

# Avances en Ciencias de la Tierra

Volumen 4, Diciembre 2013

ISSN 2172-9328

Editado por EPHYSLAB en colaboración con la Asociación Medioambiental  
ESCLIMA

Financiado por *Programa de Consolidación e Estructuración de Unidades de  
Investigación (Grupos de Referencia Competitiva)* cofinanciado por *European Regional  
Development Fund (FEDER)*.

Portada realizada por F. Santos

**Equipo Editorial** (responsable del volumen)

**F. Santos**

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

[fsantos@uvigo.es](mailto:fsantos@uvigo.es)

**M. de Castro**

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

[mdecastro@uvigo.es](mailto:mdecastro@uvigo.es)

**A.J.C. Crespo**

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

[alexbex@uvigo.es](mailto:alexbex@uvigo.es)

**L. Gimeno**

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

[l.gimeno@uvigo.es](mailto:l.gimeno@uvigo.es)

**M. Gómez- Gesteira**

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

[mgesteira@uvigo.es](mailto:mgesteira@uvigo.es)

**M.N. Lorenzo**

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

[nlorenzo@uvigo.es](mailto:nlorenzo@uvigo.es)

**J.J. Taboada**

METEOGALICIA

[juan.taboada@meteogalicia.es](mailto:juan.taboada@meteogalicia.es)

**R. Nieto**

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

[rnieto@uvigo.es](mailto:rnieto@uvigo.es)

**I. Álvarez**

EPHYSLAB

Universidad de Vigo

[ialvarez@uvigo.es](mailto:ialvarez@uvigo.es)

**J. M. Dias**

CESAM

Universidade de Aveiro

[joao.dias@ua.pt](mailto:joao.dias@ua.pt)

## Introducción

Existen en la actualidad numerosas publicaciones científicas que cubren los diferentes ámbitos de conocimiento relacionados con Ciencias de la Tierra. Una gran parte de estas publicaciones están indizadas dentro del *Science Citation Index* (SCI), mediante el cual las revistas se clasifican atendiendo a su factor de impacto.

Avances en Ciencias de la Tierra (ACT) nace con una vocación ligeramente diferente ya que pretende tener una dualidad *científica-docente*. Por un lado, la publicación pretende ser un banco de pruebas donde alumnos de diversos *masters* aprendan las técnicas de publicación científica y por otra se pretende lograr un rigor científico en los contenidos.

El alumno debe aprender que el objetivo final de una investigación científica es la publicación de sus resultados con el fin de que puedan ser compartidos con el resto de la comunidad científica la cual podrá compartirlos, validarlos, corroborarlos o rebatirlos. Esta labor de escritura no resulta una tarea fácil, ya que hay una serie de principios y técnicas que deben conocerse y respetarse con el fin de comunicar lo más claramente posible el resultado de la investigación a una audiencia experta y profesional. Así, para escribir un buen artículo científico deben aplicarse tres principios fundamentales: brevedad, claridad y precisión. Partiendo de estos tres principios, nuestra labor como docentes tiene como objetivo enseñar a los alumnos las normas metodológicas generales que les permitan escribir un buen artículo.

Los alumnos deben aprender que un artículo tiene diferentes facetas que se pueden resumir de la siguiente forma:

- Un artículo es un informe sobre los resultados de una investigación relativa a un problema de carácter científico.
- Los resultados de esa investigación deben ser válidos, fidedignos y reproducibles, a fin de que puedan ser contrastados por el resto de la comunidad científica.
- Los resultados deben ser originales, es decir, un artículo no debe comunicar unos hallazgos que ya hayan sido previamente descritos por los miembros de la comunidad científica, incluyendo los propios autores. Existe la excepción de los llamados artículos de revisión, donde unos autores revisan el estado del conocimiento sobre un cierto tema, para lo cual compilan la bibliografía ya existente.

Aparte de aspectos formales, tales como el empleo de un lenguaje adecuado, el cual debe ser correcto y a la vez conciso, evitando, dentro de lo posible, sentencias verbosas, imprecisas o especulativas; el autor debe prestar especial atención a la estructuración del manuscrito. Aunque no existe una única estructuración, hay una serie de bloques de información que deben estar debidamente organizados. Inicialmente, además del título, el cual debe ser claro, exacto y conciso, y de la lista de autores, el manuscrito debe contener un breve resumen donde se describan de forma somera los principales logros de la investigación. A continuación se debe escribir una introducción de carácter general, para posteriormente detallar los datos y la metodología empleada. Posteriormente deben presentarse los resultados así como una discusión en la que se relacionen los avances llevados a cabo en el manuscrito con el conocimiento previo contenido en la bibliografía. Para ello es necesario que el alumno haya realizado con anterioridad una completa busca bibliográfica que también debe incluirse en el manuscrito. Finalmente, y con carácter opcional, se pueden incluir una conclusión, en la que se enumeren y resuman los principales hallazgos de la investigación.

Por otro lado, es necesario que el manuscrito tenga un contenido científico que suponga un avance significativo en el conocimiento, para lo cual se han diseñado varios mecanismos de control de la calidad. En primer lugar, se involucrará en la elaboración de los manuscritos a los supervisores del trabajo, de tal forma que aporten su experiencia en la escritura y estructuración de artículos científicos. Además, la calidad científica de los manuscritos será evaluada por dos revisores, entre los que se cuentan tanto los miembros del equipo editorial como otros externos que éstos consideren.

El lenguaje de publicación considerado en este primer número es el castellano, aunque el equipo editorial no descarta la posibilidad de considerar el inglés, en su cualidad de lenguaje científico internacional, en ediciones futuras.

Finalmente, debe mencionarse que el presente volumen compila los trabajos de investigación realizados por alumnos del Máster en Ciencias del Clima: Meteorología, Oceanografía Física y Cambio Climático impartido en la Universidad de Vigo, aunque se pretenden incluir trabajos de investigación de alumnos que cursen otros programas de postgrado con contenidos próximos a Ciencias de la Tierra.

El Equipo Editorial

Diciembre de 2013

## Contenido

**Dispersión de partículas desde el Caribe usando simulaciones de trayectorias lagrangianas.**

L. RODRÍGUEZ, F. SANTOS Y M. GÓMEZ-GESTEIRA ..... 1

**Observação da pluma estuarina do Douro através de imagens MODIS de alta resolução**

R. MENDES, M. GÓMEZ-GESTEIRA, M. de CASTRO, N. VAZ, J.M. DIAS ..... 10

**Caracterización de la pluma desarrollada en la zona costera adyacente a la desembocadura de los principales ríos de la Península Ibérica**

D. FERNÁNDEZ-NÓVOA, M. GÓMEZ-GESTEIRA, M. deCASTRO ..... 22

**Transporte de la Humedad localizada sobre la Atlantic Warm Pool. Análisis Lagrangiano.**

R. SORI, L. GIMENO y A. DRUMOND ..... 32

**Análisis de los eventos de afloramiento en la costa Oeste de la Península Ibérica**

R. VARELA, M. GÓMEZ-GESTEIRA ..... 49

**Variabilidade espacial e temporal da Chl-*a* na costa noroeste da Península Ibérica.**

A. PICADO, I. ALVAREZ, N. VAZ e J.M. DIAS ..... 61

<b>Transporte de humedad en el Ártico y su influencia en la extensión del hielo marino.</b>	<b>73</b>
M. VÁZQUEZ, R. NIETO, A. DRUMOND .....	
<b>Influencia de los principales patrones de variabilidad climática global sobre los tipos de tiempo en Galicia</b>	
L. MOREIRA, J.J. TABOADA y M.N. LORENZO .....	<b>82</b>
<b>Ética aplicada y cambio climático</b>	
MARÍA CONCEPCIÓN GIMENO PRESA, LUIS GIMENO PRESA .....	<b>99</b>
<b>Análisis del transporte de humedad de cinco ciclones extratropicales en el Atlántico Norte</b>	
MARIA CORTÈS, ANITA DRUMOND, RAQUEL NIETO .....	<b>112</b>

## Dispersión de partículas desde el Caribe usando simulaciones de trayectorias lagrangianas

L. RODRÍGUEZ\*, F. SANTOS y M. GÓMEZ-GESTEIRA

\**laurarodriguezdi@alumnos.uvigo.es*

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

### RESUMEN

Las corrientes oceánicas juegan un papel importante en el clima actuando como reguladores de temperatura, transportando calor desde zonas ecuatoriales a zonas polares e incrementando la temperatura de áreas en las que, si las corrientes oceánicas no existiesen, esta sería más baja. Del mismo modo transportan grandes masas de agua y con ella partículas de plancton, larvas y peces desde su zona de desove a su hábitat de adulto. Este estudio se centra en las trayectorias y la dispersión de partículas en la Corriente del Golfo partiendo del punto 81°W, 24°N situado en la zona del Caribe. Para ello se utilizará un modelo de simulación de trayectorias lagrangianas. Los datos de velocidades y profundidad de corrientes empleados en este trabajo proceden de la base de datos SODA para el periodo 1958-2010. En los resultados obtenidos para distintos números de partículas y diferentes años, se ha observado que la dispersión de las partículas depende principalmente de las condiciones de las corrientes oceánicas de cada año analizado. Debido a que la zona de estudio se encuentra en el Atlántico Norte los resultados han sido correlacionados con el patrón de teleconexión NAO obteniendo una correlación significativa.

*Palabras Clave:* SODA, Trayectorias Lagrangianas, dispersión de partículas, Corriente del Golfo, NAO.

---

### 1. Introducción

Las corrientes oceánicas trasladan grandes masas de agua y de energía calorífica de las zonas ecuatoriales a las zonas polares y, junto a las corrientes atmosféricas, influyen en el clima de la Tierra y en el cambio climático tal como han demostrado varios estudios sobre el tema: (Sverdrup *et al.*, 1942; Bryan, 1962; Vonder Haar and Oort, 1973; Hastenrath, 1982; Newell and Chiu, 1981; Talley, 1984; Carissimo *et al.*, 1985; Rago and Rossby, 1987;

Trenberth and Solomon, 1994; Warren, 1999; Trenberth and Caron, 2001).

Las corrientes oceánicas se generan a partir de las fuerzas que actúan sobre el agua como son el gradiente de temperatura y de salinidad, el viento, la rotación de la Tierra que a su vez genera el efecto de Coriolis y la gravitación de la Luna y el Sol que provocan las mareas que influyen directamente sobre las corrientes. La temperatura y la salinidad son factores que influyen en la densidad de las masas de agua de las corrientes permitiendo diferenciar entre unas y otras por la profundidad a la que

se encuentran. La profundidad, la batimetría del suelo oceánico e incluso otras corrientes influyen en la dirección y velocidad de las corrientes oceánicas que pueden recorrer miles de kilómetros.

La importancia de las corrientes en el clima se debe a que distribuyen la energía del océano (Bryan, 1962; Talley, 1984; Carissimo et al., 1985; Rago and Rossby, 1987; Warren, 1999; Trenberth and Caron, 2001; Lavin et al., 2003). Uno de los casos más destacable es el de la Corriente del Golfo que influye en el clima del Noroeste de Europa haciéndolo mucho más templado que cualquier otra región situada en la misma latitud (Sutton and Hodson, 2005).

El desplazamiento continuo del agua no solo permite la regulación de la temperatura sino que distribuye nutrientes (Holfort et al., 2001; Lavin et al., 2003; Williams and Follows, 2003; Williams et al., 2011) y plancton (Steinberg et al., 2002) en el océano y mares permitiendo el desarrollo de organismos y la traslación de larvas desde el lugar de desove de los peces hasta su hábitat de adultos. (Kleckner and McCleave, 1982; Dawe, and Beck, 1985; Marancik et al., 2011). Un ejemplo de esto es el ciclo de vida de la anguila europea (Kettle. and Haines, 2006; Bonhommeau et al., 2009).

La Corriente del Golfo constituye una parte del giro subtropical del Atlántico Norte, empieza en la parte oriental del Golfo de México, fluye a través del estrecho de Florida y sigue a lo largo de la costa Sureste de EE.UU hasta el Cabo Hatteras donde se aleja del continente hacia aguas más profundas. (Cornillon, 1992). Aproximadamente a los 50°W, la Corriente del Golfo se divide en varias corrientes. La más grande, es la conocida como la Corriente del Atlántico Norte, que llega hasta la costa Oeste de Europa para posteriormente girar hacia al Norte, por otra parte la

corriente de Irminger alcanza las costas Sur y occidental de Islandia en su rama norte mientras que su otra rama se dirige al Sur pasando por las Azores y luego por las Islas Canarias.

La Corriente del Golfo tiene características físicas especiales incluyendo una alta salinidad. Transporta aproximadamente  $1.3 \cdot 10^5$  W de calor al Atlántico Norte y un volumen de agua, con una media de 31 Sv en la zona de Florida y alcanzando picos de 150 Sv alrededor de 65°W ( $1\text{Sv} \approx 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) con velocidades que varían desde los  $0.1 \text{ m s}^{-1}$  a más de  $1,000 \text{ m s}^{-1}$  en los primeros 200 m de la columna de agua. (Tomczak et al., 2003).

La importancia climática de esta corriente es bien conocida ya que como se ha mencionado, asegura un clima más templado en Europa que en otras regiones que se encuentran en la misma latitud. Así mismo impide la excesiva aridez en la zona de los trópicos en lugares como México y la Antillas. Otro factor importante a tener en cuenta es que determina una parte de la flora y fauna marina de los lugares por los que pasa a través del afloramiento y transporte de plancton, larvas y peces (Bartsch et al, 1997; Govoni et al, 1999; Kettle et al., 2006; Bonhommeau et al, 2009; Young et al, 2012).

Debido a su influencia en el clima, es muy importante que el patrón de la Corriente del Golfo se mantenga pues cualquier alteración en su circulación acarrearía consecuencias importantes para la fauna, la flora y el clima, como sería el enfriamiento de Europa.

A consecuencia de la interacción atmósfera-océano, cambios en los patrones atmosféricos que se relacionan con los principales modos de variabilidad climática pueden afectar a las corrientes oceánicas (Curry and McCartney, 2001; Czaja and Marshall, 2001; Frankignoul et al., 2001).



La zona de estudio comprende todo el océano Atlántico Norte donde el principal modo de variabilidad atmosférica es el índice de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Es el patrón más influyente en el clima europeo. NAO es una oscilación que describe el transporte a gran escala de masa atmosférica en el Atlántico Norte entre las regiones del anticiclón subtropical de las Azores y el sistema de bajas presiones subpolar de Islandia (Walker y Bliss, 1932). Esto se manifiesta en la temperatura del océano y atmósfera, la precipitación y la presión en superficie. Existe una correlación entre NAO y las corrientes del Atlántico Norte. En el caso de la Corriente del Golfo, su posición varía con la intensidad del índice NAO en los meses de invierno (Taylor et al, 1998; Taylor and Stephens, 1998). Frankignoul et al. (2001) señalaron que entre 11 y 18 meses después de que el índice NAO alcanza un extremo positivo (negativo), la Corriente del Golfo se desplaza hacia el norte (sur).

Este estudio tiene como objetivos simular trayectorias lagrangianas para diferentes números de partículas cuya posición inicial se sitúa en la zona del Caribe (81°W 24°N) durante periodos de un año. Así mismo se pretende analizar la dispersión de dichas partículas usando los datos de las componentes U, V y W de la velocidad de las corrientes proporcionados por la base de datos SODA y comparar varios años para ver la fiabilidad del modelo. Por último se estudia la correlación entre los resultados obtenidos y el índice NAO.

## 2. Datos y procedimiento

Las componentes U, V y W de la velocidad de las corrientes oceánicas empleados en este estudio, se obtuvieron de la base de datos Simple Ocean Data Assimilation (SODA)

(<http://www.atmos.umd.edu/~ocean>).

Cada una de las componentes de la velocidad está caracterizada por tres índices (i,j,k) que determinan el punto de malla.

SODA utiliza un modelo oceánico basado en Geophysical Fluid Dynamics Laboratory MOM2 Physics donde los datos asimilados incluyen perfiles de temperatura y salinidad del World Ocean Atlas-94 (Levitus y Boyer 1994), así como datos hidrográficos adicionales, datos de la temperatura superficial del mar (Reynolds y Smith, 1994), y del nivel del mar obtenidos de los satélites Geosat, ERS-1 y TOPEX/Poseidon.

El reanálisis de la variabilidad climática de todo el océano está disponible para el periodo 1958-2010. Los datos tienen una escala mensual, con una resolución espacial horizontal de 0.5 ° x 0.5 ° y una resolución vertical de 40 niveles (Carton et al., 2000 a, b) que representan profundidades desde 5 m hasta 5,375 m.

En este estudio, el área seleccionada para hacer las simulaciones comprende desde 0.25°- 60.75°N y desde 0.25°- 100.75°W, que cubre todo el océano Atlántico Norte. Se han considerado los 40 niveles verticales ya que el estudio se realiza sin limitar el movimiento vertical de las partículas. Por otro lado, los datos son generados con una periodicidad mensual, por lo que los tipos de estudios que pueden abordarse con esta base se restringen a aquellos que tienen lugar en una escala temporal de al menos varios meses. Finalmente, el paso temporal considerado en este estudio es de un día, es decir, la posición de las partículas es actualizada cada día.

Para tener en cuenta el carácter dispersivo del océano se lanzan muchas partículas (típicamente del orden de varios miles), las cuales conforman una especie de nube que representa la evolución temporal y espacial de la

sustancia o especie que se pretende estudiar. Se considera que las partículas son trazadores pasivos, es decir, se mueven con las corrientes, pero no se adaptan a ellas (algunas especies animales si lo hacen), ni sufren procesos químicos ni biológicos (la mayor parte de las sustancias químicas sí que lo hacen). Obviamente, si se considera una partícula en un cierto instante de tiempo y en una cierta posición, ni el instante ni la posición coincide con el instante en que el fichero de posición correspondiente a la base de datos SODA ha sido generado, ni con el conjunto discreto de puntos que constituyen la malla. Por ello, es necesario realizar un cierto proceso de interpolación, tanto en el tiempo como en el espacio. Supongamos que una partícula está en  $(x,y,z,t)$ , se localizan los índices  $i,j,k$  de los puntos de malla más cercanos. Se considera que la partícula está en la capa vertical (índice  $k$ ) que está más cercana a su posición. Con respecto a la posición horizontal, una vez identificada la cuadrícula en la que está situada la partícula, la velocidad de la partícula se calcula por interpolación bilineal teniendo en cuenta los puntos de malla que delimitan esa cuadrícula:  $(i,j)$ ,  $(i+1,j)$ ,  $(i,j+1)$  y  $(i+1,j+1)$ . Con respecto al tiempo, éste se conoce en instantes discretos  $(t_1, t_2, \dots, t_p, t_{p+1}, \dots)$ . Asumiendo que el instante actual del cálculo es un cierto  $t$  comprendido entre  $t_p$  y  $t_{p+1}$ , se calcula la velocidad de la forma que se acaba de describir para los instantes  $t_p$  y  $t_{p+1}$  y se interpola linealmente para el instante  $t$ . Con este proceso se obtendría la velocidad  $V(x,y,z,t)$  que se impondría a una partícula situada en  $(x,y,z,t)$ . De esta forma, la posición de la partícula evolucionaría (pongamos la coordenada  $X$  como ejemplo) siguiendo la expresión

$$x(t + \Delta t) = x(t) + V_x \Delta t$$

donde  $\Delta t$  es el paso temporal (1 día como se comentó anteriormente) y  $V_x$  es la componente  $X$  de la velocidad. Sin embargo, debido a la presencia de la turbulencia, el campo  $V$  es aleatorio. La velocidad  $V$  se divide en dos partes, en una parte media, calculable a partir de la velocidad suministrada por SODA y una parte aleatoria que se puede calcular mediante alguna hipótesis adicional. En el modelo actual se ha considerado que la posición se calcula a partir de

$$x(t + \Delta t) = x(t) + V_x C \Delta t$$

donde  $C=1+\xi$ , siendo  $\xi$  un ruido blanco, cuya media es nula y sus valores límites están acotados en el intervalo  $[-0.2, 0.2]$ . El ruido es diferente y sin correlación estadística para cada partícula, instante de tiempo e incluso dirección  $(X,Y,Z)$ . De esta forma, dos partículas inicialmente situadas en la misma posición pueden diverger en el tiempo.

### 3. Resultados

El modelo utilizado permite simular trayectorias lagrangianas de un amplio número de partículas. La Figura 1 muestra los resultados obtenidos para un año en concreto, el año 2010, dentro de un rango que comprende desde 1,000 hasta 10,000 partículas. Esto permite comprobar la sensibilidad del modelo al número de partículas utilizado. Los histogramas tienen un perfil casi idéntico para los cuatro valores estudiados (1,000, 2,000, 5,000 y 10,000 partículas). En los cuatro casos, las partículas se dispersaron hasta una distancia máxima de 3,500 km, los mayores porcentajes de partículas dispersadas, entre el 17% y 23%, se corresponde con distancias inferiores a los 1,000 km. Por otro lado puede observarse que el 70% de las partículas no superan los 1,000 km.

Tras realizar varias simulaciones de trayectorias con sus correspondientes histogramas de dispersión para

diferentes años, se observa que las trayectorias recorridas por las partículas dependen de las condiciones de las corrientes oceánicas que se hayan dado en el año de estudio y no tanto del número de partículas de la simulación, como se observa en la Figura 2, donde se muestran las trayectorias de varios años.

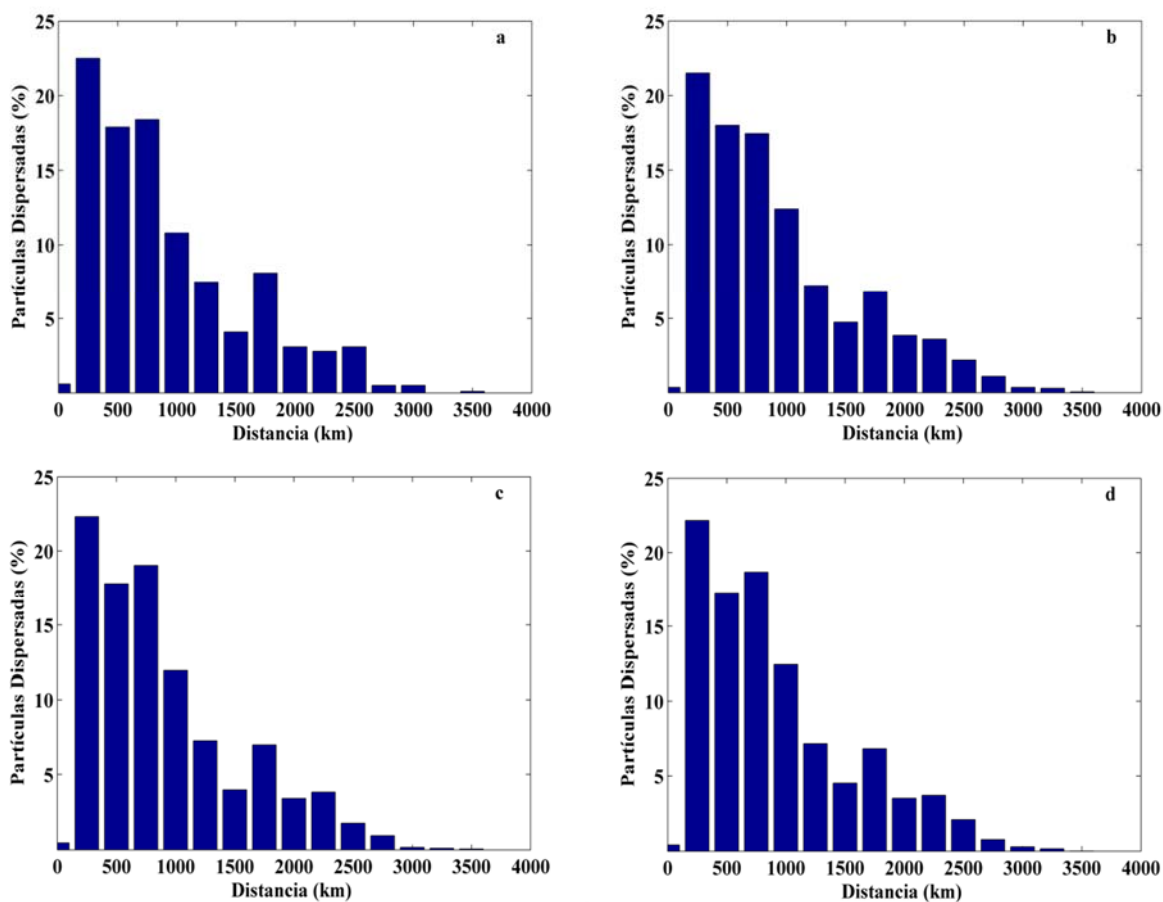
Debido a la escasa dependencia con el número de partículas, las simulaciones se han hecho con 2,000 partículas para agilizar el cálculo. Las partículas son soltadas en la parte superficial (1m) del punto 81°W, 24°N (punto perteneciente a la zona del Caribe), estas partículas tienen libertad en su movimiento vertical.

En la Figura 2 (a) correspondiente al año 1970, se observa que no todas las partículas siguen la misma trayectoria,

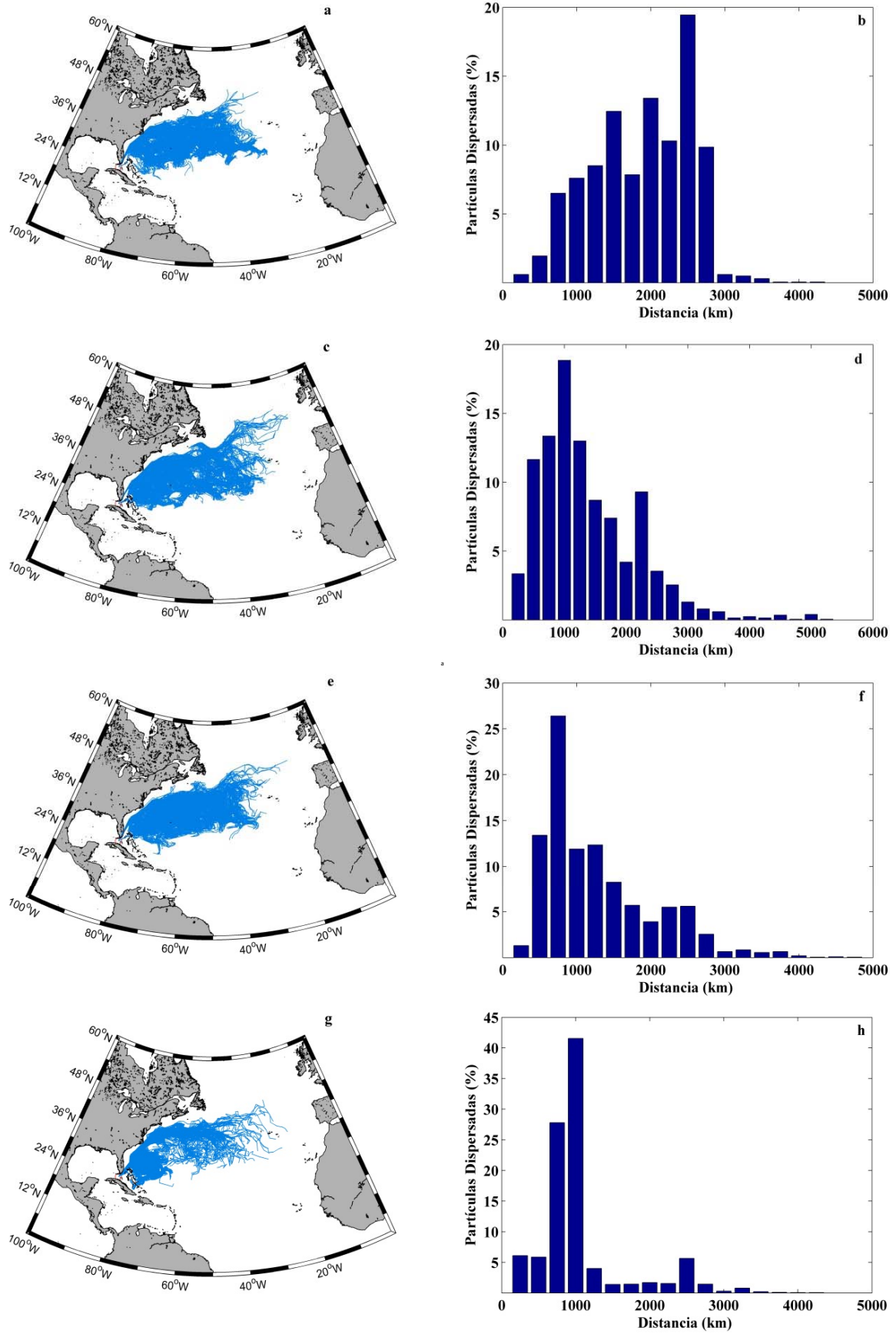
la posición de las partículas varía desde unos pocos grados de su posición de partida hasta casi 26° en latitud y 51° de longitud.

Esto mismo que acabamos de describir se puede observar en el correspondiente histograma de dispersión del año 1970, Figura 2 (b), donde se señala que el mayor porcentaje de partículas dispersadas, 19.45%, alcanzaron los 2,500 km y en cambio menos del 1% superó los 3,000 km.

En la Figura 2 (c) y (d), se observa el mismo comportamiento para el año 1980. Las partículas se dispersan en trayectorias diferentes. En este caso, el mayor porcentaje de partículas dispersadas, 18.85%, alcanzaron los 1,000 km y sin embargo menos del 1% superaron los 3,000 km.



**Fig. 1.** Histogramas de dispersión para diferentes números de partículas para el año 2010 cuyo punto de partida es el 81°W, 24°N situado en el Caribe. (a) Histograma de dispersión de 1,000 partículas. (b) 2,000 partículas. (c) 5,000 partículas. (d) 10,000 partículas.

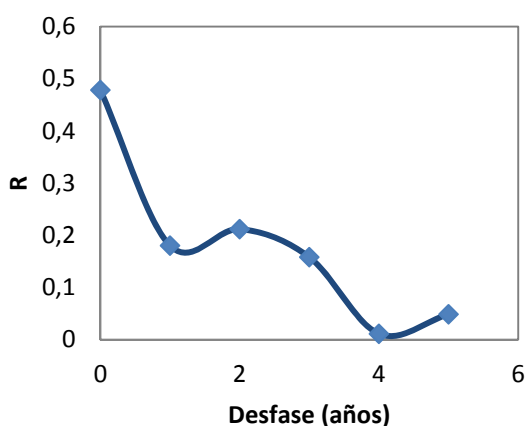


**Fig. 2.** (a) Trayectorias de 2,000 partículas en el año 1970. (b) Histograma de dispersión para el año 1970. (c) y (d) Año 1980. (e) y (f) Año 1990. (g) y (h) Año 2000.

El caso más llamativo de los cuatro años representados es el del año 2000. Las Figuras 2 (g) y (h) muestran que para el año 2000 el 41.55% de las partículas dispersadas han alcanzado los 1,000 km. A partir de este punto el porcentaje de partículas que superaron los 2,000 km se redujo a valores inferiores al 6% y el porcentaje de partículas que superaron los 3,000 km se redujo a valores inferiores al 1%.

El análisis de la Figura 2 ha remarcado que las condiciones de las corrientes oceánicas propias de cada año de estudio, son las que realmente influyen en la dispersión de partículas.

Por último se ha estudiado la correlación de los resultados obtenidos con el patrón de teleconexión NAO. Para ello se ha analizado la correlación entre los meses de enero, febrero y marzo (EFM), del índice NAO para el periodo 1958-2009, con el número de partículas dispersadas durante el periodo 1958-2010, que alcanzaron/sobrepasaron los 25°W. Se ha utilizado ese límite de longitud tomando de referencia el trabajo de Kettle y Haines (2006).



**Fig. 3.** Coeficiente de correlación del índice NAO para los meses EFM y el porcentaje de partículas dispersadas que alcanzaron/sobrepasaron los 25°W para diferentes desfases en años.

En la Figura 3 se muestra la correlación entre el valor medio del índice NAO

para los meses EFM y el desfase en años respecto a las partículas que alcanzaron los valores de latitud y longitud indicados en el párrafo anterior. Se observa que la mayor correlación,  $R=0.478$ , se da cuando realizamos un desfase, entre la NAO de EFM y las partículas dispersadas, de 0 años, con un índice de fiabilidad superior al 99%.

Se entiende por desfase de 0 años la comparación entre el valor medio del índice NAO para EFM de 1958 y el porcentaje de partículas que alcanzaron los 25°W durante ese mismo año y el siguiente (desde enero de 1958 hasta diciembre de 1959). Esta misma regla se ha aplicado a todo el periodo de la NAO, 1958-2009, y de porcentaje de partículas dispersadas, 1958-2010.

#### 4. Conclusiones

De la utilización del modelo de simulación de trayectorias lagrangianas, mediante datos de la base SODA para el periodo 1958-2010, cuyo punto de partida de las partículas se encuentra en el punto 81°W, 24°N, punto con una importante influencia de la Corriente del Golfo se concluye:

1. El factor más importante y el que determina las trayectorias de las partículas y por tanto su dispersión, son las diversas condiciones de las corrientes oceánicas que varían cada año.
2. El modelo permite realizar simulaciones de trayectorias lagrangianas para un amplio número de partículas, pero se ha comprobado que este no es un factor que afecte de manera importante el resultado de la simulación.
3. El índice NAO para el periodo 1958-2009 mostró una correlación positiva con el porcentaje de partículas

dispersadas que alcanzaron los 25°W, siendo la correlación más importante ( $r=0.454$ ) la realizada con un desfase de 0 años con un índice de fiabilidad superior al 99%.

## 5. Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación por parte de la Universidad de Vigo a través del programa “Bolsas de Másteres orientados á investigación”.

## 6. Referencias

- Bartsch, J. and Coombs, S. 1997. A numerical model of the dispersion of blue whiting larvae, *Micromesistius poutassou* (Risso), in the eastern North Atlantic. *Fish. Oceanogr.*, 6:3, 141-154.
- Bonhommeau, S., Blanke, B., Trégure, A.M., Grima, N., Rivot, E., Vermad, Y., Greiner, E. and Le Pape, O. 2009. How fast can the European eel (*Anguilla Anguilla*) larvae cross the Atlantic Ocean?. *Fish. Oceanogr.*, 18:6, 371-385.
- Bryan, K. 1962. Measurements of meridional heat transport by ocean currents. *J. Geophys. Res.*, 67, 3403-3414.
- Carissimo, B.C., Oort, A.H. and Vonder Haar, T.H. 1985. Estimating the meridional heat transport in the atmosphere and ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 82-91.
- Carton, J.A., Chepurin, G.A., Cao, X. and Giese, B.S. 2000a. A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950-1995. Part 1: methodology. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 294-309.
- Carton, J.A., Chepurin, G.A. and Cao, X. 2000b. A Simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950-1995. Part 2: results. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 311-326.
- Cornillon, P. 1992. Gulf Stream. In: *Encyclopedia of earth system science*, vol. 2. Academic Press Inc., 465-480.
- Curry, R.G. and McCartney, M.S. 2001. Ocean Gyre Circulation Changes Associated with the North Atlantic Oscillation. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 3374-3400.
- Czaja, A. and Marshall, J. 2001. Observations of atmospheric-ocean coupling in the North Atlantic. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, in press.
- Dawe, E.G. and Beck, P.C. 1985. Distribution and Size of Short-finned Squid (*Illex illecebrosus*) Larvae in the Northwest Atlantic from Winter Surveys in 1969, 1981 and 1982. *J. Northw. Atl. Fish. Sci.*, 6, 43-55.
- Frankignoul, C., Guelle de Coëtlogon, Terrence, M.J and Shenfu Dong, 2001. Gulf Stream Variability and Ocean-Atmosphere Interactions. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 3516-3529.
- Govoni, J.J. and Spach, H.L. 1999. Exchange and flux of larval fishes across the western Gulf Stream front south of Cape Hatteras, USA, in winter. *Fish. Oceanogr.*, 8, 77-92.
- Hastenrath, S. 1982. On meridional heat transports in the world ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 159-170.
- Holfort, J. and Siedler, G. 2001. The meridional oceanic transports of heat and nutrients in the South Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 5-29.
- Kettle, A.J. and Haines, K. 2006. How does the European eel (*Anguilla Anguilla*) retain its population structure during its larval migration across the North Atlantic Ocean?. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 63, 90-106.
- Kleckner, R.C. and McCleave, J.D. 1982. Entry of migrating American eel leptocephali into the Gulf Stream system. *Helgol. mar. Res.*, 35, 329-339.
- Lavin, A. M., Bryden, H.L and Parrilla, G. 2003. Mechanisms of heat, freshwater, oxygen and nutrient

- transports and budgets at 24.5°N in the subtropical North Atlantic. *Deep-Sea Res. I*, 50, (9), 1099-1128.
- Levitus, S., Boyer, T., 1994. *World Ocean Atlas 1994*. vol. 4: Temperature. NESDIS Atlas series. NOAA, Washington, DC 117 pp.
- Marancik, K.E, Richardson, D.E, Lyczkowski-Shultz, J., Cowen, R.K. and Konieczna, M. 2011. Spatial and temporal distribution of group larvae (Serranidae: Epinephelinae: Epinephelini) in the Gulf of Mexico and Straits of Florida. *Fish. Bull*, 110, 1-20.
- Newell, R.E. and Chiu, L.S. 1981. Climatic Variations and Variability: Facts and Theories, edited by A. Berger, pp. 21-61, Reidel, Dordrecht.
- Rago, T.A. and Rossby, H.T. 1987. Heat transport into the North Atlantic Ocean north of 32°N latitude. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 854-871.
- Reynolds, R.W., Smith, T.M., 1994. Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *Journal of Climate*, 7, 929-948.
- Steinberg, D.K., Goldthwait, S.A and Hansell, D.A. 2002. Zooplankton vertical migration and the active transport of dissolved organic and inorganic nitrogen in the Sargasso Sea. *Deep-Sea Res. Part I*, 49, 1145-1461.
- Sutton, R.T. and Hodson, D.L.R., 2005. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science* 290, 2133-2137.
- Sverdrup, H.U., Johnson, M.W. and Fleming, R.H. 1942. *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*, 1087 pp., Prentice-Hall, New York.
- Talley, L.D 1984. Meridional heat transport in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 231-241.
- Taylor, A. H., Jordan, M.B. and Stephens, J.A., 1998. Gulf Stream shifts following ENSO events. *Nature*, 393, 638.
- Taylor, A.H. and Stephens, J.A. 1998. The North Atlantic Oscillation and the latitude of the Gulf Stream. *Tellus Ser.*, 50A, 134-142.
- Tomczak, M. and Godfrey, J.S. 2003. *Regional Oceanography: an introduction* 2<sup>nd</sup> edn. Chapters 14-16. ISBN: 8170353065.
- Trenberth, K.E. and Caron, J.M. 2001. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Clim.*, 14, 3433-3443.
- Trenberth, K.E. and Solomon, A. 1994. The global heat balance: Heat transports in the atmosphere and ocean. *Clim. Dyn.*, 10, 107-134.
- Vonder Haar, T.H. and Oort, A.H. 1973. New estimate of annual poleward heat transport by Northern Hemisphere Oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, 3, 169-172.
- Walker, G. T., and E. W. Bliss., 1932. *World Weather V. Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4, No. 36, 53-84.
- Warren, B.A. 1999. Approximating the energy transport across oceanic sections. *J. Geophys. Res.*, 104, 7915-7919.
- Williams, R.G., McDonagh, E., Roussinov, V.M., Torres-Valdes, S., King, B., Sanders, R. and Hansell, D.A. 2011. Nutrients streams in the North Atlantic: Advective pathways of inorganic and dissolved organic nutrients. *Global Biogeochem. Cycles*, 25, GB4008.
- Williams, R.G. and Follows, M.J. 2003. Physical Transport of Nutrients and the Maintenance of Biological Production. *Ocean Biogeochem. Global Change*, 19-51
- Young, C.M., Ruoying He, Emlet, R.B., Yizhen Li, Hui Qian, Arellano, S.M., Van Gaest, A., Bennett, K.C, Wolf, M. Smart, T.I. and Rice, M.E. 2012. Dispersal of Deep-Sea Larvae from the Intra-American Seas: Simulations of Trajectories using Ocean Models.

RODRÍGUEZ *et al.*, ACT 4, 1-10, 2013

Integrative and Comparative  
Biology, 52, nº4, 483-496.



## Observação da pluma estuarina do Douro através de imagens MODIS de alta resolução

*Observation of the Douro estuary turbid plume using high-resolution MODIS ocean color images*

R. Mendes<sup>1</sup>, M. Gomez-Gesteira<sup>2</sup>, M. de Castro<sup>2</sup>, N. Vaz<sup>1</sup>, J.M. Dias<sup>1</sup>

<sup>1</sup>CESAM, Departamento de Física, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal, *rpsm@ua.pt, crv.rocha@ua.pt, nuno.vaz@ua.pt, joao.dias@ua.pt*

<sup>2</sup>Grupo de Física de la Atmósfera y del Océano, Facultad de Ciencias, Universidad de Vigo, 32004 Ourense, Spain, *mggesteira@uvigo.es, mdecastro@uvigo.es*.

### RESUMO

The Douro is one of the longest rivers in the Iberian Peninsula and represents the most important freshwater input into the Atlantic Ocean in the north-western Portuguese coast. Episodes of strong rainfall intensify the river discharge, and promote the input of nutrients, and suspended matter in the continental shelf. The main goal of this study is to analyze the spatial and temporal variability of the Douro river turbidity plume. To achieve this purpose, daily high-resolution images of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS - Aqua) normalized water-leaving radiance at 555 nm were processed, from level L1A to L2. The images with more than 70% of contaminated area due to clouds or other constraints were discarded. A region of interest (ROI) was defined from the river mouth to the continental slope in order to verify the amount of turbid pixels ( $>1.3 \text{ mWcm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ ) in each image and to link it with the river discharge time series at Crestuma dam. Atmospherically corrected MODIS-Aqua data revealed strong seasonal variability in the area of the extension of the water plume, as well as in turbidity levels, which are significantly correlated with river discharge in a seasonal time scale.

*Palavras Clave: nLw555, MODIS, Pluma, Rio Douro.*

### 1 Introdução

Os sistemas estuarinos descarregam frequentemente para a plataforma costeira águas fluviais de reduzida densidade, produzindo plumas que tendem a propagar-se ao longo da costa. Cada sistema é único e com as suas próprias características, o que não permite uma fácil generalização dos padrões das plumas e das conseqüentes correntes costeiras. Esta dificuldade relaciona-se com a extrema variabilidade temporal destes padrões, que dependem dos seus principais forçamentos: descarga fluvial, vento e

maré. As plumas estuarinas são relevantes para diversos aspetos do ambiente costeiro. Podem ter um significativo impacto na circulação costeira, processos biogeoquímicos e transporte de sedimentos, que por sua vez influenciam um conjunto de fatores socioeconómicos. Consequentemente, a dinâmica das plumas estuarinas pode afetar as populações residentes nas imediações das embocaduras. A sua forma clássica, na ausência de ventos, marés e ondas, distingue-se por um bojo de águas menos densas ao largo das embocaduras dos estuários. Este tende a

ter uma rotação anticiclônica, que posteriormente alimenta uma estreita corrente ao longo da costa (Fong e Geyer, 2002). Essencialmente, o controle devido ao caudal fluvial tende a ser mais importante no campo próximo à embocadura (Hetland, 2005), podendo ser intensificado devido a episódios de chuvas torrenciais. A uma maior distância da costa, e quando as velocidades inerciais provenientes da descarga diminuem, a tensão devido ao vento tende a adquirir uma maior importância relativa na definição da mobilidade da pluma (Warrick *et al.*, 2004, Heltand, 2005). Nos casos em que a hidrodinâmica dos estuários é controlada essencialmente pela descarga fluvial, a importância da maré na dinâmica da pluma tende a ser diminuta, podendo no entanto ser acentuada durante períodos de maré viva e morta (Yankovsky *et al.*, 2001, Rong e Li, 2012).

Nos últimos anos os produtos de detecção remota apresentam-se como uma ferramenta bastante popular junto da comunidade científica para o estudo de processos oceânicos. Com a emergência de novos sensores tornou-se possível preencher espaços vazios no conhecimento de fenômenos oceanográficos, até aqui desconhecidos mesmo através da análise de dados *in situ* e resultados de modelos numéricos. Para detetar e mapear plumas estuarinas, estes sensores exploram as diferenças de turbidez, cor, temperatura e salinidade no ambiente aquático. Produtos de sensores multi e hiperespectrais, como por exemplo o SeaWiFS (1997-2010), MERIS (2002-2012) e MODIS (1999-Present) têm sido os mais utilizados ao longo dos últimos anos (Nezlin e DiGiacomo, 2005; Nezlin *et al.*, 2005). Apesar da salinidade ser o traçador natural das plumas fluviais no oceano costeiro, ainda não é possível detetar, com recurso a satélites, esta grandeza a

escalas espaciais úteis. Assim, devido à correlação significativa existente entre a salinidade superficial e imagens de cor do oceano, estas têm sido utilizadas com um sucesso considerável para monitorizar o comportamento e as principais escalas de variabilidade de plumas estuarinas no oceano costeiro (Dzwonkoski e Yan, 2005, Shi e Wang, 2009, Valente e da Silva, 2009, Saldias *et al.*, 2012).

A radiância emergente normalizada aos 555 nm ( $nLw555$ ), ou noutras bandas da zona do verde no espectro do visível, tem sido o traçador mais utilizado para detetar as propriedades óticas das águas turbidas nas plumas. Esta zona do espectro do visível é geralmente associada à área do espectro das radiâncias emergentes no visível com maior contraste entre águas turbidas e límpidas (Nezlin *et al.*, 2008; Valente e da Silva, 2009, Lahet e Stramski, 2010, Saldias *et al.*, 2012,).

No caso das zonas turbidas, diferentes desafios devem ser considerados aquando do processamento dos produtos finais de detecção remota, de forma a obter resultados fidedignos, como por exemplo a correção atmosférica. O tradicional método de correção baseia-se na utilização das bandas do infravermelho próximo (NIR) para identificar as contribuições provenientes da atmosfera na totalidade do sinal registado (Gordon, 1997). A utilização destes comprimentos de onda (748 e 869 nm) é adequada para aplicações em águas oceânicas, onde as contribuições radiativas nestas bandas são quase nulas. Em condições de elevada turbidez, a utilização deste método pode implicar erros significativos, tais como a subestimação significativa de radiância emergente, excesso de valores inválidos, identificação errónea de nuvens, etc. A utilização das bandas no infravermelho de ondas curtas (SWIR) tende a melhorar o produto final em

águas turbidas costeiras (Wang *et al.*, 2009), contudo pode também promover mais incertezas devido, em grande parte, à sua baixa razão sinal-ruído (Werdell *et al.*, 2010, Hu *et al.*, 2012, Aurin *et al.*, 2013).

O estudo da pluma estuarina do Rio Douro merece particular destaque devido ao importante contributo sedimentar e de nutrientes, que modulam diversos padrões biogeoquímicos ao longo da costa noroeste da Península Ibérica (Ribeiro *et al.*, 2005). O estudo dos sedimentos é um ponto crucial no caso da pluma do Rio Douro, pelo facto destes contribuírem com ~87% do total dos sedimentos fluviais descarregados na área de estudo (Dias, 1987). Adicionalmente, verifica-se um declínio acentuado no fornecimento de sedimentos ao longo dos últimos anos, devido, principalmente, à construção de barragens ao longo do curso dos principais rios (e.g. Oliveira *et al.*, 1982; Dias, 1990). Esta pode ser uma hipótese razoável para o aumento evidente da erosão costeira, especialmente a sul da embocadura do Rio Douro.

Como o Rio Douro representa a entrada de água doce mais importante na costa noroeste portuguesa, é também o principal contribuinte para a *Western Iberian Peninsula Plume* (WIBP, Peliz *et al.*, 2002). WIBP é a designação para uma massa de água menos densa, criada a partir do efeito acumulado dos escoamentos fluviais ao longo da plataforma ibérica ocidental. Em trabalhos que visavam o comportamento da WIBP, produtos de deteção remota foram ocasionalmente aplicados, na sua maioria para comparações qualitativas com resultados de modelos numéricos (Otero *et al.*, 2008, Otero *et al.*, 2009, Otero *et al.*, 2013). A utilização de produtos de temperatura de superfície do mar e clorofila foi usualmente escolhida para

monitorizar este fenómeno nas águas costeiras, mas a utilização destes dados pode induzir falsas assunções, como os próprios autores mencionam. Por exemplo, a utilização da temperatura pode gerar problemas devido à dificuldade em distinguir as plumas estuarinas de outras frentes térmicas de diferentes origens (Otero *et al.*, 2008). No que se refere ao processamento dos produtos utilizados, nenhum aperfeiçoamento na metodologia *standard* foi adotado (e.g. diferentes metodologias de correção atmosférica) para assegurar melhores resultados finais, especialmente na área mais turbida junto à principal entrada de água doce - o Rio Douro.

Apesar dos inúmeros estudos realizados abordando o tema do *upwelling* costeiro e da dinâmica da WIBP sob vários cenários, menor atenção tem sido dada ao estudo da influência e comportamento da pluma estuarina do Rio Douro nas áreas costeiras adjacentes, através de imagens de deteção remota mais refinadas e focadas em eventos de menor escala espacial. Uma exceção é a investigação preliminar apresentada por Teodoro *et al.* em 2009. Neste trabalho criou-se uma complexa metodologia para inferir a área da pluma do rio Douro com base num algoritmo que calcula a concentração de material em suspensão (TSM), utilizando ainda técnicas de segmentação de imagem. Os resultados indicam que a pluma só aparece quando o caudal do rio ultrapassa os ~400 m<sup>3</sup>/s na barragem. Durante os períodos de baixo caudal, os autores argumentam que a pluma detetada poderá ser proveniente de outros fatores, como por exemplo: pequenos rios, descargas de estações de tratamentos de águas residuais e ressuspensão de sedimentos resultante da ação de ondas, marés e/ou correntes. Embora tenha apresentado resultados promissores, esta

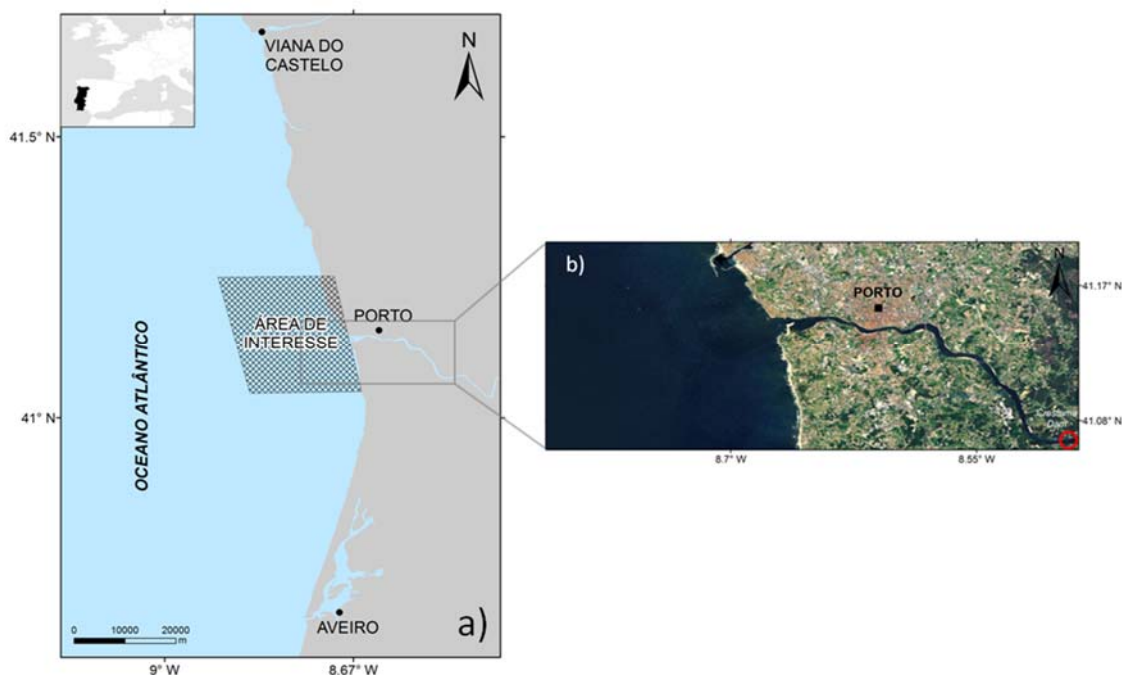


Figura 1: Área de estudo. A caixa (a) mostra a região de interesse onde a pluma turbida do Rio Douro foi analisada. A figura 1b) exibe o estuário do Douro e a localização da barragem de Crestuma.

metodologia não foi aplicada em posteriores publicações.

O objetivo deste estudo preliminar sobre a pluma do Rio Douro é destacar a observabilidade da pluma turbida do Douro com imagens de satélite de cor do oceano de alta resolução e analisar a sua variabilidade temporal e espacial.

## 2 Área de estudo

O Rio Douro localiza-se num vale granítico que se estende desde o interior norte de Espanha até ao Noroeste de Portugal, onde se localiza a sua foz. A bacia hidrográfica é a maior da Península Ibérica com uma área de 97682 km<sup>2</sup> e o seu comprimento é de 927 km.

O estuário do Douro localiza-se na costa ocidental portuguesa, sujeito às condições meteorológicas e hidrodinâmicas típicas do Atlântico Norte (Figura 1). Este é limitado a montante por uma barragem construída em 1985, a 21,6 km da foz, para

produção de energia elétrica. Consequentemente, devido à artificialização do fluxo fluvial, a sua descarga caracteriza-se por elevadas variações em curtos períodos de tempo. O seu caudal pode variar, na zona a jusante da barragem, entre 0 e > 1000 m<sup>3</sup>/s numa escala temporal de horas (Vieira e Bordalo, 2000). Esta descarga tende a intensificar-se durante episódios de forte precipitação, o que promove um importante fornecimento de nutrientes e matéria em suspensão para a zona costeira envolvente através da pluma estuarina.

O sinal de maré é, na sua maioria, semidiurno, com uma maior importância do constituinte  $M_2$ . A amplitude média varia entre 2.8 m e 2.6 m, na embocadura e na cabeceira do estuário, respetivamente. (Vieira e Bordalo, 2000).

O estuário do Douro é classificado por alguns autores como de cunha salina, apesar do estabelecimento destas condições apenas se verificar em

períodos de baixo caudal fluvial (Ibañez *et al.*, 1997, Vieira e Bordalo, 2000). Sendo a hidrodinâmica do estuário caracterizada, principalmente, através das variações de caudal, o seu tempo de residência é bastante variável. Dependendo da descarga fluvial, estes valores podem alternar entre 8 horas e mais de duas semanas (Vieira e Bordalo, 2000).

### 3 Metodologia

O primeiro passo na metodologia seguida consistiu na obtenção de dados praticamente não processados do sensor MODIS-Aqua (L1A), contendo informação de alta-resolução, envolvendo a área de estudo em questão (40°–43°N; 11°–7.5°W). Estes são disponibilizados livremente no *website* <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov> do grupo *The Ocean Biology Processing Group* (OBPG) sedado no *Goddard Space Flight Center*, sendo o projeto da NASA responsável pelo processamento e distribuição dos produtos de cor do oceano do sensor MODIS a bordo do satélite Aqua. Para atingir os objetivos propostos, os ficheiros L1A foram processados de seguida até ao nível L2, utilizando o *software* SeaDAS (*SeaWIFS Data Analysis System*, versão 6.4). Este programa assegura a utilização de uma interface confiável para a correção atmosférica, em ambiente UNIX, das imagens MODIS. Contudo, alguns passos no decorrer do processamento necessitam de uma personalização cuidada. A correção atmosférica e uma cuidada utilização de máscaras são aspetos cruciais para o sucesso final dos produtos de nível 2 (L2) para zonas túrbidas, como a zona costeira junto à foz do Rio Douro.

Conforme já referido na introdução, as bandas NIR (748 nm e 869 nm) são habitualmente as escolhidas para aplicar a correção atmosférica de forma a remover a

contribuição das refletâncias no topo da atmosfera (TOA) atribuídas aos aerossóis (Aurin *et al.*, 2013). Este método é conhecido pela pressuposição de *black pixel*. Nestas bandas, e para oceanos abertos, as radiâncias emergentes têm valores negligenciáveis (Gordon e Wang, 1994). Esta assunção torna-se menos viável quanto mais turbida for a água, devido ao aumento da contribuição das bandas NIR na radiância emergente total (Figura 2). Assim, e apesar de alguns aperfeiçoamentos a esta abordagem no *software* SeaDAS - recurso a correções interativas com modelos bióticos (Bailey *et al.*, 2010) - a utilização das bandas NIR em águas túrbidas leva em variadas ocasiões a estimativas erradas, ou, em situações extremas, a valores saturados de radiância que induzem resultados inválidos (Aurin *et al.*, 2013). Outro aspeto que frequentemente requer a máxima atenção prende-se com a utilização das máscaras e a forma como estas são inicialmente identificadas. A falsa deteção de nuvens em zonas de plumas é um caso paradigmático nos estudos de deteção remota que reportam a zonas costeiras (Loisel *et al.*, 2013). A sua identificação baseia-se na contribuição que a banda 869 nm (NIR) representa na radiância total. Assim, é natural que as zonas costeiras túrbidas sejam frequentemente identificadas como nuvens no processamento predefinido, devido à sua contribuição para a radiância emergente na banda 869 nm. Torna-se então óbvio que o processamento de imagens de cor por predefinição utilizada para oceano aberto, aumenta a possibilidade de um cálculo errado em águas túrbidas devido à negligência de valores de radiância que seriam válidos à partida (Wang e Shi, 2006).

Em 2010, Wang *et al.*, desenvolveram um primeiro método para contornar estes problemas. Estes

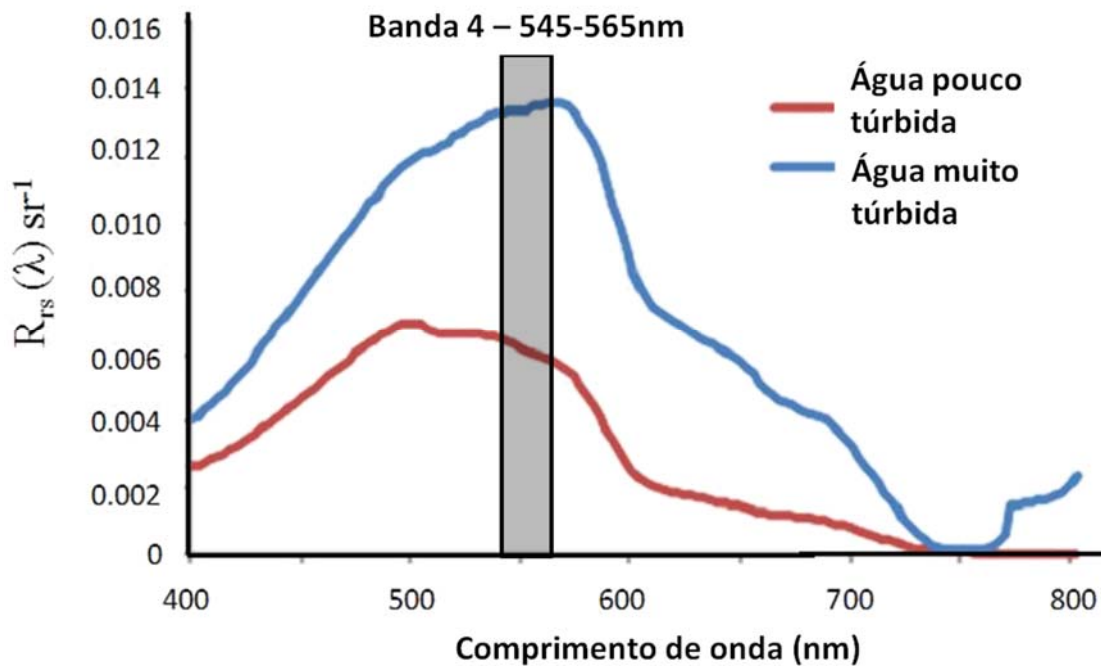


Figura 2: Espectro da refletância detetada para águas relativamente claras (linha vermelha) e águas túrbidas (linha azul) na Guiana Francesa (adaptado de Loisel *et al.*, 2013). A largura da banda 4 (centrada em 555nm) do sensor MODIS-Aqua utilizada neste trabalho é representada pelo retângulo a negro.

autores propuseram a utilização das bandas SWIR (1240 nm e 2130 nm) no procedimento de correção atmosférica das imagens MODIS em zonas túrbidas. A utilização das bandas SWIR para esta metodologia permite menores margens de erro, considerando-se que a refletância do oceano nestas é efetivamente zero (Wang, 2007; Wang *et al.*, 2007), mesmo em situações de elevada turbidez. Porém, como sublinha Aurin *et al.*, (2013), a aplicação padrão deste método no *software* SeaDAS requer a utilização na mesma medida das bandas NIR, entre outros requisitos, para estabelecer um índice túrbido, acima do qual é imposta a correção atmosférica através das bandas SWIR. Por outro lado, a banda SWIR do canal dos 1240 nm no satélite Aqua têm uma baixa razão sinal-ruído comparativamente com as bandas originalmente desenhadas para aplicações oceânicas e o seu reconhecido mau funcionamento num

dos detetores de sinal pode induzir um aumento de ruído e de valores inválidos no produto final L2.

Além da identificação das nuvens, existem outras máscaras no processamento padrão que necessitam de uma utilização cuidada. Por exemplo a utilização das máscaras de valores de radiância muito altos ou saturadas (*high light*) e radiância difusa (*stray light*) poderá levar a uma errada invalidação de pixels em zonas costeiras. No processamento padrão estas máscaras são aplicadas ao pixel em questão e a uma zona envolvente que esconde invariavelmente áreas costeiras proporcionalmente muito grandes para o estudo em questão (Aurin *et al.*, 2013).

Tendo em conta todos estes pressupostos, a metodologia utilizada no processamento de imagens MODIS-Aqua neste trabalho baseou-se parcialmente na investigação apresentada por Aurin *et al.* (2013).

Optou-se pela não utilização da correção atmosférica através das bandas SWIR devido à possibilidade de aumento de ruído e, acima de tudo, porque a área de estudo em questão não representa uma zona de valores muito elevados de turbidez em longos períodos de tempo ao contrário dos estuários estudados no trabalho de Aurin *et al.*, (2013). Assim, para a correção atmosférica, optou-se pela utilização padrão das bandas NIR com a aplicação do modelo biótico com, no máximo, 10 interações (Bailey *et al.*, 2010). Porém, seguiram-se as demais recomendações de Aurin *et al.*, (2013). Utilizou-se a banda 2130 nm (SWIR) como *proxy* para a identificação de nuvens, com um limiar de 0.018 de albedo; desativou-se a máscara de *high ligh*; estabeleceu-se uma máscara *stray ligh* para uma matriz 3 x 3 (ao invés de 7 x 5 no procedimento *standard*) ao redor dos pixels identificados como nuvens e/ou terra; descartam-se valores não verdadeiros de radiância detetada ( $Rrs \leq -0.015$  e  $Rrs > 0.03$ ).

Utilizaram-se inicialmente os valores de várias radiâncias emergentes normalizadas,  $nLw$ , (412 nm, 443 nm, 469 nm, 488 nm, 531 nm, 555 nm, 645 nm, 667 nm, 678 nm e 748 nm) de forma a estudar as assinaturas espectrais da zona costeira em diferentes condições de caudal do Rio Douro. O sinal de turbidez com uma maior correlação com os valores de caudal foi observado na banda dos 555 nm ( $nLw555$ ), conforme relatado anteriormente para outros locais (eg Nezlin e DiGiacomo, 2005; Nezlin *et al.*, 2005; Thomas e Weatherbee, 2006; Saldias *et al.*, 2012).

Posteriormente, as imagens de  $nLw555$  foram geradas na sua resolução original no nadir (500 m - HKM). Em seguida, interpolaram-se as passagens do satélite para uma matriz regular lat-lon (espaçadas por  $0.005^\circ \times 0.005^\circ$ ), e foi calculada a média diária quando

existia mais de uma passagem para o mesmo dia, utilizando o *software* Matlab® ([www.mathworks.com](http://www.mathworks.com)).

Para estudar a variabilidade temporal da pluma turbida do Rio Douro, definiu-se uma caixa na zona próxima à embocadura (Figura 1). Dentro desta área, assinalaram-se os pixels com valores de  $nLw555$  superiores a  $1.3 \text{ mWcm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$  como sendo turbidos (Otero e Siegel, 2004; Nezlin *et al.*, 2005; Valente e da Silva, 2009). Ademais, apenas as imagens com mais de 70% de pixels válidos dentro da caixa foram considerados.

Os dados relativos ao caudal do Rio Douro para o período de tempo em questão foram comparados com a série histórica da área da pluma. Estes dados de vazão diários na barragem de Crestuma-Lever foram obtidos a partir do SNIRH (Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos) e estão disponíveis *on-line* em [www.snirh.pt](http://www.snirh.pt).

#### 4 Resultados

O estudo foi efetuado para o período total de 2006 a 2008. Porém, para avaliar e demonstrar a capacidade das imagens de alta-resolução do sensor MODIS, selecionaram-se dois dias com condições contrastantes de descarga fluvial (Figura 3): o dia 22 de Fevereiro (alto caudal fluvial) e o dia 27 de Agosto de 2006 (baixo caudal fluvial). Processaram-se imagens de cor real e compararam-se com as coincidentes imagens de  $nLw555$ . De referir que os compósitos de cor real (*true-color*) foram também processados com o auxílio do *software* SeaDAS 6.4 utilizando as bandas 1 (vermelho: 645 nm), 4 (verde: 555 nm) e 3 (azul: 469 nm).

Para o dia com elevadas descargas fluviais (Figura 3(c), (d)), destaca-se a forte presença de material em suspensão ao longo da costa

portuguesa e a similitude com os valores elevados nos dados  $nLw555$ .

Contrariamente, para as imagens referentes ao dia de baixo caudal (Figura 3(a), (b)) existem baixos valores de  $nLw555$ , o que, mais uma vez, demonstra consistência com as imagens coincidentes de cor real.

Diferentes distribuições nos valores  $nLw555$  são também visíveis nestas duas imagens. É claramente evidente a existência de uma distribuição unimodal (Figura 4a) para um dia de baixo caudal, com a totalidade dos pixéis apresentando valores abaixo de  $1.3 \text{ mWcm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$  (o limite utilizado para definir a pluma turbida neste trabalho). Por outro lado, analisando a Figura 4b, é notória a existência de uma distribuição bimodal durante um dia de elevado caudal. Apesar de não representarem a maioria, os valores acima de  $1.3 \text{ mWcm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$  indicam claramente a presença de águas túrbidas ao longo da costa portuguesa. Adicionalmente, através deste histograma, denota-se que o limite da identificação da pluma poderia ser ligeiramente inferior. Após alguns testes de correlação e análise de outras imagens, optou-se por um limite mais conservativo.

A variabilidade temporal da pluma turbida do Rio Douro é marcada essencialmente por um sinal anual bastante consistente. Os máximos de valores médios de  $nLw555$ , assim como o número de pixéis túrbidos (área da pluma) ocorrem sobretudo durante o inverno e o início da primavera em todos os anos analisados.

Os valores máximos observaram-se durante o inverno de 2006-2007 e no final do ano de 2008 ( $2.6$  e  $2.7 \text{ mWcm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ , respetivamente). Como previsto, os valores mínimos registaram-se durante os períodos de verão e início de outono.

Através das comparações das séries representadas na Figura 5 é

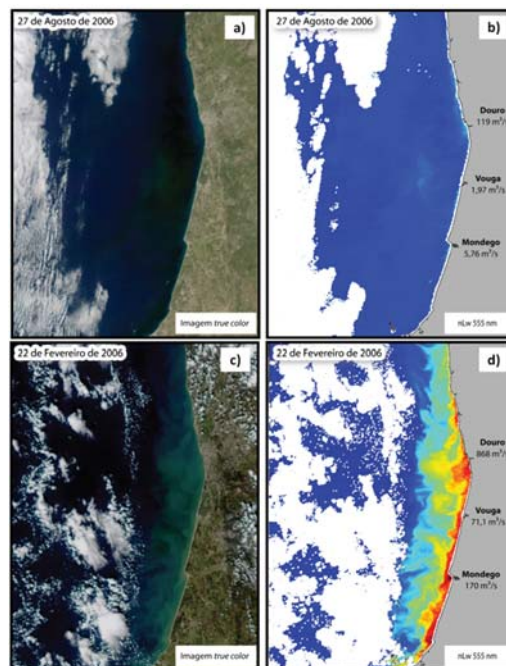


Figura 3. Imagem de cor real (a, c) e os coincidentes valores de  $nLw555$  (b, d) para um dia de baixo valor de descarga fluvial na barragem de Crestuma (painel superior, 27 de Agosto de 2006) e durante um dia de elevada descarga (painel inferior, 22 de Fevereiro de 2006). Os valores médios diários das descargas fluviais das principais fontes de água doce ao longo da costa noroeste portuguesa estão indicadas em  $\text{m}^3\text{s}^{-1}$  junto às suas embocaduras em b) e d).

possível deduzir que a área da pluma apresenta uma tendência e comportamento similar com os valores médios de  $nLw555$ . As áreas máximas e mínimas da pluma na zona de influência do Douro demonstram uma boa correspondência com os valores máximos e mínimos da série de  $nLw555$ , respetivamente. Os valores de correlação entre as séries de caudal e as de área de pluma e média de radiância foi efetuada através da fórmula de *spearman*. Para o caudal *vs* área da pluma o coeficiente de correlação foi de 0.32 enquanto no caso de caudal *vs* média das radiâncias foi de 0.28. As duas comparações têm um nível de confiança a 99%.



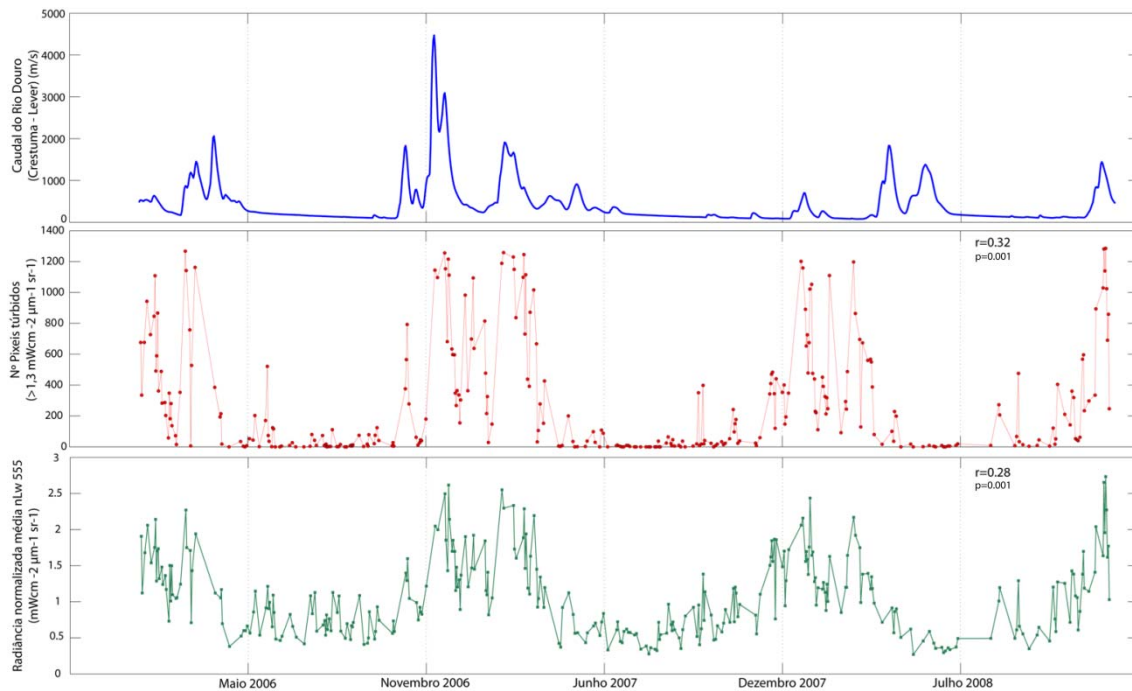


Figura 5. Séries temporais analisadas para o período de 2006 a 2008. Descarga média diária na barragem de Crestuma ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ) (a); Área diária média da pluma baseada no número de pixéis túrbidos (b); Valores médios diários de  $nLw555$  na região de interesse (c).  $r$  é o coeficiente de correlação baseado na fórmula de *spearman* e  $p$  representa o seu grau de confiança.

Analisando a Figura 5, é evidente a baixa correlação durante o inverno de 2007-2008. Apesar das séries da área da pluma e dos valores médios do sinal de  $nLw555$  apresentarem uma variação anual semelhante, a descarga observada na barragem de Crestuma não segue, durante todo o período analisado, as mesmas tendências. A análise, em particular do período de inverno 2007-2008, necessita de outras fontes independentes de dados *in situ*, como por exemplo de precipitação na região hidrográfica do Douro, a fim de verificar a qualidade dos valores obtidos para a descarga fluvial.

### 5 Conclusões

Este trabalho de investigação destaca o potencial das imagens MODIS-Aqua de cor do oceano de alta resolução na deteção do sinal túrbido proveniente da pluma estuarina do Rio

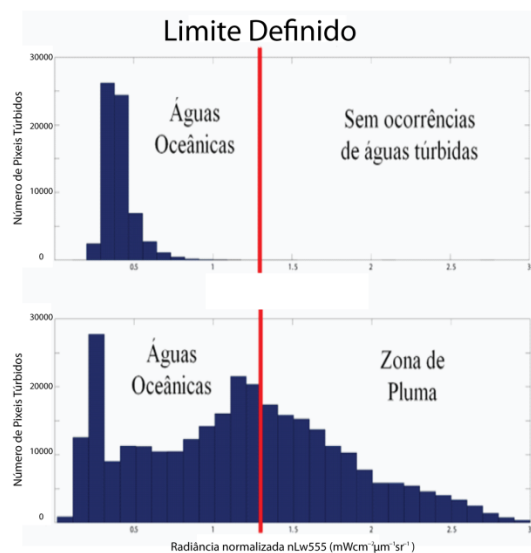


Figura 4. Histogramas da distribuição dos valores de  $nLw555$  para os dois dias apresentados na figura 2 (b) e (d). A linha vertical a vermelho representa o limite ( $1.3 \text{ mWcm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ ) escolhido para separar os pixéis túrbidos dos que representam águas oceânicas.

Douro. Em suma este estudo preliminar revela que:

- os dados de sinal da radiância emergente normalizada na banda dos 555 nm apresentam uma forte variabilidade sazonal;

- o número de pixéis túrbidos ( $r=0.32$ ), bem como os valores médios do sinal de  $nLw555$  ( $r=0.28$ ), estão significativamente correlacionados com a descarga sazonal na barragem de Crestuma com valores altos de significância (>99%)

- a utilização dos produtos de alta resolução, L2, revela um grande potencial para caracterizar águas túrbidas ao longo da costa portuguesa em futuras investigações científicas.

Apesar do relativo sucesso na deteção da pluma estuarina do Rio Douro através de imagens MODIS-Aqua, alguns padrões de correlação encontrados demonstraram ser inconsistentes. O período de inverno 2007-2008 é o exemplo claro destas incoerências. Com o intuito de estimar a sua relativa importância, dados *in situ* de precipitação da zona hidrográfica do Rio Douro devem ser verificados. Desta forma possíveis falhas nas observações da descarga fluvial poderão ser descartadas.

### Agradecimentos

O primeiro autor é suportado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia através de uma bolsa de doutoramento (SFRH/BD/79555/2011).

### Referências Bibliográficas

Aurin, D., A. Mannino and B. Franz. 2013. Spatially resolving ocean color and sediment dispersion in river plumes, coastal systems, and continental shelf waters. *Remote Sensing of the Environment*, **V. 137**: 212-225.

Bailey, S. W., Franz, B. A., & Werdell, P. J.. 2010. Estimation of near-infrared water-leaving reflectance for satellite ocean color data processing. *Optics Express*, **18**, 7521–7527

Dias, J. M. A. 1990. A evolução actual do litoral Português. *Protecção Civil*, 10(3), 2–16.

Dias, J.M.A. 1987. Dinâmica sedimentar e evolução recente da plataforma continental portuguesa setentrional. PhD. Thesis, Lisboa.

Dzwonkoski, B., & Yan, X., 2005. Tracking of a Chesapeake Bay estuarine outflow plume with satellite-based ocean color data. *Continental Shelf Research*, **25**, 1942–1958.

Fong DA, Geyer WR. 2002. The alongshore transport of fresh water in a surface-trapped river plume. *Journal of Physical Oceanography*, **32(3)**:957–972

Gordon, H. R., & Wang, M., 1994. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: A preliminary algorithm. *Applied Optics*, **33**, 443–452.

Hetland, R. D.. 2005. Water mass structure of wind forced river plumes, *J. Phys. Oceanogr*, **35(9)**, 1667-1688.

Hu, C., Feng, L., Lee, Z., Davis, C. O., Mannino, A., McClain, C. R., et al., 2012. Dynamic range and sensitivity requirements of satellite ocean color sensors: Learning from the past. *Applied Optics*, **51**, 6045–6062.

Loisel, H., Vantrepotte, V., Jamet, C., and Dat, D. N., 2013. Challenges and New Advances in Ocean Color Remote Sensing of Coastal Waters, Topics in Oceanography, Prof. Enrico Zambianchi (Ed.), ISBN: 978-953-51-1179-5, InTech, DOI: 10.5772/56414.

Ibañez, C., Pont, D. e Prat, N., 1997. Characterization of the Ebre e Rhone estuaries: A basis for defining e classifying salt-wedge estuaries. *Limnology e Oceanography*, 89-101.

Lahet, F., & Stramski, D., 2010. MODIS imagery of turbid plumes in San Diego coastal waters during rainstorm events. *Remote Sensing of Environment*, **114**, 332–344 .

- Nezlin, N. P., and P. M. DiGiacomo, 2005. Satellite ocean color observations of stormwater runoff plumes along the San Pedro Shelf (southern California) during 1997-2003. *Continental Shelf Research*, **25**, 1692-1711, 10.1016/j.csr.2005.05.001.
- Nezlin, N. P., DiGiacomo, P. M., Diehl, D. W., Jones, B. H., Johnson, S. C., Mengel, M. J., et al., 2008. Stormwater plume detection by MODIS imagery in the southern California coastal ocean. *Estuarine, Coastal e Shelf Science*, **80**, 141–152.
- Nezlin, N., Digiacomo, P., Stein, E. e Ackerman, D., 2005. Stormwater runoff plumes observed by SeaWiFS radiometer in the Southern California Bight. *Remote Sensing of Environment*, **98**, 494-510.
- Oliveira, I.M., Valle, A.F. & Miranda, F.. 1982. Littoral problems in the Portuguese west coast. *Coastal Engineering 1982 proceedings, III*, 1951-1969.
- Otero, M.P., Siegel, D.A. 2004. Spatial e temporal characteristics of sediment plumes e phytoplankton blooms in the Santa Barbara Channel. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **51**, 1129–1149.
- Otero, P., M. Ruiz-Villarreal and A. Peliz, 2009. River plume fronts off NW Iberia from satellite observations and model data. *ICES Journal of Marine Science*, **66**, doi:10.1093/icesjms/fsp156
- Otero, P., M. Ruiz-Villarreal e A. Peliz, 2008. Variability of river plumes off Northwest Iberia in response to wind events. *Journal of Marine Systems*, **72**, 238-255.
- Otero, P., M. Ruiz-Villarreal, L. García-García, G. González-Nuevo and J.M. Cabanas, 2013. Coastal dynamics off Northwest Iberia during a stormy winter period. *Oceans Dynamics*. **63(1)**, 115-129.
- Peliz A., T. Rosa, A.M.P. Santos e J.L. Pissarra. 2002. Jets, eddies e counterflows in the Western Iberian upwelling system. *Journal of Marine Systems*. **35(1-2)**: 61-77.
- Ribeiro A. C., Peliz Á., Santos A. M. P. 2005. A study of the response of the chlorophyll-a biomass to a winter upwelling event off western Iberia using SeaWiFS and in situ data. *Journal of Marine Systems*. **53**:87-107.
- Rong Z R, Li M.. 2012. Tidal effects on the bulge region of Changjiang River plume. *Estuar Coast Shelf Sci*, **97(20)**: 149–160.
- Saldías, G.S., Sobarzo, M., Largier, J., Moffat, C. e Letelier, R., 2012. Seasonal variability of turbid river plumes off central Chile based on high-resolution MODIS imagery. *Remote Sensing of Environment*, **123**, 220-233.
- Shi, W., & Wang, M.. 2009. An assessment of the black ocean pixel assumption for MODIS SWIR bands. *Remote Sensing of Environment*, **113**, 1587–1597.
- Teodoro A. C., Goncalves H., Veloso-Gomes F., Goncalves J. A., 2009. Modeling of the Douro River Plume Size, Obtained Through Image Segmentation of MERIS Data. *IEEE Geoscience e Remote Sensing Letters* **6:1**, 87-91.
- Thomas, A.C. and R. Weatherbee. 2006. Satellite-measured temporal variability of the Columbia River plume. *Rem. Sensing. Env.* **100**: 167-178.
- Valente, A. S., & da Silva, J. C. B., 2009. On the observability of the fortnightly cycle of the Tagus estuary turbid plume using MODIS ocean colour images. *Journal of Marine Systems*, **75**, 131–137.
- Vieira, M.E.C. e Bordalo, A.A., 2000. The Douro estuary (Portugal): a mesotidal salt wedge. *Oceanologica Acta*, **23**, 585-594.

Wang, M., & Shi, W., 2006. Cloud masking for ocean color data processing in coastal regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **44**, 3196–3205.

Wang, M., J. Tang, and W. Shi, 2007. MODIS-derived ocean color products along the China east coastal region. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L06611, doi:10.1029/2006GL028599.

Wang, M., Son, S. H., & Harding, L. W., Jr.. 2009. Retrieval of diffuse attenuation coefficient in the Chesapeake Bay and turbid ocean regions for satellite ocean color applications. *Journal of Geophysical Research*, **114**, C10–C011.

Wang, M., Son, S., & Shi, W., 2010. Evaluation of MODIS SWIR e NIR–SWIR atmospheric correction algorithms using SeaBASS data. *Remote Sensing of Environment*, **113**, 635–644.

Wang, M.,. 2007. Remote sensing of the ocean contributions from ultraviolet to near-infrared using the shortwave bands: simulations. *Appl. Opt.*, **46**, 1535-1547.

Warrick, J. A., Mertes, L. A. K., Siegel, D. A., & Washburn, L.. 2004. Dispersal forcing of a southern California river plume, based on field and remote sensing observations. *Geo-Marine Letters*, **24**, 46–52.

Werdell, P. J., Franz, B. A., & Bailey, S. W. 2010. Evaluation of shortwave infrared atmospheric correction for ocean color remote sensing of Chesapeake Bay. *Remote Sensing of Environment*, **114**, 2238–2247.

Yankovsky AE, Hickey BM, Munchow AK. 2001. Impact of variable inflow on the dynamics of a coastal buoyant plume. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, **106(C9):19,809–19,824**.

## **Caracterización de la pluma desarrollada en la zona costera adyacente a la desembocadura de los principales ríos de la Península Ibérica**

D. FERNÁNDEZ-NÓVOA\*, M. GÓMEZ-GESTEIRA, M. deCASTRO

*\*diegofernandeznovo@hotmail.com*

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

### **RESUMEN**

En este estudio se analiza la correlación existente entre la pluma desarrollada en la zona costera adyacente a la desembocadura de un río y el caudal del mismo. Concretamente, se analiza el comportamiento de las plumas que se desarrollan en la desembocadura de los principales ríos de la Península Ibérica desde el año 2003 al 2008, mediante datos de reflectancia de la pluma turbia del río obtenidos de la base de datos MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) de la NASA. Los datos de reflectancia obtenidos directamente del satélite son convertidos a radiancia, a través de la cual, posteriormente, se obtiene turbidez, que es la magnitud que finalmente se comparará con el caudal del río. Los datos de los caudales de los ríos se obtuvieron de las confederaciones hidrográficas respectivas.

Se han obtenido elevados coeficientes de correlación significativos (al 99%) entre las plumas desarrolladas en la desembocadura de los ríos y los caudales correspondientes, lo que da muestra de la elevada relación existente entre ambas variables. Estos datos ponen de manifiesto que el nivel de descarga del río es uno de los factores más influyentes en la pluma formada en su desembocadura. Se observa, además, la oscilación anual tanto del caudal como, consecuentemente, de la pluma asociada, con máximos en los períodos invernales, donde las precipitaciones son abundantes, y mínimos en los periodos estivales, donde las lluvias son escasas.

*Palabras Clave:* Pluma, turbidez, caudal, ríos Península Ibérica.

---

### **1. Introducción**

La pluma desarrollada en las proximidades de la desembocadura de los ríos es aquella región marítima adyacente que presenta unos valores de turbidez que superan un cierto valor umbral que se establecerá para cada río de forma particular, y que permitirá diferenciar la pluma turbia de las masas de agua circundantes.

La pluma formada presenta una importancia ecológica muy elevada, debido a que muestra información relevante acerca de nutrientes, contaminantes, sedimentos y agua fresca que están llegando a la desembocadura de un río. La variación de estas condiciones provoca cambios físicos y químicos en las condiciones del agua adyacente. En el primer caso, se produce una alteración de los patrones de circulación, estratificación y

tiempo de residencia, entre otros, y en el segundo caso efectos relacionados con cambios en las partículas y disolución de las mismas (Azevedo et al., 2007).

En cualquiera de los casos, estas alteraciones afectan, además, a las características biológicas de la zona, tales como la composición de las especies, abundancia y distribución de los organismos existentes, etc (Sklar and Browder, 1998; Alber, 2002).

Como consecuencia de lo expuesto anteriormente, la variabilidad de las plumas tiene un impacto relevante en las tasas de producción primaria y secundaria sobre la región costera adyacente a la desembocadura de un río, así como en varias actividades socioeconómicas estratégicas de las zonas correspondientes, como pueden ser la acuicultura, la pesca, el turismo, la navegación,...

Además, mediante la descarga de los ríos en el mar, se están aportando materiales orgánicos e inorgánicos asociados a procesos continentales en aguas marinas, lo cual también resulta importante a la hora de estudiar la composición de la pluma.

El objetivo del presente estudio será caracterizar la pluma existente en la desembocadura de los ríos más importantes de la Península Ibérica durante el período 2003-2008, y estudiar la correlación existente con el caudal del río en cuestión, demostrando así la enorme influencia que el caudal del río tiene en el desarrollo de la pluma formada en las proximidades de su desembocadura.

## 2. Datos y procedimientos

En este estudio se utiliza la tecnología por satélite para obtener imágenes y datos referentes a la pluma turbia observada en la desembocadura de

algunos ríos. Esta tecnología nos permite distinguir el agua turbia de las masas de agua ambientales gracias a las diferentes propiedades ópticas de cada una de ellas, distinción que podría resultar más dificultosa mediante otros métodos (Otero and Siegel, 2004; Dzwonkowski and Yan, 2005; Nezlin and DiGiacomo, 2005; Nezlin et al., 2005).

Los datos de satélite utilizados en este estudio, los cuales permitirán conocer la radiancia de la zona seleccionada, y consecuentemente la turbidez, fueron obtenidos de la base de datos MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) de la NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>), a través de la plataforma multispectral Aqua, para una resolución espacial de 1 km y temporal de 1 día, para el nivel L2 (corrección atmosférica aplicada).

Estos datos procesados para el nivel 2 de los productos geofísicos de la NASA, utilizan los algoritmos estándar y coeficientes por defecto usados en la comunidad científica.

Las imágenes obtenidas a través del satélite fueron proyectadas a través de una malla regular con una resolución de 0.01°.

El procesamiento de los datos fue desarrollado mediante el software de Matlab.

Primeramente se comprobó, para algunos días concretos, que los resultados obtenidos se ajustaban a los resultados mostrados en estudios similares. De este modo, se verificó que el procesamiento de los datos era correcto.

Como ejemplo se muestra la imagen de radiancia obtenida para la pluma del río Tajo del 5 de agosto de 2004 (figura 1).

Esta imagen es prácticamente idéntica a la mostrada por Valente y Silva (2009). Junto a esta imagen también se calcula la serie temporal obtenida para ese mismo año, resultando una señal equivalente a la mostrada en el artículo anteriormente mencionado.

El procedimiento a seguir para desarrollar el presente estudio consistió en definir una franja en la desembocadura del río que caracterizase su pluma, así como una franja mayor para obtener datos suficientes para realizar la interpolación, tal y como mostramos en la figura 1.

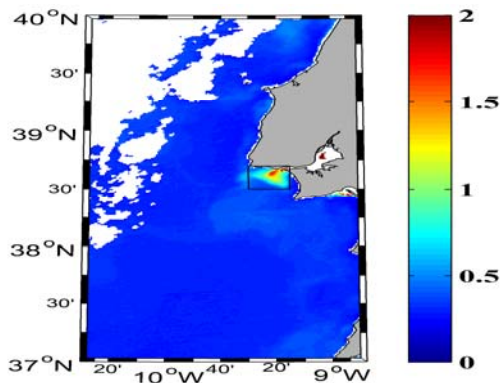


Fig. 1. Área de interpolación y franja propia de delimitación de la pluma para el río Tajo para el 5 de agosto de 2004.

Los datos de reflectancia obtenidos por el satélite son convertidos a radiancia mediante un factor de ajuste predeterminado. Una vez obtenida la radiancia, definimos la turbidez como el número de píxeles que superan el umbral de turbidez establecido para cada río, dentro de la zona definida para la pluma correspondiente.

Cada dato de radiancia obtenido viene caracterizado por unos flags o indicadores de calidad (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/VALIDATION/flags.html>). Para el desarrollo del estudio se consideraron aquellos criterios de calidad que cumplían unas condiciones de equilibrio entre un número de datos no demasiado limitado

para poder tener una buena estadística, y a su vez, que los datos obtenidos tuviesen los criterios de calidad necesarios para garantizar la fiabilidad del estudio.

Tras diversas pruebas, se decidió utilizar los flags 1 (atmospheric correction failure), 4 (high sun glint), 5 (observed radiance very high or saturated), 6 (high sensor view zenith angle), 13 (high solar zenith) y 15 (very low water-leaving radiance cloud shadow), anteriormente utilizadas por Caballero *et al.*, (2011b), ya que era el grupo de flags que mejor se adaptaba a los criterios anteriormente descritos.

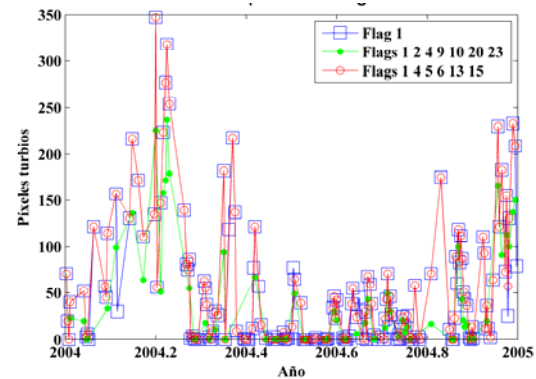


Fig. 2. Comparación de los diferentes grupos de flags que se comprobaron para el presente estudio.

Además de las correcciones mediante los flags, también se exigió un número mínimo de píxeles válidos del 50 % en la zona de estudio para las imágenes, y un 70% de píxeles válidos en la zona de la pluma para el cálculo de series temporales de radiancia y turbidez, con el objetivo de tener datos suficientes para realizar una buena y correcta estadística.

Para cada día se comprueba el cumplimiento de todas las condiciones anteriormente descritas. Si se cumplen dichas condiciones se guardan los datos obtenidos de la pluma. En caso contrario, no se dispondrá de datos de la pluma para ese día.

La base de datos MODIS ofrece la posibilidad de obtener los datos proporcionados por diferentes longitudes de onda. De entre todas las longitudes de onda disponibles (412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645 y 667) se analizó la que más se adecuaba a las características del estudio realizado, ya que cada una de ellas ofrecía datos diferentes (diferencias en el número de datos disponibles, en los valores de turbidez observados...). Después de diversas comprobaciones, la longitud de onda que mejor se ajustó para la comparación entre el caudal y la radiancia y entre el caudal y la turbidez, proporcionando la mejor relación entre un mayor número de días con datos válidos y una mayor correlación, fue la longitud de onda nLw 555, que será la que se use para todo el desarrollo del estudio, tal y como se puede observar en la figura 3.

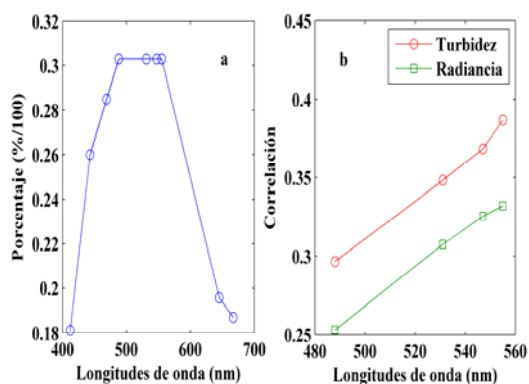


Fig. 3. Análisis de las longitudes de onda disponibles a través de MODIS para encontrar la que más se adecúe al estudio pretendido. a) Porcentaje de días con datos válidos sobre el total de días para cada longitud de onda disponible para el Tajo (2003-2008). b) Correlación entre caudal y turbidez (línea roja) y entre caudal y radiancia (línea verde) para las principales longitudes de onda válidas para el Tajo (2003-2008).

Una vez obtenidos los datos de radiancia, y después de aplicar las correspondientes correcciones, se obtienen los datos de turbidez de la

pluma, es decir, los píxeles turbios que se muestran en la franja definida.

Avanzados hasta este punto, deberíamos abordar otro pequeño inconveniente. Como siempre existe radiancia residual, antes de analizar la pluma de cada río se hizo un histograma que mostrase la pluma residual y otro que mostrara la pluma desarrollada, para poder definir el límite de turbidez adecuado que caracterizara la pluma propia aportada por el río.

En la figura 4 se muestra un ejemplo de pluma residual (fig. 4a) y pluma totalmente desarrollada (fig. 4b) para el río Tajo, obteniendo un límite de turbidez de 0.8.

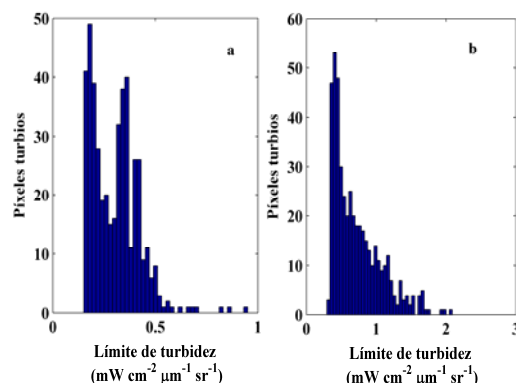


Fig. 4. Definición del límite de turbidez para el río Tajo. a) Pluma residual. b) Pluma totalmente desarrollada.

Por debajo del límite impuesto, se considera la pluma existente como pluma residual, valores que no utilizaremos en el presente estudio, ya que solo nos interesan aquellos valores que superen el límite de turbidez residual y que puedan, por tanto, ser influenciados por la descarga del río.

Los límites de turbidez considerados para los ríos más importantes de la Península Ibérica, a través del método expuesto anteriormente, fueron los siguientes:

Río	Límite de turbidez
-----	--------------------



Miño	0.8
Duero	1.3
Tajo	0.8
Ebro	0.8

TABLA 1. Límite de turbidez para los diferentes ríos estudiados.

Una vez definida la pluma de cada río para el tiempo de estudio (2003 – 2008), se compara con el caudal del mismo, obteniendo la correlación entre la pluma observada y el caudal existente en el río para cada día, a lo largo de la época de estudio.

Los caudales fueron facilitados por las respectivas confederaciones hidrográficas.

Se debe tener en cuenta, que así como los datos de caudal son diarios, los datos de turbidez no están disponibles todos los días, debido a problemas puntuales del satélite, a una intensa cobertura de nubes que impidiera las mediciones del satélite o no proporcionara píxeles suficientes, y a otros diversos factores.

Para estudiar la correlación existente entre la pluma del río y su caudal, se escogen solamente aquellos días en que se tienen tanto datos de caudal como datos de la pluma observada del río.

Se utilizará un test de Spearman para calcular la correlación entre ambas variables. Este coeficiente de correlación consiste en una medida no paramétrica de la dependencia estadística de dos variables. Se evalúa el nivel de relación entre dos variables mediante una función monótona, por lo tanto, una perfecta correlación de Spearman se produce cuando una de las variables es función monótona de la otra, lo que se adapta perfectamente al presente estudio, ya que ambas variables tendrán buena correlación cuando presenten comportamientos

similares, es decir, si la pluma es influenciada por el caudal.

Cabe destacar que siempre que se habla de pluma del río, se refiere a los píxeles turbios que se encuentran en la franja definida en la desembocadura del río y que superen el umbral de turbidez especificado.

El objetivo será determinar la correlación que se establece entre el caudal del río ( $m^3/s$ ) y la pluma existente en su desembocadura (píxeles turbios que superen el umbral,  $mW/cm^2 \mu msr$ ). De este modo se muestra la influencia que tiene el caudal aportado por cada río en su desembocadura en la pluma que se forma en la región marítima adyacente.

### 3. Resultados

Para todos los ríos estudiados de la Península Ibérica se observa una variabilidad anual de la pluma que sigue a la variabilidad anual del caudal. Se observan valores elevados en ambas señales durante la época invernal (que se extiende desde finales del otoño hasta principios de la primavera), ya que el caudal se ve incrementado por el aumento de las lluvias, y consecuentemente la pluma, y valores muy bajos durante la época veraniega (incluyendo desde finales de la primavera hasta principios del otoño) ante la escasez de precipitaciones. Esto produce una alta correlación entre el caudal del río y la pluma desarrollada en la plataforma adyacente para todos los ríos.

A continuación se muestran los resultados obtenidos para cada río durante el periodo de estudio (2003 – 2008).

#### 3.1. Río Tajo

El río Tajo es el más largo de la Península Ibérica, transcurriendo a lo largo de 1008 km desde Albarracín (Teruel) hasta su desembocadura en el Océano Atlántico en Lisboa. La superficie de su cuenca ocupa aproximadamente 80.600 km<sup>2</sup>.

En el periodo en el que se desarrolla el estudio, el río Tajo presenta un caudal medio de 263.19 m<sup>3</sup>/s en las proximidades de su desembocadura.

Durante la época de estudio, la base de datos MODIS proporciona un total de 664 días con datos disponibles de píxeles turbios de la pluma sobre los 2192 días totales, representando un 30.29%.

Se ha encontrado que la correlación entre el caudal del río y la pluma observada se sitúa en un 38.67%, con un nivel de confianza que supera el 99%, lo que muestra la importancia que el caudal tiene en el desarrollo de la pluma.

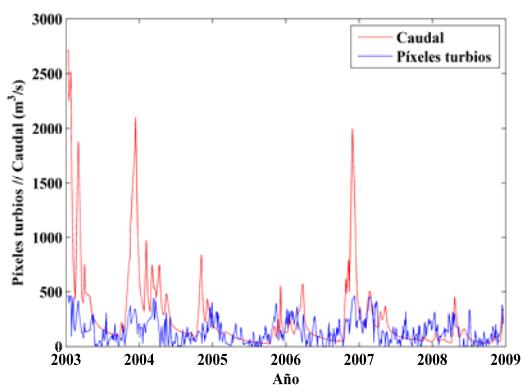


Fig. 5. Comparación entre el caudal del río Tajo (línea roja) y el número de píxeles turbios (que superan el umbral definido) observados en la pluma formada en su desembocadura (línea azul) desde 2003 a 2008.

En la figura 5, se puede apreciar la influencia que el caudal del río Tajo tiene en el devenir de su pluma, pudiendo comprobar como los picos observados en la pluma se corresponden perfectamente con los picos observados

en el caudal que el río presenta en las cercanías de su desembocadura.

Además, se observa para ambas señales que los máximos se producen alrededor del invierno y los mínimos en la época estival.

### 3.2. Río Duero

El río Duero transcurre a lo largo de la Península Ibérica desde su nacimiento en Duruelo de la Sierra (Soria) hasta su desembocadura en Oporto, en el Océano Atlántico, transcurriendo a lo largo de un total de 897 km, con una cuenca que ocupa alrededor de 97.299 km<sup>2</sup>.

Durante la época de estudio, los datos que se obtuvieron arrojan un caudal medio en las proximidades de su desembocadura de 469.77 m<sup>3</sup>/s. Es el río más caudaloso que transcurre a lo largo de la Península Ibérica.

En este caso, se han obtenido datos válidos en 573 días, lo que supone tener datos disponibles en un 26.14% sobre los días totales del estudio.

En el caso particular del río Duero, se ha encontrado una correlación entre el caudal del río y los píxeles turbios observados para cada día con datos disponibles, que es prácticamente del 50%, con un nivel de confianza de la estadística que supera el 99%, mostrando, nuevamente, la gran influencia que el caudal presenta con relación a la pluma desarrollada en la zona costera adyacente a la desembocadura del río.

En la figura 6 se observa como en prácticamente toda la serie, la pluma responde a los incrementos y disminuciones del caudal aportado por el río en su desembocadura.

También se observa como en ambas señales los mayores valores se dan para

la época invernal y los valores mínimos para la época veraniega.

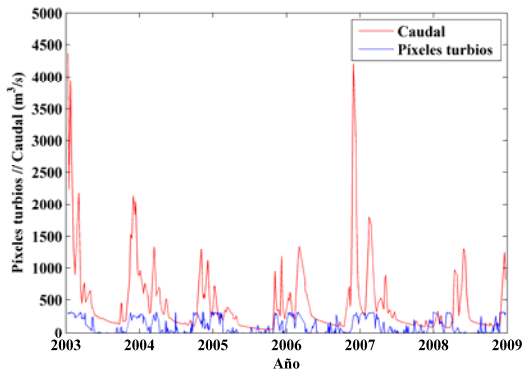


Fig. 6. Comparación entre el caudal del río Duero y los píxeles turbios observados en la pluma formada en su desembocadura desde 2003 a 2008.

### 3.3. Río Miño

El río Miño transcurre a lo largo de la Comunidad Autónoma de Galicia recorriendo 310 km, teniendo su nacimiento en la Sierra de Meira (Lugo) y su desembocadura en el Océano Atlántico en La Guardia-Caminha, sirviendo su parte final de frontera entre España y Portugal. Su cuenca ocupa una superficie de aproximadamente 12.486 km<sup>2</sup>.

El caudal medio del río durante la época de estudio en las proximidades de su desembocadura se estima en 235.82 m<sup>3</sup>/s.

En el Miño, se ha obtenido un 22.86% de días disponibles sobre los totales de los que contaba el estudio (resultando 501 días en los que se obtuvieron datos).

La correlación encontrada entre el caudal y la turbidez de la pluma es del 51.19%, con una fiabilidad superior al 99% en la estadística.

En la figura 7 se observa como caudal y pluma varían conjuntamente de forma muy similar, mostrando de nuevo el

ciclo anual descrito anteriormente para los otros ríos.

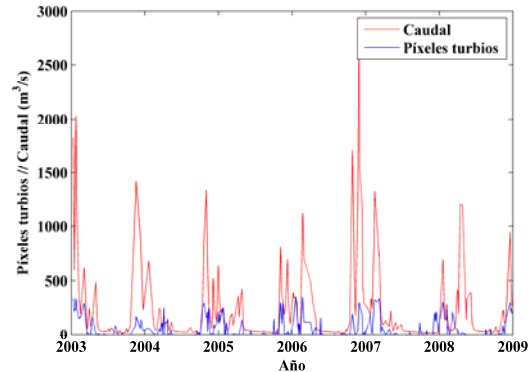


Fig. 7. Comparación entre el caudal del río Miño y los píxeles turbios observados en la pluma formada en su desembocadura desde 2003 a 2008.

En este caso se observan ciertos picos de caudal elevados en comparación con la pluma obtenida, debido a las diferentes escalas utilizadas, que pueden enmascarar a la pluma en la representación gráfica. En la figura 8 se muestran las dos señales normalizadas (se divide cada valor entre la diferencia entre el valor máximo y el mínimo de cada serie en cuestión), con el objetivo de facilitar la comparación visual entre ambas.

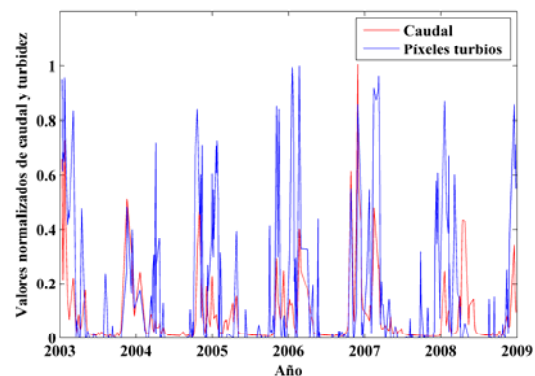


Fig. 8. Comparación entre el caudal del río Miño y los píxeles turbios observados en la pluma formada en su desembocadura normalizados desde 2003 a 2008.

### 3.4. Río Ebro

El río Ebro es el río más caudaloso con desembocadura en España, haciendo la totalidad de su recorrido en territorio español. Su longitud alcanza los 930 km, naciendo en Fontibre (Cantabria) y aportando sus aguas al mar Mediterráneo en su desembocadura en Deltebre (Tarragona), en donde se sitúa su famoso delta. Además presenta una cuenca hidrográfica que ocupa 86.100 km<sup>2</sup> aproximadamente.

El caudal medio del Ebro durante los años en que se realizó el estudio, fue de 287.38 m<sup>3</sup>/s.

El total de días con datos de turbidez de la pluma disponibles en la zona del Ebro durante la época en la que se desarrolla el estudio es de 616, lo que supone un 28.1% de datos válidos sobre el total.

La correlación encontrada en esta zona es muy similar a las que se obtuvieron para los ríos cuya desembocadura se situaba en el océano Atlántico, ya que se alcanza un 44.37% de correlación entre el caudal de este río y la pluma que se va desarrollando en la zona costera junto a su desembocadura, con un nivel de significancia de la estadística que supera el 99%.

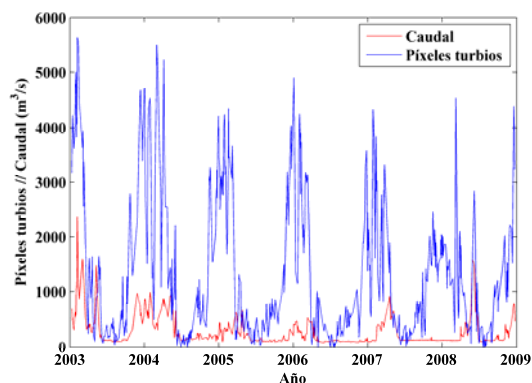


Fig. 9. Comparación entre el caudal del río Ebro y los píxeles turbios observados en la pluma formada en su desembocadura desde 2003 a 2008.

De nuevo, al igual que ocurría para la cuenca Atlántica, se observa la

variabilidad anual de la pluma y del caudal, así como la variación de la serie de la pluma en función de la evolución del caudal, como se puede apreciar en la figura 9.

En este caso, al igual que ocurría en el río Miño, es recomendable hacer una normalización de los valores para poder observar de forma más clara la evolución de las dos series (Fig. 10).

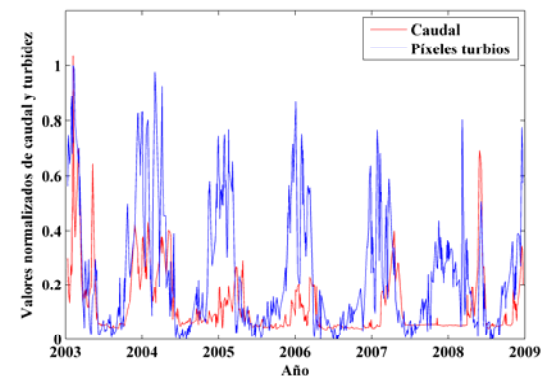


Fig. 10. Comparación entre el caudal del río Ebro y los píxeles turbios observados en la pluma formada en su desembocadura normalizados desde 2003 a 2008.

#### 4. Conclusiones

Los resultados descritos anteriormente para los principales ríos de la Península Ibérica, muestran la influencia que el caudal del río tiene en la pluma que se desarrolla en las proximidades de su desembocadura, mediante elevadas correlaciones.

Cabe destacar, que a pesar de los elevados índices de correlación, en las gráficas se puede observar alguna época en la que la pluma no responde, en un principio, a las variaciones de caudal, o viceversa. Este es el caso del invierno del año 2008 para el río Ebro, en donde se ve un comportamiento de la pluma que presenta la oscilación habitual para la época invernal, no apreciándose esta oscilación en el caudal. Se debe resaltar que estos pequeños desfases pueden ser debidos a defectos en la base de datos,

asociando, por ejemplo, este desfase concreto, a problemas en la medición del caudal del río en esas fechas concretas.

En cualquier caso, estas pequeñas desviaciones que pueden enmascarar ligeramente la correlación observada, en ningún caso ponen en duda la elevada influencia que el nivel de descarga de los ríos tiene en la formación y desarrollo de la pluma asociada en la zona costera adyacente a su desembocadura.

En el presente estudio, donde se analizaba la pluma desarrollada junto a la desembocadura los 4 ríos más importantes de la Península Ibérica a nivel de caudal, se encuentra en todos los casos una elevada correlación entre las variaciones del caudal durante la época de estudio (2003-2008) y las variaciones de la pluma observada en la zona costera adyacente.

Río	Porcentaje de valores disponibles sobre el total (%)	Correlación entre caudal y turbidez
Tajo	30.29	0.39
Duero	26.14	0.50
Miño	22.86	0.51
Ebro	28.10	0.44

TABLA 2. Comparación de los valores disponibles sobre los totales y correlación entre caudal y turbidez para cada uno de los ríos estudiados desde 2003 a 2008. Todas las correlaciones son significativas por encima del 99%.

Además de los datos numéricos de correlación, que constatan este hecho, para todos los ríos examinados en el estudio (tabla 2), se puede observar de forma visual en las gráficas la marcada variabilidad anual del caudal, con máximos en los periodos invernales y mínimos en los periodos veraniegos, con la correspondiente respuesta de la

pluma, que sigue esta oscilación anual en cada uno de los ríos.

A través de los datos obtenidos en este estudio se puede considerar el caudal del río como uno de los factores más importantes en el desarrollo de la pluma que se forma en la zona marítima adyacente a la desembocadura de los ríos estudiados. Otros factores, tales como las mareas o el viento, podrían influir en la dispersión, forma y composición de la pluma, por lo que el estudio de la influencia de los mismos en la pluma formada en la desembocadura de los principales ríos de la Península Ibérica sería interesante de abordar en trabajos posteriores.

Se constata, además, como la pluma desarrollada en la desembocadura de los ríos se podría controlar, en parte, regulando el caudal de los ríos en su desembocadura mediante el sistema de presas existente en cada uno de ellos, con el consiguiente control de las condiciones ambientales y ecológicas de la zona mediante el establecimiento de unos rangos ecológicos óptimos de niveles de turbidez de cada pluma correspondiente, dentro de los márgenes que sean posibles.

Asimismo, un estudio detallado acerca de otros factores influyentes en el tamaño, forma y desplazamiento de la pluma, tales como las mareas, las corrientes oceánicas, el viento o las condiciones geológicas, permitirían un mejor conocimiento y control de las plumas turbias.

Un estudio complementario acerca de la composición y aporte de la pluma caracterizada de cada río, podría proporcionar información útil para conocer y establecer unos niveles óptimos de turbidez, y conseguir así mantener una pluma que favorezca unas

condiciones ecológicas óptimas para la zona estudiada.

### **Agradecimientos**

Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación de la Universidad de Vigo mediante el programa “Bolsas de Másteres orientados á investigación”.

### **Referencias**

- Alber, M., 2002. A conceptual model of estuarine freshwater inflow management. *Estuaries* 25, 1246-1261.
- Azevedo, I., Duarte, P., Bordalo, A., 2007. Understanding spatial and temporal dynamics of key environmental characteristics in a mesotidal Atlantica stuary (Douro, NW, Portugal). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76, 620-633.
- Caballero, I., Ruiz, J., Navarro, G., 2011a. Dynamics of the turbidity plume in the Guadalquivir estuary (SW Spain): a remote sensing approach. *IEEE, Oceans*, 1-11, ISBN: 978-1-4577-0086-6.
- Caballero, I., Ruiz, J., Navarro, J., 2011b. Turbidity patterns and climate variability in the Guadalquivir estuary (SW Iberian Peninsula). *Workshop on Remote Sensing of the Coastal Zone*, Prague, Czech Republic, 1st – 3rd, June, 131-137.
- Dzwonkowski, B., Yan, X.-H., 2005. Tracking of a Chesapeake Bay estuarine outflow plume with satellite-based ocean colour data. *Continental Shelf Research* 25, 1942-1958.
- Nezlin, N.P., DiGiacomo, P.M., 2005. Satellite ocean color observations of stormwater runoff plumes along the San Pedro Shelf (southern California) during 1997 to 2003. *Continental Shelf Research* 25, 1692-1711.
- Nezlin, N.P., DiGiacomo, P.M., Stein, E.D., Ackerman, D., 2005. Stormwater runoff plumes observed by SeaWiFS radiometer in the Southern California bight. *Remote Sensing of Environment* 98, 494-510.
- Otero, M.P., Siegel, D.A., 2004. Spatial and temporal characteristics of sediment plumes and phytoplankton blooms in the Santa Barbara Channel. *Deep-Sea Research II* 51, 1129-1149.
- Sklar, F.H., Browder, J.A., 1998. Coastal environmental impacts brought about by alterations to freshwater flow in the Gulf of Mexico. *Environmental Management* 22, 547-562.
- Valente, A.S., da Silva, J.C.B., 2009. On the observability of the fortnightly cycle of the Tagus estuary turbid plume using MODIS ocean colour images. *Journal of Marine Systems* 75, 131-137.

## **Transporte de la Humedad localizada sobre la Atlantic Warm Pool. Análisis Lagrangiano.**

R. SORI, L. GIMENO\* y A. DRUMOND

*\*l.gimeno@uvigo.es*

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultad de Ciencias,*

*Universidad de Vigo,*

*Campus As Lagoas s/n, Ourense, España.*

### RESUMEN

Se investigó la contribución de humedad desde la Piscina de Agua Cálida del Atlántico (Atlantic Warm Pool (AWP)) mediante el uso del Modelo Lagrangiano FLEXPART en el periodo mayo -octubre entre 1982-1999. Se obtuvo además la climatología mensual de la Temperatura Superficial del Mar (Sea Surface Temperature (SST)), Precipitación, Flujo Vertical Integrado de Humedad (Vertically Integrated Moisture Flux (VIMF)) y Divergencia; que contribuyeron a la comprensión de las condiciones climáticas asociadas al transporte y pérdida de humedad. Las mayores extensiones de los patrones  $(E - P) < 0$  obtenidos de la integración de las parcelas de humedad hasta diez días posteriores, se observaron en los meses de agosto, septiembre y octubre; único mes donde la AWP alcanza las costas noroccidentales de África. De junio en adelante los patrones de precipitación coinciden en gran medida con regiones sumideros de humedad y áreas de convergencia, confirmando la contribución de esa humedad en los procesos de precipitación. Asimismo, se calculó el área y posición climatológica mensual de la AWP para cada mes, y con ello la variabilidad interanual de su ubicación obteniéndose la región del Caribe y el Golfo de México como la más cálida, así como la relación directa entre el área de la AWP, el incremento de la SST y el aporte de humedad, destacándose mayo y septiembre con comportamientos extremos. Los cálculos de  $(E - P)$  se implementaron teniendo en cuenta además la influencia de eventos El Niño Oscilación del Sur (ENOS), la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y ocurrencia de Ciclones Tropicales.

*Keywords:* Humedad, Evaporación, Precipitación, AWP

## 1. Introducción

El entendimiento y cuantificación de la evaporación de agua en una región, precipitación en otra y el proceso que las conecta es uno de los principales problemas en la Hidrometeorología, Stohl and James (2004); sin embargo, el transporte de humedad entre diferentes regiones de la Tierra es difícil de cuantificar pues involucra todos los componentes del ciclo hidrológico, Stohl and James (2005). Gimeno et al., (2010) identificaron la contribución de los océanos en la precipitación continental y Drumond et al., (2011) estudiaron la contribución de la Piscina de Agua Cálida del Hemisferio Oeste (Western Hemisphere Warm Pool (WHWP)) como fuente de humedad para la precipitación del Hemisferio Norte.

Según Weisberg (1996), la WHWP constituye la segunda piscina de agua cálida más extensa en la Tierra. Su área está definida por la isolínea de 28.5°C de temperatura, Wang and Enfield (2001) de tal forma que contiene SST iguales o superiores a este valor. En varias etapas de desarrollo, la WHWP comprende la parte este del Pacífico Norte al oeste de América Central, el Golfo de México, el Mar Caribe y el oeste del Atlántico Norte tropical; aunque la masa terrestre de América Central divide la WHWP en dos regiones oceánicas, la Eastern North Pacific Warm Pool y la Atlantic Warm Pool (AWP) al este de América Central, Wang et al., (2008).

A medida que se desarrolla la WHWP y la estación tropical de lluvias comienza, el aumento de la SST está relacionado

con un incremento de la temperatura y humedad en la tropósfera, disminución de la Presión al Nivel del Mar (Sea Level Pressure (SLP)), vientos débiles del este, disminución del shear en la vertical y de la subsidencia, (Gray, 1968; Knaff, 1997). Drumond et al., (2011) demostraron que durante los meses de mayo a octubre en el periodo 2000 - 2004, se produjo gran contribución de humedad de la WHWP a Norteamérica que incluso se extendió hasta el oeste de Europa. Plantean además, que la gran similitud de los patrones de ( $E - P$ ) y precipitación sobre el este de Norteamérica, y el norte del Atlántico demuestran la importancia de la WHWP como fuente de humedad que modula la precipitación en esas regiones. Estos autores recomendaron ampliar la climatología y el análisis bajo influencia de los modos de variabilidad climática ENOS y NAO además de estudiar de forma separadas las piscinas de agua cálida del lado Atlántico y Pacífico, con el fin de obtener información específica sobre el rol de cada subregión de la WHWP.

En particular, la influencia de la AWP en el clima regional ha sido estudiada por varios autores. La AWP se observa durante el verano boreal, Wang and Enfield (2001), quienes plantean que durante el mismo ya sea en el desarrollo/decadencia de las fases del ENOS o en condiciones neutras, las anomalías de SST del Pacífico Central Ecuatorial son relativamente débiles; sin embargo, la AWP alcanza su máxima extensión en esta estación y afecta la variabilidad de la precipitación en el Hemisferio Oeste; asimismo señalan que la AWP constituye una fuente de



humedad para la precipitación de Norteamérica. Es importante mencionar la existencia del Intra - Americas Low Level Jet (IALLJ), y el papel de su rama norte durante el verano boreal, pues constituye un mecanismo de transporte de humedad desde los mares intra-americanos hacia Norteamérica junto al Great Plains Low Level Jet (GPLLJ), que incentivan los procesos de precipitación en el centro de Estados Unidos, Ropelewski and Yarosh (1998).

Este trabajo constituye una extensión del los resultados obtenidos por Drumond et al., (2011), por ello el objetivo consistió determinar el papel de la AWP como fuente de humedad en el Hemisferio Norte (HN), así como su variabilidad en años extremos de área de la AWP, eventos ENOS, NAO y formación de Ciclones Tropicales (CT) en la cuenca atlántica y el mar Caribe.

## 2. Materiales y Métodos

Se implementó el modelo FLEXPART propuesto por Stohl and James (2004, 2005) para el cálculo de las trayectorias de las parcelas hasta 10 días posteriores, e identificar regiones sumideros de humedad. El método basado en un principio Lagrangiano, es análogo al principio euleriano utilizando un modelo de dispersión de partículas. La implementación de ambos ha mostrado resultados similares, sin embargo, el enfoque Lagrangiano tiene la ventaja de que pueden trazarse las trayectorias y con ello determinar el origen de la fuente y el receptor de humedad, Stohl and James (2004). En principio se divide la atmósfera en  $N$  partículas homogéneamente distribuidas y se suponen con igual densidad que el aire;

Stohl and James (2004) plantean que la advección de las partículas se explica mediante la expresión:

$$\frac{dx}{dt} = v[x(t)] \quad (1)$$

Donde  $x$  es la posición de la partícula y  $v[x(t)]$  es la velocidad del viento interpolada en espacio y tiempo del análisis grid de  $x(t)$ . La ganancia ( $p$ ) o pérdida ( $e$ ) de humedad específica ( $q$ ) en cada posición de las parcelas se calcula mediante la formulación:

$$(e - p) = m \frac{dq}{dt} \quad (2)$$

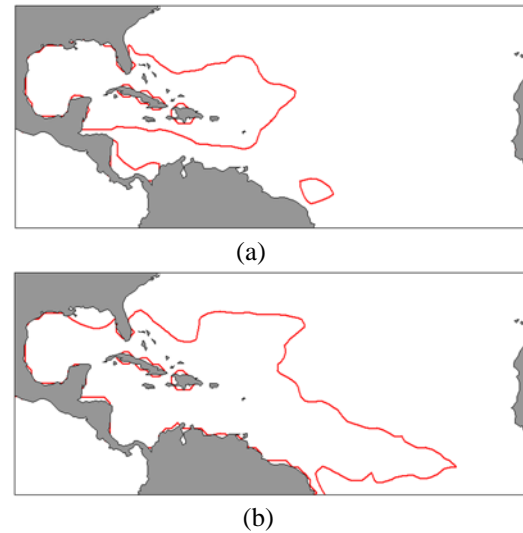
El valor de  $m$  es la masa de cada parcela e integrando sobre una unidad de área en toda la columna atmosférica se obtiene  $(E - P)$ ; ( $E$ ) representa la evaporación y ( $P$ ) la precipitación. Según las indicaciones de los autores puede integrarse  $(E - P)$  hacia atrás en el tiempo o hacia adelante, opción que se emplea en este trabajo y por Drumond et al. (2011) donde se integró el movimiento de las parcelas sobre la WHWP hasta 10 días siguientes. En este estudio se utiliza solamente la masa atmosférica presente sobre la AWP, de esta forma se obtiene la influencia directa de la parte atlántica de la WHWP y se representarán solamente valores negativos de  $(E - P)$  que representan pérdidas de humedad en cada parcela.

La AWP se observa durante el verano boreal, Wang and Enfield (2001) de ahí que se escogiera el periodo mayo - octubre entre los años 1982-1999. En algunos meses cuando la AWP presenta una configuración poco extendida hacia el Atlántico como es el caso del mes de

julio de 1995 (Figura 1a), se observa un área con temperatura superior a 28.5°C aislada en las aguas del Atlántico al este de Venezuela; en estos casos las parcelas en la columna vertical de la respectiva área no se tuvieron en cuenta en los cálculos de  $(E - P)$  y área de la AWP, por asumirse como no perteneciente a la definición de la misma. En otras ocasiones la isolínea se extiende hacia el este y sur en el Atlántico e incluye esta zona inicialmente aislada; es el caso de septiembre de 1999, (Figura 1b) en cuyo caso se utiliza toda la extensión.

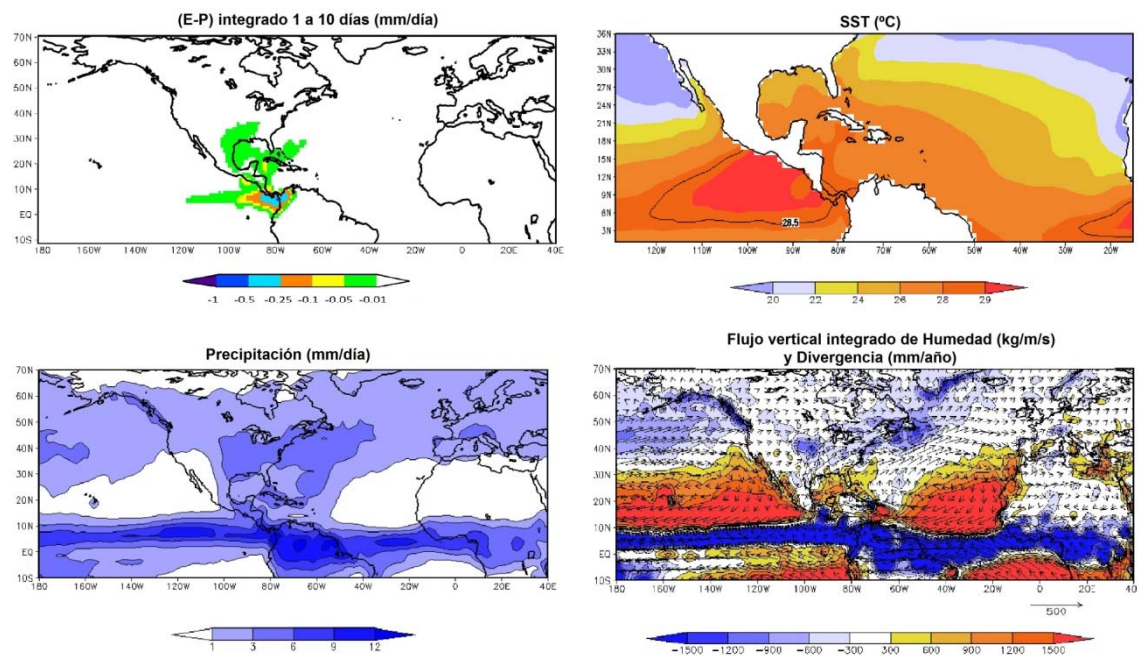
A diferencia de Drumond *et al.*, (2011) que utilizaron la media climatológica mensual de SST para definir la AWP de cada mes, en este trabajo se utilizan las

SST mensuales observadas a lo largo del periodo, método más objetivo que permite el estudio de la variabilidad interanual.



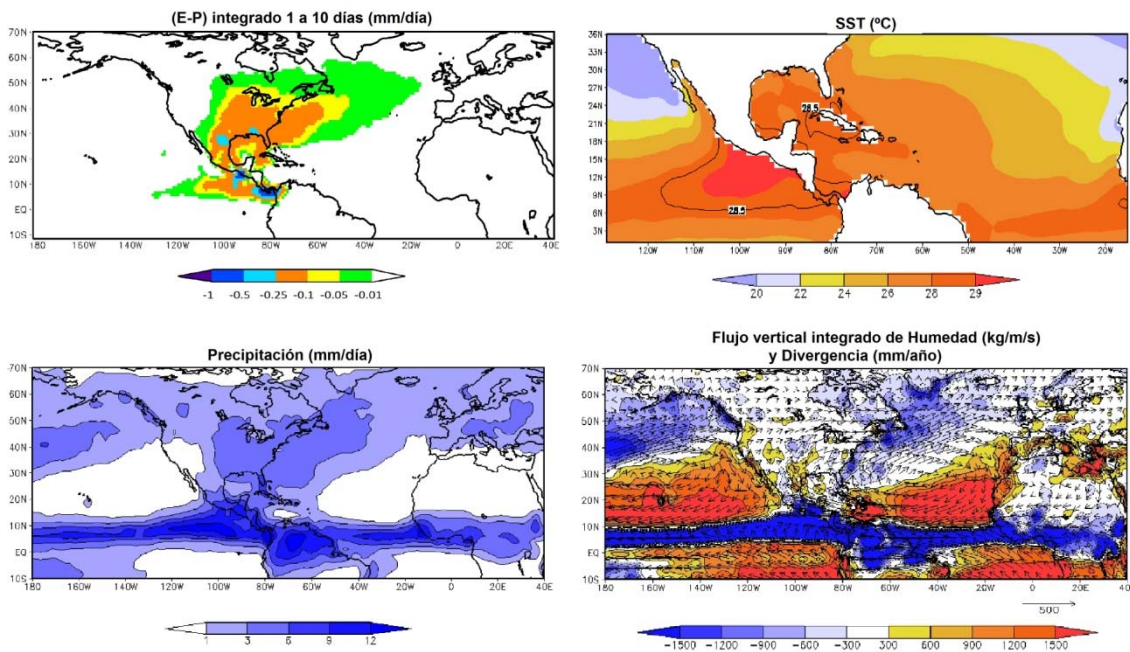
**Figura 1.** Ejemplos de configuración de la AWP. (a), julio de 1995), (b), septiembre de 1999.

Mayo



**Figura 2.** Mes mayo. Valores integrados de  $(E - P)$  hasta 10 días, (mm/día), (imagen superior izquierda). SST ( $^{\circ}\text{C}$ ), (imagen superior derecha). Precipitación (mm/día), (imagen inferior izquierda). Flujo Vertical Integrado de Humedad ( $\text{kg/m/s}$ ) y Divergencia ( $\text{mm/año}$ ), (imagen inferior derecha).

Junio



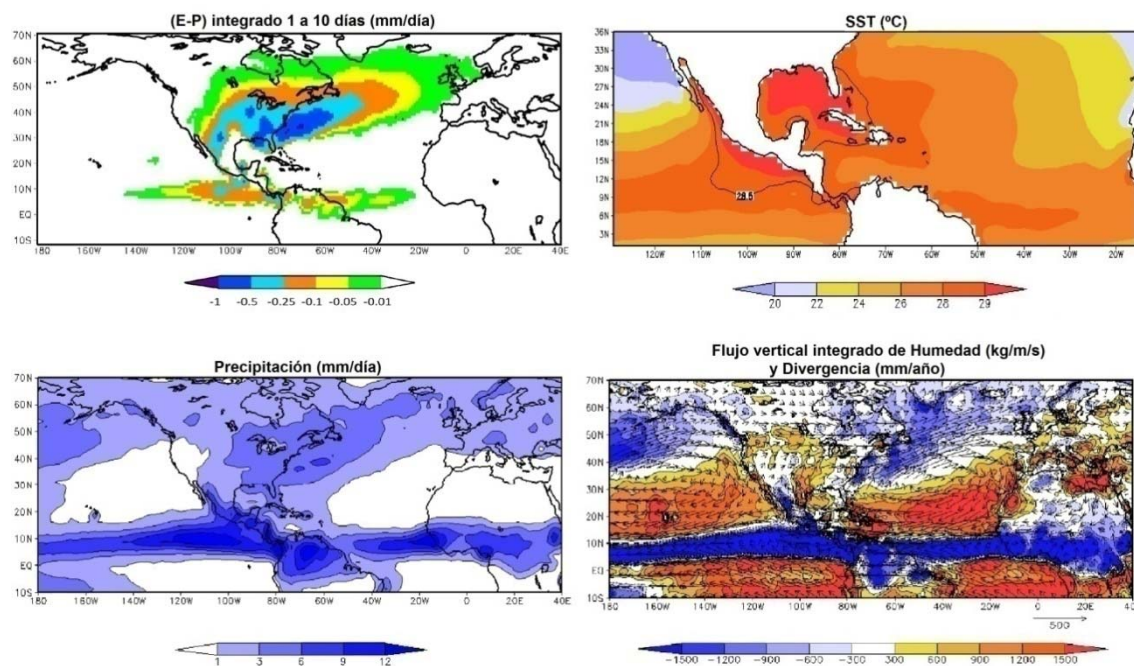
**Figura 3.** Igual que la figura 2 para junio.

Se utilizaron los datos de Reanálisis del proyecto ERA-40 del European-Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) disponibles cada 6 horas (00, 06, 12 y 18 UTC) con resolución de  $1^\circ \times 1^\circ$  en 60 niveles verticales para integrar el movimiento hasta 10 días posteriores. También se consideraron datos de precipitación, Flujo vertical Integrado de Humedad y Divergencia con resolución horizontal de  $2.5^\circ$  y SST V2 (óptima interpolación) de  $1^\circ$ , estos últimos se obtuvieron en la página <http://www.esrl.noaa.gov/psd>. El índice NAO con referencia de diciembre, enero, febrero y marzo se obtuvo de <http://climatedataguide.ucar.edu> y el Oceanic Niño Index (ONI) con media móvil de 3 meses de la región Niño 3.4, de: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>. La climatología de Ciclones Tropicales se obtuvo del proyecto HURDAT, en: <http://www.aoml.noaa.gov/hrd/hurdat/>.

### 3. Resultados y Discusión

En la figura 2 se muestran patrones de  $(E-P) < 0$ , SST, Precipitación y Flujo Vertical Integrado de humedad y Divergencia para el mes de mayo. Los valores  $(E - P)$  explican áreas donde existe pérdida de humedad y que son mayores en la costa pacífica de Centroamérica y menores en el resto de Norteamérica y el Caribe. Los resultados obtenidos por Drumond et al., (2011) para 5 años (2000 - 2004), muestran un patrón de  $(E - P)$  más extendido hacia el oeste en el Pacífico para este mes, lo que indica que la AWP por sí sola es capaz de proporcionar humedad que es transportada hacia el Pacífico aunque en menor medida al no considerar la totalidad de la WHWP. En la climatología de SST de este mes la isolinia de  $28.5^\circ\text{C}$  se encuentra extendida en el Pacífico, sin embargo, en el Atlántico solo ocupa un área muy

Julio



**Figura 4.** Igual que la figura 2 para julio.

pequeña en las costas del Caribe de Panamá y Colombia.

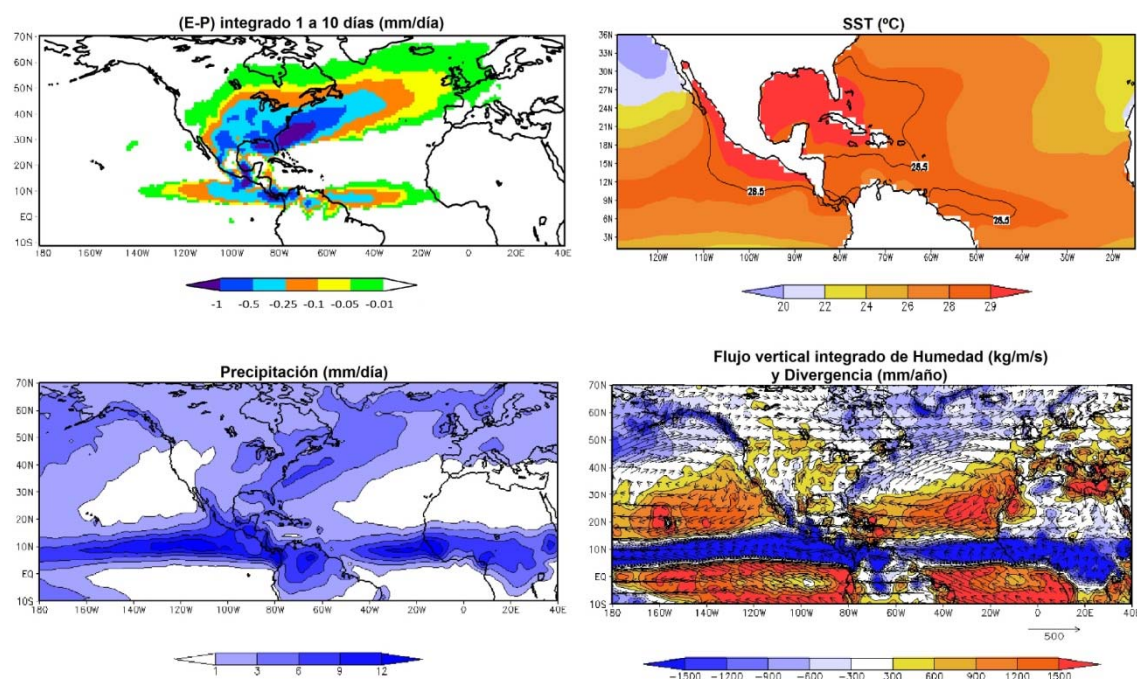
El campo medio de precipitación refleja la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) donde áreas de convergencia y máximo valor del VIMF son observados, aunque no existen grandes coincidencias con áreas de  $(E - P) < 0$ .

En junio (Figura 3) los resultados de  $(E - P)$  muestran un patrón que abarca una mayor extensión en el Pacífico y sobre la mitad centro - este de Norteamérica y el Atlántico occidental y que cualitativamente concuerda en gran medida con el campo de precipitaciones observado sobre Centroamérica y Norteamérica. Según Drumond *et al.*, (2011) la contribución de humedad desde una región fuente en la precipitación debe estar dinámicamente asociada a la existencia de convergencia del flujo de humedad en un análisis

euleriano del VIMF. Áreas con ausencia de precipitaciones coinciden a gran escala con la presencia semipermanente de los centros de Alta Presión del Atlántico Norte y Sur y el Pacífico Norte y Sur, bien definidos por los altos valores de divergencia del flujo representados. La (ITCZ) se encuentra definida en el campo de precipitaciones, con convergencia del flujo mientras que sobre el Golfo de México se han reducido zonas de divergencia observadas en el mes de mayo.

En el campo de SST de la figura 3, la AWP está delimitada en las costas desde México hasta Colombia, y en los mares al sur de Cuba. Durante este mes se observa mejor el flujo de humedad que penetra por el sudeste de los Estados Unidos asociado a la circulación anticiclónica que en capas bajas define al Chorro de las Grandes Planicies (GPLLJ). Esto fue confirmado por Ropelewsky and Yarosh (1998),

Agosto



**Figura 5.** Igual que la figura 2 para agosto.

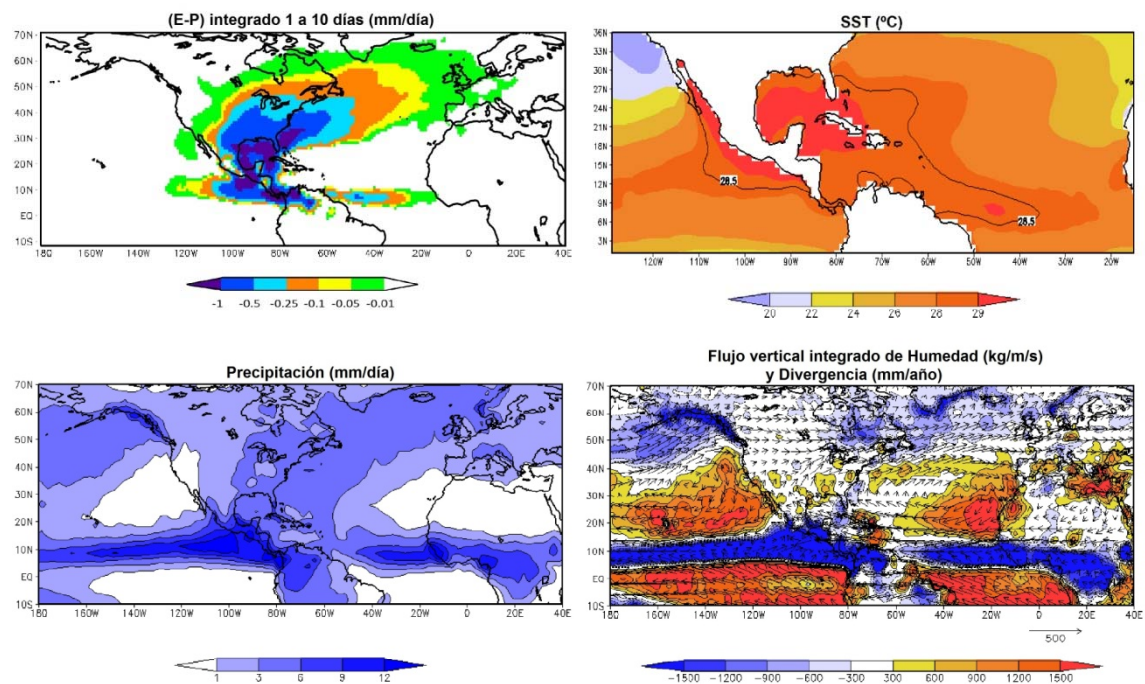
quienes plantean que durante el verano boreal la rama norte del Intra Americas Low Level Jet junto al GPLLJ contribuyen al transporte de humedad hacia el centro de los Estados Unidos y con ello la precipitación.

A medida que avanza el verano aumentan las SST y en julio la posición media de la isoterma 28.5°C engloba todo el Golfo de México, alcanza las inmediaciones de la Española y en agosto se extiende aún más hacia el este, y se forma un centro secundario en el océano al este de Venezuela (Figuras 4 y 5). La evolución temporal del tamaño de la AWP condiciona la extensión espacial los patrones de  $(E - P)$ , destacándose en julio y agosto un área en la costa oriental de Estados Unidos al noreste de la Península de la Florida con la mayor pérdida de humedad, aunque los sumideros de

humedad en ambos meses se observan también sobre Centroamérica y Reino Unido. Estos resultados se asemejan al igual que en otros meses con los patrones de precipitación de ambos meses, lo que indica que áreas de precipitación coinciden con mínimos de  $(E - P)$ , es decir la precipitación excede la evaporación y por tanto la humedad presente sobre la AWP contribuye a los procesos de precipitación en estas zonas.

En septiembre y octubre la posición media de la AWP (Figuras 6 y 7) coincide con la evolución temporal descrita por Wang and Enfield (2001) y Drumond et al., (2011). En septiembre la AWP alcanza los 35°W aproximadamente en atlántico ecuatorial y en octubre se extiende hasta las costas occidentales africanas.

Septiembre



**Figura 6.** Igual que la figura 2 para septiembre.

Los cálculos de  $(E - P)$  muestran para septiembre (Figura 6) sobre Centroamérica y el Golfo de México valores negativos coincidiendo con el hecho de que el área promedio de la AWP es mayor en este mes que en el resto (Tabla 1), mientras en octubre (Figura 7) las pérdidas son menores y localizadas sobre Centroamérica y la ITCZ donde desde julio contribuye localmente en áreas de precipitación. En octubre, comparado con el resto de los meses la precipitación aparece más localizada con núcleos independientes en la ITCZ. En septiembre a diferencia del resto de los meses, la masa de aire que se traslada desde la AWP aporta humedad sobre regiones en el centro de Europa, y en octubre cubren toda la península Ibérica y una zona en el noroeste de África y su costa atlántica ecuatorial. Las zonas de divergencia durante septiembre en el Atlántico se

encuentran mayormente desplazadas hacia el este, y en octubre se observan a través de todo el Atlántico central, en el Golfo de México y en toda la costa este de Norteamérica; este comportamiento en gran medida debe asociarse al debilitamiento del Anticiclón de las Azores - Bermudas.

### 3. Area y posición de la AWP

En la tabla 1, se muestra el valor promedio del área de la AWP para cada mes entre 1982 - 1999, el mínimo ocurre en mayo con  $0.5 \times 10^{12} \text{m}^2$  y se incrementa hasta septiembre cuando alcanza  $13.6 \times 10^{12} \text{m}^2$  para luego disminuir en octubre. En la figura 8 se muestra la evolución temporal de dicha área para cada mes; en algunos años (Tablas 2 y 3) se produjeron extremos de área, que coinciden en prácticamente todos los meses. El valor más elevado se produjo en los meses de

Octubre

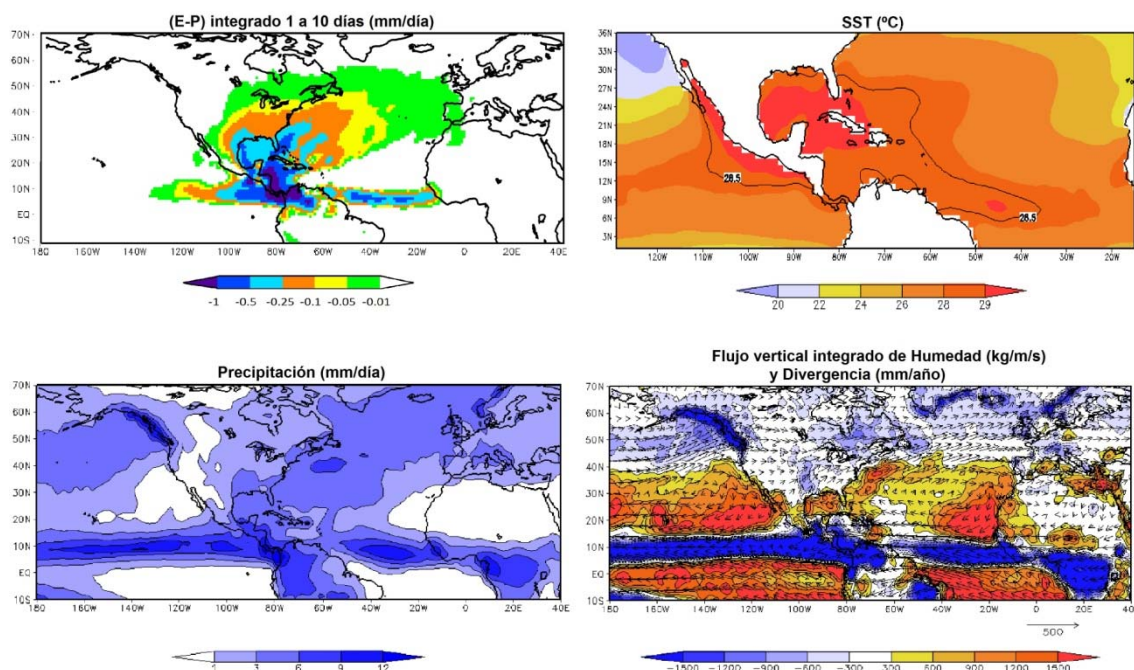


Figura 7. Igual que la figura 2 para octubre.

agosto y septiembre de 1987 y 1998 cercano a  $22 \times 10^{12} \text{m}^2$ , a diferencia de mayo que durante todo el periodo registró los menores valores de área y con ello de extensión.

Mes	Área Promedio
Mayo	0.5
Junio	0.9
Julio	7.2
Agosto	11.9
Septiembre	13.6
Octubre	8.9

Tabla 1. Promedio mensual del área ( $\times 10^{12} \text{m}^2$ ) de la AWP, periodo 1982-1999.

El análisis de frecuencias de ocurrencia de SST iguales o superiores a  $28.5^\circ\text{C}$  (Figura 9) entre 1982 y 1999, permitió obtener la posición más persistente y la variabilidad de la AWP. Las frecuencias varían entre 1 y 18, conforme al número de años utilizados; valores de 1 (18) indican puntos grid en los que se repitieron 1 (18) veces temperaturas iguales o por encima del umbral que define la AWP. Cada patrón de

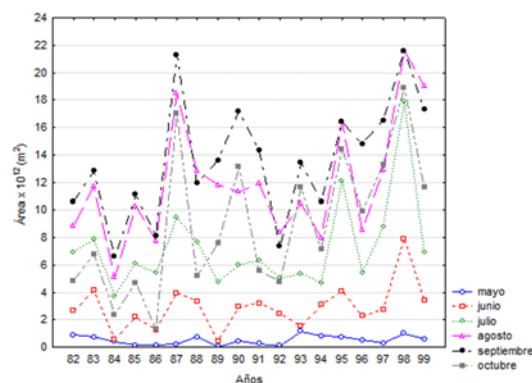
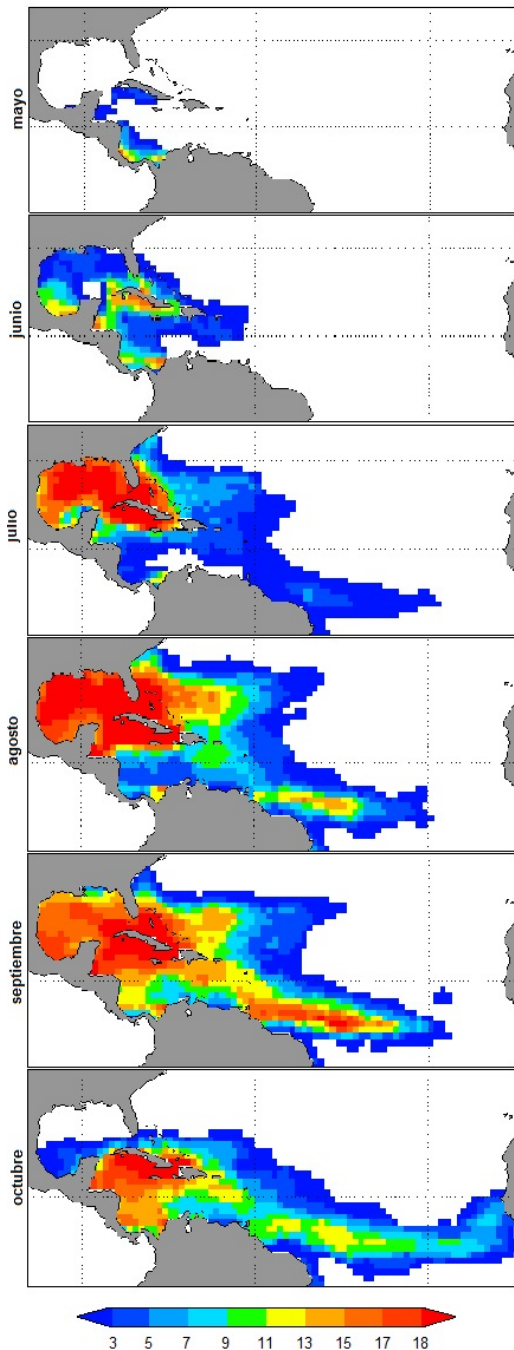


Figura 8. Evolución temporal del área de la AWP para cada mes, periodo 1982 - 1999.

frecuencias informa además la variabilidad, configuración y extensión de la AWP. En mayo se obtuvo un patrón espacial reducido que limita la AWP en los mares al sur de Cuba y las costas de Centroamérica (Figura 9) y que posee poca persistencia anual en el periodo estudiado a juzgar por los valores reducidos de frecuencias. La extensión de la piscina aumenta desde junio hasta alcanzar su máximo en

septiembre de acuerdo al área promedio que se obtuvo para el mes (Tabla 1) y en octubre desaparece en la mitad norte del Golfo de México, sin embargo, alcanza las costas africanas.



**Figura 9.** Frecuencias de ocurrencia de SST iguales o superiores a 28.5°C. Periodo mayo – octubre, 1982 – 1999.

En términos de posición, durante julio y agosto se observan elevadas frecuencias en la mitad norte del Golfo de México y mares alrededor de Cuba, es decir, mayor persistencia de temperaturas elevadas de la superficie oceánica en esas regiones. En septiembre y octubre la mayor persistencia de la AWP se localiza en aguas del Mar Caribe alrededor de Cuba y en el Atlántico al este de Venezuela. De particular interés resulta un área del Mar Caribe al norte de Venezuela que aparece con frecuencias muy bajas o ninguna; este comportamiento está asociado a la dinámica del comienzo del IALLJ, que produce movimientos divergentes y reducción de la precipitación, Amador (2008); el flujo subsidente enfría la superficie oceánica y como resultado se explican las menores frecuencias en el área.

#### 4. (*E - P*) y extremos de área

La figura 10 presenta la diferencia de patrones (*E - P*) entre composites de 5 años de mayor y menor extensión promedio de la AWP, de esta forma es posible interpretar el impacto que produce el área de la piscina en términos de aportes de humedad. En la tabla 2 y 3 se muestran los años de menor y mayor área de la AWP para cada mes; existen años donde estos extremos coinciden para 5 meses, y se destaca el año 1998 en el que se alcanzó un máximo de área en todos los meses. Durante mayo y junio prevalece un patrón espacial con valores negativos, que revelan la mayor contribución de humedad de la AWP durante su mayor extensión; sin embargo, en el resto de los meses se observan pequeñas



extensiones con valores positivos sobre el centro - este de los Estados Unidos y Canadá.

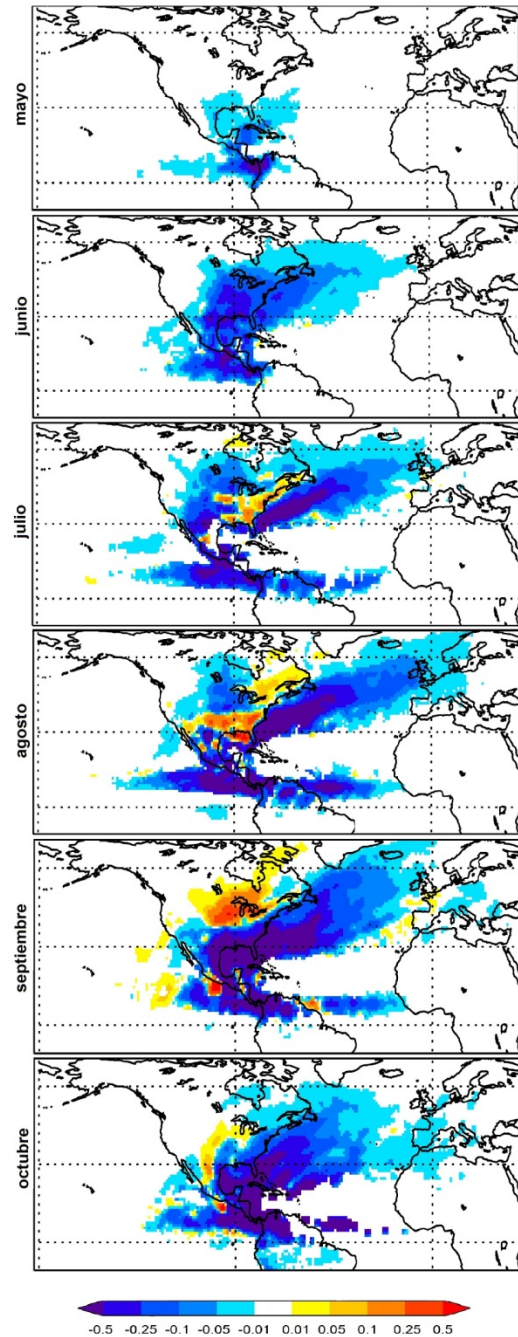
Extremos Menores					
may	jun	jul	agos	sept	oct
1985	1984	1984	1984	1982	1982
1986	1985	1989	1986	1984	1984
1987	1986	1992	1992	1986	1985
1989	1989	1993	1994	1992	1986
1992	1993	1994	1996	1994	1992

**Tabla 2.** Años de extremos de menor área de la AWP. Valores sombreados señalan coincidencia de años de ocurrencia.

Extremos Mayores					
may	jun	jul	agos	sept	oct
1982	1983	1983	1987	1987	1987
1988	1987	1987	1995	1990	1990
1993	1995	1995	1997	1997	1995
1994	1998	1997	1998	1998	1997
1998	1999	1998	1999	1999	1998

**Tabla 3.** Años de extremos de mayor área de la AWP. Valores sombreados señalan coincidencia de años de ocurrencia.

Según criterios de Wang et al., (2007), el efecto de la AWP durante el verano es debilitar el Anticiclón Subtropical del Atlántico Norte (NASH por sus siglas en inglés) principalmente en su extremo suroeste y fortalecer la Baja Continental sobre la región del monzón Norteamericano, una mayor (menor) AWP que lo normal, aumenta (disminuye) esta respuesta, que tiene efectos similares en el Low Level Jet que proporciona humedad al este del Pacífico y Norteamérica. Wang et al., (2006), confirmaron que la AWP es fuente de humedad para Norteamérica y encontraron una correlación negativa entre el índice de la AWP y las anomalías de precipitación en el



**Figura 10.** Diferencias de  $(E - P)$  entre composites de extremos de área de la AWP.

centro de Estados Unidos. Si precipita más (menos) sobre la AWP, menos (más) humedad estará disponible para el transporte hacia las regiones de las Grandes Planicies y que se refleja en la correlación negativa entre la lluvia de las Grandes Planicies y la región de la AWP, también resultado de estos autores.

De julio a octubre el patrón espacial de diferencias de ( $E - P$ ) aumenta y como se mencionó algunas zonas con valores positivos son observados, sin embargo, mediante el análisis visual cualitativamente prevalecen zonas con diferencias negativas por lo que se asume que se producen mayores pérdidas de humedad en años de mayor extensión de la AWP.

Entre 1950 y el 2003 las 5 mayores WHWP (1958, 1969, 1983, 1987 y 1998) ocurrieron durante el verano boreal (JJA) seguidas de fases El Niño en los meses de (DEF), aunque otros cuatro eventos El Niño (1966, 1973, 1977 y 1992) no están asociados con grandes extensiones de la WHWP, Wang et al., (2006). En el periodo estudiado, el área de la AWP en 1987, 1995 y 1998 coincide en junio, julio y agosto con extremos de mayor área (Tabla 3) de acuerdo a los resultados obtenidos por Wang et al., (2006) y en los años 1984, 1986 y 1992 se repiten como extremos de menor área en casi todos los meses (Tabla 2).

#### 4. ( $E - P$ ) durante El Niño y La Niña

El fenómeno natural El Niño Oscilación del Sur (ENOS) es el modo acoplado océano - atmósfera de mayor variabilidad en planeta, Trenberth and Canon (2000), Trenberth and Stepaniak (2001). Se origina en el océano Pacífico donde ocurren los mayores cambios medioambientales, sin embargo, su influencia se extiende a todo el Sistema Climático, con efectos observados en los patrones de precipitación, SST, presión, viento, humedad específica y cobertura nubosa entre otros, Peixoto and Oort (1992), Giannini et al., (2001),

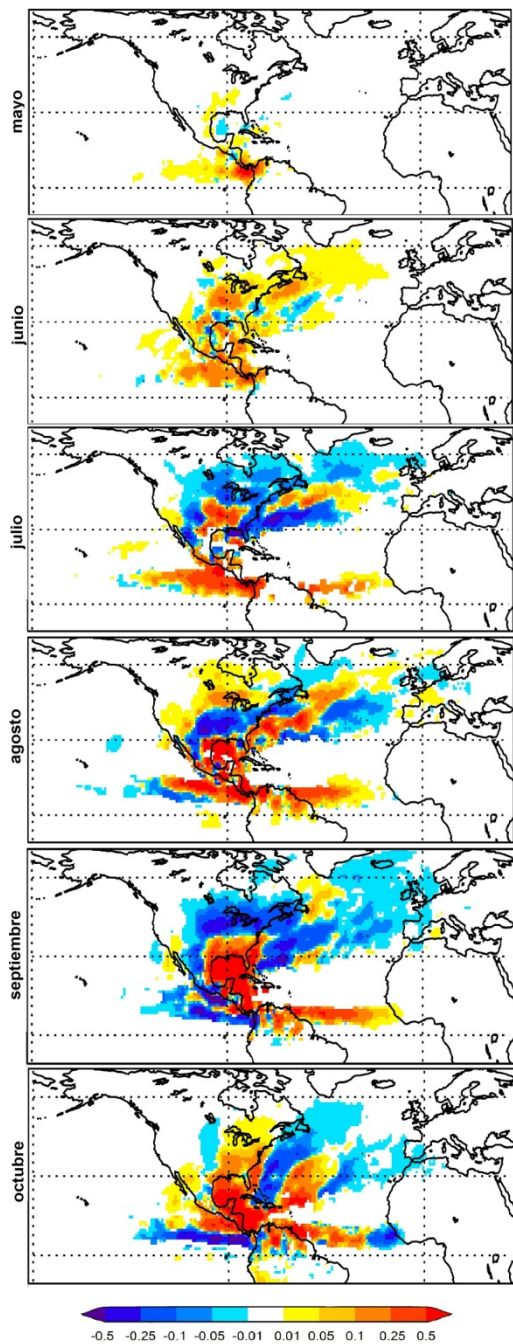
Moron and Plaut (2003), Wagner et al., (2005).

La Niña	El Niño
1984	1982
1988	1986
1995	1987
1998	1991
1999	1994
-	1997

**Tabla 4.** Años de influencia La Niña y El Niño.

La influencia del ENOS sobre el transporte y pérdida de la humedad transportada desde la AWP se analiza mediante la resta de los patrones ( $E - P$ ) entre composites de años con eventos (El Niño) y (La Niña), (Figura 11) en el periodo 1982 - 1999, en el cual se registraron 5 años para La Niña y 6 para El Niño (Tabla 4).

En mayo y junio predominan valores positivos y por tanto la existencia de regiones donde la pérdida de humedad es mayor durante la influencia de La Niña. En julio existen diferencias positivas en regiones del Atlántico y centro - este de los Estados Unidos que se desplazan hacia el Golfo de México y el Caribe hasta septiembre. En julio y agosto prevalecen diferencias positivas sobre la ITCZ, y luego en septiembre y octubre algunas negativas sobre el Pacífico y positivas sobre el Atlántico, es decir, la AWP en estos meses es capaz de aportar humedad bajo eventos La Niña en el Atlántico y en condiciones de El Niño las mayores contribuciones ocurren en el Pacífico oriental. En el Caribe predominan mayores aportes de humedad en todos los meses bajo influencia de eventos La Niña.



**Figura 11.** Diferencias de  $(E - P)$  entre composites de fases El Niño y La Niña.

### 5. $(E - P)$ durante NAO

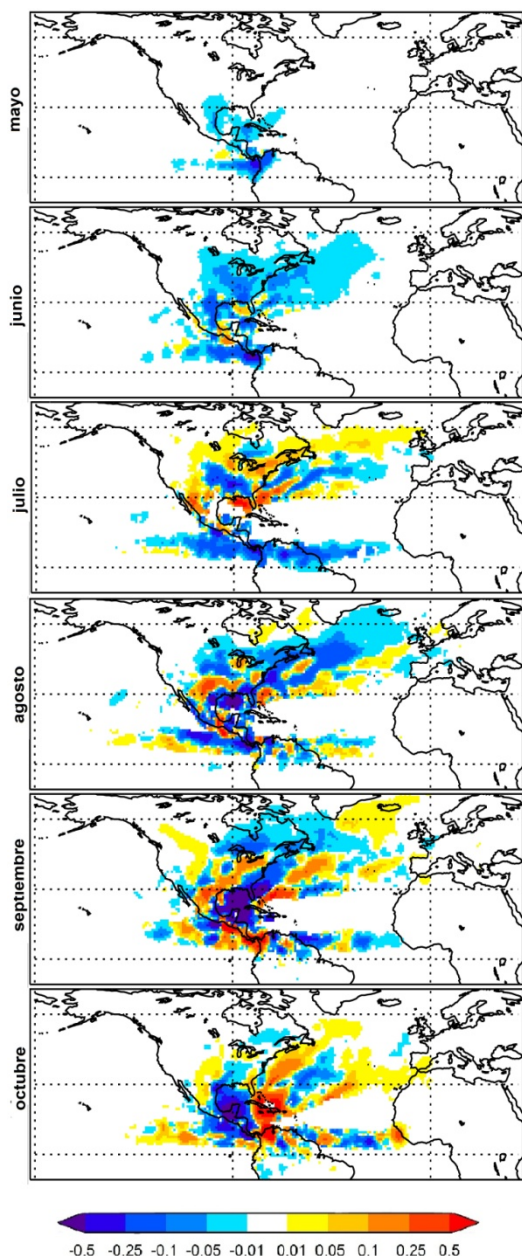
La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) es uno de los principales y recurrentes patrones de variabilidad de la circulación atmosférica; domina la variabilidad del clima desde el litoral este de Estados Unidos hasta la Siberia y desde el Ártico hasta el Atlántico

Subtropical, especialmente durante el invierno boreal, Hurrell *et al.* (2003), quienes también explican que los cambios entre fases producen variaciones en la velocidad y dirección mediadel viento, el transporte de calor y humedad entre el Atlántico Norte y los continentes adyacentes, la intensidad, número de tormentas y sus trayectorias; de ahí la importancia de analizar el comportamiento de  $(E - P)$  bajo influencia de la NAO.

NAO neutro	NAO positivo
1984	1982
1985	1983
1986	1988
1987	1989
1990	1991
1996	1992
1997	1993
-	1994
-	1998
-	1999

**Tabla 5.** Composites con años de fase neutra y positiva de la NAO

En el periodo utilizado 1982 - 1999 solo se registraron fases positivas de la NAO, razón por la cual para analizar las diferencias representadas en la figura 12, se escogieron años de fases positivas y neutras (Tabla 5). Durante mayo y junio (Figura 12) diferencias negativas predominan, lo que demuestra que la pérdida de humedad fue mayor durante la fase positiva de la NAO, es decir, cuando se encontraba fortalecida la Alta Subtropical. De julio a octubre el patrón espacial es muy variable, no obstante, sobre el Golfo de México persisten valores negativos. Estas variaciones ratifican cambios inducidos por el fortalecimiento del Anticiclón Subtropical en la contribución de humedad producida durante el transporte de la masa atmosférica presente sobre la AWP.



**Figura 12.** Diferencias de  $(E - P)$  entre composites de fases positiva y neutra de la NAO.

### 6. $(E - P)$ y Ciclones Tropicales (CT)

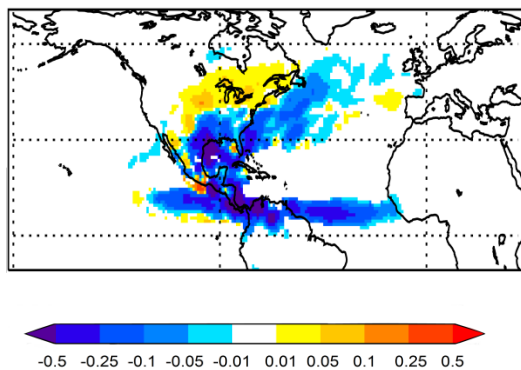
Numerosos estudios han descrito las condiciones necesarias para la formación y desarrollo de los CT, imprescindibles para predecir los impactos generados por los vientos y las intensas lluvias asociadas que resultan de interés científico, político, económico y social.

En septiembre de 2005, se produjeron extremos de precipitación en la costa suroeste de Noruega provocando inundaciones asociadas a dos huracanes, María y Nate que en sus trayectorias pasaron de características tropicales a extratropicales. Stohl *et al.*, (2008) implementaron un análisis Lagrangiano de retro - trayectorias de parcelas de humedad y demostraron que el transporte de humedad de regiones subtropicales e incluso tropicales estaba asociado a estos sistemas en forma de cinturones de convergencia de humedad o también conocidos como atmospheric rivers. De ahí la idea de estudiar la configuración de los patrones de  $(E - P)$  e identificar las regiones de mayores pérdidas durante años de menor y mayor formación de CT en la cuenca atlántica y el Caribe, utilizando la humedad localizada sobre la AWP.

Se seleccionaron composites de 5 años de mayor y menor formación de CT (Tabla 6) en los meses de junio a octubre. En el grupo de años con menor número de formación de CT es importante señalar que los años 1982, 1986 y 1994 coinciden con años de ocurrencia de El Niño conforme a lo planteado por Gray (1984) sobre la correlación negativa del índice ENOS y la actividad ciclónica en el Atlántico.

Menos CT	Más CT
1982	1984
1983	1990
1986	1995
1992	1996
1994	1998

**Tabla 6.** Composites con años de menor y mayor número de Ciclones Tropicales.



**Figura 13.** Diferencias de  $(E - P)$ , entre composites de mayor y menor número de Ciclones Tropicales.

En la figura 13, como era de esperar predominan valores negativos, con las mayores pérdidas de humedad asociadas al composite de mayor ocurrencia de CT, sistemas que se alimentan con la humedad generada por el océano y producen precipitaciones. Diferencias positivas y en menor extensión según el análisis visual se observan sobre el centro - este de Canadá. Estos resultados concluyen que la AWP aporta más humedad sobre toda la ITCZ, el Golfo de México, el sudeste de los Estados Unidos y sobre el Atlántico al este de Norteamérica en años de mayor ocurrencia de CT.

### Conclusiones

La implementación del modelo FLEXPART permitió identificar las trayectorias del contenido de humedad existente sobre la AWP transportado hasta 10 días posteriores, confirmando el aporte de humedad de esta piscina en el Hemisferio Norte. El análisis espacial de  $(E - P)$  obtenido para cada mes escogido indica a mayo y septiembre como los meses en los que se produce la menor y mayor pérdida en el transporte de humedad coincidiendo con la menor y mayor área promedio de la AWP. Los

mayores aportes se producen a partir del mes de junio de acuerdo a resultados de Drumond et al. (2011), cuando además se incrementa la semejanza entre el comportamiento de áreas con precipitación y convergencia del flujo de humedad.

De mayo a octubre gran parte de las regiones sumideros de humedad se localizan sobre Centro América y el centro este de Norteamérica. El patrón de  $(E - P)$  se extiende además de julio hasta octubre sobre el Reino Unido y la Península Ibérica asociado al flujo condicionado por el Anticiclón Subtropical del Atlántico Norte.

En particular se destaca la influencia directa de la AWP en la contribución de humedad sobre la ITCZ que resulta mayor en el Atlántico, a diferencia de lo obtenido por Drumond et al. (2011) quienes tuvieron en cuenta la humedad presente sobre toda la WHWP y encontraron mayores aportes de humedad en la ITCZ sobre el Pacífico.

En estos resultados influye la posición y variabilidad interanual de la AWP, que está limitada a las costas de Centroamérica en mayo y que evoluciona temporalmente hacia el este y sur abarcando todo el Caribe, hasta el mes de octubre cuando alcanza las costas occidentales de África. La frecuencia de valores por encima de  $28.5^{\circ}\text{C}$  identificaron al Golfo de México y aguas del Mar Caribe alrededor de Cuba como las zonas más cálidas y por tanto de mayor persistencia de la AWP.

En los 19 años analizados se confirmó la mayor contribución de humedad durante los extremos de mayor área,

mientras que el impacto de los modos de variabilidad ENOS y NAO en los transportes de humedad es también apreciable, con diferencias marcadas entre El Niño y La Niña, durante la cual existe mayor disponibilidad y pérdida de humedad en el Caribe y la ITCZ atlántica. Sin embargo, las diferencias entre fases positivas y neutras de la NAO muestran un patrón de ( $E - P$ ) muy variable.

Finalmente los resultados discutidos para extremos de CT resultan coherentes, con las mayores pérdidas de humedad en la región Centroamericana y el sureste de Norteamérica y la ITCZ, y que se produjo para el conglomerado de años de mayor formación de estos sistemas. Un análisis complementario de trayectorias e intensidad de cada CT supondría una mejor comprensión de este patrón y que sería recomendable realizar en posteriores estudios.

### Agradecimientos

Al Ministerio de Asuntos Exteriores y Cooperación de España (MAEC) y la Agencia Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo (AECID), por el financiamiento otorgado.

### Referencias

Amador, J. A., (2008), The Intra-Americas Sea Low-Level Jet. Overview and Future Research. Trends and Directions in Climate Research, *Ann. N. Y. Academy. Science*, 1146, 153-188. doi: 10.1196/annals.1446.012

Drumond, A., R. Nieto, and L. Gimeno (2011), On the contribution of the Tropical Western Hemisphere Warm

Pool source of moisture to the Northern Hemisphere precipitation through a Lagrangian approach, *J. Geophys. Res.*, 116, D00Q04, doi:10.1029/2010JD015397.

Giannini A, Kushnir Y, M. A. Cane, (2001), Seasonality in the Impact of ENSO and the North Atlantic High on Caribbean Rainfall, *Phys, Chem, Earth*, 26, 143-147.

Gimeno, L., A. Drumond, R. Nieto, R. Trigo and A. Stohl (2010), On the origin of continental precipitation, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13804, doi:10.1029/2010GL043712.

Gray, W. M., (1968), A global view of the origin of tropical disturbances and storms, *Monthly Weather Review*, 96, 669–700.

Gray, W. M., (1984), Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I: El Niño and 30 mb quasi-biennial oscillation influences, *Mon. Weather Rev.*, 112, 1649 – 1668.

Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck (2003), An overview of the North Atlantic Oscillation, In: The North Atlantic Oscillation, Climatic Significance and Environmental Impact, *AGU Geophysical Monograph*, 134, 1–35.

Knaff, J. A., (1997), Implications of summertime sea level pressure anomalies in the tropical Atlantic region, *J. Clim.*, 10, 789-804.

Moron, V., and G. Plaut, (2003), The impact of El Niño-southern oscillation upon weather regimes over Europe and the North Atlantic during boreal winter. *Int. J. Climatol.*, 25, 363-379.

Peixoto, J. P., and A. H. Oort, *Physics of Climate*, (1992), 415-433, Springer – Verlag New York, Inc. ISBN: 0-88318-712-4.

Ropelewski, C.F., and E. S. Yarosh (1998), The observed mean Annual cycle of moisture budgets over the central United States (1973–1992), *J. Clim*, *11*, 2180–2190.

Stohl, A., and P. James (2004), A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part 1: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe. *J. Hydrometeorol*, *5*, 565 – 678, doi: 10.1175/1525-7541 (2004)005<0656:ALAOTA>2.0.CO; 2.

Stohl, A., and P. James (2005), A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part 2: Earth's river catchments, ocean basins, and moisture transports between them, *J. Hydrometeorol*, *6*, 961-984, doi:10.1175/JHM470.1.

Stohl, A., C. Forster, and H. Sodemann (2008), Remote sources of water vapor forming precipitation on the Norwegian west coast at 60°N—a tale of hurricanes and an atmospheric river, *J. Geophys. Res.*, *113*, D05102, doi: 10.1029/2007JD009006.

Trenberth, K. E., and J. M. Caron (2000), The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures and precipitation, *J. of Clim*, *13*, 4358– 4365.

Trenberth, K. E., and D. P. Stepaniak (2001), Indices of El Niño evolution, *J. Clim*, *14*, 1697–1701.

Wang, C., D. B. Enfield (2001), The tropical Hemisphere Warm pool, *Geophys. Res. Lett*, *28*, 1635-1638, doi:10.1029/2000GL011763.

Wang, C., D. B. Enfield, S.-K. Lee, and W. Landsea (2006), Influences of the Atlantic Warm Pool on Western summer rainfall and Atlantic Hurricanes, *J. Clim*, *19*, 3011-3028, doi:10.1175/JCLI3770.1.

Wang, C., D. S.-K. Lee, D. B. Enfield (2007), Impact of the Atlantic Warm Pool on the Summer Climate of the Western Hemisphere, *J. Clim*, *21*, 5021-5040.

Wang, C., S.-K. Lee and Enfield (2008), Climate response to anomalously large and small Atlantic warm pools during the summer, *J. Clim*, *21*, 2437-2450, doi:10.1175/2007JCLI2029.1.

Wagner, T., M. Beirle, M. Grzegorski, S. Sanghavi, and U. Platt (2005), El Niño induced anomalies in global data sets of total column precipitable water and cloud cover derived from GOME on ERS-2, *J. Geophys. Res.*, *110*, doi:10.1029/2005JD005 972.

Weisberg, R. H (1996), On the evolution of SST over the PACS region, paper presented at 76<sup>th</sup> Annual Meeting, *Am. Meteorol. Soc.*, Atlanta, Ga.

## **Análisis de los eventos de afloramiento en la costa Oeste de la Península Ibérica**

R. VARELA\*, M. GÓMEZ-GESTEIRA

*\*rubenvarelarodriguez@hotmail.com*

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

### RESUMEN

En este trabajo se estudia la probabilidad de los eventos de afloramiento desde el año 1979 hasta el año 2011 para la costa Oeste de la Península Ibérica desde el Cabo Finisterre en Galicia hasta el Cabo San Vicente en el Sur de Portugal. Para ello se utiliza la base de datos CFSR mediante la cual se obtienen valores de viento a partir de los cuales se podrá estudiar el transporte de Ekman y el índice de afloramiento. Se ha observado que las condiciones más propicias para que se den los eventos de afloramiento suceden para las estaciones más cálidas es decir, primavera y verano siendo los meses más propicios los correspondientes a junio, julio y agosto. Por otro lado las estaciones más frías son menos propensas a que ocurran estos eventos de afloramiento siendo los meses menos probables enero y diciembre. Se ha observado también una tendencia a que los eventos de afloramiento se den con mayor claridad para latitudes más bajas, cercanas al Cabo San Vicente que para las latitudes más altas cerca del Cabo Finisterre.

*Palabras Clave:* Viento, Transporte de Ekman, Afloramiento

---

### **1. Introducción**

El océano es una fuente muy importante de recursos que afecta a diversas actividades económicas. El estudio y conocimiento del mismo se hace imprescindible para potenciar estas actividades. Los vientos en la superficie del océano son un parámetro clave para el estudio de diferentes procesos que ocurren en el océano como son los eventos de afloramiento. Estas áreas de afloramiento son zonas del océano con una alta productividad, la importancia de estas áreas es tan significativa que actividades como la pesca se ven muy influenciadas, de hecho aunque estos eventos de afloramiento se dan únicamente en un 1% de la superficie oceánica mundial, estas zonas producen

un 20% de las capturas mundiales de pescado (Pauly & Christensen 1995). Por lo tanto, se hace imprescindible conocer los principales procesos generados por el viento en estas zonas. Para estudiar el viento existe una serie de medidas directas de viento superficial sobre el océano, ya bien sea mediante boyas o barcos, pero estas mediciones suelen ser excesivamente fragmentadas ya que los datos individuales de una pequeña área no tienen por qué ser representativos de un área mayor, de este modo ganan importancia las medidas por satélite. Además hay un grupo importante de bases de datos de viento construidas mediante modelos numéricos como son los de reanálisis, que permiten utilizar datos observados históricos para



extender nuestra base de datos y utilizarlos para estudios climáticos.

El objetivo de este trabajo es estudiar los procesos de afloramiento a lo largo de la costa Oeste de la Península Ibérica, los cuales son un fenómeno frecuente durante los meses de primavera y verano (Wooster et al. 1976; Fraga 1981; Tenore et al. 1984; Blanton et al. 1984; Alvarez-Salgado et al. 1993; Pérez et al. 1995; Gómez-Gesteira et al. 2006). En esta área existe un gran interés comercial principalmente para la pesca y la acuicultura debido a la elevada producción causada por estos eventos de afloramiento. En términos económicos, la pesca representa una fuente de actividad muy importante en los sectores industrial y de servicios, por ello Galicia, se convierte en una comunidad muy dependiente de estos sectores y es crucial disponer de datos de viento precisos que puedan ayudar a analizar procesos tales como el afloramiento.

Para estudiar los eventos de afloramiento se va a utilizar la base de datos CFSR a lo largo de la costa Oeste de la Península Ibérica desde el Cabo Finisterre en Galicia hasta el Cabo San Vicente en el Sur de Portugal, de este modo se obtendrá un mapa de datos de viento tanto en dirección como amplitud. Con estos datos se tendrá una primera aproximación de la forma en que el agua del océano es afectada por estos vientos.

Posteriormente estos datos de viento serán útiles para poder calcular el transporte de Ekman. El transporte de Ekman se calcula integrando verticalmente la espiral de Ekman produciéndose un proceso en que cada capa de agua del océano es arrastrada debido a la viscosidad entre capas. Este movimiento se produce en primer término en la capa superficial donde la acción del viento es clave. Posteriormente, por causa del efecto

Coriolis el movimiento de la superficie del océano se desviará en una dirección diferente dependiendo del hemisferio. La clave principal será, por tanto, conocer la dirección en que el viento afecta al movimiento de las capas superficiales del océano. Una vez se obtienen los mapas de vientos y de transporte de Ekman se estudiará el fenómeno de afloramiento a lo largo de toda la costa.

Diferentes estudios (McClain et al. 1986; Santos et al. 2001; Alvarez et al. 2003; Borges et al. 2003; Torres et al. 2003; Santos et al. 2004; deCastro et al. 2006, 2008) muestran que a lo largo de la costa Oeste de la Península Ibérica los eventos de afloramiento son usuales durante las estaciones de primavera y verano, estaciones en las que el viento predomina con componente Norte a lo largo de toda la costa, provocando un desplazamiento de agua en el sentido opuesto a la costa adentrándose en el océano y provocando que tenga que fluir el agua de capas subsuperficiales para ocupar el lugar de esa agua desplazada surgiendo el evento de afloramiento. Esta agua emergida hacia capas superficiales contiene una serie de características especiales como es una rica diversidad de nutrientes que provoca que estas zonas de afloramiento sean más proclives a albergar mejores condiciones para la evolución de distintas especies.

En este trabajo se estudiará el patrón del afloramiento desde el año 1979 hasta el año 2011 para observar cuales son las estaciones y meses más propicios para que se den estos eventos. Además se comprobará si existe alguna relación entre las distintas estaciones así como la dependencia entre los procesos de afloramiento y la dirección y amplitud del viento y la dirección y amplitud del transporte de Ekman.

## **2. Datos y procedimiento**

Los datos utilizados para las componentes del viento proceden de la base de datos NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) (<http://rda.ucar.edu/pub/cfsr.html>) desarrollado por NOAA National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Los datos para este estudio proceden del NOAA National Operational Model Archive and Distribution System (NOMADS) que es sustentada por NOAA National Climatic Data Center (NCDC), la altura de referencia de los datos de viento se sitúa en 10m.

Los datos de los que se disponen abarcan la totalidad del globo terrestre si bien el trabajo se ha centrado en una zona en particular de la costa Oeste de la Península Ibérica, en concreto entre 37°N y 43°N y desde 354° hasta 348° de longitud. Respecto a la resolución espacial el tamaño de la malla que se puede seleccionar puede ser bien de 0.3° x 0.3° o bien de 0.5° x 0.5°, en este caso se ha utilizado la malla de 0.5° x 0.5°. En cuanto a la resolución temporal se dispone de datos diarios de viento medidos en un período de 6h, por lo que hay 4 datos diarios desde enero de 1979 hasta diciembre de 2011.

Existen datos de viento para cualquier región si bien se va utilizar una máscara para los valores de viento cercanos a tierra y en tierra, de esta forma se evitarán aquellos afectados por tierra.

Para calcular el transporte de Ekman a partir de los datos de viento a 10 m se han utilizado diferentes parámetros: la densidad del aire a 15°C que es  $\rho_a = 1.22 \text{Kg m}^{-3}$ , la densidad del agua  $\rho_w = 1025 \text{Kg m}^{-3}$  y el coeficiente de arrastre  $C_d = 1.4 \times 10^{-3}$ . De esta forma se tiene que  $Q_x$  y  $Q_y$ :

$$Q_x = \frac{\rho_a C_d}{\rho_w f} (W_x^2 + W_y^2)^{\frac{1}{2}} W_y \quad (1.a)$$

$$Q_y = \frac{\rho_a C_d}{\rho_w f} (W_x^2 + W_y^2)^{\frac{1}{2}} W_x \quad (1.b)$$

donde  $W_x$  es la componente zonal del viento y  $W_y$  es la componente meridional del viento, además el parámetro  $f$ , que es el parámetro de Coriolis, viene dado por  $f = 2\Omega \sin(\theta)$  donde  $\Omega$  es la componente vertical de la velocidad angular de la Tierra y  $\theta$  la latitud.

Para calcular el índice de afloramiento (UI), se han utilizado los valores obtenidos para el transporte de Ekman. En este sentido el índice de afloramiento es la componente de transporte de Ekman perpendicular a la línea de costa (Nykjaer & Van Camp 1994), descrita de la siguiente forma matemáticamente:

$$UI = Q_{\perp} = -\sin(\delta) Q_x + \cos(\delta) Q_y \quad (2)$$

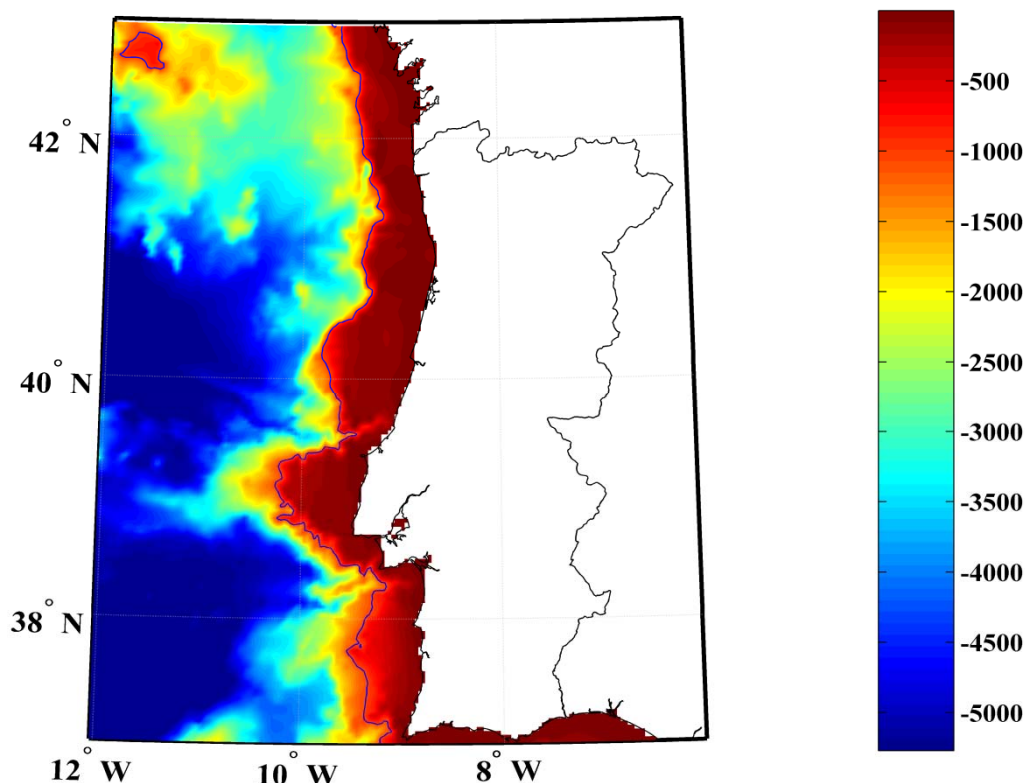
donde  $\delta$  es el ángulo entre la línea de costa y el ecuador (Gómez-Gesteira *et al.* 2006). Es evidente que el ángulo en la costa que está en este estudio no es continuo es decir, no es igual en todas las zonas de costa pero, como la costa oeste de la Península Ibérica tiene una dirección prácticamente Norte-Sur, el ángulo con el ecuador se puede considerar 90°, de esta forma el índice de afloramiento será:

$$UI = Q_{\perp} = -Q_x \quad (3)$$

### 3. Resultados

#### 3.1 Datos de viento

En primer lugar se puede observar en la Figura 1 el área objeto de estudio, con una latitud de entre 37°N y 43°N que abarca desde, aproximadamente, el Cabo San Vicente en Portugal hasta el Cabo Finisterre en España, por otro lado se tiene una longitud entre 348° y 354° que abarca Portugal y el área de Galicia



**Figura 1.** Mapa de la zona bajo estudio, se corresponde con la costa Oeste de la Península Ibérica desde el Cabo Finisterre en Galicia hasta el Cabo San Vicente en el Sur de Portugal.

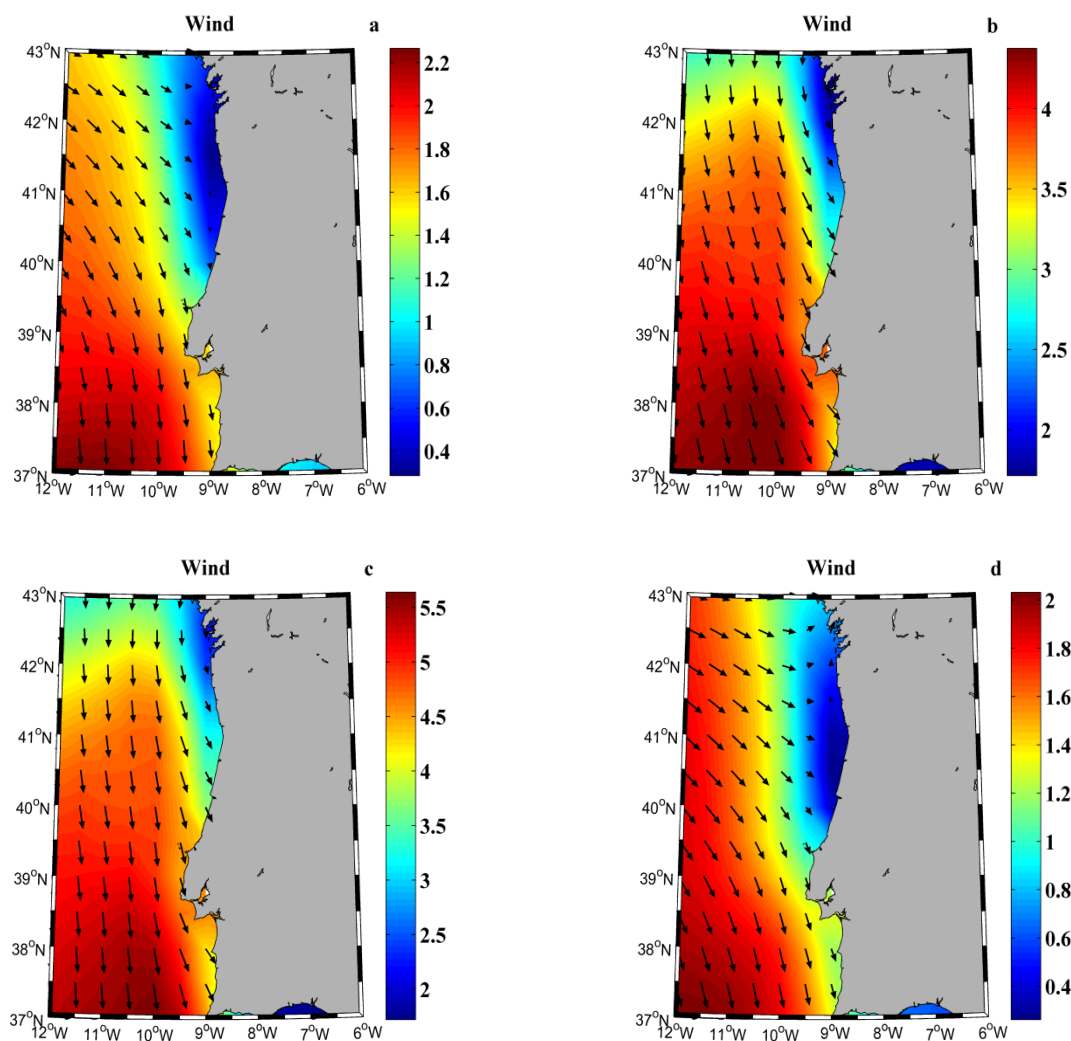
en España hasta una amplia región del Océano Atlántico.

En la Figura 2 se presentan los mapas relativos a los vientos estacionales para el periodo desde el 1 de enero de 1979 hasta el 31 de diciembre de 2011. En cada uno de ellos se observa, los meses de invierno (enero, febrero, marzo) (2a), primavera (abril, mayo, junio) (2b), verano (julio, agosto, septiembre) (2c) y otoño (octubre, noviembre, diciembre) (2d). Se asumirá, en cada estación, meses completos por comodidad a la hora de realizar los cálculos, por ejemplo, para el invierno se empieza el 1 de enero en vez del 21 de diciembre y se acaba el 31 de marzo en vez del 21 de marzo.

En la figura 2a, la correspondiente a los meses de invierno (efm), se puede observar una tendencia a que los vientos provengan con componente Norte. Se puede ver que este comportamiento es más acusado cerca del Cabo San Vicente, a latitudes inferiores. Para las

zonas más al Norte, aunque el comportamiento es menos claro, también se ve esa tendencia pero con vientos procedentes también del Noroeste. En cuanto a la velocidad del viento se ve como las velocidades más altas se alcanzan para latitudes bajas con valores de unos  $2 \text{ m s}^{-1}$ , si bien la media a lo largo del mapa es de unos  $1.5 \text{ m s}^{-1}$  aunque al acercarse a la costa, a latitudes altas, se tienen velocidades de viento mínimas no superiores a  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ .

En la figura 2b, la correspondiente a los meses de primavera (amj), se ve como la tendencia es más clara que en el caso de los meses de invierno a lo largo de todas las latitudes. Los vientos tienen, básicamente, componente Norte aunque débilmente afectados por vientos de Noroeste. En cuanto a la velocidad del viento se observa a lo largo de todo el mapa velocidades próximas a los  $4 \text{ m s}^{-1}$  e, incluso, sensiblemente superiores. Solamente a latitudes altas cercanas a la



**Figura 2.** Mapas de vientos estacionales a lo largo de la costa Oeste de la Península Ibérica desde el año 1979 hasta el año 2011. (a) invierno (enero, febrero, marzo) (b) primavera (abril, mayo, junio) (c) verano (julio, agosto, septiembre) (d) otoño (octubre, noviembre, diciembre).

costa se tienen cambios abruptos de velocidad hasta alcanzar valores mínimos de unos  $2 \text{ m s}^{-1}$ .

En la figura 2c, la correspondiente a los meses de verano (jás), se observa un comportamiento muy parecido al que ocurría en los meses de primavera pero, si cabe, se puede ver como la tendencia de los vientos es a tener, casi totalmente, componente Norte, desde las latitudes más altas a las más bajas aunque al acercarse a la costa los vientos tienden a llegar más desde el Noroeste. En cuanto a la velocidad del viento se observa un caso similar al de la primavera en la figura 2b con vientos superiores a  $4.5 \text{ m s}^{-1}$  a lo largo de todo

el mapa con picos máximos en latitudes al Sur cercanos a los  $6 \text{ m s}^{-1}$ . Nuevamente en latitudes altas se observa como la velocidad del viento es mucho menor no superando valores mínimos de unos  $2.5 \text{ m s}^{-1}$ .

En la figura 2d, la correspondiente a los meses de otoño (ond), se tiene un comportamiento muy similar al ocurrido en el caso de la primera imagen para los meses de invierno con una tendencia de los vientos a tener componente Norte pero claramente afectados, sobre todo a latitudes altas, por vientos de componente Noroeste siendo, cerca de la costa, más acusados y casi de componente Oeste en su totalidad. En

cuanto a la velocidad del viento se tiene un caso similar al de los meses de invierno con picos de máximas velocidades para latitudes más al Sur de  $2 \text{ m s}^{-1}$ , si bien la tendencia es a no superar los  $1.5 \text{ m s}^{-1}$  aunque para zonas próximas a costa el viento tiende a valores próximos a  $0 \text{ m s}^{-1}$ .

De manera general cabe destacar el distinto comportamiento de los vientos dependiendo de la época del año y cómo se pueden establecer algunas relaciones entre las estaciones. Se observa como las estaciones a priori más cálidas, como son la primavera y el verano, tienen unos vientos en los que prima la componente Norte a lo largo de toda la costa de la Península Ibérica mientras que, durante las estaciones más frías como son el otoño y el invierno, la tendencia es que los vientos tengan cierta componente del Noroeste de forma más acusada en latitudes altas que en latitudes bajas cerca del Cabo San Vicente. En cuanto a las velocidades se puede ver que los valores más altos se alcanzan para las estaciones de primavera y verano cuando predomina el viento de componente Norte mientras que las estaciones más frías tienden a tener valores más bajos de velocidad de viento, estos resultados están en consonancia con los resultados obtenidos en otros estudios (Wooster et al. 1976; McClain et al. 1986).

De este modo se establece una pequeña aproximación al fenómeno objeto de estudio, el afloramiento, ya que, según los mapas obtenidos en la Figura 2, las estaciones más propicias para que se de este fenómeno serán las más cálidas ya que los vientos en esas épocas son de componente Norte casi en su totalidad.

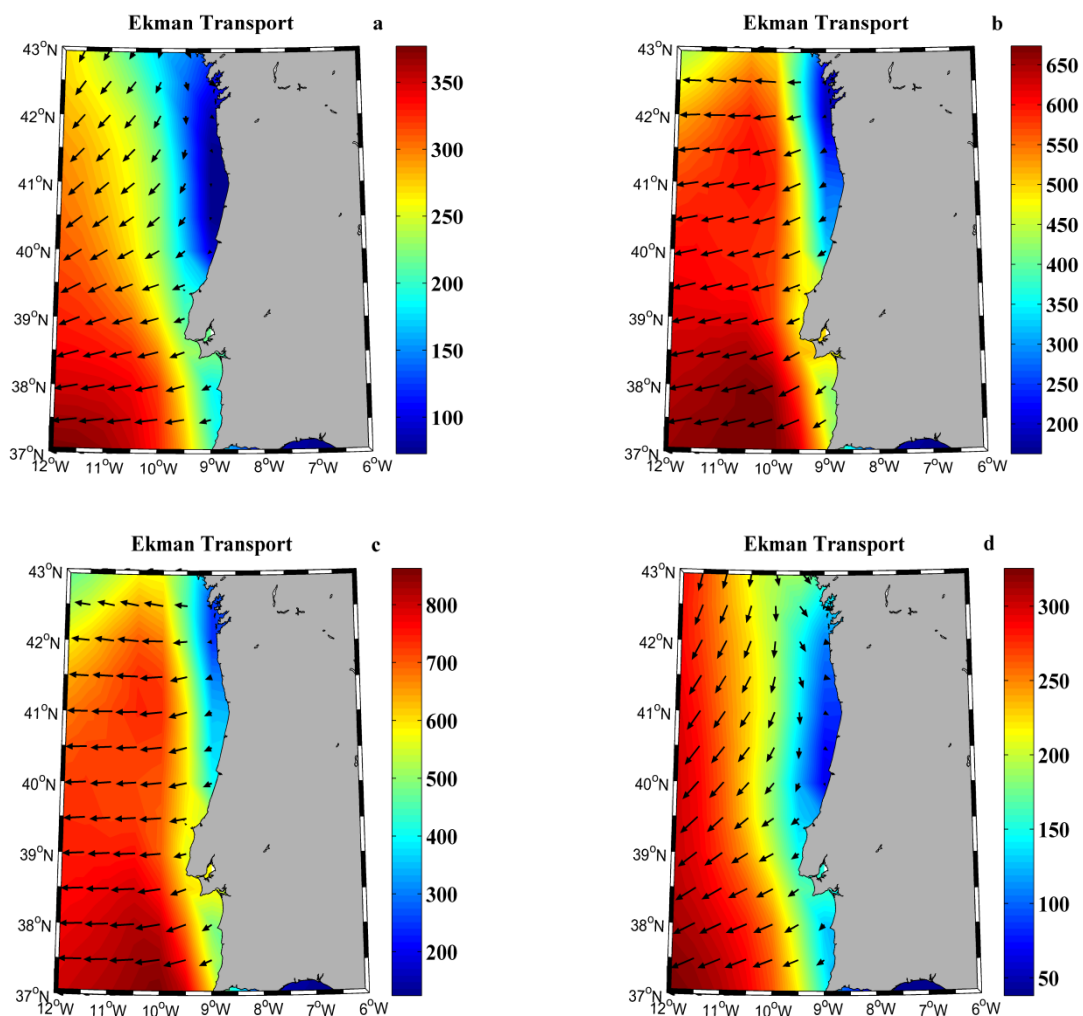
### 3.2 Transporte de Ekman

El transporte de Ekman estacional ha sido calculado utilizando las fórmulas 1.a y 1.b. El área de estudio se centra en la

misma zona que en el caso anterior de los mapas de viento.

En la figura 3a, la correspondiente a los meses de invierno (efm), se puede observar que los valores del transporte de Ekman apenas superan los  $350 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$  para las zonas de menor latitud aunque a lo largo del mapa se tiene que el valor medio está más cerca a los  $250 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ . También se puede ver que a medida que nos aproximamos a costa el valor del transporte de Ekman varía sustancialmente hasta valores mínimos de  $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ , este efecto es más pronunciado para latitudes altas cerca del Cabo Finisterre y deja de ser tan evidente al acercarse al Cabo San Vicente al Sur de Portugal. En cuanto a la dirección del transporte de Ekman se observan diferentes comportamientos a lo largo del mapa, para latitudes altas hay una tendencia a tener dirección Sudoeste mientras que para latitudes más bajas y coincidiendo con las zonas de mayor transporte de Ekman se tiene dirección Oeste lo cual se corresponde a fenómenos de afloramiento.

En la figura 3b, la correspondiente a los meses de primavera (amj), se ve como el patrón es parecido al anterior si bien los valores del transporte de Ekman son considerablemente mayores alcanzando máximos superiores a los  $650 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$  para las latitudes más al Sur. A diferencia del caso anterior, la tendencia a lo largo de todas las latitudes es a mantener valores altos de transporte de Ekman, superiores a  $550 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ , únicamente cerca de la costa en latitudes altas próximas al Cabo Finisterre disminuye abruptamente el transporte de Ekman hasta valores mínimos de unos  $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ . En cuanto a la dirección del transporte de Ekman se observa un comportamiento similar al del caso anterior en la figura 3a pero en este caso predomina a lo largo de todo el mapa la dirección Oeste. Esto es consistente con el hecho de que en los meses cálidos se



**Figura 3.** Mapas de transporte de Ekman ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$ ) estacional a lo largo de la costa Oeste de la Península Ibérica desde el año 1979 hasta el año 2011. (a) invierno (enero, febrero, marzo) (b) primavera (abril, mayo, junio) (c) verano (julio, agosto, septiembre) (d) otoño (octubre, noviembre, diciembre).

favorece el afloramiento ya que esta dirección del transporte de Ekman beneficia los eventos de afloramiento. En la figura 3c, la correspondiente a los meses de verano (jas), se tiene un comportamiento muy similar al que ocurre para los meses de primavera, siendo la diferencia principal que los valores máximos de transporte de Ekman alcanzados son sensiblemente mayores que en los meses de primavera pudiendo llegar a alcanzar unos  $800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$  para zonas próximas al Cabo San Vicente. La media de los valores del transporte de Ekman en toda la región es de aproximadamente  $650\text{-}700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ , siendo la más alta de todas las estaciones. Al acercarse a la costa

gallega se puede observar que, al igual que ocurría en estaciones anteriores, el valor del transporte de Ekman baja abruptamente hasta alcanzar valores mínimos de unos  $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ . En cuanto a la dirección del transporte hay una situación idéntica a la de la estación de primavera con exactamente la misma tendencia a lo largo de todo el mapa favoreciendo, nuevamente, los eventos de afloramiento.

En la figura 3d, la correspondiente a los meses de otoño (ond), se tiene un comportamiento muy parecido al ocurrido en la figura 3a correspondiente a los meses de invierno con valores claramente inferiores de transporte de Ekman que los que se tenían para las

estaciones de verano y primavera. En este caso, se tiene que el transporte de Ekman varía poco a lo largo del mapa manteniéndose en valores entre 200-300  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$  excepto en las proximidades de la costa donde el valor baja hasta mínimos de 100  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$ .

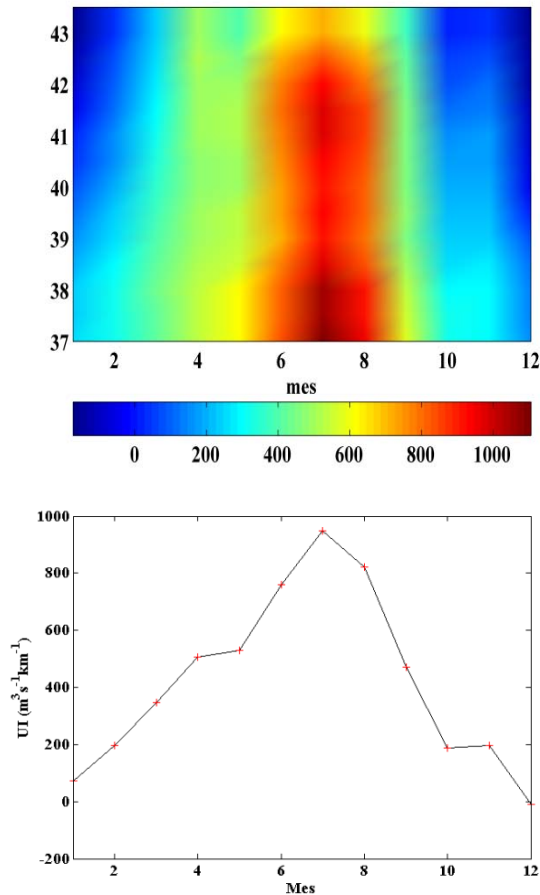
De forma general se puede establecer una relación entre el comportamiento del transporte de Ekman y las estaciones, observando como para las estaciones más cálidas el transporte de Ekman es mucho mayor que para las estaciones frías con valores superiores en 300-350  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$  de media. También se puede ver en todas las figuras como los valores máximos se alcanzan a una cierta distancia de la costa mientras que, cerca de ella los valores disminuyen de forma clara y abrupta hasta alcanzar mínimos varias magnitudes inferiores. En cuanto a la dirección del transporte de Ekman se repite lo ocurrido para los meses de invierno, con una dirección de transporte de Ekman variable entre el Suroeste y el Oeste para latitudes más bajas coincidiendo con las zonas de mayor transporte de Ekman.

De este modo, se puede considerar que las estaciones más propicias para que se de el fenómeno de afloramiento serán aquellas más cálidas, esto es debido a dos motivos: el primero es que los valores del transporte de Ekman han sido más elevados en esas estaciones y, el segundo, es que la dirección que favorece la existencia de afloramiento es cuando el transporte de Ekman tiene dirección Oeste, situación que ocurre de forma más pronunciada precisamente en las estaciones nombradas, este comportamiento ya había sido observado en otros estudios previos (Torres *et al.* 2003; Gómez-Gesteira *et al.* 2006; Alvarez *et al.* 2007).

### 3.3 Afloramiento

La figura 4 muestra la evolución del índice de afloramiento. En la figura 4a se muestra la evolución mensual desde 1979 hasta 2011 es decir, lo que ocurre para cada mes a lo largo de esos años. Se puede observar un diferente comportamiento entre los distintos meses del año. En la estación de invierno que comprende los meses de enero, febrero y marzo se observa como los valores de UI son bastante bajos, sin superar los 400  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$  en su máximo y siendo menor al aumentar la latitud llegando a alcanzar mínimos cercanos a 0  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$ .

Cuando se llega a la primavera, los meses de abril, mayo y junio, se observa un cambio gradual en el índice de afloramiento que aumenta paulatinamente mes a mes desde valores mínimos de unos 600  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$  hasta valores mayores a 800  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$ . Esta tendencia continúa para los meses de verano (julio, agosto y septiembre) donde se llega a valores máximos de UI superiores a 1000  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$  en el mes de julio y disminuyendo poco a poco hasta tener mínimos en septiembre de unos 600  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$  como ocurría para el mes de abril. En el caso de las estaciones de primavera y verano se mantiene la tendencia a que los valores más altos de UI se alcancen para latitudes más bajas. Finalmente para los meses de otoño (octubre, noviembre y diciembre) cambia la tendencia para ser parecida a lo ocurrido en invierno con una disminución del valor de UI desde los 600  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$  de septiembre hasta alcanzar mínimos en diciembre cercanos a 0  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$ . En definitiva se observa que para todo el período el fenómeno de afloramiento es más fuerte en latitudes bajas que en latitudes altas siendo más evidente en la época con mayor afloramiento.



**Figura 4.** (a) Evolución mensual del índice de afloramiento desde enero de 1979 hasta diciembre de 2011. (b) Ciclo anual del índice de afloramiento desde enero de 1979 hasta diciembre de 2011, las unidades de UI están en  $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$ .

En la figura 4b se muestra el ciclo anual del índice de afloramiento promediado meridionalmente a partir de la figura 4a para el período comprendido entre 1979 y 2011. Comparando ambas figuras se puede comprobar como la figura 4b es acorde a lo observado en la 4a, situándose los picos de mayor afloramiento en los meses de verano y los de menor afloramiento en los meses de invierno. Se puede ver como para el mes de enero el valor de UI es bajo con un valor ligeramente inferior a  $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ , desde este momento la tendencia es que aumente UI paulatinamente hasta abril y mayo donde se observa un estancamiento con valores ligeramente superiores a  $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ . En junio comienzan los meses con un mayor

afloramiento, se produce un aumento significativo de UI pasando de unos  $600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$  en mayo, a unos  $800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$  en junio y alcanzando el máximo para julio con valores cercanos a  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ , si bien para agosto se tiene uno de los valores más altos superando los  $800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ , desde este mes la tendencia es a disminuir progresivamente el valor de UI hasta octubre y noviembre donde el valor de UI se estanca en torno a un valor algo inferior a  $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ , si bien en diciembre vuelve a disminuir hasta alcanzar un mínimo de unos  $0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ .

En ambas figuras se confirma lo concluido en las figuras 2 y 3 donde se intuía que las estaciones más propicias para que se produjeran eventos de afloramiento eran la primavera y el verano (Cabanas y Alvarez 2005) ya que se obtenían las condiciones propicias para ello es decir, vientos de componente Norte elevados así como un mayor transporte de Ekman en dirección Oeste. Por otro lado también se confirma que las estaciones más frías (otoño e invierno) son menos propicias a tener eventos de afloramiento como se observa en las figuras con valores mucho menores a los de las estaciones cálidas. Además también se observa una tendencia clara a que el índice de afloramiento sea algo más elevado para latitudes más bajas, en torno al Cabo San Vicente que para latitudes más altas, en torno al Cabo Finisterre. El hecho de que los meses más propicios para los eventos de afloramiento sean aquellos comprendidos entre abril y septiembre coincide con el resultado de estudios previos (McClain et al. 1986; Blanton et al. 1987; Tilstone et al. 1994; Santos et al. 2005).

#### 4. Conclusiones

En este trabajo se ha tratado de abordar el fenómeno de afloramiento para la



costa Oeste de la Península Ibérica, para ello se ha utilizado la base de datos CFSR que nos ha facilitado datos de viento a partir de los cuales se han podido realizar diferentes cálculos relacionados con estos eventos de afloramiento para las distintas estaciones del año. En función de los resultados obtenidos en el trabajo se pueden establecer las siguientes conclusiones:

1. A la vista de los mapas de la figura 2 se puede decir que durante la primavera y el verano se observa un comportamiento similar donde los vientos son casi en su totalidad de componente Norte y con velocidades mayores a lo que sucede en las estaciones más frías (otoño e invierno) donde los vientos tienen componente variable pudiendo proceder del Oeste y con velocidades claramente inferiores.
2. En cuanto al transporte de Ekman también se puede observar diferentes comportamientos en las estaciones más cálidas que en las más frías. En las estaciones cálidas se ve como el transporte de Ekman es sustancialmente mayor y con dirección Oeste, movimiento que favorece los eventos de afloramiento. Mientras tanto, en las estaciones más frías se observa una tendencia más variable en cuanto a la dirección siendo más propensa a irse hacia el Sur y con valores mucho más bajos, de lo que se infiere una menor probabilidad en la aparición de los eventos de afloramiento.

3. El análisis realizado en la figura 4 corrobora que las estaciones cálidas tienen valores más elevados de UI y, por tanto, son las más propensas a tener eventos de afloramiento mientras que las estaciones más frías (otoño e invierno) son menos propensas a tener este tipo de eventos de afloramiento. Se observa claramente que los meses más propicios son los correspondientes a junio, julio y agosto siendo julio el que tiene los mayores valores de UI. Por otro lado los meses menos dados a estos eventos serían enero y diciembre. Además también se corrobora que los eventos de afloramiento son más fuertes para latitudes más bajas, próximas al Cabo San Vicente, que para latitudes más altas, próximas al Cabo Finisterre.

## 5. Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación por parte de la Universidad de Vigo a través del programa “Bolsas de Másteres orientados á investigación”.

## 6. Referencias

- Alvarez, I., M. deCastro, R. Prego, and M. Gómez-Gesteira (2003), Hydrographic characterization of a winter-upwelling event in the Ria of Pontevedra (NW Spain), *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 56, 869-876, doi:10.1016/S0272-7714(02)00309-8
- Alvarez, I., M. Gómez-Gesteira, M. deCastro, and E.M.Novoa (2007), Ekman transport along the Galician Coast (NW, Spain) calculated from QuikSCAT winds, *J. Mar. Syst.*, 72, 101-115, doi:10.1016/j.jmarsys.2007.01.013.

- Alvarez-Salgado, X. A., G. Rosón, F. F. Pérez, and Y. Pazos (1993), Hydrographic variability off the Rias Baixas (NW, Spain) during the upwelling season, *J. Geophys. Res.*, 98, 14,447-14,455, doi:10.1029/93JC00458.
- Blanton, J. O., L. P. Atkinson, F. Castillejo, and A. L. Montero (1984), Coastal upwelling of the Rias Bajas, Galicia, northwest Spain, I; hydrographic studies, *Rapp. P. V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.*, 183, 179-190.
- Blanton, J. O., K. R. Tenore, F. Castillejo, L. P. Atkinson, F. B. Schwing, and A. Lavin (1987), The relationship of upwelling to mussel production in the rias of the western coast of Spain, *J. Mar. Res.*, 45, 497-511.
- Borges, M. F., A. M. P. Santos, N. Crato, H. Mendes, and B. Mota (2003), Sardine Regime shifts off Portugal: A time series analysis of catches and wind conditions, *Sci. Mar.*, 67, 235-244.
- Cabanas, J. M., and I. Alvarez (2005), Ekman transport patterns in the area close to the Galician coast (NW, Spain), *J. Atmos. Oceanogr. Sci.*, 10(4), 325-341, doi:10.1080/17417530601127548.
- deCastro, M., A. W. Dale, M. Gómez-Gesteira, R. Prego, and I. Alvarez (2006), Hydrographic and atmosphere analysis of an autumnal upwelling event in the Ria of Vigo (NW Iberian Peninsula), *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 68, 529-537, doi:10.1016/j.ecss.2006.03.004.
- deCastro, M., M. Gómez-Gesteira, I. Alvarez, J. M. Cabanas, and R. Prego (2008), Characterization of fall-winter upwelling recurrence along the Galician western coast (NW Spain) from 2000 to 2005: Dependence on atmospheric forcing, *J. Mar. Syst.*, 72, 145-158, doi:10.1016/j.jmarsys.2007.04.005.
- Fraga, F. (1981), Upwelling off the Galician Coast, Northwest Spain, in *Coastal Upwelling, Coastal Estuarine Stud.*, vol. 1, edited by F. A. Richards, pp. 176-182, AGU, Washington, D. C.
- Gómez-Gesteira, M., C. Moreira, I. Alvarez, and M. deCastro (2006), Ekman transport along the Galician coast (NW, Spain) calculated from forecasted winds, *J. Geophys. Res.*, 111, C10005, doi:10.1029/2005JC003331.
- McClain, C. R., S. Chao, L. P. Atkinson, J. O. Blanton, and F. Castillejo (1986), Wind-driven upwelling in the vicinity of Cape Finisterre, Spain, *J. Geophys. Res.*, 91, 8470-8486, doi:10.1029/JC091iC07p08470.
- Nykjaer, L., and L. Van Camp (1994), Seasonal and Interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991, *J. Geophys. Res.*, 99, 14,197-14,207, doi:10.1029/94JC00814.
- Pauly D, Christensen V (1995) Primary production required to sustain global fisheries. *Nature* 374:255-257.
- Pérez, F.F., A. F. Ríos, B. A. King, and R. T. Pollard (1995), Decadal changes of the  $\theta$ -S relationship of the Eastern North Atlantic Central Water, *Deep Sea Res., Part 1*, 42, 1849-1864, doi:10.1016/0967-0637(95)00091-7.
- Santos, A. M., M. F. Borges, and S. Groom (2001), Sardine and horse mackerel recruitment and upwelling off Portugal, *ICES J. Mar. Sci.*, 58, 589-596, doi:10.1006/jmsc.2001.1060.
- Santos, A. M. P., A. Peliz, J. Dubert, P. B. Oliveira, M. M. Angelico, and P. Re (2004), Impact of a winter upwelling event on the distribution and transport of sardine (*Sardina pilchardus*) eggs and larvae off western Iberia: A retention mechanism, *Cont. Shelf Res.*, 24,

- 149-165,  
doi:10.1016/j.csr.2003.10.004.
- Santos, A. M., A. S. Kazmin, and A. Peliz (2005), Decadal changes in the Canary upwelling system as revealed by satellite observations: Their impact on productivity, *J. Mar. Res.*, 63, 359-379, doi:10.1357/0022240053693671.
- Tenore, K. R., R. M. Cal, R. B. Hanson, E. López-Jamar, G. Santiago, and J. M. Tietjen (1984), Coastal upwelling off the Rias Bajas, Galicia, Northwest Spain. II Benthic Studies, *Rapp. P. V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.*, 183, 91-100.
- Tilstone, G. H., F. G. Figueras, and F. Fraga (1994), Upwelling-downwelling sequences in the generation of red tides in a coastal upwelling system, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 112, 241-253, doi:10.3354/meps112241.
- Torres, R., and E. D. Barton, P. Miller, and E. Fanjul (2003), Spatial patterns of wind and sea surface temperature in the Galician upwelling region, *J. Geophys. Res.*, 108(C4), 3130, doi:10.1029/2002JC001361.
- Wooster, W. S., A. Bakun, and D. R. McClain (1976), The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the north Atlantic, *J. Mar. Res.*, 34, 131-141.

## Variabilidade espacial e temporal da Chl-*a* na costa noroeste da Península Ibérica.

A. PICADO\*, I. ALVAREZ, N. VAZ e J.M. DIAS

\**ana.picado@ua.pt*  
CESAM, Departamento de Física  
Universidade de Aveiro,  
Campus Universitário de Santiago, Portugal.

### RESUMO

Neste trabalho pretende-se analisar a distribuição espacial e temporal da concentração da clorofila-*a* (Chl-*a*) na costa noroeste da Península Ibérica (PI), entre os anos 1998 e 2007, relacionando-a com a temperatura de superfície do mar (TSM) e com ventos de superfície. Imagens de médias trimestrais da concentração de Chl-*a* mostraram a presença de águas mais produtivas e maior variabilidade sazonal junto à costa. Durante os meses de verão observam-se maiores concentrações de Chl-*a* que, provavelmente, estão associadas aos eventos de afloramento costeiro (ou *upwelling*). Foi também realizada uma análise estatística por EOF (*empirical orthogonal functions*), cujos resultados confirmam as maiores concentrações de Chl-*a* junto à costa (~0.55°). Foram calculadas correlações entre a concentração de Chl-*a* e o índice de afloramento costeiro (IU), e as descargas fluviais dos Rios Minho e Douro. Os resultados revelam que durante os meses de verão o principal responsável pela alta produção primária na costa noroeste da PI é o afloramento costeiro, enquanto no inverno as descargas fluviais também têm um papel muito importante na disponibilização de nutrientes para a superfície do oceano.

*Palavras-chave:* Produção primária, clorofila *a*, upwelling, escoamento fluvial

---

### 1 Introdução

O uso de imagens de deteção remota constitui uma forma eficiente de melhorar o conhecimento sobre as condições ambientais de um ecossistema, sendo utilizadas para caracterizar a produção primária em vastas áreas.

Em ambiente marinho, a produção primária é o resultado do movimento de massas de água juntamente com a disponibilidade de nutrientes e luz. O fitoplâncton é responsável pela conversão de dióxido de carbono em carbono orgânico (produção primária), através da fotossíntese. A biomassa fitoplanctónica e a produção primária

são descritores do primeiro nível trófico da cadeia alimentar marinha. Estimativas quantitativas dessas variáveis através de satélite podem fornecer informações importantes sobre a estrutura e o funcionamento do resto da cadeia alimentar, até as populações de peixes exploradas comercialmente. Uma importante quantidade biogeoquímica monitorizada por satélites é a concentração de clorofila-*a* (Chl-*a*), um pigmento omnipresente em todas as espécies de fitoplâncton e, por esse motivo, utilizada como um índice de biomassa fitoplanctónica. Assim, a concentração de Chl-*a* pode ser utilizada para estimar a biomassa de fitoplâncton em estudos ecológicos.

As regiões de afloramento costeiro são consideradas das mais produtivas em todo o mundo. Com o afloramento de água fria são transportados nutrientes para a zona eufótica, onde a massa e energia são transferidas através das redes tróficas. O *upwelling* (afloramento costeiro) está geralmente associado ao aumento da produção primária em muitas zonas costeiras, criando um interesse comercial extraordinário para a pesca.

De fato, mais de 20% das capturas de peixe ocorrem em áreas de afloramento costeiro, embora estas apenas correspondam a menos de 1% da superfície dos oceanos do mundo (McGregor *et al.*, 2007).

Vários estudos ao longo de diferentes regiões de afloramento costeiro em todo o mundo investigaram a influência do *upwelling* na produção primária e na distribuição da concentração de Chl-*a*.

Exemplos podem ser encontrados em todo o mundo, como no Mar Báltico na zona costeira da Polónia (Krezel *et al.*, 2005), no Mar da Arábia Oriental (Habebrehman *et al.*, 2008), no Mar do Sul da China (Lu *et al.*, 2010), no Golfo da Finlândia (Kuvaldina *et al.*, 2010; Uiboupin *et al.*, 2012) e em Washington e Oregon (Hickey and Banas, 2003).

Estes estudos foram, na sua maioria baseados em imagens de detecção remota da temperatura de superfície do mar (TSM), concentração de Chl-*a* e vento, complementados com medidas *in situ*, de modo a fornecer assim uma base de análise da variabilidade da produção primária nestas regiões.

A produção primária é também reforçada pela entrada de nutrientes através de descargas fluviais. Geralmente, as plumas fluviais são turvas e ricas em nutrientes e mantêm-se à superfície devido à sua flutuabilidade, quebrando-se em lentes de água menos salina, estimulando assim o crescimento do fitoplâncton (Lunven *et al.*, 2005).

Assim, o principal objetivo deste trabalho é avaliar a influência dos principais mecanismos forçadores no estabelecimento da concentração de Chl-*a* na costa noroeste da PI, recorrendo a imagens de satélite e dados *in situ*.

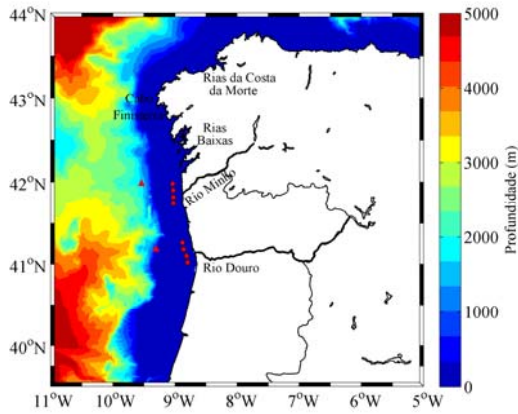
## 2 Área de Estudo

A costa noroeste da PI (Figura 1) é caracterizada por grande atividade hidrológica e biogeoquímica (Bode *et al.*, 2002), sendo o *upwelling* considerado o principal responsável por essa alta produtividade (Huthnance *et al.*, 2002; Tenore *et al.*, 1995).

De fato, nesta região ocorrem eventos persistentes de *upwelling*, de Junho a Setembro (Wooster *et al.*, 1976), promovendo produção primária relacionada com a presença da *Eastern North Atlantic Central Water* (ENACW) junto à costa (Fiuza, 1984).

A época de *upwelling* de verão ocorre quando a alta pressão dos Açores se situa no Atlântico Central Norte e a baixa da Islândia é fraca (Vitorino *et al.*, 2002). O campo de pressão atmosférica resultante induz ventos de norte ao longo da costa oeste da PI, resultando no transporte de águas superficiais para o largo e, conseqüentemente no transporte de água fria e rica em nutrientes do fundo para a superfície.

A costa oeste da PI é influenciada por várias fontes de água doce, sendo a mais importante os Rios Douro e Minho (Figura 1). O seu fluxo origina uma lente de água de salinidade baixa, que se estende ao longo da costa. A entrada de água doce é mais intensa durante o inverno, mas valores de salinidade baixa persistem durante todo o ano como uma pluma flutuante, chamada *Western Iberian Buoyant Plume* (WIBP) (Peliz *et al.*, 2002).



**Fig. 1.** Batimetria da costa noroeste da Península Ibérica. Os pontos vermelhos junto à costa representam a localização onde a concentração de clorofila foi analisada e os triângulos representam a localização onde o transporte de Ekman foi calculado.

A extensão e a profundidade desta pluma são variáveis, sendo muito dependente do regime de ventos. A WIPB estende-se para o largo aquando a ocorrência de ventos favoráveis ao *upwelling*, permanecendo na plataforma interna em condições desfavoráveis ao *upwelling*.

## 2 Metodologia e dados

Numa primeira fase, caracterizaram-se os padrões sazonais de Chl-*a*, TSM e do transporte do Ekman (através do índice de *upwelling* - IU) ao longo da área de estudo.

Os dados de Chl-*a* foram fornecidos pelo *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS), com uma resolução espacial de 9 km. Enquanto os dados de TSM foram obtidos através do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), com uma resolução espacial de 4 km.

Foi considerada, para ambos os parâmetros, uma média temporal de oito dias entre 1998 e 2007.

O transporte de Ekman e o IU foram calculados através de ventos de superfície fornecidos pelo satélite QuikSCAT de 2000 a 2007. O conjunto de dados QuikSCAT consiste numa

grelha (0.25°×0.25°) com as componentes meridional e zonal do vento, medido duas vezes por dia.

O transporte de Ekman foi calculado em termos da velocidade do vento,  $W$ , da densidade da água  $\rho = 1025 \text{ kg m}^{-3}$ , do coeficiente de atrito  $C_d = 1.4 \times 10^{-3}$  e da densidade do ar  $\rho_a = 1.22 \text{ kg m}^{-3}$ , através da equação:

$$Q_x = \frac{\rho_a C_d}{\rho f} (W_x^2 + W_y^2)^{1/2} W_y \quad (1)$$

onde  $f$  é o parâmetro de Coriolis, definido como duas vezes a componente vertical da velocidade angular da Terra,  $\Omega$ , dada por  $f = 2\Omega \sin(\theta)$  à latitude  $\theta$ .

Ao longo da costa oeste da PI a razão de água aflorada por quilómetro de costa (expressa em  $\text{m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ ) pode ser considerada igual a  $-Q_x$  (Gomez-Gesteira *et al.*, 2006; Nykjaer and Vancamp, 1994; Santos *et al.*, 2011). Assim, o IU pode ser considerado igual a  $-Q_x$ . Valores positivos (negativos) de IU significam condições favoráveis (desfavoráveis) ao *upwelling*.

Posteriormente, foi efetuada uma análise estatística por *Empirical Orthogonal Functions* (EOF) com o objetivo de analisar a variabilidade espaço-temporal na região de estudo usando imagens semanais da concentração de Chl-*a*.

Numa primeira fase, a média temporal de cada *pixel* da matriz com os dados de Chl-*a*,  $M(\text{tempo} \times \text{espaço})$ , foi removida. Posteriormente foi calculada a matriz covariância assim como os seus vetores próprios e valores singulares. Estes cálculos foram efetuados através do método de decomposição em valores singulares (SVD).

Este método requer um conjunto de dados sem lacunas. Assim, as imagens, com mais de 30% de lacunas foram rejeitadas. O número original de imagens semanais clorofila era de 460 e, com à correção, apenas 420 foram consideradas. Para as imagens válidas, as lacunas foram substituídas pela

média dos *pixels* adjacentes. A abordagem aqui utilizada foi baseada na metodologia seguida por Navarro and Ruiz (2006), Xu *et al.* (2011) e Shan *et al.* (2013).

De modo a avaliar os principais mecanismos forçadores no estabelecimento da concentração de Chl-*a*, também foram analisadas as descargas dos principais rios (Rios Douro e Minho).

Os dados relativos às descargas do Rio Minho foram disponibilizados pela *Confederación Hidrográfica del Miño-Sil* e os do Rio Douro pelo Instituto Nacional da Água. As duas bases de dados têm uma resolução temporal diária.

Foram também calculados os coeficientes de correlação entre a concentração de Chl-*a*, o IU e as descargas fluviais. As descargas consideradas para o cálculo da correlação são o resultado de uma média dos sete dias anteriores aos dados de Chl-*a*. Esta metodologia foi adotada anteriormente por Alvarez *et al.* (2003). Para a concentração de Chl-*a* foi considerada uma média dos quatro pontos próximo de cada rio (pontos da Figura 1).

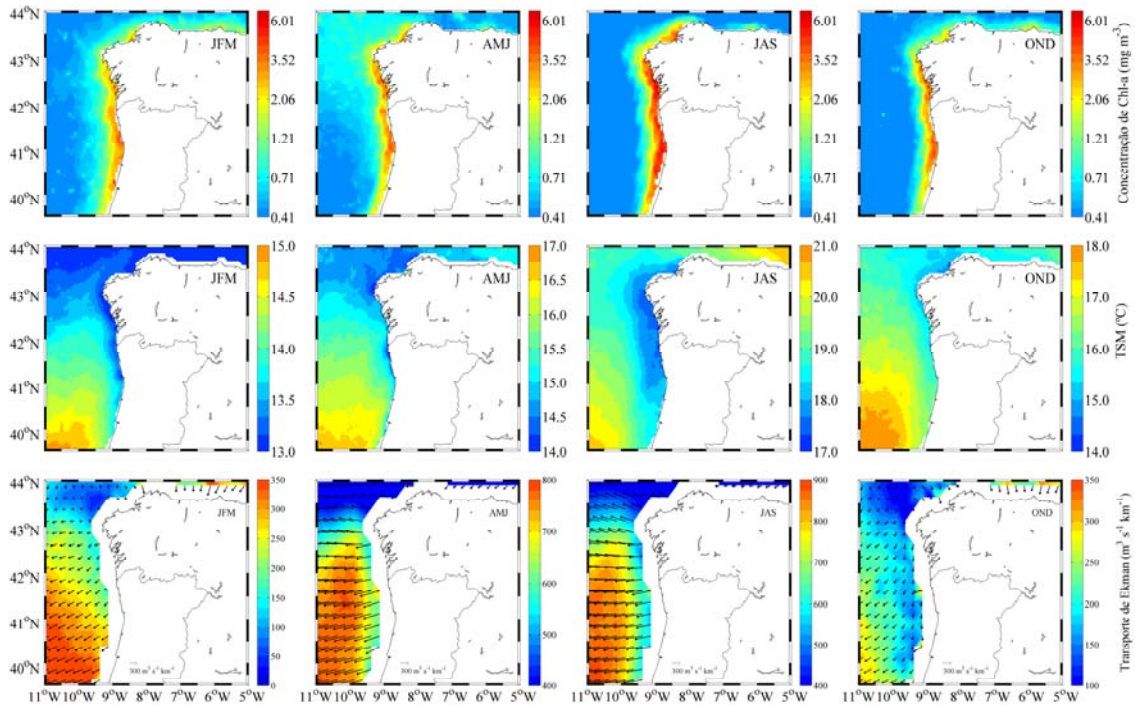
### 3 Resultados

#### 3.1. Distribuições trimestrais

Com o objetivo de compreender a formação de Chl-*a* e sua variabilidade sazonal na camada eufótica, foram analisadas as condições oceânicas e atmosféricas ao longo da costa noroeste de PI para o período de 1998 a 2007. Assim, as distribuições sazonais de Chl-*a*, TSM e do transporte Ekman foram calculadas para a região de estudo e estão representados na Figura 2. Foram consideradas quatro estações: inverno (JFM), primavera (AMJ), verão (JAS) e outono (OND).

A concentração de Chl-*a* apresenta valores mais elevados junto à zona costeira, com os valores máximos a ocorrerem junto às Rias Bajas e na zona sul da área de estudo, junto à costa Portuguesa. Verifica-se também uma grande variabilidade sazonal (Figura 2), sendo observados os valores mais elevados durante os meses de verão (JAS), com valores superiores a 6 mg m<sup>-3</sup>. Esta situação pode estar relacionada com os eventos frequentes de *upwelling* que ocorrem a sul do Cabo de Finisterra (Alvarez *et al.*, 2008; Gomez-Gesteira *et al.*, 2006; Relvas *et al.*, 2007), transportando água rica em nutrientes para as camadas superficiais, durante este período. Os nutrientes são utilizados pelo fitoplâncton juntamente com o CO<sub>2</sub> dissolvido e a energia solar para produzir compostos orgânicos através da fotossíntese, gerando grande produção primária que suporta a grande diversidade biológica nesta região (Huthnance *et al.*, 2002; Santos *et al.*, 2004; Tenore *et al.*, 1995; Torres and Barton, 2006).

A concentração de Chl-*a* é mais fraca nas outras estações do ano (JFM, AMJ e OND), no entanto apresenta valores significativos, variando entre 2 e 4 mg m<sup>-3</sup>. Estas condições podem estar relacionadas com eventos de *upwelling* (Alvarez *et al.*, 2003; Borges *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2004) mas também com o efeito das descargas fluviais que favorecem a entrada de nutrientes para a costa. No entanto, deve ser tido em conta que, no inverno, estão presentes na superfície do mar grandes concentrações de matéria orgânica dissolvida colorida (MODC), associada ao escoamento dos rios, levando a um sinal forte e errado do satélite. Assim, estas grandes concentrações de Chl-*a* observadas nos períodos de grande escoamento fluvial podem não corresponder à realidade.



**Fig. 2.** Distribuições médias trimestrais (JFM, AMJ, JAS e OND) de Chl-*a* ( $\text{mg m}^{-3}$ ), TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e Transporte de Ekman ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-1}$ ) ao longo da costa noroeste da PI.

De acordo com os mapas sazonais de TSM apresentados na Figura 2, é detetada grande variabilidade ao longo do ano.

Entre Janeiro e Março, a temperatura máxima observada na área de estudo foi aproximadamente  $14^{\circ}\text{C}$ , enquanto entre Julho e Setembro foi de aproximadamente  $20^{\circ}\text{C}$ .

Observa-se também um padrão geral de águas superficiais mais frias junto à costa do que ao largo, o que está provavelmente relacionado com os eventos de *upwelling* nos meses de verão e com o efeito conjunto da WIBP, alimentada pelo escoamento dos rios, e por eventos de *upwelling* de inverno, durante os meses de inverno.

O transporte de Ekman sazonal ao longo da costa noroeste da PI (Figura 2), que foi calculado através dos dados de vento do QuikSCAT, também revela variabilidade sazonal, com os valores mais elevados (entre  $500$  e  $800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ ) durante os meses de primavera-verão (AMJ e JAS).

Neste período o transporte de Ekman é direcionado para o largo, o que significa

que existem condições favoráveis à ocorrência de *upwelling*, verificando-se o transporte de água fria e rica em nutrientes para as camadas superficiais. Estes padrões são corroborados pela existência de águas mais frias junto à costa do que ao largo detetadas pelas imagens de satélite de TSM.

Durante os períodos OND e JFM o transporte de Ekman é menos significativo e direcionado para sudoeste, com um máximo de aproximadamente  $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ .

Os padrões de Chl-*a*, TSM e do transporte de Ekman aqui encontrados, estão em concordância com os resultados obtidos por Alvarez *et al.* (2012) num estudo cujo objetivo foi analisar a variabilidade e tendências da concentração de Chl-*a* ao longo da costa Galega.

### 3.2 Análise por EOFs

Neste estudo, foi também realizada uma análise por EOF utilizando imagens semanais de concentração de Chl-*a* do SeaWiFS. É baseada numa análise



estatística que comprime a variabilidade numa série temporal de dados com o objetivo de fornecer uma descrição compacta da variabilidade espaço-temporal em termos de funções ortogonais (Navarro and Ruiz, 2006). Os erros dos valores próprios foram estimados usando a seguinte aproximação (North *et al.*, 1982):

$$\delta\lambda \approx \lambda \left( \frac{2}{n} \right)^{1/2} \quad (1)$$

onde  $\lambda$  é o valor próprio e  $n$  o número de imagens usadas na análise.

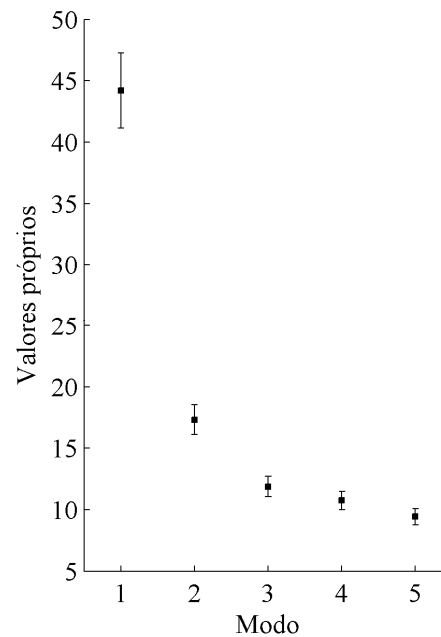
Se não ocorrer nenhuma sobreposição entre os intervalos de confiança de valores próprios sucessivos (i.e.  $\lambda \pm \delta\lambda$ ), então os modos das EOF não são degenerados (Anderson, 1963).

Neste estudo, e de acordo com a teoria anteriormente apresentada, apenas os dois primeiros modos são considerados estatisticamente significativos e, posteriormente considerados para explicar a variabilidade de Chl-*a* ao longo da costa noroeste da PI (Figura 3).

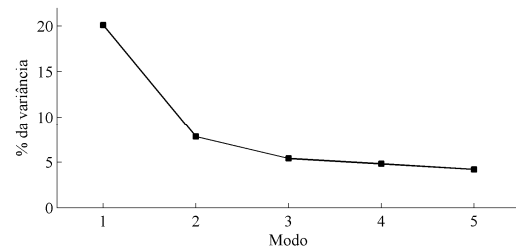
O primeiro modo é responsável por 20.1% da variância total da Chl-*a* e o segundo modo explica 7.8% (Figura 4). Resultados semelhantes foram obtidos por Navarro and Ruiz (2006) para o Golfo de Cadiz e por Brickley and Thomas (2004) para o litoral do golfo do Alaska. No entanto, foram obtidas percentagens mais elevadas ao longo da costa sul de Madagascar (Ho *et al.*, 2004).

Os dois primeiros modos representam a extensão espacial e a importância dinâmica do processo na área de estudo, respetivamente. A intensidade do fenómeno está diretamente relacionado com a amplitude dos coeficientes espaciais, e o modo temporal da EOF indica a sua importância.

Os resultados dos coeficientes espaciais são apresentados na Figura 5.



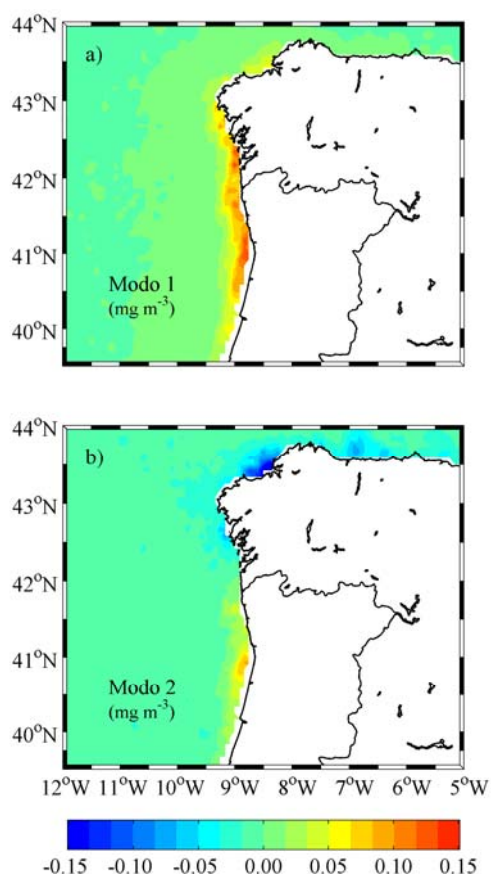
**Fig. 3.** Primeiros 5 valores próprios e respetivos erros derivados da concentração de Chl-*a* do SeaWiFS.



**Fig. 4.** Percentagem da variância total explicada pelos primeiros 5 modos das EOF da concentração Chl-*a*.

Os coeficientes espaciais do modo 1 (Figura 5a) mostram a existência de duas regiões distintas: uma região perto da costa com valores positivos e uma região ao largo com valores em torno de zero, indicando que a dinâmica do primeiro modo está apenas relacionada com a zona costeira.

Os coeficientes espaciais máximos do primeiro modo ocorrem numa franja junto à costa (aproximadamente 0.55° a partir da costa – Figura 5), coincidindo, especialmente, com os valores máximos de concentração de Chl-*a* apresentados na Figura 2. Os valores máximos ocorrem na costa oeste ente 40.5 e 43°N.



**Fig. 5.** Coeficientes espaciais dos primeiros modos das EOF: a) Modo 1, b) Modo 2.

Quando os coeficientes espaciais do modo 1 são combinados com valores positivos de amplitudes temporais (Figuras 5a e 6a), significa que as concentrações de Chl-*a* são superior à climatologia. Contrariamente, valores de amplitude temporal negativa indicam concentrações de Chl-*a* inferiores à climatologia.

Então, de acordo com os resultados, a concentração de Chl-*a* tem um desvio positivo relativamente à média nos meses de verão (JAS), ocorrendo a maior concentração em Agosto de 2006 (superior a  $6 \text{ mg m}^{-3}$  – Figura 6a). No entanto, alguns desvios negativos foram detetados neste período. Em 1998 e 2001, entre Janeiro e Abril, também se observam desvios positivos em relação à média, com a amplitude temporal máxima a ocorrer em Fevereiro de

1998, com uma concentração de Chl-*a* igual a  $\sim 3.5 \text{ mg m}^{-3}$ .

Estes padrões são confirmados pela análise sazonal da concentração de Chl-*a* anteriormente efetuada (Figura 2).

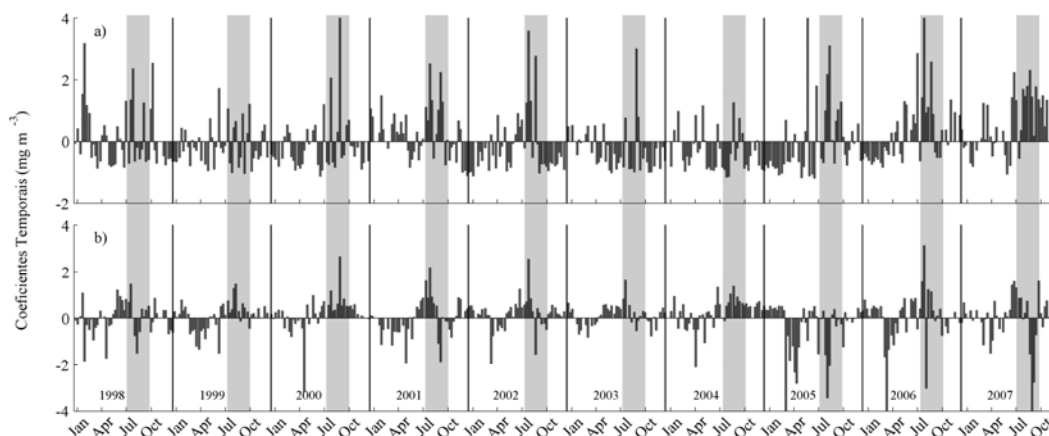
Relativamente ao segundo modo (Figura 5b) são identificados dois padrões opostos: um representado por valores negativos próximos da plataforma adjacente à costa norte e oeste de Espanha e outro pelos valores positivos na costa oeste Portuguesa (Figura 5b). Estes padrões indicam uma resposta dinâmica de fase diferente entre estas duas zonas.

Junto às Rias Bajas e na costa norte, os coeficientes espaciais são baixos, aproximadamente  $-0,05 \text{ mg m}^{-3}$ , enquanto nas Rias da Costa da Morte os coeficientes espaciais são da ordem de  $-0.15 \text{ mg m}^{-3}$ .

Por outro lado, na costa oeste Portuguesa são identificados coeficientes espaciais positivos, sendo o máximo observado a  $\sim 41^\circ\text{N}$ , com um valor de  $0.10 \text{ mg m}^{-3}$ .

Se se analisarem os coeficientes espaciais e temporais do segundo modo em conjunto, é reconhecido que coeficientes temporais positivos (negativos) indicam concentração elevada (baixa) de Chl-*a* na costa oeste de Portugal e baixa (elevada) nas costas norte e oeste de Espanha.

Geralmente, as concentrações mais elevadas ocorrem entre Julho e Setembro, a estação mais favorável à ocorrência de *upwelling* (o maior valor foi observado em 2006,  $\sim 4 \text{ mg m}^{-3}$ ). Também entre Dezembro e Fevereiro se registaram valores elevados de Chl-*a*, no entanto, menos intensos que no verão. Isto sugere que haverá outra fonte de nutrientes para a superfície do mar. De fato, a zona costeira da PI é influenciada por várias fontes de água doce, mais intensas durante o inverno, que transportam nutrientes para a superfície, reforçando a produção primária.



**Fig. 6.** Amplitudes temporais dos primeiros dois modos das EOF para a concentração de Chl-*a*: a) Modo 1 e b) Modo 2.

### 3.3 Descargas Fluviais e Índice de Upwelling

Para compreender as implicações do fenómeno de *upwelling* e das descargas fluviais na formação de Chl-*a* na costa da PI, calcularam-se médias mensais dos rios Minho e Douro e o IU (Figure 7) para o período entre 1998 e 2007.

As descargas fluviais dos dois principais rios que desaguam na costa oeste portuguesa são os Rios Minho e Douro.

As descargas fluviais mostram um padrão típico, com valores mais elevados durante o inverno e mais baixos durante o verão, sendo o Rio Douro a fonte de água doce mais importante para o oceano. Durante condições de típicas de inverno (desfavoráveis à ocorrência de *upwelling*), as águas da pluma ficam confinadas à plataforma interna (Peliz *et al.*, 2002).

As descargas do Rio Douro variam entre  $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  em Agosto e  $1100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  em Janeiro, enquanto o Rio Minho varia entre  $100$  to  $600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

Analisando o IU, verifica-se que fortes condições favoráveis à ocorrência de *upwelling* observam-se entre os meses

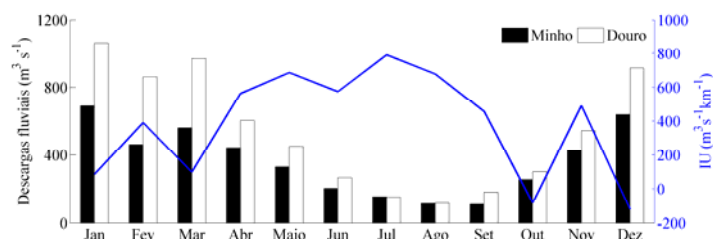
de Abril de Setembro, com valores de IU a variar entre  $400$  a  $900 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ .

Nos meses de Fevereiro e Novembro também foram encontradas condições favoráveis à ocorrência de *upwelling*, no entanto com menos intensidade. De facto, para estes meses o IU é aproximadamente  $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ . Apesar do IU durante estes meses ser menor que no verão, os valores não são negligíveis.

Na verdade, durante o inverno podem ocorrer eventos de *upwelling* que transportam nutrientes para a superfície do oceano (deCastro *et al.*, 2008; Varela *et al.*, 2010), gerando um aumento da concentração da Chl-*a*.

Para os restantes meses encontram-se valores negativos, que significam condições desfavoráveis ao *upwelling*. Por exemplo, em Dezembro o IU é cerca de  $-200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-1}$ .

Desta forma, os resultados sugerem que, o mecanismo forçador mais importante no verão é o fenómeno de *upwelling* e no inverno, para além deste fenómeno, o escoamento dos rios também tem um papel muito importante na disponibilização de nutrientes para a superfície do oceano.



**Fig. 7.** Médias mensais das descargas fluviais ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ) entre 1998 to 2007 (barras) e do IU ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-1}$ ) entre 2000 a 2007 ao longo da costa oeste da PI.

### 3.3 Correlações

Com o objetivo de quantificar a importância dos mecanismos forçadores de Chl-*a*, calcularam-se os coeficientes de correlação entre a concentração de Chl-*a*, as descargas dos rios e o IU.

Estes resultados estão apresentados na Tabela 1. Com base nos resultados anteriores, os coeficientes de correlação foram calculados para duas estações: verão (de Junho a Setembro) e inverno (de Novembro a Fevereiro). Todas as correlações calculadas têm um nível de significância superior a 95%. De acordo com os resultados, a concentração de Chl-*a* e o IU estão positivamente correlacionados, para ambos os locais analisados, entre Junho e Setembro. Para os pontos localizados perto do Rio Douro o coeficiente de correlação é aproximadamente 0.54, enquanto perto do rio Minho é 0.43. Durante este período, as correlações entre a concentração de Chl-*a* e as descargas fluviais são negativas, com valores de -0,30 e -0,22 para o Minho e Douro, respetivamente.

Entre os meses de Novembro a Fevereiro, a concentração de Chl-*a* está positivamente correlacionada com o IU e com as descargas fluviais, embora tenham sido encontrados os maiores

valores para o último caso. As correlações entre Chl-*a* e descargas variam entre 0,61 no rio Douro e 0,75 no Minho, enquanto com o IU a correlação é de aproximadamente 0,30 para ambos os locais (Tabela 1).

Assim, os resultados das correlações sugerem que a elevada concentração de Chl-*a* nos meses de verão está principalmente relacionada com a água fria e rica em nutrientes, transportada para zonas superficiais através do fenómeno do *upwelling*, e no inverno com o escoamento fluvial, que permite o transporte de nutrientes para a superfície do oceano.

### 4 Conclusão

O principal objetivo deste trabalho é a caracterização da variabilidade espacial e temporal da produção primária na costa noroeste da PI, avaliando a influência dos principais mecanismos forçadores de Chl-*a*.

Em geral, a concentração da Chl-*a* é mais elevada nas zonas costeiras e durante os meses de verão. Este resultado, associado à presença de uma língua de água fria junto à costa e ao transporte de Ekman em direção a oeste, sugerem que a elevada produtividade

**Tabela 1:** Coeficientes de correlação entre a concentração de Chl-*a*, IU e descargas fluviais.

	<i>Chl-a vs. IU</i>		<i>Chl-a vs. descargas</i>	
	Junho-Setembro	Novembro-Fevereiro	Junho-Setembro	Novembro-Fevereiro
Minho	0.43	0.32	-0.30	0.75
Douro	0.54	0.29	-0.22	0.61

que ocorre no verão é devida ao fenómeno de *upwelling*. Por outro lado, grandes concentrações de Chl-*a* também detetadas no inverno, embora menos intensas. Estas condições podem estar relacionadas com o efeito conjunto de eventos de *upwelling* de inverno e com as descargas fluviais, favorecendo a entrada de nutrientes para a costa, assim como a mistura/estratificação sazonal, que permite o transporte de nutrientes para a superfície do mar no inverno. No entanto, as plumas fluviais podem também provocar estratificação superficial, o que poderá ser um fator limitante à biomassa fitoplantónica, devido à sua consequência na disponibilidade de luz.

Deve também ser tido em conta que, no inverno, estão presentes na superfície do mar grandes concentrações de matéria orgânica dissolvida colorida, associada ao escoamento dos rios, levando a um sinal forte e errado do satélite.

Foi também efetuada uma análise estatística através de EOF. Os resultados desta análise confirmam que as concentrações elevadas de Chl-*a* ocorrem junto à costa ( $\sim 0.55^\circ$ ).

Em geral, a concentração de Chl-*a* tem um desvio positivo em relação à média nos meses de verão para todos os anos analisados.

Da análise de correlações efetuada, verificou-se que existe uma forte e positiva correlação entre a concentração de Chl-*a* e o escoamento dos rios Minho e Douro durante o período de inverno e com o IU no verão.

Assim, os resultados obtidos através do cálculo das correlações sugerem que a elevada concentração de Chl-*a* nos meses de verão está principalmente relacionada com o fenómeno de *upwelling*, e nos meses de inverno com o escoamento fluvial.

#### Agradecimentos

O primeiro autor deste trabalho tem sido apoiado pela Fundação para a

Ciência e Tecnologia através de uma bolsa de Doutoramento (SFRH/BD/79920/2011). O segundo através do programa Ramon y Cajal. O terceiro autor é suportado pelo programa Ciência 2008.

#### Referências

- Alvarez, I., deCastro, M., Prego, R. and Gomez-Gesteira, M., 2003. Hydrographic characterization of a winter-upwelling event in the Ria of Pontevedra (NW Spain). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 56, 869-876.
- Alvarez, I., Gomez-Gesteira, M., deCastro, M. and Novoa, E.M., 2008. Ekman transport along the Galician Coast (NW, Spain) calculated from QuikSCAT winds. *J. Mar. Syst.*, 72, 101-115.
- Alvarez, I., Lorenzo, M.N. and deCastro, M., 2012. Analysis of chlorophyll *a* concentration along the Galician coast: seasonal variability and trends.
- Anderson, T.W., 1963. Asymptotic Theory for Principal Component Analysis. *Ann. Math. Stat.*, 34, 122-148.
- Bode, A., Varela, M., Casas, B. and Gonzalez, N., 2002. Intrusions of eastern North Atlantic central waters and phytoplankton in the north and northwestern Iberian shelf during spring. *J. Mar. Syst.*, 36, 197-218.
- Borges, M.F., Santos, A.M.P., Crato, N., Mendes, H. and Mota, B., 2003. Sardine regime shifts off Portugal: a time series analysis of catches and wind conditions. *Sci. Mar.*, 67, 235-244.
- Brickley, P.J. and Thomas, A.C., 2004. Satellite-measured seasonal and inter-annual chlorophyll variability in the Northeast Pacific and Coastal Gulf of Alaska. *Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr.*, 51, 229-245.

- deCastro, M., Gomez-Gesteira, M., Alvarez, I., Lorenzo, M., Cabanas, J.M., Prego, R. and Crespo, A.J.C., 2008. Characterization of fall-winter upwelling recurrence along the Galician western coast (NW Spain) from 2000 to 2005: Dependence on atmospheric forcing. *J. Mar. Syst.*, 72, 145-158.
- Fiuza, A.F.G., 1984. *Hidrologia e dinâmica das águas costeiras de Portugal*: Universidade de Lisboa, Ph.D. thesis, 294p.
- Gomez-Gesteira, M., Moreira, C., Alvarez, I. and deCastro, M., 2006. Ekman transport along the Galician coast (northwest Spain) calculated from forecasted winds. *J. Geophys. Res.*, 111, C10005.
- Habeebrehman, H., Prabhakaran, M.P., Jacob, J., Sabu, P., Jayalakshmi, K.J., Achuthankutty, C.T. and Revichandran, C., 2008. Variability in biological responses influenced by upwelling events in the Eastern Arabian Sea. *J. Mar. Syst.*, 74, 545-560.
- Hickey, B.M. and Banas, N.S., 2003. Oceanography of the US Pacific Northwest Coastal Ocean and estuaries with application to coastal ecology. *Estuaries*, 26, 1010-1031.
- Ho, C.R., Zheng, Q.N. and Kuo, N.J., 2004. SeaWiFs observations of upwelling south of Madagascar: long-term variability and interaction with East Madagascar Current. *Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr.*, 51, 59-67.
- Huthnance, J.M., Van Aken, H.M., White, M., Barton, E.D., Le Cann, B., Coelho, E.F., Fanjul, E.A., Miller, P. and Vitorino, J., 2002. Ocean margin exchange - water flux estimates. *J. Mar. Syst.*, 32, 107-137.
- Krezel, A., Szymank, L., Kozłowski, L. and Szymelfenig, M., 2005. Influence of coastal upwelling on chlorophyll a concentration in the surface water along the Polish coast of the Baltic Sea. *Oceanologia*, 47, 433-452.
- Kuvaldina, N., Lips, I., Lips, U. and Liblik, T., 2010. The influence of a coastal upwelling event on chlorophyll a and nutrient dynamics in the surface layer of the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Hydrobiologia*, 639, 221-230.
- Lu, Z., Gan, J.P., Dai, M. and Cheug, A.Y.Y., 2010. The influence of coastal upwelling and a river plume on the subsurface chlorophyll maximum over the shelf of the northeastern South of China Sea. *J. Mar. Syst.*, 82, 35-46.
- Lunven, M., Guillaud, J.F., Youenou, A., Crassous, M.P., Berric, R., Le Gall, E., Kerouel, R., Labry, C. and Aminot, A., 2005. Nutrient and phytoplankton distribution in the Loire River plume (Bay of Biscay, France) resolved by a new Fine Scale Sampler. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 65, 94-108.
- McGregor, H.V., Dima, M., Fischer, H.W. and Mulitza, S., 2007. Rapid 20th-century increase in coastal upwelling off northwest Africa. *Science*, 315, 637-639.
- Navarro, G. and Ruiz, J., 2006. Spatial and temporal variability of phytoplankton in the Gulf of Cadiz through remote sensing images. *Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr.*, 53, 1241-1260.
- North, G.R., Bell, T.L., Cahalan, R.F. and Moeng, F.J., 1982. Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions. *Mon. Weather Rev.*, 110, 699-706.
- Nykjaer, L. and Vancamp, L., 1994. Seasonal and Interannual Variability of Coastal Upwelling Along Northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *J. Geophys. Res.*, 99, 14197-14207.
- Peliz, A., Rosa, T.L., Santos, A.M.P. and Pissarra, J.L., 2002. Fronts, jets, and counter-flows in the Western

- Iberian upwelling system. *J. Mar. Syst.*, 35, 61-77.
- Relvas, P., Barton, E.D., Dubert, J., Oliveira, P.B., Peliz, A., da Silva, J.C.B. and Santos, A.M.P., 2007. Physical oceanography of the western Iberia ecosystem: Latest views and challenges. *Prog. Oceanogr.*, 74, 149-173.
- Santos, A.M.P., Peliz, A., Dubert, J., Oliveira, P.B., Angelico, M.M. and Re, P., 2004. Impact of a winter upwelling event on the distribution and transport of sardine (*Sardina pilchardus*) eggs and larvae off western Iberia: a retention mechanism. *Cont. Shelf Res.*, 24, 149-165.
- Santos, F., Gomez-Gesteira, M. and deCastro, M., 2011. Coastal and Oceanic SST variability along the western Iberian Peninsula. *Cont. Shelf Res.*, 31, 2012-2017.
- Shan, G., Hui, W., Guimei, L. and Hai, L.F., 2013. Spatio-temporal variability of chlorophyll a and its responses to sea surface temperature, winds and height anomaly in the western South of China Sea. *Acta Oceanol. Sin.*, 32(1), 48-58.
- Tenore, K.R., Alonso-Noval, M., Alvarez-Ossorio, M., Atkinson, L.P., Cabanas, J.M., Cal, R.M., Campos, H.J., Castillejo, F., Chesney, E.J., Gonzalez, N., Hanson, R.B., McClain, C.R., Miranda, A., Roman, M.R., Sanchez, J., Santiago, G., Valdes, L., Varela, M. and Yoder, J., 1995. Fisheries and oceanography off Galicia, NW Spain: Mesoscale spatial and temporal changes in physical processes and resultant patterns of biological productivity. *J. Geophys. Res.*, 100, 10943-10966.
- Torres, R. and Barton, E., 2006. Onset and development of the Iberian poleward flow along the Galician coast. *Cont. Shelf Res.*, 26, 1134-1153.
- Uiboupin, R., Laanemets, J., Sipelgas, L., Raag, L., Lips, I. and Buhhalko, N., 2012. Monitoring the effect of upwelling on the chlorophyll a distribution in the Gulf of Finland (Baltic Sea) using remote sensing and in situ data. *Oceanologia*, 54, 395-419.
- Varela, M., Alvarez-Ossorio, M.T., Bode, A., Prego, R., Bernardez, P. and Garcia-Soto, C., 2010. The effects of a winter upwelling on biogeochemical and planktonic components in an area close to the Galician Upwelling Core: The Sound of Corcubion (NW Spain). *J. Sea Res.*, 64, 260-272.
- Vitorino, J., Oliveira, A., Jouanneau, J.M. and Drago, T., 2002. Winter dynamics on the northern Portuguese shelf. Part 1: physical processes. *Prog Oceanogr*, 52, 129-153.
- Wooster, W.S., Bakun, A. and McClain, D.R., 1976. The Seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 34, 131-141.
- Xu, Y., Chant, R., Gong, D.L., Castelao, R., Glenn, S. and Schofield, O., 2011. Seasonal variability of chlorophyll a in the Mid-Atlantic Bight. *Cont. Shelf Res.*, 31, 1640-1650.

## Transporte de humedad en el Ártico y su influencia en la extensión del hielo marino.

M. VÁZQUEZ, R. NIETO, A. DRUMOND

*martavazquez@uvigo.es*

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

### RESUMEN

La extensión del hielo ártico ha sufrido una disminución considerable en los últimos años, registrándose dos mínimos en los años 2007 y 2012. El aumento en los aportes de humedad en esta región es uno de los motivos de este debilitamiento y disminución en la superficie de hielo. En este trabajo analizamos, mediante la herramienta de diagnóstico lagrangina FLEXPART, como han podido afectar las modificaciones en los aportes de humedad a los dos mínimos registrados en la extensión de hielo. Así, las modificaciones se traducen de manera distinta en cada año; mientras para el año 2007 parece ser un aumento en la descarga de los ríos de Eurasia, en el año 2012 el hecho fundamental que parece afectar la cubierta de hielo es el paso de un importante ciclón durante el mes de agosto.

*Palabras Clave:* Sistema Ártico; mínimo de extensión de hielo; transportes de humedad

---

### 1. Introducción

En los últimos años la extensión y espesor del hielo Ártico ha sufrido una reducción dramática. Los registros muestran una disminución de la extensión del hielo en esta zona desde 1979 hasta el presente (Kapsch *et al.*, 2013). Este hecho presenta una gran importancia en las discusiones sobre el cambio climático, ya que además de ser un indicador de éste, los cambios en la cubierta de hielo pueden producir impactos importantes en otros componentes del sistema climático (Parkinson and Comiso, 2013). El mayor decrecimiento en la extensión de hielo se ha observado para los meses de septiembre. Este decrecimiento se ha asociado a diferentes factores como pueden ser cambios en la temperatura del aire en superficie, desplazamiento del hielo debido a la acción del viento,

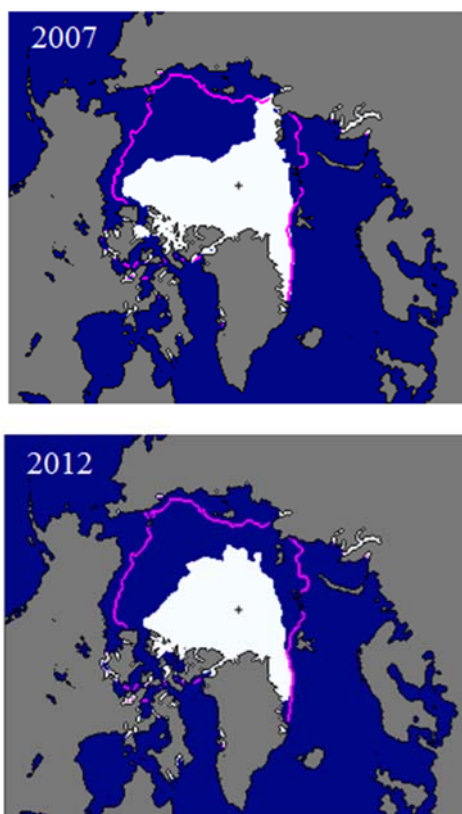
cambios en las características de los ciclones que atraviesan esa área, o incluso variaciones en la precipitación (Simmond and Keay, 2009; Parkinson and Comiso, 2013).

Dentro de estos últimos años, dos destacan por presentar una extensión especialmente reducida en el hielo marino, el año 2007 y el 2012. En la Figura 1 se muestra esta extensión comparada con la extensión promedio desde 1979 hasta el 2000. A pesar de que los motivos de este descenso en el hielo no estén del todo claros, numerosos estudios como los realizados por Parkinson y Comiso (2013) o por Zhang *et al.* (2012) han tratado de abordar este tema en detalle.

En el caso de lo ocurrido en el año 2012, todo parece indicar que existe una importante relación entre el mínimo en la extensión de hielo y un ciclón de gran



intensidad que atravesó el Ártico en agosto de ese mismo año. Esta tormenta tuvo su origen en Siberia, moviéndose posteriormente hacia el Ártico (Simmond and Rudeva, 2012). Se considera a esta tormenta como la responsable del desprendimiento de una masa de  $0.4 \times 10^6 \text{ km}^2$  lo cual resulta de gran interés si consideramos que la diferencia en el área de hielo entre 2007 y 2012 es de  $0.7 \times 10^6 \text{ km}^2$  (Parkinson and Comiso, 2013).



*Fig. 1. Extensión de hielo marino para el mes de septiembre en los años 2007 y 2012. La línea rosa representa el promedio para el periodo 1979-2000.*

En el caso del 2007, algunos autores relacionan este descenso con un mayor transporte de humedad hacia el norte de Eurasia y el consiguiente aumento del caudal de los ríos de esta zona que desembocan en el océano Ártico (Zhang et al., 2012).

La importancia de los aportes de humedad en la extensión del hielo marino es evidente. La precipitación

afectará directamente debilitando el hielo pero además las nubes y la humedad atrapan la radiación de onda larga, provocando un aumento del efecto invernadero a nivel local, Kapsch et al. (2013) han observado un transporte de humedad aumentado durante la primavera hacia las regiones donde se observa la retirada de hielo.

En este trabajo trataremos de analizar la humedad que llega al Ártico e interpretar como variaciones en ese aporte pueden afectar a la extensión del hielo marino. Centraremos el estudio en los años 2007 y 2012 en concreto, ya que resultan de especial interés al registrar sendos mínimos.

## 2. Datos y procedimiento

En este trabajo se ha empleado el modelo Lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART para localizar las fuentes y sumideros de humedad de la región del Ártico. Este modelo, desarrollado por Stohl et al. (1998) y adaptado para diagnosticar el flujo de agua dulce en superficie (Stohl and James, 2004, 2005), utiliza datos con resolución de  $1^\circ \times 1^\circ$  del European Center for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) para seguir la humedad atmosférica a lo largo de sus trayectorias.

La atmósfera se divide en un gran número de partículas (no necesariamente representadas por partículas reales sino por parcelas de aire infinitesimalmente pequeñas) que se distribuyen homogéneamente en la atmósfera. Estas partículas son advectadas por el modelo utilizando los datos de viento del ECMWF, manteniéndose su masa constante. A partir de los datos del ECMWF se sigue la posición y humedad específica  $q$  de cada partícula. Estos valores se registran cada 6 horas.

A través de los cambios de  $q$  con el tiempo se pueden registrar aumentos y disminuciones de la humedad en la

partícula a lo largo de su trayectoria a través de la ecuación

$$e - p = m \frac{dq}{dt}$$

donde  $m$  es la masa de la partícula, y  $e$  y  $p$  representan el aumento y disminución de humedad en la partícula respectivamente. Para diagnosticar el flujo de agua dulce en superficie para un área determinada  $A$  se suman  $e - p$  para todas las partículas en la columna atmosférica sobre dicha área. Así, obtenemos  $E - P$ , donde  $E$  representa la evaporación y  $P$  la precipitación.

A partir de este método se calcula  $E - P$ , no  $E$  o  $P$  individualmente. Sin embargo, asumiendo que  $E$  y  $P$  no pueden coexistir en la misma localización al mismo tiempo, se pueden diagnosticar la tasa instantánea de evaporación  $E_i = E - P$  cuando  $E - P > 0$  y la tasa instantánea de precipitación  $P_i = P - E$  cuando  $E - P < 0$ . Sumando  $E_i$  y  $P_i$  sobre un periodo de tiempo largo podemos estimar  $\bar{E}$  y  $\bar{P}$  donde la barra indica promedio temporal (Stohl and James, 2004).

Este método también se puede desarrollar hacia atrás en el tiempo, que será lo que se empleará en este trabajo. Lo que se hace es escoger aquellas partículas que llegan a la zona objetivo en el instante de tiempo determinado para ver donde han ganado o perdido humedad. Los valores de  $E - P$  pueden calcularse para un momento concreto hacia atrás en el tiempo o pueden integrarse sobre un cierto periodo hacia atrás.

### 2.1. Región ártica

La región objeto de estudio en este trabajo será el sistema Ártico. Éste ha sido definido por Robert *et al.* (2010) como la geosfera y la biosfera situada al norte de la media decadal de la isoterma de la superficie del mar de 10°C, el

contorno del aire superficial a 0°C que rodea el Polo Norte, y el límite sur de los terrenos que desaguan en el Alto Ártico. Aparece representado en la Figura 2.

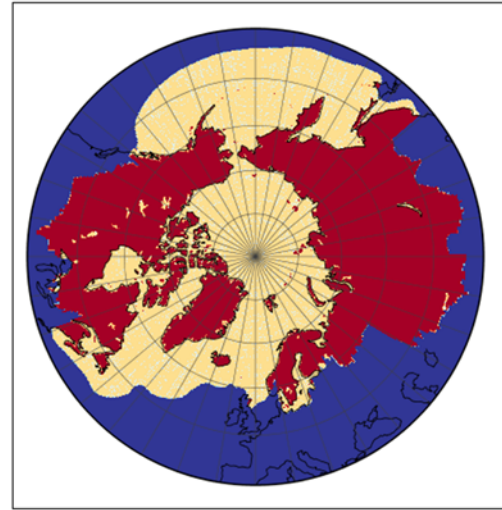


Fig. 2. El sistema Ártico. Superficie continental (rojo) y oceánica (amarillo) pertenecientes al sistema Ártico definido por Robert *et al.* (2010)

Sobre esta región se consideran las partículas que llegan en un mes en concreto y se sigue su trayectoria hacia atrás en el tiempo. En total se han considerado 1.997.651 partículas y seguido su trayectoria con un tiempo de transporte limitado a 10 días, ya que éste es el tiempo promedio que el vapor de agua reside en la atmósfera (Numaguti, 1999). Los mapas que se presentan corresponderán al valor de  $E - P$  promediado mensual, anual o estacionalmente.

Para realizar la climatología de las fuentes y sumideros de humedad del Ártico se ha tomado un periodo de 10 años desde 1997 a 2006, en el cual no se incluye ningún extremo de deshielo. Además se han analizado los años 2007 y 2012 de modo individualizado al resultar de interés debido a que en estos dos años se registra la extensión de hielo mínima desde 1979.

## 3. Resultados

### 3.1. Climatología

En la Figura 3a se muestra los valores de  $E - P$  correspondientes al sistema Ártico promediado anualmente para el periodo de 10 años comprendidos entre 1997 y 2006. El análisis de E-P en esta figura permite analizar las fuentes y sumideros de humedad para este sistema. En aquellas zonas dónde se presentan valores  $E - P > 0$  (tonos rojizos) la evaporación domina a la precipitación, por lo tanto, representará aquellos lugares donde las partículas que llegan al sistema ártico han ganado humedad. Se trata, por lo tanto, de las fuentes de humedad. Por el contrario los sumideros estarán representados por aquellas zonas con valores de  $E - P < 0$  (tonos azules). Aquí la precipitación domina sobre la evaporación y serán zonas donde las partículas que llegan al sistema pierden humedad.

Teniendo esto en cuenta y analizando la Figura 3a, el océano Ártico se presenta como un claro sumidero de humedad. Esta humedad que precipita sobre el océano proviene principalmente de los océanos Pacífico y Atlántico, en concreto de las fronteras oeste, del mar mediterráneo, y existiendo también aportes continentales de humedad menos importantes procedentes de Norteamérica y de Asia.

El hecho de que el océano Ártico sea un sumidero de precipitación hace que este sistema sea susceptible a posibles cambios en los aportes de humedad. Nos interesa analizar cómo la variación en el aporte de humedad al sistema Ártico afecta a la extensión y volumen de hielo.

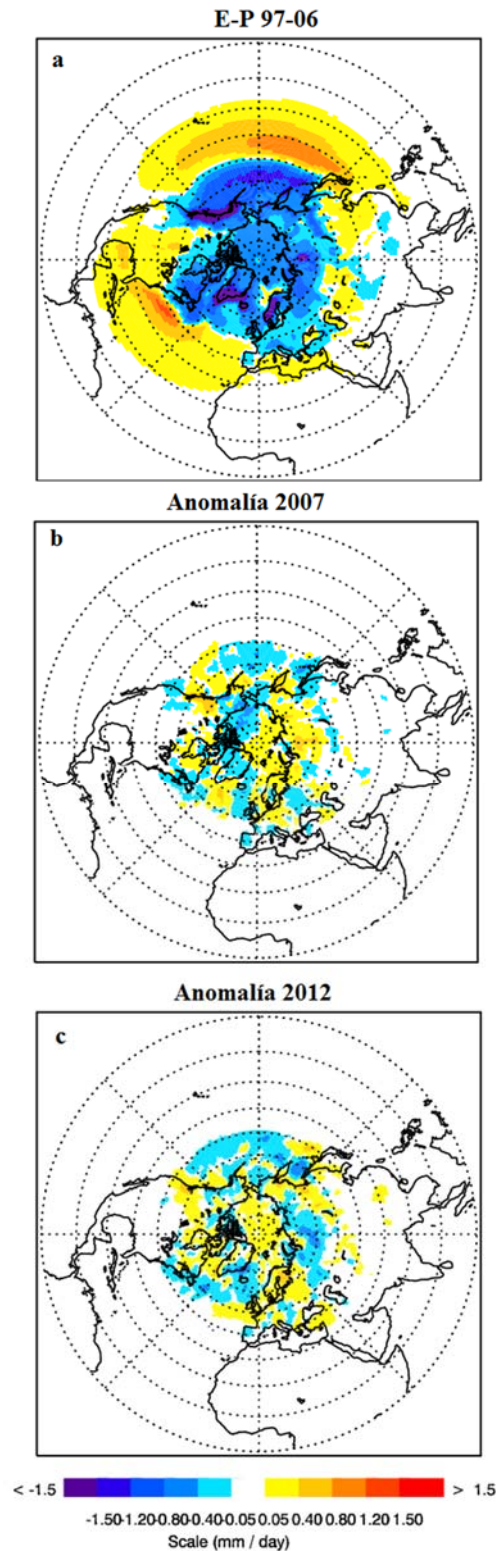


Fig. 3. Aportes de humedad en el sistema Ártico: a) Fuentes (rojo) y sumideros (azul) de humedad para el periodo 1997-2006. b) y c) Anomalia para los sumideros de humedad en el 2007 y 2012 calculada con respecto al periodo anterior.

Para ello se analizan los valores de la anomalía de  $E - P$  para aquellos años en los que la extensión de hielo ha sido mínima. La anomalía está calculada con respecto al periodo de referencia 1997-2006.

Ya que lo que interesa es lo que respecta al aporte de humedad, se calcula estas anomalías solo para aquellas zonas que hayan registrados valores de  $E - P$  negativos, es decir, sumideros de humedad. Ya que en estos casos la precipitación media viene representada por  $\bar{P} = P - E$  y la anomalía está calculada para los valores  $E - P$ , se ha invertido el signo en los valores con el fin de que las anomalías positivas representen aumentos en la precipitación y las anomalías negativas descensos.

En la Figura 3b y 3c se muestran estas anomalías para el año 2007 y 2012 respectivamente. En el caso del año 2007 se puede observar como la precipitación ha sido mayor que en el periodo de referencia, sobre todo en la parte este del océano y sobre la zona de Eurasia. Analizando la gráfica correspondiente al año 2012, las anomalías positivas se centran sobre el océano y cubren la mayor parte de él.

Estos cambios en la precipitación para estos dos años han podido afectar en mayor o menor medida la disminución de la extensión de hielo. A continuación se analizará cada año en más detalle para comprobar cómo es esta influencia.

### 3.2. Mínimo 2007

En septiembre del año 2007 se produjo el primer mínimo en la extensión de hielo Ártico desde 1979.

Para analizar la situación con respecto a los aportes de humedad de este año concreto se consideran los mapas correspondientes a las anomalías mensuales o estacionales de precipitación.

Se analizan las variaciones en los aportes de humedad con respecto al periodo de referencia para los meses anteriores a septiembre. Como podemos comprobar en la Figura 4a, en los meses de primavera, principalmente marzo y abril, la anomalía en la precipitación es positiva sobre el océano. Además se puede observar una anomalía importante sobre el mar de Okhotsk, zona que todavía presencia cubierta de hielo en esta estación.

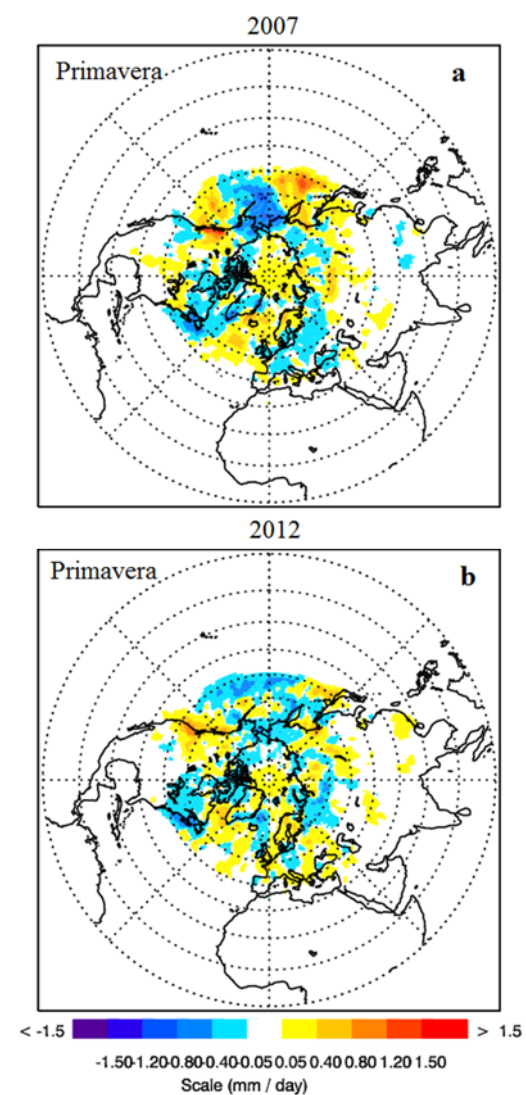


Fig. 4. Anomalía en los aportes de humedad para los meses de primavera en los años 2007(a) y 2012 (b) calculada con respecto al periodo de referencia 1997-2006.

En los meses de verano se observa que las anomalías se vuelven mucho más importantes, sin embargo, se puede ver en la Figura 5a cómo sobre el océano se

dan principalmente anomalías negativas, localizándose las positivas sobre Eurasia e introduciéndose un poco en el océano al norte de Siberia. Cabe destacar la situación observada durante el mes de agosto, dónde se puede observar un importante aumento de las precipitaciones sobre el mar de Laptev y un aumento en general sobre el océano con respecto a lo que había ocurrido en los dos meses anteriores. Este hecho es importante, ya que podría asociarse con el fuerte retroceso sufrido en esa zona entre julio y agosto, véase la Figura 6a y 6c.

Por último, la mayor parte de los meses de este año, aunque no se muestran todos en este trabajo, presentan anomalías positivas importantes sobre la región de Eurasia. Esta mayor precipitación se manifiesta sobre todo entre mayo y agosto (Figuras 4a y 5a). Esto indica que las partículas que llegan al Ártico han perdido humedad en esa zona. Este

aporte de humedad puede haberse visto transformado en una mayor descarga de los ríos de la zona, pudiendo afectar al hielo Ártico.

### 3.2. Mínimo 2012

En este año el registro de la extensión de hielo en septiembre es aún menor que en el 2007. El tratamiento a realizar en este caso será análogo al realizado para el otro año, analizando los mapas de anomalías mensuales y estacionales para la precipitación.

Al analizar los meses de primavera (Figura 4b) se puede observar como en este caso también se producen anomalías positivas en la mayor parte del océano Ártico. Sin embargo, en este caso son mucho más reducidas tanto en intensidad como en extensión. Además, se observa cómo sobre el mar de Bering la anomalía en la precipitación es negativa.

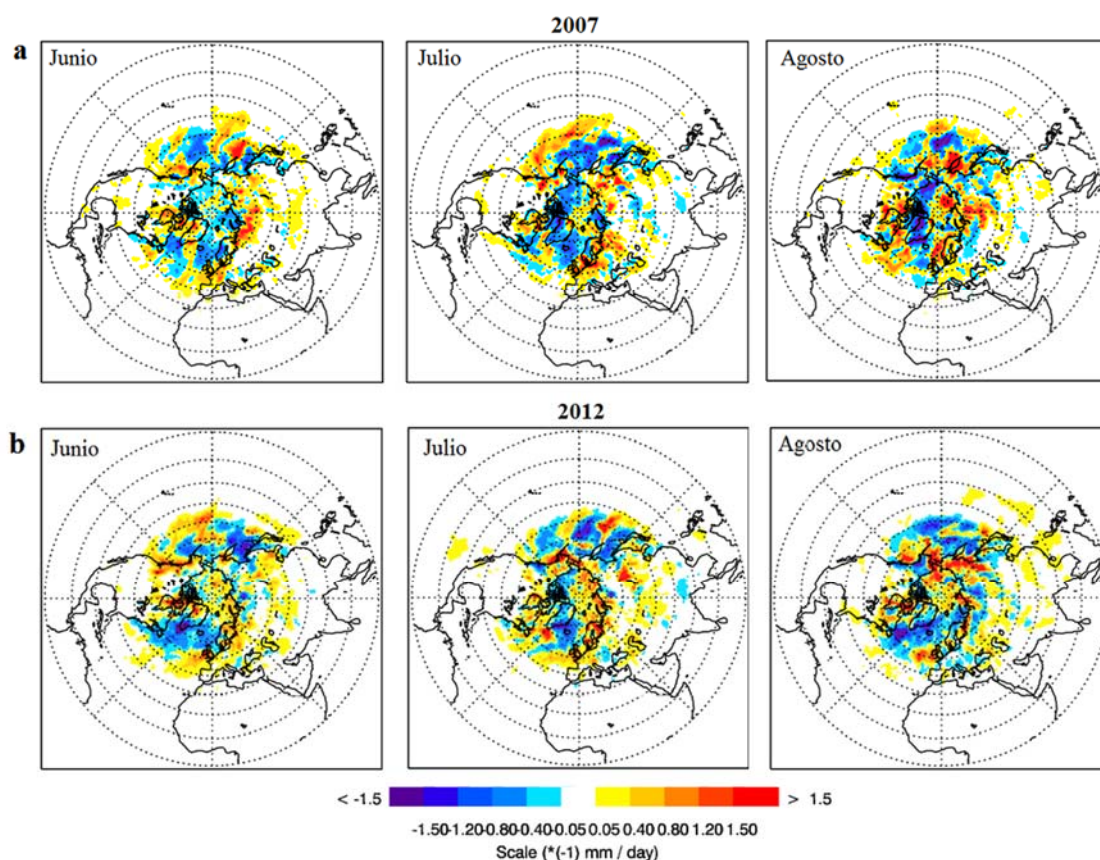


Fig. 5. Anomalía en los sumideros de humedad del sistema Ártico para cada uno de los meses de verano en los años 2007 (a) y 2012 (b), calculado con respecto al periodo de referencia 1997-2006.

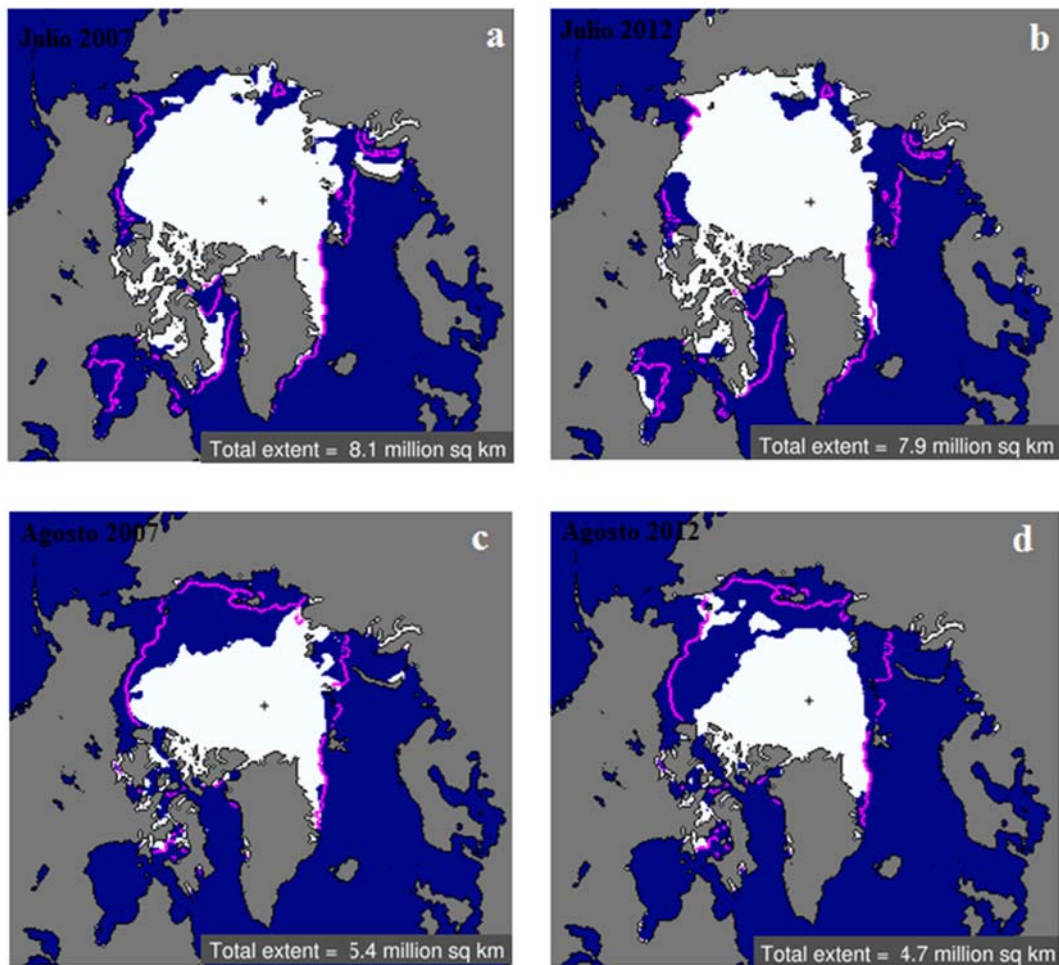


Fig. 6. Extensión de hielo durante los meses de Julio y Agosto en los años 2007 (a y c) y 2012 (b y d). La línea sólida representa la extensión de hielo promedio para cada mes para el periodo 1979-2000. Imágenes cortesía del National Snow and Ice Data Center (NSIDC), University of Colorado, Boulder.

En el caso de los meses de verano, se puede observar en la Figura 5b que se dan anomalías positivas durante los tres meses sobre el océano Ártico.

Se tiene constancia de que este año el sistema Ártico sufrió el paso de un ciclón de gran intensidad. El paso de este ciclón pudo afectar seriamente la extensión de hielo marino. Por lo tanto, en este año resulta especialmente interesante observar lo ocurrido en el mes de agosto. Así, en la Figura 5b se puede ver como las anomalías son especialmente importantes para este mes. Estas fuertes anomalías positivas se observan principalmente en la zona este de Siberia, extendiéndose hacia el estrecho de Bering y adentrándose ya en un grado

menor hacia el océano Ártico. Esta región coincide a grandes rasgos con la trayectoria de paso de dicho ciclón. Así, a pesar de estar promediado mensualmente se puede concluir que el paso de este ciclón tiene un peso importante en los aportes de humedad de este mes y, por lo tanto, una posible influencia en la disminución drástica de la extensión de hielo). Si se analiza además la variación en la extensión de hielo entre julio y agosto para este año (Figura 6) se observa que se produce una fuerte disminución en la extensión de hielo en esa zona y que además esta disminución es mucho más marcada en la zona siberiana que en el caso del mínimo anterior.

#### 4. Conclusiones

Se ha comprobado que, en general, durante los años en que la extensión de hielo presenta un mínimo las anomalías en la precipitación sobre el océano Ártico son positivas.

Los mínimos tienen lugar en los meses de septiembre, pero es la precipitación en los meses anteriores lo que afecta a la extensión. Algunos estudios han mostrado como el aporte de humedad durante los meses de primavera, sobre todo abril-mayo, se incrementa para los años en los que la extensión de hielo se ve más reducida en aquellas zonas donde se observa la retirada del hielo. En nuestro estudio se puede observar cómo se producen anomalías positivas en los aportes de humedad sobre el océano para ambos años. Sin embargo, la anomalía al norte del estrecho de Bering es negativa en el año 2012. El hecho de que sea en esta zona donde se produce la máxima reducción de hielo para este año con respecto al periodo de referencia sugiere la importancia que ha podido tener la precipitación durante estos meses, al menos en el caso del 2012.

En el estudio de los aportes de humedad para estos dos años se han encontrado resultados que difieren en algunos aspectos.

En el caso del año 2007 se observa como la precipitación en los meses de primavera es mayor con respecto al otro año en estudio. Además la anomalía positiva se distribuye por todo el Ártico en este caso. Este hecho, a pesar de que no parece producir una gran reducción de hielo en los meses siguientes, puede afectar al posterior decrecimiento provocando un adelgazamiento de la capa de hielo y haciéndola más susceptible al derretimiento en los meses de verano. En los meses de verano las anomalías sobre el océano se vuelven negativas y no es hasta agosto cuando

cobran importancia. agosto parece ser un mes clave con respecto a la extensión de hielo y los fuertes aumentos en la precipitación al norte de Siberia parecen estar relacionados con la reducción tan brusca del hielo en esta zona para dicho mes. Sin embargo, lo que más llama la atención al analizar los aportes de humedad en este año es la pérdida de humedad que sufren en general las partículas sobre la zona de Eurasia. Este hecho supone sin duda un aporte de humedad para esa zona, el cual puede haber afectado al caudal de los ríos en general, y en particular a los ríos Obi, Yenisei y Lena que desembocan en el océano Ártico. Pudiendo esto afectar también a la reducción del hielo. Sin embargo, para poder afirmar algo a este respecto sería necesario un análisis más detallado de los aportes de humedad para dichos ríos en este año, estudio que en el presente trabajo no se ha abordado.

Con respecto al año 2012 podemos observar que las anomalías positivas son muy importantes durante los meses de verano. En junio y julio las anomalías son bastante fuertes en la mayor parte del océano, contribuyendo esto a un estrechamiento y debilitamiento del hielo durante estos meses. Sin embargo, un factor clave en este mínimo en la extensión parece ser el ciclón que tuvo lugar a principios de agosto. Uno de los motivos de su importancia es el hecho de que es responsable de la separación de una masa de hielo de  $0.4 \times 10^6$  km<sup>2</sup>. Además hemos observado como en el mes de ocurrencia del ciclón se produce una anomalía positiva de gran importancia que coincide a grandes rasgos con la zona de paso del ciclón. Y es precisamente en esta zona donde se produce el retroceso más importante del hielo marino. Por lo tanto, se hace evidente la importancia de este evento en la situación del hielo.

#### Agradecimientos

Mostramos nuestro agradecimiento al NSIDC por facilitar sus datos e imágenes al dominio público.

### Referencias

- Kapsch, M.L., R.G. Graverseny M. Tjernström, 2013. Springtime atmospheric energy transport and the control of Arctic summer sea-ice extent. *Nature Climate Change*.
- Numaguti, A., 1999. Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: experiments using an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 104, 1957-1972.
- Parkinson, C.L. y J.C. Comiso, 2013. On the 2012 record low Arctic sea ice cover: Combined impact of preconditioning and an August storm. *Geoph. Res. Lett.*, 40, 1356-1361.
- Roberts, A. et al., 2010. A science plan for regional Arctic System modeling, a report to the National Science Foundation from the International Arctic Science Community. International Arctic Research Center Technical Papers, 10-0001. International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks.
- Simmond, I. y K. Keay, 2009. Extraordinary September Arctic sea ice reductions and their relationship with storm behavior over 1979-2008. *Geoph. Res. Lett.*, 36, L19715
- Simmond, I. y I. Rudeva, 2012. The great Arctic cyclone of August 2012. *Geoph. Res. Lett.*, 39, L23709.
- Stohl, A., M. Hittenberg y G. Wotawa, 1998. Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large scale tracer experiment data. *Atmos. Environ.*, 32, 4245-4264.
- Stohl, A. y P. James, 2004. A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global cycle. Part I: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in Central Europe. *J. Hydromet.*, 5, 656-678.
- Stohl, A. y P. James, 2005. A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global cycle. Part II: Moisture transport between Earth's ocean basins and river catchments. *J. Hydromet.*, 6, 961-984.
- Zhang, X., J. He, J. Zhang, I. Polyakov, R. Gerdes, J. Inoue y P. Wu, 2012. Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend. *Nature climate change*.



## Influencia de los principales patrones de variabilidad climática global sobre los tipos de tiempo en Galicia

L. MOREIRA\*, J.J. TABOADA<sup>1</sup> y M.N. LORENZO<sup>2</sup>

[\\*lorena.moreira.mendez@gmail.com](mailto:lorena.moreira.mendez@gmail.com)

<sup>1</sup>MeteoGalicia. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela, Spain

<sup>2</sup>EPhysLab, Facultade de Ciencias. Universidade de Vigo. Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain

### RESUMEN

Las clasificaciones objetivas de tipos de tiempo sinópticos y sus frecuencias de aparición pueden explicar la variabilidad climática a nivel regional. En el contexto de un cambio climático global esta variabilidad puede verse alterada, por lo que el objetivo de este trabajo ha sido establecer las correlaciones entre los diferentes modos de variabilidad climática a nivel global, y la frecuencia de aparición de situaciones sinópticas que afectan al noroeste de la península Ibérica. Los modos que se han tenido en cuenta han sido: NAO, AO, QBO, ENSO y el flujo solar. Los resultados muestran que NAO, AO y el flujo solar tienen correlaciones estadísticamente significativas con la frecuencia de aparición de situaciones sinópticas en el invierno, mientras que ENSO presenta estas correlaciones en otoño, pero con una estación de retraso, es decir considerando ENSO en verano. Este resultado permitirá establecer los cambios en la variabilidad climática a nivel regional, conociendo las tendencias que los modos de oscilación a nivel global puedan sufrir en el futuro.

*Palabras Clave:* tipos de tiempo sinóptico, modos de variabilidad climática, correlaciones, tendencias.

---

### 1. Introducción

El estudio de la variabilidad del clima en una determinada región ha cobrado un gran impulso en el contexto del cambio climático actual. El hecho de que el clima cambie significa que lo harán sus valores promedio, pero también su variabilidad y por tanto sus valores extremos. Una forma sintética de aproximarse a este problema de la variabilidad del clima es mediante el uso de los catálogos automáticos de tipos de tiempo sinópticos. Este tipo de clasificaciones diferencian las situaciones meteorológicas describiéndolas en términos de

diferentes parámetros de circulación. La facilidad en la obtención de clasificaciones objetivas debido al uso generalizado de los reanálisis, con su correspondiente organización de los datos en mallas cuadradas, ha aumentado mucho el uso de estas clasificaciones en los últimos años (Huth et al. 2008a). Una vez realizada la clasificación resulta fácil obtener las frecuencias de aparición de los tipos de tiempo sinóptico y sus posibles tendencias en las últimas décadas, las cuales caracterizarían la variabilidad climática.

Por otra parte, a pesar de que la dinámica del clima es muy compleja existen varios modos que explican en parte la

variabilidad del mismo y que pueden ser sintetizados de forma sencilla mediante el uso de índices. Los modos de variabilidad climática más importantes a nivel global serían el fenómeno ENSO (El Niño-*Southern Oscillation*), la AO (*Arctic Oscillation*), la NAO (*North Atlantic Oscillation*) y la QBO (*Quasibiennial Oscillation*). Además se puede considerar también la actividad solar como precursor de la variabilidad climática a nivel global.

El objetivo del presente trabajo será pues relacionar la frecuencia de aparición de diferentes tipos de tiempo sinóptico que afectan al noroeste de la península Ibérica, con la variabilidad de estos índices. Diversos autores han estudiado en anteriores trabajos la influencia de la NAO y la AO en la península Ibérica, obteniéndose en general correlaciones más altas cuanto más al sur, pero muchas veces en el límite de la significancia estadística en el área del noroeste (Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001; Lorenzo and Taboada, 2005). Asimismo algunos trabajos (Rodó *et al.*, 1997; Lorenzo *et al.*, 2011) han sacado a la luz la relación existente entre el fenómeno ENSO y la variabilidad del clima en diferentes puntos de la península Ibérica. En cuanto a la influencia solar son también numerosos los trabajos que relacionan la variabilidad solar con el clima de diferentes regiones (Gray *et al.* 2010), pero más en concreto trabajos recientes (Barriopedro *et al.*, 2008 y Huth *et al.* 2010) han encontrado relaciones estadísticamente significativas entre la actividad solar y las situaciones sinópticas en el Atlántico Norte. Se pretende pues sistematizar estas relaciones no para un punto determinado, sino para el área representada por la clasificación de situaciones sinópticas usada, que abarcaría el noroeste de la península Ibérica.

## 2. Área de estudio. Materiales y métodos

Nuestra área de estudio se sitúa en el noroeste de la península Ibérica, en particular Galicia. Nuestra región se encuentra localizada en el cinturón de las latitudes medias del Hemisferio Norte. Ésta se caracteriza por el paso de frentes fríos asociados a centros de bajas presiones que viajan a través del Atlántico Norte, principalmente en otoño e invierno. La variabilidad interanual que tiene lugar en Galicia está relacionada con las variaciones en la configuración atmosférica que tienen lugar en el Hemisferio Norte; Lorenzo y Taboada, 2005; DeCastro *et al.*, 2006.

Para el desarrollo de este trabajo se han utilizado los siguientes datos:

- El catálogo de tipos de tiempo sinóptico que se adoptó para llevar a cabo la clasificación de los patrones de lluvia y sequía para Galicia fue calculado en Lorenzo *et al.*, 2007. Con un desplazamiento de 5° al norte con respecto al previamente desarrollado por Trigo y DaCamara, 2000, para centrar la malla en el área de estudio, Galicia. Este ha sido calculado de acuerdo al procedimiento desarrollado por Jenkinson y Collison, 1977 y Jones *et al.*, 1993. El periodo considerado es entre Diciembre de 1960 y Noviembre de 2004.
- Todos los índices de variabilidad climática utilizados han sido obtenidos de la base de datos de la NOAA a través de la web, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>, entre 1960 y 2004. Los índices que se han tenido en cuenta en el presente trabajo son: la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), Oscilación del Ártico (AO) como representantes de la variabilidad de la presión superficial en el Atlántico y el hemisferio norte, respectivamente. Además hemos tenido en cuenta el Índice de Oscilación del Sur (SOI), NIÑO3 y

*Multivariate Enso Index* (MEI) para caracterizar el fenómeno ENSO (El Niño-*Southern Oscillation*). Se han usado también los índices que caracterizan la oscilación cuasi-bienal y el flujo solar, que caracteriza la variabilidad en la radiación solar a lo largo del tiempo.

- Se han utilizado datos de precipitación y presión a nivel del mar del reanálisis llevado a cabo por el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gripp/data.ncep.reanalysis>, entre 1960 y 2004.

Para el análisis de las relaciones entre las diferentes series de índices y las series de los patrones de lluvia y sequía se ha utilizado el coeficiente de correlación de Pearson, que mide la relación lineal que puede existir entre dos variables cuantitativas.

Se ha utilizado también el test estadístico t-Student para considerar únicamente aquellas correlaciones que muestran un coeficiente de significancia mayor del nivel 95%. También para el cálculo de las tendencias, consideradas estadísticamente significativas aquellas con niveles de confianza del 90% y 95% según el test t-Student.

El procedimiento empleado para el cálculo de los composites se ha llevado a cabo restando los años en los que los índices tenían valores extremos positivos

menos los valores extremos negativos. Todos aquellos valores que sean mayores (menores) que el umbral definido como la suma (resta) entre la media y la desviación estándar,

$s = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{n-1}}$ , son considerados extremos positivos (negativos).

### 3. Resultados

En un primer estudio se procedió a la clasificación de los diferentes patrones de tiempo sinóptico, en dos únicas categorías: patrón de lluvia y patrón de sequía. Para ello se consideraron como pertenecientes al patrón de lluvia las situaciones ciclónicas, las de oeste, las de suroeste y las de noroeste del catálogo de Lorenzo *et al.*, 2007. Mientras que para el patrón de sequía se tomaron las situaciones anticiclónicas, las de este, las de noroeste y las de sureste del mismo catálogo de situaciones.

#### 3.1. Caracterización de los patrones de lluvia y sequía

En las Figuras 1 y 2 se muestra la frecuencia de ocurrencia del patrón de lluvia y del patrón de sequía para cada estación del año. Con el fin de complementar el análisis se han calculado y representado las tendencias de las series (lluvia y sequía) para cada estación del año a lo largo del período de estudio. (Figuras 3 y 4).

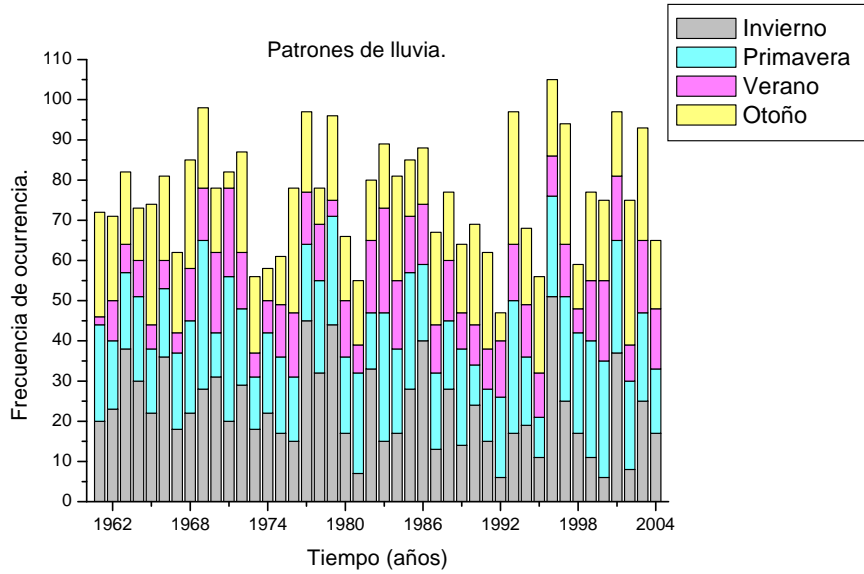


Figura 1: Frecuencia de ocurrencia del patrón sinóptico de lluvia para las diferentes estaciones del año durante el período entre 1961 y 2004.

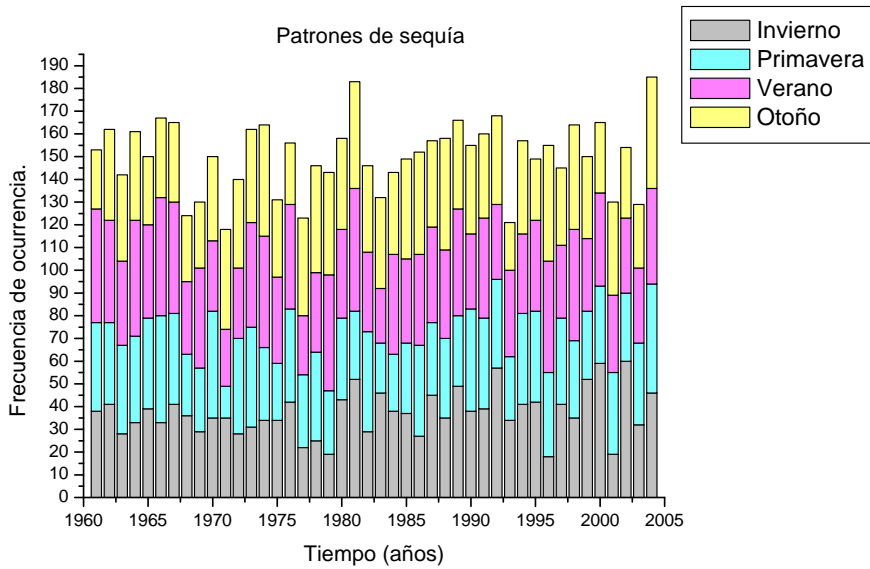


Figura 2: Frecuencia de ocurrencia del patrón sinóptico de sequía para las diferentes estaciones del año durante el período entre 1961 y 2004.

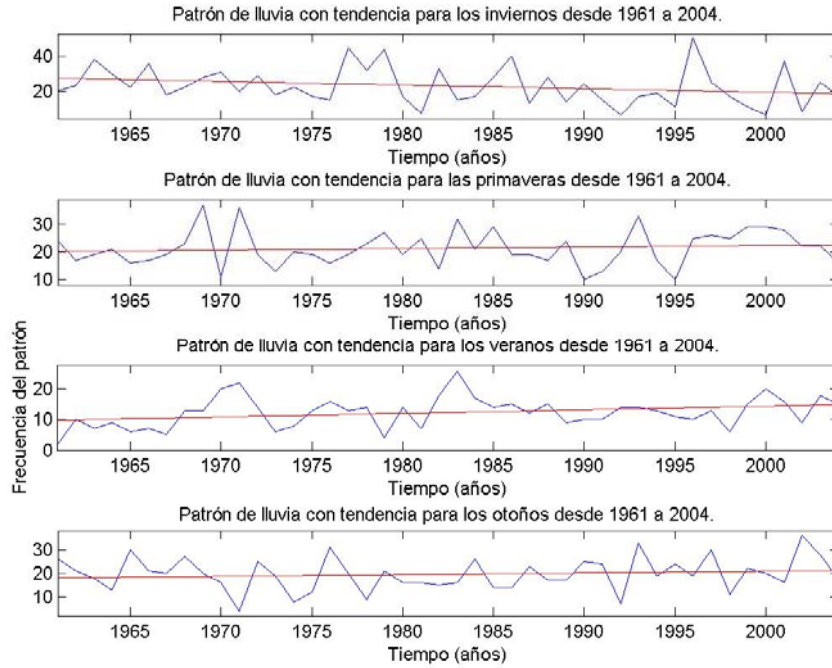


Figura 3: Variabilidad del patrón de lluvia con tendencia para el periodo entre 1960 y 2004.

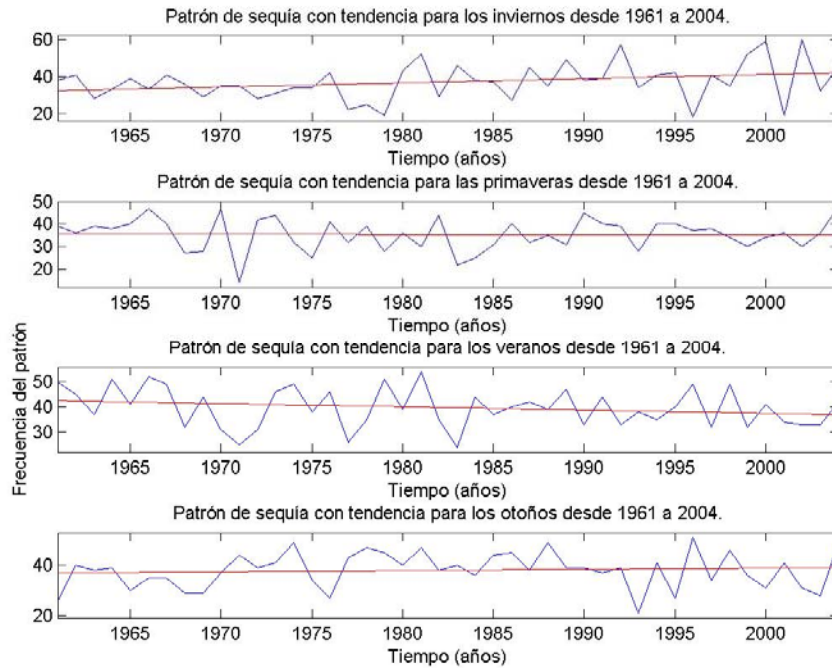


Figura 4: Variabilidad del patrón de sequía con tendencia para el periodo entre 1960 y 2004.

	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
Lluvia	-0.2125*	0.056	0.1173**	0.0713
Sequia	0.2246*	-0.0071	-0.1311	0.0502

Tabla 1: Pendientes de las rectas de regresión de los patrones de lluvia y sequía para cada estación en el periodo entre 1960 y 2004. Los valores con \*, \*\* son significativos al 90%, 95% respectivamente.

Se observa que el patrón de lluvia es más predominante en invierno, aunque con una tendencia significativa\* a que disminuyan estos patrones y aumenten los de sequía. La estación en la que más se observa el patrón de sequía coincide con el verano. Aunque la tendencia significativa\*\* es a aumentar los patrones lluviosos en verano. El patrón de sequía, es el patrón con mayor frecuencia de ocurrencia en el área de estudio, es decir se produce un mayor número de situaciones de sequía que de lluvia.

### 3.2. Influencia de la variabilidad climática

El principal objetivo del trabajo es estudiar la correlación entre la frecuencia de las situaciones de lluvia y sequía con varios índices que caracterizan la variabilidad climática a nivel global, tal como el índice de la oscilación del Atlántico Norte (NAO), el índice de oscilación del Ártico (AO), el índice de

oscilación cuasi-bienal (QBO) y el flujo solar. Además, en el caso del ENSO (El Niño-*Southern Oscillation*) se emplearon tres índices: el índice de oscilación del sur (SOI), la SST del este del Pacífico Tropical; 5°N-5°S, 150°W-90°W (NIÑO3) y el *Multivariate Enso Index* (MEI).

#### 3.2.1. Variables atmosféricas

En las tablas 2 y 3 se muestran las correlaciones entre cada uno de estos índices y la frecuencia de aparición de cada uno de los dos tipos de patrones, lluvia y sequía, para cada estación del año. Los resultados obtenidos muestran que para los índices AO y NAO la correlación es estadísticamente significativa para los meses de invierno para ambos patrones, siendo positiva para los patrones de sequía y negativa para los de lluvia. Para otoño el índice AO también muestra una correlación significativa negativa con los patrones de lluvia. (Tabla 2).

Invierno	NAO	AO	QBO	Flujo solar
Lluvia	<b>-0,6457</b>	<b>-0,6774</b>	-0,2392	<b>-0,3271</b>
Sequía	<b>0,5469</b>	<b>0,5584</b>	0,2285	<b>0,3549</b>
Primavera	NAO	AO	QBO	Flujo solar
Lluvia	-0,0659	-0,2952	0,1359	0,0935
Sequía	0,2302	0,295	-0,016	-0,063
Verano	NAO	AO	QBO	Flujo solar
Lluvia	0,0425	0,0064	-0,0004	0,0582
Sequía	-0,0663	0,1486	-0,0881	-0,0398
Otoño	NAO	AO	QBO	Flujo solar
Lluvia	-0,2698	<b>-0,416</b>	-0,0905	-0,0587
Sequía	0,0622	0,2187	-0,1093	0,1138

Tabla 2: Correlación entre índices y frecuencia de tiempos sinópticos (lluvia y sequía). Los valores en negrita representan correlaciones estadísticamente significativas al 95%.

A través de la representación gráfica de la variabilidad de los dos patrones y el índice con el que tienen correlación

significativa (Figuras 5 y 6), se observa para los índices AO y NAO la correlación negativa existente entre el

patrón lluvioso y el índice. Así, por ejemplo, en la década de los 90, en la que en general tanto la AO como la NAO alcanzaron valores elevados, la frecuencia de aparición de situaciones

sinópticas de lluvia, fue menor que en décadas anteriores, mientras que las situaciones de sequía tendieron a incrementarse.

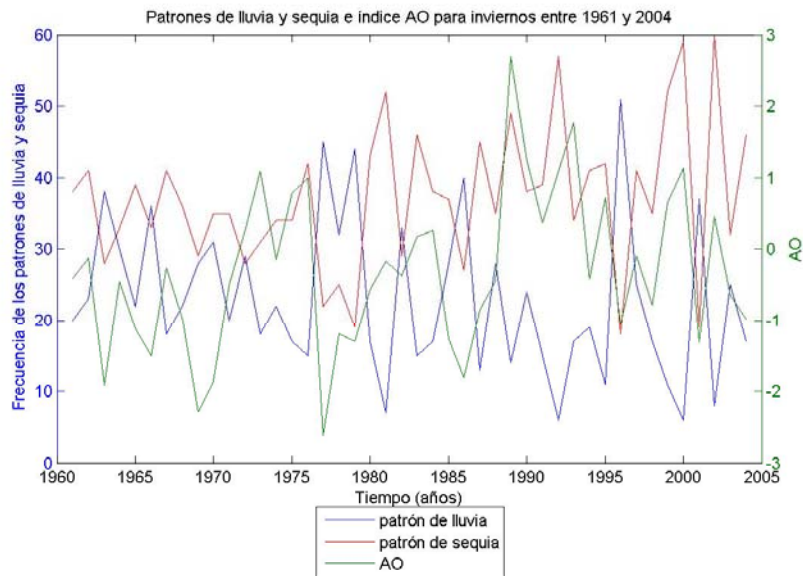


Figura 5: Representación de los patrones de lluvia y sequía, y el índice con el que tienen correlación significativa, AO, para los inviernos entre 1961 y 2004.

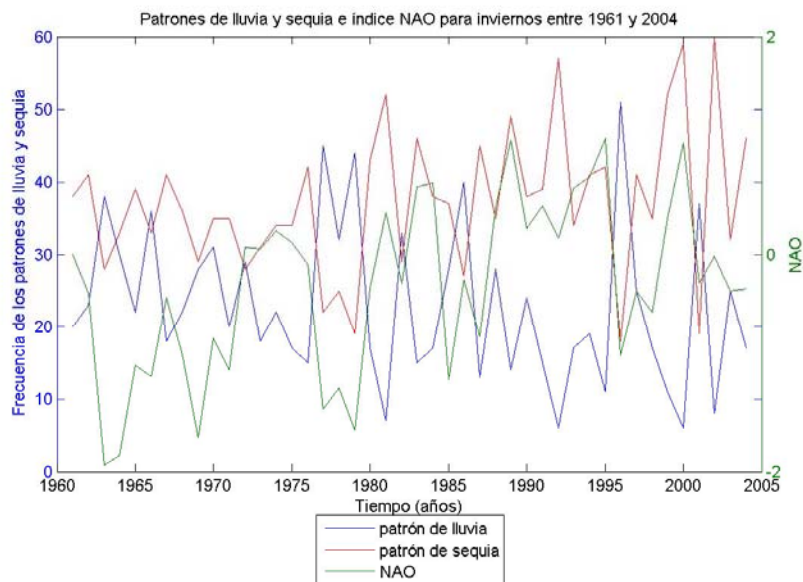


Figura 6: Representación de los dos patrones de lluvia y sequía, y el índice con el que tienen correlación significativa, NAO, para los inviernos entre 1961 y 2004.

A través de la representación de los composites de precipitación se puede ver como en las latitudes donde se encuentra nuestra región de estudio la diferencia es negativa, lo cual quiere decir que la cantidad de lluvia es superior en los años en que el índice es negativo, poniendo de manifiesto la correlación negativa observada. Esto es así ya que tanto AO como NAO en sus fases positivas,

presentan el anticiclón de las Azores más reforzado de lo habitual, lo que dificulta la llegada de borrascas del Atlántico y por tanto disminuye la frecuencia de situaciones sinópticas lluviosas. Sin embargo, las fases negativas muestran justo lo contrario y por tanto se incrementa el número de situaciones que generan lluvia.

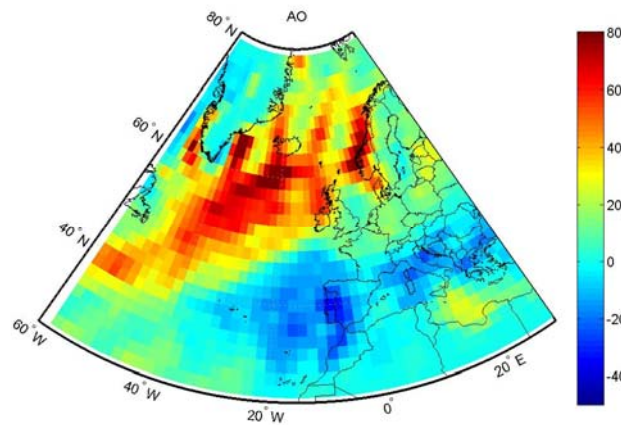


Figura 7: Representación del composite de precipitación, diferencia entre años extremos del índice AO, para los inviernos entre 1961 y 2004.

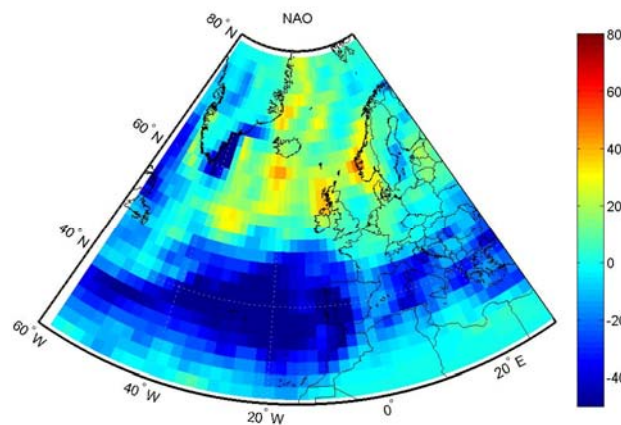


Figura 8: Representación del composite de precipitación, diferencia entre años extremos del índice NAO, para los inviernos entre 1961 y 2004.



### 3.2.2. Flujo solar

En los últimos años se han estudiado en profundidad las diferentes relaciones del clima con la actividad solar (Gray *et al.*, 2010). En un anterior trabajo de Huth *et al.* 2008b se había puesto de manifiesto que la actividad solar podía tener influencia en la aparición de diferentes tipos de tiempo sinóptico sobre Europa. En nuestro caso particular procedimos a estudiar la relación del flujo solar con los dos tipos de patrones de tiempo, de sequía y lluvia que afectan con más intensidad a nuestro área de estudio. Se observa (Tabla 1) que para invierno las correlaciones son significativas entre ambos patrones y el flujo solar. Estudios anteriores, como los de Barriopedro, 2008 habían señalado ya la relación entre la situación e intensidad de los anticiclones de bloqueo en el Atlántico Norte en las fases del flujo solar. En concreto, en los períodos de poca actividad solar y por tanto de flujo solar cerca del mínimo, los anticiclones de bloqueo estarían más próximos a Europa.

Sin embargo, la posición de ese anticiclón de bloqueo en el área de Islandia hace que las presiones sean menores de lo normal en las latitudes de Galicia. Y por ello a menor flujo solar tendremos más situaciones de lluvia y viceversa, lo que explica las correlaciones encontradas en nuestro caso. Es importante señalar que esta correlación en concreto, al contrario de la encontrada con AO y NAO tiene una cierta capacidad predictiva, por cuanto los ciclos solares la tienen, si bien el valor de la correlación no es demasiado alto, por lo que la variabilidad climática explicada por la actividad solar tampoco lo será.

Al analizar el comportamiento del flujo solar a lo largo del tiempo se ponen de manifiesto los ciclos solares de 11 años (Figura 9) y se observa, una mayor aparición de eventos sinópticos de sequía coincidiendo con los máximos solares y al revés, una mayor aparición de patrones de lluvia en los mínimos solares (Figura 9).

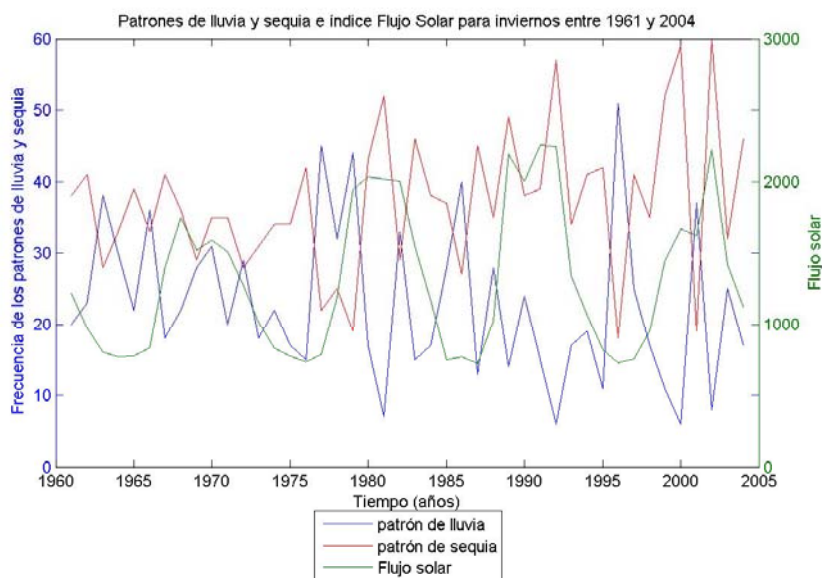


Figura 9: Representación de los dos tipos de tiempo sinóptico, lluvia y sequía, y el índice con el que tienen correlación significativa, flujo solar, para los inviernos entre 1961 y 2004.

Con el fin de identificar la influencia de la actividad solar en la posición de anticiclones y borrascas se han representado los composites de las anomalías de la precipitación (Figura 10) y la presión superficial (Figura 11). En la figura 10 vemos que las diferencias negativas predominan en las latitudes atlánticas en las que se encuentra la región de estudio, denotando la presencia de más precipitaciones y por tanto de

más patrones de lluvia en las épocas de mínimo solar. La figura 11 es muy indicativa de la influencia solar en el clima atlántico. El marcado dipolo que aparece, con presiones más altas de lo normal sobre el área de la península Ibérica y más bajas entre Escocia y Groenlandia, explica la diferente frecuencia de aparición de situaciones sinópticas, con más anticiclones en los períodos de máximo solar.

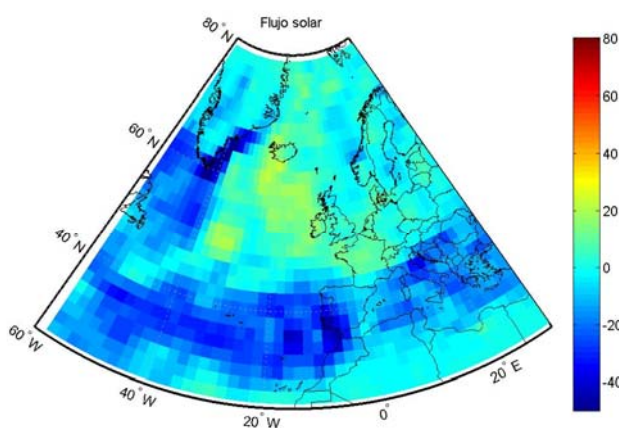


Figura 10: Representación del composite de precipitación, diferencia entre años extremos del índice de flujo solar, para los inviernos entre 1961 y 2004.

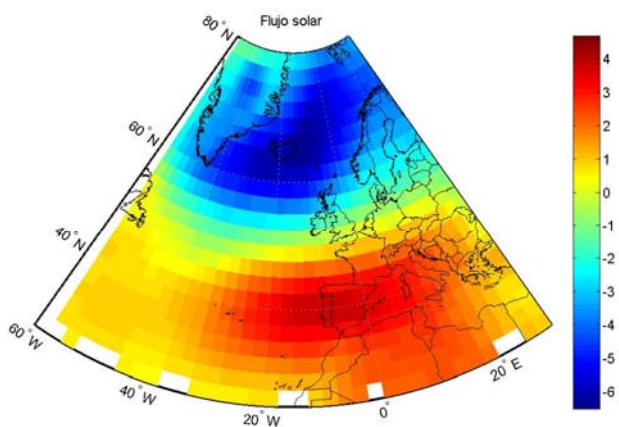


Figura 11: Representación del composite de presión superficial, diferencia entre años extremos del índice de flujo solar, para los inviernos entre 1961 y 2004.

### 3.2.3. Influencia del fenómeno ENSO

El fenómeno conocido como El Niño-*Southern Oscillation* (ENSO) es uno de los ejemplos más claros de la interacción entre el océano y la atmósfera. El ciclo ENSO es un proceso oceánico-atmosférico “acoplado” causado por las redistribuciones recurrentes del calor y momento atmosférico en el Pacífico ecuatorial, McPhaden, 2002. Existen varios índices para medir la evolución de ENSO, en concreto en este trabajo se usarán tres índices para analizar la correlación de los dos patrones de tiempo sinóptico con el fenómeno ENSO. Estos índices son: el índice atmosférico de la oscilación del sur (SOI), la SST del este del Pacífico tropical (5°N-5°S, 150°W-90°W) conocida como NIÑO3 y el

*Multivariate Enso Index* (MEI) que se basa en las seis principales variables observadas sobre el Pacífico tropical: la presión, las componentes zonal y meridional del viento de superficie, la temperatura superficial del mar, la temperatura del aire en la superficie y la fracción de nubosidad total del cielo.

Para analizar la influencia de estos índices, localizados en áreas alejadas de la región de estudio, se ha considerado no solo la correlación instantánea sino también aquella que tiene en cuenta un cierto retraso temporal. En concreto se han tenido en cuenta retrasos de 1 y 2 estaciones. En la tabla 3 se muestran los resultados de dichas correlaciones.

Invierno	SOI-0	SOI-1	SOI-2	NIÑO3-0	NIÑO3-1	NIÑO3-2	MEI-0	MEI-1	MEI-2
Lluvia	0,0571	-0,1578	0,0115	-0,0333	0,1158	-0,0667	-0,0484	0,1148	0,0497
Sequía	0,0044	0,0611	-0,1142	-0,0499	-0,0231	0,1084	-0,0278	0,0034	0,0057
Primavera	SOI-0	SOI-1	SOI-2	NIÑO3-0	NIÑO3-1	NIÑO3-2	MEI-0	MEI-1	MEI-2
Lluvia	0,0858	0,0362	0,1165	0,1544	-0,1177	-0,0549	0,0058	-0,0901	-0,0674
Sequía	-0,1797	-0,0455	-0,2536	-0,0239	0,1492	0,1947	0,066	0,128	0,2189
Verano	SOI-0	SOI-1	SOI-2	NIÑO3-0	NIÑO3-1	NIÑO3-2	MEI-0	MEI-1	MEI-2
Lluvia	-0,2184	0,0517	-0,094	0,057	0,0985	0,0636	0,0425	0,0893	0,0223
Sequía	<b>0,3854</b>	0,1027	0,1411	-0,2383	-0,1791	-0,0519	-0,0663	-0,1224	-0,0541
Otoño	SOI-0	SOI-1	SOI-2	NIÑO3-0	NIÑO3-1	NIÑO3-2	MEI-0	MEI-1	MEI-2
Lluvia	<b>-0,3804</b>	<b>-0,4706</b>	<b>-0,3001</b>	<b>0,4484</b>	<b>0,4628</b>	0,1298	<b>0,4746</b>	0,0723	0,0801
Sequía	0,2096	<b>0,3192</b>	0,1631	-0,1864	-0,2799	-0,1162	-0,2164	0,0542	-0,0258

Tabla 3: Correlación entre índices empleados para la medición del fenómeno ENSO y la frecuencia de ocurrencia de los patrones de lluvia y sequía. Los valores en negrita representan correlaciones estadísticamente significativas al 95%.

Las correlaciones más altas se han obtenido para los meses de otoño con una estación de retraso e índices SOI y NIÑO3 con el patrón de lluvia. Este resultado se suma a otros obtenidos anteriormente en la península Ibérica, aunque siempre para la primavera. Así, por ejemplo Rodó *et al.*, 1997 encontraron una relación entre ENSO en

invierno y la lluvia en primavera en el sureste peninsular, mientras que un resultado similar ha sido encontrado también para primavera por Lorenzo *et al.*, 2010. Es de señalar la correlación negativa ya conocida de SOI y NIÑO3 que se manifiesta en la distinta polaridad de la correlación con los patrones de lluvia, negativa SOI y positiva NIÑO3.

Resultado que también se pone de manifiesto al representar gráficamente la evolución temporal de los índices con los dos tipos de tiempo sinóptico, lluvia y sequía (Figuras 12 y 13). En este caso la

relación no es tan nítida como la observada en el caso de AO y NAO, representada en las figuras 5 y 6, debido a que la relación entre ENSO y nuestra región no es tan intensa.

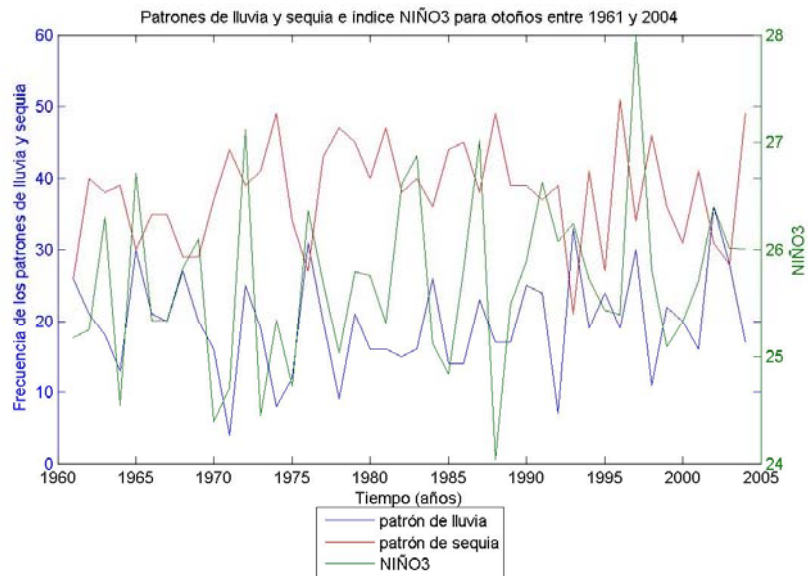


Figura 12: Representación de los patrones de lluvia y sequía, y el índice con el que tienen correlación significativa, NIÑO3, para los otoños entre 1961 y 2004.

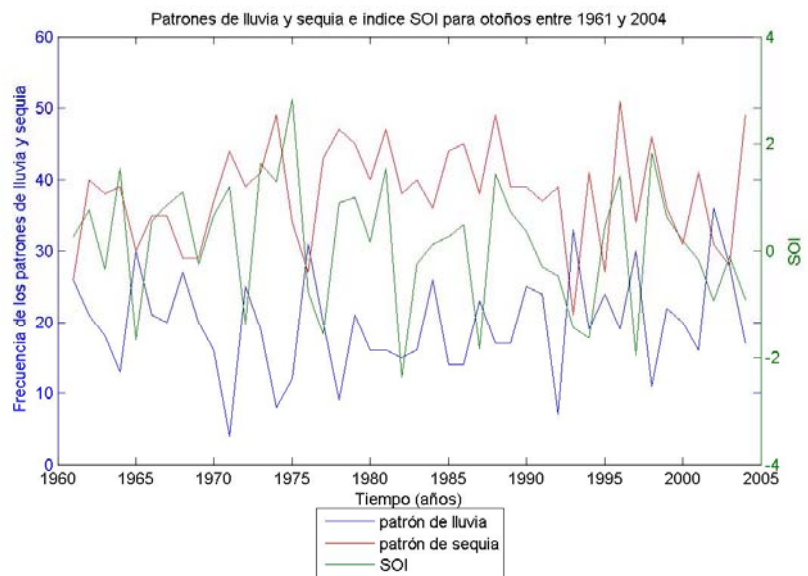


Figura 13: Representación de los patrones de lluvia y sequía, y el índice con el que tienen correlación significativa, SOI, para los otoños entre 1961 y 2004.

A través de la representación de los composites, tanto de precipitación

(Figuras 14 y 15) como de presión superficial (Figuras 16 y 17) también se

pone de manifiesto la correlación negativa de SOI y NIÑO3 con los patrones de lluvia anteriormente mencionada. En la figura 14 se aprecia en colores rojos un área que incluye buena parte de Portugal y afecta también a Galicia, en el que tenemos valores

positivos, es decir, en el que es de esperar que a veranos con fenómeno El Niño en el Pacífico ecuatorial, le sigan otoños más lluviosos en esa área, en comparación con aquellos años en los que hayamos tenido el fenómeno de La Niña.

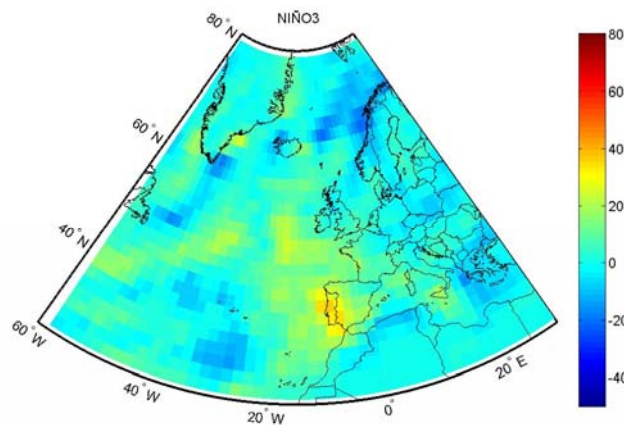


Figura 14: Representación del composite de precipitación, diferencia entre años extremos del índice NIÑO3, para los otoños entre 1961 y 2004.

Este patrón se repite como era de esperar si tenemos en cuenta el índice atmosférico SOI. En este caso se aprecia que los veranos de El Niño tienden a

ocasionar otoños más lluviosos en casi cualquier parte de la península, siendo la diferencia más marcada en el cuadrante suroeste.

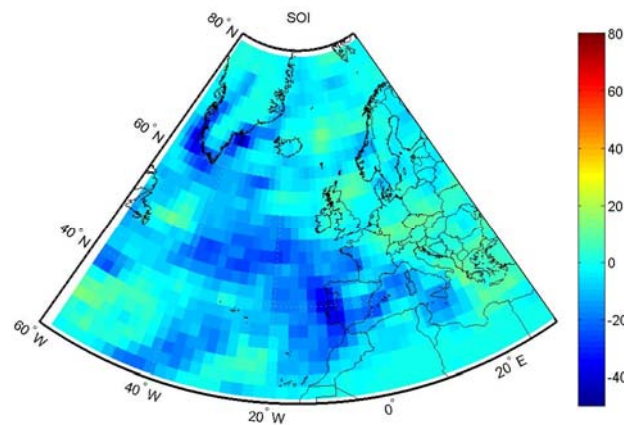


Figura 15: Representación del composite de precipitación, diferencia entre años extremos del índice SOI, para los otoños entre 1961 y 2004.

Para explicar este fenómeno observamos los composites, realizados teniendo en

cuenta las diferencias de presión superficial, en los que se observa un

fenómeno interesante. En la figura 16 aparece una diferencia negativa al norte de la península Ibérica entre los años de El Niño y los años de La Niña. En la figura 17 la diferencia es positiva, pero en ambos casos quiere decir que en los años en los que tenemos un fenómeno de La Niña durante el verano en el Pacífico se excitan más anticiclones en nuestra área de estudio. Esto demuestra que puede existir una conexión entre el Pacífico ecuatorial y la zona europea del

Atlántico Norte. Esta conexión ha sido estudiada por diversos autores (Bronnimann, 2007). Esta influencia podría llegar a través de la estratosfera, pero también por el hecho de que las anomalías de SST en el Pacífico puedan tener un reflejo en el Atlántico ecuatorial y esto a su vez pueda influir en la celda de Hadley y por tanto en la posición de los anticiclones y borrascas en el Atlántico extratropical.

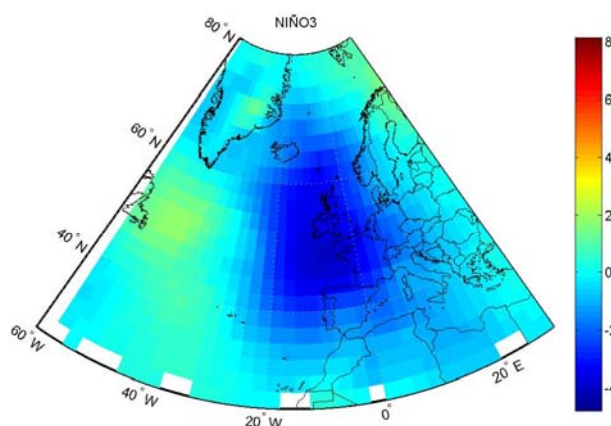


Figura 16: Representación del composite de presión superficial, diferencia entre años extremos del índice NIÑO3, para los otoños entre 1961 y 2004.

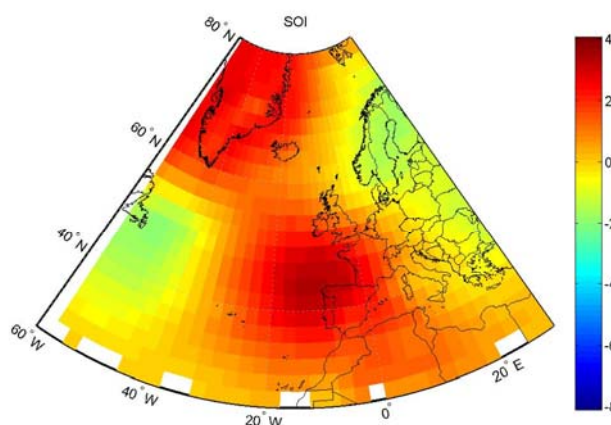


Figura 17: Representación del composite de presión superficial, diferencia entre años extremos del índice SOI, para los otoños entre 1961 y 2004.

#### 4. Conclusiones

A lo largo del presente trabajo se ha puesto de manifiesto la existencia de

relaciones entre los diferentes patrones de variabilidad climática a nivel planetario y la frecuencia de aparición de diferentes situaciones sinópticas, las cuales han sido agrupadas en situaciones sinópticas que producen lluvia y las más secas. Los principales resultados serían:

- La NAO y AO en invierno explican de forma significativa parte de la variabilidad en la aparición de situaciones de lluvia o sequía. Cuanto mayor y más positivo sea este índice mayor será la probabilidad de encontrar situaciones de sequía y viceversa.
- El flujo solar también explica parte de la variabilidad en la aparición de estas mismas situaciones en invierno, aunque el valor de la correlación es menor, de forma que la variabilidad explicada también lo será. En todo caso este resultado va en la línea de anteriores estudios y documenta la necesidad de tener en cuenta el sol como fuente de variabilidad climática.
- Los índices asociados al fenómeno ENSO explican una parte significativa de la variabilidad en el otoño, aunque en este caso hay que tener en cuenta los índices del verano, puesto que al no ser un patrón próximo al área de estudio sus efectos, bien sea a través del océano o de la atmósfera, llegarán con un cierto retraso.

Estos resultados aumentan la comprensión de los posibles efectos de un cambio climático a nivel regional, puesto que cada uno de los tipos de tiempos sinópticos lleva asociado un tipo de meteorología y el aumento o disminución en su frecuencia de aparición hará que cambien los patrones climáticos.

#### Referencias

Barriopedro, D., R. García-Herrera, and R. Huth (2008), Solar modulation of Northern Hemisphere winter

blocking, *J. Geophys. Res.*, 113, D14118,

doi:10.1029/2008JD009789.

Brönnimann, S. (2007) Impact of El Niño–Southern Oscillation on European climate. *Rev. Geophys.*, 45, RG3003,

doi:10.1029/2006RG000199.

Teleconnection patterns influence on precipitation variability and on river flow regimes in the Miño River basin (NW Iberian Peninsula). *Climate Research* 32: 63–73.

Gray, L. J., et al. (2010), Solar influences on climate, *Rev. Geophys.*, 48, RG4001,

doi: 10.1029/2009RG000282.

Radan Huth, Christoph Beck, Andreas Philipp, Matthias Demuzere, Zbigniew Ustrnul, Monika Cahynová, Jan Kyselý, Ole Einar Tveito. (2008a) Classifications of Atmospheric Circulation Patterns. *Annals of the New York Academy of Sciences* 1146:1, 105-152

Huth, R., Kyselý, J., Bochníček, J., Hejda, P. (2008b): Solar activity affects the occurrence of synoptic types over Europe. *Ann. Geophys.*, 26, 1999-2004.

Jenkinson AF, Collison FP. 1977. *An Initial Climatology of Gales Over the North Sea, Synoptic Climatology Branch Memorandum, 62*. Meteorological Office: London.

Jones PD, Hulme M, Briffa KR. 1993. A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *International Journal of Climatology* 13: 655–663.

Lorenzo MN, Taboada JJ. 2005. Influences of atmospheric variability on freshwater input in Galician Rias in winter. *Journal of Atmosphere and Ocean Sciences* 10(4): 377–387.

M. N. Lorenzo, J. J. Taboada, L. Gimeno. 2007. Links between circulation weather types and teleconnection patterns and their influence on precipitation patterns in

- Galicia (NW Spain). *Int. J. Climatol.* **28**: 1493 – 1505.
- Lorenzo, M.N., Taboada, J.J., Iglesias, I. & Gómez-Gesteira, M. 2011, "Predictability of the spring rainfall in Northwestern Iberian Peninsula from sea surface temperature of ENSO areas", *Climatic Change*, vol. 107, no. 3, pp. 329-341.
- McPhaden, M. J., 2002: El Niño and La Niña: Causes and global consequences. *Encyclopedia of Global Environmental Change*, Anonymous John Wiley and Sons, LTD, 353-370.
- Rodriguez-Puebla C, Encinas AH, Sáenz J. 2001. Winter precipitation over the Iberian Peninsula and its relationship to circulation indices. *Hydrology and Earth System Sciences* 5: 233-244.
- Trigo RM, DaCamara CC. 2000. Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology* **20**: 1559–1581.



## Ética aplicada y cambio climático

MARÍA CONCEPCIÓN GIMENO PRESA\*, LUIS GIMENO PRESA#

*\*cgimenopresa@hotmail.com*

*Facultade de Derecho, Universidad de León,*

*Campus de Vegazana s/n, León, Spain.*

*#lgimeno@uvigo.es*

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultade de Ciencias,*

*Universidade de Vigo,*

*Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain.*

### RESUMEN

El cambio climático es en la actualidad objeto de interés en el ámbito científico pero además constituye un problema moral y ético. Su estudio desde esta última perspectiva puede ayudar en gran medida a solventar la falta de eficacia política y jurídica que su tratamiento está teniendo hasta este momento. En este trabajo sostenemos, además, que su análisis ético-moral no debe ser enfocado únicamente desde la ecoética puesto que el cambio climático tiene características específicas que lo diferencian del resto de problemas estudiados por este ámbito del saber. Esta es la razón que justifica la incorporación de principios y criterios propios de otras éticas concretas como la económica, social y científica en el análisis del cambio climático.

*Keywords:* Cambio climático, moral, ética, ecoética, derecho ambiental, eficacia, principios.

---

### 1 Introducción

El cambio climático es objeto de interés entre la comunidad de científicos, pero también es analizado desde el ámbito político y jurídico. Por parte de los primeros, aunque no existe unanimidad sobre el alcance del fenómeno, el consenso es muy grande acerca de su relevancia y de la necesidad imperiosa de tomar medidas para mitigarlo y adaptarse a sus posibles efectos<sup>1</sup>. Mayores son las disparidades a la hora de determinar cuáles son sus posibles efectos a medio y largo plazo así como

a la hora de analizar las causas y los agentes que lo provocan ya sea de forma directa o indirecta<sup>2</sup>.

Políticamente también su tratamiento es diverso, existiendo países que tienen una mayor consciencia del problema mientras que otros se mantienen inactivos respecto del mismo. No todos los Estados que advierten los riesgos del cambio climático sin embargo, están tomando medidas reales para mitigar sus efectos y adaptarse a las nuevas circunstancias, ya sea por su incapacidad para hacerlo o porque los intereses económicos chocan frontalmente con las medidas que se deberían poner en marcha. El derecho internacional es el sistema jurídico que

---

<sup>1</sup> Al respecto leer el artículo de Manuel Llamas Fraga en [www.libertaddigital.com/.../consenso-150-cientificos-escepticos-](http://www.libertaddigital.com/.../consenso-150-cientificos-escepticos-).

---

<sup>2</sup> Ver por ejemplo Hulme 2009.

más ha puesto en evidencia la importancia de la protección del medio ambiente, dedicando parte de su normativa a la regulación del cambio climático. Sin embargo, por la propia naturaleza de las normas internacionales, la eficacia de las mismas no ha conseguido la fuerza necesaria para que los Estados y la sociedad asuman la importancia que el cambio climático puede llegar a tener<sup>3</sup>. En este trabajo defendemos que el cambio climático constituye además un problema moral y ético y que el análisis del mismo desde la perspectiva ética puede ayudar en gran medida a solventar la falta de eficacia política y jurídica que su tratamiento está teniendo en la actualidad. Se ha dividido el trabajo en tres epígrafes. El primero está dedicado, por una parte, a diferenciar entre ética y moral estableciendo las relaciones habidas entre ellas, e indicando como la ética actúa como ciencia aplicada dando lugar a éticas concretas en base al ámbito en el que opera. Se habla además, en este apartado, de la ética ecológica como una manifestación de esta ética aplicada, pero cuya aparición modifica de forma necesaria el significado y alcance de algunos conceptos claves en las teorías éticas tradicionales. En el segundo epígrafe se muestra por qué el cambio climático constituye un problema moral que requiere de un análisis ético. Sostenemos que este análisis no debe ser enfocado únicamente desde la ecoética sino que requiere además la incorporación de principios y criterios propios de otras éticas concretas como la económica, social y científica. En el tercer y último epígrafe se abordan las cuestiones relacionadas con el cambio climático como problema ético –diferenciable de

---

<sup>3</sup> Ver el número monográfico sobre el tema de la *Fordham Environmental Law Review* (A.A.V.V. 2005).

los anteriores problemas por el nivel de discurso en el que se plantean—.

## 2 Ética, moral y medio ambiente

La Ética es una rama de la filosofía que se ocupa de los problemas filosóficos que nacen de la práctica o de la conducta humana. Tal y como indica Carl Welman “cada cuestión ética está ligada al problema de la elección, al problema práctico de decidir qué hacer en una situación dada. Elegir es esencialmente un asunto de decidir cuál de varios actos alternativos, cada uno de los cuales podría ser realizado por el agente en las circunstancias dadas, ha de ser ejecutado”<sup>4</sup>. Ante la toma de una decisión podemos emitir juicios de “correcto o incorrecto” o juicios de debo o no debo, tengo obligación o no tengo obligación. La parte de la Ética que se encarga de estudiar cuándo una acción es correcta o no es denominada teoría de la obligación o deontología. Cuando tomamos una decisión sobre qué conducta o actuación creemos que es correcta ejecutar, optamos y asumimos qué objetos, entidades, personas y estados de cosas se van a ver afectados en alguna medida, por la misma. Cuando emitimos juicios respecto a las repercusiones que nuestra decisión puede tener decimos si son buenas o malas, perjudiciales o inocuas, deseables o indeseables. El problema que nos plantea una decisión desde esta perspectiva, versa sobre la bondad o la maldad de la misma. La axiología o teoría del valor es la encargada de analizar dichas cuestiones, y junto a la Teoría de la obligación forman el ámbito de la Ética normativa<sup>5</sup>.

---

<sup>4</sup> Wellman 1982: 19.

<sup>5</sup> La ética normativa “afirma y aplica normas o estándares mediante los cuales las acciones y objetos se juzgan correctos o incorrectos, buenos o

El objeto de la Ética normativa son pues el análisis de los problemas morales. Para que una cuestión sea un problema moral se requieren varias circunstancias. No todo problema práctico es un problema moral, ya que la esfera moral incluye solo actos de suma importancia. Tal y como indica Wellman “actos más que triviales, que afectan a otras personas tanto o más que al agente, que exponen al agente a la culpa o al castigo si elige incorrectamente, y que son asunto de conciencia”<sup>6</sup>. Es importante diferenciar entre Ética y Moral. Cuando hablamos de Moral nos referimos a cuestiones y problemas específicos, prácticos y especialmente importantes para el ser humano”. Cuando hablamos de Ética nos referimos a las cuestiones teóricas y generales que se plantean a partir de esos problemas morales.

Diariamente emitimos innumerables juicios morales y lo hacemos de una manera tan obvia que no nos llama la atención. Pero emitir estos juicios no es hacer ética, quien no se limita simplemente a emitirlos sino que además se interesa por lo que es realmente moral y por si tiene sentido actuar moralmente y cómo se puede fundamentar y justificar tal manera de actuar, quien se plantea estas cuestiones empieza a cultivar la ética.

La ética examina todos los problemas relacionados con lo moral pero con un planteo más general. No dice lo que es bueno, sino cómo se llega a considerar a algo como bueno. La ética no genera como tal la moral, sino que habla acerca de la moral. La ética, no formula juicios

---

malos” Wellman (1982: 20). En este mismo sentido Pieper afirma: “Una acción alcanza, desde el punto de vista ético, la perfección cuando es tanto (moralmente) buena como (pragmáticamente) acertada” (Pieper 1992: 133)

<sup>6</sup> Wellman 1982: 21.

morales acerca de acciones individuales, sino que analiza en un plano situado más allá de esto el modo y manera como llegan a formarse los juicios morales acerca de las acciones.

En la ciencia moderna se usa la palabra ética o el adjetivo ético exclusivamente para nombrar la ciencia filosófica cuyo objetivo es la acción moral del individuo. Utilizamos el término moral para designar el contenido de las normas, los juicios de valor e instituciones morales. Una moral es el conjunto de normas y valores que merecen el reconocimiento general y son por ello vinculantes, y que bajo la forma de obligaciones o prohibiciones apelan a la comunidad de sujetos actuantes. Toda moral es, en tanto que históricamente formulada e históricamente cambiante con el canon de reglas vinculado con la idea de la libertad que se hacen los hombres, una moral de grupo cuya validez no puede extenderse sin más fuera de los miembros del grupo en cuestión. “Una moral es una manifestación histórica y transitoria de la libertad inherente al hombre y como tal requiere de la constante justificación y legitimación por el concepto de la moralidad”<sup>7</sup>.

Entendemos por moralidad el principio que sirve para fundamentar y dotar de sentido las acciones morales. Viene a dotar de inmutabilidad lo mutable. Se trata de un principio derivado de la razón, esto es “ la razón desarrolla este tipo de ideas ante una realidad empírica necesitada de fundamentación, una realidad que debido a su condicionamiento no es capaz de dotarse ella misma de sentido”<sup>8</sup>. De esta forma la moralidad es el principio de toda moral, el principio que la da sentido, la justifica y la legitima. No obstante la relación entre moral y moralidad es recíproca en cuanto que

---

<sup>7</sup> Pieper 1992: 40.

<sup>8</sup> Pieper 1992: 40.

este principio está obligado por su propia naturaleza, al cumplimiento de una moral en la que se concretiza. La relación entre moralidad y moral es el objeto central de la ética.

El lenguaje de la moral engloba la discusión cotidiana acerca de acciones humanas en la medida en que éstas son sometidas a un juicio crítico. El lenguaje de la ética o filosofía moral es un lenguaje reflexivo sobre el lenguaje moral. Así pues el objeto de la ética es la moral y la moralidad. Los problemas de los que se ocupa la ética se distinguen de los de la moral en la medida en que no discute de manera directa acciones concretas es decir, no se pronuncia acerca de lo que debe hacerse aquí y ahora en un caso singular y determinado sino que se encarga de cuestionar los criterios que deben utilizarse para establecer un juicio acerca de acciones que se proclaman dotadas de moralidad. Analiza las condiciones que deben reunirse para que las normas y valores morales puedan ser imperativos y vinculantes<sup>9</sup>.

Veamos a modo de ejemplo un conjunto de problemas que se podrían considerar morales y el análisis ético que los mismos podrían plantear. Así, serían enunciados derivados de cuestiones morales aquellos que establecieran: “No debes mentir” o “Debes ser responsable de tus actos” “Debes ser fiel” “Cumple con tu deber y realiza tu trabajo adecuadamente” etc, se trata de normas que prescriben un deber de hacer o no hacer una determinada conducta. Estas formulaciones contienen una exhortación a actuar de forma determinada en base a una razón que justifique dicha conducta, del tipo: “La mentira es perjudicial” o Toda recompensa requiere de esfuerzo. Estas exhortaciones vienen a justificar los enunciados morales pero al mismo

tiempo plantean otros interrogantes cuya respuesta serían argumentos para justificar a las mismas. ¿Por qué no se debe mentir? ¿Es un deber de las personas trabajar correctamente?. Estos interrogantes tienen un carácter más genérico y constituirían el punto de arranque del análisis ético. Todas ellas se pueden englobar en un interrogante ¿Por qué ha de actuar realmente el hombre de manera moral por qué no hacerlo de forma inmoral?. Las respuestas a estas cuestiones generarían interrogantes cada vez más genéricos y obtendrían respuestas múltiples teniendo en cuenta las distintas teorías éticas. No obstante, todas estas teorías tienen, como objetivo común, en última instancia llegar a aportar una respuesta incondicionada o sea no basada en condiciones empíricas. “La fundamentación y justificación de toda moral a partir de un principio incondicionado es la tarea permanente de la ética, que se acredita como ciencia autónoma cuando la lleva a término”<sup>10</sup>. Además de ser una ciencia autónoma la Ética es también una ciencia aplicada en cuanto que los principios éticos generales se hacen operativos en ámbitos de vida y acción concretos. Así se habla de Ética médica, ética social, ética económica, ética científica etc. Desde mediados de los años 70 se está sistematizando la llamada Ética ecológica, entendiéndose por esta una ética especial que tiene por objeto la argumentación moral acerca de nuestras relaciones con el entorno natural y no solo con el social o el cultural. Afirmar la existencia de una ecoética implica una nueva consideración del medio ambiente y de la naturaleza en general, y, sobre todo implica una nueva relación entre los seres humanos y la misma. El origen de esta nueva especie de ética viene dado al constatarse que el

<sup>9</sup> Ver Hare 1999.

<sup>10</sup> Pieper 1992:72. Ver también Hare 1999.

hombre explota sistemáticamente la tierra y que su actuación origina daños de gran magnitud. Una vez puesto de manifiesto esto, surgen los primeros problemas morales relacionados con el medio ambiente: ¿somos responsables moralmente de los daños que sufre el medio ambiente por las acciones humanas? ¿debemos los hombres evitar los daños originados en la naturaleza gracias a nuestra intervención? ¿qué debe primar más los intereses y las necesidades de los hombres o la protección del medio ambiente pese a que esta protección limita aquellos? ¿somos responsables de los daños ocasionados a la naturaleza no humana? Etc.<sup>11</sup>

Una ética referida al medio ambiente, que intenta justificar las respuestas a estas cuestiones, requiere cambios en la forma tradicional en la que aquella ha sido concebida pues implica una interpretación amplia de la acción del ser humano y de su historia donde el hombre no solo interactúa entre sí y con la sociedad sino que lo hace también con la naturaleza misma. Y cuando lo hace, su relación no puede depender ya exclusivamente de los intereses y las necesidades de los hombres. La ética occidental centraba sus discursos exclusivamente en el bien humano que había que promover, en los derechos e intereses de todos los seres vivos que debían ser protegidos y en el concepto de justicia o injusticia y como reparar ésta última<sup>12</sup>. La naturaleza quedaba fuera de su discurso en cuanto que la misma no era sujeto ni objeto de consideración moral<sup>13</sup>. Con la ética ecológica o medioambiental se introduce una actitud diferente hacia la

naturaleza, en base a la cual los hombres tienen la obligación de respetarla. Esta afirmación supone necesariamente un cambio en la consideración de muchos conceptos que han sido los pilares de las teorías éticas a lo largo de la historia del pensamiento, tales como el de deber, daño, responsabilidad y justicia.

La responsabilidad del hombre del hombre se extiende al ámbito de lo no humano, y la capacidad de hacer o deshacer de las personas queda limitada al respeto e inviolabilidad de este ámbito. Pero no solo se ve modificado el concepto de responsabilidad desde esta perspectiva, también se empieza a considerar que los seres humanos somos responsables por los daños que podamos generar a generaciones futuras, o lo que es lo mismo los hombres tenemos el deber de actuar de tal manera que los efectos de nuestras actuaciones sean compatibles con la permanencia de la auténtica vida humana sobre la tierra<sup>14</sup>. La ecoética reinterpreta el principio del daño como límite objetivo a nuestra libertad, de tal forma que en base a la misma se sostiene: (1) que podemos hacer daño a otros seres humanos dañando la naturaleza, (2) que podemos dañar también a seres no humanos, y (3) que podemos hacer daño a seres del futuro<sup>15</sup>.

También queda modificada la concepción sobre la Justicia. Afirmaciones que sostengan que “el hombre debe distribuir de manera justa los bienes de la tierra, tanto los recursos naturales como los productos obtenidos o fabricados con máquinas” o que “es inmoral la pobreza y el hambre en el mundo” plantean interrogantes más

---

<sup>11</sup> Sobre la ética medioambiental y sus desarrollos –con especial énfasis en los problemas generados por el cambio climático– ver Arnold 2011.

<sup>12</sup> Jonas 1997: 35.

<sup>13</sup> Velayos 2008: 40.

---

<sup>14</sup> A este respecto ver Jonas 1979: 36.

<sup>15</sup> El problema del cambio climático y los derechos de las futuras generaciones ha dado lugar a un amplio desarrollo bibliográfico, ver Page 2006.

genéricos objeto de la ética y directamente relacionados con la ética ambiental como vendrían a ser: ¿es inmoral una explotación ilimitada de los recursos de la tierra? ¿debemos condenar éticamente estas actuaciones?<sup>16</sup>.

Llegados a este punto, la cuestión que debemos tratar es si el cambio climático en concreto, constituye actualmente un problema que genera conflictos morales y que por lo tanto debe ser objeto del pensamiento ético. Por otra parte, debemos preguntarnos si el mismo debe ser tratado desde los postulados y principios de la ética ecológica o presenta singularidades que exigen tener en cuenta otras éticas aplicadas para ser analizado.

### **3 El cambio climático como problema moral**

Quizá la mayor manifestación de cambio climático ocurre cuando varía la temperatura media global del planeta<sup>17</sup>. A partir de la segunda mitad del siglo XX se ha constatado un aumento de esta temperatura, existiendo una tendencia lineal al calentamiento de 0,3 °C por década. Los factores que están originando este cambio en el clima son básicamente el incremento de los gases denominados gases de efecto invernadero, en especial de CO<sub>2</sub>, que están llegando a la atmósfera.

De manera muy pedagógica podríamos decir que los gases de efecto

invernadero actúan como un filtro impidiendo la entrada de las radiaciones solares por un lado, pero por otro, impiden también la salida de radiaciones de la superficie terrestre, incrementando la temperatura de las capas inferiores de la atmósfera.

Los gases de efecto invernadero pueden clasificarse en naturales y artificiales. Los principales gases naturales producidos en cantidades excesivas gracias a la acción humana son, además de CO<sub>2</sub>, el metano y el óxido nitroso. Se tratan de gases invisibles producidos por los vertederos, las explotaciones ganaderas y determinadas actividades agrícolas como el uso de algunos métodos de fertilización. También el hombre es la causa de la existencia de gases de efecto invernadero de origen artificial. Son los llamados gases industriales fluorados (hidrofluorocarbonos, perfluorocarbonos y hexafluoruro de azufre). Estos gases son utilizados como refrigerantes, disolventes de limpieza, en los aerosoles, extintores etc.

El clima condiciona y afecta la vida de los seres vivos hasta tal punto que ésta puede llegar a peligrar si no se dan ciertas condiciones climáticas. El primer problema que nos planteamos cuando hablamos de cambio climático es hasta qué punto el mismo puede llegar a producir efectos adversos que deterioren gravemente la existencia de los seres vivos en general y de los humanos en particular. La solución a esta cuestión es complicada si tenemos en cuenta que el análisis de los efectos del cambio climático se mueve en el ámbito de la probabilidad. Si bien son muy numerosos los estudios científicos que afirman que existe un grado de probabilidad muy grande en la aparición de algunos de estos efectos, también es cierto que no existe unanimidad al respecto. El IPCC del año 2007, diferenció las posibles consecuencias negativas del cambio climático teniendo

---

<sup>16</sup> Incluso se ha llegado a desarrollar el concepto de “justicia atmosférica” para referirse a estos desarrollos, ver Vanderheiden 2008.

<sup>17</sup> Se entiende por temperatura media global del planeta el promedio a un año del promedio a la esfera terrestre de las temperaturas del aire en la superficie de cada punto de ésta. En este sentido Ruíz de Elvira 2006.

como criterio clasificatorio los grados de probabilidad y distinguió entre efectos muy probables, probables e improbables. En base al resultado de este documento, entre los efectos muy probables podríamos señalar: la desaparición de especies vivas, tanto animales como vegetales, la reducción de las cosechas en las zonas templadas, el aumento de los incendios forestales, el deterioro de la calidad del aire en las zonas urbanas, el aumento de precipitaciones catastróficas como huracanes, tornados y tifones, el cambio en el ciclo hidrológico y perturbaciones en fenómenos como El Niño o La Niña. También son probables, la mayor escasez de agua sobre todo en ciertas zonas del planeta como África o el Sur de Europa, la aparición de inundaciones de tierras costeras que podrían incluso hacer desaparecer islas y archipiélagos. Todo ello trae consigo que aumente la probabilidad de enfermedades endémicas y un deterioro general de la salud humana, cambios sustanciales en los ecosistemas, en la productividad agraria y pesquera, pérdidas económicas en el sector turismo además de desplazamientos masivos de poblaciones que migrarían desde zonas altamente afectadas por los efectos del cambio hacia otras menos vulnerables. Estos desplazamientos a gran escala originarán problemas de adaptación civiles y económicos en los lugares de acogida.

Nos encontramos no obstante ante un problema donde no existe una certeza científica absoluta sobre el riesgo directo que implica el cambio climático para la aparición de estas consecuencias. Tampoco existe una unanimidad entre los estudiosos a la hora de afirmar hasta qué punto la acción humana interviene decisivamente en el incremento del cambio climático. Sin embargo, intentar evitar su continuación produciría de forma inmediata un cambio en las

políticas de desarrollo de los Estados. Y este cambio entra en colisión, además, con los intereses económicos de ciertos sectores que ostentan el poder. La falta de certeza científica es alegada como razón para justificar la no adaptación de los sistemas, así como la inacción tanto política como jurídica para mitigar los efectos del calentamiento planetario. El hecho de que los efectos adversos no son visibles a corto plazo hace que la sociedad no tenga consciencia del riesgo al que puede verse sometida y puede someter a generaciones futuras. Si bien a nivel internacional se han dado pasos significativos al respecto, nos encontramos aún en una fase poco efectiva en la práctica<sup>18</sup>.

El cambio climático constituye, como acabamos de explicar, un problema para los científicos pues a ellos les compete analizar su existencia, las causas que lo originan y los efectos que produce. Sin embargo no solo la comunidad científica está involucrada en su estudio. En la medida en que la acción humana es causa de ese problema el mismo se convierte en un problema ético, y en la medida en que está en nuestra manos paliar sus efectos adversos, con independencia de que sea la actuación humana quien los produce, también es un problema además de moral, político y jurídico<sup>19</sup>.

El cambio climático es un problema moral porque sus efectos causan daño al ser humano. El calentamiento global del planeta, propiciado al menos en parte por nuestras actuaciones y decisiones, afecta al derecho a la vida, a la salud y a la integridad, todos ellos considerados derechos fundamentales del ser humano. El deterioro que el mismo provoca respecto a las fuentes de

---

<sup>18</sup> Ver Orekeke 2010.

<sup>19</sup> Un tratamiento comprensivo de los distintos problemas políticos y jurídicos sobre la cuestión se puede ver en Giddens 2009.

alimentación por ejemplo o respecto a las reservas de agua potable, mermarán el disfrute de esos derechos que están directamente relacionados con el buen uso de esos servicios. Mermados estos derechos la calidad de vida del ser humano empeorará, trayendo como resultado una merma en la búsqueda de la felicidad a la que todos tendemos. La biosfera y los ecosistemas son condiciones para lograr la felicidad humana y además son considerados como ingrediente de la felicidad misma<sup>20</sup>.

El daño climático no solo perjudica de forma directa a los hombres sino que lo hace también de forma indirecta. Esto se debe a que el daño que el mismo ocasiona afecta también a la naturaleza no humana lo que provoca al mismo tiempo nuevos daños a los seres humanos. Si debido a este fenómeno desapareciesen especies, algunas de las cuales podrían incluso ser desconocidas por los científicos actuales, se reducirían las posibilidades que los hombres tenemos de usarlas con fines, por ejemplo, terapéuticos. No solo el daño que genera el cambio climático a los hombres sería un daño directo sino también indirecto y no solo afectaría a los bienes ya existentes sino a la capacidad de generar bienes futuros. Usando un lenguaje jurídico se podría afirmar que el perjuicio afectaría tanto al daño emergente como lucro cesante. De forma análoga a esta situación, el ser humano se vería indirectamente dañado al vulnerarse la naturaleza no humana en cuanto que uno de los valores relevantes en la vida de las personas es el valor estético. El cambio climático

---

<sup>20</sup> Tal y como indica Araujo: “la desbordada creatividad de la vida, la vivacidad, es por tanto uno de los lujos que nos rodean absolutamente por doquier,... para delicia de nuestros ojos, oídos, piel, gusto y olfato” (Araujo 2000: 72).

puede afectar a la desaparición de parajes, ecosistemas o comunidades naturales y sociales. Amenazados por el cambio climático se encuentran los corales del Caribe, los bosques valdivianos en la Argentina, las nieves perpetuas del Kilimanjaro. Por último el ser humano se vería perjudicado y dañado por el cambio climático en cuanto este comprometería el mantenimiento de los logros culturales como obras arquitectónicas o artísticas y por ende dañaría la riqueza económica de los Estados, a ver éstos seriamente comprometidos sectores importantes para su crecimiento, como sería el sector turístico. La posible desaparición de playas, la desertización de amplias zonas terrestres, la desaparición de especies submarinas o de islas de especial encanto traerían como consecuencia una merma de actividades prioritarias para el sector turístico y recreativo. Sector que constituye hoy en día una de las principales fuentes económicas de los países<sup>21</sup>.

Estos daños directamente relacionados con los bienes básicos que hacen a la subsistencia del hombre en el planeta ha dado lugar a una línea de investigación denominada “derechos humanos y cambio climático”, que también se puede considerar incluida en el enfoque general que se analiza en este trabajo<sup>22</sup>. Tal como señalan Bonorino y Añel, “la naturaleza de los derechos humanos es una cuestión debatida.... Hay quienes los consideran derechos morales... Para otros, son derechos jurídicos como los

---

<sup>21</sup> El caso de los pueblos Inuit, en el Ártico, es un claro ejemplo de deterioro del medio ambiente que genera graves perjuicios a los individuos que viven en él. Ver Lovecraft 2008.

<sup>22</sup> Para apreciar la variedad y complejidad de las cuestiones relacionadas con esta perspectiva, ver los trabajos recopilados en Humphreys (ed.) 2010.



demás, pero con ciertas particularidades que exigen su concreción por parte de los órganos jurisdiccionales para su aplicación en casos concretos... Según la posición que se adopte, la cuestión de los derechos humanos y el cambio climático puede considerarse una mera cuestión de aplicación del derecho (incumbencia de abogados y juristas) o bien una cuestión de moralidad política (materia para la reflexión filosófica)” (Bonorino y Añel 2012). Por otra parte, el daño climático adquiere un carácter moral porque genera un perjuicio a la especie humana en el futuro, o sea afecta a las generaciones venideras. Nuestras acciones en el presente condicionarán muy negativamente la calidad de vida de nuestros descendientes<sup>23</sup>.

El concepto de daño, está directamente relacionado con el de responsabilidad, en la medida en que los hombres intervenimos en la existencia del cambio climático y en la medida en que éste genera daños, somos responsables de sus consecuencias. La responsabilidad es ante todo un concepto moral de la misma forma que lo es el de Justicia<sup>24</sup>. En la medida en que el calentamiento terrestre producido por el ser humano acarrea desigualdades o un trato discriminatorio hacia ciertos sectores de la sociedad, nos encontraríamos de nuevo ante situaciones cuyo tratamiento requiere de una carga moral importante<sup>25</sup>. De hecho es así, pues los impactos de este fenómeno están siendo sufridos con mayor agudeza, y parece que así seguirá siendo en años venideros, por los más

---

<sup>23</sup> Una visión escéptica sobre el impacto en los derechos de las generaciones futuras se puede percibir en la argumentación de Broome (2012).

<sup>24</sup> Sobre los ajustes en los conceptos de responsabilidad que generará el cambio climático ver Bonorino y Gimeno 2012.

<sup>25</sup> Ver Shue 2010.

pobres de los países en vías de desarrollo por un lado, y lo están sufriendo el sector femenino de la sociedad con mucha mayor virulencia que el masculino<sup>26</sup>. También el cambio climático se convierte en un problema moral en cuanto que nos plantea la cuestión de cómo debemos vivir los hombres tanto en la vida privada como sobre todo en la esfera pública. Nos plantea si el ser humano es mejor, es más virtuoso si adecua su conducta a los fines de conservar la Naturaleza y evitar el cambio climático.

#### **4 El cambio climático como objeto de reflexión ética**

Ya dijimos en el epígrafe primero que la Ética se encarga de reflexionar sobre los problemas morales particulares planteando cuestiones más generales cuya solución ayude a dar sentido y justificación a las mismas. En la medida en que el cambio climático genera numerosos conflictos de índole moral se hace necesario un análisis de los mismos desde esta perspectiva. La relación del cambio climático con el concepto de daño plantea cuestiones éticas de diversa índole. La más importante de ellas sería cuestionarnos en qué medida el daño ocasionado a la naturaleza no humana debe ser considerado como inmoral lo que nos lleva a la cuestión de si esta naturaleza puede ser objeto de consideración moral. En base a los estudios éticos tradicionales, para que podamos hacer daño es necesario que el sujeto dañado sea un sujeto moral, lo que significa que es titular de necesidades, intereses o de un bien propio que puede verse lesionado por nuestra acción. El concepto de daño moral requiere reciprocidad entre el agente y el

---

<sup>26</sup> Sobre género y cambio climático, ver Terry (ed.) 2009.

paciente. Si partimos de esta consideración, sería imposible sostener que el daño climático es un daño moral cuando el perjuicio lo sufre la naturaleza no humana, en cuanto que estamos ante una entidad que no es consciente de dicho daño. El análisis del daño climático como daño moral nos obligaría a partir de un criterio ético que ampliase y justificase una definición de sujeto moral mucho más extensa que la defendida hasta ahora, extendiendo ésta a otros organismos vivos incluso a ecosistemas, especies y a la mismísima ecosfera<sup>27</sup>. El hecho de que el cambio climático llegue a lesionar gravemente a generaciones futuras, incluso a favorecer su inexistencia, pone a la Ética en la tesitura de argumentar a favor de que seres no nacidos aún sean titulares de derechos ¿Por qué los hombres debemos respetar la calidad de vida de los posibles seres que en un futuro puedan poblar este mundo? (Page 2006).

Esta última cuestión conecta directamente con el concepto de responsabilidad. Si el cambio climático es relevante desde el punto de vista de la responsabilidad es porque no es un mal acaecido sin más. En su aparición interviene el hombre y este se vuelve protagonista en un doble sentido. Por un lado lleva a cabo conductas que ayudan a provocar dicho cambio y, por otro, se mantiene inactivo en la imposición de decisiones que mitiguen sus efectos y colaboren a eliminar el problema. Pero el tema de la responsabilidad aplicado a este campo de estudio genera grandes polémicas desde el punto de vista ético. Así cabría preguntarnos: ¿Quiénes son responsables? ¿Tienen todos los agentes la misma responsabilidad? ¿Se puede

hablar de responsabilidad colectiva? ¿Qué criterios de justicia se deben aplicar a la hora de repartir responsabilidades? ¿Ante quienes somos responsables? ¿De qué somos responsables exactamente si tenemos en cuenta que el cambio climático no es generado únicamente por el hombre y que además no sabemos exactamente cual van a ser sus efectos reales? ¿Somos responsables por los daños climáticos generados por nuestros antepasados? ¿La responsabilidad puede ser colectiva? ¿Hasta qué punto somos responsables por los daños climáticos cuando estos se han producido sin que el hombre haya sido capaz de prever estas consecuencias? ¿Es la ignorancia una excusa para evitar la responsabilidad?<sup>28</sup>

Sería necesario responder razonadamente todas estas cuestiones para poder tomar decisiones que sean asumidas como justas por la sociedad. La resolución de los conflictos que el daño climático genera requiere de una teoría de la justicia que tenga en cuenta todas las peculiaridades que este tema lleva aparejadas, en relación al concepto de daño, de sujeto moral tanto activo como pasivo y de responsabilidad.

Para finalizar este apartado debemos tener en cuenta otro extremo importante en el que la ética debe ahondar. Se trata del estudio sobre el límite que sirve para distinguir la esfera pública de la privada. Muchos de los perjuicios que el ciudadano o la familia puede generar al sistema climático se realizan en el ámbito de la esfera privada por ejemplo el reciclado de basura, el uso de aire acondicionado en sus hogares etc. ¿Deben los poderes públicos inmiscuirse en la esfera privada de sus ciudadanos usando como argumento los efectos perniciosos del cambio

---

<sup>27</sup> El problema de la causalidad en el daño ambiental es un problema que se complejiza cuando pretendemos aplicarlo al cambio climático. Sobre la cuestión ver Bonorino y Leal 2010.

---

<sup>28</sup> Ver Trakman y Gatien 1999.

climático?<sup>29</sup> Hasta ahora hemos intentado mostrar que el cambio climático no es únicamente un problema científico, sino que constituye también un problema de índole moral y que, por lo tanto requiere de una reflexión ética, reflexión que dadas las particularidades del objeto de estudio, nos obligan a modificar y a ampliar los principios con los que ha operado la ética occidental hasta ahora. En estudio crítico y reflexivo sobre el cambio climático desde un punto de vista ético requiere además, en nuestra opinión, interrelacionar los principios éticos extraídos de este ámbito con los aportados por otras éticas aplicadas, en especial con la ética científica, con la económica y con la social.

La relación de la ética científica con la ética del cambio climático se hace evidente en al menos dos principios básicos establecidos por aquella y que se requieren necesariamente a la hora de tratar el daño climático. El primero de ellos establecería el deber moral que tiene la comunidad científica de buscar la verdad. Todos los intereses personales o materiales del individuo y de la comunidad quedarían sometidos a esta búsqueda. El segundo principio ético científico sostendría la responsabilidad de esta comunidad en examinar los resultados de sus investigaciones, a fin de comprobar hasta qué punto puede hacerse un mal uso de ellos y ser utilizados arbitrariamente para la creación, modificación o extinción de la vida humana. La ética del cambio climático ha de hacerse poseedora de estos dos principios en cuanto que su objeto de estudio está en manos de científicos, no

---

<sup>29</sup> El tratamiento diferenciado de los problemas de ética individual y ética pública en relación con el cambio climático, con las distintas respuestas que en cada una de estas esferas cabe defender, se puede ver en Broome 2012.

solo en lo que respecta a la verdad de su existencia sino también respecto al grado de probabilidad de sus efectos y las causas que lo provocan. Por otra parte los logros científicos pueden influir directamente en el cambio climático tanto positiva como negativamente. La aparición de la bomba atómica y sus efectos en el ecosistema es un buen ejemplo de ello.

También la ética del cambio climático debe asumir principios derivados de la ética social, en cuanto que esta pone el acento en los derechos y deberes que cada individuo tiene respecto de la comunidad humana en la que vive. El hombre es un ser social y para que ese proceso de socialización sea además de algo natural también moral se han establecido una serie de formas de convivencia (matrimonio, familia, sociedad, Estado...). Estas formas deben regirse de acuerdo con unos principios éticos básicos como la libertad, la justicia la igualdad etc. “La ética social promueve el amor al prójimo, la compasión, la tolerancia, el respeto y la solidaridad”<sup>30</sup>. Pues bien, el estudio del cambio climático tiene sin lugar a dudas un aspecto social importante. En él intervienen tanto la actuación de los individuos como la de las instituciones y también está en sus manos mitigar los efectos. La ética social nos puede ayudar a resolver los problemas de responsabilidad colectiva así como el de las entidades que pueden ser consideradas sujetos morales.

Por ultimo, la ética económica juega también un papel prioritario en el estudio del cambio climático. La lucha contra sus efectos origina conflictos de gran interés económico. Los sujetos implicados en dichos conflictos son también plurales, desde los individuos aisladamente considerados, hasta empresas de diversa naturaleza, entidades financieras e instituciones

---

<sup>30</sup> Pieper 1992:76.

públicas. Entran en juego y colisionan intereses públicos y privados, individuales y colectivos. A la hora de resolver y justificar la resolución de todos ellos, es importante tener en cuenta los principios ya consolidados en el ámbito ético-económico, esto es, hay que hacer operativa la máxima de “que la actividad económica... no puede derivar a la búsqueda del beneficio por el beneficio para unos pocos a costa de todos los demás. Por el contrario, el progreso económico general debe beneficiar a todos en función tanto de su participación y rendimiento como de sus necesidades)<sup>31</sup>.

Tal y como indicamos en la introducción de este trabajo el cambio climático es, hoy en día una de las cuestiones objeto de debate desde diversos ámbitos distintos. También afirmamos que es la comunidad internacional la que está poniendo sobre el tapete la importancia de su estudio y la necesidad de que los Estados tomen medidas efectivas para mitigar los probables efectos perniciosos que este fenómeno pueden ocasionar en el futuro tanto a los seres humanos como al medio ambiente donde habitan. Hemos intentado mostrar a lo largo de este trabajo la relación que también el calentamiento global de la tierra producido por el efecto de gases invernadero también debe ser analizado desde la perspectiva ética. Para ello hemos afirmado que constituye un problema moral de dimensiones plurales tanto ecológicas, como científicas, económicas y sociales. Precisamente por este carácter pluridimensional requiere de una reflexión macro-ética. Esto traería consigo un nuevo discurso ético que tenga en cuenta las peculiaridades del tema tratado pero que tenga en cuenta y asuma los principios y criterios éticos sostenidos desde otras éticas aplicadas.

Sería interesante abordar en próximos estudios hasta qué punto el estudio ético del cambio climático puede ayudar a los gobiernos y a los Estados a desarrollar sus políticas de adaptación al nuevo sistema climático terrestre y de qué forma puede intervenir para que las normas dictadas por dichos gobiernos y por la comunidad internacional, sean asumidas como valiosas por parte de la sociedad, lo que llevaría a dotar de una mayor eficacia a sus ordenamientos jurídicos.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Innovación y Ciencia bajo el proyecto DER2010-19897-CO2-01.

### Referencias

- A.A.V.V. 2005. "A New Legal Frontier in the Fight Against Global Warming." *Fordham Environmental Law Review*, XVI: 289-291.
- Araujo, Joaquín. 2000. *La Naturaleza, nuestro lujo*, Barcelona, Plaza y Janés.
- Arnold, Denis G. 2011. *The Ethics of Global Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Bonorino, Pablo y Añel, Juan. 2012. “Derechos humanos y cambio climático antropogénico”, *Investigación*, en prensa.
- Bonorino, Pablo y Gimeno, Luis. 2012. «Cambio climático y responsabilidad jurídica», *ACT*, 3, 29-38.
- Bonorino, Pablo y Leal, Virginia. 2010. «La prueba de la causalidad en el daño ambiental», *ACT*, 1, 39-52.
- Broome, John. 2012. *Climate Matters. Ethics in a Warming World*. New York-London: W. W. Norton & Company.
- Giddens, Anthony. 2009. *The Politics of Climate Change*. Cambridge ; Malden, MA: Polity.

---

<sup>31</sup> Pieper 1992: 76-77

- Hare, R. M. 1999. *Ordenando la ética. Una clasificación de las teorías éticas*. Barcelona: Ariel.
- Hulme, Mike. 2009. *Why we disagree about climate change. Understanding controversy, inaction and opportunity*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Humphreys, Stephen (ed.). 2010. *Human Rights and Climate Change*. Cambridge-New York: Cambridge University Press.
- Jonas, H. 1979. *El principio de responsabilidad*, Madrid, Círculo de Lectores.
- Jonas, H. 1997. *Técnica, medicina y ética*, Barcelona, Paidós.
- Lovecraft, Amy Lauren. 2008. "Climate Change and Arctic Cases: A Normative Exploration of Social-Ecological System Analysis", en Vanderheiden, Steve (ed.), *Political Theory and Global Climate Change*, Cambridge-London: The MIT Press, 91-120.
- Okereke, Chukwumerije. 2010. "Climate Justice and the International Regime." *WIREs Climate Change*, 1 (May/June): 463-474.
- Page, Edward A. 2006. *Climate Change, Justice and Future Generations*. Cheltenham, UK-Northampton, USA: Edward Elgar.
- Pieper, Annemarien. 1992. *Ética y Moral. Una introducción a la filosofía práctica*, Barcelona, Crítica.
- Ruiz de Elvira, A. 2006. "Clima y cambio climático", en *III Jornadas de Sociedad y Medio Ambiente*.
- Shue, Henry. 2010. "Global Environment and International Inequality", en Stephen M. Gardiner, Simon Caney, Dale Jamieson y Henry Shue (eds.), *Climate Ethics. Essential Readings*, New York: Oxford University Press, pp. 101-111.
- Terry, Geraldine (ed.). 2009. *Climate change and gender justice, Working in Gender & Development*. Oxford: Practical Action-Oxfam.
- Trakman, Leon, y Gatien, Sean. 1999. *Rights and Responsibilities*. Toronto-Buffalo-London: University of Toronto Press.
- Vanderheiden, Steve. 2008. *Atmospheric Justice. A Political Theory of Climate Change*. Oxford: Oxford University Press.
- Velayos, Carmen. 2008. *Ética y cambio climático*, Bilbao, Desclée De Brouwer.
- Wellman, Carl. 1982. *Morales y Éticas*, Madrid, Tecnos.

## Análisis del transporte de humedad de cinco ciclones extratropicales en el Atlántico Norte

MARIA CORTÈS, ANITA DRUMOND, RAQUEL NIETO

*EPhysLab (Environmental Physics Laboratory), Facultade de Ciencias,*

*Universidade de Vigo,*

*Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain*

### RESUMEN

El presente trabajo es un análisis de las fuentes de humedad de cinco ciclones extratropicales que tuvieron lugar entre el 1999 y el 2010 en el Atlántico Norte. El estudio se ha realizado utilizando el modelo tridimensional lagrangiano FLEXPART, que permite saber la procedencia de las partículas de aire de una columna atmosférica. Se han utilizado cinco ciclones descritos en el trabajo de Fink *et al.* (2012), que tuvieron un impacto socio-económico importante sobre el continente europeo: Lothar, Martin, Kyrill I, Klaus y Xynthia. Se ha analizado cada ciclón utilizando mapas de la diferencia de evaporación menos precipitación (E-P) a lo largo de sus trayectorias, así como las anomalías de las fuentes de humedad con respecto al periodo climático desde 1998 a 2012. Los resultados presentados demuestran las fuentes anómalas de donde procedía el vapor de agua que alimentaba los ciclones y unos valores de E-P mayores de lo normal.

---

### 1. Introducción

Los ciclones extratropicales son una característica dominante en latitudes medias, y su paso es asociado con fuertes vientos, precipitación y cambios de temperatura (Rudeva y Gulev, 2011). Los ciclones de latitudes medias del Atlántico Norte tienen un papel importante en la formación y en la variabilidad sinóptica de los flujos de masas de aire entre mar y tierra y en el transporte de calor y humedad a Europa durante el invierno boreal (Ulbrich *et al.*, 2009).

Conocer de donde obtienen la humedad que necesitan para formarse y desarrollarse es muy importante para

determinar su evolución y características. Para ello, se han llevado a cabo trabajos intentando determinar y analizar las fuentes de humedad en cada momento de su ciclo de vida, como es el realizado por Fink *et al.* (2012), donde se analizan las características de cinco ciclones extratropicales que llegaron al continente europeo causando daños en algunas regiones.

Un análisis comparativo de los distintos métodos disponible para la estimación del transporte de humedad ha sido hecho por Gimeno *et al.* (2012). Los análisis que se han estado utilizando durante los últimos años para determinar el transporte de humedad han sido en su mayoría aproximaciones eulerianas. Estos métodos cuantifican

las corrientes de humedad para y desde una región, pero no identifican las fuentes reales y los procesos físicos asociados. En los métodos lagrangianos el movimiento de las parcelas de aire en el tiempo y el espacio puede ser descrito mediante trayectorias. Los cambios en la humedad específica de estas parcelas a lo largo de las trayectorias reflejarán, principalmente, los efectos de los procesos de precipitación y evaporación.

Los cinco ciclones analizados por Fink *et al.* (2012) son los utilizados en el presente trabajo para poder conocer mejor las fuentes de humedad a lo largo de sus respectivas trayectorias con el propósito de poder caracterizarlos mejor y obtener información sobre las causas de su formación, de la intensidad que adquirieron y de las trayectorias que realizaron. El análisis del transporte de humedad se hará utilizando la técnica lagrangiana usando el modelo FLEXPART desarrollado por Stohl y James (2004, 2005).

En el apartado 2 presentamos una descripción de los datos y metodología utilizada en el análisis. Los resultados para cada uno de los ciclones serán discutidos en el apartado 3. Finalmente, las conclusiones serán presentadas en el apartado 4.

## 2. Datos y metodología

En el trabajo utilizamos el modelo 3-D lagrangiano de dispersión de partículas FLEXPART versión 9.0. El periodo utilizado es desde el 1998 al 2012 para abarcar los cinco ciclones estudiados y poder tener una climatología consistente para compararlo con los eventos individuales.

Las variaciones en la humedad específica a lo largo de las trayectorias tridimensionales se han obtenido cada

seis horas a partir de los datos del reanálisis de ERA-Interim (Dee et al., 2011) del European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), con 60 niveles en la vertical y sobre una rejilla regular de 1° en latitud y longitud. Se utilizó el modelo FLEXPART para trazar las trayectorias tridimensionales con los datos de ERA-Interim. El experimento considera que la atmósfera está dividida homogéneamente en elementos finitos tridimensionales que denominaremos “partículas”. Cada una de estas “partículas” representa una fracción de la masa total atmosférica (Stohl and James, 2004). Los datos del FLEXPART usados en este trabajo provienen de una simulación global donde la troposfera terrestre ha sido dividida en aproximadamente 2 millones de partículas. Para cada una de estas “partículas” se ha guardado la información de la posición y humedad específica ( $q$ ) cada 6 horas, pudiendo así calcular las variaciones de  $q$  con el tiempo ( $dq/dt$ ). Para cada “partícula”, los cambios en la humedad específica son función de la evaporación ( $e$ ) y de la precipitación ( $p$ ), como se expresa en la fórmula 1:

$$e-p = m \frac{dq}{dt}, \quad (1)$$

donde  $m$  es la masa de la partícula. La suma de  $(e-p)$  para todas las partículas que residen en una columna atmosférica definida sobre un área  $A$  (en nuestro caso una rejilla de 1°x1°) representa el flujo superficial de agua dulce ( $E-P$ ):

$$E-P = \sum_A \frac{(e-p)}{A}, \quad (2)$$

donde  $E$  y  $P$  son las tasas de evaporación y de precipitación, respectivamente, por unidad de área. Valores positivos de  $(E-P)$  representarían ganancias de humedad ( $E > P$ ), es decir regiones fuentes, y valores negativos

pérdidas de humedad ( $E < P$ ), es decir, regiones sumideros.

Para establecer donde las trayectorias han ganado o perdido humedad se aplicó esta técnica retrospectivamente, con un límite de 10 días hacia atrás en el tiempo de acuerdo con la vida media de residencia del vapor de agua en la atmósfera (Numaguti, 1999).

Para cada ciclón se ha utilizado las posiciones donde se presenta la caída de presión al nivel medio del mar (en inglés, Sea Level Pressure, SLP) más intensa siguiendo el criterio de Fink *et al.* (2012), y se ha calculado los valores de  $E-P$  integrados durante los 10 días de las retrotrayectorias para cada una de estas posiciones, así como para el mismo día de ocurrencia entre los años 1998 y 2012, para poder calcular las anomalías de las fuentes. Para el cálculo de las anomalías, excluimos de la climatología el año de ocurrencia del ciclón para luego realizar la resta entre el valor observado en el día y la climatología; y tan sólo tendremos en cuanto los valores positivos de  $E-P$  ( $E-P > 0$ ) para poder estudiar con detalle las diferencias en las fuentes de humedad, ya que serán estas las que aporten la humedad al ciclón.

La figura 1 representa la trayectoria de los ciclones estudiados con los puntos seleccionados para analizar (de Fink *et al.*, 2012). Las fechas y posiciones de los ciclones se pueden ver en el anexo (tabla S1).

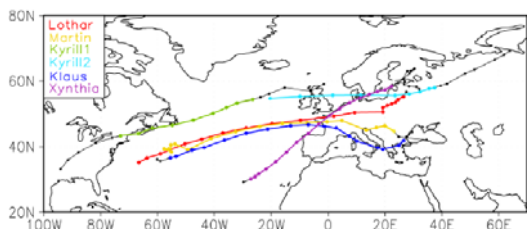


Figura 1: Posiciones cada 6h de los ciclones analizados: ciclón Lothar (en rojo), Martin (en naranja), Kyrill I and II (verde y azul claro), Klaus (azul oscuro), y Xynthia (magenta). [Figura de Fink *et al.*, 2012].

Analizaremos las fuentes de humedad de cada ciclón para las siguientes fechas: para el ciclón Lothar desde 25/12/1999 a las 1800 UTC hasta el 26/12/1999 a las 1200 UTC; para Martin desde 27/12/1999 0000 UTC hasta 27/12/1999 1800 UTC; para Kyrill I desde el 16/01/2007 0600 UTC hasta 17/01/2007 1800 UTC; para Klaus desde 23/01/2009 0000 UTC hasta 24/01/2009 0000 UTC; y para el ciclón Xynthia desde 26/02/2010 1200 UTC hasta 27/02/2010 1800 UTC. Para la identificación de las masas de aire asociadas a cada momento del ciclón se han construido las áreas para correr el modelo FLEXPART como cajas de  $10^\circ \times 10^\circ$  centradas en cada una de las posiciones indicadas en la tabla S1.

### 3. Resultados y discusión

#### 3.1. Lothar

El ciclón extratropical Lothar se originó el 25 de diciembre de 1999 en el océano Atlántico y afectó al oeste del continente europeo, con vientos de 160 km/h y rachas máximas de 241 km/h registradas en Zurich (según el informe “*The European Storms Lothar and Martin*” de EQE International que se puede encontrar en: [http://www.absconsulting.com/resources/Catastrophe\\_Reports/Lothar-Martin%20Report.pdf](http://www.absconsulting.com/resources/Catastrophe_Reports/Lothar-Martin%20Report.pdf)). En este trabajo se ha tenido en cuenta cuatro posiciones del ciclón, entre las 1800 UTC del 25 de diciembre y las 1200 UTC del 26. En la figura 2 están representados los mapas de los valores de  $E-P$  para: la primera posición del ciclón tomada en cuenta (izquierda), para la climatología desde 1998 a 2012 (centro) y para las anomalías de las fuentes (derecha). El resto de los días del ciclón se pueden encontrar en el anexo (Figura S1). Como se puede observar en un simple análisis visual de la figura 1, hay diferencias entre las fuentes de humedad (en tonos rojizos) para el área del ciclón (figura 2 izquierda) y la



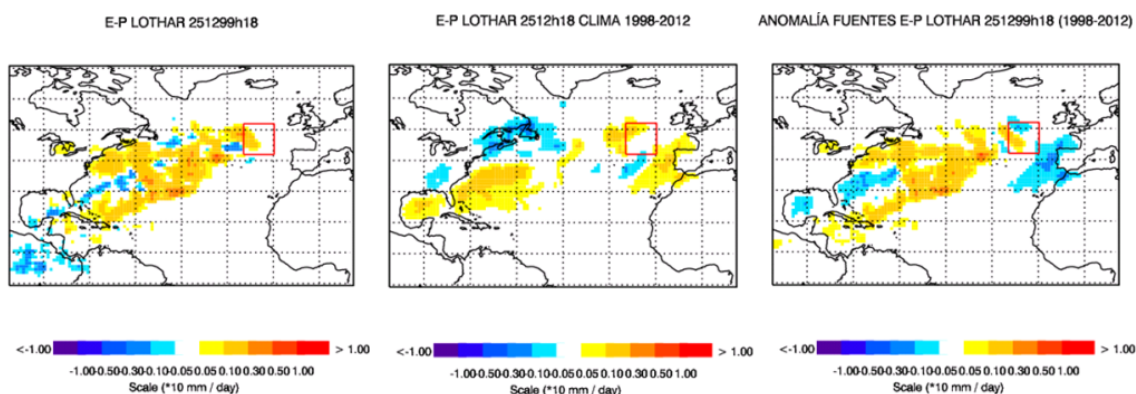


Fig. 2. Mapas de E-P integrados a 10 días del ciclón Lothar para el día 25/12/1999 a las 1800 UTC (izquierda), media climatológica para ese mismo día desde 1998 a 2012 (centro) y las anomalías de las fuentes (derecha). El cuadro rojo representa el área de  $10^{\circ} \times 10^{\circ}$  entorno a la posición del ciclón.

climatología (figura 2 centro). Para la caja de estudio (marcada en rojo) la climatología nos indica que normalmente, la humedad proviene del oeste del continente europeo, del Golfo de México y sudoeste del Atlántico Norte. Durante el momento del ciclón los resultados sugieren que hubo una intensificación de las fuentes de humedad en el centro del Atlántico Norte. Para observar las diferencias de una forma más clara, el mapa de las anomalías de las fuentes (figura 2 a la derecha) nos destaca de dónde obtuvo la humedad el ciclón, destacando el centro del Atlántico Norte. La región del golfo de México y de la costa este de norte América, que son para la caja fuentes habituales de humedad, para el momento del ciclón tienen un aporte negativo.

La figura 3 representa el mismo ciclón Lothar en la última posición analizada en el trabajo de Fink *et al.* (2012), el 26 de diciembre a las 1200 UTC. En este caso el ciclón ya había alcanzado tierra y se encontraba en el centro del continente europeo donde produjo daños importantes. La humedad conseguida en ese momento por el núcleo del ciclón y sus alrededores

provenía de toda una franja zonal en el centro del océano Atlántico entre los  $40^{\circ}$  y  $50^{\circ}$ N de latitud. El transporte de humedad que tuvo lugar en este caso desde esta banda es muy anómalo (figura 3 derecha). Los mapas de las otras posiciones analizadas, adjuntados a los anexos (anexo 2), presentan resultados muy parecidos, con una clara adquisición de la humedad por parte del ciclón en latitudes más hacia el norte y para toda la extensión zonal del océano Atlántico, con valores de (E-P) muy superiores a lo habitual.

### 3.2. Martin

Justo después de que el ciclón Lothar alcanzara Europa, otro ciclón extratropical tuvo incidencia en el continente. Este ciclón, que tuvo lugar entre el 26 y el 27 de diciembre de 1999, no alcanzó velocidades de viento tan elevadas como el anterior, pero aportó mucha precipitación y produjo muchos daños en la mayor parte del sur de Europa, no sólo por las elevadas velocidades del viento sino también por la lluvia y inundaciones que causó (informe realizado por EQE International citado anteriormente).

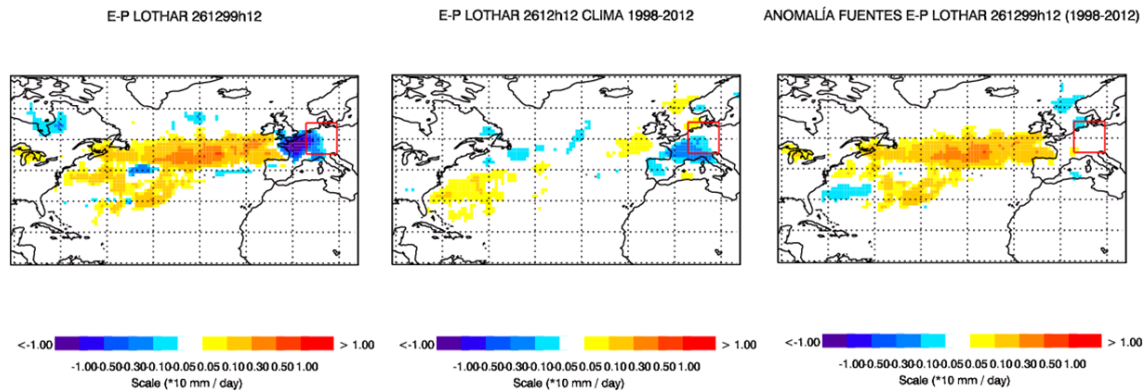


Fig. 3. Como fig 2 pero para el 26/12/1999 a las 1200 UTC.

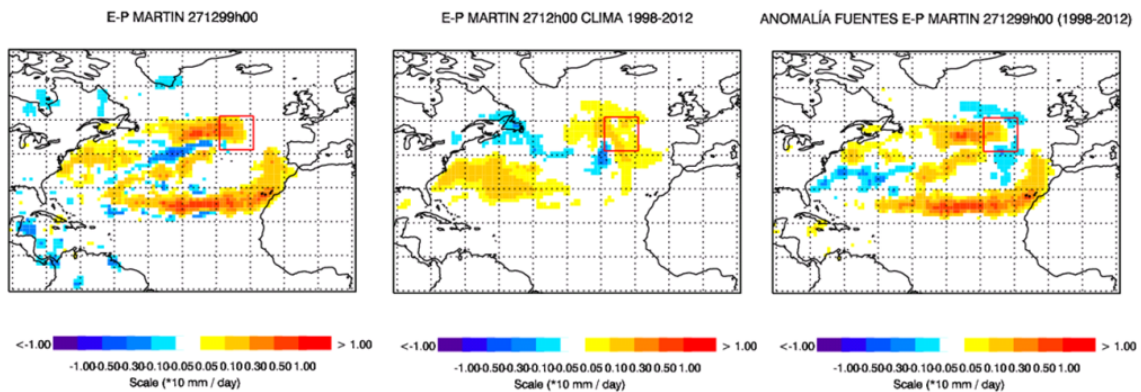


Fig. 4. Como figura 2 pero para el ciclón Martin y para el día 27/12/1999 a las 0000 UTC

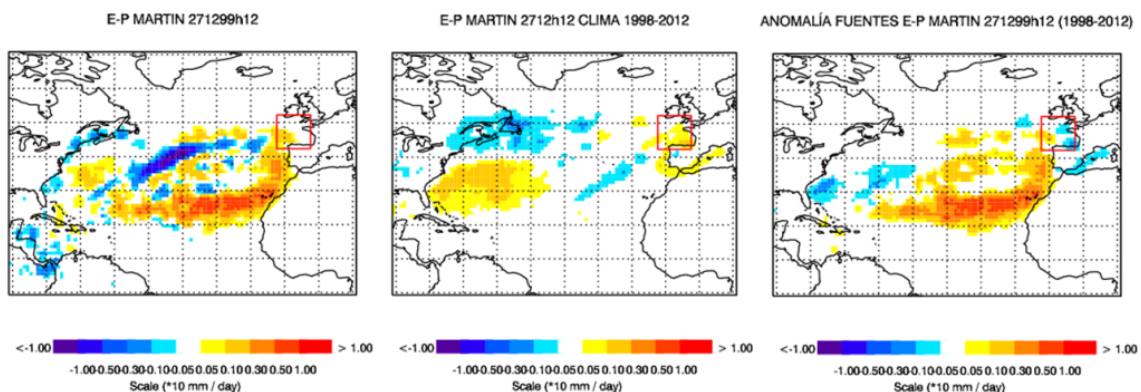


Fig. 5. Como fig 4 pero para el 27/12/1999 a las 1200 UTC.

Las figuras 4 y 5 representan los mapas de los valores de E-P para dos posiciones del ciclón, respectivamente: a las 0000 UTC del 27 de diciembre (posición inicial) y a las 1200 UTC del mismo día (cuando toca tierra). Como se puede observar el transporte de humedad en este caso tiene un comportamiento muy distinto al del ciclón Lothar aunque se produjeron en fechas y ubicaciones parecidas.

Para la región de la primera posición del ciclón (335.97°; 46.15°N) la climatología muestra que la ganancia de humedad normalmente tiene lugar sobre la misma caja de estudio y sobre el Atlántico Oeste. Pero en el día cuando tuvo lugar el ciclón (fig 4 izquierda) las fuentes más importantes provienen del oeste de la caja de estudio hasta la costa oriental de América del Norte y del Atlántico Norte subtropical entre 20 y 30° N, pasando por la costa

occidental del norte de África y de la Península Ibérica. Cuando el ciclón alcanza tierra, doce horas más tarde (figura 5) se incrementan las fuentes de humedad provenientes de la franja de latitudes subtropicales principalmente al sureste del Atlántico Norte y disminuyen las fuentes de humedad al oeste de la caja de estudio, como se puede observar en el mapa de las anomalías (figura 5 derecha).

Los valores de E-P integrados durante los 10 días previos en cada posición del ciclón fueron muy grandes, sobre todo en latitudes bajas. Las posiciones intermedias del ciclón se pueden ver en las figuras del anexo (figura S2).

### 3.3. Kyrill

Kyrill es un ciclón que causó daños en el oeste, centro y este del continente europeo entre el 17 y 19 de enero de 2007. Kyrill comenzó a ser intenso sobre la región costera del este de norte América cuatro días antes que llegara a Europa y sufrió una intensificación explosiva sobre el noroeste del océano Atlántico cuando cruzaba una intensa corriente en chorro polar zonal (Fink *et al.*, 2009). En el trabajo de Fink *et al.*

(2009) se evidencia como causas de su larga duración y alcance (hasta el este de Europa) la coincidencia de tres corrientes en chorro polares con una intrusión importante de aire.

Las posiciones analizadas en el caso del ciclón Kyrill son de su formación y desarrollo antes de llegar al continente europeo. La primera posición estudiada (figura 6) pertenece al día 16 de enero de 2007 a las 0600 UTC. Se puede observar de forma muy clara una gran obtención de humedad anómala desde la zona del Golfo de México y del sudoeste del Atlántico Norte, al este de la Península de La Florida (fig 6 izquierda). Climatológicamente las partículas que llegan a la región donde se encontraba el ciclón en ese día obtienen la humedad de la costa oriental de Norte América (fig 6 centro), al norte del Cabo Hatteras. En este caso, el mayor aporte se realiza al sur de esta zona, a latitudes subtropicales, como se puede observar en el mapa de anomalías (figura 6 derecha). También es importante destacar el aporte anómalo desde la zona de los Grandes Lagos y de la misma caja del ciclón, que coincide con un área de ciclogénesis.

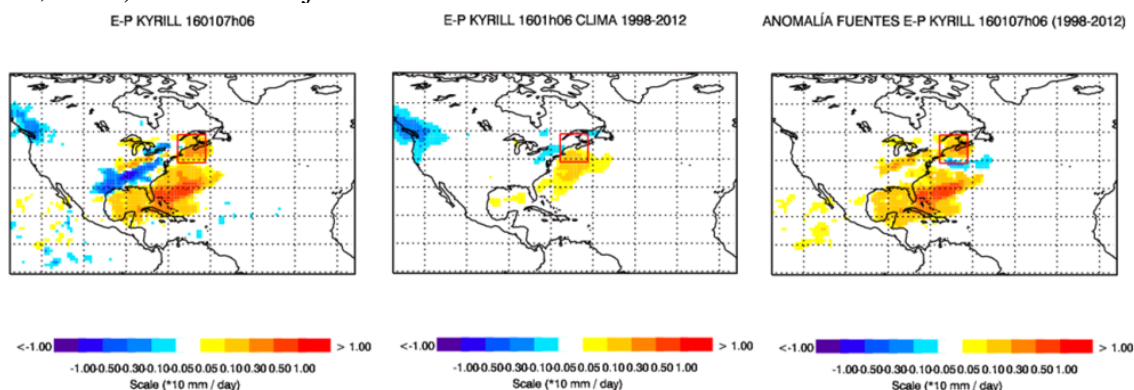


Fig. 6. Como figura 2 pero para el ciclón Kyrill y para el día 16/01/2007 a las 0600 UTC.

La figura 7 representa los mapas de los valores de E-P para la posición del ciclón al 17 de diciembre a las 1200 UTC. Las fuentes cercanas al ciclón tienen importancia al igual que el oeste del Atlántico Norte y Golfo de México

(figura 7 izquierda). Los valores de E-P alcanzan cuantías de entre 3 y 5 mm al día en el sudoeste del Atlántico Norte (figura 7 izquierda), cuando normalmente no sobrepasan los 3 mm/día (figura 7 centro).

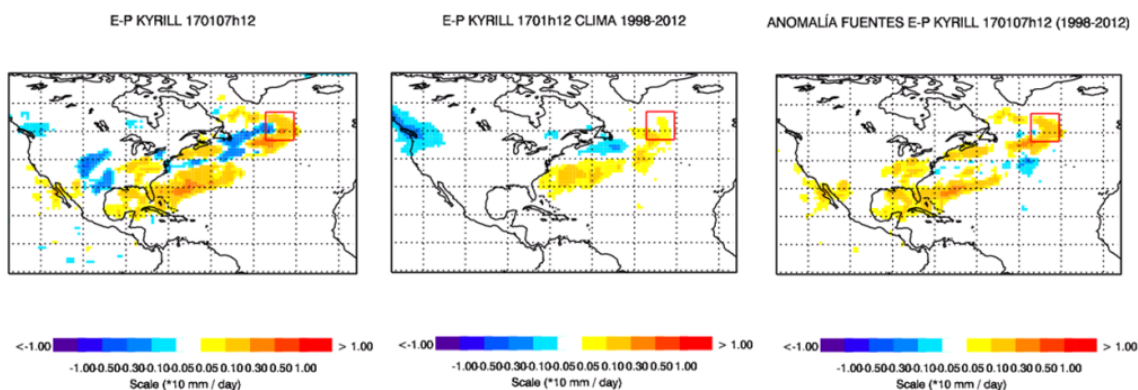


Fig. 7. Como fig 6 pero para el 17/01/2007 a las 1200 UTC.

El ciclón, como se puede observar en los otros mapas del anexo 4, va obteniendo humedad de las áreas por donde va pasando y sobre todo de latitudes más bajas a las regiones fuentes identificadas en la climatología.

### 3.4. Klaus

El ciclón Klaus se desarrolló cerca de Bermuda el 21 de enero de 2009. Tuvo una trayectoria hacia el este y después de un periodo de intensificación rápido sobre el este del océano Atlántico, alcanzó el oeste de Europa el 23 de enero. Se produjeron daños en el sur de Francia y norte de España con 26 muertes atribuidas al ciclón. Se registraron velocidades del viento mayores a 180 km/h en estaciones de cercanas al nivel del mar (datos el informe realizado por Georgiadis *et al.* para AON, y disponible en [http://www.aon.com/attachments/reinsurance/traditional\\_perils\\_new\\_challenges.pdf](http://www.aon.com/attachments/reinsurance/traditional_perils_new_challenges.pdf)).

La primera posición del ciclón analizada se representa en la figura 8 a la izquierda, donde se observa una gran extensión de procedencia de las partículas que llegan al ciclón, con zonas muy extensas de valores positivos

de E-P en la mayor parte de la zona norte del océano Atlántico. La climatología muestra un patrón similar (figura 8 centro), pero con valores de E-P muy inferiores al del día del ciclón. Las anomalías (figura 8 derecha) muestran de nuevo que el aporte de humedad a la caja del ciclón proviene de la costa sureste de Norte América y de latitudes más tropicales del centro del Atlántico.

Conforme el ciclón avanza en dirección este a lo largo del Atlántico va adquiriendo humedad principalmente de toda una franja zonal que va desde Nueva Escocia y más al sur, hasta la posición donde se encuentra (figuras en el anexo 5). Cuando llega a la altura de la Península Ibérica los aportes de humedad proceden de latitudes altas del Atlántico norte en su mayoría, con una banda menor sobre el Atlántico central como se puede observar del mapa de anomalías (figura 9 derecha).

El comportamiento del ciclón Klaus fue muy parecido al del ciclón Martin que tuvo lugar diez años antes con transporte de humedad tanto desde latitudes bajas como altas del océano Atlántico norte.

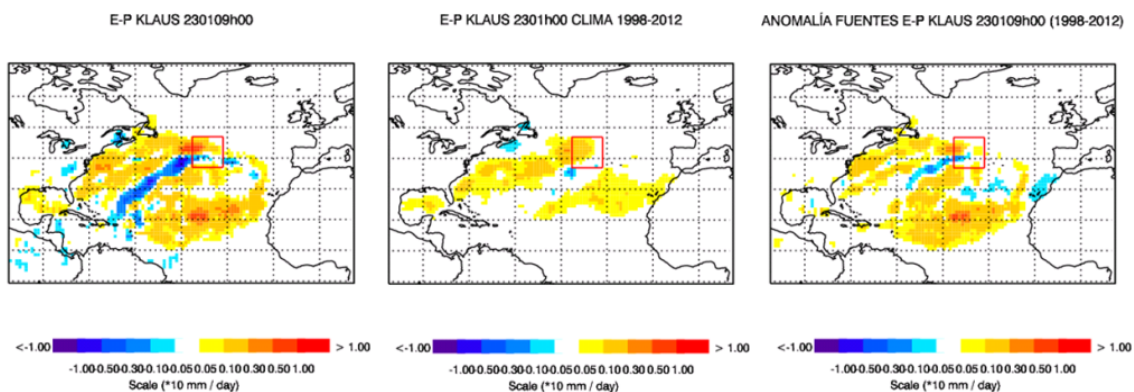


Fig. 8. Como figura 2 pero para el ciclón Klaus y para el día 23/01/2009 a las 0000 UTC.

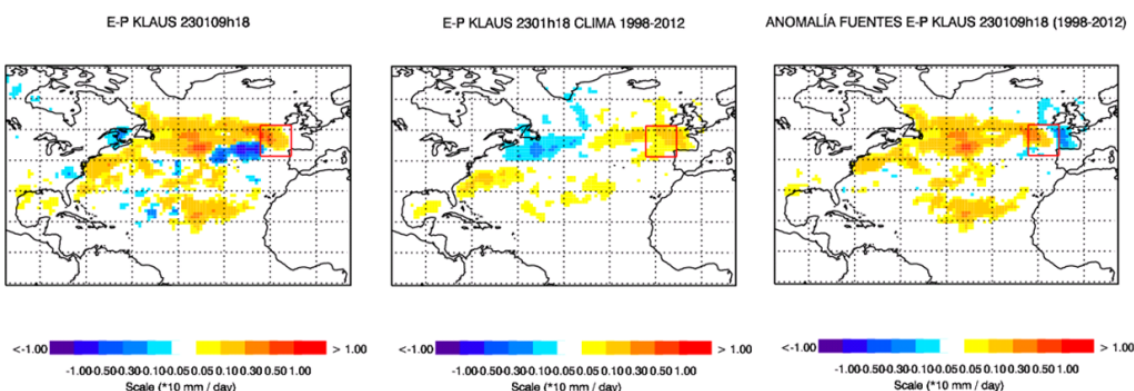


Fig. 9. Como fig 8 pero para el 23/01/2009 a las 1800 UTC.

### 3.5. Xynthia

El ciclón Xynthia se desarrolló en latitudes subtropicales del océano Atlántico del norte el 26 de febrero de 2010 y siguió una trayectoria hacia el noreste intensificándose y afectando a Portugal, España, Francia, Holanda, Bélgica, Luxemburgo y Alemania entre el 27 y 28 de febrero, siendo responsable de 59 muertes (según el informe para AON de Georgiadis *et al.*).

La figura 10 representa la primera posición a estudiar del ciclón, que corresponde a las 1200 UTC del 26 de febrero de 2010. Como se puede observar, el ciclón se encuentra localizado en latitudes subtropicales y sigue una trayectoria hacia el noreste (figura 11 y anexo 6). Sobre esa región de estudio (figuras centrales) normalmente la humedad proviene de

áreas cercanas a ella, de la costa noroeste de África y oeste de la Península Ibérica, y la propia área. Sin embargo, el día que tiene lugar el ciclón, la humedad proviene de latitudes más bajas, cerca del ecuador, en el corredor del Atlántico norte subtropical, desde prácticamente el Golfo de México hasta el ciclón. Esta estructura de banda alargada permanece durante todo el periodo explosivo del ciclón (figura 11 y figuras del anexo 6). También hay una ganancia de humedad anómala desde latitudes más altas con valores elevados cerca de la región y disminuyendo hasta el sur de Islandia (figura 10 derecha), mostrando la entrada de aire a niveles más altos en la troposfera típicos de estos sistemas. Sin embargo, la región donde habitualmente se obtiene la humedad presenta anomalías negativas de E-P, lo que indica la reducción de la contribución de esta fuente.

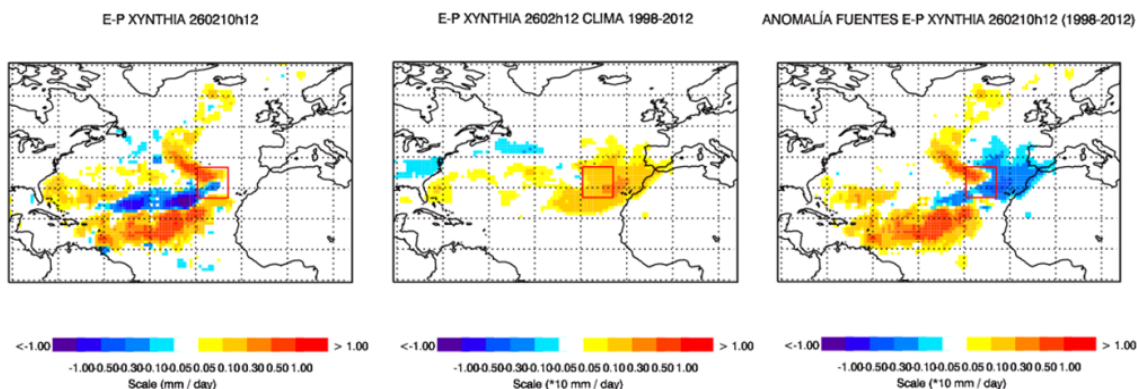


Fig. 10. Como figura 2 pero para el ciclón Xynthia y para el día 26/02/2010 a las 1200 UTC

Es también interesante destacar que la fuente de humedad sobre las regiones tropicales se intensifica desde las 0000 UTC hasta las 0600 UTC del día 27 de febrero, justamente cuando Xynthia muestra la mayor caída de presión en su centro.

#### 4. Conclusiones

En este trabajo se analizó el transporte de humedad para cinco ciclones extratropicales que produjeron daños al continente europeo.

Los análisis realizados para cada ciclón han permitido observar las diferencias del transporte de humedad con respecto a la climatología (1998-2012). Como se ha podido observar, el transporte de humedad para los ciclones difiere tanto en las regiones fuente como en la cantidad de vapor de agua aportada. Los valores adquiridos de humedad son mucho mayores de la media, llegando a superarse en algunos casos hasta un orden de magnitud.

En el trabajo se ha podido observar dos tipos de ciclones según de donde provenga su humedad. Los ciclones Lothar y Kyrill obtuvieron la humedad principalmente del Golfo de México y de la costa oriental de norte América. Sin embargo, para los ciclones Xynthia y Martin las partículas de aire de su núcleo y alrededores provenían de zonas a latitudes mucho más bajas, de latitudes tropicales y con valores de E-P

muy elevados. El ciclón Klaus tuvo un comportamiento medio de los dos, con obtención de humedad tanto del oeste del océano Atlántico Norte como del centro, a latitudes más tropicales.

Estudiar bien las características, como es el transporte de humedad anómalo, de fenómenos meteorológicos y climáticos, como el caso de los ciclones aquí descritos, es importante para determinar aquellos patrones que los hace especiales en ciertos momentos y poder prever en otras situaciones similares consecuencias sobre las precipitaciones continentales, o posibles desastres naturales.. Este tipo de estudios ayudan en la predicción y en la interpretación de las salidas de los modelos meteorológicos. Por ello, es fundamental seguir haciendo análisis de este tipo para poderlos caracterizar de forma adecuada.

#### 5. Referencias

- Dee, D., et al.: The ERA Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011.
- Fink, A. H, T. Brucher, V. Ermert, A. Krüger, y J. G. Pinto. 2009. The European storm Kyrill in January 2007: synoptic evolution, meteorological impacts and some considerations with respect to

- climate change. *Nat. Hazards en Earth Syst. Sci.*, 9, 405–423.
- Fink, A. H, S. Pohle, P. Knippertz y J. Pinto, 2012: Diagnosing the influence of diabatic processes on the explosive deepening of extratropical ciclones over the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L07803, doi:10.1029/2012GL051025.
- Georgiadis, A., Pinto, J. y Podlaha, A. European Winter Storms: Traditional Perils Posing New Challenges. AON. [http://www.aon.com/attachments/reinsurance/traditional\\_perils\\_new\\_challenges.pdf](http://www.aon.com/attachments/reinsurance/traditional_perils_new_challenges.pdf)
- Gimeno, L., Stohl, A., Trigo, R. M., Dominguez, F., Yoshimura, K., Yu, L., Drumond, A. Durán-Quesada, A. M., and Nieto, R. (2012) Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation, *Rev. Geophys.*, 50, RG4003, doi:10.1029/2012RG000389
- Numaguti, A. (1999), Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 104, 1957-1972.
- Stohl, A., and P. James (2004), A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part I: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe, *J. Hydrometeorol.*, 5, 656 – 678, doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0656:ALAOTA>2.0.CO;2.
- Stohl, A., and P. James (2005), A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: Moisture transports between the Earth's ocean basins and river catchments, *J. Hydrometeorol.*, 6, 961– 984, doi:10.1175/JHM470.1.
- Rudeva, I. y S. K. Gulev. 2011: Composite Analysis of North Atlantic Extratropical Cyclones in NCEP–NCAR Reanalysis Data. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 1419–1446.
- Ulbrich, U., Leckebusch, G.C. y Pinto, J. C. 2009. Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review. *Theor Appl Climatol* (2009) 96:117–131.

## ANEXOS

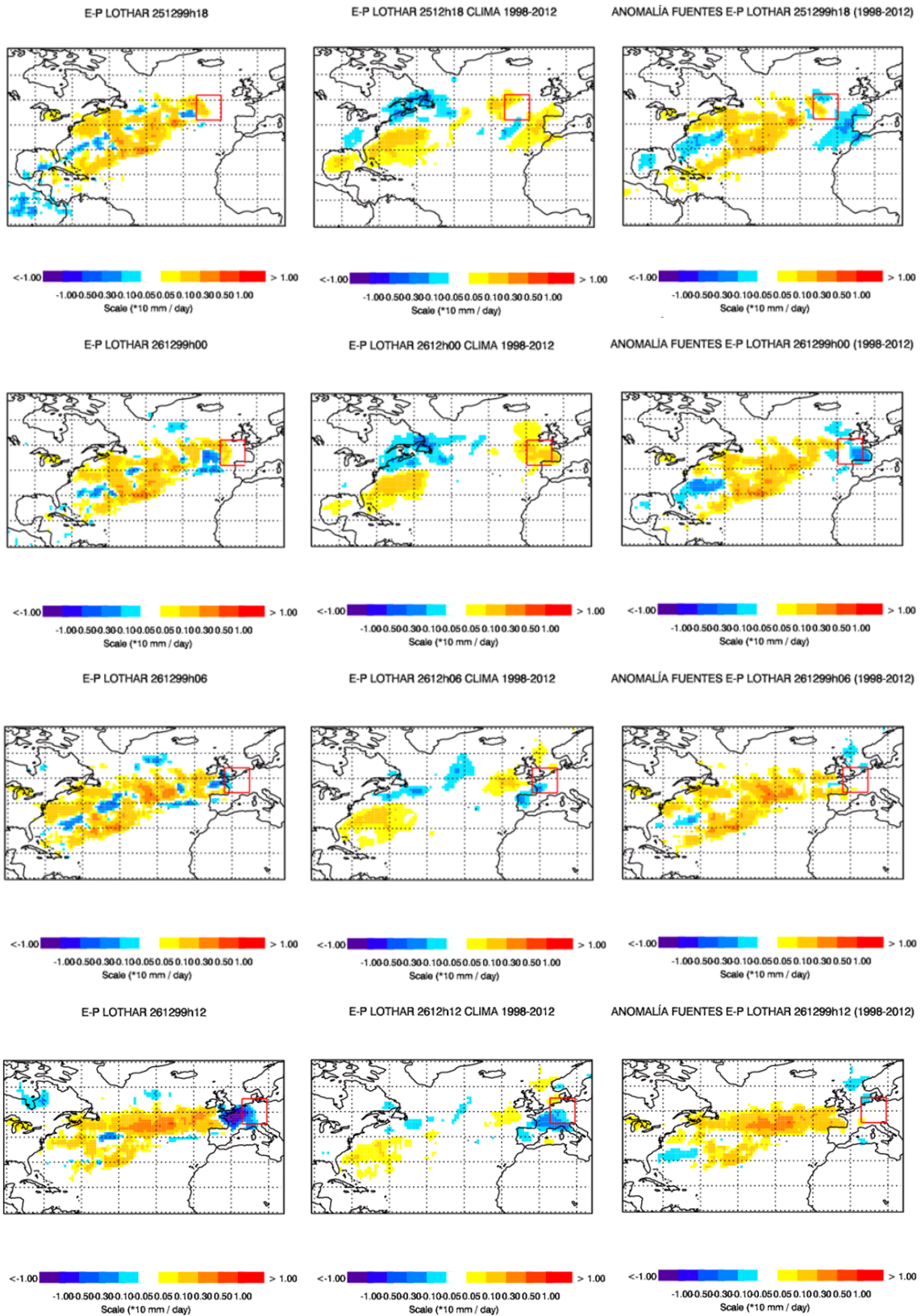
## Anexo 1: Tabla de las posiciones geográficas de los ciclones

CICLÓN	FECHA (UTC)	LAT (°E)	LON (°N)	MSLP (hPa)	dMSLP (hPa/6 std)
<b>Lothar</b>	1800 25 Dec. 1999	340.31	46.97	993.13	-4.56
	00 00 26 Dec. 1999	350.29	47.99	987.43	-5.7
	06 00 26 Dec. 1999	2.00	49.23	977.73	-9.7
	12 00 26 Dec. 1999	9.36	50.38	975.95	-1.78
<b>Martin</b>	00 00 27 Dec. 1999	335.97	46.15	1000.54	-3.71
	06 00 27 Dec. 1999	343.94	47.08	989.73	-10.81
	12 00 27 Dec. 1999	352.66	47.25	979.27	-10.46
	18 00 27 Dec. 1999	359.64	47.55	968.21	-11.06
<b>Kyrill I</b>	06 00 16 Jan. 2007	293.27	43.95	1003.05	-3.02
	12 00 16 Jan. 2007	298.17	45.95	999.40	-3.65
	18 00 16 Jan. 2007	305.20	46.51	990.94	-8.46
	00 00 17 Jan. 2007	312.59	48.05	984.55	-6.39
	06 00 17 Jan. 2007	319.58	50.13	975.16	-9.39
	12 00 17 Jan. 2007	324.24	51.89	969.03	-6.13
	18 00 17 Jan. 2007	327.97	53.30	963.60	-5.43
<b>Klaus</b>	00 00 23 Jan. 2009	323.54	41.93	1003.04	-1.6
	06 00 23 Jan. 2009	331.20	44.07	994.07	-8.97
	12 00 23 Jan. 2009	338.73	45.29	982.56	-11.51
	18 00 23 Jan. 2009	346.81	46.35	968.61	-13.95
	00 00 24 Jan. 2009	353.03	46.62	965.87	-2.74
<b>Xynthia</b>	12 00 26 Feb. 2010	335.62	31.75	1000.23	-2.06
	18 00 26 Feb. 2010	338.18	33.12	991.83	-8.4
	00 00 27 Feb. 2010	341.59	35.40	985.73	-6.1
	06 00 27 Feb. 2010	345.39	38.29	978.83	-6.9
	12 00 27 Feb. 2010	349.02	41.36	974.85	-3.98
	18 00 27 Feb. 2010	353.04	43.98	969.88	-4.97

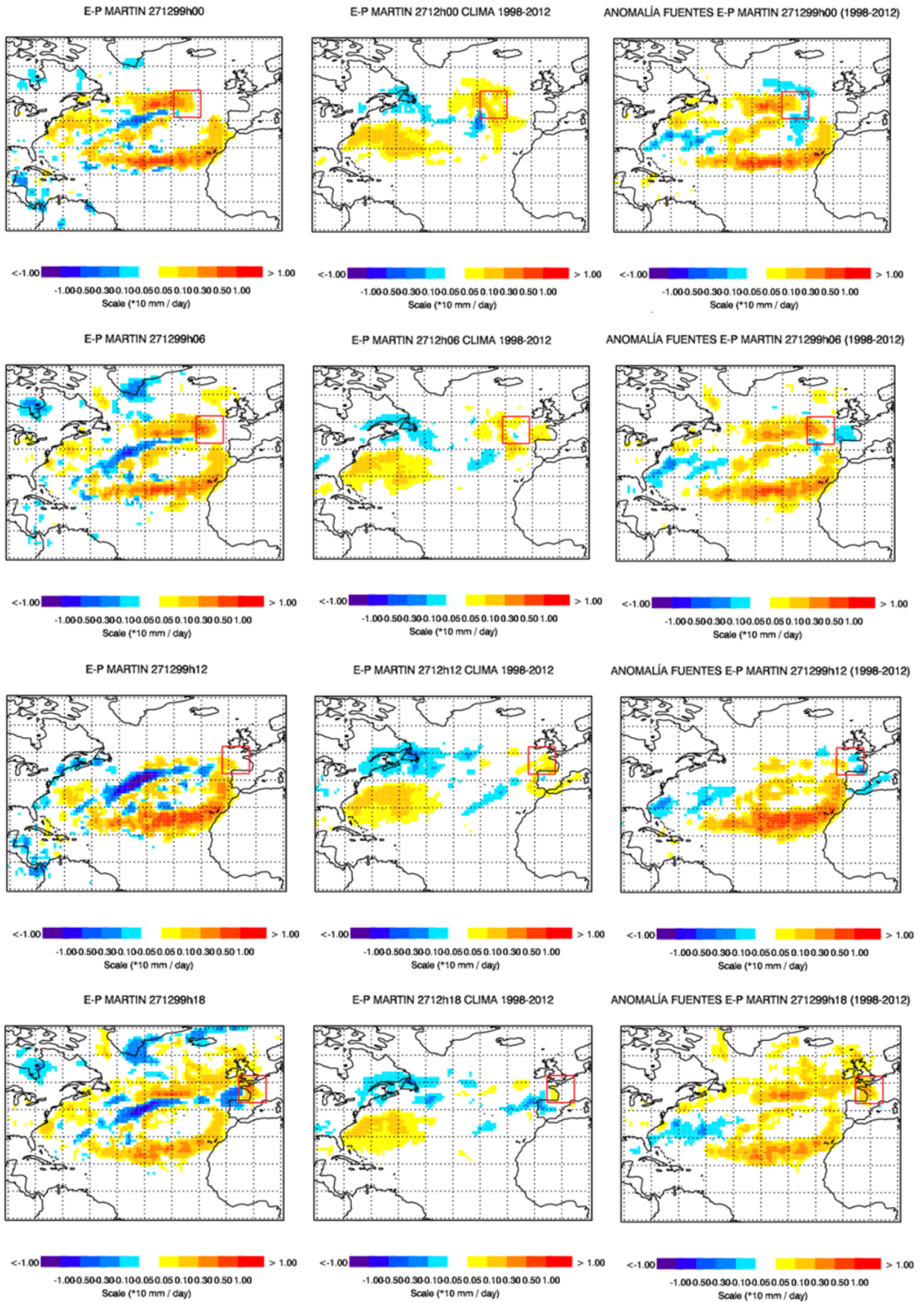
Tabla S1. 6-h (FECHA), posición (LAT, LON) del mínimo de presión al nivel medio del mar (MSLP) calculados con ERA-Interim, y su correspondiente tendencia (dMSLP) para las últimas 6h de los 5 ciclones más explosivos que llegaron a la región de Europa entre los años 1998 y 2012. (de Flink et al. 2012).



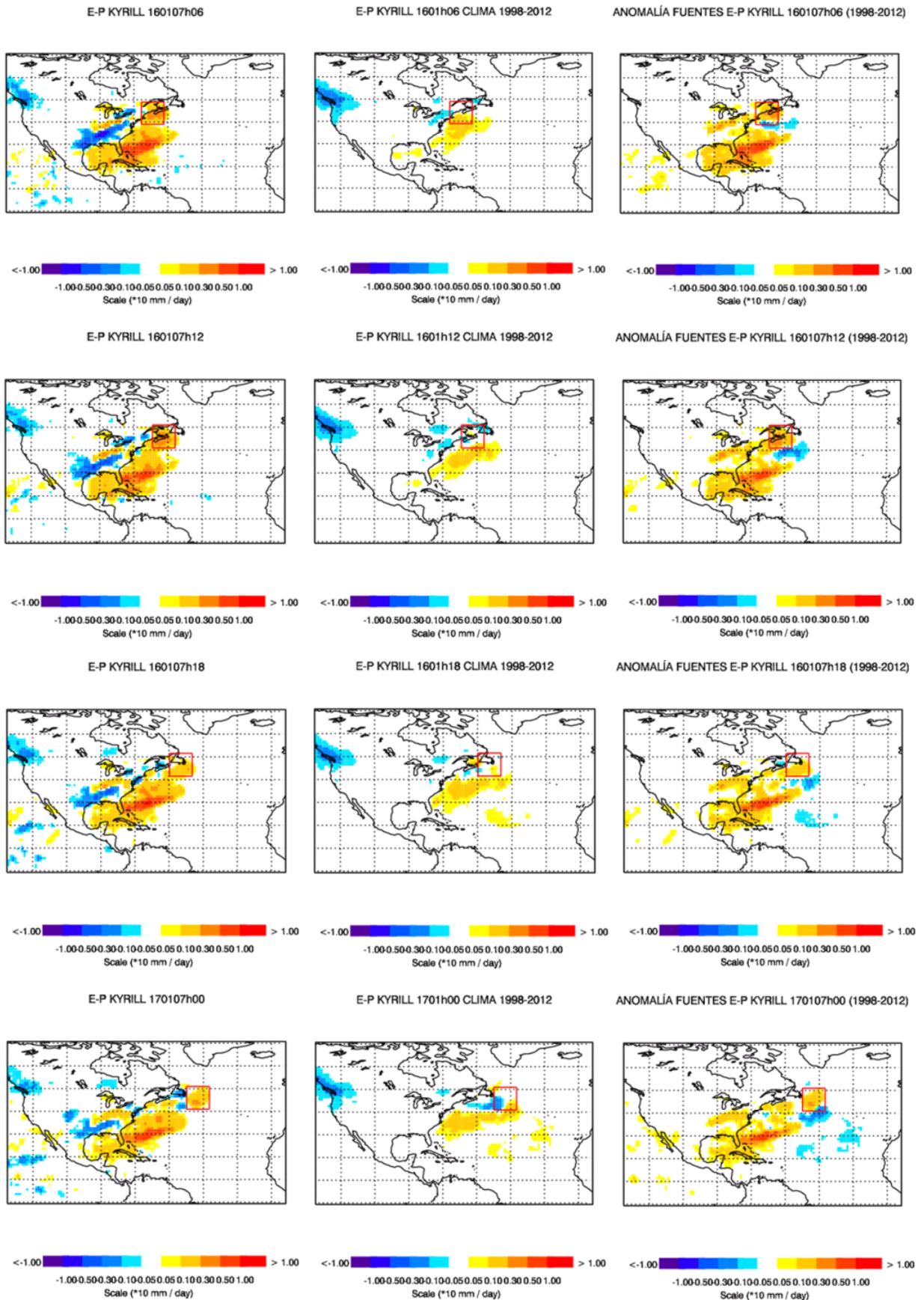
## Anexo 2: Mapas del ciclón Lothar

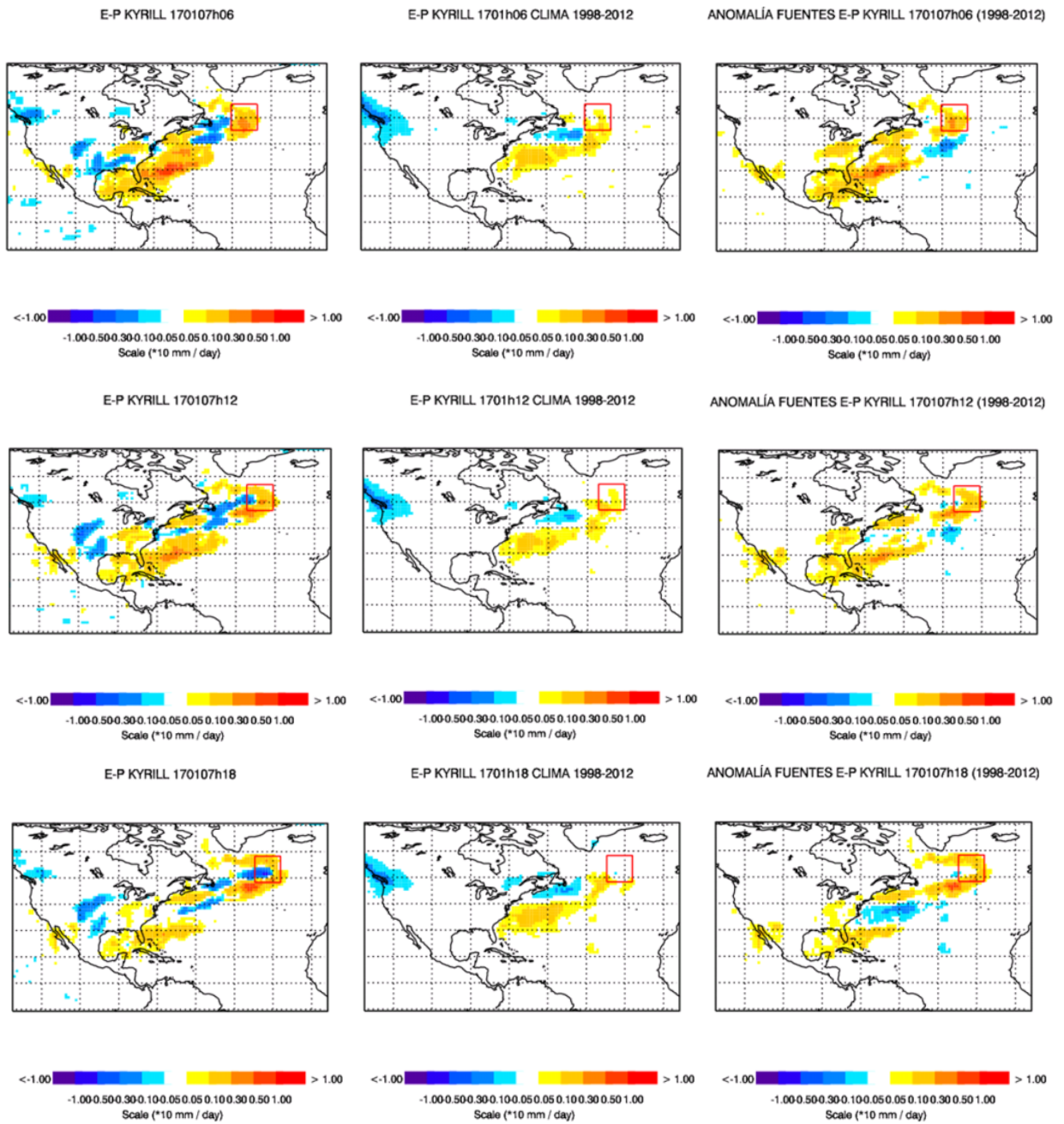


### Anexo 3: Mapas del ciclón Martín

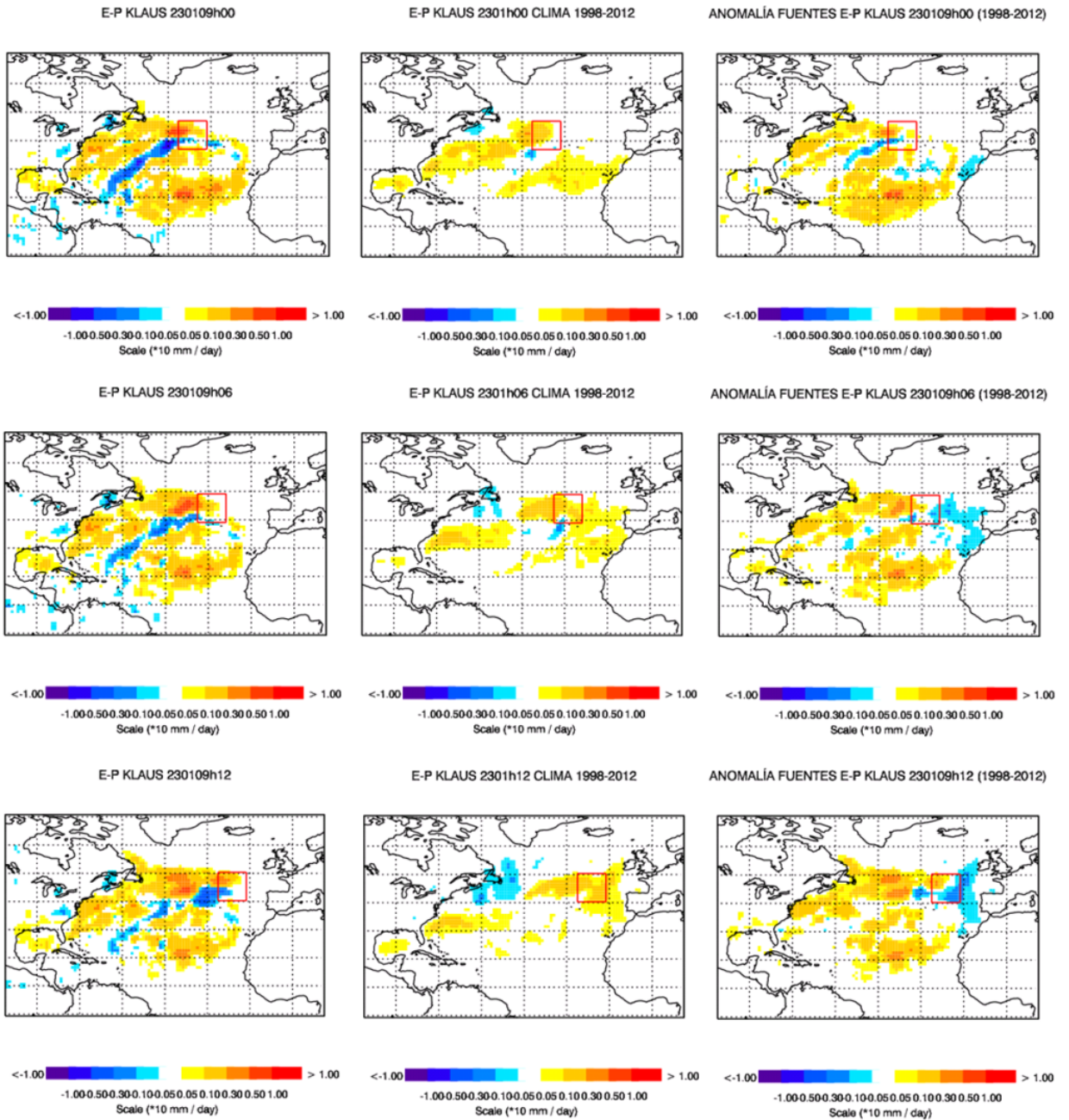


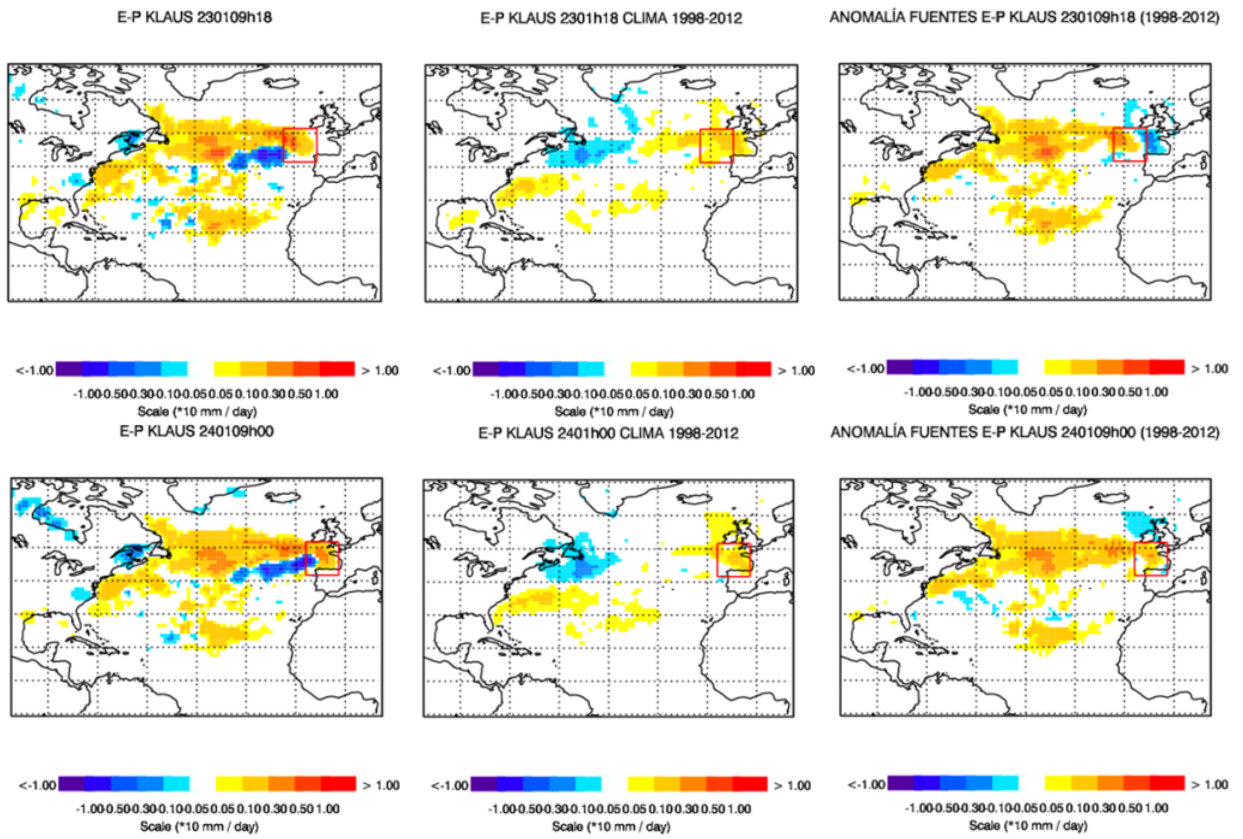
### Anexo 4: Mapas del ciclón Kyrill



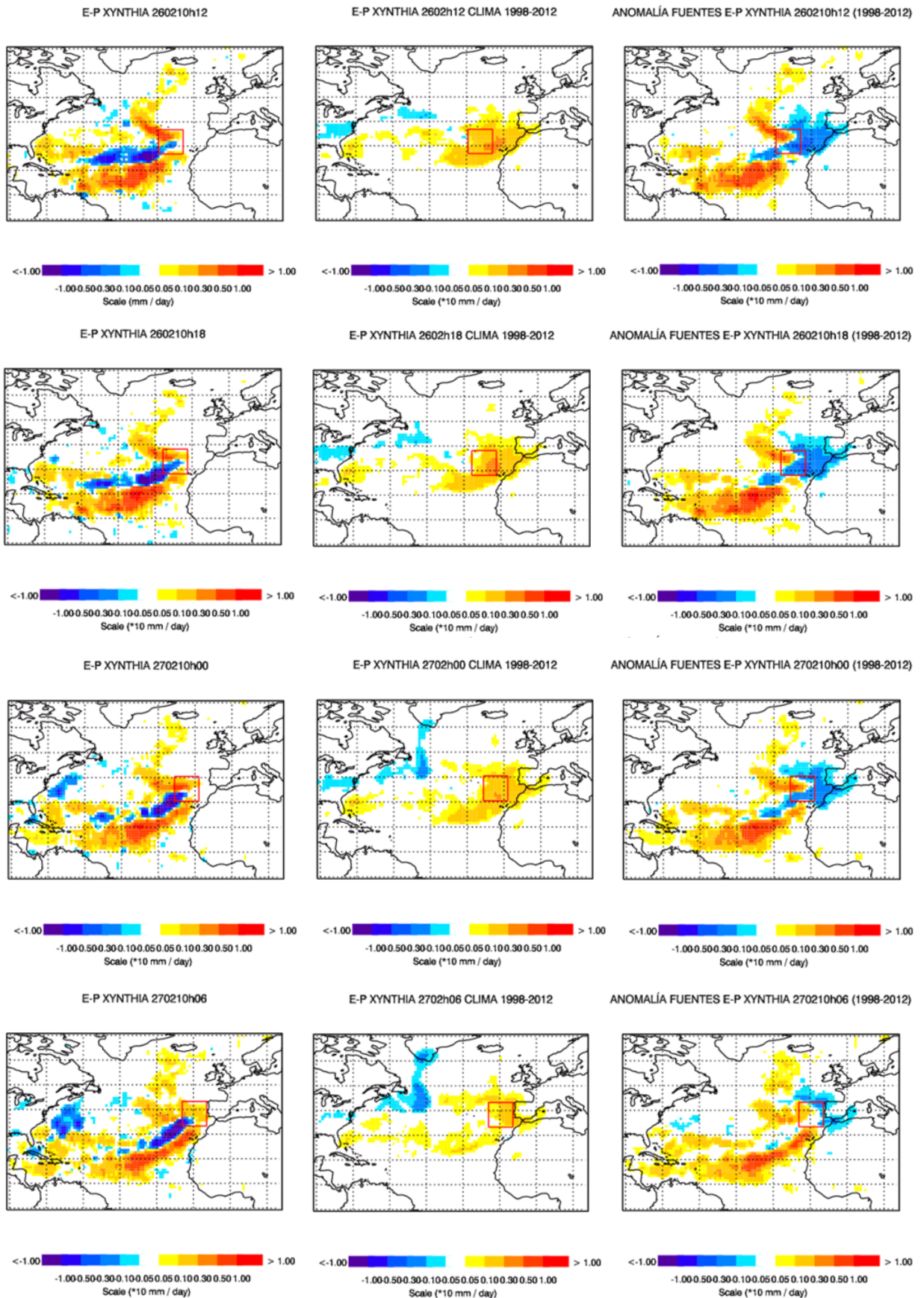


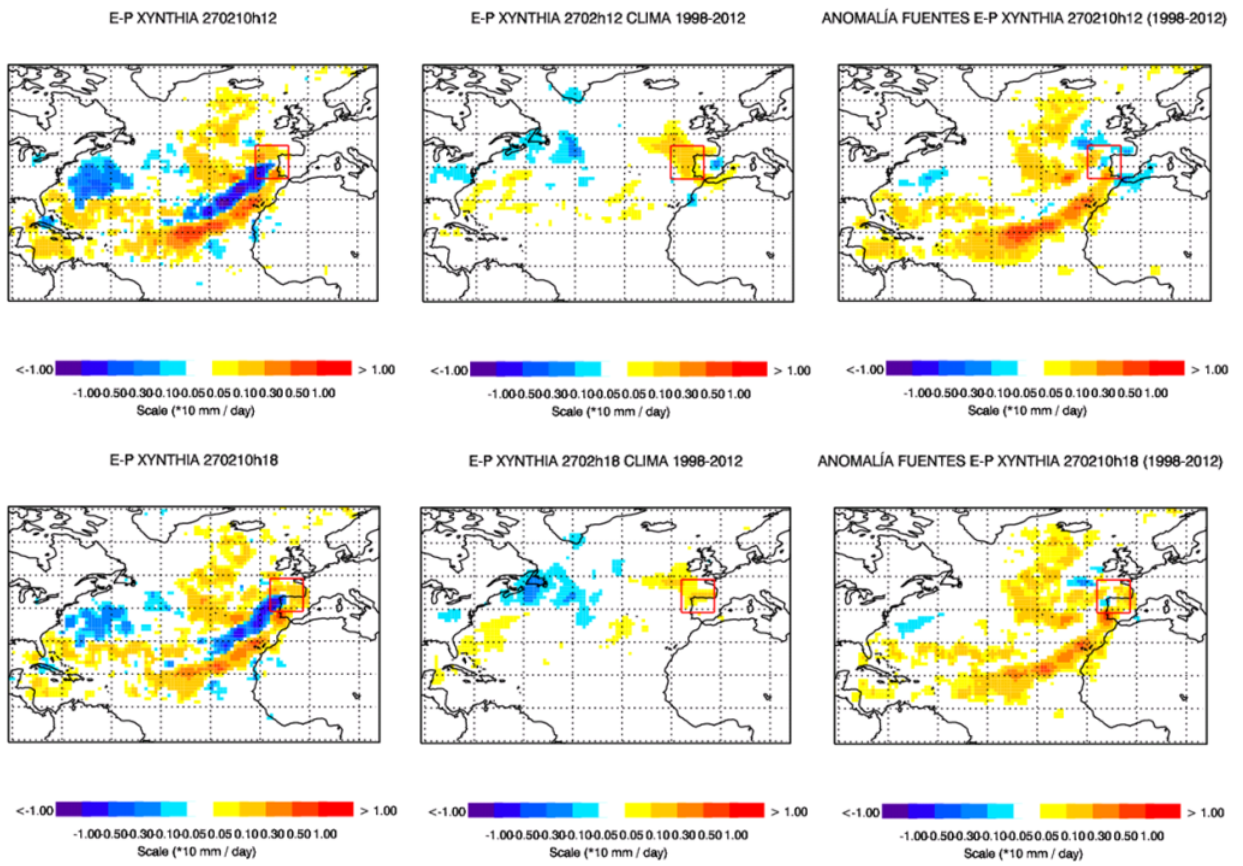
### Anexo 5: Mapas del ciclón Klaus





### Anexo 6: mapas del ciclón Xynthia







## Consejo Editorial Asesor

### Editores en Jefe

**F. Santos**  
EPHYSLAB  
Universidad de Vigo  
[fsantos@uvigo.es](mailto:fsantos@uvigo.es)

**A. J. C. Crespo**  
EPHYSLAB  
Universidad de Vigo  
[alexbeje@uvigo.es](mailto:alexbeje@uvigo.es)

### Equipo editorial

**M. Gómez- Gesteira**  
EPHYSLAB  
Universidad de Vigo

**M. de Castro**  
EPHYSLAB  
Universidad de Vigo

**M.N. Lorenzo**  
EPHYSLAB  
Universidad de Vigo

**I. Álvarez**  
EPHYSLAB  
Universidad de Vigo

**J. M. Domínguez**  
EPHYSLAB  
Universidad de Vigo

**J.J.Taboada**  
METEOGALICIA

**D. Rey**  
GEOMA  
Universidad de Vigo

**B. Rubio**  
GEOMA  
Universidad de Vigo

**T. Ambrizzi**  
Universidade de Sao Paulo  
Brasil

**C. Peña Ortiz**  
Universidad Pablo de Olavide de Sevilla

**P. Ribera**  
Universidad Pablo de Olavide de Sevilla

**D. Gallego**  
Universidad Pablo de Olavide de Sevilla

**R. Trigo**  
Universidade de Lisboa  
Portugal

**D. Barriopedro**  
Universidade de Lisboa  
Portugal

**J.M.H. Castanheira**  
Universidade de Aveiro  
Portugal

**J. M. Dias**  
Universidade de Aveiro  
Portugal

**L. Gimeno**  
EPHYSLAB  
Universidad de Vigo

**R. Nieto**  
EPHYSLAB  
Universidad de Vigo

**Anita R. Drumond**  
EPHYSLAB  
Universidad de Vigo

**F. Vilas**  
GEOMA  
Universidad de Vigo

**A. Bernabeu**  
GEOMA  
Universidad de Vigo

**J.L. Gomez Gesteira**  
Centro Tecnológico do Mar  
CETMAR

**R. da Rocha**  
Universidade de Sao Paulo

**S. Vicente-Serrano**  
Instituto Pirenaico de Ecología  
CSIC, Zaragoza

**J.I. López Moreno**  
Instituto Pirenaico de Ecología  
CSIC, Zaragoza

**N. Calvo Fernández**  
Universidad Complutense de Madrid

**R. García-Herrera**  
Universidad Complutense de Madrid

**V.O. Magaña**  
Universidad Nacional Autónoma de México  
México

**A. Marco**  
Estación Biológica de Doñana  
CSIC

**I. Iglesias**  
CIIMAR, Porto (Portugal)



