

Análisis Lagrangiano del comportamiento de los sumideros de humedad debidos a la fuente del Atlántico Norte para las estaciones de invierno y verano durante el periodo 1980-2000

R. CASTILLO*, R. NIETO y A. DRUMOND

* *rcastillo@uvigo.es*

EPhysLab (Environmental Physics Laboratory)

Facultade de Ciencias, Universidade de Vigo

Campus As Lagoas s/n, Ourense, Spain

RESUMEN

Se estudió el comportamiento de los sumideros de humedad debidos a la fuente evaporativa del Atlántico Norte para las estaciones de invierno (Diciembre-Enero-Febrero) y verano (Junio-Julio-Agosto) durante un periodo de 21 años (1980-2000) utilizando el modelo de dispersión de partículas FLEXPART v8.0, alimentado con datos del reanálisis ERA-40 del ECMWF con una integración hacia adelante en el tiempo del flujo de agua dulce para un periodo de 10 días. Se logró determinar que las precipitaciones generadas por el vapor de agua procedente de la fuente analizada están gobernadas por el movimiento estacional del anticiclón subtropical del Atlántico y la Zona de Convergencia Intertropical, los cuales son elementos dinámicos reguladores de su comportamiento. Además se caracterizó la influencia de los modos de variabilidad climática de El Niño-Oscilación del Sur, la Oscilación del Atlántico Norte y el Modo Anular del Norte sobre las regiones sumidero del agua evaporada en la región fuente del Atlántico Norte.

Keywords: Sumideros de humedad, Atlántico Norte, anticiclón del Atlántico, aproximación Lagrangiana, FLEXPART.

1 Introducción

El ciclo hidrológico global es abastecido cada año con cerca de 500 000 km³ de agua que se evapora de la superficie de la Tierra; la mayor parte de este volumen evaporado procede de la superficie oceánica, representando un 86%, y tan sólo un 14% proviene de la superficie continental (Oki (2005); Gimeno et al. (2010a)). Del agua que se evapora en los océanos un 10% es transportada a los continentes; este aporte ejerce un papel insustituible en la alimentación de la rama terrestre del ciclo hidrológico, por esta razón toda el agua disponible utilizada por los

ecosistemas terrestres y las actividades humanas, tanto económicas como sociales, tienen su origen en los océanos. De esta forma, los cambios futuros en las condiciones meteorológicas en las regiones de donde procede la humedad pueden tener un gran impacto en la disponibilidad de agua para muchas cuencas fluviales. Esto es debido a la tendencia al alza incesante de la temperatura en las últimas décadas, la cual se espera que continúe hacia un mundo más cálido, proyectando una carga adicional sobre la fiabilidad de las fuentes de humedad en el futuro.

Algunos estudios de modelización sugieren que la alta sensibilidad que presenta la presión de vapor a la temperatura de saturación se traducirá en un aumento de la evaporación y la precipitación que conduce a una exacerbación del ciclo del agua. El volumen de evaporación del agua depende en gran medida de los cambios del mar, la temperatura del aire y vientos sobre las principales regiones caracterizadas como fuentes humedad y estos cambios están destinados a influir en ciertas regiones continentales específicas.

Con el fin de cuantificar el transporte de vapor de agua atmosférico, primero hay que identificar dónde se evapora el agua. Desafortunadamente existen pocas mediciones directas de la evaporación. En ausencia de mediciones globales de evaporación se deben utilizar métodos indirectos para el diagnóstico de la evaporación. Una posibilidad es realizar un diagnóstico del flujo de humedad de vapor de agua integrado en la vertical con información de datos atmosféricos de humedad y vientos analizados. La divergencia de esa cantidad debe ser balanceada por la evaporación neta, mientras que la convergencia debe ser balanceada por la precipitación neta. Gimeno et al. (2010a) en su trabajo sobre fuentes globales de humedad define las regiones fuentes de humedad como máximos de divergencia de flujo de humedad integrado en la vertical (Trenberth y Guillemot (1998)). El transporte de humedad integrado verticalmente está definido como:

$$1/g \int_0^{P_s} qv dp \quad (1)$$

donde g es la aceleración de la gravedad, q es la humedad específica, P_s es la presión en superficie y v es el vector de viento horizontal.

En la figura 1A (de Gimeno et al., 2011) se computó el flujo de humedad integrado verticalmente y su divergencia para un periodo

comprendido entre 1980 a 2005 para los meses de verano e invierno. Los cálculos fueron realizados utilizando datos del reanálisis ERA-40 del ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) con una resolución de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Las regiones fuente globales son las indicadas en colores cálidos. Las regiones fuentes de humedad a escala global fueron definidas en base al umbral de divergencia de 750 mm/año para fuentes oceánicas y 500 mm/año para fuentes terrestres. Las principales fuentes netas de humedad identificadas son las cuencas de la India, el Pacífico Norte y el océano Atlántico. Por otra parte, existen una serie de regiones más pequeñas, incluyendo algunos mares cerrados que también contribuyen de manera significativa, como el Mar de Coral y el Mar Caribe, la cuenca del Mar Mediterráneo, el Mar Rojo y el Mar Árabe, además de las regiones de Zanzíbar y la Corriente de Agujas. Así, en la figura 1B se representan esquemáticamente las regiones fuente cada una con un color sobre el océano y con ese mismo color las regiones continentales afectadas por la precipitación (sumideros de humedad) procedente de la fuente. Los sumideros de humedad fueron calculados a través del método lagrangiano FLEXPART.

Como se ha visto una de las fuentes principales de humedad oceánica es la cuenca del Océano Atlántico. En este trabajo se va a caracterizar el comportamiento de la humedad evaporada desde la fuente del Atlántico Norte, que es, según Gimeno et al. (2010a) el área que provee de mayor cantidad de humedad para la precipitación sobre los continentes en comparación con el resto de fuentes globales del planeta.

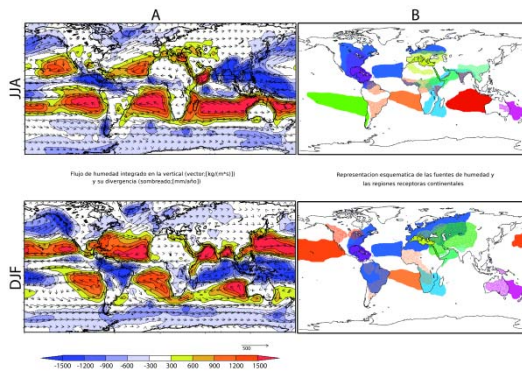


FIG 1. A) Flujo de humedad integrado en la vertical (en vectores, en unidades kilogramo por metro por segundo) y su divergencia (en colores medido en milímetros año) para el verano (junio, julio, agosto; JJA) e invierno (diciembre, enero, febrero; DJF) para el periodo 1980-2005 B) Esquema de las fuentes globales de humedad y sus sumideros en regiones continentales. Las fuentes y sumideros están representadas en el mismo color (de Gimeno et al., 2011).

Se determinarán las regiones continentales sobre las que precipita la humedad evaporada en esta fuente y se analizará la variabilidad climática interanual de la propia fuente para comprobar si provoca modificaciones en la evaporación neta, y así apuntar hacia cambios en el patrón de precipitación. Además se explorará la influencia que tienen los modos de variabilidad climática de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y el Modo Anular del Norte (NAM) con la fuente de humedad del Atlántico y de esta manera poder tener un mejor entendimiento del rol que juegan en el aporte de humedad sobre la precipitación continental.

ENSO es el modo troposférico de variabilidad climática más importante a escala global y el principal modo de variabilidad en los trópicos. La abreviatura ENSO se refiere a dos fenómenos que ocurren en el trópico: El Niño y la Oscilación del Sur. El primero es un calentamiento de las aguas de superficie del Pacífico Oriental. La Oscilación del Sur es una variación a

gran escala del sistema de presión atmosférica del trópico.

Para entender los cambios que ocurren durante los sucesos ENSO, es necesario entender el clima promedio de las regiones tropicales. Ver como es el sistema de presión atmosférica, la circulación general, las corrientes marinas, la temperatura superficial del mar (SST) y las precipitaciones. El clima promedio es un sistema estable, es decir, las componentes del sistema actúan de tal manera que refuerzan las características del mismo. Las fases de El Niño/La Niña es el calentamiento/enfriamiento del Pacífico Ecuatorial Este, acompañado por el desplazamiento e intensificación de la convección en el Pacífico Oeste (cambios en la célula de Walker). Para el modo de variabilidad ENSO se escogió el índice oceánico basado en el promedio de las SST en la región comprendida entre 5°N - 5°S y 160°W - 150°W en el centro del Océano Pacífico. Este índice se conoce como Niño 3.4, la principal medida oceánica para el monitoreo, evaluación y predicción de ENSO.

La NAO describe una oscilación meridional a gran escala de la masa atmosférica en el Atlántico Norte, que se produce entre las regiones del anticiclón subtropical de las Azores y el sistema de bajas presiones subpolar de Islandia. Sus descubridores Walker y Bliss (1932) la definieron como la “expresión de la tendencia de la presión a ser baja cerca de Islandia en invierno cuando es alta cerca de Azores y el suroeste de Europa” y viceversa. Su estructura espacial y variabilidad temporal se suelen definir mediante el campo de la presión a nivel del mar (SLP) regional. A pesar de ser el único patrón evidente a lo largo de todo el año en el hemisferio norte, su amplitud es mayor durante el invierno, cuando la atmósfera es dinámicamente más activa. De hecho, durante los meses de

diciembre a marzo NAO da cuenta de más de un tercio de la varianza total de la SLP en el Atlántico Norte.

Finalmente el NAM se define usualmente como el primer modo de variabilidad interanual de la altura geopotencial en el norte extratropical, obtenido a través de la técnica de EOF (Empirical Orthogonal Function, por sus siglas en inglés). Estas funciones provienen de un análisis de descomposición de una señal o conjunto de datos en términos de funciones de base ortogonal que se determinan a partir de los datos y son geográficamente ponderadas en geofísica. El NAM es el patrón de variabilidad climática a escala hemisférica, que debe su existencia a la dinámica interna de la atmósfera en latitudes medias del hemisferio norte.

Hasta finales del siglo pasado siempre se había considerado que el modo principal de variabilidad del hemisferio norte estaba restringido a la región atlántica, pero su influencia se extiende a zonas muy alejadas de este sector, como por ejemplo Siberia. Además, al estudiar el acoplamiento con la estratosfera, la manifestación en superficie de la variabilidad del vórtice polar, aunque es similar a NAO, se extiende más allá de la cuenca atlántica. Estas características hicieron pensar a Thompson y Wallace (2001) que, en realidad, el modo refleja procesos dinámicos que trascienden la distribución continental y la orografía de un hemisferio en particular. En este supuesto, NAO es simplemente la manifestación de este patrón en la región del Atlántico Norte.

NAM es un patrón de variabilidad climática a gran escala caracterizado por una oscilación en la intensidad del flujo zonal a lo largo de 55°N y 35°N acompañada de desplazamientos de masa atmosférica entre la cuenca Ártica y latitudes medias centradas a unos 45°N. Es decir, según este paradigma, la

oscilación de presión no está limitada sólo a la baja de Islandia y al alta de Azores, sino que el patrón en superficie tiene una estructura geográfica predominante anular, con un centro negativo en el polo norte y dos centros positivos: uno en el Pacífico Norte y otro en el Atlántico Norte, siendo en esta región donde la señal es más intensa y prácticamente idéntica a la de NAO, además da cuenta de gran parte de la varianza de la SLP del hemisferio norte.

La variabilidad de NAM se representa mediante la serie temporal de la componente principal (PC) del primer EOF del campo de la presión a nivel del mar entre 20°N y 90°N, que captura las características hemisféricas del modo con mayor exactitud que los índices basados en estaciones. Esta variabilidad, a pesar de la considerable simetría zonal de este patrón, es más pronunciada en el sector atlántico, donde es idéntica a la de NAO. Por esta razón, muchos autores como Thompson y Wallace (2001) consideran que la Oscilación del Atlántico Norte es sólo la manifestación del modo anular en la región atlántica.

El presente trabajo mostrará un análisis del comportamiento de los sumideros de humedad debidos a la fuente del Atlántico Norte para las estaciones de invierno (Diciembre-Enero-Febrero) y verano (Junio-Julio-Agosto) durante el periodo de 1980-2000. Este estudio se realizó utilizando el modelo de aproximación lagrangiana FLEXPART v8.0, alimentado con datos del reanálisis ERA-40 del ECMWF (Uppala et al. (2005)), con una integración hacia adelante en el tiempo del flujo de agua dulce para un periodo de 10 días.

2 Metodología

El modelo FLEXPART es un modelo de dispersión lagrangiano de partículas 3-D desarrollado en el Norwegian Institute for Air Research (NILU) y fue

originalmente diseñado para el cálculo de la dispersión de contaminantes del aire de fuentes puntuales de largo alcance y de mesoescala. Este modelo se ha convertido en una completa herramienta para la modelización y el análisis del transporte atmosférico. Sus campos de aplicación se extienden desde estudios de contaminación del aire a otros temas donde el transporte atmosférico desempeña un papel importante, por ejemplo, el intercambio entre la estratosfera y troposfera, o el ciclo global del agua (Stohl et al. (2005)). El FLEXPART como modelo lagrangiano describe el movimiento de cada partícula, que es acompañada en su trayectoria total.

Una de las ventajas del modelo es su flexibilidad para ser alimentado de diferentes conjuntos de datos, como es en este caso con datos del ECMWF, o datos del GFS (Global Forecast System) o de salidas de otros modelos como puede ser el MM5 (Meso-scale Model versión 5 del National Center for Atmospheric Research Penn State University).

Para este trabajo se utilizó el método desarrollado por Stohl y James (2004, 2005), basado en el modelo lagrangiano de dispersión FLEXPART (Stohl et al. (2005)) para calcular las variaciones de humedad específica en cada paso de la trayectoria de una partícula de aire. Se divide la atmósfera homogéneamente en un número grande de partículas virtuales de masa constante que son advectadas por el modelo utilizando los vientos en tres dimensiones del reanálisis ERA-40 del ECMWF. Sus posiciones y los valores de humedad específica q son temporalmente interpolados a partir de los datos del reanálisis ERA-40, que se registraron cada 6 horas. Los incrementos de evaporación (e) y decrecimientos de precipitación (p) a lo largo de la trayectoria se pueden calcular como

cambios de humedad (q) en el tiempo (t) (ecuación 2)

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

donde m es la masa de cada partícula. Luego sumando el aporte ($e-p$) de todas las partículas sobre una columna atmosférica de área A , podemos obtener el flujo de agua dulce ($E-P$) (ecuación 3)

$$E - P \approx \frac{\sum_{k=1}^K (e - p)}{A} \quad (3)$$

donde E es la tasa de evaporación, P es la tasa de precipitación por unidad de área, k es el contador para las partículas y K es número la última partícula. Por lo tanto, entenderemos por sumideros de humedad las regiones en las cuales la precipitación domina sobre la evaporación, es decir, cuando $E-P < 0$.

Según Gimeno et al. (2010b), las limitaciones de este método se refieren principalmente a la inexactitud de las trayectorias y el uso de un derivado de tiempo de la humedad, donde las fluctuaciones irrealistas en la humedad podrían ser interpretadas como flujos de humedad. Sin embargo, el uso de periodos suficientemente largos minimiza los efectos de estas fluctuaciones, para el caso de una climatología lo óptimo es tener un conjunto de datos con un periodo de 30 años; para nuestro análisis contaremos con un periodo temporal relativamente cercano al recomendado para un análisis climatológico.

El modelo FLEXPART computa el reanálisis ERA-40 cada 6 horas (0000, 0600, 1200 y 1800 UTC) con una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$ en 60 niveles en la vertical. Hay alrededor de 14 niveles del modelo por debajo de 1500 m y 23 por debajo de 5000 m. Para asegurarse que los balances de masa sean exactos, los vientos verticales son calculados utilizando datos de armónicos esféricos, como parte de los procedimientos de recuperación de datos en el ECMWF

(Courtier et al. (1998)). Para tener en cuenta la turbulencia, el modelo FLEXPART calcula la trayectoria de las partículas usando vientos analizados más movimientos aleatorios. En la capa límite planetaria (PBL), estos movimientos aleatorios son calculados mediante la solución de las ecuaciones de Langevin para turbulencia Gaussiana (Stohl y Thomson (1999)). Estas ecuaciones usan escalas de tiempo lagrangiano y desviaciones estándar para las componentes de viento, que son calculadas por medio de parámetros de capa límite del ECMWF (Hanna (1982)). La altura de la PBL se determina mediante una combinación del número de Richardson y la técnica de elevación de la parcela (Vogelezang y Holtslag (1996)); la turbulencia fuera de la PBL se supone que es muy pequeña. El conjunto de datos globales no resuelve las células convectivas individuales, sino que reproducen los efectos de convección a gran escala.

El modelo FLEXPART tiene varias opciones para la generación de partículas y lo que representan. En este caso, la atmósfera se rellenó con partículas de una forma homogénea, cada una representa una fracción de la masa atmosférica total. Las partículas se dejan circular libremente con los vientos hacia adelante en el tiempo de simulación. Así, se han utilizado las trayectorias de 1,8 millones de partículas para un período de 21 años (1980-2000). Se rastreó (E-P) hacia adelante desde la fuente de humedad del Atlántico Norte (figura 2) con un tiempo de transporte limitado a 10 días, que es el tiempo medio de permanencia del vapor de agua en la atmósfera (Numaguti (1999)). Todas las partículas que salen de la región fuente del Atlántico Norte se identifican cada 6 horas y son seguidas hacia adelante durante 10 días. Para el primer día de la trayectoria hacia adelante, es decir, al día siguiente a la evaporación,

prácticamente todas las partículas residirán sobre la propia fuente y (E-P) representa, por tanto, el flujo de agua dulce en la masa de aire que limita la región de la atmósfera de la fuente de humedad del Atlántico Norte. Consecuentemente el segundo paso de la trayectoria representa el flujo neto de agua dulce alejándose de la región fuente y así consecutivamente. Se calcularon los valores (E-P) de las partículas de aire que viajan de la fuente de humedad del Atlántico Norte en una columna de rejilla $1^\circ \times 1^\circ$, promediada estacionalmente para los 21 años. Los valores de (E-P) para cada día $(E-P)^{+n}$, (siendo n el día) sobre cada columna atmosférica se integran para 10 días, es decir el valor de (E-P) que se representa en este trabajo es la suma desde el primer día de trayectoria hasta el día 10, que denotaremos por $(E-P)^{+10}$.

La obtención de la extensión de la fuente de humedad del Atlántico Norte está basada en el criterio de Gimeno et al. (2010a), en donde se utilizó un umbral de 750 mm/año para fuentes situadas en los océanos. Se hizo el cálculo del flujo anual de divergencia de humedad integrado en la vertical con los datos del reanálisis ERA-40 con resolución de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ para un periodo de 44 años que abarca desde Enero de 1958 a Diciembre de 2001. La figura 2 muestra con una línea roja la región limitada por este umbral de 750 mm/año.

Para nuestro análisis se tomará únicamente los valores donde el cómputo del flujo de agua dulce haya sido negativo ($E-P < 0$), es decir, se considerará solamente las regiones en las cuales la precipitación domina sobre la evaporación. Con estos datos se procederá a calcular el comportamiento medio y la variabilidad durante el periodo de estudio para cada estación.

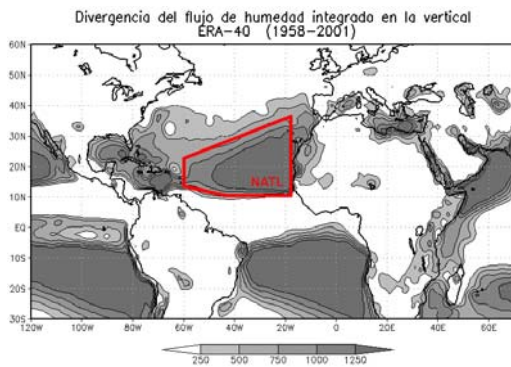


FIG 2. Climatología anual del flujo de divergencia de humedad integrado en la vertical (mm/año). Los valores por encima de 250mm/año están en color gris, con un intervalo entre las isolíneas de 250 mm/año. El área dentro de la línea roja indica la región considerada como fuente de humedad para el Atlántico Norte. Datos: ERA-40 (1958-2001).

Con el fin de explorar la influencia de los modos de variabilidad climática en la señal del campo de flujo de agua dulce ($E-P < 0$), tomaremos en consideración los años en donde las señales de ENSO, NAO y NAM han sido fuertes en sus dos fases (positiva y negativa) para cada estación en estudio, asignando 0.75 desviaciones estándar ($\pm 0.75\sigma$) como valor umbral para su cálculo (tabla 1). Se realizará diferencias de composiciones, computando el promedio de las señales de los años considerados fuertes para cada fase (positiva y negativa) de cada modo y para terminar se calculará la diferencia entre fases para las estaciones en consideración.

Las fuentes de donde se tomaron los índices de los modos de variabilidad climática se muestran a continuación: ENSO: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

NAO: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/nao.data>.

NAM: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#nam>.

ENSO			
Invierno		Verano	
(+)	(-)	(+)	(-)
1983	1985	1982	1985
1987	1989	1987	1988
1992	1999	1991	1998
1995	2000	1997	1999
1998	-----	-----	2000
NAO			
Invierno		Verano	
(+)	(-)	(+)	(-)
1984	1985	1983	1980
1989	1987	1990	1987
1994	1996	1994	1993
1995	1998	1996	1998
2000	-----	-----	-----
NAM			
Invierno			
(+)	(-)		
1989	1980		
1990	1985		
1992	1986		
1993	1987		
2000	1996		

Tabla 1. Años seleccionados para el cálculo de las composiciones para las señales de ENSO, NAO y NAM, considerando como valor umbral 0.75 desviaciones estándar ($\pm 0.75\sigma$). Fuentes: NOAA/CPC y NCAR/CGD-CAS.

3 Resultados

En esta sección mostraremos los resultados obtenidos descritos en la metodología. Se presentarán en dos partes, en la primera parte se mostrarán los resultados climatológicos y la varianza para el periodo de 1980-2000. En la segunda parte se presentarán los resultados de las diferencias de las composiciones realizadas para el campo de sumideros de humedad debidos a la fuente del Atlántico Norte con las señales más intensas de ENSO, NAO y NAM.

3.1 Climatología

El transporte de vapor de agua se determinó mediante la cuantificación de la serie de $(E-P)^{n+1}$ (n variando de 1 a 10 días) e integrado hacia adelante desde la

región fuente de humedad del Atlántico Norte.

El comportamiento medio estacional que se muestra en la figura 3, es un claro reflejo de la dinámica tropical y subtropical que gobierna esta región, en donde las zonas con predominio de precipitación ($E-P < 0$) se dan en lugares de alta convergencia de vientos como es la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, en sus siglas en inglés) donde converge la rama ascendente de la célula de Hadley y la zona subtropical donde converge la rama ascendente de la célula de Ferrel, caracterizada como una de las regiones del planeta con mayores precipitaciones. La ITCZ tiene la particularidad de desplazarse detrás del ecuador real, es decir sigue la zona donde los rayos solares caen perpendicularmente, esto nos indica que se mueve hacia el hemisferio que se encuentra en verano (Díaz (1988)). En la figura 3 se refleja este patrón. En general se detectan dos núcleos de precipitación principales, uno al norte de la región fuente sobre el Atlántico Norte desde la costa este de América del Norte hasta Europa y otra al sur y oeste de ésta sobre Centro América y el norte de Sud-América que acompañan a la ITCZ, encontrándose diferencias estacionales que comentaremos a continuación. Durante la estación de verano boreal (JJA) se puede observar un predominio de la intensidad en las lluvias en regiones al norte del ecuador terrestre, donde se posiciona la ITCZ. Las precipitaciones se producen en lugares como el Pacífico Sur de México, América Central, Venezuela y las regiones norte de Colombia, Guayana y Surinam. Este desplazamiento hacia el norte de la ITCZ se debe también al desplazamiento en esa misma dirección del anticiclón subtropical del Atlántico.

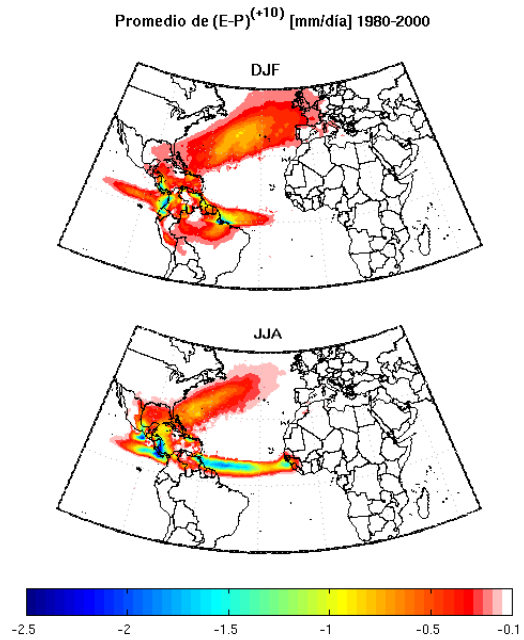


FIG 3. Promedio de los sumideros de humedad ($E-P < 0$) debidos a la fuente del Atlántico Norte para las estaciones de invierno y verano durante el periodo de 1980-2000.

En el caso de la estación de invierno (DJF), vemos un desplazamiento hacia el sur de la banda de precipitación a la vez que se vuelven más intensas. La intensificación y desplazamiento al sur del anticiclón del Atlántico obliga también a la ITCZ a posicionarse en regiones al sur del ecuador terrestre. Esto provoca el aumento de las lluvias en regiones como Colombia, Ecuador, Guayana, Surinam, el norte de Brasil y afectando parte de Perú. También este efecto promueve la disminución de las precipitaciones en América Central. Durante el invierno provee de humedad a la región continental europea y al norte de África. Estos resultados reflejan los mecanismos físicos más importantes de transporte de humedad hacia Europa durante el invierno, el warm conveyor belt (Eckhardt et al., 2004) y los sistemas de jets en niveles bajos en América. La importancia de esta fuente ya había sido documentada en análisis previos pero para periodos más cortos de tiempo para regiones como América Central (Durán-Quesada et al., 2010), Sud-América

Central (Drumond et al., 2008) y Europa (Gimeno et al., 2010b).

Para analizar la variabilidad de la precipitación observada podemos caracterizar regiones en donde se presentan los máximos de varianza (figura 4). Para el caso de la estación de invierno los máximos de varianza se muestran en las siguientes regiones: área oceánica oeste de las Antillas Menores, el sureste de Colombia, un pequeño sector este de Venezuela, el norte de La Guayana y el noreste Brasil. Para el caso de la estación de verano los máximos se exhiben en la región este de Colombia (con menor intensidad que en el invierno), la región Pacífico suroeste de México y el Pacífico de Costa Rica y Panamá. Esta variabilidad espacial es debida al movimiento estacional del anticiclón del Atlántico y la ITCZ, los cuales son elementos climáticos reguladores del comportamiento de las precipitaciones en esta región de estudio.

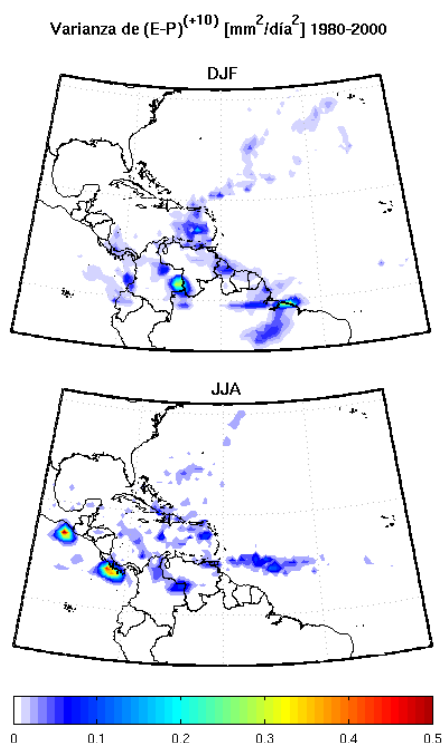


FIG 4. Varianza de los sumideros de humedad ($E-P < 0$) debidos a la fuente del Atlántico Norte para las estaciones de invierno y verano durante el periodo de 1980-2000.

3.2 Composiciones

Para analizar si los modos principales de variabilidad climática sobre la región de estudio tienen influencia en el patrón de las precipitaciones procedentes de la humedad evaporada sobre el Atlántico Norte se realizan composiciones para los años extremos de los índices típicos que definen a estos modos. En la región del Atlántico Norte estos modos son NAO, NAM y ENSO. Los años elegidos para realizar las composiciones se muestran en la tabla 1. Primero se calcularon las composiciones del campo de $E-P < 0$ para las fases positivas y negativas más intensas de los índices durante las estaciones de estudio. Luego se calculó la diferencia entre las composiciones para observar dónde se producían las mayores variaciones.

En la figura 5 se muestra las diferencias de las composiciones para el índice de ENSO, evidenciando las regiones donde existe mayor influencia de una de las dos señales en su fase fuerte. En el caso de la estación de invierno, la fase fuerte positiva (El Niño) influye en las áreas del Océano Pacífico Tropical, Costa Rica, Panamá, Ecuador, Guayana, la costa este de Colombia, la costa norte de Brasil, el norte y suroeste de Venezuela y toda la región norte de la fuente de humedad del Atlántico. Para la estación de verano, la fase fuerte negativa (La Niña) influye en la zona de las Antillas Mayores, en el Océano de la costa este de los Estados Unidos, en la costa suroeste de México, en regiones del Océano Pacífico y Mar Caribe del Istmo Centroamericano, en la zona limítrofe entre Colombia y Venezuela y finalmente en la región sur de la fuente de humedad del Atlántico, incluyendo las costas de Guayana y Venezuela. Cabe destacar que en invierno predominan más las fases fuertes positivas y en verano las fases fuertes negativas.

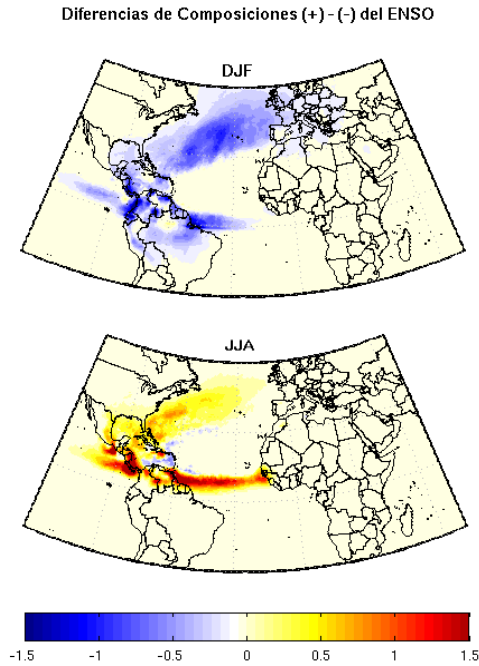


FIG 5. Diferencias entre las composiciones del campo de sumideros de humedad ($E-P < 0$) debidos a la fuente del Atlántico Norte para los años con los índices de ENSO más intensos en sus fases positiva y negativa para las estaciones de invierno y verano.

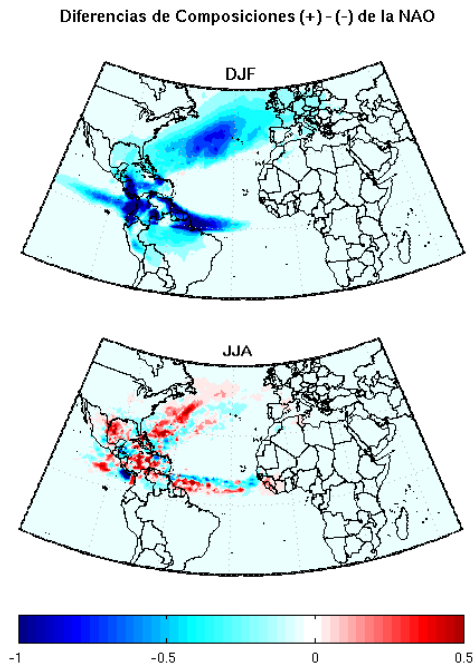


FIG 6. Diferencias entre las composiciones del campo de sumideros de humedad ($E-P < 0$) debidos a la fuente del Atlántico Norte para los años con los índices de NAO más intensos en sus fases positiva y negativa para las estaciones de invierno y verano.

En la figura 6, las diferencias de composiciones realizadas para el índice de NAO muestran que en la estación de invierno la fase fuerte positiva influye en las áreas del Océano Pacífico Tropical, el Istmo Centroamericano, Ecuador, Colombia, Venezuela, Guayana, Surinam, la costa norte de Brasil y la región norte de la fuente de humedad del Atlántico. Mientras que para la estación de verano, la fase fuerte negativa influye en el Golfo y la costa suroeste de México, el Mar Caribe y el noroeste y sur de la región fuente de humedad del Atlántico; y en su fase fuerte positiva también influye en el sur de la región fuente de humedad del Atlántico y en el Océano Pacífico de Costa Rica y Panamá.

Como se comentó anteriormente, la NAO es el patrón dominante de la variabilidad de la circulación atmosférica cercana a la superficie sobre el Atlántico Norte, representando un tercio de la varianza total de presión mensual al nivel del mar en el invierno.

Este patrón está estrechamente relacionado con el NAM, el cual tiene una estructura similar sobre el Atlántico pero es zonalmente más simétrica. El patrón invernal de variabilidad sobresaliente en la baja estratosfera es también anular, pero el patrón de la anomalía de presión mensual al nivel del mar que está asociado con él, se limita exclusivamente a los sectores del Ártico y el Atlántico, que a su vez coincide con la estructura espacial de la NAO (Deser (2000)).

Por esta razón, es importante conocer la estructura espacial en la estación de invierno de la diferencia de composiciones realizada para el índice de NAM (figura 7); donde se muestra que su fase fuerte negativa tiene influencia en las zonas de la región norte de la fuente de humedad del Atlántico, las Antillas Menores, un área de la costa oeste de Colombia, el norte de Venezuela y parte de Brasil. Y en el caso de su fase fuerte positiva, ésta tiene afectación en Costa Rica, Panamá,

Colombia, Guayana, Surinam, el noreste de Brasil, en la zona limítrofe entre Colombia, Venezuela y Brasil, el Océano Pacífico Tropical, el Mar Caribe y el Océano de la costa este de los Estados Unidos.

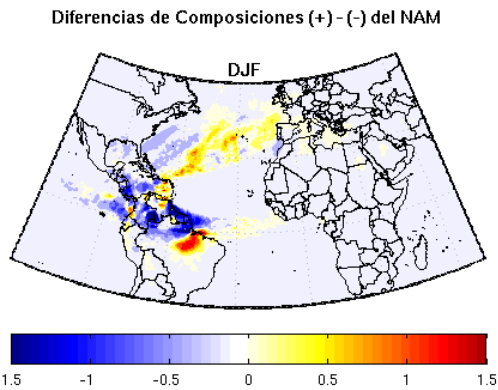


FIG 7. Diferencias entre las composiciones del campo de sumideros de humedad ($E-P < 0$) debidos a la fuente del Atlántico Norte para los años con los índices de NAM más intensos en sus fases positiva y negativa para las estación de invierno.

4 Conclusiones

En este estudio hemos usado un modelo objetivo en 3-D lagrangiano (FLEXPART) para detectar los sumideros de humedad del agua evaporada sobre la región fuente del Atlántico Norte. Los resultados muestran lo siguiente:

1. que los sumideros de humedad debidos a la fuente del Atlántico Norte están gobernados por el movimiento estacional (al norte en la estación de verano y al sur en la estación de invierno) del anticiclón subtropical del Atlántico y la ITCZ, los cuales son elementos dinámicos reguladores de su comportamiento, a la vez que se refleja la importancia de mecanismos de transporte de humedad hacia Europa mediante el warm conveyor belt sobre el Atlántico Norte y hacia América por medio de los jets en niveles bajos.
2. que los máximos de variabilidad de los sumideros de humedad debidos a la fuente del Atlántico Norte se encontraron para la estación de invierno en la región oceánica oeste de las

Antillas Menores, el sureste de Colombia y noreste de Brasil. Mientras que para la estación de verano fueron localizados en la región Pacífico suroeste de México y el Pacífico de Costa Rica y Panamá.

3. que las fases fuertes del índice de ENSO afectan en su fase positiva (El Niño) en la estación de invierno a las precipitaciones principalmente sobre Costa Rica, Panamá, Ecuador, la costa este de Colombia, la costa norte de Brasil, el norte y suroeste de Venezuela y la región norte de la fuente de humedad del Atlántico. Mientras que en el verano y en su fase negativa (La Niña) contribuye en la zona de las Antillas Mayores, en el Océano de la costa este de los Estados Unidos, en la costa suroeste de México, en regiones del Océano Pacífico y Mar Caribe del Istmo Centroamericano, en la región sur de la fuente de humedad del Atlántico y en la zona limítrofe entre Colombia y Venezuela. Cabe destacar que es durante los inviernos cuando predominan las fases fuertes positivas y en verano las fases fuertes negativas.

4. que en el caso de las fases fuertes del índice de NAO, para la estación de invierno y en su fase positiva, se reflejan efectos sobre el Océano Pacífico Tropical, el Istmo Centroamericano, Ecuador, Colombia, Venezuela, Guayana, Surinam, la costa norte de Brasil y la región norte de la fuente de humedad del Atlántico. Mientras que en el verano se producen más precipitaciones en el Golfo de México, la costa suroeste de México, el Mar Caribe y el noroeste y sur de la región fuente. La fase fuerte positiva también modifica el patrón sobre el sur de la región fuente de humedad del Atlántico y las costas del Pacífico de Costa Rica y Panamá.

5. Finalmente, la diferencia de composiciones entre las señales fuertes del índice de NAM para la estación de invierno mostró que su fase fuerte

negativa tiene influencia en las zonas de la región norte de la fuente de humedad del Atlántico, las Antillas Menores, un área de la costa oeste de Colombia, el norte de Venezuela y parte de Brasil. Y en el caso de su fase fuerte positiva, ésta afecta sobre Costa Rica, Panamá, Colombia, La Guayana, Surinam, el noreste de Brasil, en la zona limítrofe entre Colombia, Venezuela y Brasil, el Océano Pacífico Tropical, el Mar Caribe y el océano de la costa este de los Estados Unidos.

Agradecimientos

Los autores agradecen al ECMWF, a la NOAA/CPC y a NCAR/CGD-CAS por permitir el uso del reanálisis del ERA-40 y los índices climáticos usados en el presente trabajo, respectivamente. Además agradecemos a la Xunta de Galicia la ayuda a través del proyecto INCITE09 383 278 PR.

Referencias

- Courtier, P., E. Andersson, W. Heckley, D. Vasiljevic, M. Hamrud, A. Hollingsworth, F. Rabier, M. Fisher, and J. Pailleux, 1998: The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). I: Formulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124(550)**, 1783-1807.
- Deser, C., 2000: On the teleconnectivity of the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **27(6)**, 779-782.
- Díaz, J. M. G., 1998: Meteorología. *Colección Libros. Universidad Central de Venezuela, Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico*. ISBN 9789800002179.
- Durán-Quesada, A. M., L. Gimeno, J. A. Amador, and R. Nieto: 2010: Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a Lagrangian analysis technique. *J. Geophys. Res.*, **115**, D05103.
- Eckhardt, S., A. Stohl, H. Wernli, P. James, C. Forster, and N. Spichtinger, 2004: A 15-year climatology of warm conveyor belts. *J. Clim.*, **17**, 218-237.
- Gimeno, L., A. Drumond, R. Nieto, R. M. Trigo, and A. Stohl, 2010a: On the origin of continental precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **37(13)**, doi: 10.1029/2010GL043712.
- , R. Nieto, R. M. Trigo, S. M. Vicente-Serrano, and J. I. López-Moreno, 2010b: Where does the Iberian Peninsula moisture come from? An answer based on a Lagrangian approach. *J. Hydrometeorol.*, **11(2)**, 421-436.
- Hanna, S.R., 1982: Applications in air pollution modeling. *Atmospheric turbulence and air pollution modelling*, **1**, 275.
- 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(D2)**, 1957-1972.
- Oki, T., 2005: The hydrologic cycles and global circulation. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. doi: 10.1002/0470848944.hsa001
- Stohl, A., C. Forster, A. Frank, P. Seibert, and G. Wotawa, 2005: Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **5(4)**, 4739-4799.
- , 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(8)**, 656-678.
- , and P. James, 2005: A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global

- water cycle. Part II: Moisture transports between Earth's ocean basins and river catchments. *J. Hydrometeorol.*, **6(6)**, 961-984.
- , and D. J. Thomson, 1999: A density correction for Lagrangian particle dispersion models. *Boundary-Layer Meteorology*, **90**, 155-167.
- Trenberth, K. E., and C. J. Guillemot, 1998: Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalysis. *Clim. Dyn.*, **14(3)**, 213-231.
- Thompson, D.W.J. and J. M. Wallace, 2001: Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. *Science*, **293(5527)**, 85.
- Uppala, S.M., and Coauthors, 2005: The ERA-40 Re-Analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- Vogelezang, D. H. P. and A. A. M. Holtslag, 1996: Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations. *Boundary-Layer Meteorology*, **81(3)**, 245-269.
- Walker, G. T. y E. W. Bliss, 1932: World Weather V. Mem. *Roy. Meteorol. Soc.*, **4(36)**, 53-84.