theta)$) a la latitud de θ . Finalmente, el subíndice x corresponde con la componente zonal e y con la componente meridional. Los

valores positivos (negativos) del UI corresponden con condiciones favorables (desfavorables) de afloramiento.

El índice AMO fue calculado como la media de la anomalía de la SST para la región del Atlántico Norte. Este índice ha sido tradicionalmente calculado como la media de la anomalía de SST para la zona Norte del Ecuador del Atlántico Norte (Enfield et al., 2001). La malla usada en este estudio cubre desde 7.5°W hasta 75.5°W y desde 0° hasta 59.5°N. El límite norte 59.5°W se ha considerado para evitar problemas con los cambios en los mares de hielo.

De acuerdo con investigaciones previas (deCastro et al., 2008), el modo Este Atlántico (EA) muestra una correlación negativa significativa con el afloramiento a lo largo de toda la costa oeste de la Península Ibérica. El patrón EA consiste en un dipolo norte-sur que se expande en todo el Océano Atlántico Norte con centros cerca de 55°N, 20°W hasta 35°W y 25°N hasta 35°N, 0°W hasta 10°W. Este patrón es el segundo modo más prominente de variabilidad de baja frecuencia del Atlántico Norte y tiene una estructura similar al patrón de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). La NAO es el primer modo a lo largo del Atlántico Norte e influye en el índice de afloramiento sólo entre 38°N y 41°N. Por lo tanto, en este estudio sólo se tendrá en cuenta el patrón EA. Los índices de teleconexión han sido obtenidos del Climate Prediction Center (CPC) en NCEP (www.cpc.noaa.gov) a escala mensual desde 1950 hasta 2009. (Barnston & Livezey 1987).

3 Resultados y discusión

Tanto la distribución espacial como temporal de la SST a lo largo del área de estudio, se encuentra detallada en la Figura 2a. Se ha utilizado un promedio de ± 5 años para suavizar las variaciones de alta frecuencia.

Se ha observado un gradiente del orden de 1°C en la SST entre la costa (9.5°W) y el océano, donde los valores más bajos se encuentran cerca de costa. Además, se han observado importantes ciclos de calentamiento y de enfriamiento en todas las longitudes durante el período de 1900-2008. Los valores más altos se han observado en el año 1950 y en el presente los valores más bajos en 1900 y 1975. La evolución inter-anual de la media meridional de la SST costera (9.5°W) y oceánica (17.5°W) representa en la Figura 2b. Se ha realizado un promedio de ± 5 años también en este caso.

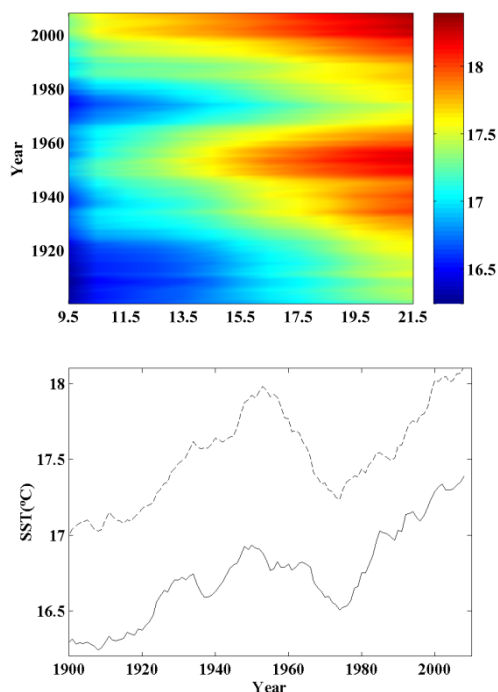


FIG. 2: (a) Distribución temporal y espacial de SST a lo largo del área de estudio para el período 1900-2008. (b) Evolución inter-anual de la media meridional de la SST ($^{\circ}\text{C}$) costera (línea continua) y oceánica (línea punteada). Se considera un promedio de ± 5 años con el propósito de resaltar los períodos de calentamiento-enfriamiento.

Macroscópicamente, existe un incremento global de la SST en ambas longitudes durante este período (aproximadamente 1.1°C en ambas localizaciones). Este incremento es comparable con el obtenido mediante medidas de campo en áreas adyacentes

(García-Soto et al., 2002; deCastro et al., 2009; Gómez –Gesteira et al., 2011). También es comparable con valores dados por el IPCC para todo el Atlántico (IPCC, 2007). Además, el agua costera (Figura 2b línea continua) es más fría que la oceánica (Figura 2b línea punteada) como se menciona arriba. De acuerdo con investigaciones previas, este gradiente de temperatura es principalmente debido en primavera – verano debido al afloramiento costero (Nykjaer and van Camp, 1994; Santos et al. 2005; Álvarez et al. 2008a) y al agua fría que aparece en aguas poco profundas a finales de octubre debido a la pérdida de calor de la superficie (Fiuza, 1983; Deschamps et al. 1984). Como se menciona arriba, se han observado tres períodos diferentes de calentamiento-enfriamiento en las dos señales, un período de calentamiento desde 1920 hasta 1950, un período de enfriamiento desde 1950 hasta 1974 y otro período de calentamiento desde 1974 hasta 2008. En el primer período de calentamiento, la SST oceánica (costera) muestra un incremento de 0.26 (0.18) $^{\circ}\text{C}$ por década y en el segundo período de calentamiento muestra un incremento de 0.30 (0.21) $^{\circ}\text{C}$ por década. El último período de calentamiento es más intenso que el primero en las dos latitudes, cerca de costa y en el océano. Además, el período de enfriamiento muestra un decrecimiento de -0.33 (-0.21) $^{\circ}\text{C}$ por década. Se han observado ciclos similares de calentamiento y enfriamiento en mares regionales en el Atlántico Norte, como las áreas descritas por García-Soto et al, (2002) en la *Celtic Shelf*, deCastro et al, (2009) en el golfo de Vizcaya y Gómez-Gesteira et al. (2011) en el área cerca de la esquina Noroeste de la Península Ibérica. Es importante mencionar que tanto la tendencia a enfriarse como a calentarse es más intensa en

localizaciones lejanas a costa que en la propia costa.

Este efecto puede describirse mediante la variabilidad inter-anual del promedio meridional de ΔSST ($^{\circ}C$) descrito en la Eq. (1) (Figure 3). Se ha utilizado un promedio de ± 5 años para suavizar la señal. El parámetro ΔSST muestra tres períodos diferentes que han sido resaltados con líneas rectas: dos períodos de incremento (desde 1925 hasta 1956 y desde 1987 hasta 2008) y un período de decrecimiento (desde 1956 hasta 1987).

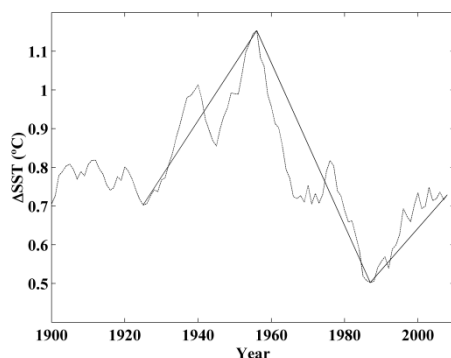


FIG. 3: (a) Evolución inter-anual de la media meridional del ΔSST ($^{\circ}C$) para el período 1900-2008. El ΔSST está definido como la SST oceánica menos la SST costera, como se puede ver en la Eq.1. Se considera un promedio de ± 5 con el propósito de suavizar la señal. Las líneas rectas han sido usadas para resaltar los períodos de decrecimiento y crecimiento para el ΔSST .

Periodo	Pendiente
1925-1956	-0.13
1956-1987	0.16
1987-2008	-0.1

TABLA 1: ΔSST anual ($^{\circ}C/dec$) para el período 1900-2008. El ΔSST ha sido promediado meridionalmente a lo largo del oeste de la Península Ibérica. Todos los valores tienen una significancia del 99% en el *t-test*.

En la Tabla 1 se muestra la tasa de crecimiento y de decrecimiento. Decir que, los intervalos donde el gradiente térmico costa-océano es más (menos) intenso, no coinciden exactamente con los ciclos de calentamiento (enfriamiento) que se muestran en la Figura 2b. Existe un retraso de entre 5-10 años. Aunque este retraso puede deberse al promedio de ± 5 años

realizado a las señales, las diferentes escalas de tiempo de los fenómenos como los cambios globales en la temperatura y el afloramiento costero, también pueden desempeñar un papel importante.

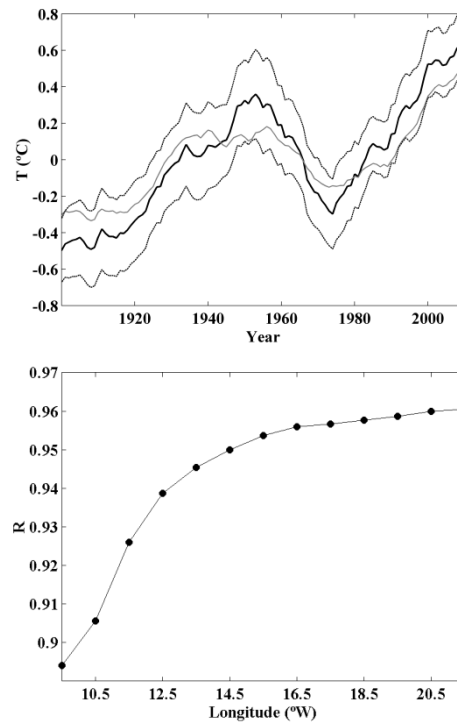


FIG 4: (a) Evolución del índice AMO (línea gris) comparada con la anomalía media (SST^a) (línea negra) calculada en los puntos descritos en la Figura 1. La línea discontinua corresponde con $SST^a \pm 2\sigma(SST^a)$. Se ha considerado un promedio de ± 5 años. (b) Coeficiente de correlación entre el índice anual de la AMO y la media anual meridional de la SST para las diferentes longitudes calculado para el período 1900-2008. Las dos señales han sido filtradas con un promedio de ± 5 años para calcular los coeficientes de correlación.

Como se ha mencionado anteriormente, el índice AMO es un buen indicador de los cambios de la SST en el Atlántico Norte, principalmente relacionados con la THC. La Figura 4a muestra la variabilidad inter-anual del AMO (línea continua gris) y la anomalía de la SST, SST^a , (línea continua negra) promediada a los 78 puntos mostrados en la Figura 1. Las líneas discontinuas se corresponden con $SST^a \pm 2\sigma$. Ambas señales han sido previamente suavizadas mediante un promedio de ± 5

años y muestran un patrón similar a los ciclos de calentamiento y enfriamiento. En conjunto el calentamiento del AMO para el período 1900-2008 es del orden de 0.8°C , el cual es ligeramente menor que el observado a lo largo del oeste de la Península Ibérica (1.1°C mencionado arriba). La semejanza aparente entre AMO y SST^a depende de la longitud (Figura 4). A pesar que la correlación es significativa, 99% para todas las longitudes, el coeficiente de correlación decrece rápidamente desde valores cerca de 0.96 en las posiciones más alejadas de la costa (21.5°W) hasta 0.88 cerca de costa (9.5°W). Se aprecia que el decrecimiento del coeficiente de correlación cerca de costa es muy pronunciado, lo cual indica la existencia de un mecanismo local que afecta a la SST, además del calentamiento y enfriamiento global del océano debido a los cambios en la THC. Como ya se ha mencionado arriba, los cambios registrados en los patrones de viento pueden estar relacionados con los cambios en la SST. De acuerdo con investigaciones previas llevadas a cabo a lo largo del oeste de la Península Ibérica (Nykjaer and van Camp, 1994; Álvarez et al. 2008a; Gomez- Gesteira et al., 2006; Álvarez et al. 2008b) existe una clara prevalencia de vientos del norte (sur) durante las estaciones secas (húmedas). Durante la temporada húmeda (ONDJFM) la tendencia de los vientos es a ser del sur, con lo cual el aire es más caliente que el aire local. Así la componente meridional del arrastre del viento (τ_y) tiende a estar positivamente correlacionada con la SST en ambas posiciones cerca y lejos de costa. De hecho, el coeficiente de correlación entre τ_y calculado a 10°W y la SST para cualquier longitud desde 9.5°W hasta 21.5°W es aproximadamente igual a 0.75 (con una significancia del 95%) mostrando una dependencia con la longitud despreciable. Por el contrario, durante la

estación seca (AMJJAS), los vientos del norte tienden a generar afloramiento costero.

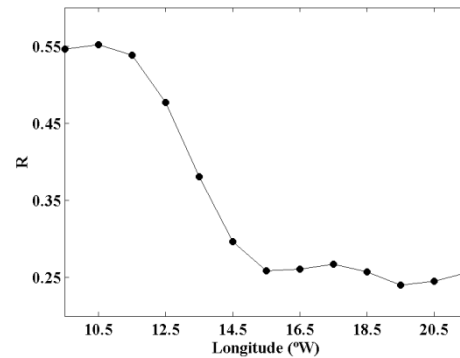


FIG 5: Coeficiente de correlación entre el arrastre del viento meridional (τ_y) y la SST (AMJJAS) para diferentes longitudes para el período 1948-2008. Las dos señales han sido filtradas con un promedio de ± 5 años para calcular los coeficientes de correlación.

La Figura 5 muestra el coeficiente de correlación entre τ_y calculado a 10°W y la SST para las longitudes desde 9.5°W hasta 21.5°W durante (AMJJAS) para el período desde 1949 hasta 2008. Se ha observado una correlación significativa ($R \sim 0.55$) a un 90% en el t-test, solamente cerca de costa, con un decrecimiento muy pronunciado a medida que se avanza hacia el océano, obteniendo valores alrededor de 0.3 para longitudes mayores de 15.5°W . τ_y y la SST cerca de costa están correlacionadas positivamente. A la vez que τ_y se vuelve más negativa (vientos del norte más intensos) la SST decrece debido al aumento del afloramiento costero, el cual reemplaza agua de la superficie por agua más fría. Resultados similares fueron obtenidos por Schwing and Mendelsohn (1997) que compararon la SST con el arrastre del viento en el Sistema de corrientes de California.

La evolución temporal del afloramiento y del ΔSST durante la temporada seca puede observarse en la Figura 6. La anomalía relativa al período 1948-2008 ha sido calculada previamente para poder realizar una comparación visual. Además, las oscilaciones de alta

frecuencia han sido filtradas mediante un promedio de ± 5 años. Decir que los altos valores de ΔSST corresponden con las mayores diferencias entre la temperatura del agua costera y del agua oceánica. De hecho, el coeficiente de correlación entre las dos señales es de $R=0.67$, con una significancia del 90%. De acuerdo con lo escrito por deCastro et al, (2008), los cambios en la intensidad de afloramiento están relacionados con los cambios en los patrones de teleconexión, en particular con el patrón EA. Las barras blancas de la Figura 6 representan la evolución temporal del EA, lo cual muestra una correlación negativa con el UI ($R=-0.62$, con una significancia del 90%). Así, los cambios observados en el UI no son un hecho aislado a nivel costero. Estos cambios pueden estar relacionados con cambios en el patrón EA, con lo que se puede explicar la variabilidad del afloramiento.

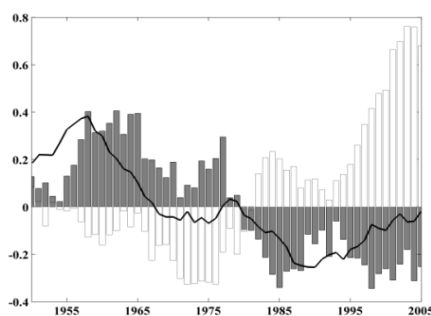


FIG. 6: Evolución temporal de las anomalías estacionales (Abril-Septiembre) UI (Barras negras) y ΔSST (línea negra) para el período 1948-2008. Las dos señales han sido filtradas con una media móvil de ± 5 años para calcular los coeficientes de correlación. Además, la anomalía del UI se ha multiplicado por un factor $0.75/(max(UI)-min(UI))$ para permitir una mejor comparación visual entre las señales. Las barras blancas representan la evolución temporal del EA.

Schwing and Mendelsohn (1997) encontraron una intensificación en el afloramiento, coincidiendo con un calentamiento de la SST en el Sistema de corrientes de California. En esta zona la importancia de la tendencia de la SST enmascara el enfriamiento debido al

incremento del afloramiento. Pero existen importantes diferencias entre ese manuscrito y el trabajo que se realiza aquí. Primero, el ΔSST ha sido usado con la finalidad de quitar la componente global de la señal. Así, los ciclos de calentamiento y enfriamiento que afectan al Atlántico Norte están considerados, de manera que afectan por igual a los puntos situados en la zona oceánica y en la zona costera. Aun así, se asume que el ΔSST es debido principalmente a un forzamiento local. Segundo, las tendencias indicadas no muestran un incremento en el afloramiento temporal tal como sugería Bakun (1990) el cual realizó la hipótesis de la existencia de un enfriamiento en la SST costera mediante un afloramiento costero generado por la diferencia entre las tasas de calentamiento de la tierra y el océano (Jones et al., 2001; Sutton et al., 2007). En este estudio no se han encontrado evidencias de este mecanismo. De hecho, la mayoría de los estudios llevados a cabo durante las últimas décadas han mostrado una tendencia al decrecimiento en la intensidad del afloramiento. Así Lemos and Pires (2004) encontraron la evidencia de un debilitamiento progresivo del afloramiento para el período de 1941 hasta 2000, Álvarez et al, (2008a) no observan una tendencia clara para una escala mensual, aunque, en promedio, el afloramiento tiende a decrecer para el período de 1967 hasta 2006. Un decrecimiento importante en el índice de afloramiento fue descrito por Pérez et al, (2010) en la esquina noroeste de la Península Ibérica para el período desde 1965 hasta 2007. Los mismos autores (Pardo et al., 2011) extendieron el análisis al período 1948-2009 con conclusiones similares. Gómez-Gesteira et al, (2011) encontró un decrecimiento significativo en el índice de afloramiento para la región de Galicia-Norte de Portugal para el período desde 1975-2008. Solamente

Santos et al, (2011) barajan la hipótesis de la existencia de varias periodicidades que afectan a la evolución del afloramiento, sin encontrar una tendencia clara a un crecimiento o un decrecimiento a larga escala.

Finalmente, no está muy claro si la correlación entre SST y el arrastre del viento es debida a un proceso físico causal o simplemente covaría con otros procesos a una escala global. La observación de una tendencia no implica necesariamente la existencia de un enlace dinámico subyacente como señalaba Mendelsohn and Swing (2002). Posiblemente una interacción no lineal entre los cambios en la temperatura oceánica y los patrones atmosféricos es el comienzo de la evolución observada tanto de la SST como del UI, aunque deberían realizarse nuevas investigaciones para dilucidar mecanismos subyacentes.

4 Conclusiones

Tanto la SST costera como oceánica a lo largo de la costa del oeste de la Península Ibérica WIP muestran un incremento global desde 1900 hasta 2008 con unos ciclos de calentamiento y enfriamiento similares a los observados en la región del Atlántico Norte. Además, la diferencia entre la SST oceánica y costera (Δ SST) no ha sido constante a lo largo de todo el período del estudio. En general el Δ SST tiende a aumentar durante los períodos de calentamiento y tiende a decrecer durante los períodos de enfriamiento.

Macroscópicamente, tanto la SST oceánica como la costera siguen los ciclos observados en toda la región del Atlántico Norte (expresado en términos del índice AMO). La correlación entre el índice AMO y SST decrece hacia la costa. De hecho, la variabilidad inter-anual de la SST costera es mejor describirla en términos de la THC y del afloramiento costero. Finalmente el

afloramiento costero está relacionado con el patrón atmosférico EA.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Xunta de Galicia bajo el proyecto 10PXIB 383169PR.

Referencias

- Álvarez, I., Gomez-Gesteira, M., deCastro, M., and Dias, J.M., 2008a. Spatiotemporal evolution of upwelling regime along the western coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research* 113, doi:10.1029/2008JC004744
- Álvarez, I., Gomez-Gesteira, M., deCastro, M., Novoa, E.M., 2008b. Ekman transport along the Galician Coast (NW, Spain) calculated from QuikSCAT winds. *Journal of Marine Systems* 72, 101-115.
- Bakun, A., 1990. Global climate change and intensification of coastal upwelling. *Science* 247, 198–201, doi:10.1126/science.247.4939.198.
- Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review* 115, 1083–1126.
- Brohan, P., Kennedy, J.J., Harris, I., Tett, S.F.B., Jones, P.D., 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new data set from 1850. *Journal of Geophysical Research* 111.
- Caires, S., Sterl, A., Komen, G., Swail, V., 2003. *Global Wave Climatology Atlas*. Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI). <http://www.knmi.nl/waveatlas>
- Casey, K.S., Cornillon, P., 2001. Global and regional sea-surface temperature trends. *Journal of Climate* 14, 3801–3818.

- Chelton, D.B., Schlax, M.G., Freilich, M.H., Milliff, R.F., 2004. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. *Science* 303, 978–98.
- Cole, J.E., Dunbar, R.B., McClanahan, T.R., Muthiga, N.A., 2000. Tropical Pacific forcing of decadal SST variability in the western Indian Ocean over the past two centuries. *Science* 287, 617–619.
- deCastro, M., Gomez-Gesteira, M., Lorenzo M.N., Alvarez, I., Crespo, A.J.C., 2008. Influence of atmospheric modes on coastal upwelling along the western coast of the Iberian Peninsula, 1985 to 2005. *Climate Research* 36, 169–179.
- deCastro, M., Gomez-Gesteira, M., Alvarez, I., Gesteira, J.L.G., 2009. Present warming within the context of cooling–warming cycles observed since 1854 in the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research* 29, 1053–1059.
- Delworth, T.L., Manabe, S., Stouffer, R.J., 1993. Interdecadal variability of the thermohaline circulation in a couple ocean-atmosphere model. *Journal of Climate* 6, 1993–2001.
- Delworth, T.L., Mann, M.E., 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics* 16, 661–676.
- desChamps, P.Y., Frouin, R., Crepon, M., 1984. Sea surface temperatures of the coastal ones of France observed by the HCMM satellite. *Journal of Geophysical Research* 89, 8123–8149.
- Dima, M., Lohmann, G., 2007. A hemispheric mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Journal of Climate* 20, 2706–2719.
- Enfield, D.B., Mestas-Nuñez, A.M., Trimble, P.J., 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S.. *Geophysical Research Letters* 28, 10, 2077–2080.
- Fiuza, A.F.G., 1983. Upwelling patterns off Portugal. In *Coastal Upwelling. Its Sediment Records (Part A)*, edited by Suess, E., Thiede, J., Plenum, New York, 85–98.
- Flohn, H., Kapala, A., Knoche, H.R., Machel, H., 1990. Recent changes of the tropical water and energy budget and of midlatitude circulations. *Climate Dynamics* 4, 237–252.
- Folland, C., Parker, D., Kates, F., 1984. Worldwide marine temperature fluctuations 1856–1981. *Nature* 310, 670–673.
- Folland, C., Nicholls, N., Nyenzi, B., Parker, B., Vinnikov, K., 1992. Observed climate variability and change. In: Houghton, J., Jenkins, G., Ephraums, J. (Eds.), *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, 135–170.
- Folland, C., Parker, D., 1995. Correction of instrumental biases in historical sea-surface temperature data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 121, 319–367.
- Folland, C., Colman, A.W., Rowell, D.P., Davey, M.K., 2001. Predictability of northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987–1998. *Journal of Climate* 14, 1937–1958.
- Garcia-Soto, C., Pingree, R.D., Valdés, L., 2002. Navidad Development in the Southern Bay of Biscay: Climate change and Swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research* 107, C8 3118, doi:10.1029/2001JC001012.
- Ganachaud, A., Wunsch, C., 2000. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature* 408, 453–457.

- Gillet, N.P., Thompson, D.W.J., 2003. Simulation of recent southern hemisphere climate change. *Science* 302, 273–275.
- Ginzburg, A.I., Kostianoy, A.G., Sheremet, N.A., 2004. Seasonal and interannual variability of the Black Sea surface temperature as revealed from satellite data (1982–2000). *Journal of Marine Systems* 52, 33–50.
- Goldenbergn, S.B., Landsea, C.W., Mestas-Nuñez, A.M., Gray, W.M., 2001. The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science* 293, 474–479.
- Gómez-Gesteira, M., Moreira, C., Alvarez, I., deCastro, M., 2006. Ekman transport along the Galician coast (NW, Spain) calculated from forecasted winds. *Journal of Geophysical Research* 111, C10005, doi:10.1029/2005JC003331.0
- Gómez-Gesteira, M., deCastro, M., Álvarez, I., Gómez-Gesteira, J.L., 2008. Coastal Sea surface temperature warming trend along the continental part of Atlantic Arc (1985–2005). *Journal of Geophysical Research* 113, C04010, doi: 10.1029/2007JC004315.
- Gómez-Gesteira, M., Gimeno, L., deCastro, M., Lorenzo, M.N., Alvarez, I., Nieto, R., Taboada, J.J., Crespo, A.J.C., Ramos, A.M., Iglesias, I., Gómez-Gesteira, J.L., Santo, F.E., Barriopedro D., Trigo, I.F., 2011. The state of Climate in North-West Iberia. *Climate Research*, doi: 10.3354/cr00967
- Gordon, C., Cooper, C., Senior, C.A., Banks, H., Gregory, J.M., Johns, T.C., Mitchell, J.F.B., Wood, R.A., 2000. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* 16, 147–168.
- Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007. *Climate Change 2007: the physical science basis*. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Jones, P.D., Osborn, T.J., Briffa, K.R., Folland, C.K., Horton, E.B., Alexander, L.V., Parker, D.E., Rayner N.A., 2001. Adjusting for sampling density in grid box land and ocean surface temperature time series. *Journal of Geophysical Research* 106, 3371–3380.
- Kaplan, A., Cane, M.A., Kushnir, Y., Clement, A.C., Blumenthal, M.B., Rajagopalan, B., 1998. Analyses of global sea surface temperature 1850–1991. *Journal of Geophysical Research* 103, 18567–18589.
- Kent, E., Berry, D.I., 2005. Quantifying random measurement errors in voluntary observing ships' meteorological observations. *International Journal of Climatology* 25, 843–856.
- Kent, E., Challenor, P.G., 2006. Toward estimating climatic trends in SST. Part II: random errors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 23, 476–486.
- Kent, E., Taylor, P.K., 2006. Toward estimating climatic trends in SST. Part I: methods of measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 23, 464–475.
- Kerr, R.A., 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science* 288 (5473), 1984–1986.
- Knight, J.R., Allan, R.J., Folland, C.K., Vellinga, M., Mann, M.E., 2005. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters* 32, L20708.
- Kushnir, Y., 1994. Interdecadal variations in North Atlantic Sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *American Meteorological Society*, 141–157.

- Lemos, R.T., Pires, H.O., 2004. The upwelling regime off the west Portuguese coast, 1941-2000. *International Journal of Climatology* 24, 511-524, doi:10.1002/joc.1009.
- Levitus, S., Antonov, J.I., Timothy, P.B., Stephens, C., 2000. Warming of the World Ocean. *Science* 287, 2225– 2229.
- McGregor, H.V., Dima, M., Fischer, H.W., Mulitza, S., 2007. Rapid 20th-Century increase in coastal upwelling off northwest Africa. *Science* 315, 637-63 doi: 10.1126/science.1134839.
- Mendelssohn, R., Schwing, F.B., 2002. Common and uncommon trends in SST and wind stress in the California and Peru-Chile current Systems. *Progress in Oceanography* 53, 141-162.
- Nerem, R.S., Chambers, D.P., Leuliette, E.W., Mitchum, G.T., Giese, B.S., 1999. Variations in global mean sea level associated with the 1997– 1998 ENSO event: implications for measuring long-term sea level change. *Geophysical Research Letters*. 26, 3005-3008.
- Nicholls, N., Gruza, G.V., Jouzel, J., Karl, T., Ogallo, L., Parker, D., 1996. Observed climate variability and change. In: Houghton, J., Jenkins, G., Ephraums, J. (Eds.), *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*, Cambridge University Press, 133–192.
- Nykjaer, L., Van Camp, L., 1994. Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *Journal Geophysical Research* 99(C7), 14197–14207.
- Paltridge, G., Woodruff, S., 1981. Changes in global surface temperature from 1880 to 1977 derived from historical records of sea surface temperature. *Monthly Weather Review* 109, 2427–2434.
- Pardo, P.C., Padín, X.A., Gilcoto, M., Fariña-Busto, L., Pérez, F.F., 2011. Evolution of upwelling systems coupled to the long term variability of sea surface temperature and Ekman transport. *Climate Research*. DOI 10.3354/cr00989.
- Parker, D.E., Jones, P., Folland, C., Bevan, A., 1994. Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research* 99, 14339–14373.
- Pérez, F.F., Padin, X.A., Pazos, Y., Gilcoto, M., Cabanas, M., Pado, P.C., Doval, M.D, Fariña- Bustos, L., 2010. Plankton response to weakening of the Iberian coastal upwelling. *Global Change Biology* 16, 1258–1267, doi: 10.1111/j.1365-2486.2009.02125.x
- Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V., Rowell, D.P., Kent, E.C., Kaplan, A., 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal Geophysical Research* 108.
- Roderick, R., Farquhar, G.D., 2002. The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years. *Science* 298, 1410–1411.
- Santos, A.M.P., Kazmin, A.S., Peliz, A., 2005. Decadal changes in the Canary upwelling system as revealed by satellite observations: Their impact on productivity. *Journal of Marine Research* 63, 359–379.
- Santos, F., Gómez-Gesteira, M., de Castro, M., Alvarez, I., 2011. Upwelling variability along the western coast of the Iberian Peninsula: Can trends be accurately calculated?. *Climate Research*. 10.3354/cr00972.
- Schwing, F. B., and Mendelssohn, R., 1997. Increased coastal upwelling in the California Current System.

- Journal Geophysical Research 102B, 3421-3438.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W., Ropelewski, C.F., 1994. Optimal averaging of seasonal sea-surface temperatures and associated confidence intervals (1860–1989). *Journal of Climate* 7, 949–964.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W., 2002. Bias corrections for historic sea-surface temperatures based on marine air temperatures. *Journal of Climate* 15, 73–87.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W., 2003. Extended reconstruction of global sea-surface temperatures based on COADS data (1854–1997). *Journal of Climate* 16, 1495–1510.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W., 2004. Improved extended reconstruction of SST (1854–1997). *Journal of Climate* 17, 2466–2477.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W., 2005. A global merged land–air–sea-surface temperature reconstruction based on historical observations (1880–1997). *Journal of Climate* 18, 2021–2036.
- Smith, T.M., Reynolds, R.W., Peterson, T.C., Lawrimore, J., 2008. Improvements to NOAA’s historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006). *Journal of Climate* 21, 2283-2296.
- Strong, A.E., Kearns, E.J., Gjovig, K.K., 2000. Sea surface temperature signals from satellite- An update. *Geophysical Research Letters* 27, 1667–1670.
- Sutton, R.T., Hodson, D.L.R., 2005. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science* 290, 2133-2137.
- Sutton, R.T., Dong, B., Gregory, J.M., 2007. Land/sea warming ratio in response to climate change: IPCC AR4 model results and comparison with observations. *Geophysical Research Letters* 34, L02701, doi:10.1029/2006GL028164.
- Timmermann, A., Latif, M., Voss, R., Grötzner, A., 1998. Northern hemispheric interdecadal variability: A coupled air-sea mode. *Journal of Climate* 11, 1906-1931.
- Trenberth, K.E., Shea, D.J., 2006. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters* 33, L12704.
- Vellinga, M., Wood, R.A., 2002. Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *Climate Change* 54, 251–267.
- Wiley, D.P., Frey, R., Zhang, H., Menzel, W.P., 2002. Extending HIRS high cloud trends with NODIS. NASA http://modis.gsfc.nasa.gov/sci_team/meetings/200207/presentations/menzel.pdf
- Worley, S.J., Woodruff, S.D., Reynolds, R.W., Lubker, S.J., Lott, N., 2005. ICOADS release 2.1 data and products. *International Journal of Climatology* 25, 823–842.